



ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ

Журнал освещает теоретические и прикладные проблемы изучения природных вод: формирование водных ресурсов и управление ими, динамику водной среды, качество и охрану вод, гидрохимические и гидроэкологические процессы в водных объектах.



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Том 52, номер 2, 2025

Водные ресурсы и режим водных объектов

- Антропогенные и климатические факторы современного экологического состояния водных ресурсов в центральной лесостепи Русской равнины (на примере Белгородской области)
С. В. Долгов, Н. И. Коронкевич 3
- Гидрология и морфология узлов слияния рек с раздвоенным руслом
Р. С. Чалов, Д. И. Школьный 15
- Анализ причин увеличения мутности воды в дельте р. Лены
К. Н. Прокопьева, С. Р. Чалов 30
- Штормовые нагоны в устьевой области р. Одры
М. В. Михайлова 45

Гидрофизические процессы

- Изучение влияния вод реки Чулышман на термогидродинамические процессы Телецкого озера в летние месяцы
А. Т. Зиновьев, К. Б. Кошелев, А. В. Дьяченко 57

Гидрохимия, гидробиология, экологические аспекты

- Сток органических веществ с рекой Дон в Азовское море в маловодный период 2007–2020 гг.
В. С. Герасюк, Н. В. Лихтанская, В. В. Сорокина, С. В. Бердников 68
- Современный гидрохимический режим Ладожского озера как индикатор изменений в его экосистеме
М. А. Гусева, Т. Н. Петрова, В. Ю. Крылова 84
- Особенности гидрохимического режима рек Крыма
М. Г. Гречушникова 100

Взаимодействие вод суши с окружающей средой

- Экспорт и эмиссия двуокси углерода нижним течением реки Амур
*П. Я. Тищенко, В. И. Звалинский, Г. Ю. Павлова, П. П. Тищенко,
Р. В. Чичкин, Е. М. Шкирникова, Р. С. Анохина* 111
-
-

УДК 502/504; 556.512; 556.53

АНТРОПОГЕННЫЕ И КЛИМАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ СОВРЕМЕННОГО ЭКОЛОГИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ВОДНЫХ РЕСУРСОВ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЛЕСОСТЕПИ РУССКОЙ РАВНИНЫ (НА ПРИМЕРЕ БЕЛГОРОДСКОЙ ОБЛАСТИ)¹

© 2025 г. С. В. Долгов^{a, *}, Н. И. Коронкевич^{a, **}

^aИнститут географии РАН, Москва, 119017 Россия

*e-mail: svdolgov1978@yandex.ru

**e-mail: koronkevich@igras.ru

Поступила в редакцию 11.04.2024 г.

После доработки 27.06.2024 г.

Принята к публикации 27.06.2024 г.

Предложены подходы к региональному гидроэкологическому анализу, учитывающие взаимосвязь поверхностных и подземных вод. На примере Белгородской области выявлены особенности формирования ресурсов поверхностного и подземного стока в меняющихся климатических и хозяйственных условиях в лесостепной зоне Русской равнины. Установлены тенденции в использовании водных ресурсов. Оценено влияние на них сточных вод, стока с урбанизированных территорий и пахотных угодий. Показано, что весьма важную гидрологическую и экологическую роль играет изменение климатических условий, прежде всего рост температуры воздуха. Установлены изменения за последние годы (с 2008 по 2021 г.) речного стока, его поверхностной и подземной составляющих, выявлены их позитивные и негативные последствия. Важным резервом обеспечения населения водой высокого качества служат ресурсы подземных вод, которые освоены далеко не в полной мере. Для улучшения экологического состояния водных объектов весьма актуально совершенствование системы очистки сточных вод, создание мониторинга загрязнения водных объектов от диффузных источников и снижение безвозвратных потерь воды при ее использовании.

Ключевые слова: Белгородская область, лесостепная зона, поверхностные и подземные воды, речной сток, антропогенные и климатические факторы, количественные и качественные изменения водных ресурсов, последствия.

DOI: 10.31857/S0321059625020017 EDN: UCZUJ

ВВЕДЕНИЕ

Современные (с начала 1990-х гг.) особенности формирования ресурсов стока обусловлены неоднозначным антропогенным воздействием в условиях значительно изменившихся за последние десятилетия климатических факторов. Интегральный результат произошедших трансформаций, представляющий значительный интерес для разработки эффективных природо- и водоохраных мер и оценки перспектив развития области, остается недостаточно изученным.

Особенно актуальна такая задача для регионов с ограниченными ресурсами стока и интенсив-

ной антропогенной нагрузкой, способствующей низкому их качеству. К таким регионам относится и Белгородская область, расположенная в зоне недостаточного увлажнения (преимущественно в лесостепи Русской равнины и на небольшом участке степи на водосборе р. Айдар).

В суммарных водных ресурсах Белгородской области преобладают ресурсы местного стока (92%). Поступающий из соседней Курской области сток составляет лишь 8% [4]. Общие ресурсы стока характеризуются низким качеством – преобладают “грязные” речные воды [21], генезис загрязнения которых остается недостаточно изученным.

Гидрологической и гидроэкологической характеристике Белгородской области посвящено довольно большое число публикаций [16, 19, 22, 23, 29, 30]. Она освещается и в целом ряде спра-

¹ Исследование выполнено в рамках Государственного задания Института географии РАН ФМWS-2024-0007 (1021051703468-8).

вочных изданий по СССР и России [3–5, 8, 21, 26]. Все они в основном посвящены отдельным аспектам затрагиваемой темы.

Цель данной статьи заключается в комплексной оценке состояния водных ресурсов Белгородской области под влиянием современных изменений во взаимодействии поверхностных и подземных вод, климатических условий, водного хозяйства и антропогенного воздействия на водосборы (урбанизации территории, сельскохозяйственной деятельности), приводящего к неконтролируемому диффузному загрязнению водных объектов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИСХОДНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Различные аспекты региональной оценки состояния ресурсов речного стока в лесостепи

и степи Русской равнины рассмотрены в ряде публикаций [5, 7, 10, 11, 14, 15, 17, 28]. В данной статье используется комплексный географо-гидрологический подход, ориентирующий на учет генетической неоднородности стока, обусловленной различиями во влиянии природно-климатических и антропогенных факторов, а также в процессах формирования поверхностной и подземной его составляющих [12, 17].

Указанные составляющие были выделены на гидрографах речного стока с учетом контрастных особенностей его формирования в последние десятилетия, когда весеннее половодье и межень выражаются очень четко (рис. 1а) и когда выделение половодья и межени осложнено зимними и летними паводками (рис. 1б). Тот и другой типы гидрографа за период 2008–2021 гг. имели место примерно поровну. Подземная составляющая

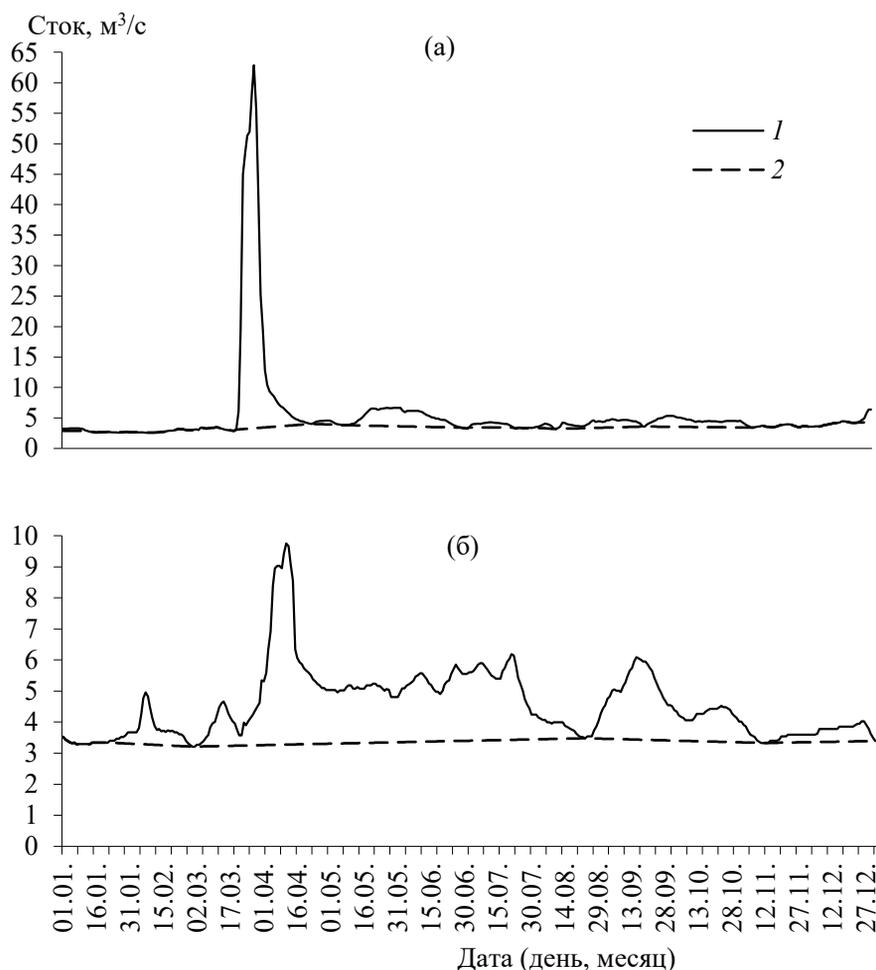


Рис. 1. Гидрографы стока р. Тихая Sosна у г. Алексеевки за 2010 г. (а) и 2015 г. (б): 1 – полный речной сток; 2 – подземная составляющая стока.

стока на рис. 1 выделена по кривой, проведенной через точки с минимальным суточным стоком.

Такой подход к расчленению гидрографов представляется достаточно обоснованным. Расчеты для 11 пунктов наблюдений Росгидромета на реках Белгородской области показали, что между рассчитанным таким образом годовым подземным стоком и его устойчивой составляющей (минимальным суточным) коэффициент корреляции довольно высокий (> 0.90) (рис. 2). В качестве показателя минимального суточного подземного стока принято среднее между величинами минимального суточного речного стока в холодный (ноябрь–март) и теплый (апрель–октябрь) сезоны.

Для ориентировочной оценки подземной составляющей стока использовались также и менее репрезентативные показатели – минимальный среднемесячный речной сток в холодный и теплый сезон. В данном случае наблюдается достаточно тесная корреляционная связь ($0.90–0.94$) этих показателей с наиболее надежным показателем подземного стока – минимальным суточным речным стоком (рис. 3).

Массив исходной информации представлен ежедневными данными наблюдений Росгидромета [1] за стоком рек в 11 пунктах: Северский До-

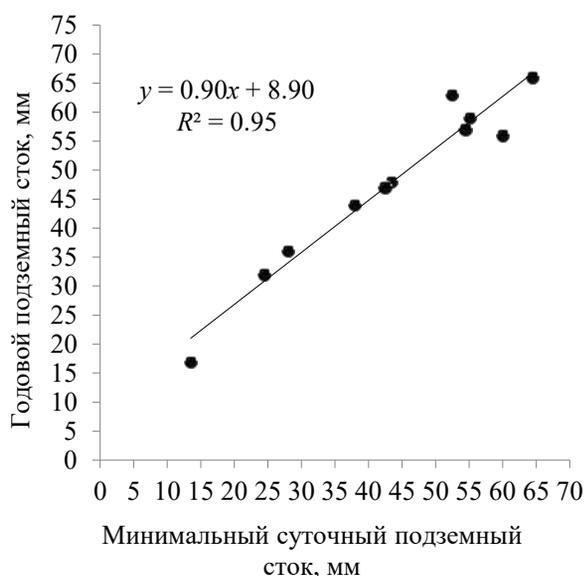


Рис. 2. Связь среднего за 2008–2021 гг. годового и минимального суточного подземного стока рек Белгородской области.

нец у с. Киселево (площадь водосбора 740 км^2) и с. Зеленая Поляна (1225); Оскол в г. Старый Оскол (1540), с. Ниновка (6270) и п. Раздолье (8640); Болховец в г. Белгород (394); Нежеголь – г. Шебекино (2070); Ворскла – с. Козинка (1870); Осколец – г. Старый Оскол (494); Валуй – г. Валуйки (1290); Тихая Сосна – г. Алексеевка (2060 км^2). Были рассчитаны величины речного стока, его поверхностной и подземной составляющих, осредненные как за гидрологический год (с ноября по март), так и за отдельные сезоны (холодный – с ноября до начала половодья; половодье; теплый – с конца половодья по октябрь). Другой массив исходной информации представлен результатами наблюдений Росгидромета за температурой воздуха и атмосферными осадками по трем метеостанциям (Богородицкое-Фенино, Валуйки и Готня). Анализировались также сведения Росреестра и Росстата и данные об использовании ресурсов поверхностных и подземных вод [1, 3, 8, 9, 25, 27].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ОБСУЖДЕНИЕ

Ландшафтно-гидрологические особенности

Территория Белгородской области расположена на водораздельных пространствах Дона (80.4%) и Днепра (19.6%). Густота речной

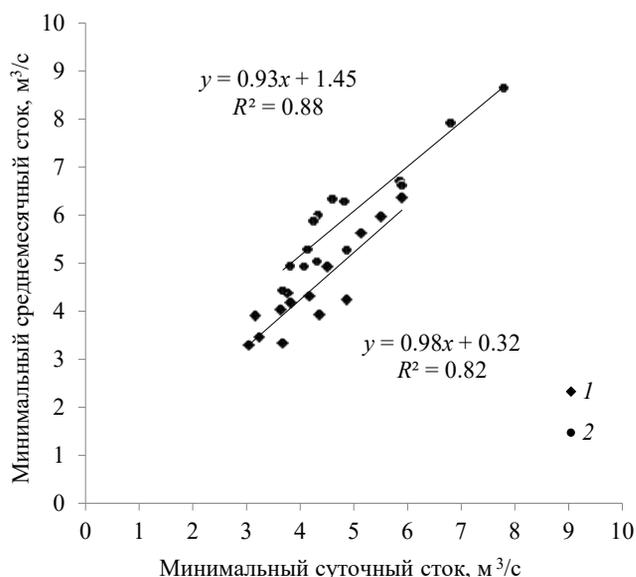


Рис. 3. Корреляционная связь минимального среднемесячного и суточного стока р. Тихая Сосна у г. Алексеевки за 2008–2021 гг. в холодный (1) и теплый (2) сезоны.

сети составляет 0.18 км/км², протяженность ~ 4658 км. В области насчитывается более 500 водотоков, но рек длиной более 100 км – лишь четыре: Ворскла – 118 км (бассейн р. Днепр), Оскол – 293 км, Северский Донец – 102 км и Тихая Сосна – 105 км (бассейн Дона).

По данным Росреестра, земельный фонд Белгородской области составляет 2713.4 тыс. га. В ее ландшафтно-гидрологической структуре преобладают сельскохозяйственные угодья (78.7% ее площади, в том числе пашня – 60.7%). Угодьями с повышенным коэффициентом стока вследствие уплотненной к началу весеннего половодья почвы (озимые, многолетние травы, пастбища, залежи, стерня) занято 41.9% территории области. Несколько меньше (36.8%) приходится на поля с рыхлой почвой (зябь и черный пар) с невысоким коэффициентом стока. Доля земель лесного фонда и лесных насаждений, не входящих в лесной фонд, с наименьшим коэффициентом стока составляет 8.9%. На урбанизированные территории (земли застройки, промышленности, под дорогами) с наиболее высоким коэффициентом стока приходится 4.6%. Прочими территориями (охраняемые природные участки, водные объекты, парки, свалки, земли энергетики, связи и др.) занято 7.8%.

Влияние водного хозяйства

Белгородская область относится к регионам с невысокой обеспеченностью населения ресурсами речного стока. Средняя многолетняя их величина (местных и притока) составляет 2.7 км³/год [8]. На одного жителя Белгородской области в средний по водности год приходится только 1780 м³ воды, что в 16 раз меньше среднего российского показателя (29 060 м³/год).

В большей мере по сравнению с соседними регионами обеспечено население Белгородской области прогнозными ресурсами подземных вод – 1430 м³/год на одного человека (Курской – 1080, Воронежской – 650 м³/год). Они служат важным резервом хозяйственно-питьевого водоснабжения, для которого здесь используются преимущественно подземные воды зоны активного водообмена. Их отбор на различные нужды в 5–7 раз превышает отбор воды из поверх-

ностных водных объектов (рис. 4). При этом на отдельных участках отмечается существенный ущерб речному стоку за счет усиленной фильтрации речных вод в эксплуатируемые водоносные горизонты. Так, в 1993 г. в бассейне Северского Донца на участке между с. Огурцово и г. Белая Калитва доля поглощенных речных вод в заборе подземных вод достигала 49% (37% суммарного отбора речных и подземных вод) [8].

Сброс сточных вод в подземные водные объекты на территории области не осуществляется. Основную нагрузку сточными водами испытывают поверхностные водные объекты. Поступление сточных вод в них значительно (в 3.5–4.0 раза в 2019–2021 гг.) превышает водоотбор из них. В основном сбрасываются использованные подземные воды, что компенсирует ущерб речному стоку вследствие фильтрации речных вод в водоносные горизонты. Однако общий ущерб для ресурсов речного и особенно подземного стока довольно высокий (~56% суммарного водоотбора составляют безвозвратные потери воды) (рис. 4). Кроме того, из-за недостаточно эффективной очистки сточных вод снижается качество речных вод.

Несмотря на существенное снижение в Белгородской области (37% за 1990–2021 гг., в том числе 20% за 2000–2021 гг.) суммарного отбора поверхностных и подземных вод и уменьшение общей величины сброса сточных вод (рис. 4), наблюдается повышенный сброс загрязненных вод. Их доля в суммарном объеме учитываемых водохозяйственной статистикой категорий сточных вод возросла с 8–10% в среднем за 1995–2008 гг. до 50–52% и более за 2009–2021 гг. Причем произошло это на фоне в основном климатического снижения речного стока в последние годы. В среднем за 2009–2021 гг. его величина (2.1 км³/год) составила 78% от нормы за 1930–1980 гг. (2.7 км³/год) [8], что привело к уменьшению разбавляющей способности речного стока и способствовало ухудшению экологического состояния речных вод.

Гидроэкологическая роль урбанизированных территорий

Весьма существенную роль в формировании количества и особенно качества речных вод

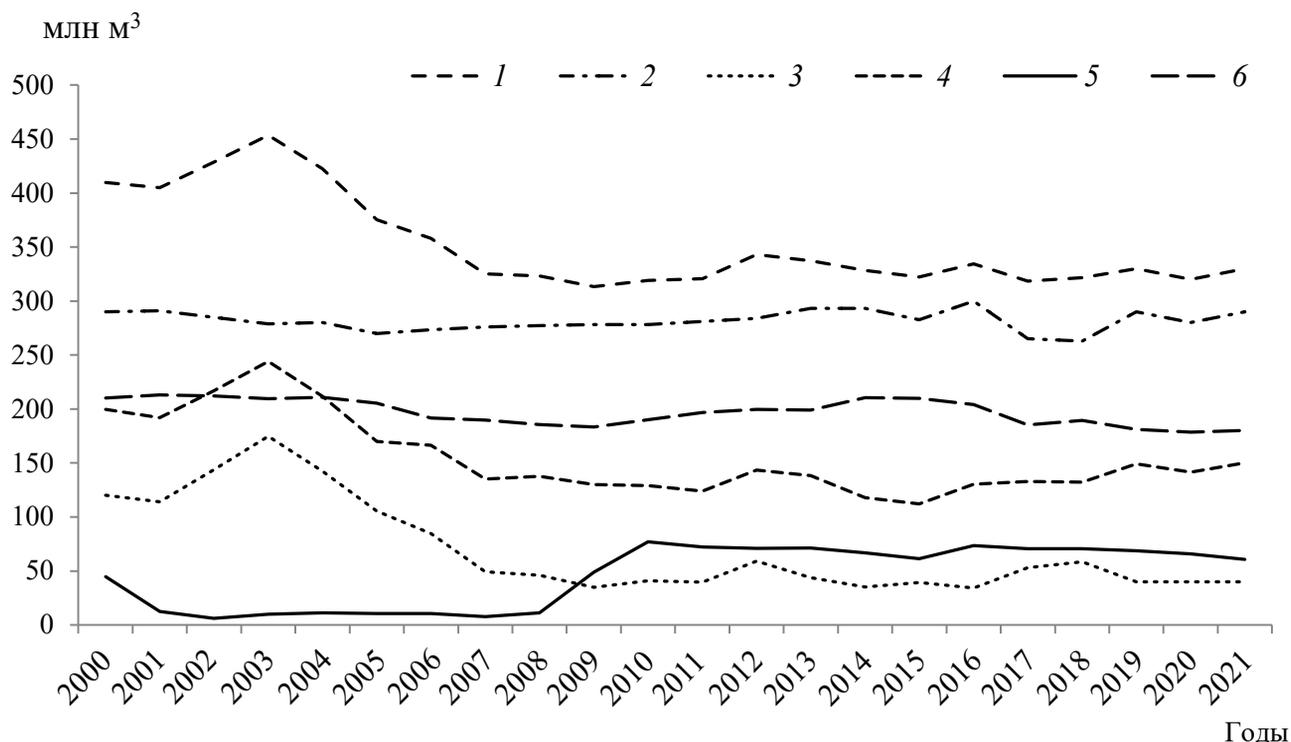


Рис. 4. Динамика суммарного водоотбора (1), отбора подземных (2) и речных (3) вод, сброса сточных вод всех категорий (4), загрязненных сточных вод (5) и безвозвратных потерь воды (6).

в Белгородской области играют урбанизированные территории. Влияние дорожно-транспортной нагрузки рассмотрено в публикации [13]. Дорожное строительство приводит к увеличению площади урбанизированных территорий с наиболее высоким коэффициентом поверхностного стока по сравнению с природными ландшафтами. Придорожный сток на одних участках возрастает и активизирует эрозионные процессы, а на других концентрируется в понижениях рельефа, приводя к переувлажнению, подтоплению дорожной насыпи и ее деформации. В общем случае при эксплуатации дорог формируется сплошная региональная полоса загрязнения почвогрунтов, поверхностного и подземного стока. Причем на одних участках преобладает вынос загрязняющих веществ в гидрографическую сеть, а на других — их аккумуляция. В пробах воды, отобранных в зоне влияния дорог, нередко обнаруживается повышенное содержание тяжелых металлов, нефтепродуктов, сульфитов, сульфатов, нитритов, нитратов, аммонийного азота и других загрязнителей.

За последние десятилетия дорожно-транспортная нагрузка существенно возросла. По данным Росстата [25], в Белгородской области густота одних лишь автодорог с твердым покрытием еще в 1990 г. (0.16 км/км^2) по величине оказалась близкой к густоте речной сети (0.18 км/км^2). Несмотря на кризисные явления в экономике, автодорожная сеть продолжала развиваться, и к 2000 г. густота автодорог возросла почти на 50% и составила 0.24 км/км^2 . С 2012 г. Росстатом стала учитываться и протяженность уличных дорог в населенных пунктах. Но и по обновленной методике зафиксирован дальнейший рост дорожно-транспортной нагрузки. В самые последние годы (с 2012 г.) густота автодорог увеличилась на 23% и более чем в 4 раза превысила густоту речной сети.

По состоянию на 2022 г. вне населенных пунктов землями транспорта, предназначенными для его функционирования, занято 19.3 тыс. га, в самих населенных пунктах — 8.2 тыс. га [9]. Средняя многолетняя величина годовых атмосферных осадков в Белгородской области, рас-

считанная за период 2008–2021 гг. по данным метеостанций Богородицкое-Фенино, Валуйки и Готня, составила 561 мм (за холодный сезон – 214 мм, теплый сезон – 347 мм). Отсюда следует, что объем загрязненных от осадков вод на землях транспорта составляет 154.3 млн м³/год, что существенно больше объема отбора речных вод и сброса в поверхностные водные объекты сточных вод всех категорий (рис. 4).

Помимо земель транспорта на землях, занятых промышленностью вне населенных пунктов (19.4 тыс. га) и в самих населенных пунктах (11.6 тыс. га), ежегодно подвергается загрязнению еще 173.9 млн м³ талых и дождевых вод.

Существенное загрязнение выпавших осадков наблюдается также на землях населенных пунктов (347.2 тыс. га), прежде всего на территориях, занятых жилой и общественно-деловой застройкой (суммарно – 66.1 тыс. га). На таких территориях загрязняется ~ 370.8 млн м³/год выпавших осадков.

В итоге суммарное количество выпавших годовых атмосферных осадков, подверженных в той или иной степени загрязнению на урбанизированных территориях Белгородской области, довольно значительное – 699 млн м³/год (267 за холодный сезон и 432 за теплый сезон).

Согласно публикации [18], на формирование диффузного стока с урбанизированных территорий в бассейне Дона расходуется в холодный сезон (включая половодье) в среднем 0.6 осадков, что составляет 160 млн м³/год. Для расчета стока за теплый сезон нами, как и в упомянутой публикации [18], использован коэффициент стока 0.1 для территории г. Курска [20]. С учетом данного коэффициента объем стока за счет осадков теплого сезона составил 43.2 млн м³/год. За годовой период в целом объем стока с урбанизированных площадей Белгородской области составляет 203.2 млн м³ – ~10% ее общего стока (2.1 км³/год местного и притока). Объем загрязненного диффузного стока, сформированного на урбанизированных территориях, значительно больше (на 52%) объема сточных вод всех учитываемых водохозяйственной статистикой категорий (в среднем за 2008–2021 гг. 133.5 млн м³/год)

и более чем в 3 раза превышает объем загрязненных сточных вод (63.5 млн м³/год).

Сельскохозяйственная нагрузка

Наиболее распространено антропогенное воздействие сельского хозяйства на речные водосборы, особенно на пашне – как на количество, так и на качество водных ресурсов вследствие выноса с полей талыми и дождевыми водами в водные объекты компонентов удобрений, ядохимикатов и других загрязнителей. Вследствие спада сельскохозяйственного производства в 1990-е гг. произошло сокращение посевной площади Белгородской области на 6% относительно 1990 г. К 2005 г. оно достигло 19%, затем наблюдался рост, но уровень 1990 г. остается пока не достигнутым (в 2022 г. – 92%).

Негативная гидроэкологическая сельскохозяйственная нагрузка уменьшилась и по применению минеральных удобрений. Особенно значительно снизилось их использование к 1999 г. – на 85% относительно уровня 1990 г., при этом вносились удобрения не более чем на 40% посевной площади. Однако затем применение удобрений довольно быстро стало возрастать и стабилизировалось в период с 2010 по 2022 г. на уровне ~65%, а доля земель с внесенными удобрениями во всей посевной площади в последние годы (2019–2022 гг.) достигла 91–94% по отношению к 1990 г.

В отличие от минеральных удобрений, снижение использования органических удобрений продолжалось и после 1999 г. Минимальная их величина была зафиксирована в 2006 г. – 84% от уровня 1990 г., а удельный вес земель с внесенными удобрениями во всей посевной площади ≤ 2%. Затем использование органических удобрений стало довольно быстро увеличиваться. В последние годы (2019–2022 гг.) их объем даже значительно превысил уровень 1990 г. – на 65%, а удельный вес земель с внесенными органическими удобрениями во всей посевной площади увеличился до 14–15%.

Один из главных результатов трансформации ландшафтной структуры сельским хозяйством – изменение поверхностного склонового стока.

Это видно, в частности, при сравнении стока с зяблевой (осенней) пахоты и с полей, не распашанных с осени, с уплотненной к началу половодья почвой. В табл. 1 приведены результаты анализа данных многолетних наблюдений на ближайшем к территории Белгородской области Новосильском воднобалансовом стационаре ФНЦ Агроэкологии РАН (ранее ВНИАЛМИ) в Мценском районе Орловской области. Видно, что различия отмечены и по инфильтрации, которая во время весеннего половодья и в холодный сезон в целом значительно преобладает над поверхностным склоновым стоком. Причем на зяби коэффициент инфильтрации больше, чем на полях с уплотненной почвой.

Пашней, как отмечено выше, занято 60.7% территории области (1647 тыс. га). Поскольку в среднем многолетняя величина питания подземных вод эквивалентна величине подземного стока зоны активного водообмена [24], то, учитывая величину коэффициента подземного стока (0.10 за 2008–2021 гг.), можно ориентировочно определить объем загрязненных талых и дождевых вод, расходуемый на формирование годового подземного стока на пашне. Он составил 924 млн м³/год. За счет другой части загрязненных на пашне осадков образуется поверхностный склоновый сток. В последние десятилетия (с 1981 г.) он значительно сократился и, по оценке в [14], составляет ~4 мм в расчете на всю площадь области. Отсюда следует, что ежегодно в холодный сезон на пашне оказываются загрязненными в среднем еще ~66 млн м³ стекающих поверхностным путем талых и дождевых вод. В дополнение к этому, если принять во внимание соотношение между поверхностными составляющими стока в холодный и теплый сезоны за 2008–2021 гг., то оказывается, что в теплый сезон может загрязняться на пашне ~2 мм дождево-

го поверхностного стока (33 млн м³). Суммарная величина диффузного стока с пашни составляет значительную величину – 1023 млн м³/год.

Таким образом, на урбанизированных территориях и пашне в Белгородской области формируется в последние годы (2008–2021 гг.) 1.23 км³/год в основном неконтролируемого диффузного стока (включая его поверхностную и подземную составляющие), что составляет ~59% от всего объема годового речного стока. В дальнейшем эта ориентировочная величина может быть уточнена, прежде всего с учетом современных особенностей агрофона, различий в формировании поверхностного и подземного стока в холодный и теплый сезоны, что остается пока слабо изученным.

Изменение климатических условий

Весьма важным фактором современной гидроэкологической ситуации в Белгородской области стал рост температуры воздуха как в среднем за год, так и во все сезоны. По данным метеостанции Богородицкое-Фенино, устойчивый рост температуры воздуха в холодный сезон (ноябрь–март) наблюдается с 1981 г., в теплый (апрель–октябрь) – с 1998 г., а за год в целом – с 1989 г. [7]. Относительно периода 1890–1980 гг. в период с 1981 по 2022 г. среднегодовая температура воздуха увеличилась на 1.3°C. Наибольшее увеличение температуры (на 2.4–2.9°C) отмечено в январе–марте, в гораздо меньшей степени (0.5–0.8°C) – летом в июне–августе.

Особенно значительный рост температуры воздуха произошел в последние годы (2008–2022 гг.). Относительно нормы (по состоянию на 1980 г.) в период с 1981 по 2007 г. (за 27 лет) годовая температура увеличилась на 0.8°C (за хо-

Таблица 1. Средний многолетний поверхностный склоновый сток и инфильтрация в почву за период половодья и весь холодный сезон (включая половодье) за 1957–2016 гг. на Новосильском стационаре (рассчитано по данным [2])

| Вид агрофона | Инфильтрация в почву весной, мм | Коэффициент весенней инфильтрации | Суммарная инфильтрация в почву за холодный период, мм | Весенний поверхностный склоновый сток, мм | Коэффициент стока |
|-------------------|---------------------------------|-----------------------------------|---|---|-------------------|
| Зябрь | 76 | 0.80 | 213 | 20 | 0.20 |
| Уплотненная пашня | 74 | 0.71 | 204 | 29 | 0.29 |

лодный сезон – на 1.4°C, теплый сезон – 0.5°C), а с 2008 по 2022 г. (15 лет) она возросла еще больше – на 2.2°C (за холодный сезон – 2.8°C, теплый сезон – 1.7°C).

По гидроэкологическим последствиям произошедшее увеличение температуры воздуха в холодный и теплый сезоны существенно различается. В холодный сезон ее рост приводит к уменьшению поверхностного стока и миграции с ним загрязняющих веществ, но способствует увеличению почвенных влагозапасов, инфильтрации, подземного стока и степени загрязненности подземных вод, а в теплый сезон – сопровождается увеличением испарения, что приводит к уменьшению величины как поверхностной, так и подземной составляющих стока. Немаловажный минус в экологическом отношении – снижение запасов влаги в почве в вегетационный период.

В отличие от температуры воздуха, в многолетних колебаниях средних по территории Белгородской области атмосферных осадков (рассчитанных по данным метеостанций Богородицкое-Фенино, Валуйки и Готня) за период с 1966 по 2007 г. отчетливо выраженных долговременных тенденций не прослеживается. По данным метеостанций Богородицкое-Фенино, Валуйки и Готня, за период с 1966 по 1980 г. средняя сумма годовых осадков составила 594 мм, в том числе за холодный сезон – 224 мм, теплый

сезон – 370 мм. С 1981 по 2022 г. их величина практически не изменилась и составила 591 мм (за холодный сезон – 211 мм, теплый сезон – 380 мм). Однако в последние годы (2008–2022 гг.) суммы годовых осадков и осадков за холодный и теплый сезоны несколько уменьшились (на 4.3–4.5%). Это наряду с ростом температуры воздуха (особенно в теплый сезон) создает предпосылки к ухудшению гидроэкологической ситуации в отношении как ресурсов речного стока, так и запасов влаги в почве на сельскохозяйственных угодьях.

Оценим далее реакцию стока на наблюдающиеся изменения факторов его формирования.

Изменения речного стока

Из приведенных на рис. 5 разностных интегральных кривых следует, что многолетние колебания годового речного стока и максимального среднего месячного стока (в значительной мере отражающего сток половодья) обладают сходством (коэффициент корреляции равен 0.81). За период наблюдений на р. Тихая Сосна (1947–2021 гг.) до 1971 г. прослеживается фаза повышенного стока, затем – весьма длительная (~50 лет) фаза пониженного стока. Наиболее отчетливо она выражена с 1981 г., когда произошел переход к фазе повышенных значений температуры воздуха за холодный сезон.

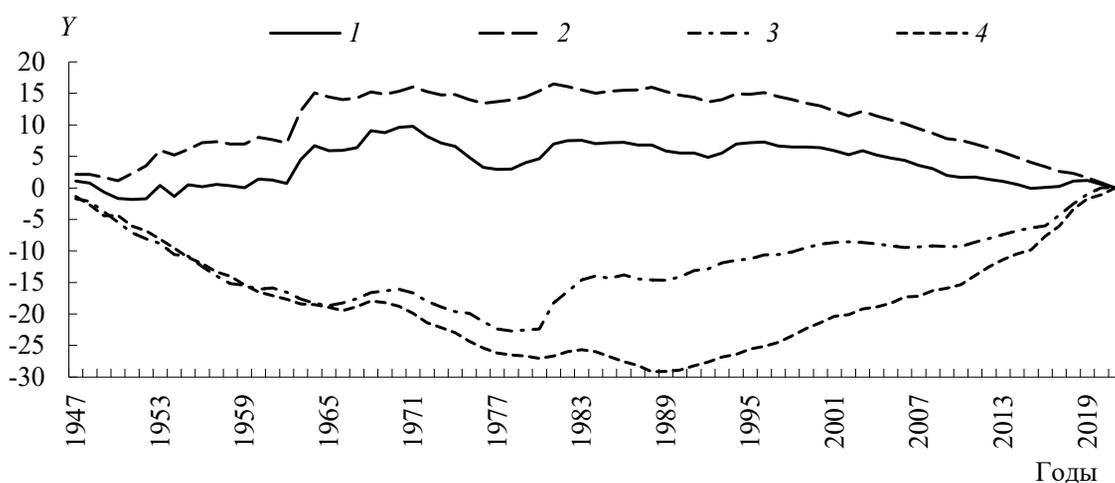


Рис. 5. Нормированные разностные интегральные кривые годового стока (1), максимального месячного стока (2), минимального месячного стока в холодный (3) и теплый (4) сезоны. ($Y = \sum(k_i - 1)/Cv$, где k_i – отношение величины стока за i -й год к средней многолетней его величине, Cv – коэффициент вариации).

Из рис. 5 также следует, что многолетние колебания годового речного стока р. Тихая Сосна, как и максимального среднемесячного, характеризуются асинфазностью (многолетней фазе соответствует маловодная, и наоборот) с колебаниями показателей подземного стока – минимального месячного стока в холодный и теплый сезоны. Причем переход к фазе повышенного подземного стока в холодный сезон произошел в 1981 г., а в теплый сезон – значительно позднее, лишь в 1990 г., когда сформировалась фаза повышенной годовой температуры воздуха. Насколько такая ситуация типична для всей рассматриваемой территории – предмет дальнейших исследований.

Под влиянием главным образом климатических изменений годовой сток в Белгородской области в целом (местный сток плюс приток) за последние годы (2008–2021 гг.) существенно снизился – на 30% по отношению к его средней многолетней величине на начало 1960-х гг., составлявшей 2,98 км³ год [6] (на 22% относительно стока за 1930–1980 гг.). При этом значительно возросла доля подземного стока в годовом речном стоке – с 19 до 67%, а доля поверхностной составляющей, напротив, сократилась – с 81 до 33% (рис. 6), что привело к более равномерному внутригодовому распределению стока. Сток

в половодье резко уменьшился и по величине стал практически таким же, как и в осенне-зимний сезон, составив лишь 29% полного годового стока. В итоге при прочих равных условиях снизилась транспортирующая способность поверхностного стока по выносу загрязняющих веществ в реки, а подземного стока увеличилась.

Такая ситуация обусловлена значительным снижением за последние десятилетия величины поверхностного склонового стока вследствие изменения климатических условий. Так, в районе Новосильского стационара ФНЦ Агрэкологии РАН снижение составило 69% на не распашанных с осени угодьях с уплотненной к началу половодья почвой и 77% – на полях с зяблевой (осенней) пахотой [2]. Другая тенденция заключается в существенном увеличении инфильтрации в почвогрунты в зоне аэрации – на 13–16% за весь холодный сезон, включая половодье, что способствует пополнению запасов подземных вод и повышению урожайности сельскохозяйственных культур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В связи с невысокой обеспеченностью ресурсами речного стока водоснабжения населения и хозяйства Белгородской области используют-

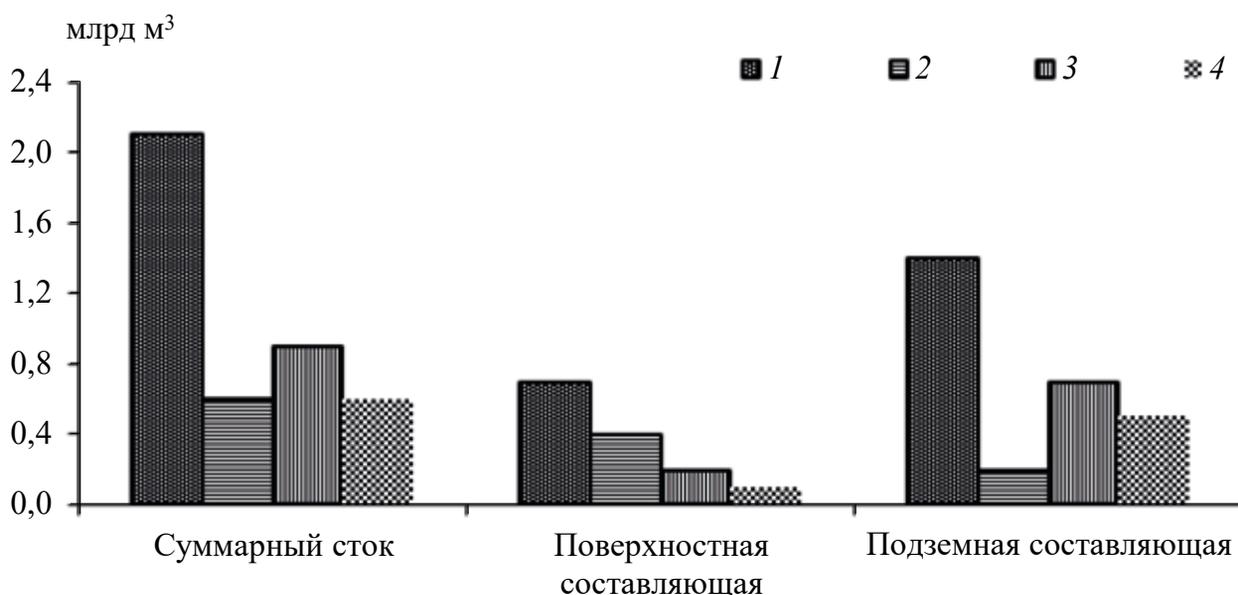


Рис. 6. Годовой сток Белгородской области и его внутригодовое распределение в среднем за 2008–2021 гг. (1 – год в целом, 2 – период половодья, 3 – летне-осенний сезон, 4 – осенне-зимний сезон).

ся преимущественно подземные воды зоны активного водообмена. Их отбор в 5–7 раз больше отбора поверхностных вод. Ущерб речному стоку вследствие усиленной фильтрации речных вод в эксплуатируемые водоносные горизонты компенсируется значительным объемом сбрасываемых сточных вод. Он в 3.5–4.0 раза (2019–2021 гг.) превышает отбор речных вод. Однако для ресурсов подземного стока ущерб довольно высокий, ~50% отбора подземных вод составляют безвозвратные потери. Кроме того, в перспективе при истощении эксплуатационных запасов подземных вод, как правило, весьма медленно восполняющихся, ущерб речному стоку может стать значительным. Но и в настоящее время компенсации качества речных вод не происходит; напротив, в основном сбрасываются использованные подземные воды, относящиеся к категории загрязненных. Их объем в последние годы (2009–2021 гг.) стал даже больше объема отбора поверхностных вод, причем на фоне снижения разбавляющей способности речного стока.

Наблюдающаяся в последние годы негативная гидроэкологическая ситуация на территории Белгородской области в определенной степени обусловлена также усилением отдельных видов антропогенной нагрузки (после ее спада в 1990-е гг.). Сокращение посевной площади в Белгородской области в 1990-е гг. сменилось с 2005 г. ее увеличением (к 2022 г. до 92% уровня 1990 г.). Объем вносимых удобрений довольно быстро стал возрастать и стабилизировался в период с 2010 по 2022 г. на уровне ~ 65% по отношению к 1990 г. В многочисленных личных подсобных хозяйствах и на дачных участках наблюдается также активная и практически не контролируемая природоохранными органами сельскохозяйственная деятельность, негативно влияющая на состояние водных ресурсов.

Несмотря на осуществление водоохранных мероприятий, направленных в основном на снижение поступления в водные объекты загрязняющих веществ от точечных источников, качество вод остается неудовлетворительным вследствие негативного воздействия неконтролируемого диффузного поверхностного и подземного стока с пахотных угодий и урбанизированных территорий. Суммарный объем антропогенно изме-

ненных вод в Белгородской области составляет весьма значительную величину – 1.23 км³/год (2008–2021 гг.), ~59% всего объема годового речного стока.

Наиболее значительными за последние десятилетия оказались климатические изменения стока. Весьма существенный рост температуры воздуха в холодный сезон, сопровождавшийся участвовавшими оттепелями, привел к уменьшению глубины промерзания почвогрунтов зоны аэрации, снижению запасов воды в снеге перед началом весеннего половодья и уменьшению роли поверхностного склонового стока в миграции загрязняющих веществ. В то же время такая ситуация привела к увеличению инфильтрации талых вод в почву во время оттепелей и весеннего половодья, способствуя миграции этих веществ в почвогрунты зоны аэрации и далее в верхние водоносные горизонты с грунтовыми водами. Причем изменение климатических условий и сельскохозяйственной деятельности на современном этапе разнонаправлено действует на весенний поверхностный склоновый сток. Если бы не влияние угодий с уплотненной к началу половодья почвой, то современный склоновый сток в половодье под влиянием климатических изменений снизился бы еще в большей степени, а инфильтрация талых вод, соответственно, увеличилась бы.

Негативными последствиями климатических изменений стали снижение ресурсов речного стока, уменьшение эффективности стока весеннего половодья по промывке речных русел, ухудшение условий естественного воспроизводства рыбы на пойменных нерестилищах, возникновение определенных трудностей в заполнении весной прудов и водохранилищ до проектных отметок. Однако по своим гидроэкологическим последствиям изменение климата не столь однозначно. Наблюдаются и позитивные последствия. К их числу относятся уменьшение вероятности формирования экстремально высоких наводнений, снижение эрозионной деятельности поверхностного склонового стока и его способности транспортировать загрязняющие водные объекты вещества, создание предпосылок для получения более высоких урожаев вследствие увеличения инфильтрации осадков, рост

ресурсов не требующего регулирования подземного стока, а также снижение неравномерности внутригодового распределения речного стока.

Для улучшения экологического состояния водных объектов весьма актуально снижение безвозвратных потерь воды при ее использовании, совершенствование системы очистки сточных вод и создание мониторинга диффузного загрязнения водных объектов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Автоматизированная информационная система государственного мониторинга водных объектов (АИС ГМВО). <https://gmvo.skniivh.ru/>
2. Барабанов А.Т., Долгов С.В., Коронкевич Н.И., Панов В.И., Петелько А.И. Поверхностный сток и инфильтрация в почву талых вод на пашне в лесостепной и степной зонах Восточно-Европейской равнины // Почвоведение. 2018. № 1. С. 74–81.
3. Водные ресурсы и водное хозяйство России. Ежегодный статистический сборник, 2006–2018 гг. / Под ред. Н.Г. Рыбальского, А.Д. Думнова. М.: НИИ-Природа, 2007–2019 гг.
4. Водные ресурсы и водный баланс территории Советского Союза. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 199 с.
5. Водные ресурсы России и их использование / Под ред. И.А. Шикломанова. СПб.: ГГИ, 2008. 600 с.
6. Воскресенский К.П. Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза. Л.: Гидрометеиздат, 1962. 548 с.
7. Георгиади А.Г., Долгов С.В., Кашутина Е.А., Коронкевич Н.И., Шапоренко С.И., Ясинский С.В. Современные климатические и гидрологические изменения в Белгородской области и их последствия // Вестн. ВГУ. Сер. География. Геоэкология. 2023. № 4. С. 84–89.
8. Государственный водный кадастр Российской Федерации. Ресурсы поверхностных и подземных вод, их использование и качество. Ежегодное издание. 1994, 2001–2021 гг.
9. Государственный доклад о состоянии и охране окружающей среды Белгородской области. Ежегодное издание. Белгород, 2019–2023.
10. Диффузное загрязнение водных объектов: проблемы и решения / Под рук. В.И. Данилова-Данильяна. М.: РАН, 2020. 512 с.
11. Дмитриева В.А. Водные ресурсы Воронежской области в условиях меняющегося климата и хозяйственной деятельности. Воронеж: Изд. дом ВГУ, 2015. 192 с.
12. Долгов С.В., Коронкевич Н.И. Гидрологическая ярусность равнинной территории // Изв. РАН. Сер. геогр. 2010. № 1. С. 7–25.
13. Долгов С.В., Коронкевич Н.И. Трансформация водных ресурсов линейными антропогенными формами // Изв. РАН. Сер. геогр. 2000. № 3. С. 38–49.
14. Долгов С.В., Коронкевич Н.И., Барабанова Е.А. Ландшафтно-гидрологические изменения в бассейне Дона // Вод. ресурсы. 2020. Т. 47. № 6. С. 674–685.
15. Закруткин В.Е., Коронкевич Н.И., Шишкина Д.Ю., Долгов С.В. Закономерности антропогенного преобразования малых водосборов степной зоны Юга России (в пределах Ростовской области). Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского ун-та, 2004. 252 с.
16. Корнилов А.Г., Киселев В.В., Курепина В.А., Лопина Е.М., Боровлев А.Э. Биогенное загрязнение водных объектов в сельскохозяйственных районах Белгородской области // Регион. геосистемы. 2023. Т. 47. № 1. С. 76–87.
17. Коронкевич Н.И. Водный баланс Русской равнины и его антропогенные изменения. М.: Наука, 1990. 205 с.
18. Коронкевич Н.И., Черногаева Г.М., Долгов С.В., Кашутина Е.А., Барабанова Е.А., Лукьянов К.В. Антропогенно-измененные воды, поступающие в водные объекты в бассейне Дона // Метеорология и гидрология. 2023. № 6. С. 74–82.
19. Крымская О.В., Лебедева М.Г. Качество вод в реках Центрально-Черноземного региона. Белгород: Политерра, 2004. 105 с.
20. Львович М.И., Чернышев Е.П. Водный баланс и вещественный обмен в условиях города. // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1983. № 3. С. 34–48.
21. Обзор состояния и загрязнения окружающей среды в Российской Федерации за 2022 год / Под ред. Г.М. Черногаевой. М.: Росгидромет, 2023, 215 с.
22. Петин А.Н., Сердюкова Н.С., Шевченко В.Н. Малые водные объекты и их экологическое состояние. Белгород: Изд-во БелГУ, 2005, 240 с.
23. Петина М.А., Клубкова Г.В., Новикова Ю.И. Изменение водности и гидрохимических показателей основного трансграничного водотока Белгородской области – р. С. Донец // Науч. ведомости БелГУ. 2011. № 21. Вып. 17. С. 132–136.
24. Попов О.В. Подземное питание рек. Л.: Гидрометеиздат, 1968, 290 с.
25. Регионы России. Социально-экономические показатели. 2021. Стат. сб. М.: Росстат, 2021. 1112 с.

26. Ресурсы поверхностных вод, их использование и качество. Ежегодное издание ГГИ. 2001–2022 гг.
27. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 7. Донской район. Л.: Гидрометиздат, 1973. 460 с.
28. Россия и ее регионы: Внешние и внутренние экологические угрозы / Под ред. *Н.Н. Клюева*. М.: Наука, 2001. 216 с.
29. *Швецова М.Ж., Ильина Л.В., Швецов Ж.Э.* Анализ и оценка гидроэкологического состояния водных ресурсов Белгородской области с использованием “Единой автоматизированной информационной системы государственного мониторинга водных объектов (ЕАИС ГМВО)” // Вестн. БГТУ. 2015. № 4. С. 169–171.
30. *Шевченко В.Н.* Гидроэкологический анализ водного режима территории Белгородской области: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Воронеж: ВГПУ, 2006. 24 с.

Anthropogenic and climatic factors of the current ecological state of water resources in the central forest-steppe of the russian plain (on the example of the Belgorod region)

S. V. Dolgov*, N. I. Koronkevich

Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia

**e-mail: svdolgov1978@yandex.ru*

Approaches to regional hydroecological analysis are proposed, taking into account the relationship between surface and groundwater. Using the example of the Belgorod region, the features of the formation of surface and underground runoff resources in changing climatic and economic conditions in the forest-steppe zone of the Russian Plain are revealed. Trends in the use of water resources have been established. The impact of wastewater, runoff from urbanized territories and arable lands on them is estimated. It is shown that a very important hydrological and ecological role is played by changing climatic conditions, primarily an increase in air temperature. The changes in recent years (from 2008 to 2021) of river flow, its surface and underground components have been established, their positive and negative consequences have been revealed. Groundwater resources, which have not been fully developed, serve as an important reserve for providing high-quality water to the population. To improve the ecological condition of water bodies, it is very important to improve the wastewater treatment system, create monitoring of pollution of water bodies from diffuse sources and reduce irretrievable water losses during its use.

Keywords: Belgorod region, forest-steppe zone, surface and groundwater, river runoff, anthropogenic and climatic factors, quantitative and qualitative changes in water resources, consequences.

УДК 551.435.1

ГИДРОЛОГИЯ И МОРФОЛОГИЯ УЗЛОВ СЛИЯНИЯ РЕК С РАЗДВОЕННЫМ РУСЛОМ¹

© 2025 г. Р. С. Чалов, Д. И. Школьный*

*Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, географический факультет,
Москва, 119991 Россия*

**e-mail: danila.hydro@yandex.ru*

Поступила в редакцию 06.02.2024 г.

После доработки 16.04.2024 г.

Принята к публикации 28.10.2024 г.

Рассмотрены узлы слияния рек с раздвоенным руслом – среди различных типов слияний наиболее сложные как морфологически, так и с точки зрения гидрологического режима и распределения стока по протокам. Подобные узлы – относительно редкое явление, характерны для слияний, где одна или обе реки относятся к крупным (или крупнейшим), однако могут возникать и на впадениях небольших притоков при определенном сочетании условий. На основе литературного анализа, полевых материалов и спутниковых снимков дается классификация узлов слияния рек с раздвоенным руслом с выделением шести различных типов исходя из их конфигурации. Для каждого типа проведен региональный анализ с примерами как на территории России, так и мире. На примере слияний Оби и Кети, Анадыря и Майна рассмотрены условия возникновения реверсивных течений в отдельных протоках узлов слияния (на основе данных наблюдений за уровнем воды и мутности воды в протоках, определенной по спутниковым снимкам).

Ключевые слова: раздвоенное русло, разветвленное русло, узел слияния, распределение расходов воды, реверсивное течение.

DOI: 10.31857/S0321059625020028 **EDN:** UCTAXJ

ВВЕДЕНИЕ

Слияние рек, близких или различающихся в большей или меньшей степени по водоносности и гидрологическому режиму, взаимодействие их потоков обуславливают многообразие форм проявления русловых процессов, связанных с переменным подпором, образованием разветвлений “дельтового” типа или их отсутствием (бездельтовых), неодинаковыми условиями формирования (широкопойменные или врезанные русла). При определении водохозяйственного и водотранспортного использования рек узлы их слияния всегда привлекали внимание исследователей [1–2, 4–5, 7–9, 12, 14, 17–18], что привело к созданию общей теории русловых процессов в узлах слияния рек и разработке их подробной морфодинамической классификации [10, 13], обоснованию принципиальных схем

переформирований и мероприятий по регулированию русел. Однако на этом фоне наименее изученными оказались устья притоков больших и крупнейших рек с раздвоенным руслом и отчасти пойменно-русловыми разветвлениями. За редким исключением (Амур – Уссури [18], Обь – Томь [11], по которым даны подробный анализ слияния и прогнозные оценки переформирований), для большинства таких узлов лишь констатируется сам факт слияния притока с одним из рукавов главной реки, причем не всегда достоверно трактуется его режим из-за отсутствия гидропостов и регулярных наблюдений. Действительно, слияние притока с главной рекой, имеющей раздвоенное русло, сопровождается сложным рассредоточением стока, его перераспределением в разные фазы водного режима на обеих реках, периодическим развитием рукавов в “дельтовых” разветвлениях и другими русловыми деформациями, связанными с постоянно меняющимися условиями взаимодействия потоков сливающихся рек и их рукавов.

Раздвоенные русла – наиболее сложные структурные уровни среди разветвленных ру-

¹ Работа выполнена по плану НИР кафедры гидрологии суши и научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева МГУ им. М.В. Ломоносова (исходные данные, общая характеристика) при финансовой поддержке РНФ (проект 23-17-00065) (натурные исследования на Анадыре, русло-вой и гидрологический анализ).

сел, характерные для крупных рек на участках с относительно небольшими уклонами [16]. По зарубежным классификациям, раздвоенные русла (“split channel”) – частные случаи крупномасштабной пойменной многорукавности (“anastomosing channel”), для которой характерно большое количество рукавов и протоков в пределах широкой поймы [21]. Среди разветвлений этого типа выделяются таковые на участках соединения долин больших и крупнейших рек, основные рукава которых создают сложную структуру русловой сети [20]. При большом стоке наносов, особенно в условиях сложной геологической истории речных долин (обычно в голоцене) и направленной аккумуляции наносов на реках с широкопойменным руслом, формируются уникальные разветвленные системы [25], относимые, по классификации МГУ, к раздвоенным руслам.

Результаты исследований в последние годы на реках России, имеющих раздвоенное русло, в том числе при слиянии их с притоками разного порядка, позволили существенно расширить представления о гидрологическом и русловом режиме узлов слияния рек, уточнить соответствующий раздел их морфодинамической классификации [13] и охарактеризовать гидрологический и русловый режим каждого их типа.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В основу статьи положены данные, полученные в ходе экспедиционных исследований на больших реках с раздвоенным руслом, в том числе на участках слияния их с притоками – Оби с Томью, Кетью, Иртышом, Северной Сосьвой; Амура с Уссури; Анадыря с Майном. В табл. 1 приведены основные гидрологические и морфометрические характеристики русел рассматриваемых в статье сливающихся рек – среднегодовой и максимальный расходы воды, ширина поймы и ее соотношение с шириной русла. Кроме перечисленных в табл. 1 притоков, которые определяют специфику формирования рукавов раздвоенных русел главных рек и сами зависят от их водного и руслового режимов, объектами исследований были притоки с устьями в одном из рукавов, их влияние проявляется только в увеличении водности этих рукавов.

Экспедиционные исследования в узлах слияния рек включали в себя измерения расходов воды в разные фазы водного режима в рукавах раздвоенных русел с использованием доплеровских измерителей течения – в том числе в тех из них, в которых в зависимости от соотношения уровней и величин расхода воды на сливающихся реках возникали разнонаправленные течения. Поскольку натурными измерениями охватить все фазы режима на сливающихся реках технически затруднительно, для оценки соотношения стока главной реки и притока по рукавам раздвоенного русла использовались космические снимки, позволившие по оптическим характеристикам воды, отражающим различия в мутности потоков, определить преобладание в том или ином рукаве вод притока или главной реки.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Классификация узлов слияния рек с раздвоенным руслом

Узлы слияния рек, в которых главная река или приток имеют раздвоенное русло, можно разделить на следующие типы (рис. 1):

1) главная река перед слиянием с притоком разделяется на несколько рукавов, из которых один образует короткое слияние, и по нему, в зависимости от соотношения уровней и расходов воды на сливающихся реках, течение направляется из главной реки в приток (он находится в подпоре от главной реки) или из притока в главную реку (находящуюся в подпоре от притока), второй рукав образует длинное слияние с притоком, и его сток распределяется между обоими рукавами (безподпорные условия), или его водность возрастает за счет поступления воды из притока в рукав, образующий короткое слияние;

2) главная река к устью притока уже имеет раздвоенное русло, и при выходе притока в ее долину (пойму) по пойменным протокам осуществляется частичное перемещение стока из главной реки. Водность притока возрастает, после чего происходит, как правило, бездельтовое слияние притока с одним из рукавов раздвоенного русла; количество пойменных протоков

Таблица 1. Гидрологические и морфометрические характеристики рек в узлах слияния в условиях развития на главной реке раздвоенных русел (жирный шрифт – главная река, под ним светлым шрифтом – притоки)

| Главная река, притоки | Гидрологический пост | Расходы воды* | | Количество рукавов раздвоенного русла главной реки | Пойма главной реки | |
|-----------------------|----------------------|---------------------|-------------------|--|----------------------------|-----------------------------|
| | | $Q_{\text{ср год}}$ | $Q_{\text{макс}}$ | | ширина $B_{\text{п}}$, км | $B_{\text{п}}/b_{\text{р}}$ |
| Обь | Дубровино | 1730 | 9000 | | | <9 |
| Томь | Томск | 1083 | 11 000 | 2 | 5 | 7 |
| Обь | Колпашево | 3930 | 29 800 | | | >18 |
| Кеть | Родионовка | 485 | 3260 | 2 | 30 | 60 |
| Обь | Белогорье | 10 200 | 51 800 | | | >14 |
| Иртыш | Ханты-Мансийск | 2810 | 10 000 | 3 | 30 | 35 |
| Северная Сосьва | Игрим | 731 | 5080 | 5 | 60 | 75 |
| Анадырь | Новый Еропол | 499 | 9610 | | | >25 |
| Майн | Ваеги | 177 | 3580 | 8 | 25 | 60 |
| Амур | Хабаровск | 8210 | 46 400 | | | >7 |
| Уссури | Оценочно | 1620 | 10 500 | 2 | 20 | 17 |
| Индиگیرка | Воронцово | 1640 | 11 700 | | | >30 |
| Аллаиха | Оценочно | 40 | - | 2 | 45 | 150 |

* Расходы воды приведены по базам данных GRDC, АИС ГМВО, изданиям ГВК и различным литературным источникам.

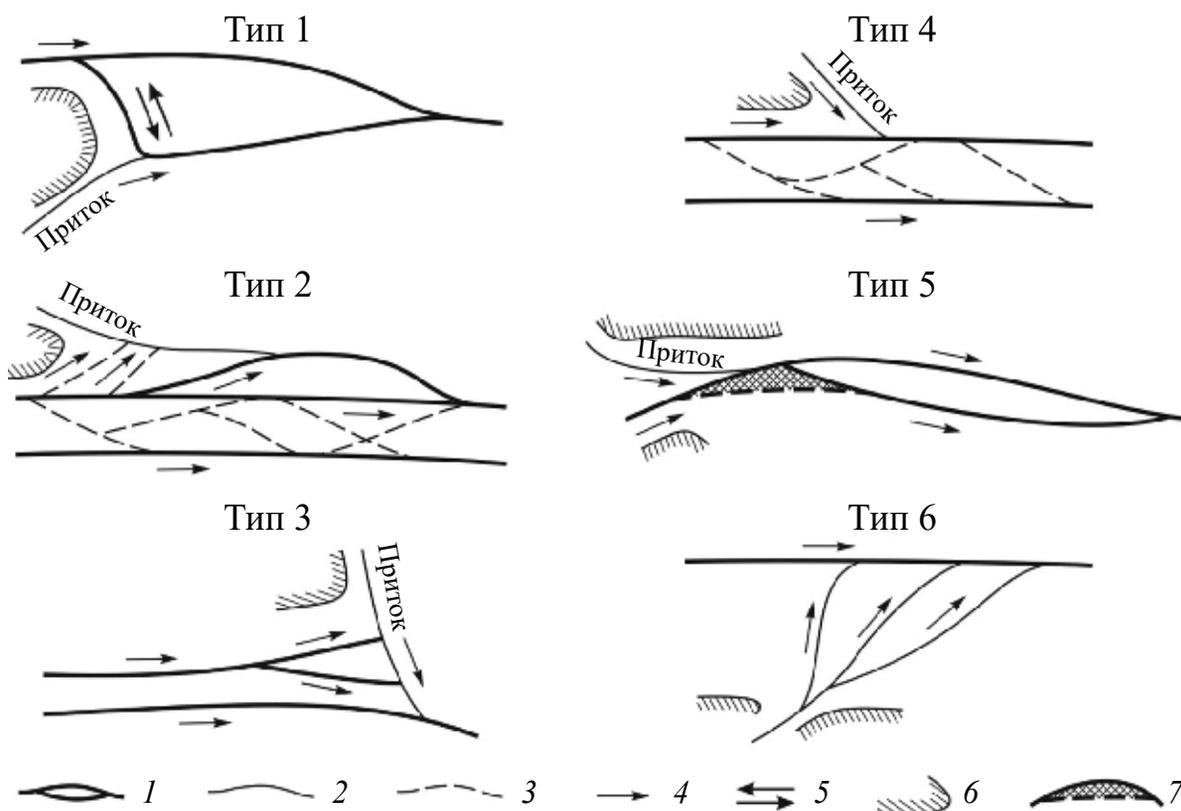


Рис. 1. Типы слияния притоков и главной реки с раздвоенным руслом: 1 – рукава раздвоенного русла главной реки; 2 – русла притока; 3 – прочие протоки на участке слияния; 4 – направление течения; 5 – участок формирования реверсивного течения; 6 – коренные берега; 7 – положение старого и нового рукавов при размыве поймы.

между притоком и рукавом главного русла в зависимости от местных условий минимально (одна-две) или до десятка и более, вследствие чего уже к слиянию с рукавом главной реки приток, по существу, превращается в новый, достаточно полноводный рукав;

3) главная река подходит к узлу слияния с притоком разделенной на два-три рукава, которые последовательно впадают в приток, увеличивая его водность; окончательное слияние притока с главной рекой — это уже слияние с наиболее полноводным рукавом, для которого характерно постоянное при высоких уровнях подпорное состояние от притока;

4) слияние притока, сравнительно небольшого по отношению к главной реке, с рукавом ее раздвоенного русла (подобие бездельтовым узлам слияния рек);

5) при выходе малой реки в долину большой реки и ее протекание на протяжении иногда нескольких десятков километров в тыловой части поймы главной реки в ходе русловых деформаций главная река размывает пойменный перешеек и ее поток оказывается частично “перехваченным” руслом малой реки, которая в нижней части превращается в рукав раздвоенного русла;

б) раздвоенное русло иногда формируется на притоках большой реки, которые, попадая в пределы широкой поймы, образуют два-три рукава, самостоятельно впадающие в нее намного ниже по течению от створа выхода в долину главной реки.

Особенности гидрологического режима в узлах слияния рек первого типа

К первому типу относятся узлы слияния следующих рек, имеющих раздвоенное русло, с притоками: Амура с Усури, Оби с Кетью, Анадыря с Майном. Характерная особенность этого типа слияний — существование реверсивного течения по верхнему течению рукава раздвоенного русла между основной рекой и притоком. Условия формирования реверсивного течения зависят от длины соединительного рукава и амплитуды изменения уровней на реках. На многих реках

этого типа раздвоенные русла и соединительные протоки — реликты позднеплейстоценовых и голоценовых смещений русла, и условия течения в них могут зависеть как от современных эрозионно-аккумулятивных процессов в руслах, так и от антропогенного воздействия. В связи с этим конфигурация таких узлов может быть разнообразной, что будет показано ниже на примерах исследованных слияний.

Наиболее простая конфигурация узла слияния подобного типа наблюдается при впадении Томи в Обь, где образуется пойменно-русловое “дельтовое” разветвление. По протоке Чацкой, создающей короткое слияние, возникает переток вод из Томи в Обь, когда уровни в Томи в половодье превышают уровни в главной реке, в это время находящейся в подпоре. При последующем росте водности Оби и в межень сток по протоке направлен из Оби в Томь. При определенных соотношениях уровней и величин расхода здесь создаются кратковременные ситуации, когда в соединительной протоке поток запирается из-за взаимного подпора от обеих рек.

В Амуро-Уссурийском водном узле (рис. 2) раздвоенное русло Амура представлено двумя рукавами: левым — собственно Амуром, для которого характерно формирование излучин, их продольное смещение и спрямление; правым, относительно маловодным — протокой Казакевичевой, которая, сливаясь через 32 км от истока с р. Усури, получает название Амурской. Рукава разделены двумя островами — Тарабаровым и очень крупным Большим Уссурийским. Амурская протока сначала течет вдоль правого коренного берега, параллельно основному левому рукаву Амура, в нижнем течении образует крутую вписанную излучину, после чего сливается с Амуром, который, подходя к этому же коренному берегу, делает крутую вынужденную излучину, шпора которой расчленяется двумя спрямляющими ее протоками — Пемзенской и Бешеной, обеспечивающими плавный подход реки к коренному берегу. По этим же протокам намечалось естественное спрямление излучины: протока Пемзенская уже забирала до $\geq 50\%$ стока из русла Амура. Если бы это произошло, длина раздвоенного русла возросла бы еще более и слияние Амура с Амурской протокой, включающей

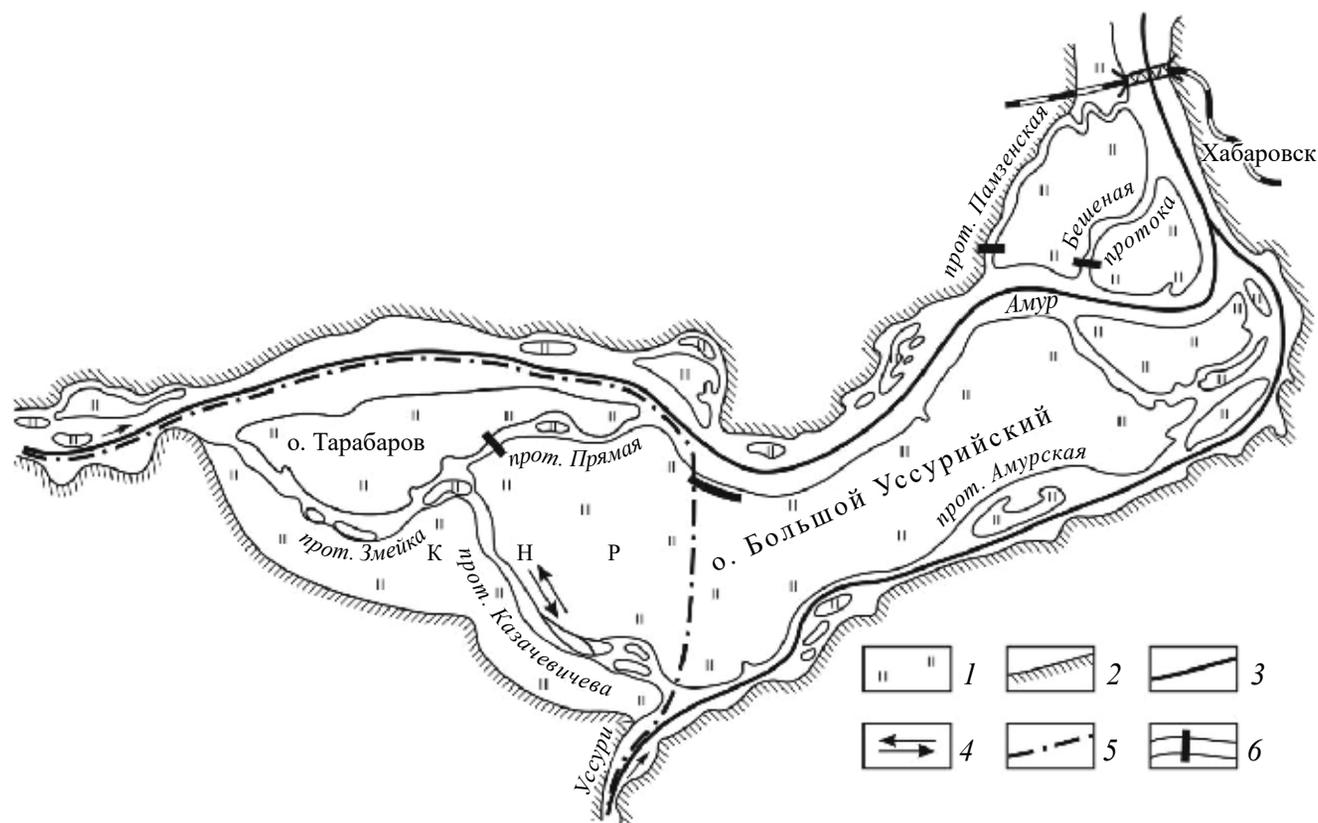


Рис. 2. Амуро-Уссурийский водный узел: 1 – пойма; 2 – коренные берега; 3 – судовой ход; 4 – реверсивное течение в Казакевичевой протоке; 5 – современная госграница России и Китая; 6 – дамбы.

воды р. Уссури, сместилось бы вниз по течению еще на несколько километров. Этот процесс был предотвращен возведением переливной (в многоводную фазу режима) фильтрационной дамбы, перекрывающей Пемзенскую протоку.

Гидрологический режим Амура и Уссури предопределяет периодический подпор притока главной рекой и главной реки притоком в период прохождения руслоформирующего расхода воды. Для обеих сливающихся рек характерен паводочный режим при основном питании от летне-осенних дождей (в это время проходит до 90% годового стока). Паводочный период обычно состоит из трех-четырех дождевых паводков, пики которых на 5–8 м превышают наиболее низкие предпаводочные уровни. Паводки проходят по обеим рекам в разное время. В летний период почти с ежегодной повторяемостью расход на Уссури во время прохождения на ней паводков превышает расход Амура, находящегося в это время в меженном состоянии. В остальное

время Уссури подпирается Амуром. В первом случае превалирует длинное слияние, благодаря которому основной расход воды проходит по главному руслу Амура, тогда как по протоке Казакевичевой возникает противотечение из Уссури в Амур, направленное против общего уклона дна и связанное с превышением уровня воды в устье притока по сравнению с таковым на главной реке. Следствием этого стало обмеление протоки Казакевичевой, имеющей больший сток наносов, чем р. Уссури (1–2 млн т в год против 0.4 млн т в год на р. Уссури при годовом стоке наносов на Амуре 26 млн т в год), причем относительная величина стока наносов в протоке больше относительной величины стока воды. Отходя от Амура под большим углом и к тому же за мысом правого коренного берега, отклоняющегося амурский поток влево и оставляющего заход в протоку в зоне “скоростной” тени, протока Казакевичева является наносоотсасывающей. При подпоре Амура паводочным потоком Уссури протока в наибольшей мере испытывает его

влияние и в данных условиях мелеет [18]. Когда главная река подпирает Уссури, по протоке Казакевичевой проходит больший расход, чем по Уссури, в ней возникает повышенный уклон, происходит транзит наносов и даже возможно некоторое ее углубление.

В конце XX в. природные процессы обмеления Казакевичевой и Амурской проток усилились из-за возведения комплекса дамб на островах узла. Эти дамбы прервали транзитный поток воды, который в многоводную фазу направлялся из Амура в протоку Казакевичеву; теперь он оказался в искусственно созданных подпорных условиях и стал частично направляться в протоку Прямую между островами и далее вновь в Амур. Водность протоки Казакевичевой во время паводков сократилась. Происходящее обмеление Казакевичевой протоки привело к прекращению по ней судоходства и возникновению пограничного конфликта с Китаем (граница проходит по фарватерам Амура и Уссури), который был разрешен в 2005 г. передачей Китаю о. Тарабарова и части о. Большого Уссурийского, вследствие чего протока Казакевичева теперь полностью проходит по территории Китая.

В 2001 г. для компенсации негативного эффекта от имеющихся гидротехнических сооружений на протоке Прямой была построена переливная дамба, что увеличило долю стока в Казакевичевой протоке. Анализ космических снимков показал, что после этого протоку “промыло” (сократились площади обсыхающих в межень прирусловых отмелей), что снизило вероятность образования течения по ней из Уссури в Амур.

Аналогичная конфигурация узла характерна для слияния р. Кети с Обью. При выходе в долину Оби Кеть сливается с правым относительно маловодным рукавом главной реки (который выше устья притока называется Кетью Тогурской, ниже слияния с Кетью – Кетью Копыловской), протекающим в тыловой части правобережной поймы и соединяющимся с основным руслом Оби (ее левым рукавом) в 60 км ниже по течению в районе п. Нарым. Кеть Тогурская начинается в правом рукаве пойменно-руслового разветвления Оби у г. Колпашево – протоке

Канеровской, доля стока которой составляет 35% от стока Оби в начале спада половодья. Разные названия правого рукава раздвоенного русла Оби выше и ниже устья Кети связаны с тем, что по Кети Тогурской во время половодья, когда уровни на Кети выше, чем на Оби, часть стока воды направляется в Канеровскую протоку (рис. 3), а в Кеть Копыловскую поступают исключительно воды Кети. Во время половодья при уровнях на Оби, превышающих таковые на притоке, течение из нее направляется в Кеть, и такое состояние сохраняется на спаде половодья и в межень. Таким образом, Кеть Копыловская только на пике половодья на Кети представляет собой ее прямое продолжение, отдавая при этом часть стока в Обь. Все остальное время и она, и Кеть Тогурская составляют правый рукав раздвоенного русла Оби, как в случае с описанными выше Казакевичевой и Амурской протоками раздвоенного русла Амура.

В отличие от Амуро-Уссурийского узла, в котором рукава раздвоенного русла разделяются большим пойменно-островным массивом, между Обью и Кетью Копыловской (правым рукавом) существует гидравлическая связь по пойменным протокам, разделяющая междуречье на отдельные части, и направление перетоков между рукавами может быть как переменным в зависимости от соотношения уровней сливающихся рек (такова протока Чиряевская Кеть), так и однонаправленным во все фазы водного режима (по протоке Квеш – из Кети Копыловской, по протоке Копыловской – из Оби), определяясь общей ориентировкой проток в долине реки. Соотношение водности рек и направление течений для узла слияния Кети с Обью необходимо учитывать, так как по Кети Тогурской осуществляется связь водных путей по главной реке и притоку.

Среди больших рек мира пример узла слияния, похожий на вышеперечисленные, – разветвление на слиянии р. Жапуры с Амазонкой, они соединяются крупным рукавом Аранану, образуя крупный пойменно-островной массив. Но течение по этому рукаву направлено исключительно из Амазонки, а наибольшие в узле температуры размыва берегов именно в рукаве свидетельствуют о постепенном росте в нем расхода воды

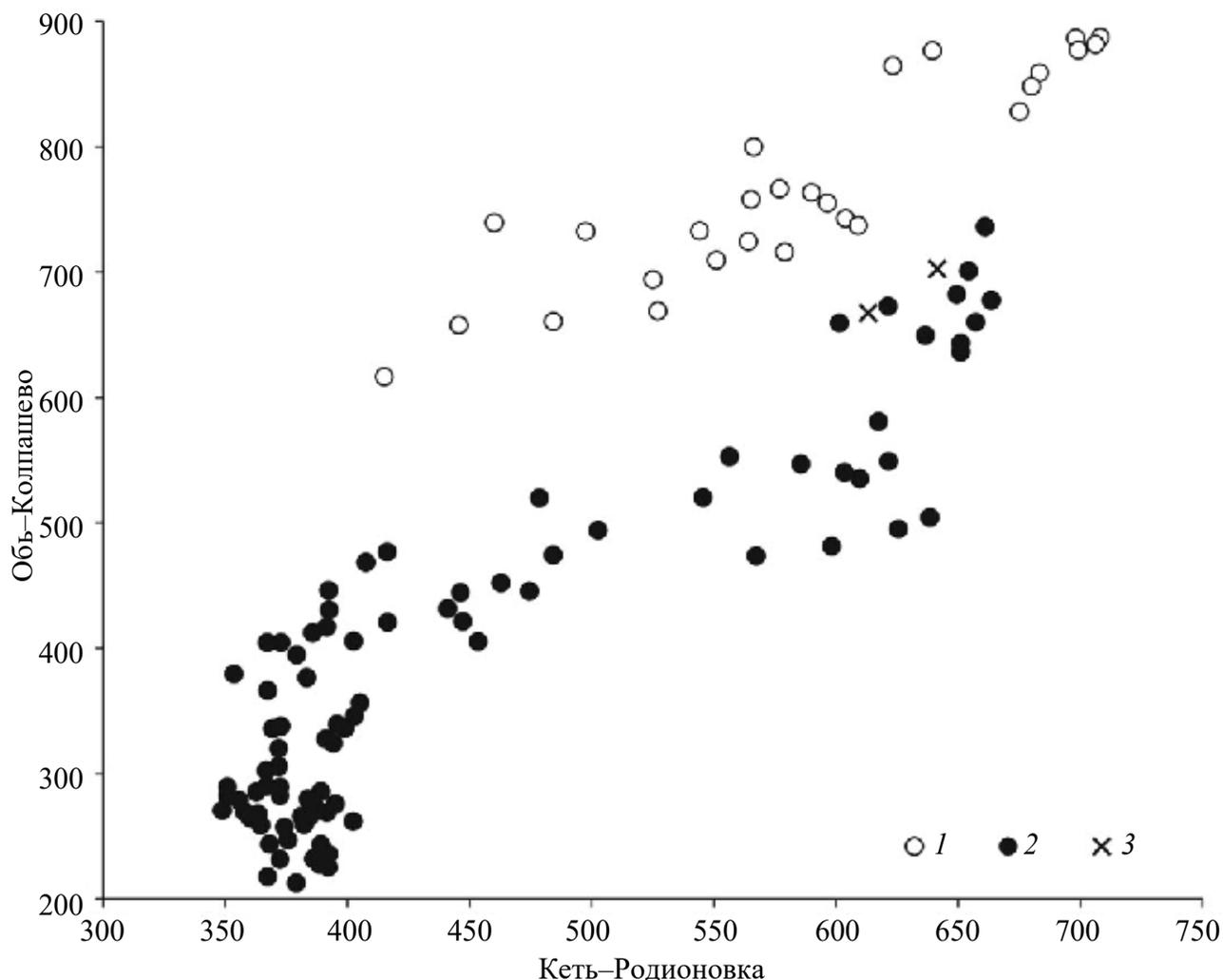


Рис. 3. Соответствие уровней за 2021–2023 гг. в узле слияния на р. Оби (г.п. Колпашево) и р. Кети (г.п. Родионовка), обеспечивающих направление течения из Оби в Кеть (1), из Кети в Обь (2) и образование “запора” (3) при смене условий. По осям – уровни над нулем поста (см); для г.п. Колпашево (13 км выше узла слияния) – на дату снимка, для г.п. Родионовка (76 км выше узла слияния) – на предыдущие сутки с учетом времени добегания.

[23] – таким образом, можно предполагать существование в нем ранее реверсивного течения, прекратившегося с естественным изменением водности рукава (как в случае с Амуро-Уссурийским узлом).

Более сложная картина режима уровней и направления течений возникла при слиянии Анадыря с Майном вследствие большей длины рукавов раздвоенного русла. Реки на участке слияния выходят в Марковскую впадину – часть крупной Парапольско-Бельской низменности – заболоченную поверхность с большим количеством проток и озер, термо-

карстовыми понижениями и незатопляемыми увалистыми массивами, представляющую собой днище бывшей озерной котловины. Выположенность поверхности и резкое уменьшение уклонов по сравнению с вышерасположенными участками реки в горах предопределили формирование протяженного участка раздвоенного русла, объединяющего Анадырь с его крупным правым притоком – Майном и другими притоками меньшего размера (рис. 4). Раздвоенное русло здесь представлено основными руслами рек и меандрирующими руслами шести крупных проток, по которым рассредоточивается сток Анадыря, Майна и других притоков.

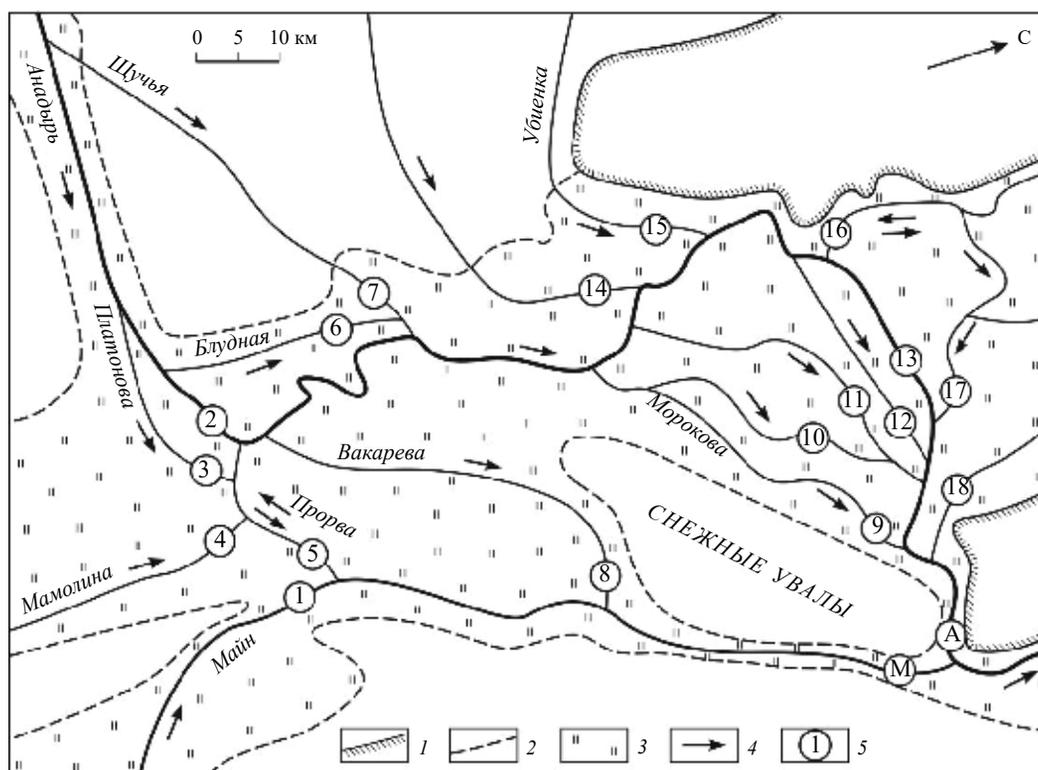


Рис. 4. Картограмма рукавов и русел притоков в пределах Анадыро-Майнского разветвления: 1 – коренные борта долины; 2 – бровки террас; 3 – пойма; 4 – направление течения; 5 – створы измерения расходов воды.

Разветвление русла Анадыря начинается ниже выхода реки с гор с отделения от еще полугорного русла крупной левобережной протоки Щучьей, врезанной в озерно-аккумулятивную террасу, превышающую меженный уровень на 10–15 м, забирающей до трети общего расхода воды в Анадыре выше узла слияния [19]. В районе ур. База Крепость уклоны реки резко понижаются, здесь русла Анадыря и Майна сближаются на расстояние 13 км и их соединяет протока Прорва – собственно начало рукава раздвоенного русла Анадыря, течение по которой может быть разнонаправленным в зависимости от соотношения уровней и величина расхода на обеих реках. В Прорву впадают р. Мамолина и несколько второстепенных проток Анадыря, оказывающие значительное влияние на ее гидрологический режим.

Процессы в этом узле слияния зависят от наложения волн половодья на сливающихся реках. Половодье обычно наблюдается сначала на Майне, бассейн которого лежит южнее анадырского, в связи с чем сток воды по Прорве происходит

в сторону Анадыря. Затем начинается подъем уровня воды на Анадыре, расход которого значительно больше, на пике подъема вода поступает в Прорву по пойменным протокам, а при наиболее значительных уровнях – и непосредственно из основного русла Анадыря.

Анализ мутности в реках и протоке Прорве по доступным разновременным спутниковым снимкам за 1995–2023 гг. показал, что течение из Майна в Анадырь наблюдается в 43% случаев (в основном в августе–сентябре при низких уровнях воды или при очень высоких уровнях на Майне), достигая 15% стока Майна выше Прорвы (табл. 2). Противоположное направление течения, из Анадыря в Майн, наблюдается намного реже (16% случаев); причем непосредственно из Анадыря течение возникает при значительно более ранней дате подъема его уровня по сравнению с Майном. В основном такое направление течения формируется за счет стока по протоке Платоновой, ответвляющейся от Анадыря выше по течению. В 33% случаев сток р. Мамолиной во время половодья достаточно высок, в результате

Таблица 2. Измеренные расходы воды по рукавам и протокам Анадыро-Майнского раздвоенного русла (% от общего расхода Q_{Σ} Анадыря и Майна ниже слияния) в разные фазы водного режима [19]

| Створ (рис. 4) | Река, рукав, протока | Половодье 2021 г. (Q_{Σ} – 6160–7190 м ³ /с) | | Межень 2022 г. (Q_{Σ} – 1150–1795 м ³ /с) | | Половодье 2024 г. (Q_{Σ} – 4650–5270 м ³ /с) | |
|----------------|---|--|-----------|---|-----------|--|-----------|
| | | Q , м ³ /с* | %** | Q , м ³ /с* | %** | Q , м ³ /с* | %** |
| А | Анадырь, стрелка | 4830–5430 | 78 | 845–1350 | 74 | 3330 | 65 |
| М | Майн, стрелка | 1330–1760 | 22 | 305–445 | 26 | 1250–1940 | 35 |
| 1 | Майн, верхний створ | 699 | 9 | 352 | 25 | 1280 | 24 |
| 2 | Анадырь, ур. База Крепость | 1200 | 17 | 506 | 35 | 1840 | 35 |
| 3 | Платонова | 72 | 1.2 | 19 | 1.6 | 207 | 4 |
| 4 | Мамолина | 352 | 5.7 | 46 | 4 | 203 | 4 |
| 5 | Прорва*** | 249 | 3.2 | 42 | 3.6 | 185 | 3.5 |
| 6 | Блудная | 94 | 1.5 | 9.4 | 0.8 | 135 | 2.6 |
| 7 | Щучья | 414 | 6.7 | 176 | 15 | 664 | 13 |
| 8 | Вакарева | 24 / 365 | 0.4 / 5 | 3.4 / 45 | 0.3 / 4 | 96 / 375 | 1.8 / 7.1 |
| 9 | Морокова | 387 / 667 | 6 / 10.5 | 71 / 77 | 6.2 / 6.7 | 520 / 610 | 10 / 11.5 |
| 10 | Средняя | 92 | 1.5 | - | - | 150 | 2.8 |
| 11 | Большая Новая | 233 / 462 | 3.7 / 7.3 | 37 / 81 | 3.2 / 7 | 260 / 460 | 5 / 8.7 |
| 12 | Луковая | 711 / 816 | 11 / 13 | 242 / 264 | 21 / 23 | 650 | 12 |
| 13 | Анадырь в створе пр. Луковой | 818 | 13 | 404 | 35 | 930 | 18 |
| 14–18 | Левобережные боковые притоки (Ныгчеквеем, Убиенка, Чивмывеем, Крестовая, Чинейвеем) | 863 | 14 | 199 | 17 | 960 | 18 |

* Для отдельных проток указаны расходы в истоке (в числителе) и в устье (в знаменателе).

** Приведены измеренные расходы воды и доли, пересчитанные с учетом даты измерения и времени добегания.

*** На момент измерений 2021 и 2024 гг. сток по Прорве шел из р. Мамолиной в обе стороны, 2022 г. – из р. Майн.

чего ее воды поступают по протоке Прорве в обе реки. При синхронном росте уровней на Майне и Анадыре и при условии небольшого стока р. Мамолиной воды обеих рек “закупоривают” протоку Прорву, подпирая р. Мамолину и постепенно затапливая пойму (рис. 5). Ближе к нижнему устью Майна объединенная долина обеих рек сужается, в результате чего возникает своеобразное “бутылочное горло”, которое оказывает подпорное воздействие на обе реки в пределах низменности. Из-за этого период затопления поймы растягивается до 1.5 мес., начинается с накопления талых снеговых вод на поверхности низменности в конце мая и продолжается волнами половодий и дождевых паводков, заканчивается только после постепенного слива воды с затопленной территории.

Развитие разветвления в голоценовое время привело к формированию здесь раздвоенного русла при постепенном смещении основного рукава к северу в пределах котловины – аналогично возрастают и доли стока в рукавах. Наи-

более старое русло Анадыря, сформировавшееся после осушения подпрудного озера, проходило по южному краю котловины и включало в себя современную р. Мамолину, протоку Прорву и русло Майна ниже впадения Прорвы. Этот узел слияния отличается от описанных выше значительной длиной раздвоенных рукавов – 300 км по Анадырю и 200 км по Прорве и нижнему течению Майна, в связи с чем для маломерного судоходства в основном используется более короткий путь. Несмотря на это, переменное течение по рукаву, создающему верхнее слияние рек, перемещение по нему части стока из главной реки в приток и из притока в главную реку, а также из главной реки в приток по системе пойменных проток или через затапливаемую пойму, а также история формирования – позволяют отнести этот узел слияния к первому типу.

Похож по структуре и по геологической истории формирования узел слияния рек Маргариты и Кауки в Колумбии, между раздвоенными руслами которых лежат массивы заболоченной, редко

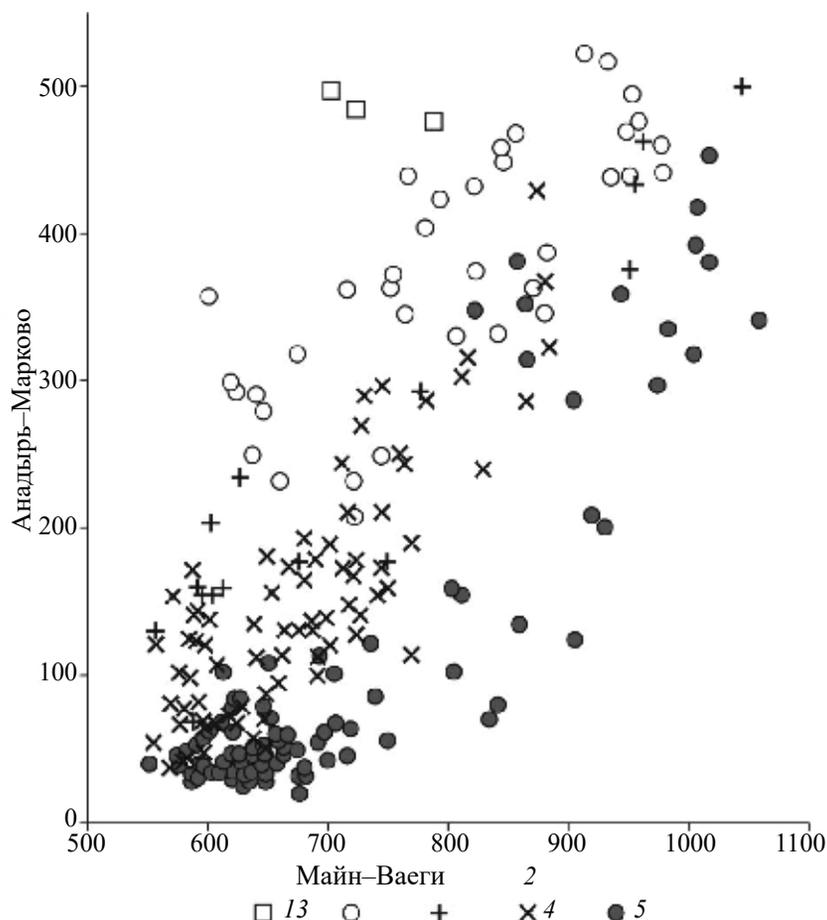


Рис. 5. Зависимость направления течения в системе Анадырь–протока Прорва–р. Майн от соотношения уровней на реках: 1 – из Анадыря в Майн; 2 – из Анадыря по протоке Платоновой в Майн; 3 – образование “запора”; 4 – из р. Мамолиной в обоих направлениях; 5 – из Майна в Анадырь. По осям – уровни над нулем поста (см). Уровень воды на г.п. Ваеги (р. Майн) принимался за предыдущий день (с учетом времени добегания).

затапливаемой поверхности. Отличие этого разветвления в том, что перераспределение расхода между двумя основными рукавами происходило в XX в. более заметными, чем у Анадыря, темпами, что связано с интенсивностью современных тектонических движений на территории [25] и циклическими климатическими событиями [24].

Гидрологический режим узлов слияния рек второго типа

Второй тип узлов слияния притока с рукавами раздвоенного русла главной реки – превращение устьевой области притока в рукав раздвоенного русла благодаря перетоку воды сначала по крупным пойменным протокам, а затем и одному из рукавов главной реки. Этот тип характерен для рек с большим количеством субпараллельных

рукавов раздвоенного русла в долинных расширениях, где система рукавов основной реки приурочена к одному из берегов, а впадающий приток протекает по противоположной стороне. Наиболее яркий пример такого узла слияния – впадение Северной Сосьвы в левый рукав нижнего течения Оби – Малую Обь [15]. Здесь по пойменным протокам Лапорской и Пырсим из Малой Оби в Северную Сосьву на спаде половодья перетекает (по измерениям в июне 2019 г.) 7% расхода воды Оби (29% от водности Малой Оби), что в эту фазу водного режима увеличивает сток Северной Сосьвы в 1.6 раза; затем ответвляющийся от Малой Оби рукав – протока Вайсова увеличивает уже объединенный сток Северной Сосьвы и пойменных проток Оби еще на 60%, вследствие чего доля стока притока в левом рукаве раздвоенного русла составляет всего 40% (табл. 3).

Более сложное слияние у р. Индигирки с р. Аллаихой – левым притоком в ее нижнем течении. Здесь Индигирка между Полоусным кряжем и вершиной дельты имеет широкопойменное (пойма шириной до 50 км) русло длиной 150 км (рис. 6). Русло извилистое, осложненное многочисленными островными разветвлениями, проходит вдоль правого борта долины, прижимаясь местами к отрогам Кондаковского плоскогорья. В тыловой части левобережной поймы вдоль увалов Яно-Индигирской низменности протекает р. Аллаиха, имеющая меандрирующее русло. Между обеими реками по большому количеству пойменных проток (Лудзина, Мугордахская, Быталах, Учурях, Балыскина и др.) часть стока направляется из Индигирки в Аллаиху, увеличивая ее водность, а затем левый рукав – протока Эрге-Юрях, соизмеримая по водности с Аллаихой, – образует уже вместе с Аллаихой рукав раздвоенного русла. В высокое половодье пойма между коренными берегами полностью затапливается.

Большинство современных пойменных проток на этом участке возникло благодаря соединению во время половодий ранее существовавших здесь термокарстовых озер [6]. Протоки характеризуются значительной извилистостью русел, многие излучины развиваются в днищах спущенных термокарстовых озер. Отдельные небольшие протоки имеют ширину пояса меан-

дрирования до 5 км, сравнимую с современным поясом меандрирования основного русла. Это позволяет предположить существование в прошлом на их месте крупных рукавов или основных русел Индигирки и Аллаихи. По-видимому, в течение голоцена р. Индигирка имела здесь раздвоенное русло, основные рукава которого постепенно отмирали из-за врезания реки в условиях колебания уровня моря [3].

Гидрологический режим узлов слияния рек третьего типа

Узлы слияния третьего типа отличаются от узлов предыдущего типа тем, что основная река с раздвоенным руслом подходит к слиянию с притоком под углом, близким к прямому, в связи с чем рукава раздвоенного русла образуют своеобразную “дельту”, поочередно соединяясь с притоком. Наиболее яркий пример этого типа – узел слияния Оби и Иртыша, в котором Обь на широтном участке среднего течения имеет раздвоенное русло с преобладающим по водности правым рукавом – собственно Обью (доля стока 65–80 %). Левый рукав – протока Неулёва перед устьем Иртыша разделяется на два, самостоятельно впадающих в Иртыш на последних 20 км, рукава: крайний левый (южный) – протоку Большую Неулёву и протоку Тренькину, их доли стока (по измерениям 01.07.2018 в устье) состав-

Таблица 3. Изменение водности рукавов раздвоенного русла нижней Оби (Малой Оби и протоки Вайсовой) в узле слияния с Северной Сосьвой (по измерениям в июне 2019 г.) [15–16]

| Створы | Расходы воды | | | |
|--|----------------------|--------|--------------|--------------------|
| | Q, м ³ /с | Q, % | | |
| | | от Оби | от Малой Оби | от Северной Сосьвы |
| Малая Обь выше Лапорской протоки | 5595 | 24 | - | - |
| Лапорская протока | 1153 | 5 | 19 | 45** |
| Протока Пырсим | 435 | 2 | 10 | 17** |
| Малая Обь выше захода в протоку Вайсову | 4007 | 7 | 26 | - |
| Протока Вайсова | 2490 | 11 | 67* | 97.5** |
| Северная Сосьва (перед выходом в долину Оби) | 2556 | 11 | 46 | - |
| Северная Сосьва (ниже впадения проток Лапорской и Пырсим) | 4144 | - | - | 162 |
| Северная Сосьва и протока Вайсова (левый рукав раздвоенного русла Оби) | 6652 | - | - | 260 |

* Доля стока Малой Оби с учетом ответвления его в другие пойменные протоки и центральный рукав раздвоенного русла.

** Доля стока относительно водности Северной Сосьвы до выхода в долину Оби.

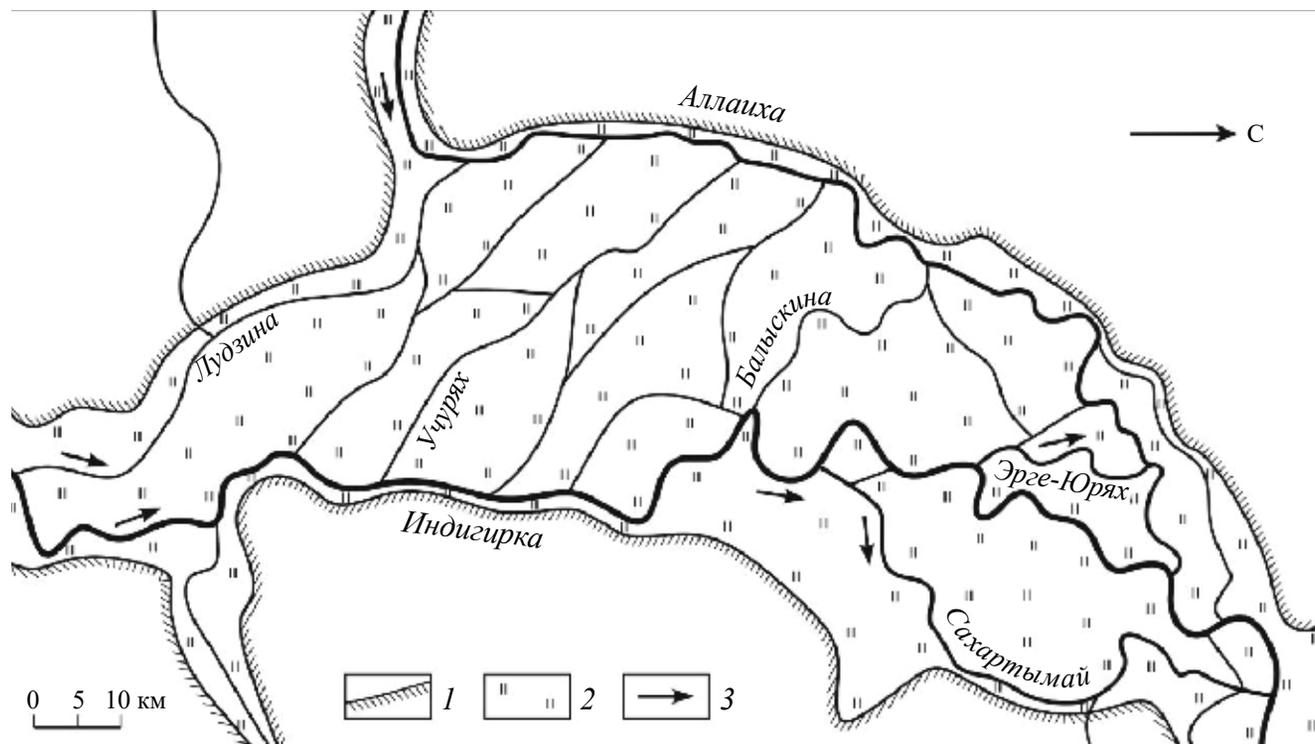


Рис. 6. Раздвоенное русло и пойменная многорукавность р. Индигирки в нижнем течении: 1 – коренные борта долины; 2 – пойма; 3 – направление течения.

ляют соответственно 8.1% (1121 м³/с) и 30.4% (4191 м³/с) от стока Оби (13 784 м³/с). Эти рукава Оби увеличивают водность Иртыша в 1.9 раза (по измерениям 14.06.2021) с 4849 м³/с у г. Ханты-Мансийска до 9575 м³/с перед слиянием с основным правым рукавом Оби. Для всего узла характерно абсолютное преобладание подпорных условий Оби от Иртыша, что в определенной мере – причина сосредоточения ее основного стока в правом рукаве, образующем нижнее слияние.

Гидрологический режим узлов слияния рек четвертого типа

Рассмотренные выше типы отражают специфические, сравнительно редко встречающиеся условия слияния достаточно крупных притоков с главной рекой, имеющей раздвоенное русло. Более распространено впадение средних и малых рек в крайние (проходящие вдоль бортов долины) рукава раздвоенного русла или крупные пойменные протоки (четвертый тип). Именно они обозначены в классификации узлов слияния рек [9–10] как “слияние с пойменными от-

ветвлениями” или “слияние с рукавом одной из рек” [13], причем конкретные примеры отнесены к ним иногда не совсем правомерно, отражая на момент разработки классификации недостаточную их изученность. К таким узлам слияния относятся устья рек Казым (впадает в Сомунельскую протоку – правый рукав раздвоенного русла нижней Оби, точнее – его правого основного рукава Горной Оби), Большой Юган и Большой Салим (в Юганскую Обь и Салимскую протоку средней Оби). Будучи похожими на узлы слияния второго типа, эти узлы характеризуются малой водностью притока относительно основной реки (даже при сопоставимой водности притока и протоки, в которую он впадает), в связи с чем морфологию узла слияния определяет подпор от основной реки в половодье.

Гидрологический режим узлов слияния рек пятого типа

Пятый тип, по сути, отражает формирование самого раздвоенного русла при слиянии с притоком: главная река с неразветвленным руслом в ходе русловых деформаций размывает поймен-

ный перешеек между ней и притоком (малой рекой), проходящим в тыловой части поймы. Часть ее стока “перехватывается” низовьями притока, русло которого со временем увеличивает свои параметры (ширину, глубину), приспособляясь к новой водности. Такова протока Симан на Оби в 150 км выше устья р. Томи: левый рукав, забиравший до 30–35% ее стока, образовался в нижнем течении р. Уени (левого притока Оби) из-за размыва левобережной поймы между ней и главной рекой [16]. В настоящее время водность протоки Симан снизилась до 15–20%, что связано с врезанием Оби ниже Новосибирского гидроузла.

Гидрологический режим узлов слияния рек шестого типа

Шестой тип составляют устьевые участки сравнительно небольших, но многоводных рек, которые перед слиянием с большой или крупнейшей рекой пересекают ее широкую пойму. Их выход в ее пределы обычно сопровождается снижением уклонов и разделением русла на 2–3 близких по водности меандрирующих рукава, самостоятельно впадающих в главную реку на расстоянии до десятка километров друг от друга. Таковы притоки средней Оби – Чая, Васюган, Парабель (левые); Тым, Тром-Юган (правые), которые образуют в пойме Оби раздвоенные русла при соединении с пойменными протоками, течение в которых может быть направлено как из Оби, так и в нее.

Аналоги пятого и шестого типов узлов слияния – правые притоки Параны (в среднем течении) – реки Ивиньейма и Амамбай, формирующие в пределах поймы единый протяженный рукав, соединяющийся отдельными протоками с основным рукавом раздвоенного русла Параны [26]; а также ответвляющаяся от Мадейры и впадающая в Амазонку протока Урария, которая вместе с основными реками формирует островной массив Тупинамбарана длиной > 300 км и за счет перетоков из Амазонки к устью имеет средний расход > 4800 м³/с (что, однако, составляет лишь 3% общего расхода реки) [22].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные исследования показали, что в устьях притоков главной (преобладающей или

намного большей по водности) реки, имеющей раздвоенное русло, создаются специфические условия взаимодействия сливающихся рек и формирования разветвлений. Они связаны со следующими процессами: 1) рассредоточением стока по рукавам, в результате чего на развитие узла слияния оказывает влияние не принимающая река, а ее рукав; 2) перемещением части стока главной реки в приток вплоть до превращения его в рукав раздвоенного русла; 3) возникновением реверсивных течений в верхней части одного из рукавов выше устья притока в нем: в зависимости от соотношения фаз водного режима наблюдается переменный подпор, и сток по рукаву направляется из главной реки в приток или из притока в главную реку; 4) последовательным слиянием рукавов раздвоенного русла с притоком вплоть до двукратного увеличения его водности и последним (нижним) расположением в условиях преимущественного подпора от главной реки узла слияния. Осложняющий момент в развитии узлов слияния притока с рукавами раздвоенного русла – пойменная многорукавность (расчленение поймы маловодными пойменными протоками), обеспечивающая дополнительные перетоки воды из главной реки в приток, и впадение малых рек в рукав, соединяющий основную реку и ее приток.

Относительно небольшие притоки (по сравнению с главной рекой), попадая в пойму главной реки, сами формируют раздвоенное русло, устья рукавов которых располагаются на значительном расстоянии друг от друга. Этого не происходит, если рукав раздвоенного русла направлен вдоль борта долины, тогда такие притоки образуют с ним бездельтовые узлы слияния. Наконец, малые реки, попадая в долину большой реки, текут в ее тыловой части, и при размыве главной рекой поймы между ними происходит “перехват” части ее стока малой рекой и превращение последней в рукав раздвоенного русла.

Отмеченные особенности гидрологического режима и условий формирования узлов слияния притоков с рукавами раздвоенного русла должны учитываться при водохозяйственном и воднотранспортном использовании рек и речных ресурсов, а при пограничном расположении сливающихся рек – при решении возникающих территориальных проблем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аваряскин Л.П.* Рельеф устьевого района притоков Нижнего Амура (по данным геоморфологических исследований). Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Владивосток: ТИГ ДВНЦ АН СССР, 1972. 22 с.
2. *Алексеевский Н.И.* Формирование и движение речных наносов. М.: Изд-во МГУ, 1998. 203 с.
3. *Бабич Д.Б., Коротяев В.Н., Магрицкий Д.В., Михайлов В.Н.* Нижняя Индигирка: устьевые и русловые процессы. М.: ГЕОС, 2001. 202 с.
4. *Беркович К.М., Зайцев А.А.* Русловые процессы в узле слияния Бии и Катуня // Метеорология и гидрология. 1976. № 8. С. 81–85.
5. *Ботвинков В.М., Гордеев О.И., Дегтярев В.В., Чернышов Ф.М.* Проектирование мероприятий по улучшению судоходных условия в узлах слияния рек. Новосибирск: НИВТ, 1981. 89 с.
6. *Лаврушин Ю.А.* Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений // Тр. ГИН. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Вып. 87. 267 с.
7. *Маккаев Н.И.* Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 347 с.
8. *Никитина Н.А.* Развитие рукавов и эрозионно-аккумулятивных процессов в узлах слияния рек // Вод. ресурсы. 1987. № 2. С. 67–71.
9. *Никитина Н.А.* Русловые процессы в узлах слияния рек. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1989. 21 с.
10. *Никитина Н.А., Чалов Р.С.* Узлы слияния рек и их морфологические типы // Геоморфология. 1988. № 4. С. 64–70.
11. Русловые процессы и водные пути на реках Обского бассейна / Под ред. *Р.С. Чалова и др.* Новосибирск: РИПЭЛ плюс, 2001. 300 с.
12. *Чалов Р.С.* О рисунке русла на участке слияния притока с главной рекой // Вест. Московского ун-та. Сер. 5, География. 1964. № 1. С. 61–63.
13. *Чалов Р.С.* Русловедение: теория, география, практика. Т. 2. Морфодинамика речных русел. М.: КРАСАНД, 2011. 960 с.
14. *Чалов Р.С., Завадский А.С., Рулева С.Н., Бельгий Б.В., Ботавин Д.В., Гаррисон Л.М., Турыкин Л.А.* Русловые процессы в узле слияния Вычегды и Сысолы и их регулирование для решения транспортных и водохозяйственных проблем в Сыктывкарском водном узле // Эрозия почв и русловые процессы. М.: Геогр. фак. МГУ, 2012. Вып. 18. С. 270–287.
15. *Чалов Р.С., Камышев А.А., Куракова А.А., Завадский А.С.* Особенности рассредоточения стока воды и взвешенных наносов в половодье в раздвоенном русле нижней Оби (в пределах ХМАО-Югры) // Вод. ресурсы. 2021. Т. 48. № 1. С. 23–33.
16. *Чалов Р.С., Куракова А.А., Камышев А.А., Михайлова Н.М.* Раздвоенное русло больших и крупнейших рек: условия формирования, рассредоточение стока и морфодинамика русла // Геоморфология. 2022. Т. 53. № 2. С. 60–75.
17. *Чалов Р.С., Рулева С.Н.* Влияние переформирования русел на развитие узлов слияния рек // География и природ. ресурсы. 2014. № 1. С. 161–168.
18. *Чалов Р.С., Чернов А.В.* Проблема развития русла Амура в районе Амуро-Уссурийского водного узла // География и природ. ресурсы. 2000. № 4. С. 93–98.
19. *Школьный Д.И., Цыпленков А.С., Головлев П.П., Бахарева Е.И., Антонюк А.М.* Особенности водного руслового режима реки Анадырь по результатам исследований 2020–2022 годов // Эрозионные, русловые и устьевые процессы: сборник статей. М.: Ваш формат, 2023. С. 137–143.
20. *Latrubesse E.M.* Patterns of anabranching channels: the ultimate end-member adjustment of mega rivers // Geomorphol. 2008. № 101. P. 130–145.
21. *Makaske B.* Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products // Earth Sci. Rev. 2001. V. 53. № 3. P. 149–196.
22. *de Mauro C.A.* Aspectos morfológicos da planície amazônica na Ilha Tupinambarana (Amazônia-Brasil) // Geociências São Paulo. 1983. № 2. P. 51–57.
23. *Peixoto J., Nelson B., Wittmann F.* Spatial and temporal dynamics of river channel migration and vegetation in central Amazonian white-water floodplains by remote-sensing techniques // Remote Sensing Environ. 2009. № 113. P. 2258–2266.
24. *Polanco S., Amos K., Edmonds D., Payenberg T., Sun X., Thyer M.* Avulsion triggering by El Niño-Southern Oscillation and tectonic forcing: The case of the tropical Magdalena River, Colombia // GSA Bull. 2017. № 129. P. 1300–1313.
25. *Smith D.G.* Anastomosing river deposits, sedimentation rates and basin subsidence, Magdalena River, northwestern Colombia, South America // Sediment. Geol. 1986. № 46. P. 177–196.
26. *Stevaux J., Gon P., Leli I., Fujita R.* Why do large rivers tend to form multichannel? A field study in the Upper Paraná River // Revista Brasileira de Geomorfologia. 2021. № 22. P. 967–985.

Hydrology and morphology of confluences of rivers with split channels

R. S. Chalov, D. I. Shkolnyi*

Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

**e-mail: danila.hydro@yandex.ru*

Confluence nodes of rivers with split channels are one of the most complex in terms of morphology, hydrological regime, and flow distribution among various types of confluences. Such nodes are relatively rare and typically occur at confluences involving large (or the largest) rivers but can also develop at the junctions of smaller tributaries under specific conditions. Based on a review of literature, field data, and satellite imagery, a classification of confluence nodes of rivers with split channels is proposed, identifying six distinct types according to their configuration. A regional analysis is conducted for each type, with examples provided from both Russia and other parts of the world. The conditions for the occurrence of reverse flows within individual channels of the confluence nodes are examined using the confluences of the Ob and Ket rivers, and the Anadyr and Main rivers as case studies. These analyses utilize observations of water levels and turbidity, the latter determined from satellite images.

Keywords: split channel, anabranching channel, confluence node, water discharge distribution, reverse flow.

УДК [556.535.6 + 556.113.3]:556.54(282.256.67)

АНАЛИЗ ПРИЧИН УВЕЛИЧЕНИЯ МУТНОСТИ ВОДЫ В ДЕЛЬТЕ р. ЛЕНЫ¹

© 2025 г. К. Н. Прокопьева^{а, *}, С. Р. Чалов^{б, **}

^аИнститут водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

^бМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, 119234 Россия

*e-mail: prokris3@mail.ru

**e-mail: hydroserg@mail.ru

Поступила в редакцию 14.06.2024 г.

После доработки 06.10.2024 г.

Принята к публикации 28.10.2024 г.

Обсуждены причины увеличения мутности воды по длине рукавов дельты р. Лены. На основе спутниковых снимков Landsat 5–9 с 2000 по 2022 г., полученных на даты, когда расходы воды в замыкающем створе р. Лены меняются от 17400 до 78100 м³/с (период открытого русла с июня по сентябрь), смоделированы распределения мутности воды по акватории дельты. Реанализ ERA5-Land, мониторинговые наблюдения на научно-исследовательской станции “остров Самойловский” и данные ДЗЗ использованы для оценки факторов изменений мутности воды: температуры воздуха, количества осадков, скорости ветра, потока солнечной радиации, температуры многолетнемерзлых пород; расходов и мутности воды в вершине дельты; интенсивности отступления берегов. Методами корреляционного анализа установлено, что возрастание мутности в рукавах дельты обусловлено совокупностью метеорологических факторов (температуры, осадков, ветра, радиации) и интенсивности разрушения берегов. Продольное увеличение мутности (в среднем за исследуемый период на 2–4% по длине дельты) объяснено возрастанием среднесуточной температуры воздуха и температуры мерзлоты. Преимущественное влияние температурных факторов установлено для участков проток, берега которых сложены ледовым комплексом, где выявлены статистически достоверные зависимости мутности воды от интенсивности разрушения берегов.

Ключевые слова: сток взвешенных наносов, спутниковые снимки, мерзлота, русловые процессы, Landsat, термоэрозия, Арктика.

DOI: 10.31857/S0321059625020037 EDN: UCSZQW

ВВЕДЕНИЕ

В дельтах воздействие противоположно направленных потоков вещества и энергии (с одной стороны, связанные с речными факторами, а с другой — с морскими) определяет изменение стока наносов. В крупнейшей арктической дельте р. Лены эти процессы осложнены климатически обусловленным разрушением многолетнемерзлых пород, которые деградируют в результате увеличения температуры воздуха в арктических широтах [5].

На сегодняшний день для этого региона доступны лишь эпизодические данные о мутности

воды и стоке наносов, основанные на экспедиционных исследованиях, которые проводились здесь с середины XX в. учеными ААНИИ, МГУ, Тиксинской ЦГМС, ГГИ и СПбГУ, а также в рамках Российско-Германских экспедиций [1, 2, 4, 6, 7, 9–14, 21, 22]. Результаты работ иллюстрировали лишь отдельные ситуации изменения мутности воды и приводили к противоположным выводам.

Первые систематические оценки стока взвешенных наносов были сделаны на основе применения методик обработки спутниковых снимков и выявили тенденцию к продольному увеличению мутности воды [16, 17, 20]. Данная особенность преимущественно характеризует участки Трофимовской и Оленекской проток. Причины и факторы продольного увеличения мутности в дельте Лены ранее описаны не были. Предполагалось, что они могут быть связаны с синоптиче-

¹ Обработка данных реанализа и материалов полевых исследований выполнена при финансовой поддержке Русского географического общества (проект 02/2024-И). Адаптация региональной модели мутности воды и дешифрирование спутниковых снимков — по ГЗ № 121051100166-4 научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева МГУ им. М.В. Ломоносова.

скими факторами, термоэрозионными процессами, влиянием водности [9, 18].

В данной статье рассматриваются возможные факторы изменения стока взвешенных наносов в дельте Лены: 1) метеорологические и синоптические; 2) гидрологические; 3) русловые. Задачи статьи, таким образом, следующие: 1) создание базы данных по факторам и характеристикам распределения мутности воды по рукавам дельты Лены; 2) на основе различных ситуаций распределения мутности анализ влияния на мутность воды в рукавах дельты температуры воздуха, осадков, ветра, солнечной радиации, температуры многолетнемерзлых пород; 3) анализ влияния расходов и мутности воды в вершине дельты; 4) изучение вклада интенсивности отступления берегов.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Дельта р. Лены – крупнейшая по площади и числу рукавов в России и Арктике. Площадь дельты, по разным оценкам, достигает 32 тыс. км². Четыре основных направления стока – рукава – Быковская, Трофимовская, Туматская и Оленекская протоки; они и 6000 малых протоков образуют обширную дельту выполнения, которая выдвигается в море Лаптевых и простирается на 190 км с юга на север и на 250 км с запада на восток.

Вершиной дельты в работе принимается первый узел разветвления – о. Тит-Ары, который разделяет реку на два рукава: главное русло и Булкурскую протоку. У о. Столб река разбивается на четыре основных рукава: Быковскую, Трофимовскую, Оленёкскую и Туматскую протоки, образующие одноименные сектора дельты. Здесь основной сток резко поворачивает к северо-востоку и переходит в рук. Трофимовская протока, длина которой составляет 142 км от о. Столб. В этой части дельты расположен крупнейший ледовый комплекс – о. Собо-Сисе.

У о. Столб сток резко поворачивает и к юго-востоку по Быковской протоке, принимая практически обратное направление стоку реки выше о. Столб. Здесь формируется Быковская протока длиной 103 км от о. Столб до

мыса Быкова. Сектор Быковской протоки характеризуется меньшей площадью островов и количеством протоков. Разветвления здесь начинают формироваться при выходе в приморскую часть. Острова и протоки приурочены к обширной мелководной левобережной части, правый берег представлен выходами коренных пород Хараулахского хребта.

Центральный сектор дельты – сеть Туматских протоков, берет свое начало от о. Самойловского. Русло в этой части дельты более узкое и неглубокое, разбивается на многочисленные протоки.

Западная часть дельты представлена самым длинным рукавом дельты – Оленекской протокой, которая берет начало у о. Столб и протекает на 210 км до устьевых баров. Правый берег в основном представлен выходами ледового комплекса на островах Курунгнах, Харданг-Сисе; левый берег – коренными породами кряжа Чекановского.

Сток воды в течение года распределяется очень неравномерно. В фазу повышенной водности проходит 60–90% годового стока воды и 75–95% годового стока взвешенных наносов. Сток взвешенных веществ по главным рукавам дельты распределяется пропорционально стоку воды [8].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для оценки концентрации взвешенных наносов в работе применены спутниковые алгоритмы по снимкам Landsat. Всего в работе использовано 75 спутниковых снимков Landsat 5, 7, 8 и 9 за период с 2000 по 2022 г., полученных на периоды открытого русла (с июня по сентябрь), когда расходы воды в вершине дельты составляли от 17 400 до 78 100 м³/с. Однако максимальные расходы воды в дельте могут достигать 220 000 м³/с. Прохождение половодья и затопление поймы происходят в ледовых условиях, поэтому снимки, приходящиеся на период повышенного стока, не учитывались в исследовании ввиду скопления льда в русле и отсутствия чистой водной поверхности, необходимой для анализа. Полученная величина характеризует условия летнего половодья и летне-осенней межени, на которые

приходится 60–90% годового стока и 75–95% годового стока взвешенных наносов р. Лена.

Моделирование мутности воды проводилось на основе методики, подробно описанной в работе [18]. К каждому спутниковому снимку применялось уравнение зависимости между коэффициентом отражения ρ пикселя снимка в красном спектре и концентрации взвешенных наносов SSC (мг/л). Таким образом, коэффициент отражения ρ каждого пикселя спутникового снимка, попадающего на водную поверхность, автоматически (с помощью программного кода в Google Earth Engine) коэффициент пересчитывался в SSC с использованием уравнения, полученного авторами статьи на основе полевых данных, собранных в дельте Лены в 2022 г. [9, 16]:

$$SSC = 1512.1\rho - 25.0. \quad (1)$$

Концентрации взвешенных наносов в магистральных рукавах рассчитывались по значениям, осредненным для полигонов, расположенных в соответствующих частях дельты: 1) в вершине дельты; в протоках: 2) Быковской; 3) Трофимовской; 4) Туматской; 5) Оленекской (рис. 1). Участки расчета выделены в пределах дельтовой области на отдалении от морского края с целью минимизировать влияние сгонно-нагонных явлений со стороны моря.

Для расчета расходов взвешенных наносов использованы результаты обработки данных акустического доплеровского профилографа течений. Эмпирическая зависимость вертикального распределения мутности воды позволяет перейти от поверхностной мутности $SSC_{пов}$ к средней мутности $SSC_{ср}$ по вертикали [3]:

$$SSC_{ср} = 1.02SSC_{пов} - 13.9. \quad (2)$$

Расход взвешенных наносов R (кг/с) (3) вычислялся как произведение средней мутности по вертикали $SSC_{ср}$ (мг/л) и расхода воды на участке Q (м³/с):

$$R = SSC_{ср} \times Q. \quad (3)$$

Расходы воды на участках расчета средней мутности брались в соответствии с изменчивостью распределения стока воды по рукавам в зависимости от расхода воды в вершине дельты, согласно данным, приведенным в работах [8, 9].

Расход воды Q в вершине дельты рассчитывался на основе данных в замыкающем створе р. Лены (г/п Кюсюр) с учетом времени добегания 2 дня.

Далее проводился расчет относительного изменения мутности воды ΔS (%) на участке “вершина дельты – магистральный рукав” по формуле:

$$\Delta S = \frac{(SSC_{MP} - SSC_{ВД})}{SSC_{ВД}}, \quad (4)$$

где ΔS – относительное изменение мутности воды (%), SSC_{MP} – мутность воды в магистральном рукаве (мг/л), $SSC_{ВД}$ – мутность воды в вершине дельты (мг/л).

Отдельно рассматриваются ситуации положительных ($\Delta S > 0$ – мутность воды продольно увеличивается) и отрицательных ($\Delta S < 0$ – продольно уменьшается) изменений концентраций взвешенных веществ.

Для оценки метеорологических факторов использованы данные реанализа ERA5-Land. В работе задействованы следующие данные: 1) средняя температура воздуха на высоте 2 м от водной поверхности или суши (°C); 2) сумма осадков (мм); 3) суммарный поток солнечной радиации (Вт/м²); 4) средняя скорость ветра (м/с), – рассчитывались как среднее для анализируемых участков, аналогичных расчетам концентрации взвешенных веществ (рис. 1). Также привлекались данные о температуре многолетнемерзлых пород на поверхности и на глубине 0.75 м по станции о. Самойловский [15]. Помимо метеорологических величин, рассчитанных на дату получения снимка, в работе анализировались их суммы и средние за 3, 5 и 7 сут, предшествующих дате снимка, по которому проводился расчет изменения мутности воды.

Оценка интенсивности разрушений берегов установлена по дешифрированию спутниковых снимков за период с 2000 по 2021 г. Расчеты проводились с использованием серии спутниковых снимков Landsat 7 за 2000 г. и Landsat 8 за 2021 г., сделанных при средних и сходных расходах воды, проходящих в пределах бровок пойм. Отобраны два снимка с минимальной облачностью: первый получен с Landsat 7 27.06.2000 при расходе воды 37900 м³/с, второй – Landsat 8 от 17.06.2021 при расходе воды 38200 м³/с. Спут-

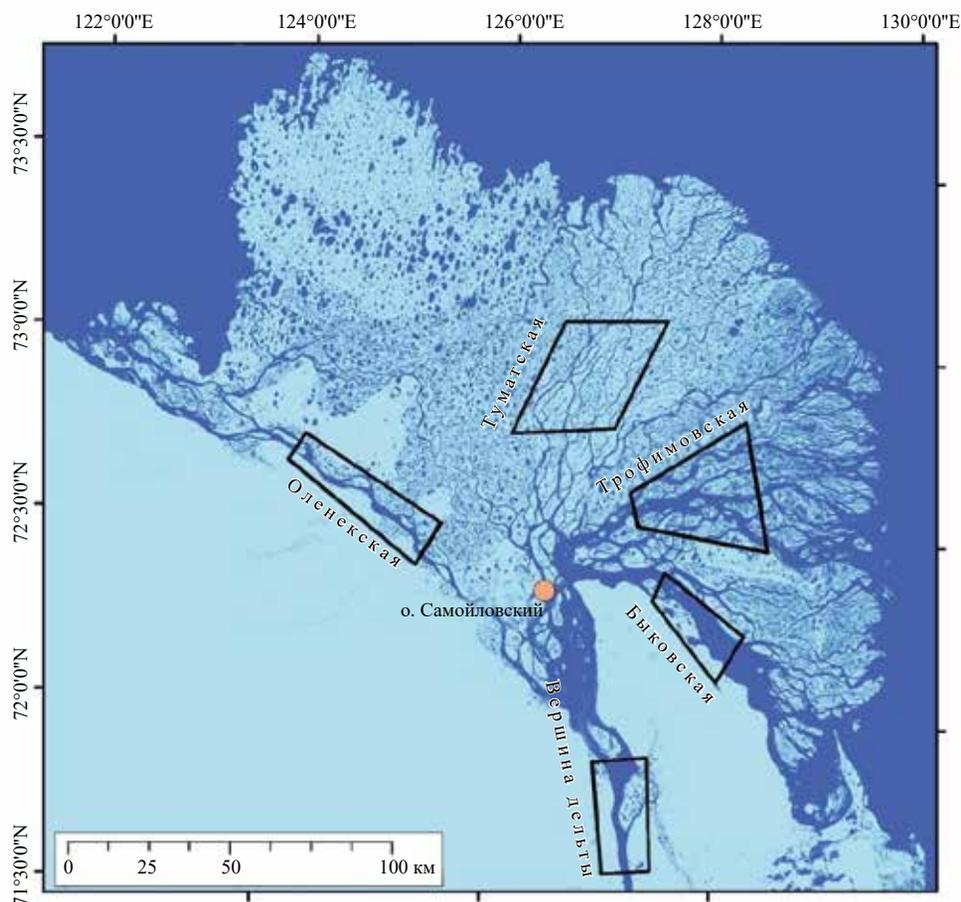


Рис. 1. Картограмма исследуемого объекта. Полигонами указаны участки расчета концентраций взвешенных веществ и метеорологических параметров.

никовыми снимками полностью охвачена центральная часть дельты, участки Оленекской и Быковской проток, большая часть Трофимовской и Туматской проток. Из анализа исключена северная часть дельты площадью 3.3 км² ввиду локальной облачности на снимке 2021 г.

Анализ возможного влияния русловых переформирований на сток взвешенных наносов проводился на основе составления карт полей мутности и дешифрирования отступаний берегов. Масштаб определения скорости переформирования соответствует разрешению снимков. Полученные площадные данные размывов осреднялись для ячеек регулярной сетки 5 км на 5 км, размер этой сетки обусловлен большой площадью дельты Лены (анализируемый участок составляет ~28 тыс. км²). Далее в каждой ячейке сетки проводился расчет суммы береговых разрушений (км²)

и среднего значения мутности (мг/л).

Для анализа возможного влияния метеорологических (суммы и средние за 1, 3, 5 и 7 сут для температуры воздуха, мерзлоты на глубинах 0 и 0.75 м, количества осадков, солнечной радиации и скорости ветра), гидрологических (расход воды в вершине дельты с учетом времени добега от г/п Кюсюр) и русловых (суммарные площади разрушений берегов за период с 2000 по 2021 г.) факторов на трансформацию стока взвешенных наносов на участке “вершина дельты – магистральный рукав” рассчитывался коэффициент корреляции $r_{\Delta S_{\text{фактор}}}$ между факторами и относительными изменениями мутности воды по длине каждой из четырех основных проток:

$$R_{\Delta S_{\text{фактор}}} = \frac{\sum (\Delta S_i - \overline{\Delta S})(\text{Фактор}_i - \overline{\text{Фактор}})}{\sqrt{\sum (\Delta S_i - \overline{\Delta S})^2} \sqrt{\sum (\text{Фактор}_i - \overline{\text{Фактор}})^2}}, \quad (5)$$

где ΔS_i – значения относительного изменения мутности на участке “вершина дельты – магистральный рукав” за дату i , $\overline{\Delta S}$ – среднее значение изменения мутности в базе данных; Фактор $_i$ – значение фактора за дату i , Фактор – среднее значение фактора в базе данных.

Для определения статистической значимости корреляций использовался t -критерий Стьюдента на уровне значимости $\alpha = 5\%$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Общие закономерности распределения мутности воды в дельте

На основе расчетов продольного изменения мутности воды по четырем основным протокам дельты Лены (4) получено ее среднее изменение с учетом распределения стока воды за период с 2000 по 2022 г. (рис. 2), оцениваемое в диапазоне 2.4–4.8%. В Трофимовской протоке наблюдается преобладание случаев продольного увеличения мутности воды (в 25 случаях из 40), объясняемых в [16, 19] развитием термоэрозионных процессов в этой части дельты, отличающейся максимальным развитием ледового комплекса. В остальных протоках, меньших по водности, чаще бывают ситуации продольного уменьшения мутности. Из 69 случаев продольного уменьшения мутности в Оленекской и Туматской протоках был 41 случай повышения мутности, которые в большинстве случаев приурочены к прохождению максимальных расходов воды. Эти протоки имеют наибольшее количество неглубоких и нешироких ответвлений,

теряющих водообмен с ближайшими протоками при установлении меженных уровней [1], что, предположительно, определяет аккумулятивный режим этих частей дельты, особенно в межень. Для Быковской протоки характерны, в целом, очень незначительные изменения мутности воды.

Создана база данных суточных величин изменений мутности воды по длине рукавов дельты за даты доступных снимков Landsat и соответствующих количественных оценок возможных факторов, влияющих на трансформацию стока взвешенных наносов. Их сопоставление выполнено на основе корреляционного анализа (5).

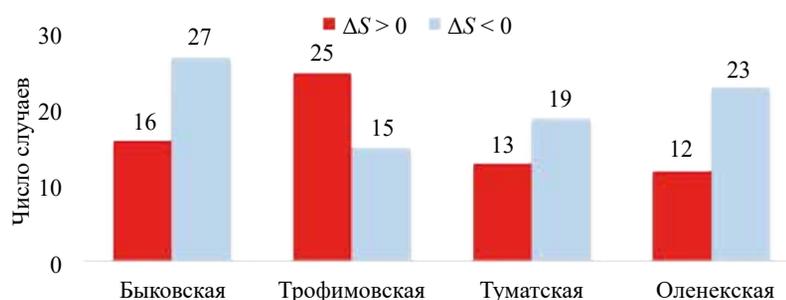
Метеорологические и синоптические факторы

При анализе всей выборки (табл. 1) обнаруживается высокая корреляция ($r > 0.70$) между продольным изменением мутности в Оленекской протоке ($\Delta S_{\text{Олен}}$, %) и количеством осадков за один день:

$$\Delta S_{\text{Олен}} = 9.96 P_1 - 23.1, r = 0.77, \quad (6)$$

где P_1 – суммарное количество осадков за 1 день (мм).

Корреляция > 0.50 свойственна связи продольных изменений мутности воды в Туматской протоке ($\Delta S_{\text{Тумат}}$, %) и среднесуточной и средней скорости ветра за 1 и 3 сут. Полученные связи между параметрами статистически значимы согласно t -критерию Стьюдента и имеют вид:



| | | | | |
|----------------------------|-------|------|--------|-------|
| ΔS среднее | –7.2% | 8.9% | –10.5% | –7.2% |
| Q (в среднем) | 25% | 65% | 5% | 5% |
| Среднее изменения мутности | | | +2.4% | |

Рис. 2. Количественная характеристика изменения мутности по рукавам дельты с учетом перераспределения стока по рукавам.

Таблица 1. Корреляционный анализ изменений мутности воды по рукавам дельты и метеорологических и гидрологических параметров (статистически значимые корреляции согласно *t*-критерию Стьюдента на уровне значимости $\alpha = 5\%$ выделены жирным)

| Параметр | $\Delta S, \%$ | | | |
|--|----------------|--------------|-------------|-------------|
| | Быковская | Трофимовская | Туматская | Оленекская |
| Среднесуточная температура воздуха, °С | 0.26 | 0.11 | 0.04 | 0.18 |
| Σ температур за 3 дня, °С | 0.28 | 0.07 | 0.10 | 0.27 |
| Σ температур за 5 дней, °С | 0.31 | 0.12 | 0.12 | 0.33 |
| Σ температур за 7 дней, °С | 0.32 | 0.19 | 0.12 | 0.32 |
| Количество осадков за день, мм | -0.22 | 0.36 | 0.46 | 0.77 |
| Σ осадков за 3 дня, мм | -0.13 | -0.07 | 0.04 | 0.53 |
| Σ осадков за 5 дней, мм | -0.21 | -0.33 | -0.11 | 0.24 |
| Σ осадков за 7 дней, мм | -0.29 | -0.27 | -0.26 | 0.03 |
| Среднесуточная скорость ветра, м/с | 0.34 | 0.22 | 0.59 | 0.43 |
| Средняя скорость ветра за 3 дня, м/с | 0.37 | 0.40 | 0.58 | 0.44 |
| Средняя скорость ветра за 5 дней, м/с | 0.34 | 0.32 | 0.35 | |
| Поток солнечной радиации, Вт/м ² | 0.37 | 0.19 | 0.17 | 0.17 |
| Σ солнечной радиации за 3 дня, Вт/м ² | 0.38 | 0.20 | 0.29 | 0.26 |
| Σ солнечной радиации за 5 дней, Вт/м ² | 0.40 | 0.20 | 0.25 | 0.32 |
| Σ солнечной радиации за 7 дней, Вт/м ² | 0.40 | 0.22 | 0.26 | 0.29 |
| Температура поверхности почвы, °С | 0.15 | -0.06 | -0.12 | 0.07 |
| Σ температур поверхности почвы за 3 дня, °С | 0.12 | -0.09 | -0.04 | 0.21 |
| Σ температур поверхности почвы за 5 дней, °С | 0.18 | 0.02 | -0.03 | 0.26 |
| Σ температур поверхности почвы за 7 дней, °С | 0.15 | 0.08 | -0.02 | 0.17 |
| Температура мерзлоты на глубине 0.75 м, °С | -0.03 | 0.18 | 0.47 | 0.56 |
| Σ температур мерзлоты на глубине 0.75 м за 3 дня, °С | 0.01 | 0.23 | 0.49 | 0.57 |
| Σ температур мерзлоты на глубине 0.75 м за 5 дней, °С | 0.00 | 0.22 | 0.48 | 0.56 |
| Σ температур мерзлоты на глубине 0.75 м за 7 дней, °С | -0.04 | 0.19 | 0.46 | 0.53 |
| Расход воды на г/п Кюсюр, м ³ /с | 0.31 | 0.09 | 0.27 | 0.27 |

$$\Delta S_{\text{Тумат}} = 10.4\bar{U}_1 - 63.7, r = 0.59, \quad (7)$$

$$\Delta S_{\text{Тумат}} = 12.3\bar{U}_3 - 73.8, r = 0.58, \quad (8)$$

\bar{U}_1 – средняя скорость ветра за 1 сут (м/с); \bar{U}_3 – средняя скорость ветра за 3 сут (м/с).

Также корреляция высокая (> 0.50) для связи продольного изменения мутности в Оленекской протоке ($\Delta S_{\text{Олен}}, \%$) и температуры мерзлоты на глубине 0.75 м, а также ее сумм за 3, 5 и 7 сут. Они статистически значимы согласно *t*-критерию Стьюдента и имеют вид:

$$\Delta S_{\text{Олен}} = 23.9\Sigma T(\text{мерз})_1 - 43.8, r = 0.56, \quad (9)$$

$$\Delta S_{\text{Олен}} = 8.31\Sigma T(\text{мерз})_3 - 43.6, r = 0.57, \quad (10)$$

$$\Delta S_{\text{Олен}} = 4.83\Sigma T(\text{мерз})_5 - 41.9, r = 0.56, \quad (11)$$

$\Sigma T(\text{мерз})_1$ – сумма значений температуры мерзлоты на глубине 0.75 м за 1 сут (°С), $\Sigma T(\text{мерз})_3$ – сумма значений температуры мерзлоты на глубине 0.75 м за 3 сут (°С), $\Sigma T(\text{мерз})_5$ – сумма значений температуры мерзлоты на глубине 0.75 м за 5 сут (°С).

Тенденции ($0.25 < |r| < 0.50$) в зависимости продольного увеличения мутности от метеорологических факторов прослеживаются для различных вариаций температуры воздуха, скорости ветра, солнечной радиации в Быковской протоке. Статистически значимые связи $\Delta S_{\text{Бык}}$ (%) в этой протоке с суммарной 5- и 7-дневной температурой воздуха, а также со средними скоростями ветра за 5 сут и суммой солнечной радиации описываются уравнениями:

Тенденции ($0.25 < |r| < 0.50$) в зависимости продольного увеличения мутности от метеорологических факторов прослеживаются для различных вариаций температуры воздуха, скорости ветра, солнечной радиации в Быковской протоке. Статистически значимые связи $\Delta S_{\text{Бык}}$ (%) в этой протоке с суммарной 5- и 7-дневной температурой воздуха, а также со средними скоростями ветра за 5 сут и суммой солнечной радиации описываются уравнениями:

$$\Delta S_{\text{Бык}} = 0.52\Sigma T(\text{воздуха})_5 - 33.5, r = 0.31, \quad (12)$$

$$\Delta S_{\text{Бык}} = 0.46\Sigma T(\text{воздуха})_7 - 33.5, r = 0.32, \quad (13)$$

$$\Delta S_{\text{Бык}} = 11.9\bar{U}_5 - 63.2, r = 0.34, \quad (14)$$

$$\Delta S_{\text{Бык}} = 0.2942 \Sigma W_1 - 48.2, r = 0.37, \quad (15)$$

$$\Delta S_{\text{Бык}} = 0.1015 \Sigma W_3 - 45.8, r = 0.38, \quad (16)$$

$$\Delta S_{\text{Бык}} = 0.0672 \Sigma W_5 - 46.3, r = 0.40, \quad (17)$$

$$\Delta S_{\text{Бык}} = 0.0528 \Sigma W_7 - 47.8, r = 0.40, \quad (18)$$

где $\Sigma T(\text{воздуха})_5$ – сумма значений температуры воздуха за 5 сут ($^{\circ}\text{C}$); $\Sigma T(\text{воздуха})_7$ – сумма значений температуры воздуха за 7 сут ($^{\circ}\text{C}$); \bar{U}_5 – средняя скорость ветра за 5 сут (м/с); ΣW_1 – суммарный поток солнечной радиации за 1 сут, ΣW_3 – сумма потока солнечной радиации за 3 сут ($\text{Вт}/\text{м}^2$); ΣW_5 – сумма потока солнечной радиации за 5 сут ($\text{Вт}/\text{м}^2$); ΣW_7 – сумма потока солнечной радиации за 7 сут ($\text{Вт}/\text{м}^2$).

Статистически значимые корреляции от 0.32 до 0.44 также установлены для Трофимовской ($\Delta S_{\text{Трофим}}, \%$) и Оленекской ($\Delta S_{\text{Олен}}, \%$) протоков при анализе разной скорости ветра:

$$\Delta S_{\text{Трофим}} = 9.99\bar{U}_3 - 37.2, r = 0.40, \quad (19)$$

$$\Delta S_{\text{Трофим}} = 8.98\bar{U}_5 - 33.0, r = 0.32, \quad (20)$$

$$\Delta S_{\text{Олен}} = 7.45\bar{U}_1 - 43.8, r = 0.43, \quad (21)$$

$$\Delta S_{\text{Олен}} = 9.29\bar{U}_3 - 53.9, r = 0.44, \quad (22)$$

$$\Delta S_{\text{Олен}} = 9.42\bar{U}_5 - 55.5, r = 0.34, \quad (23)$$

где \bar{U}_1 – средняя скорость ветра за 1 сут (м/с); \bar{U}_3 – средняя скорость ветра за 3 сут (м/с); \bar{U}_5 – средняя скорость ветра за 5 сут (м/с).

Для выявления факторов, повышения мутности воды на участках расчета, отдельно проанализированы ситуации с продольным увеличением мутности, т. е. при $\Delta S > 0$. В отличие от общей выборки по всем изменениям мутности воды ((6)–(23)) для случаев увеличения мутности воды более четко прослеживается значимость влияния солнечной радиации; в частности, в Оленекской протоке приводящей к корреляции $0.50 < |r| < 0.70$. Значения коэффициента корреляции увеличиваются от $r = 0.52$ для среднесуточ-

ного потока радиации до $r = 0.66$ для суммарного потока за 5 дней до даты получения снимка. Несколько меньшее влияние солнечной радиации отмечено в протоках Быковской и Туматской, где r максимален для пятидневных сумм потока солнечной радиации (0.46 и 0.45 соответственно). В Туматской протоке продольное увеличение мутности зависит от суммарных за 5 и 7 дней значений среднесуточной температуры воздуха ($r = 0.42$ и 0.43). Также для Туматской протоки коэффициент корреляции находится в пределах 0.30–0.50 для пяти- и семидневных сумм температуры мерзлоты на поверхности ($r = 0.31$). Невысокие значения связи также наблюдаются между рядами температуры мерзлоты на глубине 0.75 м и продольного увеличения мутности воды в Быковской протоке ($r = 0.33$ –0.35).

Также рассматривались ситуации в Трофимовской протоке, при которых продольное увеличение мутности принимает максимальные значения ($\Delta S > 10\%$). В этом случае на сток взвешенных наносов начинает оказывать влияние среднесуточная температура и ее сумма за пятидневный период. Коэффициент корреляции увеличивается до 0.34.

При отдельном анализе ситуаций продольного уменьшения мутности воды вдоль рукавов обнаруживается, что факторы формирования стока наносов имеют неопределенный характер.

Полученные количественные соотношения между изменениями мутности воды в протоках дельты Лены и синоптическими и метеорологическими параметрами свидетельствуют о том, что в разных протоках ключевую роль в балансе наносов играют разные факторы. На продольное увеличение мутности в Оленекской протоке оказывает влияние повышение температуры мерзлоты, что может быть связано с оттаиванием многолетнемерзлых пород, которые слагают большую часть правого берега протоки. Увеличение температуры воздуха (рис. 3а) и мерзлоты приводит к разрушению берегов и формированию мутьевых потоков. В результате значимым фактором становится и солнечная радиация, которая приводит к активизации термических процессов в криолитозоне, в том числе к развитию процессов термоденудации берегов, представ-

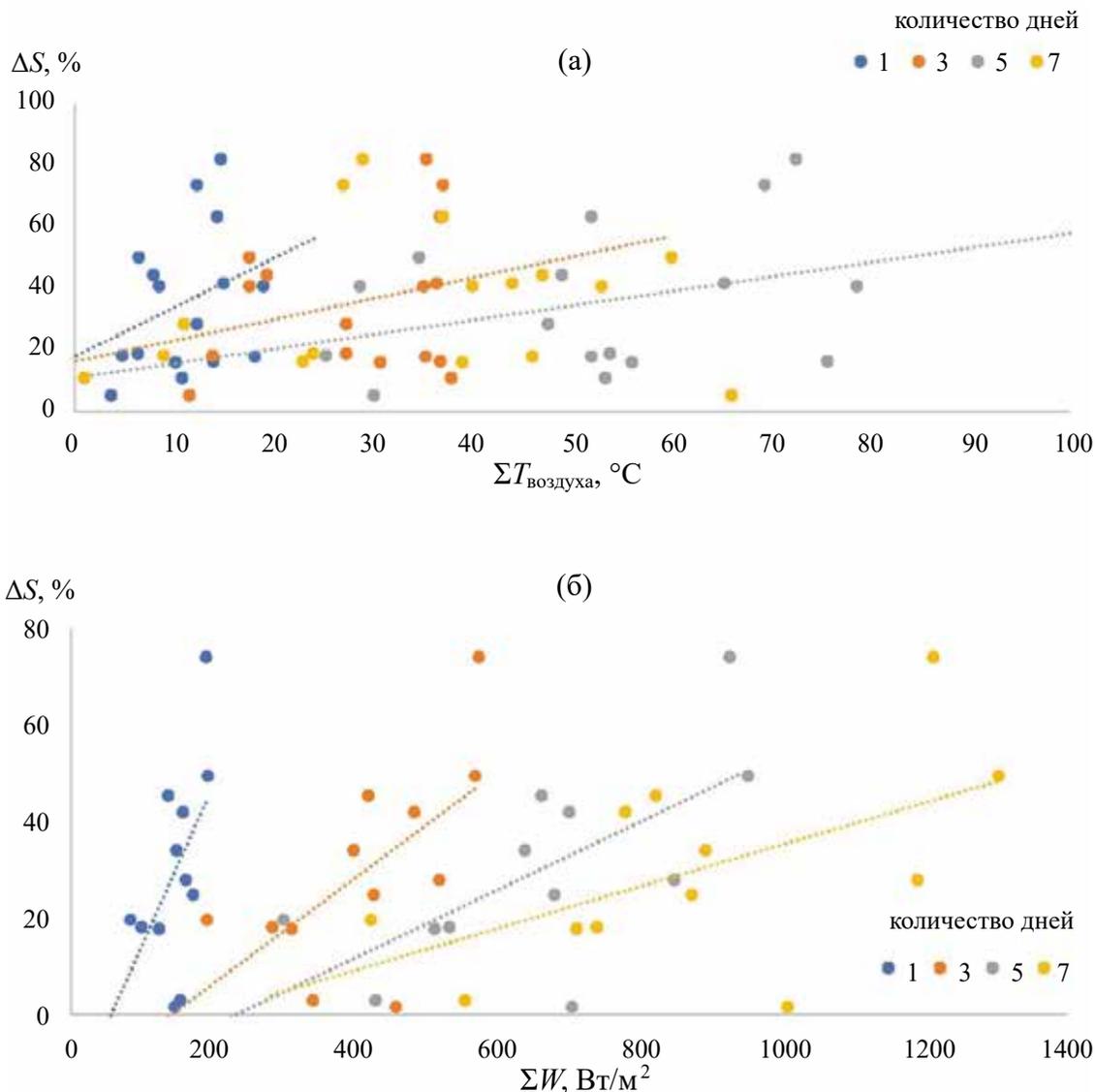


Рис. 3. Тенденция увеличения мутности воды в Оленекской протоке с возрастанием температуры воздуха (а) (за 1, 3, 5 и 7 сут), солнечной радиации (б) (сумма за 1, 3, 5 и 7 сут).

ленных многолетнемерзлыми породами. Именно в Оленекской протоке при увеличении потока солнечной радиации происходит продольное увеличение мутности воды (рис. 3б).

Особый интерес вызывают экстремальные изменения мутности воды, зафиксированные при дешифрировании отдельных снимков. В частности, максимальные продольные увеличения мутности воды установлены для участка Трофимовской протоки по данным дешифрирования спутникового снимка от 28.07.2012 ($\Delta S = 81.9\%$, абсолютные значения мутности возрас-

тали с 30.7 мг/л в вершине дельты до 55.8 мг/л). Именно для этого периода характерны максимальные значения температуры воздуха и температуры мерзлоты в базе данных (Σ значений температуры воздуха за 5 дней составила 72.5°C, Σ значений температуры мерзлоты на поверхности за 7 дней составила 79.8°C) (рис. 4).

Достоверное влияния ветра на мутность воды связано с ветровым волнением, приводящим к взмучиванию донных отложений, и сгонно-нагонными явлениями. Статистически достоверные корреляции наблюдаются между продоль-

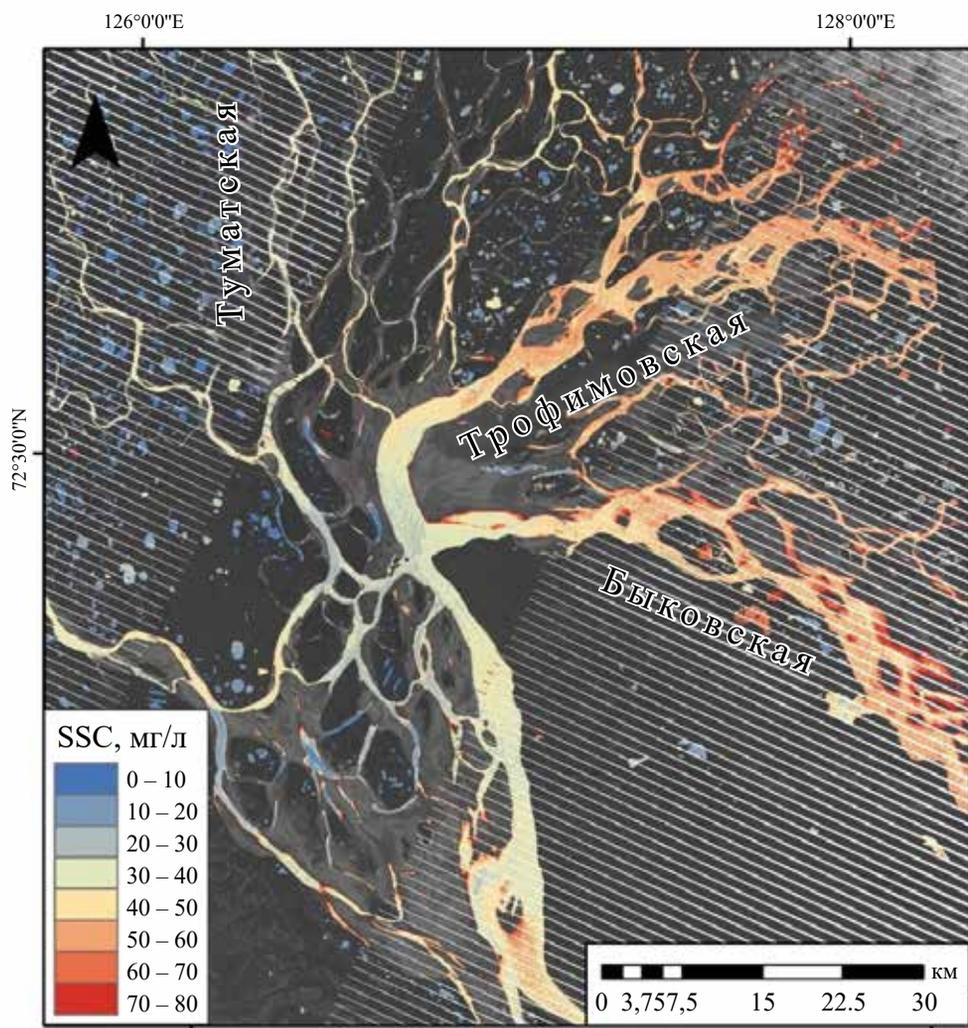


Рис. 4. Картограмма полей мутности воды по результатам дешифрирования спутникового снимка от 28.07.2012 при $\Delta S_{\text{Трофимовская}} = 81.9\%$.

ным изменением мутности воды в Туматской протоке и средней скоростью ветра. Здесь при увеличении среднесуточной и средней за 1 и 3 сут скорости ветра происходит продольное увеличение мутности воды (рис. 5).

На графике связи между ΔS и скоростями ветра в Туматской протоке максимальные продольные изменения мутности воды (рис. 5, цифра I) соответствуют ситуации от 28.07.2012, когда на участке “вершина дельты – Туматская протока” происходило увеличение мутности воды на 30.9% (рис. 4). В день получения снимка скорость ветра составляла 6.31 м/с, а средняя за 3 сут – 6.16 м/с. Возрастание скорости ветра выше 2–3 м/с приводит к увеличению волновой деятельности на всех участках протоков. Ветровое

перемешивание в центральной части дельты на широком участке рассредоточения стока, а также вовлечение песчаных отложений, слагающих дно русла, привели к взмучиванию донных осадков и перетоку их в Туматскую протоку.

Аналогичные ситуации обозначены цифрами II и III на рис. 5. В данном случае выделенным точкам соответствуют спутниковые снимки от 11.08.2011 (II) и 10.06.2018 (III). В этих ситуациях мутность воды продольно увеличивается на 51.4 и 41.5% соответственно. Увеличение может быть вызвано повышением средней скорости ветра до 8.53 м/с (11.08.2011) и до 6.65 м/с (10.06.2018).

Высокие значения корреляции между скоростью ветра и продольным изменением мутности

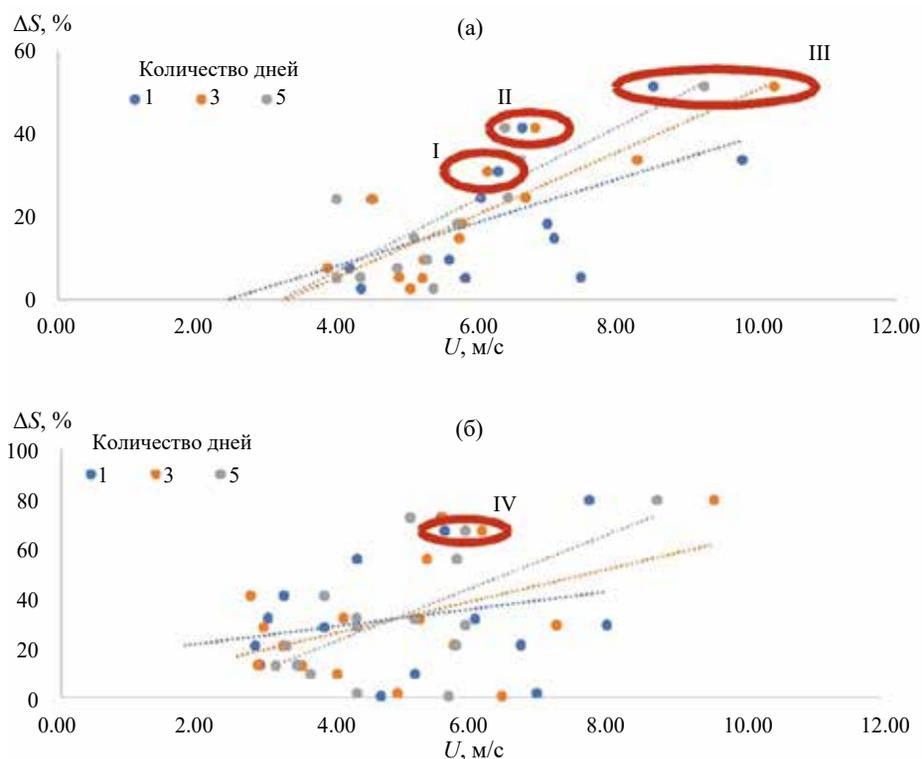


Рис. 5. Тенденция продольного увеличения мутности воды в Туматской протоке (а), Быковской протоке (б) с возрастанием скорости ветра (среднее за 1, 3, 5 сут). Цифрами (I–IV) обозначены случаи изменения мутности воды, рассмотренные в тексте статьи.

воды зафиксированы и для Быковской протоки. Здесь на обширных участках, где ширина русла достигает 8 км, вдоль левого берега расположена песчаная отмель с малыми глубинами, происходят масштабные взмучивания песчаных отложений, что также влияет на формирование шлейфов повышенной мутности. Например, на снимке от 10.06.2018 (точки под номером IV) зафиксирована ситуация, где при скорости ветра до 6 м/с продольное изменение мутности воды составило 63.1% (рис. 6).

Увеличение концентрации взвешенных наносов с ростом скорости ветра подтверждается результатами наблюдений авторов в 2022 г. При скорости ветра от 4.5 до 6.2 м/с наблюдалось взмучивание донных отложений у о. Самойловского: мутность возросла до 35% – с 24.3 мг/л (по данным отбора 11.08.2024) до 32.1 мг/л (14.08.2024). Уменьшение среднесуточной скорости ветра до 3.5 м/с, наоборот, привело к аккумуляции взвеси и снижению мутности до 14.2 мг/л (15.08.2024).

Гидрологические факторы

Влияние водности р. Лены на условия прохождения взвешенных наносов анализировалось на основе деления всей базы данных на две составляющие: изменения мутности воды при расходе воды выше и ниже среднего в выборке ($37500 \text{ м}^3/\text{с}$), соответствующие выходу воды на низкую пойму.

При больших величинах расхода воды ($Q > 37500 \text{ м}^3/\text{с}$) увеличение мутности потока по длине рукавов фиксируется на снимках наиболее часто. В итоге значимые корреляции (на уровне $\alpha = 5\%$) ΔS с водностью повышаются до 0.57 и 0.58 для таких проток, как Туматская и Оленекская. С повышением расхода воды мутность продольно увеличивается и в Быковской, и в Трофимовской протоках. Здесь корреляции ниже и принимают значения 0.44 и 0.34 соответственно, однако статически незначимы (согласно t -критерию Стьюдента на уровне значимости $\alpha = 5\%$). Указанные соот-

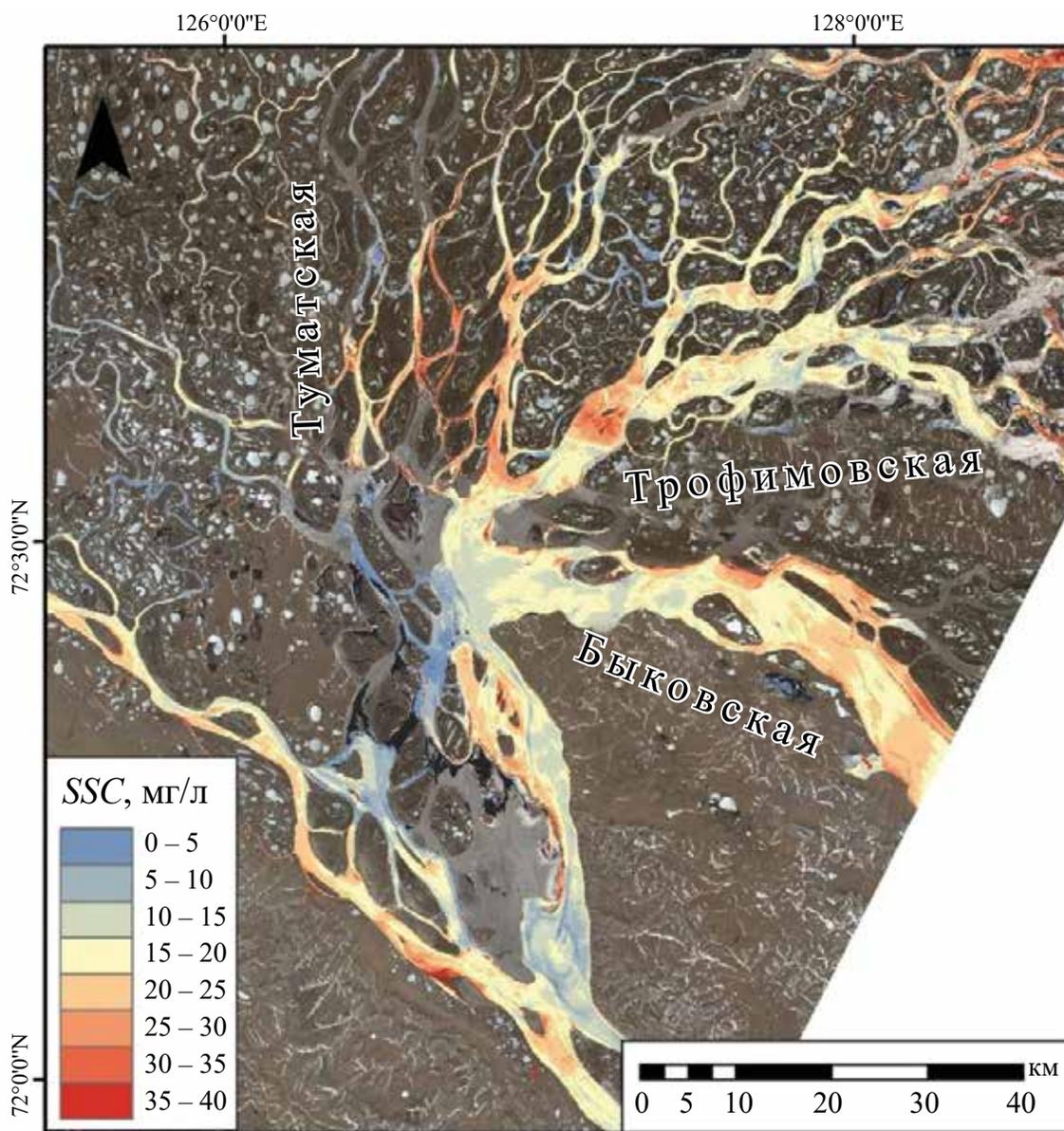


Рис. 6. Картограмма полей мутности воды по результатам дешифрирования спутникового снимка от 10.06.2018 при $\Delta S_{\text{Туматская}} = 41.5\%$ (скорость ветра 6.8 м/с), $\Delta S_{\text{Быковская}} = 63.1\%$ (скорость ветра 6.2 м/с).

ношения описываются следующими уравнениями:

$$\Delta S_{\text{Бык}} = 0.0012Q - 70.6, \quad r = 0.44, \quad (24)$$

$$\Delta S_{\text{Трофим}} = 0.0006Q - 28.1, \quad r = 0.34, \quad (25)$$

$$\Delta S_{\text{Тумат}} = 0.0013Q - 81.5, \quad r = 0.57, \quad (26)$$

$$\Delta S_{\text{Олен}} = 0.0017Q - 101.5, \quad r = 0.58, \quad (27)$$

где Q – расход воды в вершине дельты ($\text{м}^3/\text{с}$).

Увеличение мутности воды вдоль дельтовых рукавов прослеживается на спутниковых сним-

ках от 10.07.2018 ($78\,100 \text{ м}^3/\text{с}$) и 22.07.2007 ($Q = 77\,500 \text{ м}^3/\text{с}$).

При расходах $< 37\,500 \text{ м}^3/\text{с}$ (в основном август–сентябрь) влияние водности значительно снижается во всех протоках. Наоборот, увеличивается роль метеорологических факторов в формировании стока взвешенных наносов.

Закономерности влияния гидрологических факторов на распределение мутности воды в дель-

те Лены кардинально отличаются от закономерностей для южных дельт. В частности, в дельтах Селенги и Верхней Ангары [17] при увеличении расхода воды речные воды заполняли заросшие пойменные массивы, на которых большая часть наносов аккумулировалась. В выполненном анализе для дельты Лены с изменением диапазонов от 17400 до 78100 м³/с затопление значительных пойменных поверхностей не происходит, под водой оказываются лишь осередки, которые в условиях арктического климата не зарастают растительностью. Также при увеличении расхода воды наблюдается закономерное увеличение мутности воды, которое, скорее всего, связано с размывающей способностью потока.

Русловые факторы

Влияние синоптических и гидрологических факторов на изменения мутности воды в рукавах дельты Лены в конечном счете связано с их влиянием на режим русловых деформаций. Для пространственного анализа береговых отступаний введен индекс интенсивности разрушения, рассчитываемый по отношению площади отступления к площади водной поверхности внутри каждой ячейки регулярной сетки.

Общая площадь отступаний за период с 2000 по 2021 г. (21 год) на участке 30 тыс. км² дельты (площадь русла – 6 630 км²) составила 65.6 км², т. е. на рассматриваемом участке дельты Лены разрушениям было подвержено в год в среднем ~3.13 км² площади островов дельты.

Отступление берегов увеличивается от верхних частей рукавов к морскому краю дельты, где усиливается абразионная деятельность моря Лаптевых. Интенсивность русловых деформаций различается по секторам дельты. Наибольшей интенсивностью (до 15% русла) русловых деформаций отличается продолжение Трофимовской протоки – Сардахская протока, где на о. Собо-Сисе интенсивность отступления берегов достигает 15 м/год.

Ключевой причиной влияния на сток становится распространение многолетнемерзлых пород, а на участках Оленекской и Трофимовской проток – ледового комплекса, где объемная доля

подземного льда в береговых грунтах достигает 90%. В Трофимовской протоке такие отложения находятся на уровне межennaleго уреза воды. Особенность ледового комплекса – содержание фракций малого диаметра [23], которые при разрушении берегов повышают мутность воды и не оседают ввиду малой транспортирующей способности потока и гидравлической крупности наносов. Кроме того, высокая льдистость отложений способствует термическому разрушению берегов водами Лены и потоками воздуха, что также приводит к повышению мутности воды.

Характерные иллюстрации влияния русловых деформаций на сток взвешенных наносов в дельте Лены – ситуация, зафиксированная на снимке 27.08.2020 ($Q = 32600$ м³/с), в этот день наблюдалось одно из наибольших увеличений мутности по длине Трофимовской протоки ($\Delta S = 50.0\%$). Если в истоке Трофимовской протоки мутность воды составляла 15–20 мг/л, то в среднем течении она увеличивается до 35 мг/л с максимумами, достигающими 50 мг/л в отдельных частях рукава. На основе сопоставления карты полей мутности, полученной в ходе дешифрирования снимка от 27.08.2020, и участков разрушений берегов в пределах Трофимовской протоки за 2000–2021 г. установлено совпадение участков повышенной мутности и максимальных отступаний берегов (рис. 7). Участки увеличения мутности воды совпадают с ростом площади отступления островов (индекс интенсивности разрушений достигает 15%). Для этого снимка получено уравнение тенденции, выражающее изменения мутности воды с увеличением площади разрушений на участке Трофимовской протоки ($R^2 = 0.24$):

$$SSC = 2.14 \ln(S_{\text{отступ}}) + 36.2, \quad (28)$$

где SSC – концентрация взвешенных частиц (мг/л), $S_{\text{отступ}}$ – площадь береговых отступаний (км²).

Значительно меньше интенсивность переформирований в Туматской (до 5%), Оленекской (до 5%), и Быковской (0%) протоках. Это связано с максимальным распластыванием уровней и уменьшением транспортирующей способности из-за большей длины рукавов: в Быковской протоке уклон русла оценивается 0.01 м/км, а в

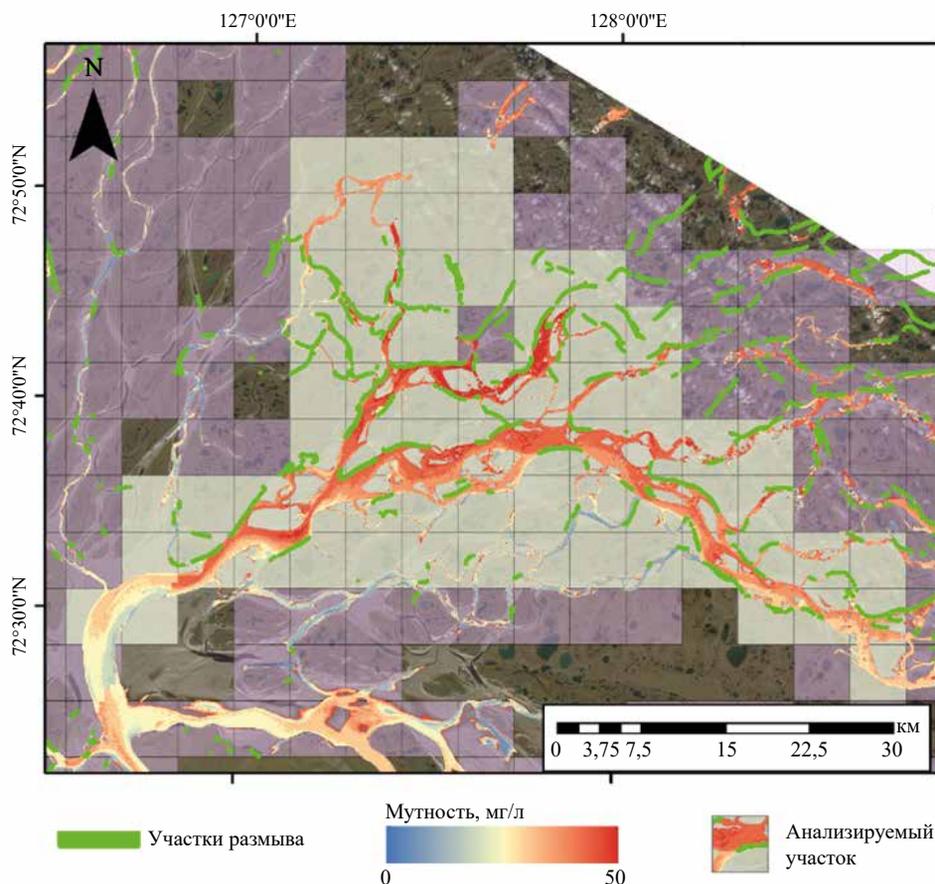


Рис. 7. Картограмма полей мутности воды и участков размыва вдоль Трофимовской протоки.

Оленекской протоке — 0.005 м/км. В Быковской протоке русловые факторы незначительны из-за геолого-геоморфологических условий этой части дельты. Правый берег протоки здесь представлен коренными породами Хараулахского хребта.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный анализ причин увеличения мутности воды в дельте и полученные результаты оценки метеорологических, гидрологических и русловых факторов впервые дают полноценную характеристику стока взвешенных наносов и закономерностей его трансформации в условиях распространения многолетне-мерзлых пород.

Создана база данных по метеорологическим, гидрологическим и русловым факторам и характеристикам распределения мутности воды по четырём крупнейшим направлениям стока дельты Лены.

Проанализировано влияние синоптической ситуации (температуры воздуха, осадков, ветра, солнечной радиации, температуры многолетне-мерзлых пород) на распределения мутности воды и на относительное изменение концентрации взвешенных частиц по рукавам.

Рассмотрены связи расхода воды и мутности воды в вершине дельты с относительным изменением мутности воды по рукавам дельты. Обнаружены закономерности возрастания мутности воды с увеличением расхода воды, что объясняется ландшафтными особенностями (отсутствием задерживающей растительности на пойме) дельты.

Рассчитаны величины интенсивности отступления берегов за 2000–2021 гг. Установлено, что увеличение стока взвешенного вещества в первую очередь связано с русловыми переформированиями, которые интенсифицируются в условиях климатически обусловленной термоэрозии берегов.

Для дельты Лены в среднем характерно увеличение стока взвешенных наносов по рукавам. Увеличение связано с большей водностью Трофимовской протоки, несмотря на преобладание отрицательных балансов в общей выборке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Большаинов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штоф Г.* Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб.: ААНИИ, 2013. 268 с.
2. *Луков А.Ю.* Гидробиология устьевой области реки Лены. М.: Науч. мир, 2001. 288 с.
3. *Иванов В.А., Чалов С.Р.* Эмпирическая модель распределения взвешенных наносов по глубине крупных рек // Гидросфера. Опасные процессы и явления. 2022. Т. 4. № 2. С. 149–164.
4. *Иванов В.В., Пискун А.А., Корабель Р.А.* Распределение стока по основным рукавам дельты Лены // Тр. ААНИИ. 1983. С. 59–71.
5. *Конищев В.Н.* Реакция вечной мерзлоты на потепление климата // Вестн. Московского ун-та. Сер. 5, География. 2009. № 4. С. 10–20.
6. *Кортаев В.Н., Михайлов В.Н., Бабич Д.Б., Богомолов А.Л., Заец Г.М.* Гидролого-морфологические процессы в дельте р. Лены // Земельные и водные ресурсы. Противоэрозионная защита и регулирование русел. М.: Изд-во Московского ун-та, 1990. С. 120–144.
7. *Лопатин Г.В., Федоров М.К.* Физико-географический очерк дельты р. Лены. АНИИ. Л.: АНИИ, 1947. 320 с.
8. *Магрицкий Д.В., Айбулатов Д.Н., Горелкин А.В.* Закономерности пространственно-временной изменчивости стока на предустьевом участке и в дельте р. Лены // Вод. ресурсы. 2018. Т. 45. № 1. С. 15–29. DOI: 10.7868/S0321059618010133
9. *Магрицкий Д.В., Чалов С.Р., Гармаев Е.Ж., Прокопьева К.Н., Крастынь Е.А.* Новые данные о трансформации стока воды и наносов в дельте реки Лены по итогам экспедиционных измерений в августе 2022 г. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69. № 2. С. 171–190. DOI: 10.30758/0555-2648-2023-69-2-171-190
10. *Тасаков П.Д.* Сток взвешенных наносов в устье р. Лены // Тр. ГГИ. 1965. № 125. С. 125–138.
11. *Федорова И.В., Большаинов Д.Ю., Макаров А.С., Третьяков М.В., Четверова А.А.* Современное гидрологическое состояние дельты р. Лены // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. М.: Изд-во МГУ, 2009. С. 278–291.
12. *Федорова И.В., Четверова А.А., Алексеева Н.К., Скороспехова Т.В., Романов С.Г., Большаинов Д.Ю., Шадрин А.А., Макушин М.А.* Гидрологические и гидрохимические исследования в дельте р. Лены весной 2015 и 2016 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 3 (113). С. 107–114.
13. *Чаркин А.Н., Федорова И.В., Семилетов И.П., Четверова А.А., Густафссон О.* Масштабы пространственной изменчивости распределения взвеси в системе “Река Лена – Море Лаптевых” // Геология, география и экология океана. Ростов-на-Дону: ЮНЦ, 2009. С. 351–354.
14. *Alabyan A.M., Chalov R.S., Korotaev V.N., Sidorchuk A.Y., Zaitsev A.A.* Natural and technogenic water and sediment supply to the Laptev Sea // Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research). 1995. № 182. P. 264–271.
15. *Boike J., Nitzbon J., Anders K., Grigoriev M., Bolshiyakov D., Langer M., Lange S., Bornemann N., Morgenstern A., Schreiber P., Wille C., Chadburn S., Gouttevin I., Burke E., Kutzbach L.* A 16-year record (2002–2017) of permafrost, active-layer, and meteorological conditions at the Samoylov Island Arctic permafrost research site, Lena River delta, northern Siberia: an opportunity to validate remote-sensing data and land surface, snow, and // Earth Syst. Sci. Data. 2019. V. 11. P. 261–299. DOI: doi.org/10.5194/essd-11-261-2019
16. *Chalov S., Prokopeva K.* Sedimentation and Erosion Patterns of the Lena River Anabranching Channel // Water. 2022. V. 14. № 23. P. 3845. DOI: 10.3390/w14233845
17. *Chalov S., Prokopeva K., Habel M.* North to South Variations in the Suspended Sediment Transport Budget within Large Siberian River Deltas Revealed by Remote Sensing Data // Remote Sensing. 2021. V. 13. № 22. P. 4549. DOI: 10.3390/rs13224549
18. *Chalov S., Prokopeva K., Magritsky D., Grigoriev V., Fingert E., Habel M., Juhls B., Morgenstern A., Overduin P.P., Kasimov N.* Climate change impacts on streamflow, sediment load and carbon fluxes in the Lena River delta // Ecol. Indicators. 2023. V. 157. P. 111252. DOI: 10.1016/j.ecolind.2023.111252
19. *Chalov S.R., Moreido V.M., Prokopeva K.N., Efimov V.A.* Implications of yedoma bank outcrops on the arctic rivers sediment runoff // Hydrosphere. Hazard processes and phenomena. 2022. V. 4. P. 165–182 (In Russian; abstract in English). DOI: 10.34753/HS.2022.4.2.165

20. *Chalov S.R., Prokopenva K.N.* Assessment suspended sediment budget of the Lena River delta based on the remote sensing dataset // *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. 2021. № 3. P. 19–29.
21. *Ogneva O., Mollenhauer G., Juhls B., Sanders T., Palmtag J., Fuchs M., Grotheer H., Mann P.J., Strauss J.* Particulate organic matter in the Lena River and its Delta: From the permafrost catchment to the Arctic Ocean // *Biogeosci.* 2022. V. 20. № 7. P. 1423–1441. DOI: 10.5194/bg-20-1423-2023
22. *Rachold V., Alabyan A.M., Hubberten H.W., Korotaev V.N., Zaitsev A.A.* Sediment transport to the Laptev Sea – Hydrology and geochemistry of the Lena River // *Polar Res.* 1996. V. 15. № 2. P. 183–196. DOI: 10.3402/polar.v15i2.6646
23. *Schwamborn G., Rachold V., Grigoriev M.N.* Late Quaternary sedimentation history of the Lena Delta // *Quaternary Int.* 2002. DOI: 10.1016/S1040-6182(01)00084-2

The factors of suspended sediment concentration increasing in the Lena River delta

K. N. Prokopenva*, S. R. Chalov

Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119234 Russia

Water Problems Institute of the Russian Academy of Science, Moscow, 119333 Russia

**e-mail: prokris3@mail.ru*

This paper presents an analysis of the factors contributing to the longitudinal increase in suspended sediment along the Lena River delta branches. Satellite images (Landsat 5-9) from 2000 to 2022 during the open channel period from June to September were captured for the suspended sediment concentration modeling. This period coincides with the water discharge in the Lena River ranging from 17,400 to 78,100 m³/s. The ERA5-Land reanalysis, monitoring observations at the Samoilovsky Island research station and remote sensing data were employed to estimate the factors influencing suspended sediment concentration changes. These factors included air temperature, precipitation, wind speed, solar radiation flux, permafrost temperature, water discharge and suspended sediment concentration in the top of the delta top, and the intensity of bank retreat. The results of the correlation analysis indicated that the observed increase in suspended sediment concentration was attributable to a combination of meteorological factors (temperature, precipitation, wind speed, and solar radiation flux) and the intensity of riverbank erosion associated with thermal processes. The longitudinal increase in suspended sediment concentration (on average for the study period by 2-4% along the delta length) can be explained by an average daily air temperature and permafrost temperature increase. The analysis demonstrated that temperature factors exert a predominant influence on riverbanks comprising the Ice Complex. here was a significant correlation between the rates of riverbank degradation and the concentration of suspended sediment.

Keywords: suspended sediment concentration, satellite images, permafrost, planform changes, Landsat, thermal erosion, Arctic.

УДК 551.482.6

ШТОРМОВЫЕ НАГОНЫ В УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ р. ОДРЫ¹

©2025 г. М. В. Михайлова*

Институт водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

**e-mail: mv.mikhailova@gmail.com*

Поступила в редакцию 22.07.2024 г.

После доработки 29.08.2024 г.

Принята к публикации 02.09.2024 г.

Дана общая географическая характеристика бассейна Одры и ее устьевой области, включающей устьевой участок реки, лагуну и устьевое взморье, приведены краткие сведения о современном гидрологическом режиме реки и гидрологических особенностях Щецинской лагуны и Поморской бухты. Показано, что во второй половине XX в. вследствие активизации циклонической деятельности над Балтийским морем на побережье Поморской бухты и в устье реки участились случаи штормовых нагонов. Описаны особенности штормовых нагонов в Щецинской лагуне и на устьевом участке Одры.

Ключевые слова: река, море, устьевая область, устьевой участок, Щецинская лагуна, Поморская бухта, уровень моря, штормовой нагон.

DOI: 10.31857/S0321059625020048 **EDN:** UCQAMN

Продолжающееся и усиливающееся глобальное потепление климата сопровождается существенными изменениями всех компонентов гидроклиматической системы Земли, в том числе изменениями морских факторов, воздействующих на режим, строение и экологические условия устьев рек [20]. В 1901–2020 гг. уровень Мирового океана повысился на 21 см. Из-за увеличения температурных контрастов над океанами и над сушей усилилась циклоническая активность. Возросла частота и сила штормовых ветров в устьях рек и вызываемых ими штормовых нагонов и морского волнения [4].

В научной литературе, как зарубежной, так и отечественной, нет четкой дефиниции штормового нагона; его определяют по-разному в зависимости от принятых критериев. По [13], “штормовой нагон – это повышение уровня воды на побережье океана, вызванное проходящим штормом (циклоном), превышающее уровень астрономического прилива...”. В [19] “штормовой нагон – поднятие уровня в море или эстуарии, вызванное прохождением центра низкого давления”. Согласно [11], “нагон – повышение уровня воды у берега водоема, в устье реки или берега моря, сопровождающееся на-

воднением, под действием сильного ветра, дующего в направлении одного из берегов, что вызывает волну большого периода, или (в основном в море) движением тропического циклона или штормового циклона в средних широтах, когда в дополнение к ветру на водную поверхность воздействует разность атмосферного давления”.

В [30] дается такое определение: “Штормовые нагоны – это колебания уровня воды в прибрежном или внутреннем водоеме в диапазоне от нескольких минут до нескольких дней в результате воздействия атмосферных погодных систем”. Согласно этому определению, исключаются так называемые ветровые волны и волны зыби, периоды которых порядка нескольких секунд. Термин “штормовой нагон” начал широко использоваться в европейской литературе в работах, посвященных изменениям уровня в Северном море. В североамериканской литературе для обозначения этого же явления также применяются термины “ветровой прилив” и “штормовой прилив” [30].

Итак, нагонные волны возникают в океане под влиянием синоптических процессов (изменяющихся горизонтальных градиентов атмосферного давления и скоростей ветра). Во время сильного и устойчивого нагонного ветра в приглубой прибрежной зоне приемного водоема

¹ Работа выполнена в рамках Государственного задания ИВП РАН (тема FMWZ-2025-0001).

уровень воды повышается на величину, зависящую от наклона водной поверхности на устьевом взморье, длины разгона ветра, направленной к берегу проекции скорости ветра, коэффициента трения ветра о воду и глубины.

Наблюдения показывают, что нагоны обычно приобретают максимальные величины в районе морского края дельт и в прилегающих частях устьевого взморья, откуда их величины уменьшаются как в сторону реки, так и открытого приемного водоема. Проникая в ограниченные морские акватории и, тем более, в узкие заливы и эстуарии рек, нагонные волны теряют связь с вынуждающими их силами и превращаются в свободные инерционные волны, движущиеся вверх по устьевым участкам рек и рукавам дельт. Формулы для определения величины и дальности распространения нагона приведены в [6].

Воздействию сильных штормовых нагонов подвергается и устьевая область Одры (лагуна, устьевой участок реки и устьевое взморье). Положение Балтийского моря на пути передвижения систем низкого давления в восточном направлении благоприятствует возникновению штормовых нагонов. Наиболее опасные штормовые нагоны отмечаются вдоль юго-западного и восточного побережья Балтики, в частности — на побережье Поморской бухты и в Щецинской лагуне.

Интересно, что в [33] поднимается вопрос: можно ли считать Щецинскую лагуну эстуарием. По мнению авторов, в период Литориновой трансгрессии Пре-Одра, впадающая в Балтийское море, могла иметь эстуарий, однако в дальнейшем в результате постепенного формирования берегового барьера возник водоем, для которого характерны низкая соленость, отсутствие приливов и беспрепятственного водообмена между рекой и морем, что должно быть типичным для эстуариев. Опираясь на разные классификации, авторы относят Щецинскую лагуну к “ограниченным лагунам” по [23] или “полузакрытым лагунам” по [32].

За рубежом есть множество классификаций эстуариев, основанных на различных признаках, часто противоречащих друг другу. Обзор этих ти-

пизаций эстуариев приведен в [1]. В современной российской гидрологии устьев рек принято уточненное классическое определение этого объекта Д. Притчарда: “Эстуарий — это полузамкнутая система водоемов и водотоков в пределах устьевой области реки, которая постоянно или периодически сообщается с приемным водоемом (океаном, морем, озером), внутри которой в результате смешения пресных речных и солоноватых или соленых морских (или озерных) водных масс формируется барьерная зона с соленостью от 1 до 8‰”. Согласно этому определению и на основе сведений о морфологических и гидрологических особенностях лагуны относим Щецинскую лагуну к эстуариям лагунного типа, а всю устьевую область — к эстуарной [2, 6].

В последние десятилетия польскими и немецкими специалистами проведены крупномасштабные исследования устья Одры и происходящих здесь гидрологических процессов [12, 14–16, 21, 22, 24–31, 33–39].

Для российских специалистов в области изучения устьев рек результаты исследования устьевой области Одры могут представлять познавательный интерес: в отечественной научной литературе сведений об этом объекте нет. Задача статьи — аналитический обзор результатов новых гидрологических исследований в устье Одры. Эта статья продолжает серию публикаций, организованную В.Н. Михайловым по гидрологии устьев зарубежных рек, недостаточно известных в России. В этих статьях, написанных по единой методике, но с акцентом на гидролого-морфологических процессах конкретного устья, уже обсуждались особенности гидрологического режима и дельтоформирования в устьях балтийских рек Нямунас и Висла [8, 9], а также процессы взаимодействия приливов и штормовых нагонов в эстуариях Темзы и Эльбы [5, 7].

ОДРА И ЕЕ УСТЬЕВАЯ ОБЛАСТЬ

Одра (чешск. и польск. Odra, нем. Oder) — река в Европе, в Чехии, Польше и ФРГ (на значительном протяжении пограничная между ними). Из 250 рек, впадающих в Балтийское море, Одра занимает третье место по площади бассейна и четвертое — по длине (табл. 1).

Таблица 1. Некоторые характеристики крупных рек, впадающих в Балтийское море, по [8–10, 17, 25, 34, 35]. Прочерк – отсутствие данных

| Река | Площадь бассейна, тыс. км ² | Длина, км | Расход воды, м ³ /с | Сток воды, км ³ /год | Сток взвешенных наносов, млн т/год |
|------------------------|--|-----------|--------------------------------|---------------------------------|------------------------------------|
| Нева | 281.6 | 74 | 2490 | 78.6 | 0.622 |
| Висла | 198.5 | 1047 | 1020 | 32.2 | 1.5–2.2 |
| Одра | 118.8 | 854 | 512 | 16,2 | 0.380 |
| Нямунас /Неман | 98.2 | 937 | 532 | 16.8 | 0.164 |
| Даугава/Западная Двина | 87.9 | 1020 | 694 | 21.9 | – |

Одра берет начало в горах Одерске-Врхи (отроги Восточных Судет) в Чехии. В верховье имеет характер горной реки, течет в направлении на СВ; при выходе на Среднеевропейскую равнину следует на СЗ в террасированной долине. Ниже устья р. Ныса-Лужицка течет в северном направлении. Основные притоки: Мала-Панев, Видава, Барыч, Обжица, Варта (правые); Опава, Ныса-Клодзка, Олава, Сленжа, Бытшица, Качава, Бубр, Ныса-Лужицка (Нейсе) (левые).

Река судоходна до места впадения притока Опава (Чехия), для крупных судов – до г. Кендзежин-Козле (Польша), где река канализована и шлюзована. Одра соединена каналами Одер–Шпре и Одер–Хафель с бассейном Эльбы; Быдгошским (Бромбергским) каналом через реки Нотець (приток р. Варта) и Брда (приток р. Висла) – с бассейном Вислы. По Гливицкому каналу воды Одры поступают в Верхнесилезский каменноугольный бассейн. Крупнейшие порты в Щецинской лагуне – Щецин и Свиноуйсьце. На реке расположены крупные города: Острава (Чехия), Ополе, Вроцлав, Щецин (Польша), Франкфурт-на-Одере (Германия).

В соответствии с принятыми в российской гидрологии типизацией и районированием устьевых областей рек [3], обширная устьевая область Одры относится к эстуарному типу и включает в себя устьевую участок реки от г. Тшебеж до г. Гоздовице (0 и 118 км от лагуны соответственно), водоем эстуарного типа (Щецинскую лагуну) и устьевое взморье (часть Поморской бухты Балтийского моря) (рис. 1а).

Гидрографическая сеть устьевой области довольно сложна. Ниже г. Видухова Одра разделяется на два рукава: Восточную Одру и Западную

Одру, – соединенных протоками и каналами. Восточная Одра, в свою очередь, делится на правый рукав – Регалицу, протекающий через дельтовое оз. Домбе (площадь 56.5 км²) [25], и левый, соединяющийся с Западной Одрой. Около г. Польице Восточная Одра и Западная Одра сливаются, и далее Одра впадает в Щецинскую лагуну около г. Тшебеж.

Щецинская лагуна (на российских картах Щецинский залив) имеет площадь 686.9 км² [25, 34], объем 2.58 км³ [16], длину 20 км, ширину ~ 52 км [22], длину береговой линии 243 км [16]. Щецинскую лагуну (рис. 1б) делят на две части: восточную – Большую лагуну (польск. Wielki Zalew) в пределах Польши (площадь 409.7 км², максимальная глубина ~ 6 м), западную, более мелкую – Малую лагуну (нем. Kleines Haff) в пределах ФРГ (277.2 км²) [25] (рис. 2). Средняя глубина лагуны 3.8 м, максимальная естественная глубина в сужении между Большой лагуной и Малой лагуной составляет 8.5 м [22]. Дно в центральной части Щецинской лагуны (глубина 4.5–5.5 м) покрыто илом; илистые части лагуны окружены песчаными отмелями на глубине 1–1.5 м [22].

Лагуна отделена от Поморской бухты двумя большими островами – Узедом (польск. Узнам) и Волин. Водообмен лагуны с Поморской бухтой осуществляется через три узких пролива: Пенештром, Свину и Дзивну. Пролив Пенештром (длина 46 км) соединяет Малую лагуну с Поморской бухтой, на входе в которую ширина пролива достигает 350 м [25]. Дзивна (длина 30 км) соединяет Большую лагуну с Поморской бухтой; на входе в бухту ширина Дзивны 100–150 м [25]. Свина (длина 16.3 км), главный пролив между лагуной и Поморской бухтой, вместе с каналом

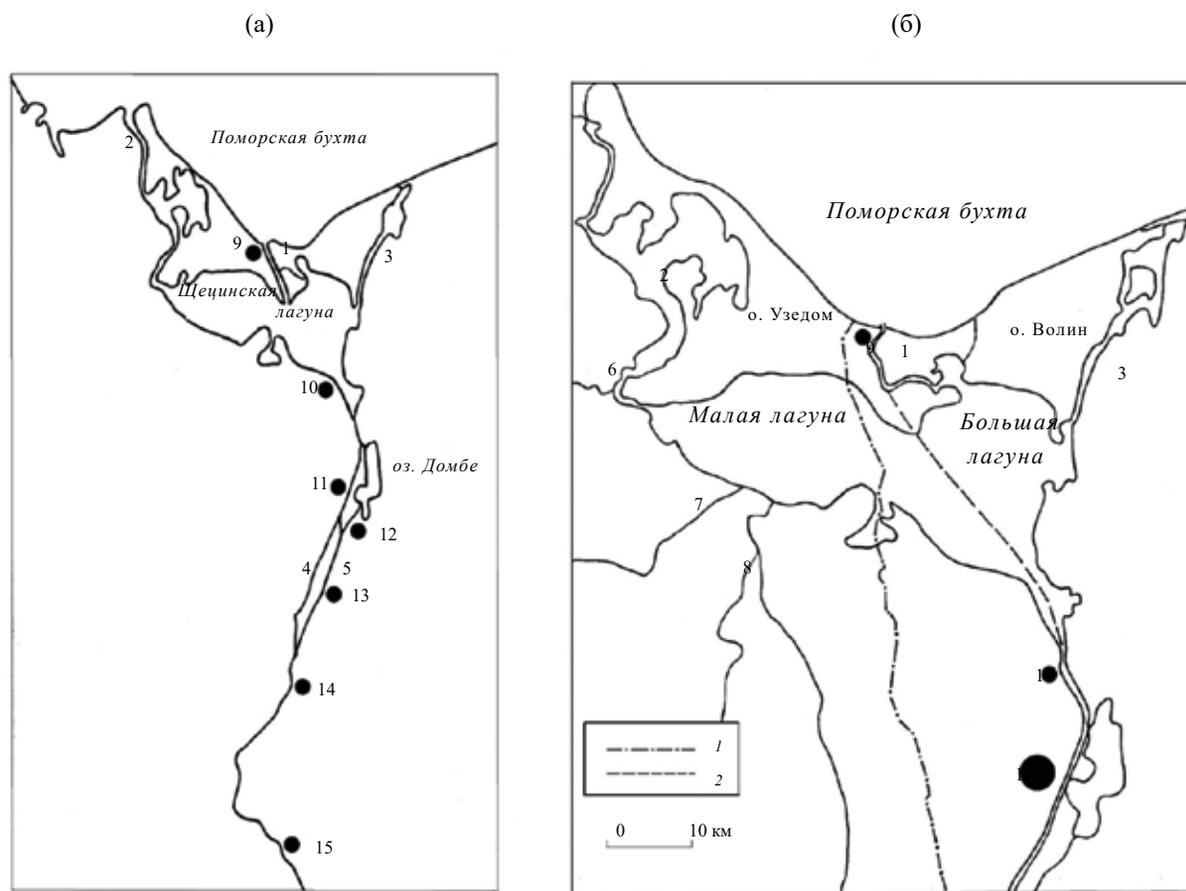


Рис. 1. Картограмма устьевой области р. Одры (а) и Щецинской лагуны (б). Проливы: 1 – Свина, 2 – Пенештром, 3 – Дзивна; рукава: 4 – Западная Одра, 5 – Восточная Одра; реки: 6 – Пене, 7 – Зарев, 8 – Иккер; города и г/п: 9 – Свиноуйсьце, 10 – Тшебеж, 11 – Щецин, 12 – Подючи, 13 – Грыфино, 14 – Видухова, 15 – Гоздовице. 1 – граница Польши и ФРГ, 2 – судоходный канал Свиноуйсьце – Щецин.

Пястовского служит частью судоходного канала Свиноуйсьце–Щецин длиной ~ 66 км, шириной 250 м и глубиной 10.5 м.

Отделение Щецинской лагуны от прямого сообщения с Балтийским морем началось в поздний голоцен. Из продуктов абразии берегов моренного плато (ныне острова Узедом и Волин) возникли две песчаные вдольбереговые косы, или вдольбереговой барьер, который теперь называют Свина-Гейт. После образования барьера в его внутренней части сравнительно быстро стала формироваться так называемая тыловая (штормовая) дельта Свины; ее хорошо видно на космических снимках (рис. 2). Ее подводная часть – Кжецкий Высок – песчаное мелководье глубиной 2 м, простирающееся в настоящее время на несколько километров в глубь лагуны [12].

В Щецинскую лагуну помимо Одры впадают реки Пене, Заров и Иккер.

Поморская бухта (польск: *Zatoka Pomorska*, нем. *Pommersche Bucht*) находится в юго-западной части Балтийского моря. Северной границей бухты служит изобата 20 м условно от м. Аркона на о. Рюген до маяка в дер. Гонски восточнее г. Колобжег. Площадь бухты 5580 км², средняя глубина ~ 13 м, максимальная глубина 20 м [31].

СОВРЕМЕННЫЙ ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ ОДРЫ

Водное питание Одры – смешанное (преобладает подземное с участием снегового и дождевого). Среднегоголетний расход воды на гидрологическом посту (г/п) Хоэнзатен-Финов

(а)



(б)



Рис. 2. Космические снимки устьевой области Одры (а) и пролива Свина (б). Фото из открытых источников.

(площадь водосбора 109.6 тыс. км²) за 1920–2021 гг. составил 512 м³/с (объем годового стока 16.2 км³) [18]. Водный режим характеризуется весенним половодьем, меженью в остальную часть года, прерываемую летними дождевыми паводками. Самые многоводные месяцы – март и апрель, маловодные – июль–октябрь.

Летние дождевые паводки могут стать причиной катастрофических наводнений в верхнем и среднем течении реки; в нижнем течении волны паводков распластаются. В XX в. катастрофический характер имели стоковые наводнения 1902, 1903, 1977, 1997, 1985 гг. Наводнение на Одре в июле–августе 1997 г. было крупнейшим за всю историю наблюдений – так называемое наводнение тысячелетия (польск. Powódź tysiąclecia). По [27], за период с 7 июля по 14 августа 1997 г. сток воды Одры на г/п Гоздовице составил 6.64 км³. Паводок был исключительных масштабов, что привело к прорыву дамб и затоплению огромных территорий. Наводнение в мае–июне 2010 г. также было одним из крупнейших, но противопаводковые меры, принятые тремя прибрежными государствами после разрушительного наводнения 1997 г., минимизировали ущерб. Пока готовилась настоящая статья, во второй половине сентября 2024 г. верхняя и средняя части бассейна Одры приняли мощный удар осеннего дождевого паводка, приведшего к разрушительным наводнениям.

Объем стока рек Пене, Заров и Иккер, впадающих в Щецинскую лагуну, составляет соответственно 0.76, 0.11 и 0.19 км³ [14].

Водообмен между лагуной и Поморской бухтой зависит от метеоусловий (ветра и атмосферного давления), уровня моря и стока воды Одры. Через Свину проходит 60–70% воды, через Пенештром и Дзивну – по 15–20% [25]. Водообмен через Свину определяется ветром. Северный ветер блокирует отток речных вод и способствует проникновению осолоненных вод Балтики в лагуну. Южные ветры благоприятствуют оттоку в бухту.

Соленость воды в лагуне, по разным данным, составляет 1–3‰ [15], 0.81 [16], 0.6–0.9 [33], 0.6–1.8‰ [29]. По [34], соленость в центральной

части лагуны 0.5–2‰, но в периоды интрузии осолоненных вод из Поморской бухты (средняя соленость воды которой 5–7.5‰ в поверхностном слое и 6–9‰ – в придонном [34]) через Свину эти воды не только повышают соленость в самом проливе, но могут распространяться в придонном слое в лагуну на несколько километров.

Сезонные изменения солености связаны с внутригодовым характером речного стока. В начале года, после таяния льда и увеличения стока реки, вода в лагуне быстро распресняется. Наименьшая средняя соленость (0.2–0.5‰) обычно бывает в мае и июне. Летом соленость постепенно увеличивается и достигает максимального значения 0.8–1.3‰ во время ноябрьских штормов, когда отмечаются усиленные вторжения морских осолоненных вод в лагуну.

По данным наблюдений за 1956–2015 гг., период с ледовыми явлениями на устьевом участке реки на г/п Гоздовице и Видухова в среднем начинается 18 и 26 декабря соответственно, заканчивается 20 февраля. Период ледостава на г/п Гоздовице длится с 8 января по 7 февраля, на г/п Видухова – с 2 января по 12 февраля [28].

Средняя продолжительность периода с ледовыми явлениями в Щецинской лагуне 64 дня, ледостав в среднем 51 день [16]. Свободным ото льда остается судоходный канал из лагуны в Поморскую бухту.

ИССЛЕДОВАНИЯ ШТОРМОВЫХ НАГОНОВ В УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ ОДРЫ

Первый уровнемер (мареограф) на побережье Балтийского моря был установлен в Стокгольме в 1774 г. По состоянию на 15 мая 2023 г. Службой мониторинга морской среды программы “Коперникус” насчитано 150 мареографов [21]. По обобщенным данным этих мареографов установлено, что в XX в. уровень Балтийского моря повышался на 1.3–1.6 мм/год. В XXI в. рост уровня моря ускорился в ~ 2 раза. По данным спутниковой альтиметрии повышение уровня моря с 1991 по 2020 г. составило от 3.3 до 4.1 мм/год, по данным мареографов за тот же период ~ 3 мм/год [21].

По данным Р.Б. Зайдлера и др. (цитируется по [26]), самый сильный штормовой нагон, наблюдавшийся на южном побережье Балтийского моря, был в 1872 г., когда уровень моря на побережье земли Шлезвиг-Гольштейн повысился на 3.2–3.7 м. Самый высокий уровень моря на польском побережье во время штормового нагона зафиксирован 13 ноября 1872 г. в Колобжеге и составил 7.22 м NN (NN – ординар в Амстердамской системе высот) [37]. Исторические сведения об экстремальных уровнях моря во время штормовых нагонов на польском побережье Балтики обобщены и подробно описаны в польской научной литературе; перечень этих работ приведен в [37].

Синоптическая обстановка над Поморской бухтой и в устьевой области Одры в основном определяется движением воздушных масс с запада на восток и преобладающими западными ветрами. На циркуляцию воздуха здесь больше всего влияет низкая температура воздуха в Исландии (в основном зимой) и высокая температура на Азорских о-вах (в основном летом). Фронты, связанные с прохождением циклонов, вызывают частые и резкие изменения погоды. Весной преобладают восточные и северо-восточные ветры, летом – чаще юго-западные и северо-западные. Лишь изредка в этот период дуют юго-восточные и южные ветры. Спокойные дни редки, составляя 2–7% в году [22].

Щецинская лагуна и устьевой участок Одры подвержены сильному влиянию колебаний уровня моря во время штормовых нагонов. Этому способствуют небольшие уклоны водной поверхности на устьевом участке: 0.13–0.07‰ между Гоздовице и Видухова; 0.003‰ – между Видухова и Щецином и < 0.002‰ между Щецином и Тшебежом [26]. Из-за малой пропускной способности проливов, соединяющих Щецинскую лагуну с Поморской бухтой, изменения уровня воды в лагуне при штормовых нагонах случаются с некоторым запозданием. Колебания уровня во время штормового нагона достигают Гоздовице. Дальность нагонных колебаний уровня и интенсивность нагона зависят не только от атмосферных условий (скорости и направления ветра, изменения атмосферного давления), но и расхода воды самой реки. Чем он выше, тем меньше высота нагона. Дополнительным факто-

ром, влияющим на повышение уровня воды во время штормовых нагонов, служат ледовые явления в устье реки [25].

Уровни воды в устьевой области р. Одры измеряются на следующих постах: в Поморской бухте – на г/п Свиноуйсьце, в Щецинской лагуне – на г/п Тшебеж; на устьевом участке – на г/п Щецин (23 км от лагуны), Подючи (на рук. Регалица), Грыфино (44 км), Видухова (60.8 км) и Гоздовице (118 км). Уровни воды на этих гидропостах в польской литературе или даны в (см NN), или привязаны к средней отметке уровня моря –5.00 м NN. В данной статье все уровни даны в (м NN).

В [38] приведен график изменения уровня на г/п Свиноуйсьце за 1811–2010 гг.: столетний тренд повышения уровня моря здесь составил 0.48 мм/год. За период с 1947 по 2010 г. повышение уровня на г/п Свиноуйсьце и Щецин составило 1.2 и 0.8 мм/год соответственно.

Самый сильный штормовой нагон на побережье Поморской бухты в Свиноуйсьце был 10 февраля 1874 г., когда уровень составил 6.96 м [25]; в Щецинской лагуне, в Тшебеже, самый высокий нагон зафиксирован в 1913 г. – 6.37 м [26]. В Щецине максимальный уровень отмечен 7 марта 1850 г. – 6.80 м [24].

Для немецкого побережья Балтийского моря штормовым нагоном обычно считают повышение уровня моря на ≥ 1 м выше среднего уровня (5.00 м), т. е. 6.00 м. Польские службы береговой охраны штормовыми неблагоприятными (“warning levels”) и опасными (“alarm levels”) считают нагонные уровни 5.70 и 6.00 м соответственно. Б. Вишневски (1997 г.) (цитируется по [39]) считал штормовым нагоном повышение уровня воды выше 5.70 м на любом участке польского побережья [39].

На г/п Свиноуйсьце и Щецин неблагоприятными и опасными приняты уровни выше 5.60 и 5.80 м соответственно; на г/п Тшебеж – превышающие 5.40 м и 5.60 м [24].

Анализ штормовых нагонов и повышения уровня воды в бухте, лагуне и на устьевом

участке Одры почти за четвертьвековой период (с 1993/1994 по 2016/2017 г.) дан в [24]. Самые высокие за эти годы уровни в Свиноуйсьце зарегистрированы 3–4 ноября 1995 г. (6.83 м) и 4–6 января 2017 г. (6.53 м). В Щецинской лагуне на г/п Тшебеж – 15 октября 2009 г. (6.25 м), 15 января 2012 г. (6.10 м), 4 ноября 1995 г. (6.08 м), 5 января 2017 г. (6.04 м). На устьевом участке на г/п Щецин (рук. Западная Одра), Подючи (рук. Регалица) и Грыфино (рук. Восточная Одра) самые высокие уровни были 15 октября 2009 г. – 6.31, 6.44 и 6.38 м соответственно. Распространение нагонных колебаний уровня вдоль устьевого участка Одры во время штормового нагона в начале января 2017 г. показано на рис. 3.

Штормовые нагоны на побережье Поморской бухты за период с 1997 по 2006 г. подробно исследованы в [26]. За этот период выявлено 114 случаев штормовых нагонов, при которых уровни были неблагоприятными или опасными. На г/п Свиноуйсьце неблагоприятные уровни были достигнуты во время 23 штормовых нагонов; в течение шести из них уровень превысил 6.00 м. Самый высокий уровень (6.49 м) был 1 ноября 2006 г. На г/п Тшебеж неблагоприятные уровни

достигнуты во время 34 штормовых нагонов. Самый высокий уровень (5.96 м) отмечен 21 февраля 2002 г. На г/п Щецин самый высокий уровень (6.0 м) также был 21 февраля 2002 г. [26].

За исследованный в [26] период количество штормовых нагонов сильно различалось от года к году: от восьми в 2003 г. до 16 в 2001 г. Обычно штормовые нагоны случались с конца сентября по апрель, однако большая их часть приходилась на ноябрь–февраль. Период с мая по август обычно был без штормовых нагонов.

На основе анализа штормовых нагонов в 1997–2006 гг. авторы [26] выявили, что для устьевой области Одры характерны нагоны, вызванные изменением атмосферного давления (1), ветром (2) и совместным воздействием низкого атмосферного давления и ветра (3).

Штормовые нагоны, вызванные в основном изменением атмосферного давления. В 1997–2006 гг. на побережье Поморской бухты было зафиксировано 11 кратковременных штормовых нагонов. Они возникли главным образом в результате глубоких циклонов (с давлением ниже

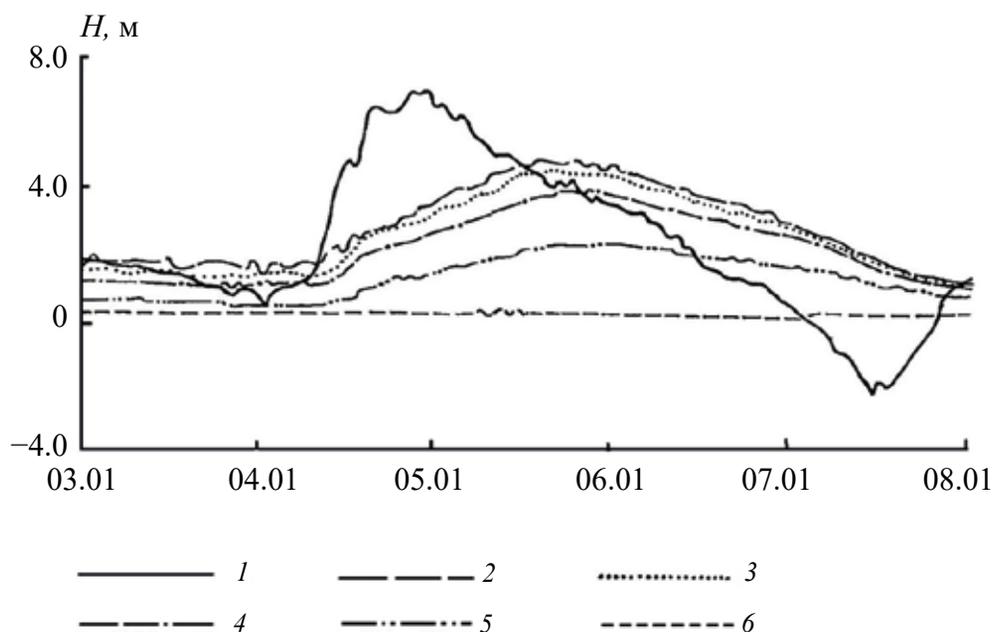


Рис. 3. Изменения уровня воды вдоль устьевого участка во время штормового нагона 3–7 января 2017 г., связанного с продвижением над Балтийским морем глубокого и обширного циклона Аксель [24]. 1 – 6 – г/п Свиноуйсьце, Тшебеж, Подючи, Грыфино, Видухова, Гоздовице соответственно.

980 гПа в центре), движущихся над Балтийским морем с большой скоростью. Эти штормовые нагоны, как правило, приводили на побережье Поморской бухты к значительным изменениям уровня моря (± 1.5 м) длительностью в несколько часов. Воздействие ветров было менее выражено из-за относительной кратковременности их действия и смены направлений. Подобные штормовые нагоны не оказывали влияния на изменения уровня в Щецинской лагуне и на устьевом участке Одры из-за низкой пропускной способности проливов, соединяющих бухту с лагуной. В качестве примера подобного события в [26] приведен штормовой нагон 15–17 ноября 2001 г., когда циклон, образовавшийся над Норвежским морем, быстро переместился над Скандинавским п-овом на восток через Финский залив, вызвав штормовой нагон на южном побережье Балтики. В Щецинскую лагуну и на устьевой участок Одры нагонное повышение уровня воды распространилось слабо. Если на г/п Свиноуйсьце максимальный уровень составил 5.99 м (08:00 16 ноября), то уровни на г/п Тшебеж и Щецин изменились незначительно и составили на обоих постах ~ 5.55 м (20:00 16 ноября и 00:00 17 ноября).

Штормовые нагоны, вызванные преимущественно ветром. Так, в 1997–2006 гг. 62.3% всех штормовых нагонов произошли в основном из-за сильного ветра. Такие нагоны были вызваны прохождением над Балтийским морем неглубоких (> 980 гПа в центре) и медленных (скорость < 8 м/с) циклонов. Изменение давления не сказывалось, и в зависимости от скорости, продолжительности и направления ветра колебания уровня воды в Поморской бухте были в пределах ± 0.8 м. Подъем и падение уровня были медленными и плавными (от нескольких дней до недели), нагонное повышение уровня воды распространялось в Щецинскую лагуну и на устьевой участок Одры. Подобная ситуация в [26] проиллюстрирована штормовым нагоном 4–10 апреля 2003 г. На г/п Свиноуйсьце уровень моря достиг 5.88 м (04:00 6 апреля). Нагон распространился в Щецинскую лагуну: на г/п Тшебеж уровень воды достиг максимума (~ 5.70 м) в 08:00 7 апреля (спустя 28 ч после максимума в Свиноуйсьце); опасные уровни сохранялись до 10 апреля. На г/п Щецин опасный уровень был превышен 6 апреля, а максимума (5.89 м) достиг

в 08:00 7 апреля в результате сильного (6 баллов по шкале Бофорта) северного ветра. На других гидропостах на устьевом участке Одры уровень поднялся до ~ 5.6 м. На г/п Подючи и Грыфино уровни были превышены на 0.3 м. К Гоздовице колебания уровня затухли. Во время штормового нагона 5 апреля уровень в Поморской бухте был на 0.5 м выше, чем в Щецинской лагуне.

Штормовые нагоны, образующиеся при совместном воздействии циклонов и ветра. В 1997–2006 гг. во время прохождения глубоких циклонов над Балтикой, сопровождающихся сильным ветром, произошло 32 штормовых нагона [26]. Повышение уровня моря отмечалось сначала на побережье Поморской бухты, потом в Щецинской лагуне и, наконец, на устьевом участке Одры. Во время весеннего таяния льда штормовой нагон иногда приводил к затоплениям прибрежных территорий в устьевой области, польдеров, к абразии берегов и пляжей, разрушению портовых сооружений и нарушению судоходства. Самый сильный штормовой нагон за это десятилетие произошел в начале ноября 2006 г. На г/п Свиноуйсьце уровень достиг максимума в 16:00 1 ноября и составил 6.55 м. Уровень воды в Щецинской лагуне тоже начал повышаться 1 ноября, сначала преодолев неблагоприятный уровень, а затем и опасный. На г/п Тшебеж уровень достиг 5.71 м в полдень 3 ноября и держался еще два дня. В течение трех дней дул северный ветер, неблагоприятные уровни были более трех дней, опасные – более суток. На г/п Щецин неблагоприятный уровень держался в течение трех дней, а максимум уровня пришелся на 16:00 3 ноября и составил 5.78 м. На г/п Подючи и Видухова подъем уровня 2 ноября составил 5.8 м [26]. На г/п Гоздовице влияние штормового нагона уже было незначительным.

Штормовой нагон, попадающий в период половодья и паводков, затрудняет отток речных вод в море, создавая подпор, и приводит к долгому сохранению высоких уровней воды в устьевой области Одры, а в некоторых случаях может вызвать затопление низменных территории вокруг Щецинской лагуны и оз. Домбе и пойм рукавов Восточная Одра и Западная Одра.

Особая угроза наводнений при штормовых нагонах возникает в период ледовых явлений.

Одно из таких опасных гидрологических событий случилось во время паводка на устьевом участке Одры зимой 2010/2011 г. Наводнение было вызвано ледяным затором и подъемом уровня в реке в результате таяния снега на водосборе реки. В этот же зимний период было пять штормовых нагонов. Самый сильный зарегистрирован 11–13 февраля 2011 г., когда уровень моря на г/п Свиноуйсьце достиг 6.32 м [24], создав дополнительный вклад в повышение уровня воды в Щецинской лагуне и на устьевом участке реки, составившее почти 0.5 м.

ВЫВОДЫ

Продолжающееся и усиливающееся глобальное потепление климата сопровождается существенными изменениями всех компонентов гидроклиматической системы Земли, в том числе изменениями морских факторов, воздействующих на режим, строение и экологические условия устьев рек. Уровень Мирового океана с 1900 по 2020 г. повысился на 21 см при средней скорости 1.7 мм/год. Темпы повышения уровня увеличились: в 1993–2018 гг. до 3.3 мм/год и в 2006–2018 гг. до 3.7 мм/год. Усилилась активность тропических и внетропических циклонов и вызываемых ими штормовых нагонов и морского волнения.

По данным мареографов в Балтийском море установлено, что в XX в. уровень моря повышался на 1.3–1.6 мм/год. В XXI в. рост уровня моря ускорился в ~2 раза. Повышение уровня моря с 1991 по 2020 г. составило по данным спутниковой альтиметрии от 3.3 до 4.1 мм/год, по данным мареографов ~ 3 мм/год.

Самый сильный штормовой нагон на побережье Поморской бухты в Свиноуйсьце был 10 февраля 1874 г. (6.96 м); в Тшебеже в Щецинской лагуне – в 1913 г. (6.37 м), в Щецине – 7 марта 1850 г. (6.80 м).

Исследование штормовых нагонов и повышения уровня воды в устьевой области Одры с 1993/1994 по 2016/2017 г. выявило, что максимальные уровни на устьевом взморье на г/п Свиноуйсьце за эти годы были зарегистрированы 3–4 ноября 1995 г. (6.83 м), в лагуне на г/п Тше-

беж – 15 октября 2009 г. (6.25 м), на устьевом участке реки на г/п Подючи – 15 октября 2009 г. (6.44 м). На г/п Свиноуйсьце и Щецин неблагоприятными и опасными приняты уровни выше 5.60 и 5.80 м соответственно; на г/п Тшебеж – превышающие 5.40 м и 5.60 м. Превышение опасного уровня указывает на угрозу наводнения.

Штормовой нагон, попадающий в период половодья и паводков, создает подпор и приводит к затоплению низменных территорий вокруг Щецинской лагуны и оз. Домбе и пойм рукавов Восточная Одра и Западная Одра. Особая угроза наводнений при штормовых нагонах возникает в период ледовых явлений, например при совпадении ледяного затора и подъема уровня в реке в результате таяния снега на водосборе. Иными словами, для устьевой области Одры, согласно типизации опасных гидрологических событий, принятой в отечественной гидрологии устьев рек, угрозу представляют наводнения стоково-нагонного или стоково-заторно-нагонного типа.

Исследование устьевой области Одры – пример анализа недостаточно изученных сложных процессов взаимодействия штормовых нагонов, речного стока и изменения среднего уровня моря в устьях рек.

Изучение экстремальных штормовых нагонов и определение опасных уровней во время их прохождения важны не только в научных, но и в практических целях: в частности, для организации служб оповещения населения, для разработки мер по защите населенных пунктов и промышленных объектов от затоплений, а также для безопасности судоходства.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Михайлов В.Н. Гидрологические процессы в устьях рек. М.: ГЕОС, 1997. 175 с.
2. Михайлов В.Н. Гидрология устьев рек. Учебник. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. 176 с.
3. Михайлов В.Н., Горин С.Л. Новые определения, районирование и типизация устьевых областей рек и их частей – эстуариев // Вод. ресурсы. 2012. Т. 39. № 3. С. 243–257.

4. Михайлов В.Н., Михайлова М.В. Влияние многолетних изменений морских факторов на устья рек // Вод. ресурсы. 2015. Т. 42. № 4. С. 367–379.
5. Михайлов В.Н., Михайлова М.В. Приливы и штормовые нагоны в эстуарии Темзы // Вод. ресурсы. 2012. Т. 39. № 4. С. 351–366.
6. Михайлов В.Н., Михайлова М.В., Магрицкий Д.В. Основы гидрологии устьев рек. М.: Триумф, 2018. 313 с.
7. Михайлова М.В. Взаимодействие приливов и штормовых нагонов в устье р. Эльбы // Вод. ресурсы. 2011. Т. 38. № 3. С. 283–296.
8. Михайлова М.В. Наводнения в устьевой области Вислы и их влияние на изменения гидрографической сети дельты // Вод. ресурсы. 2023. Т. 50. № 6. С. 674–685.
9. Михайлова М.В., Жаромскис Р. Гидрологические процессы в устьевой области р. Нямунас (Неман) // Вод. ресурсы. 2013. Т. 40. № 2. С. 115–129.
10. Реки и озера мира. Энциклопедия. М.: Энциклопедия, 2012. 924 с.
11. Экологическая энциклопедия. Т. 4. М.: Энциклопедия, 2011. С. 45.
12. Borówka R. K., Osadczuk A., Osadczuk K., Witkowski A., Skowronek A., Latałowa M., Mianowicz K. Postglacial evolution of the Odra River mouth, Poland-Germany // Coastline Changes of the Baltic Sea from South to East. Past and Future Projection. Springer. 2017. P. 193–218. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-49894-2>
13. Encyclopaedia of Coastal Science. Dordrecht: Springer, 2005. 1211 p.
14. Fenske C., Westphal H., Bachor A., Breitenbach E., Buchholz W., Jülich W.-D., Hensel P. The consequences of the Odra flood (summer 1997) for the Odra lagoon and the beaches of Usedom: what can be expected under extreme conditions? // Int. J. Hyg. Environ. Health. 2001. V. 203. № 5–6. P. 417–433.
15. Friedland R., Schernewski G., Gräwe U., Greipsland I., Palazzo D., Pastuszek M. Managing eutrophication in the Szczecin (Oder) Lagoon – development, present state and future perspectives // Front. Mar. Sci. 2019. V. 5. <https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00521>
16. Girjatowicz J.P., Świątek M. Relationship between air temperature change and Southern Baltic coastal lagoons ice conditions // Atmosphere. 2021. V. 12. № 8. 931. <https://doi.org/10.3390/atmos12080931>
17. <https://bigenc.ru/c/neva-73c64a>
18. https://www.bafg.de/GRDC/EN/01_GRDC/13_dtbse/database_node.html
19. International Glossary of Hydrology (WMO-No. 385). 2012. P. 331.
20. IPCC, 2021: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2391 p.
21. Kapsi I., Kall T., Liibus A. Sea Level Rise and Future Projections in the Baltic Sea // J. Mar. Sci. Eng. 2023. V. 11. № 8. 1514. <https://doi.org/10.3390/jmse11081514>
22. Kasyk L., Pleskacz K., Kapuściński T. Analysis of wind and drifter movement parameters in terms of navigation safety: the example of Szczecin Lagoon // European Res. Studies J. 2021. V. XXIV. № 3. P. 541–559.
23. Kjerfve B., Magill K.E. Geographic and hydrodynamic characteristics of shallow coastal lagoons // Mar. Geol. 1989. V. 88. №№ 3–4. P. 187–199.
24. Kowalewska-Kalkowska H. Frequency and strength of storm surges in the Oder River mouth area // Acta Sci. Pol. Formatio Circumiectus. 2018. V. 17. № 3. P. 55–65.
25. Kowalewska-Kalkowska H. Storm-surge induced water level changes in the Odra River mouth area (Southern Baltic coast) // Atmosphere. 2021. V. 12. № 12. 1559. <https://doi.org/10.3390/atmos12121559>
26. Kowalewska-Kalkowska H., Wiśniewski B. Storm surges in the Odra mouth area during the 1997–2006 decade // Boreal Env. Res. 2009. V. 4. № 1. P. 183–192.
27. Kundzewicz Z. W., Szamałek K., Kowalczak P. The Great Flood of 1997 in Poland // Hydrol. Sci. J. 1999. V. 44. № 6. P. 855–870.
28. Marszelewski W., Pawłowski B. Long-Term changes in the course of ice phenomena on the Oder River along the Polish–German border // Water Resour. Management. 2019. V. 33. № 15. P. 5107–5120.
29. Mohrholz V., Lass H.U. Transports between Oderhaff and Pomeranian Bight – a simple barotropic box model // German J. Hydrogr. 1998. V. 50. № 4. P. 371–383.
30. Murty T.S. Storm surges – meteorological ocean tides. Can. Bull. of Fisheries and Aquatic Sci. Bull. 212. Ottawa, 1984. 897 p.
31. Müller-Navarra S. H., Huber K., Komo H. Model Simulations of the transport of Odra flood water through the Szczecin Lagoon into the Pomeranian Bight in July/August 1997 // Acta hydrochim. Hydrobiol. 1999. V. 27. № 5. P. 364–373.
32. Nichols M., Allen G. Sedimentary processes in coastal lagoons // Coastal lagoon research, present and future. UNESCO Technical Papers in Marine Science 33.

- Proc. UNESCO/IABO Seminar. UNESCO. 1981. P. 27–80.
33. *Osadczyk A., Musielak S., Borówka R.K.* Why should the Odra River mouth area not be regarded as an estuary? A geologist's point of view // *Oceanol. Hydrobiol. Studies*. 2007. V. XXXVI. № 2. P. 87–99.
34. *Radziejewska T., Schernewski G.* The Szczecin (Oder-) Lagoon // *Ecology of Baltic Waters. Ecological Studies* 197. Verlag Berlin-Heidelberg: Springer, 2008. P. 115–130.
35. *Schmidt A.* Morphological investigations in the River Odra // *Acta hydrochimica et hydrobiologica*. 1999. V. 27. № 5. P. 268–273.
36. *Siefert W., Murty T.S.* Storm surges, river flow and combined effects. State of the Art Report. Koblenz, 1991. 151 p.
37. *Wiśniewski B., Wolski T.* Physical aspects of extreme storm surges and falls on the Polish coast. // *Oceanologia*. 2011. № 53 (1-TI). P. 373–390.
38. *Wolski T., Wiśniewski B.* Long-term, seasonal and short-term fluctuations in the water level of the Southern Baltic Sea // *Quaestiones Geographicae*. 2014. V. 33. № 3. P. 181–197.
39. *Wolski T., Wiśniewski B., Giza A., Kowalewska-Kalkowska H., Boman H., Grabbi-Kaiv S., Hammarklint T., Holfort J., Lydeikaitė Ž.* Extreme sea levels at selected stations on the Baltic Sea coast // *Oceanologia*. 2014. V. 56. № 2. P. 259–290.

Storm surges in the Odra mouth area

M. V. Mikhailova

Water Problems Institute of RAS, Gubkina, str., 3, Moscow, 119333 Russia

e-mail: mv.mikhailova@gmail.com

The article provides a general geographical description of the Odra River basin and its mouth area, including the mouth reach of the river, lagoon and nearshore zone, and provides brief information on the current hydrological regime of the river and the hydrological features of the Szczecin Lagoon and Pomeranian Bay. It is shown that in the second half of the 20th century, due to the intensification of cyclonic activity over the Baltic Sea, storm surges became more frequent on the coast of the Pomeranian Bay and at the mouth of the river. The features of storm surges in the Szczecin Lagoon and the mouth reach of the Odra River are described.

Keywords: river, sea, mouth area, mouth reach of the river, Szczecin Lagoon, Pomeranian Bay, sea level, storm surge.

УДК 556.555.4

ИЗУЧЕНИЕ ВЛИЯНИЯ ВОД РЕКИ ЧУЛЫШМАН НА ТЕРМОГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ТЕЛЕЦКОГО ОЗЕРА В ЛЕТНИЕ МЕСЯЦЫ¹

© 2025 г. А. Т. Зиновьев*, К. Б. Кошелев, А. В. Дьяченко

Институт водных и экологических проблем Сибирского отделения РАН, Барнаул, 656038 Россия

**e-mail: lgg-iwep@yandex.ru*

Поступила в редакцию 28.08.2024 г.

После доработки 07.10.2024 г.

Принята к публикации 28.10.2024 г.

Рассмотрено влияние р. Чулышман на формирование картины плотностной стратификации Телецкого озера в летние месяцы. Актуальность данной проблемы определяется важностью исследования специфических особенностей процессов переноса примесей и загрязнений в условиях формирования термоклина и термобара и обновления вод в озере. При решении вышеупомянутых задач используются методы математического моделирования и данные натурных наблюдений. Для рассмотрения термогидродинамических процессов в глубоком Телецком озере и р. Чулышман на основе открытого пакета Delft3D построены компьютерные модели: для озера – усовершенствованная 3D-модель; течение р. Чулышман в его устьевой области описывается на основе плановой (2DH) модели. Выполнено сопряжение 3D- и 2DH-моделей во входном створе для Телецкого озера. Натурные наблюдения пространственной термической структуры водоема выполнены в летне-осенние месяцы 2010–2023 гг. Основные результаты выполненной работы следующие: выявленная сложная картина плотностной стратификации и плотностных течений в Телецком озере в период летнего нагревания водоема и основные факторы ее формирования; особенности распространения вод р. Чулышман в озере в летние месяцы.

Ключевые слова: плотностные течения, гидротермический режим, математическое моделирование, натурные наблюдения, Телецкое озеро, река Чулышман.

DOI: 10.31857/S0321059625020059 **EDN:** UCSIQV

ВВЕДЕНИЕ

Крупные озера и водохранилища России – ценные ресурсы пресных вод, использование и охрана которых имеют важное стратегическое значение. Данные водоемы также – надежные индикаторы изменения климата. Все это вызывает необходимость всестороннего изучения внутриводоемных процессов, определяющих состояние качества их водной среды и ее возможные изменения под влиянием природных и антропогенных факторов. Существенная составляющая данных исследований – изучение гидрологических и гидрофизических процессов и выявление определяющих их механизмов. Описанию ТГД-процессов в крупных пресных

озерах России (Ладожское, Онежское, Байкал) и мира (Северная Америка – Великие Американские озера, Африка) посвящены работы [1, 2, 7, 10, 12–15, 18, 19, 21, 22]. Различные модели ТГД-процессов в Телецком озере рассмотрены в работах [4–6, 11, 20].

Для больших пресных водоемов характерно формирование вертикальной плотностной стратификации, существенно влияющей на процессы тепло- и массопереноса. Для холодных глубоких озер процессы, определяющие формирование стратификации, имеют определенную специфику, связанную с влиянием давления воды при больших глубинах на температуру максимальной плотности. Данная ситуация характерна также для Телецкого озера и изучена в работах [5, 20]. При нагревании и охлаждении водоемов может наблюдаться такое явление, как термический бар, связанный с формированием горизонтальной плотностной стратификации водной массы. Наблюдения и расчеты термобара в Телецком

¹ Работа выполнена в рамках государственного задания ИВЭП СО РАН (проект “Изучение механизмов природных и антропогенных изменений количества и качества водных ресурсов Сибири с использованием гидрологических моделей и информационных технологий”), на базе ЦКП научно-исследовательскими судами ИВЭП СО РАН.

озере описаны в [4], где показано, что для данного водоема необходимо применение 3D-модели.

Следует отметить, что наличие крупных притоков, сложная морфометрия ложа, неоднородность метеорологических характеристик по акватории водоемов и сила Кориолиса могут существенно усложнить картину формирующейся плотностной стратификации и ее описание средствами математического моделирования. Самый крупный приток Телецкого озера – р. Чулышман, которая обеспечивает основной объем поступающей в водоем воды [8, 9].

Цель настоящей работы – изучение влияния Чулышмана на картину плотностных течений в Телецком озере в летний период года. Процессы формирования плотностной стратификации исследуются с использованием методов математического моделирования и натурных наблюдений. Построены компьютерные модели течений: 3D-модель для Телецкого озера и 2D-модель для устьевой части р. Чулышман, выполнено их сопоставление и проведены сопоставительные расчеты с данными натурных наблюдений. Изучены процессы формирования пространственной картины плотностной стратификации в Телецком озере, и выявлены определяющие ее факторы.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Телецкое озеро – самый глубокий пресноводный водоем Западной Сибири, расположено в истоке одной из крупнейших рек мира – Оби. В настоящее время озеро и его водосборный бассейн включены ЮНЕСКО в список объектов мирового наследия. Телецкое озеро представляет собой глубокий проточный водоем вытянутой формы. Длина озера равна 77.8 км, максимальная ширина – 5.2 км, максимальная глубина – 323 м. Объем озера – 41.1 км³ [3, 8, 9]. По принятой гидрологической классификации, Телецкое озеро относится к водоемам димиктического типа. В озеро впадает около 70 постоянных притоков и 150 временных. Основная часть стока поступает в Телецкое озеро через речную систему р. Чулышман (70–75%) в южной ее оконечности; из противоположной северной части озера вытекает р. Бия. Сезонные формирования и разрушения вертикальной и горизонтальной

температурной стратификации, ледостав (полный и частичный) в зимний период года, наличие плотностных течений и другие факторы обуславливают сложный гидрологический режим этого горного озера [4, 20].

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И ПОСТРОЕНИЕ КОМПЬЮТЕРНОЙ МОДЕЛИ

Термогидродинамические (ТГД) процессы в Телецком озере описываются с использованием 3D-модели в рамках гидростатического приближения и подхода Буссинеска [4]. Зависимость плотности воды от температуры, давления и минерализации определяется уравнением состояния TEOS-10 [17]. Для описания турбулентных течений используется $k-\epsilon$ -модель.

Для расчета по 3D-модели требуется определить граничные и начальные условия. Для озера на границе вода–воздух задаются тепловые потоки и ветровая нагрузка с учетом нестационарных и неоднородных метеорологических условий. На твердых границах тепловые потоки и скорости течения считаются равными нулю. В общем случае во входных створах (устья притоков) задаются расходы воды, в выходных створах – уровни поверхности воды. В Телецком озере ТГД-процессы рассчитываются от устья р. Чулышман (входной створ) до истока р. Бии (выходной створ). Помимо р. Чулышман учитываются притоки впадающих в озеро рек Кыга и Камга. В качестве начальных условий для 3D-модели Телецкого озера задаются уровень поверхности воды, нулевая скорость течения и температура воды 3°C на 1 июня.

Для расчетов ТГД-процессов на устьевом участке р. Чулышман используется 2DH-модель мелкой воды. Для задания сопротивления в р. Чулышман принята модель Маннинга и задан постоянный коэффициент шероховатости 0.025, характерный для крупных водотоков. Расчетная область для устьевых участков р. Чулышман в зависимости от расхода воды и уровня водной поверхности озера существенно меняется: многоорукавное русло сменяется одноорукавным или наоборот. Поэтому меняется количество входных и выходных створов. Во входных створах задаются расходы воды как функции времени,

в выходных створах – уровни поверхности воды. Для задания начальных условий для 2ДН-модели используется решение квазистационарной задачи для суммарного расхода воды во входных створах и заданного уровня воды в выходных створах на 1 июня расчетного года.

Следует отметить, что при построении совместной компьютерной модели течения в р. Чулышман (2ДН) и течения в Телецком озере (3Д) наиболее трудоемкой задачей при определении граничных условий оказалась передача расчетных данных из выходного створа р. Чулышман в входной створ Телецкого озера. Поскольку используемый пакет Delft3D 4 [16] предполагает задание только общего расхода воды во входном створе, то пришлось каждую грань расчетных ячеек этого створа интерпретировать как отдельный входной створ. Так как таких граней оказалось почти 200, то меняющуюся во времени информацию по каждому входному створу требуется передать почти 200 раз за расчетный период, что выполнить вручную достаточно трудоемко. Поэтому была разработана специальная утилита, которая генерировала файлы граничных условий для компьютерной 3Д-модели Телецкого озера, что решило проблему передачи большого объема данных для более точного задания граничных условий во входных створах.

Для отслеживания распространения воды р. Чулышман в Телецком озере используется метод трассеров. Динамика взвешенных речных наносов и трассеров описывается уравнением (1):

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial uC}{\partial x} + \frac{\partial vC}{\partial y} + \frac{\partial (w - w_c)C}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\varepsilon_{c,x} \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\varepsilon_{c,y} \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\varepsilon_{c,z} \frac{\partial C}{\partial z} \right), \quad (1)$$

где C – объемная доля воды р. Чулышман или безразмерная концентрация взвешенных наносов; t – время; x, y, z – декартовы координаты; u, v, w – компоненты скорости потока воды; w_c – гидравлическая крупность; $\varepsilon_{c,x}, \varepsilon_{c,y}, \varepsilon_{c,z}$ – коэффициенты эффективной диффузии, которые определяются с использованием к-ε-модели турбулентности. В начальный момент времени во всем объеме Телецкого озера полагается $C = 0$. Во входном створе – устье р. Чулышман – задается граничное условие $C = 1$. Подчеркнем, что

для расчета распространения воды р. Чулышман гидравлическая крупность для трассера полагается равной нулю, в то время как для расчета концентрации взвешенных наносов эта величина больше нуля.

Важный этап построения компьютерной модели – создание цифровых моделей рельефа (ЦМР) котловины Телецкого озера и устьевой части русла р. Чулышман. Эти модели построены путем обработки ранее полученных в ИВЭП СО РАН натурных данных (ЦМР в формате, пригодном для использования в Delft3D, показаны на рис. 1).

Следующий этап работ при компьютерном моделировании в пакете Delft3D 4 – генерация структурированной конечно-разностной сетки. При этом необходимо было учитывать противоречивые требования. С одной стороны, сетка должна быть достаточно подробной, чтобы обеспечить точность расчетов; содержать оптимальное количество ячеек для минимизации времени расчетов; быть криволинейной для учета сложной морфометрии озерной котловины. С другой стороны, грани ячейки должны быть близки к ортогональным, отношение длин граней внутри ячейки должны быть близки к единице, отношение длин граней соседних ячеек должны не слишком отличаться.

Особенность разрабатываемой компьютерной ТГД-модели – использование 2ДН-модели для описания устьевых участков р. Чулышман и 3Д-модели – для Телецкого озера. Требования к этим моделям различные. Для речного участка важно прежде всего детальное описание ТГД-процессов вдоль русла; для озерной части – как по длине водоема, так и по глубине. С учетом этого сеточная область разбивается на две подобласти таким образом, чтобы выходное сечение расчетной области для р. Чулышман совпадало с входным сечением расчетной области озера (рис. 2). В результате построены 2 расчетные сетки следующих размеров: на устьевом участке р. Чулышман – 235×403 ячеек, для Телецкого озера – $436 \times 501 \times 60$ ячеек.

Поскольку уклон поверхности воды Телецкого озера малый, была принята следующая

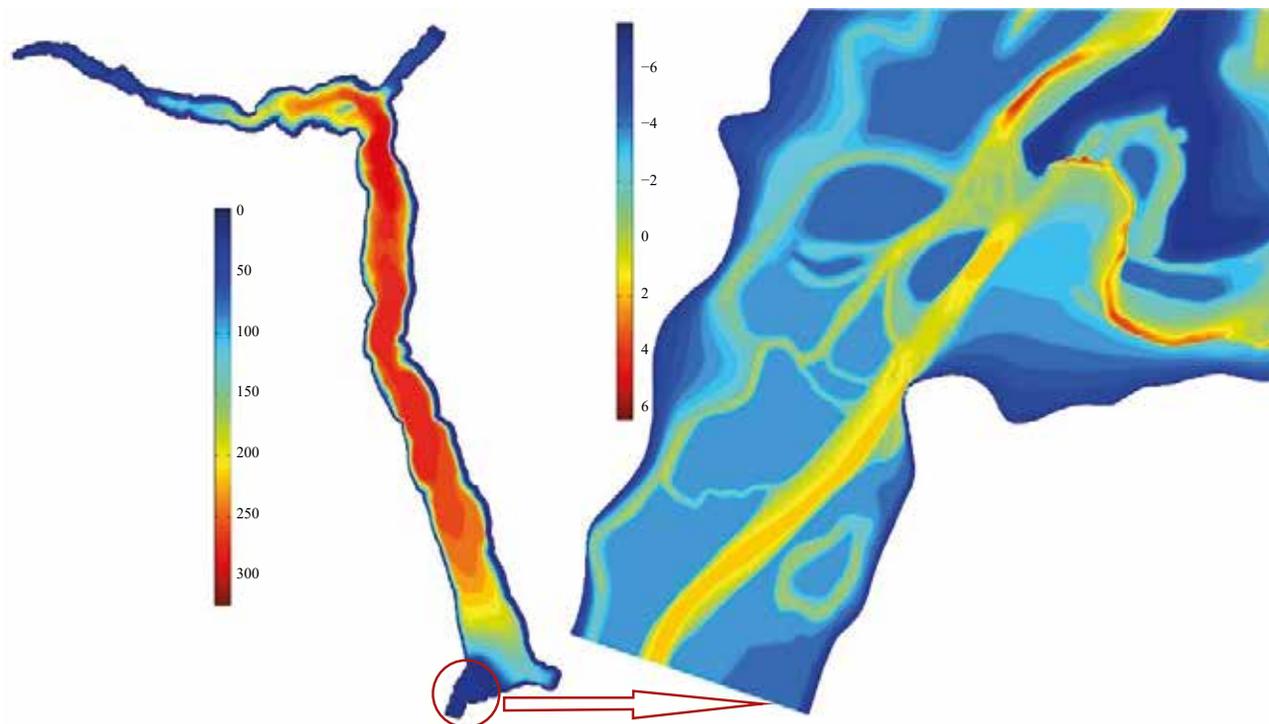


Рис. 1. ЦМР Телецкого озера и устья р. Чулышман. Шкалы отсчитываются от отметки 434 м БС и могут интерпретироваться как аналоги глубины.

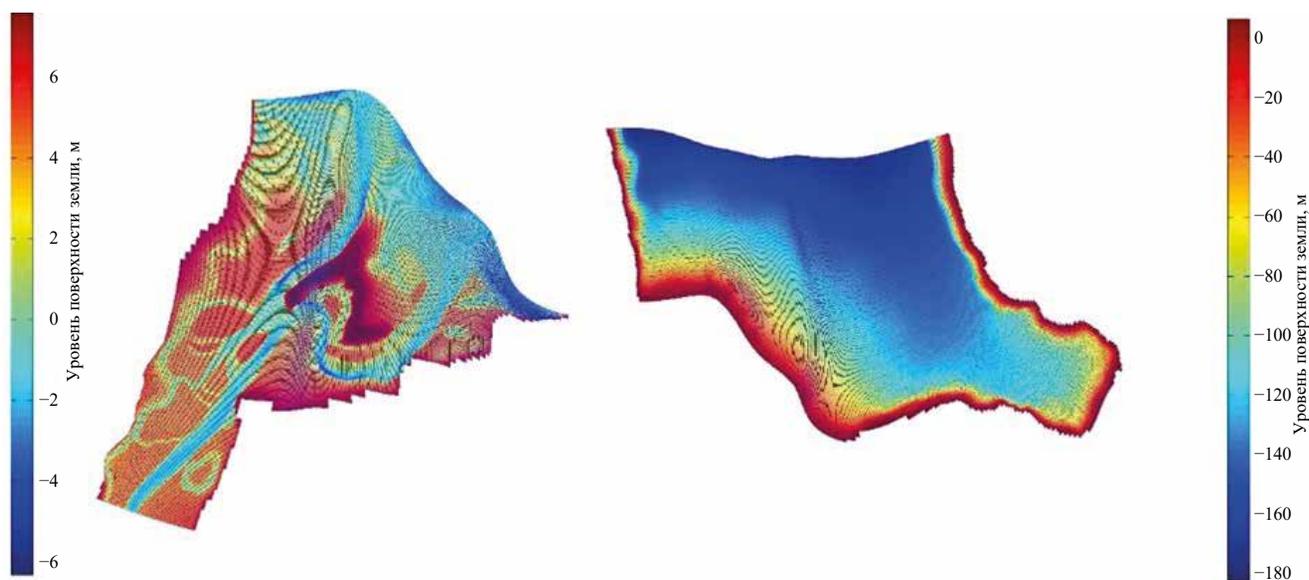


Рис. 2. Фрагменты расчетных сеток: слева – для р. Чулышман, справа – для Телецкого озера в районе устья р. Чулышман.

методика компьютерного моделирования: сначала выполняется расчет течения р. Чулышман по 2DH-модели при задании в выходном створе уровня водной поверхности Телецкого озера, а затем проводится расчет ТГД-процессов в Телецком озере по 3D-модели с использованием во входном створе рассчитанных скоростей течений р. Чулышман.

Отметим, что при расчетах ТГД-процессов в Телецком озере температура воды р. Чулышман полагалась изменяющейся во времени по гармоническому закону: в 6 ч равна 4°C, а в 18 ч – 9°C. Прочая требующаяся гидро- и метеоинформация задавалась соответствующей фактическим данным для 2013 г.

В результате выполненных работ построена комбинированная 2DH/3D-компьютерная модель ТГД-процессов в устье р. Чулышман и Телецком озере, позволяющая выполнять расчеты с высокой степенью пространственно-временной детализации.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные натурные данные и результаты расчетов ТГД-процессов в Телецком озере [4,

20] показали следующее. В начале лета температура воды практически во всем Телецком озере близка к 3°C. В июне вода в мелководных прибрежных частях Телецкого озера прогревается быстрее, чем в ее глубоководной области; в прогреваемых частях Телецкого озера наблюдается формирование термоклина. К концу июня в водоеме появляется термобар, фронты которого наблюдаются до второй половины июля. В августе температура во всем поверхностном слое воды озера устанавливается вблизи 15–16°C. На больших глубинах температура воды $\leq 3.5^\circ\text{C}$ [4, 20]. Результаты выполненных расчетов находятся в хорошем соответствии с данными натурных наблюдений по форме и положению термобара, распространяющегося в южной оконечности озера в летний период.

Одно из преимуществ метода математического моделирования – возможность варьировать параметры модели и входную информацию для оценки их влияния на результаты вычислений. К примеру, развитие термобара в Телецком озере в период нагревания зависит от ряда факторов: морфометрии, метеорологических условий, расходов в притоках и т. д. С использованием компьютерной модели можно изучить причины формирования “косого” термобара

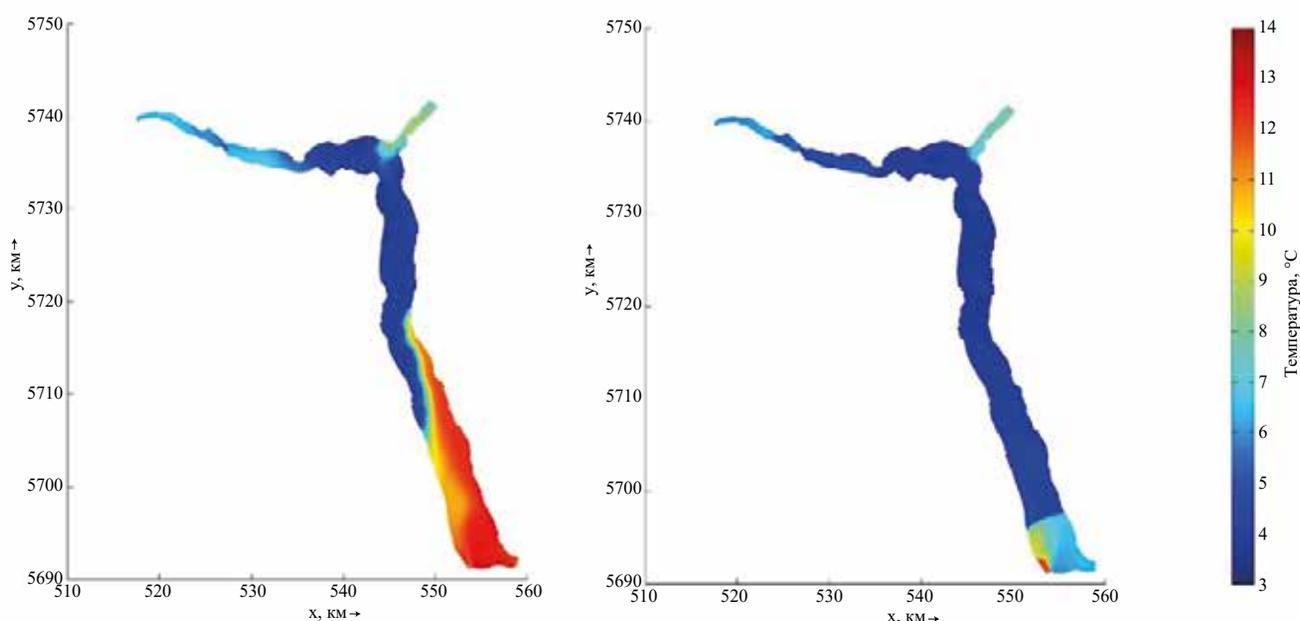


Рис. 3. Рассчитанное положение фронта термобара при бытовых условиях (слева) и при отсутствии силы Кориолиса (справа). Использована система координат Pulkovo 1942 / Gauss-Kruger 15N (EPSG:28475).

[4]. В числе данных причин могут быть расход р. Чулышман и сила Кориолиса [2]. Выполненные расчеты показали, что величины расхода р. Чулышман существенно определяют положение фронта термобара. При пренебрежении расходом речной воды фронт термобара распространяется существенно медленнее, не изменяя формы. На рис. 3 показано влияние учета силы Кориолиса на температуру поверхности воды Телецкого озера. При прочих одинаковых условиях результаты расчета, показанные на правом рисунке, получены при пренебрежении силой Кориолиса. Это привело как к значительному изменению положения фронта термобара, так и к его развороту практически на 90° .

Данные результаты поясняют основную причину формирования “косого” фронта термобара, наблюдающегося в Телецком озере. Также следует отметить, что недооценка роли данного фактора при моделировании температурного режима Телецкого озера приводит к нереалистичным результатам. К таким же результатам приводит использование моделей, полученных путем осреднения уравнений по ширине водоема, по-

скольку картина температурной стратификации является существенно трехмерной [4, 8, 20].

При оценке влияния р. Чулышман на ТГД-процессы в Телецком озере следует учесть то обстоятельство, что взвешенные речные наносы при относительной малой глубине реки и высокой скорости течения можно считать равномерно распределенными по сечению русла. В Телецком озере скорости течений малы, а глубины много больше, чем в р. Чулышман. В этом случае движение взвешенных наносов в Телецком озере необходимо рассматривать в двухфазной постановке с применением уравнения (1). Поскольку массовые концентрации взвешенных наносов в речной воде и в воде Телецкого озера весьма малы, то применяется предположение о малом влиянии наносов на поле скорости воды. При моделировании также полагается, что минерализация воды в р. Чулышман и Телецком озере мала, слабо влияет на плотностную стратификацию и принята постоянной величиной, равной 0.06‰ с учетом натурных данных. Результаты расчетов распространения воды р. Чулышман в Телецком озере представлены на рис. 4–6.

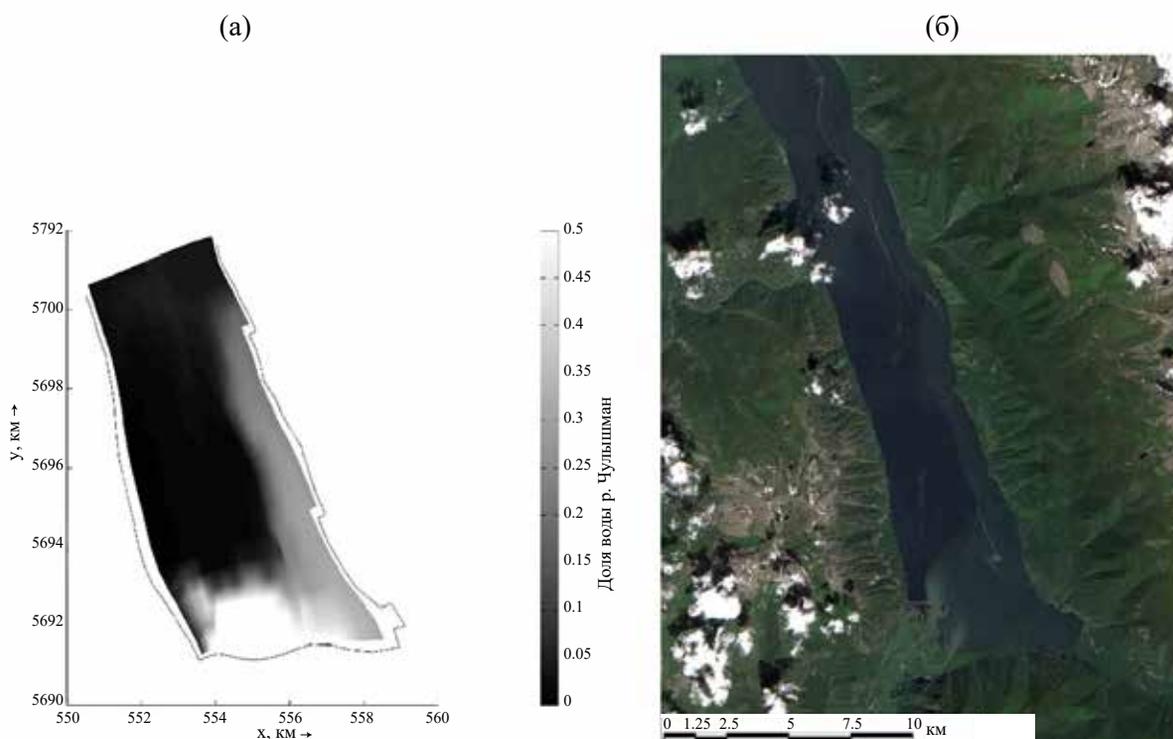


Рис. 4. а – рассчитанная доля воды р. Чулышман на 28.06.2018; б – снимок спутника Sentinel-2 от 28.06.2018.

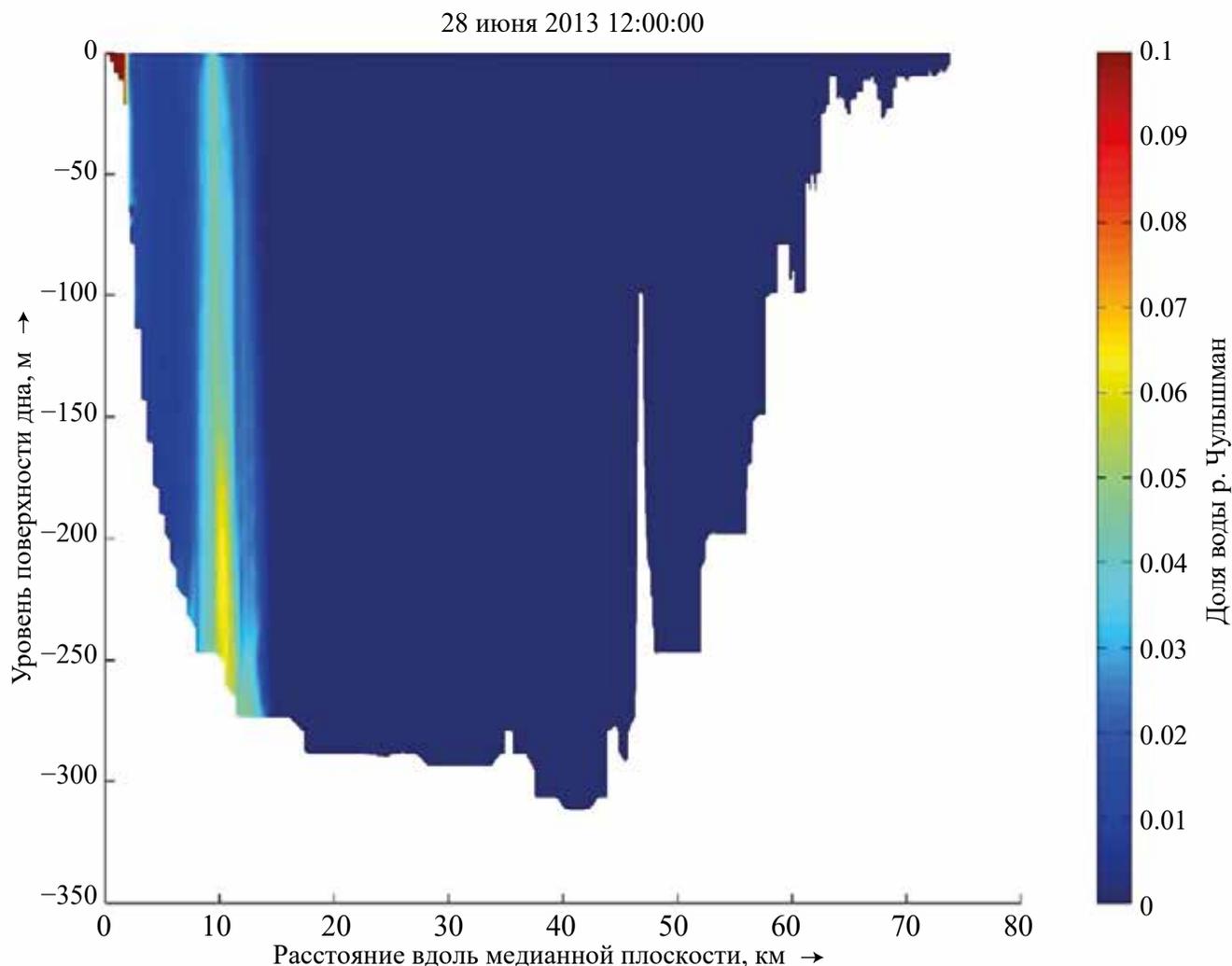


Рис. 5. Распределение доли воды р. Чулышман вдоль медианной плоскости Телецкого озера на 28 июня 2013 г. Слева – устье р. Чулышман, справа – исток р. Бии.

На рис. 4 представлены результаты расчетов распределения воды р. Чулышман в южной оконечности Телецкого озера на 28 июня и космоснимок этого же участка озера на эту дату. Содержание воды р. Чулышман на поверхности Телецкого озера, поступившей с 1 июня, на рис. 4а показано в долях. На рис. 4а и 4б отчетливо видно, что речная вода распространяется вдоль правого берега озера. Некоторые различия размеров области речной воды на рис. 4а и 4б можно объяснить неточной оценкой расхода р. Чулышман, используемого в расчетах. Изменение тона поверхности воды на рис. 4б может быть вызвано присутствием в речной воде взвешенных наносов. Происхождение этих наносов может быть различным: либо эти наносы состоят из мелко-

дисперсной фракции, либо их плотность меньше плотности воды (пыльца с растений). Для точного определения состава взвешенных наносов требуются дополнительные исследования.

Факт распространения воды р. Чулышман вдоль правого берега на всех глубинах озера также иллюстрирует рис. 5, где представлено рассчитанное распределение речной воды относительно геометрического центра водоема на 28 июня. Естественно, что речная вода отмечается в районе устья р. Чулышман (выделено в левой части рис. 5). Однако только через 10 км от устья Чулышмана речная вода, поступающая с 1 июня, попадает в область центра озера. Данный подход, основанный на использовании ме-

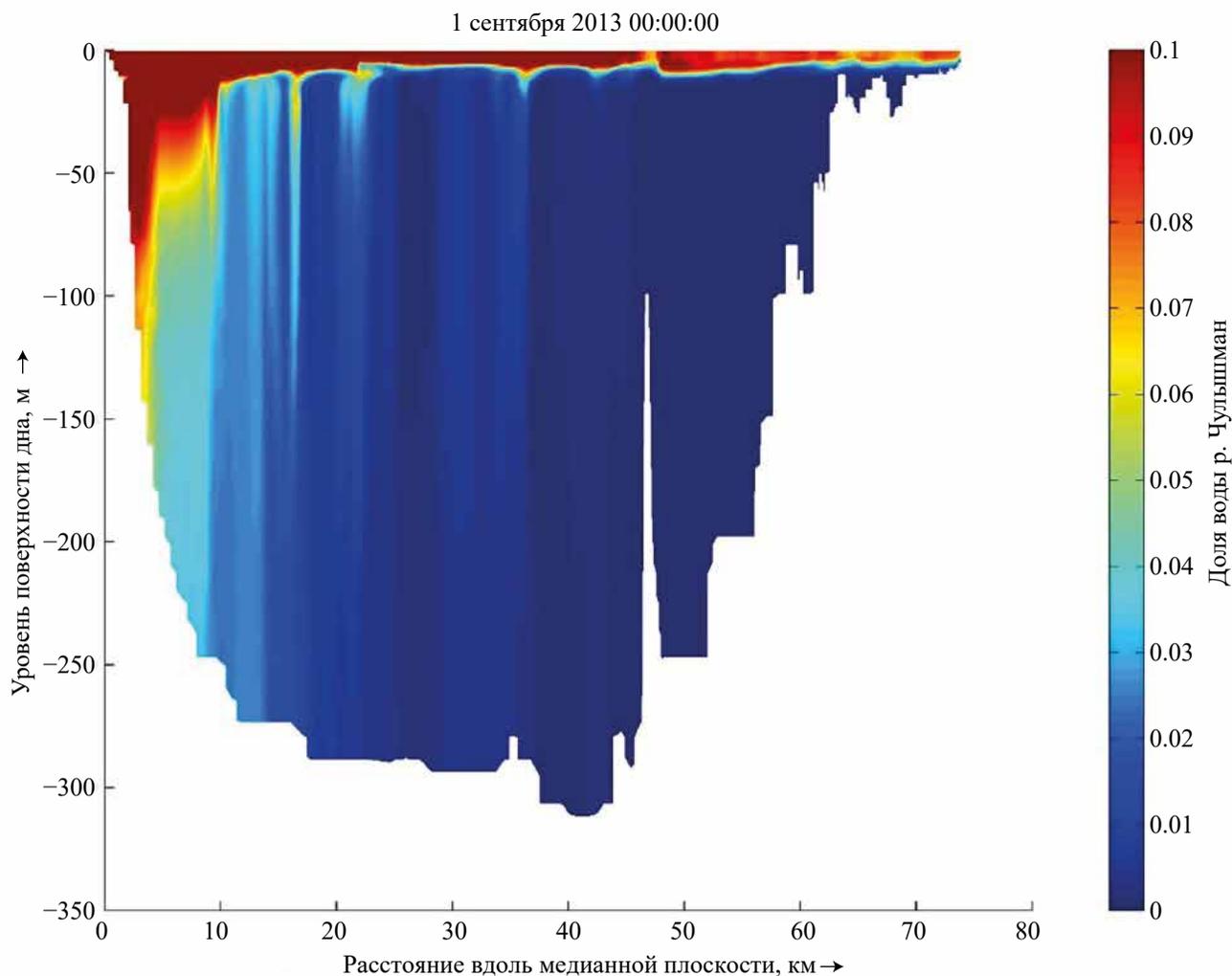


Рис. 6. Распределение доли воды р. Чулышман вдоль медианной плоскости Телецкого озера на 1 сентября 2013 г. Слева – устье р. Чулышман, справа – исток р. Бии.

тогда трассеров, позволяет говорить о качественном и количественном соответствии результатов расчетов и данных наблюдений.

На рис. 6 представлены результаты расчетов распределения воды р. Чулышман, поступившей за летние месяцы, вдоль медианной плоскости Телецкого озера на 1 сентября. Видно, что вода р. Чулышман, распространяющаяся, в основном, у водной поверхности (на глубинах до 30 м), уже достигла района истока р. Бии. При этом на значительных глубинах (>50 м) озера вода Чулышмана практически не наблюдается далее 10 км от южной оконечности озера. Расчеты показывают, что на глубинах > 100 м формируется большая рециркуляционная зона в окрестности хребта им. Софьи Лепнёвой. Профиль хребта отчетливо

виден на рис. 5, 6; на рис. 7 показано распределение скоростей в районе подводного хребта на глубине 150 м. Можно предположить, что именно данный топографический вихрь препятствует распространению вод р. Чулышман в центральной части Телецкого озера на больших глубинах в течение летних месяцев. Хотя вся водная масса Телецкого озера в основном формируется водой р. Чулышман, этот факт численно может быть подтвержден лишь расчетами для многолетнего периода. Выполненные расчеты дают основания полагать, что обновление вод Телецкого озера на больших глубинах происходит гораздо реже, чем вод в приповерхностной его части.

Расчеты распространения в озере взвешенных речных наносов с типичными характеристика-

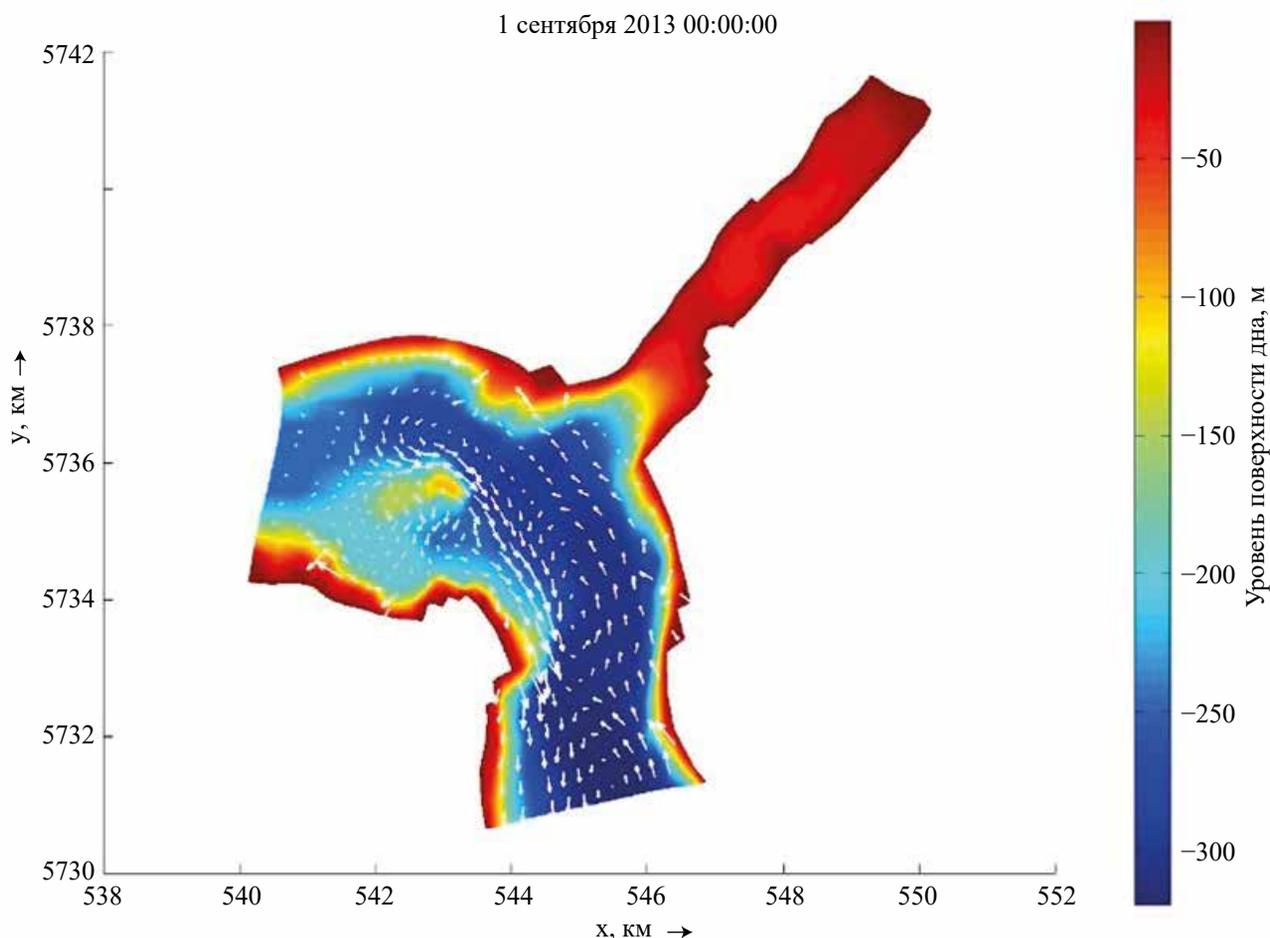


Рис. 7. Нормализованное поле скорости воды на глубине 150 м в районе подводного хребта им. Софьи Лепнёвой.

ми – плотность 2500 кг/м^3 и медианный диаметр частиц 0.25 мм – показали, что данные частицы быстро осаждаются на дно (на расстоянии $\leq 500 \text{ м}$ от устья р. Чулышман).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для изучения специфических особенностей, связанных с распространением вод р. Чулышман в Телецком озере, построена комбинированная компьютерная 2DН/3D-модель ТГД-процессов в области “устьевой участок р. Чулышман – Телецкое озеро” с использованием пакета Delft3D.

Результаты расчетов с использованием данной модели позволили объяснить причину “косоуго” фронта весенне-летнего термобара, формирующегося в южной оконечности Телецкого озера. Данный факт в основном обусловлен действием силы Кориолиса. Существенным вы-

водом является необходимость использования 3D-моделей ТГД-процессов при имитационных и прогностических расчетах формирования распространения термобара в Телецком озере.

Расчеты пространственно-временного распространения вод р. Чулышман в Телецком озере в летний период года показали, что основная часть речных вод в летние месяцы распространяется в верхних слоях озера. Возможной причиной данного обстоятельства может быть топографический вихрь, формирующийся в районе хребта им. Софьи Лепнёвой и препятствующий распространению вод р. Чулышман в глубинной части озера. Поступающие в озеро взвешенные речные наносы характерной гидравлической крупности достаточно быстро осаждаются на дно водоема.

Поскольку в летний период года обновления глубинных вод Телецкого озера не происходит,

данная проблема требует своего дальнейшего изучения с учетом других источников поступления вод в озеро, в том числе притока подземных вод. По некоторым имеющимся данным, в отдельные месяцы доля подземного притока достигает 10–18% [9].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Блохина Н.С., Селин Д.И.* Формирование весеннего термобара в водоеме со сложным рельефом дна (на примере Ладожского озера) // Вестн. Московского ун-та. Сер. 3, Физика. Астрономия. 2019. № 1. С. 58–63.
2. *Блохина Н.С., Соловьев Д.А.* Влияние эффекта Кориолиса на термодинамические процессы в водоеме при развитии термического бара // Вестн. Московского ун-та. Сер. 3, Физика. Астрономия. 2010. № 3. С. 44–48.
3. *Буслов М.М., Высоцкий Е.М., Де Батист М., Дельво Д., Дехандсхюттер Д., Дучков А.Д., Казанцев С.А., Калугин И.А., Клеркс Я., Селегей В.В., Селезнев В.С., Смирнова Л.В., Соловьев В.М., Тениссен К.* Физико-географическая и геологическая характеристика Телецкого озера. Тервюрен, Бельгия: Королевский Музей Центральной Африки, 2001. 310 с.
4. *Зиновьев А.Т., Кошелев К.Б., Дьяченко А.В., Марусин К.В.* Численное моделирование и натурные исследования термобара в Телецком озере // Метеорология и гидрология. 2021. № 5. С. 86–94. DOI: 10.52002/0130-2906-2021-5-86-94
5. *Квон Д.В., Квон В.И., Семчуков А.Н.* Численный расчет продольно-вертикальной термической структуры Телецкого озера в годовом цикле // Вычислительные технологии. 2000. Т. 5. № 3. С. 29–45.
6. *Пушистов П.Ю., Викторов Е.В.* Прикладной системный анализ циркуляций и термического режима Телецкого озера. Барнаул: Пять плюс, 2016. 152 с.
7. *Самолубов Б.И., Иванова И.Н.* Динамика вод и диффузия примесей в Онежском озере при разной устойчивости плотностной стратификации // Вестн. Московского ун-та. Сер. 3, Физика. Астрономия. 2019. № 1. С. 80–85.
8. *Селегей В.В.* Телецкое озеро: очерки истории: в 3 кн. Новосибирск; Горно-Алтайск: Алтайский гос. биосфер. заповедник, 2009. 119 с.
9. *Селегей В.В., Селегей Т.С.* Телецкое озеро. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 142 с.
10. *Цыденов Б.О.* Влияние ветра и рельефа дна на динамику осеннего термобара (на примере оз. Байкал) // Оптика атмосферы и океана. 2023. Т. 36. № 5. С. 381–386. DOI: 10.15372/AOO20230508
11. *Шлычков В.А.* Численные модели для описания пространственной структуры течений в водоемах сложной морфометрии // Водные проблемы крупных речных бассейнов и пути их решения. Барнаул: Агенство рекламных технологий, 2009. С. 379–391.
12. *Boehrer B., Golmen L., Løvik J.E., Rahn K., Klavness D.* Thermobaric stratification in very deep Norwegian freshwater lakes // J. Great Lakes. 2013. V. 39. № 4. P. 690–695. DOI: 10.1016/j.jglr.2013.08.003
13. *Burlakova L.E., Karatayev A.Y., Hrycik A.R., Daniel S.E., Mehler K., Hinchey E.K., Dermott R., Griffiths R., Denecke L.E.* Density data for Lake Erie benthic invertebrate assemblages from 1930 to 2019 // Ecol. V. 105. № 5. DOI: 10.1002/ecy.4301
14. *Carmack E., Vagle S.* Thermobaric Processes Both Drive and Constrain Seasonal Ventilation in Deep Great Slave Lake, Canada // J. Geophys. Res.: Earth Surface. 2021. V. 126. № 12. P. e2021JF006288. DOI: 10.1029/2021JF006288
15. *Choi S., Kim D., Seo I.* Stratified features in Paldang lake considering induced density currents and seasonal thermal effect // J. Korea Water Resour. Assoc. 2024. V. 57. № 2. P. 99–110. DOI: 10.3741/JKWRA.2024.57.2.99
16. *Deltares.* Delft3D-FLOW User Manual. Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments. Version: 3.15.52614, 1 October 2017.
17. *Feistel R.* TEOS-10: A New International Oceanographic Standard for Seawater, Ice, Fluid Water, and Humid Air // Int. J. Thermophys. 2012. V. 33. P. 1335–1351. DOI: 10.1007/s10765-010-0901-y
18. *Filatov N.N., Trifonova I.S., Rummyantsev V.A.* Achievements of the Russian Academy of Sciences in Studies of Lakes over Three Centuries (A Review) // Water Resour. 2024. V. 51. № 4. P. 355–372. DOI: 10.1134/S0097807824700908
19. *Johnson L.* Temperature of Maximum density of fresh water and its effect on circulation in Great Bear Lake // J. Fisheries Res. Board of Canada. 1966. V. 23. № 7. P. 963–973. DOI: 10.1139/f66-089
20. *Koshelev K.B., Zinoviev A.T., De Goede E., De Graaff R.* Modelling of Thermal Stratification and Ice Dynamics with Application to Lake Teletskoye, Altai Republic, Russia // Water Resour. 2021. V. 48. № 3. P. 368–377. DOI: 10.1134/S0097807821030088

21. *Kranenburg W., Tiessen M., Veenstra J., De Graaff R., Uittenbogaard R., Bouffard D., Sakindi G., Umutoni A., Van de Walle J., Thiery W., Van Lipzig N.* 3D-modelling of Lake Kivu: Horizontal and vertical flow and temperature structure under spatially variable atmospheric forcing // *J. Great Lakes Res.* 2020. V. 46. № 4. P. 947–960. DOI: 10.1016/j.jglr.2020.05.012
22. *Shimaraev M.N., Granin N.G., Zhdanov A.A.* Deep ventilation of Lake Baikal waters due to spring thermal bars // *Limnol. Oceanogr.* 1993. V. 38. № 5. P. 1068–1072. DOI: 10.4319/lo.1993.38.5.1068

Studying the influence of the Chulyshman River waters on thermohydrodynamic processes of Lake Teletskoye in summer

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

Institute for Water and Environmental Problems, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Barnaul, Russia

**e-mail: lgg-iwep@yandex.ru*

The Chulyshman River influence on the formation of density stratification of Lake Teletskoye in summer is considered. The relevance of this problem is determined by the importance of studying the specific features of the processes of impurity and pollutant transfer under the conditions of thermocline and thermal bar formation and water renewal in the lake. The above-mentioned problems are solved using the mathematical modeling methods and field data. To consider thermohydrodynamic processes in deep Lake Teletskoye and the Chulyshman River, the computer models have been built based on the open Delft3D package. For the lake, it is an improved 3D model and for the flow of the Chulyshman River in its mouth - a planned (2DH) model. The conjugation of 3D and 2DH models was implemented at the inlet of Lake Teletskoye. Field observations of the spatial thermal structure of the reservoir were carried out in the summer-autumn months of 2010–2023. The main results of the work performed are as follows: the revealed complex picture of density stratification and density currents in Lake Teletskoye during the period of summer heating of the reservoir and driving factors of its formation, distribution features of the Chulyshman River waters within the lake in summer.

Keywords: density currents, hydrothermal regime, mathematical modeling, field observations, Lake Teletskoye, Chulyshman River.

УДК 556.54:550.43:550.47

СТОК ОРГАНИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ С РЕКОЙ ДОН В АЗОВСКОЕ МОРЕ В МАЛОВОДНЫЙ ПЕРИОД 2007–2020 гг.¹

© 2025 г. В. С. Герасюк*, Н. В. Лихтанская, В. В. Сорокина, С. В. Бердников

ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, 344006 Россия

*e-mail: gerasyuk.v@mail.ru

Поступила в редакцию 10.01.2024 г.

После доработки 04.03.2024 г.

Принята к публикации 28.10.2024 г.

На основе данных, полученных в период экспедиционных работ ЮНЦ РАН, с использованием статистического моделирования получены новые количественные оценки стока растворенного органического углерода, хлорофилла-*a*, общего взвешенного вещества, взвешенного органического углерода с водами р. Дон в Азовское море в маловодный период 2007–2020 гг. Статистические модели построены методом взвешенных регрессий по времени, расходу воды и сезону (Weighted Regressions on Time, Discharge, and Season – WRTDS), который обеспечивает одну из самых точных количественных оценок концентраций и потоков веществ на сегодняшний день. Рассмотрены сезонные и межгодовые особенности концентраций рассматриваемых веществ в реке, показана их связь с расходами воды. Выполнено сравнение стока органических веществ и взвесей Дона в современный маловодный период и другие периоды XX в.

Ключевые слова: сток органических веществ, твердый сток, временная изменчивость, река Дон, маловодье, статистические методы.

DOI: 10.31857/S0321059625020061 EDN: UBXUVW

ВВЕДЕНИЕ

На фоне современных климатических изменений для многих рек умеренного и субтропического климатических поясов свойственно проявление признаков маловодья [46, 51]. Характер атмосферных осадков становится более изменчивым, все чаще наводнения перемежаются засухами. Так, сильные засухи (в 2015, 2020, 2022 гг.) в странах Европы оказали существенное влияние на площадь водоемов [44, 52]. Экстремально низкие уровни воды отмечены в крупнейших реках, включая Янцзы в Китае, Рейн в Западной Европе, Миссисипи в США и др. [50].

Изменения водного режима рек Российской Федерации имеют различный характер как по направленности, так и по степени выраженности. В целом, на Европейской территории России в последние десятилетия проявляется тенденция увеличения годовых величин речно-

го стока, связанная с общим ростом увлажненности территории [7]. Исключение – бассейны Дона, Оки и нижней Волги, где наблюдается статистически достоверный тренд снижения годового стока [15].

Текущий период (с 2007 г. по настоящее время) характеризуется маловодьем в бассейне нижнего Дона, оно самое продолжительное из наблюдавшихся в XX в. [19]. Вместе с изменением водности Дона происходит трансформация гидрохимического стока. Протекающие в последнее время в пределах водосбора Дона процессы все больше приобретают аномальные формы и еще мало изучены. Так, низкий уровень воды может способствовать эвтрофированию водных объектов. В годы пониженного стока фиксируют существенное увеличение концентрации фитопланктона [19]. Кроме того, дефицит речного стока приводит к увеличению общей минерализации вод. С ним связан неуклонный рост среднегодовой солености Азовского моря [5, 29].

На сегодняшний день существует немало работ, посвященных исследованию химического состава и качества вод Дона (например, [6, 9, 22,

¹ Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 22–27–00818 “Влияние длительного маловодья и изменений климата (на рубеже XX–XXI веков) на динамику взвешенного вещества в устьевой области Дона”).

23, 30, 31, 34, 39, 40]), в которых уделено внимание пространственно-временным особенностям гидрохимического режима реки. Однако в большинстве этих работ химический состав вод характеризуется относительными величинами (ПДК, проценты, соотношения, индексы); отбор проб проводился преимущественно в теплый период или системно раз в сезон; обработка проб осуществлялась по разным методикам. Все это существенно затрудняет использование представленных данных в расчетах и анализ химического стока.

Современные оценки стока веществ с водами р. Дон в Азовское море редки, так как требуют больших массивов первичных данных, которые отсутствуют в открытом доступе. В работе [38] на основе данных экспедиционных наблюдений ЮНЦ РАН, средних концентраций растворенного (DOC) и взвешенного (POC) органического углерода оценен вынос этих веществ с донским стоком за период 2007–2015 гг. Сток общего органического вещества (ТОМ), рассчитанный с использованием данных определения химического потребления кислорода (ХПК), опубликован в ежегодниках Росгидромета “Качество поверхностных вод Российской Федерации”. В Атласе [9] представлены карты распределения величин основных гидрохимических параметров стока. В работе [26] с использованием статистического моделирования оценен твердый сток р. Дон за 2009–2020 гг., отмечено существенное сокращение выноса взвешенных веществ (до 91%) по сравнению с условно-естественным периодом.

Гидрохимический сток служит важным показателем функционирования природно-территориальных комплексов, характеризует перемещение и трансформацию вещества и энергии в водосборном бассейне и необходим для объективной оценки геоэкологического состояния территорий и экосистем водных объектов. В современных условиях маловодья требуется системное представление о текущем стоке органических и минеральных веществ с р. Дон в Азовское море.

Цель настоящей работы – оценка стока органических веществ и взвесей с р. Дон в послед-

ний маловодный период. Решались следующие задачи: 1) заполнение пробелов в рядах данных, возникших из-за нерегулярности наблюдений, при помощи статистического моделирования; 2) определение сезонных и межгодовых особенностей стока веществ; 3) установление связи между концентрацией веществ и расходом воды; 4) сравнение современных оценок стока органических веществ, полученных с использованием данных прямых измерений и данных косвенного метода определения органического вещества (ОВ) по ХПК; 5) сравнение полученных величин стока веществ с оценками предшествующих исследований в периоды с различной водностью р. Дон.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектом исследования был участок нижнего Дона от плотины Цимлянского водохранилища до устья реки (рис. 1).

В результате планомерных исследований нижнего Дона, выполненных ЮНЦ РАН в течение 14 лет (2007–2020 гг.), накоплен массив данных о концентрации DOC, хлорофилла-*a* (Chl-*a*) и общего взвешенного вещества (TSS). Проведенные экспедиционные работы, которых за весь период наблюдений было свыше ста, охватывают все календарные месяцы и разные гидрологические сезоны. Инвентаризационные таблицы опубликованы в работах [21, 39, 49].

Методы анализа проб воды

Принцип подготовки и обработки проб сохранялся на протяжении всего периода исследований. Речную воду отфильтровывали через стекловолокнистые фильтры MGF (“Sartorius”) с порами диаметром 0.7 мкм. Полученный фильтр для определения DOC хранили при температуре +4°C не более месяца до момента анализа в стационарной междисциплинарной аналитической лаборатории ЮНЦ РАН (МАЛ ЮНЦ РАН). Полученный фильтр с осадком сразу же помещали в морозильную камеру, после транспортировки в МАЛ ЮНЦ РАН определяли концентрацию Chl-*a* спектрофотометрическим методом по ГОСТу [10] на двухлучевом спектрофотометре “Evolution 200”. Определение DOC выпол-



Рис. 1. Карта исследуемого участка.

няли методом высокотемпературного сжигания (800°C) в атмосфере чистого кислорода с применением катализатора оксида церия. Образующийся диоксид углерода определяли методом оптико-акустической регистрации в ИК-области с помощью ТОС-анализатора “multi-N/C 3100” (производство “Analytik Jena”, Германия).

Содержание TSS определяли путем фильтрации пробы через предварительно прокаленный при температуре 400°C стекловолнистый фильтр MGF (“Sartorius”) с порами диаметром 0.7 мкм, далее высушивали полученный осадок при температуре 105°C до постоянной массы, взвешивали и рассчитывали массу привеса [32]. Далее этот же фильтр со взвешенным осадком в тот же день использовали для определения РОС способом мокрого сжигания с бихроматом калия при нагревании в присутствии сернистого серебра. Концентрацию РОС определяли путем умножения полученной величины бихроматной окисляемости на коэффициент 0.36 для пересчета из единиц кислорода в углерод [36].

Метод получения модельных данных

Для получения количественных оценок стока DOC и Chl-*a* в Азовское море с донскими водами за периоды 2007–2020 гг. (для DOC) и 2008–

2019 гг. (для Chl-*a*) использованы результаты экспедиционных наблюдений [46] из базы данных гидрохимических показателей ЮНЦ РАН и результаты статистического моделирования, выполненного с целью заполнения пробелов в данных по концентрациям рассматриваемых веществ, возникших из-за нерегулярности сбора данных. Данных измерений РОС оказалось недостаточно, чтобы построить статистическую модель, поэтому использовались сделанные ранее [40] оценки концентрации РОС в водах нижнего Дона в период 2007–2014 гг.

Статистические модели строили методом взвешенных регрессий по времени, расходу воды и сезону (Weighted Regressions on Time, Discharge, and Season – WRTDS) [45]. Этот метод был применен ранее авторами статьи для оценки потоков взвешенных веществ со стоком р. Дон [25]. Метод реализован в программном комплексе для исследования и графического отображения речных трендов (Exploration and Graphics for River Trends – EGRET) [42]. Метод WRTDS обеспечивает одну из самых точных количественных оценок концентраций и потоков веществ и на сегодняшний день является лучшим выбором [47, 48].

Основное преимущество метода WRTDS заключается в том, что для представления связи

между концентрацией рассматриваемого вещества и расходом воды, которая непостоянна во времени, в нем используется взвешенное сглаживание. Для каждого узла расчетной сетки на основе имеющихся натуральных данных, наиболее “близких” к нему с точки зрения времени, расхода воды и сезона, подбираются уникальные коэффициенты регрессионного уравнения. Значения, попадающие в разряд “близких”, определяются с помощью величин трех полуокон сглаживания (по времени, расходу воды и сезону), которые являются входными параметрами модели и подбираются опытным путем по результатам проверки ее качества. При этом важно, что каждое “близкое” значение получает свой вес, который вычисляется на основе трех расстояний (по времени, расходу воды и сезону) между точкой оценки и точкой измерения. Регрессионное уравнение, используемое в этом методе, имеет следующий вид:

$$\ln(c) = \beta_0 + \beta_1 q + \beta_2 T + \beta_3 \sin(2\pi T) + \beta_4 \cos(2\pi T) + \varepsilon, \quad (1)$$

где c – концентрация, мг/л; $\beta_0 \dots \beta_4$ – коэффициенты регрессии; $q = \ln(Q)$, Q – среднесуточный расход воды, м³/с; T – время в десятичных годах; ε – ошибка (необъясненная вариация).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты применения метода WRTDS

Применимость метода WRTDS зависит от наличия среднесуточных значений расхода воды для каждого дня изучаемых периодов. Это условие оказалось выполнимым только для гидрологического поста в ст. Раздорской. Для построения моделей использовано 5114 значений ежедневных расходов воды за период 2007–2020 гг. (для оценки DOC) и 4383 значения за период 2008–2019 гг. (для оценки Chl-*a*) из Автоматизированной информационной системы государственного мониторинга водных объектов (АИС ГМВО) [2] и Глобального центра данных о речных стоках (Global Runoff Data Centre — GRDS) [43].

Данные о концентрациях рассматриваемых веществ (108 значений концентрации DOC и 63 значения концентрации Chl-*a*), которые ис-

пользовали для построения моделей, получены в соответствии со следующим алгоритмом: сначала выбирали данные, полученные в ст. Раздорской, а затем выбирали и усредняли данные, собранные в точках измерения (далее – станциях), наиболее близких к ней территориально.

К построенным моделям применили фильтрацию Калмана, повышающую точность оценок концентраций рассматриваемых веществ [53]: в дни с измерениями оценки модели заменялись измеренными значениями, а в остальные дни – скорректированными после этого оценками.

Для каждой из построенных моделей рассчитали диагностические выходные данные, которые продемонстрировали, что результаты моделирования заслуживают доверия. В частности, для каждой модели рассчитали статистику смещения величин потоков изучаемого вещества B , которая в соответствии с [42] – ключевая характеристика качества модели и вычисляется по формуле (2):

$$B = (P - O)/P, \quad (2)$$

где P , O – суммы соответственно наблюдаемых и расчетных среднесуточных потоков изучаемых веществ в дни с измерениями.

Значения B , рассчитанные для DOC и Chl-*a*, составляют –0.001 и –0.09 соответственно. Это означает, что для концентрации DOC смещение составляет $\pm 0.1\%$, а для концентрации Chl-*a* – $\pm 9\%$, что демонстрирует приемлемый уровень потенциальной систематической ошибки в расчетных значениях потоков.

Таким образом, полученные результаты статистического моделирования позволили заполнить пробелы в значениях концентраций рассматриваемых веществ в дни без измерений и получить непрерывный ряд данных для последующей количественной оценки стока растворенных и взвешенных веществ с р. Дон в Азовское море.

Величины стока DOC (в 2007–2020 гг.), Chl-*a* (в 2008–2019 гг.) и TSS (в 2007–2020 гг.) для каждого месяца получены умножением ежедневных

расходов воды на концентрации веществ с последующим суммированием, что дало в итоге годовые объемы стока веществ (табл. 1). Табл. 1 дополнена значениями стока ТОМ по данным ежегодников Росгидромета “Качество поверхностных вод Российской Федерации” (<https://gidrohim.com/node/44>). Необходимо отметить, что сток ТОМ в этих серийных изданиях определен косвенным методом по значениям бихроматной окисляемости (ХПК) с использованием коэффициента ОВ/ХПК = 0.75 [36]. При этом не учитываются значения легкоокисляемого органического вещества по биохимическому потреблению кислорода (БПК).

Характеристика современного водного стока

Сток химических веществ определяется, главным образом, водным стоком, динамика которого на протяжении последнего маловодного периода представлена на рис. 2.

В 2020 г. величина водного стока Дона приблизилась к историческому минимуму — 10.3 км³ (рис. 2). Исключением из ряда маловодных лет стал 2018 г., когда объем годового стока составил

23.5 км³ при максимальных расходах ~1900 м³/с. Это стало ярким примером природно-техногенной аномалии на фоне многолетнего маловодья на Дону, когда избыток воды от весеннего паводка привел к аварийным попускам воды из Цимлянского водохранилища [28].

В годовом цикле для водосбора нижнего Дона характерны три гидрологических сезона: половодье, которое приходится на апрель—май, длительный период летней межени (июнь—октябрь) и зимняя межень, которая наступает в ноябре и длится до начала половодья. Границы гидрологических сезонов определены на основе многолетних гидрографов и данных о среднемноголетних датах начала и окончания половодья [14, 33].

Ранее за небольшой отрезок половодья проходило от 35 до 100% годового стока [20], и традиционно на это время приходился максимальный химический сток реки. В современный маловодный период на долю половодья в среднем приходится 20%, в то время как на летнюю и зимнюю межень — по 40% годового водного стока (рис. 2). В 2018 г. на апрель—май пришлась треть (33%) годового стока, а в самый маловодный

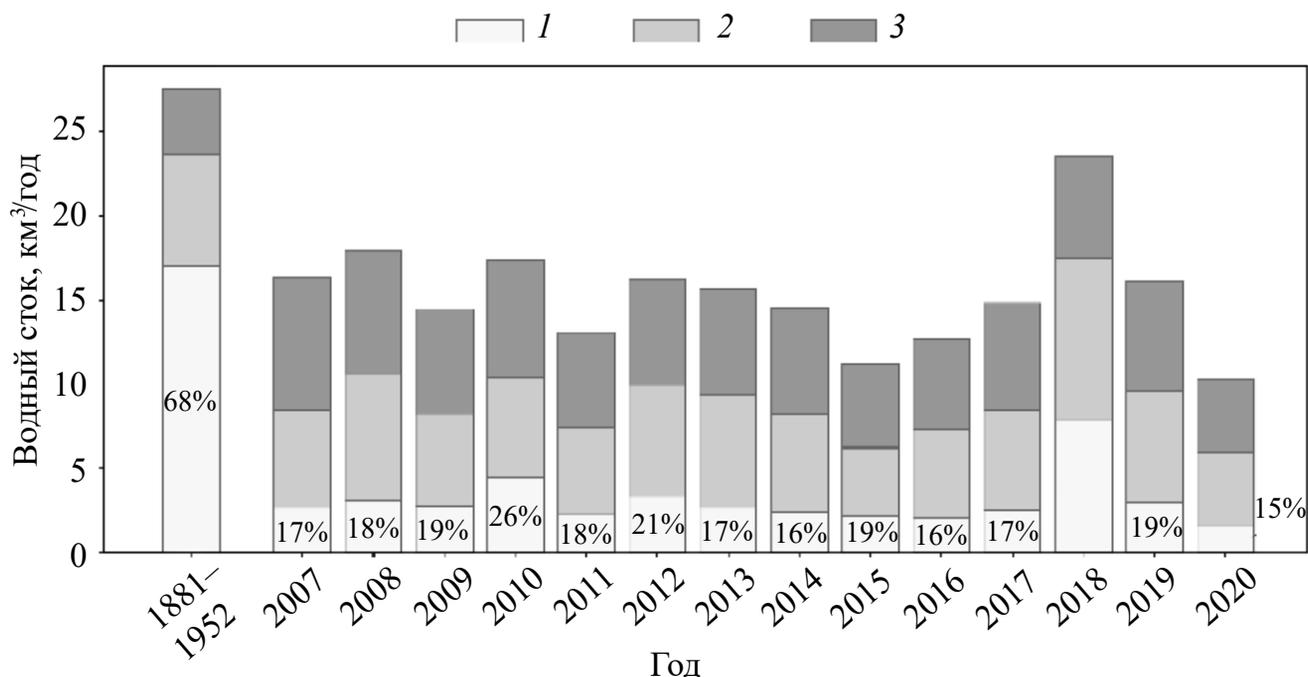


Рис. 2. Водный сток р. Дон (ст. Раздорская) в период 2007–2020 гг. в сравнении со средним годовым стоком в условно-естественный период 1881–1951 гг. 1 – половодье (значения в процентах показывают долю стока в апреле–мае от общего стока за год), 2 – летняя межень, 3 – зимняя межень.

Таблица 1. Сток DOM, POM, TOM, TSS, Chl-а и легкоокисляемого взвешенного органического вещества (LROM) с водами р. Дон (прочерк – отсутствие данных)

| Год | DOM | | TOM | | POM, тыс. т** | POM, мг/л (среднее)** | TSS, тыс. т*** | TSS, мг/л (среднее)*** | Chl-а, т | Chl-а, мкг/л (среднее) | LROM, мг/л |
|--|--------|----------|--------|----------|---------------|-----------------------|----------------|------------------------|----------|------------------------|------------|
| | тыс. т | мг/л | тыс. т | мг/л* | | | | | | | |
| 2007 | 377 | 23.1±2.4 | – | – | 9.7 | 0.6 | 90.4 | – | – | – | – |
| 2008 | 405 | 22.6±1.6 | – | – | 8.7 | 0.5 | 78.8 | – | 274.3 | 15±10.8 | 0.5 |
| 2009 | 325 | 22.5±2.4 | 310 | 19.4 | 4.0 | 0.3 | 36.7 | 2.5±1.7 | 125.3 | 8.6±6.3 | 0.3 |
| 2010 | 381 | 22.0±1.4 | 403 | 20.9 | 6.1 | 0.4 | 52.7 | 3.2±2.2 | 198.6 | 10.8±8.6 | 0.4 |
| 2011 | 301 | 23.1±1.6 | 297 | 20.5 | 42.0 | 3.2 | 360 | 29.4±21.2 | 97.0 | 7.5±6.3 | 0.3 |
| 2012 | 358 | 22.1±1.4 | 396 | 22.0 | 18.7 | 1.2 | 159.9 | 10.5±7.7 | 192.8 | 11.4±8.8 | 0.5 |
| 2013 | 358 | 22.9±2.0 | 453 | 26.2 | 12.0 | 0.8 | 108.8 | 7.0±6.5 | 192.9 | 12.2±9.2 | 0.5 |
| 2014 | 330 | 22.7±1.8 | 415 | 25.6 | 8.5 | 0.6 | 77.3 | 5.3±5.2 | 154.0 | 11.0±8.5 | 0.4 |
| 2015 | 254 | 22.7±1.8 | 320 | 25.6 | 7.6 | 0.7 | 65.2 | 6.2±5.5 | 112.0 | 10.4±7.4 | 0.4 |
| 2016 | 273 | 21.6±2.0 | – | – | 7.9 | 0.6 | 72.7 | 5.7±5.6 | 128.6 | 10.2±6.9 | 0.4 |
| 2017 | 314 | 21.2±3.0 | – | – | 38.9 | 2.6 | 356.8 | 23.9±20.6 | 164.3 | 11.1±6.0 | 0.4 |
| 2018 | 441 | 18.7±3.0 | – | – | 36.2 | 1.5 | 331.6 | 14.0±10.4 | 265.2 | 10.5±4.8 | 0.4 |
| 2019 | 350 | 21.8±2.8 | – | – | 54.9 | 3.4 | 496.6 | 31.0±26.6 | 179.6 | 11.0±4.7 | 0.4 |
| 2020 | 247 | 24.1±2.4 | 443 | 28.2 | 34.7 | 3.4 | 318.3 | 30.6±27.1 | – | – | – |
| Среднее значение± стандартное отклонение | 337±56 | 22.2±1.2 | 380±62 | 23.5±3.2 | 20.7±16.3 | 1.4±1.2 | 186±152 | 12.8±11 | 173.7±56 | 10.8±1.8 | 0.4±0.1 |

*Рассчитано по данным серии ежегодников «Качество поверхностных вод Российской Федерации» 2009–2015 гг. и 2020 г.

**Рассчитано с использованием оценок среднего содержания РОС в TSS вод нижнего Дона [38].

***По данным работы [26].

2020 г. – всего 15%. Такие колебания водности в сочетании с изменениями концентраций растворенных и взвешенных веществ в воде требуют корректных оценок химического стока.

Оценка стока растворенных и взвешенных веществ с р. Дон в период 2007–2020 гг.

В период 2007–2014 гг. концентрация РОС в водах Нижнего Дона составила в среднем 0.7 мгС/л (0.5–0.9 мгС/л), по данным [40], или 1.4 мг/л (1–1.8 мг/л) взвешенного органического вещества (РОМ), если исходить из общепринятого мнения, что в природных водах на углерод приходится 50% веса органического вещества [36]. С учетом средней концентрации DOM (22.2 мг/л) (табл. 1) в рассматриваемый маловодный период получаем среднюю концентрацию ТОМ – 23.6 мг/л, которая сопоставима с оценкой 23.5 мг/л, полученной на основе данных ежегодников “Качество поверхностных вод Российской Федерации” (<https://gidrohim.com/node/44>).

Вынос DOM в период низкого стока (2007–2020 гг.) составил в среднем 337 тыс. т/год (табл. 1), что попадает в интервал значений 320–340 тыс. т/год, полученный в работе [38] для периода 2011–2015 гг. Исходя из оценок [38], среднее содержание РОС в общей взвеси вод нижнего Дона составляет 5.5%, РОМ – 11%. С учетом данных по твердому и водному стоку рассчитали средние значения и ежегодного поступления РОМ (табл. 1). Оценить сток РОМ в рассматриваемый период можно, также умножив среднегодовую величину водного стока (15.3 км³) на среднюю концентрацию РОМ (1.4 мг/л), при этом получим значение 21.4 тыс. т/год.

Таким образом, суммарный сток DOM и РОМ составил порядка 357 тыс. т/год. Для сравнения отметим, что в работе [38] сток органического вещества в растворенной и твердой формах оценен в ~ 360 тыс. т/год, а по данным ежегодников Росгидромета – 380 тыс. т/год.

Сток TSS и Chl-*a* по годам распределен неравномерно, причем четкой зависимости от водности не прослеживается. За весь маловодный период сток TSS в среднем составил

0.19±0.15 млн т/год. Поступление твердого стока сократилось более чем в 20 раз по сравнению с условно-естественным периодом (1940–1952 гг.) [38]. Диапазон среднегодовых концентраций TSS менялся от 2.5 до 31 мг/л при среднем значении 12.8, что более чем в 2 раза превышает среднее значение для рек мира – 5.75 мг/л [35]. Сток Chl-*a* за весь период составил 173 тыс. т/год, среднегодовая концентрация – 10.8 мкг/л при небольшой вариабельности (табл. 1).

Внутригодовая динамика стока веществ. Связь с расходами воды

Во многих работах отмечена прямая зависимость концентраций и стока органических и взвешенных веществ от объемов водного стока. Однако в бассейне нижнего Дона эта закономерность нарушается в силу разных причин, а механизмы изменений еще мало изучены. В современный маловодный период половодье в низовьях Дона практически не выражено, а сток формируется за счет разных источников (попусков из Цимлянского водохранилища, талых, дождевых, подземных вод), доли которых меняются год от года, антропогенный фактор (забор и сброс воды) также вносит свой вклад.

Растворенное органическое вещество

На рис. 3 представлена динамика среднемесячного расхода воды и концентрации DOC в р. Дон в маловодный период 2007–2020 гг., за исключением 2018 г. (рис. 3а), и в 2018 г. с ярко выраженным половодьем (рис. 3б). Так, поступление талых вод весной 2018 г., обедненных DOM, привело к уменьшению в апреле концентраций DOC в водах нижнего Дона более чем в 2 раза. Концентрации DOC отрицательно коррелировали с расходом воды ($R^2 = 0.72$) (рис. 3б). Причина этого явления – обильное выпадение атмосферных осадков (снега) в переходной период 2017–2018 г. на водосборе р. Дон. После снеготаяния проявился весьма высокий уровень вод Дона и произошло заполнение Цимлянского водохранилища водами с пониженной минерализацией и обедненным органическим веществом (Дон по типизации рек относят к рекам со снеговым питанием). Опорные данные свидетельствуют о том, что в расто-

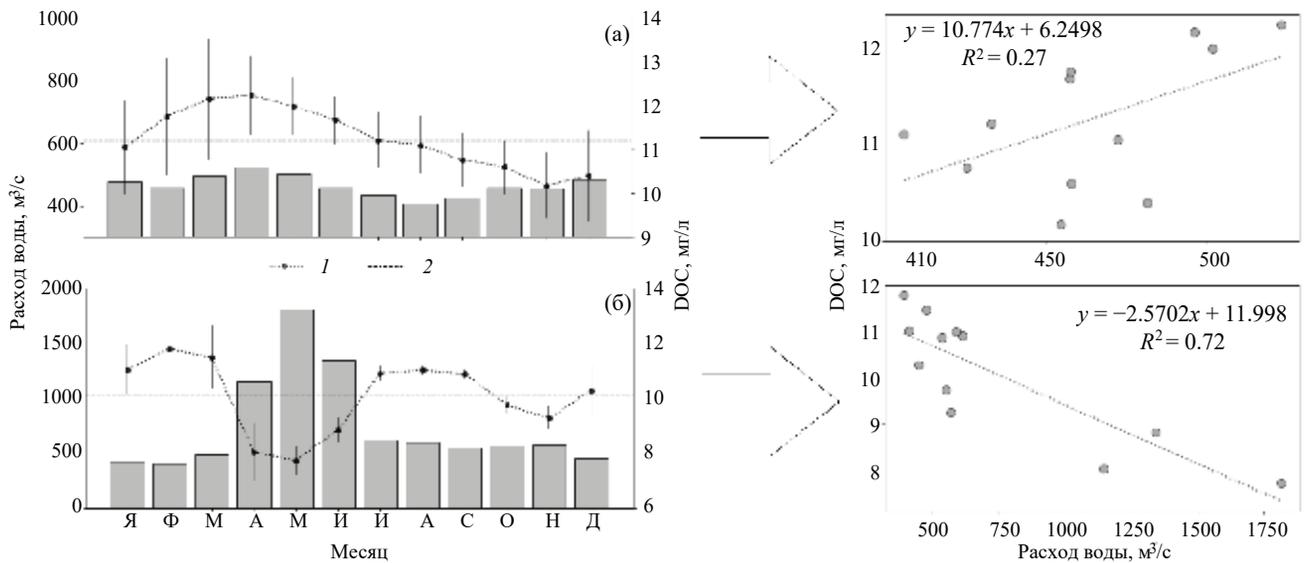


Рис. 3. Средние месячные величины расхода воды (столбцы) и средняя концентрация DOC (линия с маркерами) в р. Дон в маловодный период 2007–2020 гг., за исключением 2018 г. (а), и в 2018 г. с выраженным половодьем (б). Горизонтальная пунктирная линия – среднемноголетняя концентрация DOC. Графики справа отображают зависимость концентрации DOC от расхода воды.

плennom снеге исследуемого района содержание DOC находится на низком уровне.

В остальные годы маловодного периода вариации концентраций DOC были значительно меньше, несколько повышены в весенний период (рис. 3а). Прямая зависимость средних концентраций DOC от расходов воды в целом выражена слабо. Если рассматривать все годы последнего маловодного периода, то можно проследить обратно пропорциональную связь между средними концентрациями DOC и величинами расхода воды в период половодья и летней межени (рис. 4а).

Среднегодовое значение DOC (без учета 2018 г.) составило 11.2 мгС/л, в 2018 г. – 10.1 мгС/л. Схожие оценки среднего содержания DOC в современный период характерны для равнинных рек восточной Европы (например, в водах Днестра содержится DOC 8.6–12.6 мгС/л) [41].

Хлорофилл-а

Для внутригодовой динамики концентраций Chl-а характерны максимум в летние месяцы и минимум в холодный период года (рис. 5а). За

исследуемый период зависимости Chl-а от расхода воды не выявлено (рис. 4б). В 2018 г. с ярко выраженным половодьем пик цветения фитопланктона сместился ближе к календарной осени (рис. 5б).

Большая часть лабильного органического вещества (ЛОМ) продуцируется хлорофиллсодержащими организмами в самом водоеме в результате фотосинтеза и окисляется в водной толще; таким образом, доля данной фракции во внешнем балансе минимальна. Однако количественные данные Chl-а могут дать представление о содержании лабильного взвешенного органического вещества (LPOM), которое может оказывать значительное влияние на процессы седиментации в зоне смешения речных и морских вод [8]. Содержание Chl-а в биомассе фитопланктона (органическом веществе) для устья р. Дон составляет 2.5%, по данным [50]. Оценку концентрации LPOM для каждого года получили путем деления среднегодовой величины Chl-а на коэффициент 0.025 (табл. 1). Таким образом, по приближенным подсчетам среднегодовая концентрация LPOM составила 0.4 мг/л. Доля LPOM в составе POM в среднем – 30%, но может варьировать в широком диапазоне – от 10 до 100%.

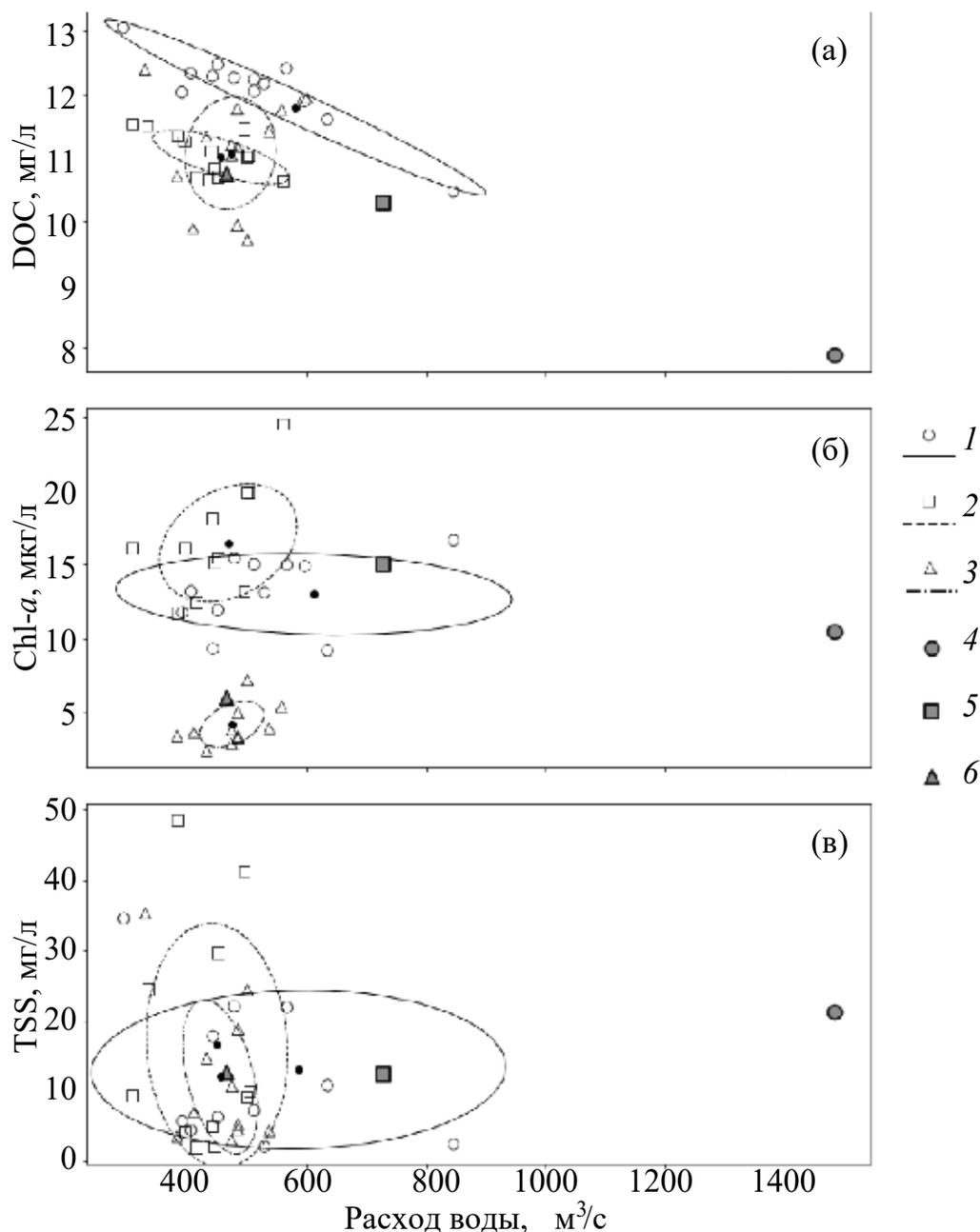


Рис. 4. Зависимость концентраций DOC в период 2007–2020 гг. (а), Chl-*a* в период 2008–2019 гг. (б) и TSS в период 2009–2020 гг. (в) от расхода воды в основные гидрологические сезоны: 1 – половодье (апрель–май), 2 – летняя межень (июнь–октябрь), 3 – зимняя межень (ноябрь–март), 4–6 – средние значения по каждому сезону в 2018 г. Полуоси эллипса соответствуют одному среднеквадратическому отклонению, центр эллипса (закрашенная точка) – среднему значению выборки, маркеры – средние значения по каждому сезону за весь исследуемый период.

Общее взвешенное вещество

Несмотря на высокую изменчивость средне-месячных концентраций TSS маловодного периода (за исключением 2018 г.), пик (20 мг/л) приходился на июнь, а минимальные значения

(9.3–11.3 мг/л) отмечались с декабря по апрель (рис. 5в). В 2018 г. максимум TSS зафиксирован в апреле (34.2 мг/л), а во время больших величин расхода воды (май, июнь) концентрация взвеси в речной воде была минимальна и находилась на уровне 5.5–8.9 мг/л (рис. 5г). По всей видимости,

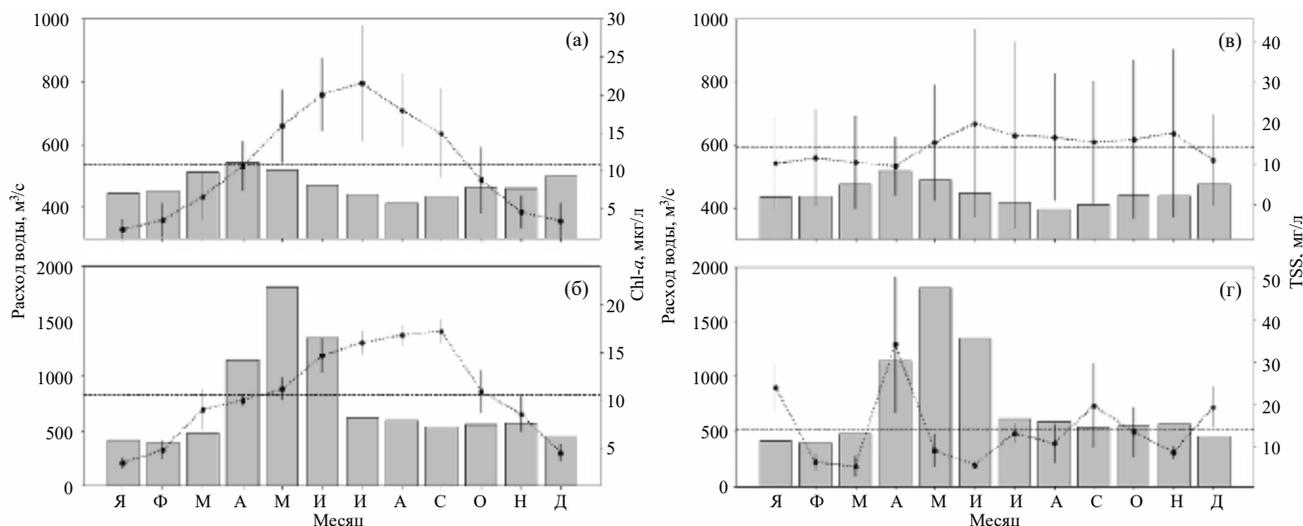


Рис. 5. Средние месячные величины расхода воды (столбцы) и средняя концентрация Chl-*a* (линия с маркерами) в р. Дон в маловодный период 2008–2019 гг., за исключением 2018 г. (а), и в 2018 г. с выраженным половодьем (б); средние месячные концентрации TSS (линия с маркерами) в р. Дон в маловодный период 2009–2020 гг., за исключением 2018 г. (в), и в 2018 г. с выраженным половодьем (г). Горизонтальной пунктирной линией показаны среднелетние концентрации Chl-*a* и TSS.

высокое содержание TSS в реке в первый месяц половодья (апрель) обусловлено поступлением взвесей в результате процессов плоскостного смыва талыми водами на местном водосборе. В последующие месяцы (май, июль) 2018 г. концентрация TSS в реке зависела в основном от объема попусков из Цимлянского водохранилища, где содержание взвесей меньше.

Концентрации TSS подвержены влиянию различных факторов и варьируют в широких пределах – от 2 до 50 мг/л – при одинаковых расходах воды (рис. 4в). Анализ данных демонстрирует существенную перестройку сезонного хода, обусловленную усилением регулирующего влияния Цимлянского водохранилища на сток р. Дон. Максимумы во внутригодовом распределении твердого стока в современный период приходятся на летнюю и зимнюю межень – 45 и 40% соответственно. На период половодья (апрель–май) приходится всего 15% годового стока наносов [21].

В работе [26] показано, что в отдельные маловодные годы объем взвешенного материала, приносимого со стороны моря, который потенциально мог оседать в дельте Дона, превышал годовой твердый сток.

Сопоставление полученных оценок с историческими данными

Первые работы, в которых сделаны количественные оценки содержания органического вещества в водах Дона, относятся к середине XX в. Нужно отметить, что за весь период инструментальных наблюдений выполнено сравнительно мало прямых определений органического вещества.

При сравнении полученных разными авторами величин DOM и DOC следует принимать во внимание использование разных методов лабораторных определений. При этом главной операцией по определению растворенного вещества в речной воде всегда была его минерализация различными способами. Больше всего данных получено с использованием методов перманганатной и бихроматной окисляемости, причем последний обеспечивает более полное окисление органического вещества, так как в этом случае окисляется еще и органическое вещество взвеси.

Б.А. Скопинцевым было эмпирически показано, что для речных вод значения перманганатной окисляемости (мгО/л) численно равно

содержанию углерода (мг/л) [36]. Однако позже эти оценки были уточнены, и для р. Дон среднегодовое значение $O_{\text{перм}}/O_{\text{орг}}$ было принято равным 0.88 [27].

Б.А. Скопинцев и Л.П. Крылова [37], используя данные по перманганатной окисляемости, вычислили величину выноса органических веществ р. Дон в период 1935–1936 гг. – 290 тыс. т/год.

По результатам шести определений за период 1949–1950 гг. [11], концентрации DOC менялись в интервале 5.7–15.6 мгС/л при среднем значении 10.9 мгС/л (применялся метод сжигания в плаве селитры), содержание углерода во взвеси менялось от 0.64 до 3.14 мгС/л (среднее – 1.77 мгС/л). Сток органических веществ Дона в этот период авторы оценили в 300–709 тыс. т/год. В весенних пробах паводковых вод из р. Дон (1952 г.) концентрация РОС составила в среднем 4 мгС/л, процентное содержание РОС в TSS – 2.6% [24].

В 1956–1957 гг. В.Г. Дацко и М.М. Гусейнов [13] систематически исследовали содержание органических веществ в водах Дона у ст. Аксайской (ныне г. Аксай) в течение года. Максимальные значения DOC фиксировали в пробах паводковых вод весной (14–48 мгС/л), в остальную часть года значения DOC менялись в интервале 5–9.9 мгС/л (среднее значение по результатам 16 определений, за исключением весенних проб, составило 7 ± 1.5 мгС/л). Сравнивая данные по перманганатной окисляемости и содержанию углерода в речных водах, полученные до зарегулирования стока Дона (1940–1941 гг.), с результатами определений (1950–1954 и 1956–1957 гг.), авторы пришли к выводу, что существенных изменений величин не произошло. Повышение окисляемости в период паводка авторы объясняли выносом талыми водами в реку органических веществ.

В 1958 г. В.Г. Дацко и В.Л. Васильева [12] показали, что концентрация DOC (полученная методом сжигания органического вещества в плаве селитры) менялась в пределах 5.2–19.1 мгС/л (среднее – 7.9 мгС/л), перманганатная окисляемость изменялась в пределах 3.3–24.8 мгС/л. Максимальное содержание углерода в речной воде (14.3–19.1 мгС/л) приходится на пик ран-

него паводка (февраль–март) и в 2–2.8 раза превышает концентрацию DOC в остальную часть года (среднегодовая концентрация углерода без учета паводка по результатам 16 определений – 6.8 ± 1.3 мгС/л).

В.Г. Дацко определил, что в 1956 г. с водами р. Дон в Азовское море поступило ~450 тыс. т органического вещества, а в 1958 г. – 370 тыс. т [12].

В работе [27] представлены наиболее полные многолетние данные по перманганатной окисляемости за длительный период (1936–1975 гг.), согласно которым сток органического вещества с р. Дон для периода 1936–1965 гг. составил 405.8 тыс. т/год, а для периода 1967–1975 гг. – 317.7 тыс. т/год при средних значениях DOC 9 и 9.3 мгС/л соответственно.

В работе [3] содержание DOC в устье Дона в 1980 г. оценено в среднем в 5.7 мгС/л при вариации от 4.7 до 6.5 мгС/л (применялся метод серно-хромового окисления с последующим кулонометрическим определением образовавшегося диоксида углерода), средняя концентрация РОС оценивалась в 1.7 мгС/л, а доля РОС от TSS – 5.6%. По данным [35], содержание РОС в составе TSS в воде Дона – 2.3%. В.Е. Артемьев [3] и В.С. Савенко [35] обращали внимание на неоднородность и большую изменчивость концентраций РОС на одном и том же участке русла р. Дон на протяжении всего нескольких километров.

По данным [30], в 1981–2000 гг. в Азовское море Доном транспортировалось 362–581 тыс. т органического вещества (рис. 6).

Современные оценки содержания органического углерода в р. Дон получены более совершенным методом высокотемпературного каталитического сжигания.

В работе [1] приведены средние концентрации DOC в устье Дона в июле и сентябре 2006 г.: 8.2 и 9.4 мгС/л соответственно при изменениях в пределах 8.1–9.7 мгС/л. РОС составлял в среднем 0.6 и 1.2 мгС/л, а доля РОС в составе TSS менялась в диапазоне 7–11%. Максимальный сток ОВ с водами р. Дон приходится на

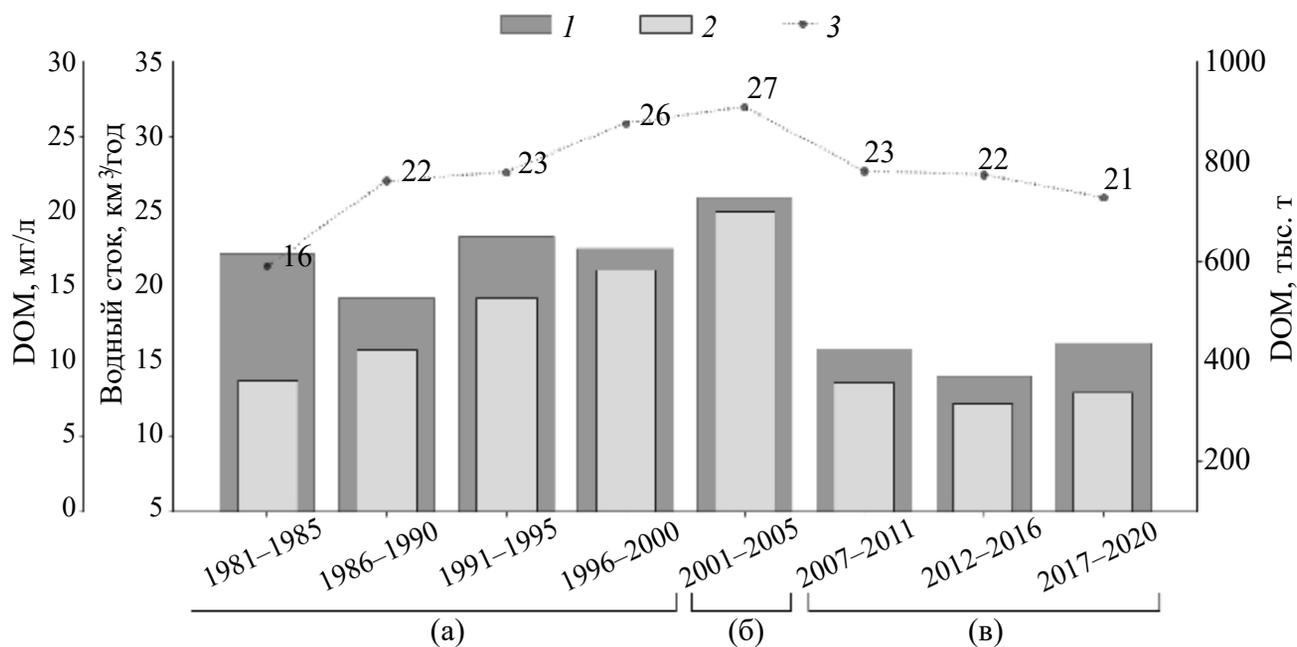


Рис. 6. Многолетний среднегодовой сток воды и растворенного органического вещества р. Дон (в нижнем течении) в период 1981–2020 гг. 1 – водный сток (км³/год), 2 – DOM (тыс. т), 3 – средняя концентрация DOM (мг/л) за период. а – по данным [30], б – по данным [18] для створа в районе г. Ростов-на-Дону, в – данные настоящего исследования.

период 2001–2006 гг. (по данным для гидропоста в районе г. Ростов-на-Дону) и составляет 697 тыс. т/год (рис. 6) при среднем значении DOC 13.5 мгС/л [18].

В маловодный период 2007–2020 гг. сток РОВ составил 337 тыс. т/год (рис. 6). Для сравнения, в предыдущий период маловодья (1972–1974 гг.) сток DOM был несколько больше – 416 тыс. т/год [17] и почти треть годового выноса органических веществ приходилась на период весенне-летнего половодья (например, в половодье в 1972 г. [17], годовой сток которого был рекордно низким (9.3 км³). В современный маловодный период значительных внутригодовых вариаций стока DOM не наблюдается.

По оценкам [38], концентрация РОС (2011–2015 гг.) менялась в диапазоне 0.05–3.72 мгС/л, а медиана всех измеренных значений составила 0.53 мгС/л. Среднее содержание РОС в общей взвеси составляло 4–5%. В данной работе удалось уточнить эту оценку для периода 2007–2020 гг., среднее содержание РОС находилось на уровне 0.7 ± 0.6 мгС/л.

ВЫВОДЫ

На основе данных экспедиционных исследований ЮНЦ РАН, выполненных в 2007–2020 гг. на нижнем Дону, с использованием современных методов статистического моделирования, позволивших заполнить пропуски в рядах наблюдаемых величин, получены новые количественные оценки стока растворенного органического углерода, хлорофилла-*a*, общего взвешенного вещества, взвешенного органического углерода с водами р. Дон в Азовское море.

В современный маловодный период (2007–2020 гг.) сток органических веществ нижнего Дона составил $357 (\pm 56)$ тыс. т/год, при этом в стоке доминирует растворенная форма (~95%). Сравнение полученной оценки с данными прошлых лет показало, что среднегодовые величины стока органического вещества мало менялись на протяжении всего периода инструментальных наблюдений. Повышенные его величины в 1980–2000-х гг. связаны с высокой антропогенной составляющей органического стока.

Сток РОМ находится в прямой зависимости от твердого стока, который радикально сократился во второй половине XX – начале XXI вв. (на 91% от величины в условно-естественный период), в его составе увеличилась доля мелкодисперсных фракций взвеси. В последнее время можно наблюдать увеличение доли органики в составе TSS, что требует дополнительных исследований. Это обстоятельство приводит к тому, что абсолютная величина стока РОМ на протяжении XX в. и в современный период существенно не изменилась. Кроме того, при определении и расчете стока РОМ необходимо учитывать сезонность, так как органическое вещество во взвеси тесно коррелирует с жизненными циклами фитопланктона.

Отмечены изменения во внутригодовом распределении концентраций и стока органических веществ. Если в предыдущий маловодный период (1972–1975 гг.) до трети годового стока органического углерода происходило во время весеннего половодья, то в современный период внутригодовое распределение стока DOC относительно равномерно, при этом во время “высокой воды”, напротив, зафиксированы низкие концентрации DOC (половодье 2018 г.).

Значимых статистических зависимостей концентрации Chl-*a* от водности реки не обнаружено. Сделана оценка доли лабильного ОВ – при среднегодовом значении РОМ 1.4 ± 1.2 мг/л доля ЛРОМ может варьировать от 10 до 100% (среднее – 30%).

Авторы статьи выражают глубокую благодарность коллегам Кулыгину В.В., Клещенко А.В. и Шевердяеву И.В. (ЮНЦ РАН) за ценные советы и помощь в оформлении графических изображений статьи, а также искреннюю признательность рецензенту и редколлегии за полезные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Агатова А.И., Аржанова Н.В., Лапина Н.М., Торгунова Н.И.* Пространственно-временная изменчивость органического вещества Азовского моря // Вод. ресурсы. 2008. Т. 35. № 6. С. 703–714.
2. АИС ГМВО. Автоматизированная информационная система государственного мониторинга водных объектов. <https://gmvo.skniivh.ru> (дата обращения: 10.10.2022)
3. *Артемьев В.Е.* Геохимия органического вещества в системе река–море. М.: Наука, 1993. 204 с.
4. *Бердников С.В., Бухмин Д.А., Гуськов Г.Е., Григоренко К.С., Клещенко А.В., Московец А.Ю., Кренива К.В., Олейников Е.П., Рыбцова В.С., Савикин А.И., Саяпин В.В., Шевченко М.С., Степаньян О.В.* Экспедиционная деятельность ЮНЦ РАН на НИС «Профессор Панов» и НИС «Денеб» в Азовском, Черном и Каспийском морях в 2020 году // Итоги экспедиционных исследований в 2020 году в Мировом океане и внутренних водах. Тез. докл. Всерос. науч. конф. / Под ред. *Т.В. Дабизжа*. Севастополь: Морской гидрофиз. ин-т РАН, 2021. С. 136–144.
5. *Бердников С.В., Дашкевич Л.В., Кулыгин В.В.* Новое состояние гидрологического режима Азовского моря в XXI веке // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 503. № 1. С. 65–70. <https://doi.org/10.31857/S2686739722030057>
6. *Бердников С.В., Сорокина В.В., Поважный В.В., Ткаченко А.Н., Ткаченко О.В.* Сезонная и пространственная динамика концентраций взвешенных веществ, биогенных элементов и тяжелых металлов в дельте Дона в 2012–2014 гг. // Современные проблемы гидрохимии и мониторинга качества поверхностных вод. Ростов-на-Дону: Гидрохим. ин-т, 2015. Т. 1. С. 141–145.
7. *Гельфан А.Н., Фролова Н.Л., Магрицкий Д.В., Киреева М.Б., Григорьев В.Ю., Мотовилов Ю.Г., Гусев Е.М.* Влияние изменения климата на годовой и максимальный сток рек России: оценка и прогноз // Фундаментал. и приклад. климатология. 2021. Т. 7. № 1. С. 36–79. https://doi.org/10.21513/24108758_2021
8. *Герасюк В.С., Бердников С.В.* Экспериментальная оценка скорости осаждения взвешенного вещества вод в устье Дона и Таганрогском заливе // Океанология. 2021. Т. 61. № 5. С. 780–790. <https://doi.org/10.31857/S0030157421040055>
9. Гидрохимический сток рек Европейской части России. Атлас / Под ред. *Р.Г. Джамалова, О.С. Решетняк, М.М. Трофимчука*. М.: ИВП РАН, 2020. 155 с.
10. ГОСТ 17.1.04.02.–90 Вода. Методика спектрофотометрического определения хлорофилла а. М.: Изд-во стандартов, 1990. 16 с.

11. *Дацко В.Г.* Органическое вещество в водах южных морей СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 271 с.
12. *Дацко В.Г., Васильева В.Л.* Ориентировочные величины привноса органических веществ р. Дон в Цимлянское водохранилище и их выноса из водохранилища // *Гидрохимические материалы*. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 33. С. С 28–33.
13. *Дацко В.Г., Гусейнов М.М.* О содержании биогенных элементов и органического вещества в водах нижнего течения р. Дон по наблюдениям за 1956–1957 гг. // *Гидрохимические материалы*. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Т. 29. С. 54–67.
14. *Джамалов Р.Г., Киреева М.Б., Косолапов А.Е., Фролова Н.Л.* Водные ресурсы бассейна Дона и их экологическое состояние. М.: ГЕОС, 2017. 205 с.
15. *Джамалов Р.Г., Решетняк О.С., Галагур К.Г., Власов К.Г., Сафронова Т.И., Оботуров А.С.* Гидрохимический сток рек Европейской части России // *Недропользование XXI век*. 2020. № 5 (88). С. 114–121.
16. *Джамалов Р.Г., Фролова Н.Л., Киреева М.Б., Рец Е.П., Сафронова Т.И., Бугров А.А., Телегина А.А., Телегина Е.А.* Современные ресурсы подземных и поверхностных вод европейской части России. М.: ГЕОС, 2015. 320 с.
17. *Иванова А.А., Исаченко Б.Н., Каплин В.Т., Кужекова Н.И., Вильдяева Л.А.* Вынос растворенных веществ р.Дон в Азовское море // *Гидрохимические материалы*. М.: Изд-во АН СССР, 1975. Т. 7. С. 61–65.
18. Качество поверхностных вод Российской Федерации. Ежегодник / Гл. ред. *А.М. Никанорова*. Ростов-на-Дону: ГХИ, 2010. 571 с.
19. *Киреева М.Б., Илич В.П., Гончаров А.В., Богачев А.Н., Фролова Н.Л., Пахомова О.М., Соловьева В.В.* Влияние маловодья 2007–2015 гг. в бассейне р. Дон на состояние водных экосистем // *Вестн. Московского ун-та. Сер. 5, География*. 2018. № 5. С. 3–13.
20. *Кислов А.В., Евстигнеев В.М., Малхазова С.М., Соколичина Н.Н., Суркова Г.В., Торопов П.А., Чернышев А.В., Чумаченко А.Н.* Прогноз климатической ресурсообеспеченности Восточно-Европейской равнины в условиях потепления XXI века. М.: Макс-Пресс, 2008. 292 с.
21. *Клещенков А.В., Герасюк В.С., Кулыгин В.В., Бердников С.В.* Взвешенное вещество вод от Цимлянского водохранилища до Таганрогского залива в период длительного маловодья 2006–2020 гг. // *Наука Юга России*. 2023. Т. 19. № 1. С. 29–39.
22. *Косенко Ю.В.* Основные аспекты баланса биогенных элементов в Азовском море // *Вод. биоресурсы и среда обитания*. 2019. Т. 2. № 4. С. 24–37.
23. *Косенко Ю.В., Баскакова Т.Е., Картамышева Т.Б.* Роль стока реки Дон в формировании продуктивности Таганрогского залива // *Вод. биоресурсы и среда обитания*. 2018. Т. 1. № 3–4. С. 32–39.
24. *Крылова Л.П., Скопнищев Б.А.* Содержание органического углерода в водах рек и озер Подмосковья и крупных рек Советского Союза // *Гидрохим. материалы*. 1959. Т. 28. С. 28–44.
25. *Лихтанская Н.В., Бердников С.В.* Использование программного комплекса EGRET для оценки потоков взвешенных веществ с речным стоком // *Экология. Экономика. Информатика. Серия: Системный анализ и моделирование экономических и экологических систем*. 2022. Вып. 7. С. 32–37. <https://doi.org/10.23885/2500-395X-2022-1-7-32-37>
26. *Лихтанская Н.В., Бердников С.В., Клещенков А.В.* Твердый сток реки Дон и поступление взвеси в дельту при нагонах: статистическое моделирование и сопоставление в период маловодья // *Rus. J. Earth Sci.* 2023. Т. 23. ES4010. <https://doi.org/10.2205/2023es000856>
27. *Мальцева А.В., Тарасов М.Н., Смирнов М.П.* Сток органических веществ с территории СССР // *Гидрохим. материалы*. 1987. Т. 102. С. 76–97.
28. *Матишов Г.Г., Григоренко К.С.* Динамический режим Азовского моря в условиях осолонения // *ДАН*. 2020. Т. 492. № 1. С. 107–11.
29. *Матишов Г.Г., Клещенков А.В., Григоренко К.С., Московец А.Ю., Кириллова Е.Э.* Изменение водного баланса в бассейне Нижнего Дона в условиях маловодья // *Наука юга России*. 2018. Т. 14. № 3. С. 45–55.
30. *Никаноров А.М., Брызгалов В.А., Косменко Л.С., Кондакова М.Ю., Решетняк О.С.* Антропогенная нагрузка на устьевую область р. Дон в современных условиях техногенного воздействия // *Вода: химия и экология*. 2011. № 1. С. 4–10.
31. *Никаноров А.М., Смирнов М.П., Клименко О.А.* Многолетние тенденции общего и антропогенного выноса органических и биогенных веществ реками России в Балтийское, Черное, Азовское, Каспийское моря и в озеро Байкал // *Вод. ресурсы*. 2010. Т. 37. № 2. С. 209–217.
32. ПНД Ф 14.1:2.110–97 Методика выполнения измерений содержания взвешенных веществ и общего содержания примесей в пробах природных и очищенных сточных вод гравиметрическим методом. 1997. 12 с.

33. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 7. Донской район / Под ред. *М.С. Протасьева*. Л.: Гидрометиздат, 1973. 460 с
34. *Решетняк О. С.* Многолетняя изменчивость химического состава и качества воды в бассейне реки Дон // Грозненский естественнонауч. бюлл. 2023. Т. 8. № 1. С. 52–60.
35. *Савенко В.С.* Химический состав взвешенных наносов рек мира. М.: ГЕОС, 2006. 175 с.
36. *Скопинцев Б.А.* Органическое вещество в природных водах (водный гумус). Л.: Гидрометеоздат, 1950. 290 с.
37. *Скопинцев Б.А., Крылова Л.П.* Вынос органического вещества крупнейшими реками СССР // ДАН СССР. 1955. Т. 105. № 4. С. 770–773.
38. *Сорокина В.В., Бердников С.В.* Биогенная нагрузка Дона и Кубани на экосистему Азовского моря // Вод. ресурсы. 2018. Т. 45. № 6. С. 670–684. <https://doi.org/10.1134/S0321059618060147>
39. *Сорокина В.В., Герасюк В.С.* Вариации гидрохимических показателей в водном континууме Нижний Дон – Черное море // Экология. Экономика. Информатика. Серия: Системный анализ и моделирование экономических и экологических систем. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2018. Т. 1. № 3. С. 251–257. <https://doi.org/10.23885/2500-395x-2018-1-3-251-257>
40. *Сорокина В.В., Герасюк В.С., Сойер В.Г.* Пространственная и временная изменчивость органического углерода в водах Нижнего Дона и Таганрогского залива в 2006–2018 гг. // Экология. Экономика. Информатика. Серия: Системный анализ и моделирование экономических и экологических систем. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2019. Т. 1. № 4. С. 116–120. <https://doi.org/10.23885/2500-395X-2019-1-4-116-120>
41. *Турева О.Н.* Экологические обстановки Днестровского лимана и одноименного взморья // Уч. зап. Таврического нац. ун-та. Сер. География. 2010. Т. 23. № 1. С. 91–96.
42. EGRET, User Guide to Exploration and Graphics for RivEr Trends (EGRET). <https://pubs.usgs.gov/tm/04/a10/pdf/tm4A10.pdf> (дата обращения: 10.10.2022)
43. GRDS, Global Runoff Data Centre (Глобальный центр данных о речных стоках). https://www.bafg.de/GRDC/EN/Home/homepage_node.html (дата обращения: 10.10.2022)
44. *Groth S., Fichtner F., Wieland M., Mandery N., Shankar S., Martinis S., Riedlinger T.* Mapping changes in surface-water extent during the 2022 hydrological drought in Germany using Sentinel-2 data // EGU General Assembly 2023. Vienna, Austria, 24–28 April 2023. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu23-9541>
45. *Hirsch R.M., Douglas L. Moyer, Stacey A. Archfield.* Weighted Regressions on Time, Discharge, and Season (WRTDS), With an Application to Chesapeake Bay River Inputs // J. Am. Water Resour. Association (JAWRA). 2010. V. 46. P. 857–880. <https://10.1111/j.1752-1688.2010.00482.x>
46. *Laaha G., Gauster T., Tallaksen L.M., Vidal J.-P., Stahl K., Prudhomme C., Heudorfer B., Vlnas R., Ionita M., Van Lanen H.A.J., Adler M.-J., Caillouet L., Delus C., Fendekova M., Gailliez S., Hannaford J., Kingston D., Van Loon A.F., Mediero L., Osuch M., Romanowicz R., Sauquet E., Stagge J.H., Wong W.K.* The European 2015 drought from a hydrological perspective // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2017. V. 21. P. 3001–3024. <https://doi.org/10.5194/hess-21-3001-2017>
47. *Lee C.J., Hirsch R.M., Crawford C.G.* An evaluation of methods for computing annual water-quality loads: U.S // Geol. Survey Sci. Investigations Rep. 2019. 59 p. <https://doi.org/10.3133/sir20195084>
48. *Lee C.J., Hirsch R.M., Schwarz G.E., Holtschlag D.J., Preston S.D., Crawford C.G., Vecchia A.V.* An evaluation of methods for estimating decadal stream loads // J. Hydrol. 2016. V. 542. P. 185–203.
49. *Lychagina Y.M., Berdnikov S.V., Gerasyuk V.S.* Development of online version of the guidebook “Organic matter of the Azov sea and of the adjacent areas of the Black sea” // Indicators of climatic changes in marine ecosystems. Collection of articles of the IV Int. Conf. GeoiD’2016. Southern Scientific Centre of the Russian Acad. Sci. 2016. P. 28–35.
50. *Muñoz S.E., Dee S.G., Luo X., Haider M.R., O’Donnell M., Parazin B., Remo J.W.* Mississippi River low-flows: context, causes, and future projections // Environ. Res. Climate. 2023. V. 2. <https://doi.org/10.1088/2752-5295/acd8e3>
51. *Plyaka P., Glushchenko G., Gerasyuk V., Kleshchenkov A., Grigorenko K., Shevchenko M., Yurasov Y., Valov G., Tron I., Popovyan G., Berdnikov S.* Investigation on the chlorophyll-a content of phytoplankton in the sea of Azov and the Don river by the fluorescence method // Fluorescence Methods for Investigation of Living Cells and Microorganisms IntechOpen. / Ed. *N. Grigoryeva*. 2020. P. 139–152.
52. *Van Lanen H., Laaha G., Kingston D., Gauster T., Ionita M., Vidal J.-P., Vlnas R., Tallaksen L., Stahl K.,*

- Hannaford J., Delus C., Fendekova M., Mediero L., Prudhomme C., Rets E., Romanowicz R., Gailliez S., Wong W.K., Adler M.-J., Blauhut V., Caillouet L., Chelcea S., Frolova N., Gudmundsson L., Hanel M., Haslinger K., Kireeva M., Osuch M., Sauquet E., Stagge J.H., Van Loon A.* Hydrology needed to manage droughts: the 2015 European case // *Hydrol. Process.* 2016. V. 30. P. 3097–3104. <https://doi.org/10.1002/hyp.10838>
53. *Zhang Q., Hirsch R.M.* River water-quality concentration and flux estimation can be improved by accounting for serial correlation through an autoregressive model // *Water Resour. Res.* 2019. V. 55. № 11. P. 9705–9723. <https://doi.org/10.1029/2019WR025338>

Organic matter runoff from the Don River into the Sea of Azov in the low water period 2007–2020

V. S. Gerasyuk*, N. V. Likhtanskaya, V. V. Sorokina, S. V. Berdnikov

SSC RAS, Rostov-on-Don, 344006 Russia

**e-mail: gerasyuk.v@mail.ru*

Based on data from expeditionary studies of the Southern Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, using statistical modeling, new quantitative estimates of the runoff of dissolved organic carbon, chlorophyll-a, total suspended solids, particulate organic carbon with the waters of the Don River into the Sea of Azov during the low water period 2007–2020 were obtained. Statistical models were constructed using Weighted Regressions on Time, Discharge, and Season (WRTDS), which provides some of the most accurate quantitative estimates of concentrations and fluxes to date. Seasonal and interannual features of the relevant substances' concentrations in the river are considered, and their relationship with water discharges is shown. A comparison was made of the runoff of organic matter and suspended solids of the Don in the modern low water period and other periods of the 20th century.

Keywords: organic matter runoff, solid runoff, temporal variability, the Don River, low water period.

УДК 556.55

СОВРЕМЕННЫЙ ГИДРОХИМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА КАК ИНДИКАТОР ИЗМЕНЕНИЙ В ЕГО ЭКОСИСТЕМЕ¹

© 2025 г. М. А. Гусева^{а, *}, Т. Н. Петрова^б, В. Ю. Крылова^б

^аСанкт-Петербургский филиал «ВНИРО» («ГосНИОРХ» им. Л.С. Берга), Санкт-Петербург, 199004 Россия

^бИнститут озерадения РАН – обособленное структурное подразделение Санкт-Петербургского
Федерального исследовательского центра РАН, Санкт-Петербург, 196105 Россия

*e-mail: velapandere@gmail.com

Поступила в редакцию 29.07.2024 г.

После доработки 30.09.2024 г.

Принята к публикации 28.10.2024 г.

Проанализированы изменения в режиме наиболее тесно связанных с продукционно-деструкционным балансом гидрохимических показателей Ладожского озера – концентрации общего и минерального фосфора, величины водородного показателя и относительного содержания кислорода в воде. Рассмотрены показатели, полученные за период открытой воды в последние 20 лет, в сравнении с предыдущими периодами наблюдений. Отмечено снижение средневзвешенных за период открытой воды концентраций неорганического фосфора в озере как результат практически полного его потребления в гипolimнионе глубоководных зон озера в летний период. Эти изменения лимитируют развитие первичной продукции фитопланктона и сопровождаются снижением средних значений водородного показателя за период открытой воды, что, в свою очередь, косвенно свидетельствует о смещении продукционно-деструкционного баланса в сторону все большего преобладания деструкции органического вещества.

Ключевые слова: кислородный режим, биогенные элементы, фосфор, продукционно-деструкционный баланс, водородный показатель.

DOI: 10.31857/S0321059625020072 EDN: UBWSPO

ВВЕДЕНИЕ

Ладожское озеро – крупнейший водоем Европы, занимающий площадь 18329 км², с объемом водной массы 848 км³. Строение озерной котловины отчетливо разделяет озеро на части – северную глубоководную с максимальной глубиной 230 м и южную значительно более мелководную с глубинами до 30 м. Средняя глубина озера – 51 м. Малая величина отношения стока из озера к объему его водной массы говорит о замедленном водообмене озера и большой консервативности озерной экосистемы [14]. Сложная морфометрия и большие размеры определяют неоднородность гидрофизических, гидрохимических и гидробиологических процессов в разных частях акватории. По классификации Хатчинсона [30], Ладожское озеро – димиктический

водоем, т. е. полное перемешивание водной толщи происходит дважды в год – весной и осенью. В силу специфического распределения плотности пресной воды термическая неоднородность весной и осенью приводит к формированию термического бара, т. е. зоны с температурой 4°C, близкой к максимальной плотности, от поверхности до дна. Летом по мере прогревания воды на поверхности озера горизонтальная термическая неоднородность сменяется вертикальной стратификацией с образованием хорошо прогретого устойчивого эпилимниона и гипolimниона с температурой, близкой к 4°C, который составляет основную массу воды озера [25]. Термическая неоднородность определяет также распределение в пределах акватории лимнических показателей, в том числе гидрохимических.

Значительная фосфорная нагрузка на озеро, связанная с интенсивной хозяйственной деятельностью на его водосборе в 1970-х гг., привела к антропогенному эвтрофированию водоема и перестройке его экосистемы. За более чем полувековой период исследования Ладожского

¹ Работа выполнена в рамках государственного задания ИНОЗ РАН – СПб ФИЦ РАН (тема FFZF-2024-0001 “Экосистемы Ладожского озера, водоемов его бассейна и прилегающих территорий под воздействием природных и антропогенных факторов на фоне климатических изменений”).

озера накоплен огромный по объему материал, характеризующий его гидрохимический режим с момента перехода от олиготрофной стадии развития к мезотрофной до настоящего времени. Результаты многолетних исследований были опубликованы в ряде коллективных монографий [1, 2, 10–12, 14, 22–24].

Наличие длинного многолетнего ряда наблюдений позволяет охарактеризовать изменения, происходящие в гидрохимическом режиме такого большого и инертного водоема, как Ладожское озеро, с периодом полного водообмена 11 лет [12], на современном этапе развития его экосистемы.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В данной работе использованы результаты регулярных наблюдений за изменениями концентраций общего и минерального фосфора, водородного показателя, абсолютного и относительного содержания кислорода в воде Ладожского озера, непосредственно полученные авторами в период с начала 2000-х гг. по настоящее время, а также литературные данные за более ранний период.

В навигационный период исследования проводились в ходе комплексных рейсов, проведенных в сроки, приуроченные к гидрологическим сезонам весны (май–июнь), лета (июль–август) и осени (сентябрь–октябрь). На рис. 1 показана схема постоянных станций, на каждой из которых в разные сезоны периода открытой воды проводились гидрофизические, гидрохимические и гидробиологические наблюдения от поверхности до дна на стандартных горизонтах с глубинами 0,3, 10, 25, 50, 100, 150 м и в придонном горизонте (в зависимости глубины станции). Постоянная сетка станций позволяет сравнивать полученные в последние годы данные с более ранними архивными и литературными. Также в отдельные периоды были дополнительно исследованы глубоководные северные станции в шхерной зоне озера.

Химический состав воды Ладожского озера и его гидрохимический режим определяются поступлением веществ с водосбора, происходя-

щими в озере гидродинамическими процессами, функционированием озерной биоты. Один из основных факторов, определяющих неоднородность лимнических процессов в разных частях акватории, – морфометрия озерной котловины. В связи с этим на основе морфометрического районирования выделены лимнические зоны, имеющие характерные особенности по целому комплексу озерных характеристик, в том числе гидрохимических; каждая из этих зон играет особую роль в функционировании экосистемы в целом [3].

Сравнительно мелководные прибрежная и деklinальная зоны – в основном области первичного накопления веществ в озере, глубоководные профундальная и ультрапрофундальная – области преобразования этих веществ, вовлечения их в основные круговороты экосистемных процессов и консервации.

Глубоководные зоны с глубинами > 52 м (рис. 1) представляют собой основную водную массу озера, самую консервативную его область. Их объем составляет ~80% объема озера, благода-

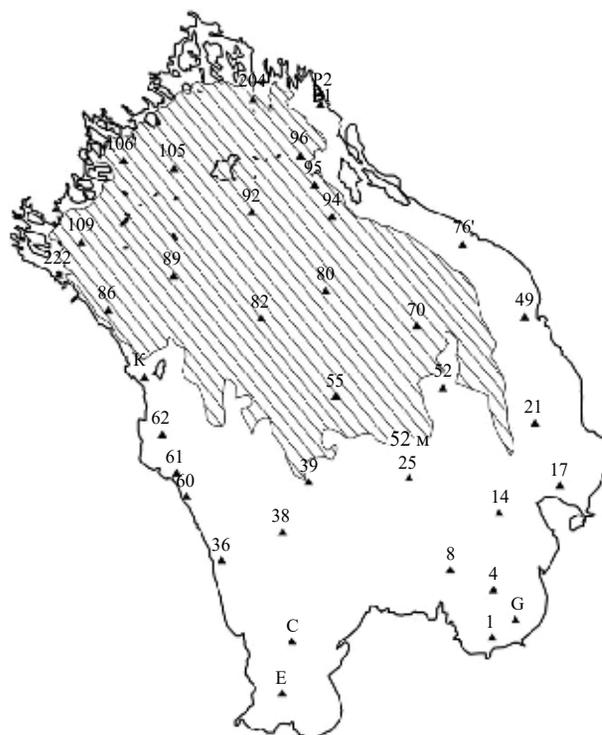


Рис. 1. Картограмма расположения станций отбора проб глубоководных (> 52 м) зон Ладожского озера.

ря чему величины гидрохимических показателей в этих зонах определяют гидрохимические характеристики и трофический статус всего озера.

Концентрации форм фосфора в воде определялись в соответствии с методиками, разработанными Союзом стандартизации Финляндии (SFS): неорганический фосфор (IP) – спектрофотометрическим модифицированным молибдатным методом Мерфи и Райли с использованием аскорбиновой кислоты в качестве окислителя (SFS 3025); общий фосфор (TP) – окислением органических соединений фосфора персульфатом калия в присутствии серной кислоты с последующим определением фосфатов (SFS 3026). Концентрация кислорода была определена йодометрическим титрованием по методу Винклера [21].

Средние для озера концентрации общего и неорганического (минерального) фосфора рассчитывались как средневзвешенные с учетом объемов лимнических зон. Схемы пространственного распределения этих показателей построены с использованием средневзвешенных по глубине значений для каждой станции. Пространственные схемы распределения водородного показателя и насыщения кислородом составлены послойно (поверхность и дно), так как средневзвешенные их значения малоинформативны – кислород продуцируется в эвфотическом слое, потребляется по всему столбу воды, однако из-за большого объема холодноводного гипolimниона, большой глубины озера и полного перемешивания водной массы в весенний и осенний периоды насыщение кислородом в толще воды определяется преимущественно гидрофизическими факторами и близко к 100%. Изменчивость в эвфотической и придонной зонах намного более показательна. То же касается водородного показателя, связанного с кислородным режимом и соотношениями продукционных и деструкционных процессов в воде.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

С позиции продукционно-деструкционных соотношений в экосистеме две мелководные зоны (прибрежная и деклинальная) и летний эпилимнион глубоководных зон представляют

собой преимущественно трофогенную, а озерный гипolimнион – трофолитическую области озерной водной массы. Преобладание трофолитической области над трофогенной определяет доминирование процессов минерализации органического вещества в экосистеме над образованием [13, 22]. Изменение лимнических характеристик водной массы глубоководных зон может привести к необратимой деградации экосистемы озера. Далее будут рассматриваться изменения гидрохимических показателей, происходящие в этих наиболее консервативных зонах, так как они наиболее важные для экосистемы озера.

Биологическую продуктивность водоема лимитирует содержание биогенных элементов, в первую очередь азота и фосфора. Весовое соотношение этих элементов в основной водной массе Ладожского озера значительно превышает 40, за исключением южной мелководной зоны (глубина 6 м) в устье р. Сясь, гидрохимический режим которой полностью определяется составом первичной водной массы, и ряда прибрежных областей в северной шхерной части озера, испытывающих значительную антропогенную нагрузку. В соответствии со стехиометрической моделью Редфилда–Ричардса для фитопланктона весовое соотношение между азотом и фосфором составляет 7 : 1 [33].

Совместное колимитирование продукции и азотом, и фосфором обсуждается в большом количестве работ, однако на экспериментальных данных [27] показано, что в случае низких концентраций биогенных элементов действует закон Либиха и, следовательно, возможно выделить один лимитирующий фактор – как правило, в олиготрофных водоемах таким фактором является фосфор. По оценке [34], в водоемах при $N : P < 10$ наблюдается дефицит азота, > 17 – фосфора. В монографии [5] по более чем десятку источников обобщены оптимальные для развития фитопланктона соотношения азота к фосфору: соотношение по различным данным меняется от 7 до 45, но в большинстве случаев оно ≤ 20 . На примере разнотипных водоемов за 10-летний период исследований в [29] показано, что и в морских, и в пресноводных системах при весовом соотношении $TN : TP > 22$ лимитирующий фактор для роста продукции – фосфор.

В Ладожском озере средневзвешенные концентрации общего азота за период открытой воды с 1976 г. по настоящее время меняются в пределах 540–760 мкг/л [15]. Эти значения в десятки раз превышают средневзвешенное содержание фосфора, и в первую очередь именно фосфор лимитирует продукционные процессы в основной водной массе Ладожского озера, характеристики которой рассматриваются в работе. Поэтому в дальнейшем будет обсуждаться в первую очередь изменение содержания минерального и общего фосфора и его влияние на внутриводоемные процессы.

Максимальные за период наблюдений концентрации общего фосфора (30 мкг Р/л) отмечались в 1970-е гг., что напрямую связано с увеличением его поступления в результате интенсификации хозяйственной деятельности на водосборе. В дальнейшем в результате снижения поступления фосфора уменьшилась и концентрация его в водоеме. В 1980 г. ее среднее значение составляло 27 мкг Р/л, в 1981–

1984 гг. – 23–24, в 1988–1992 гг. – 20–21, в 1992–2002 гг. – 16–22 мкг Р/л [15].

С 2003 по 2019 г. наблюдался период низкого содержания общего фосфора в озере, средние за период открытой воды концентрации в эти годы не превышали рассчитанную ранее [16] допустимую для озера концентрацию (15 мкг Р/л) и составляли 11–14 мкг Р/л. В отдельные годы (2007, 2009, 2011, 2013 гг.) его средняя концентрация опускается до 11 мкг Р/л, что остается минимальной величиной для периода наблюдений с 1976 г. и приближается к характерной для олиготрофной стадии развития озера (1959–1962 гг.) [15]. С 2020 г. этот показатель увеличился до 18–20 мкг Р/л и впервые с начала 2000-х гг. превысил допустимую для озера величину. На рис. 2 представлено пространственное распределение средних летних концентраций общего фосфора за периоды 2013–2018 гг. (а) и 2019–2023 гг. (б). Характерные черты его пространственно-временного распределения по акватории во все годы сохраняются, однако средняя кон-

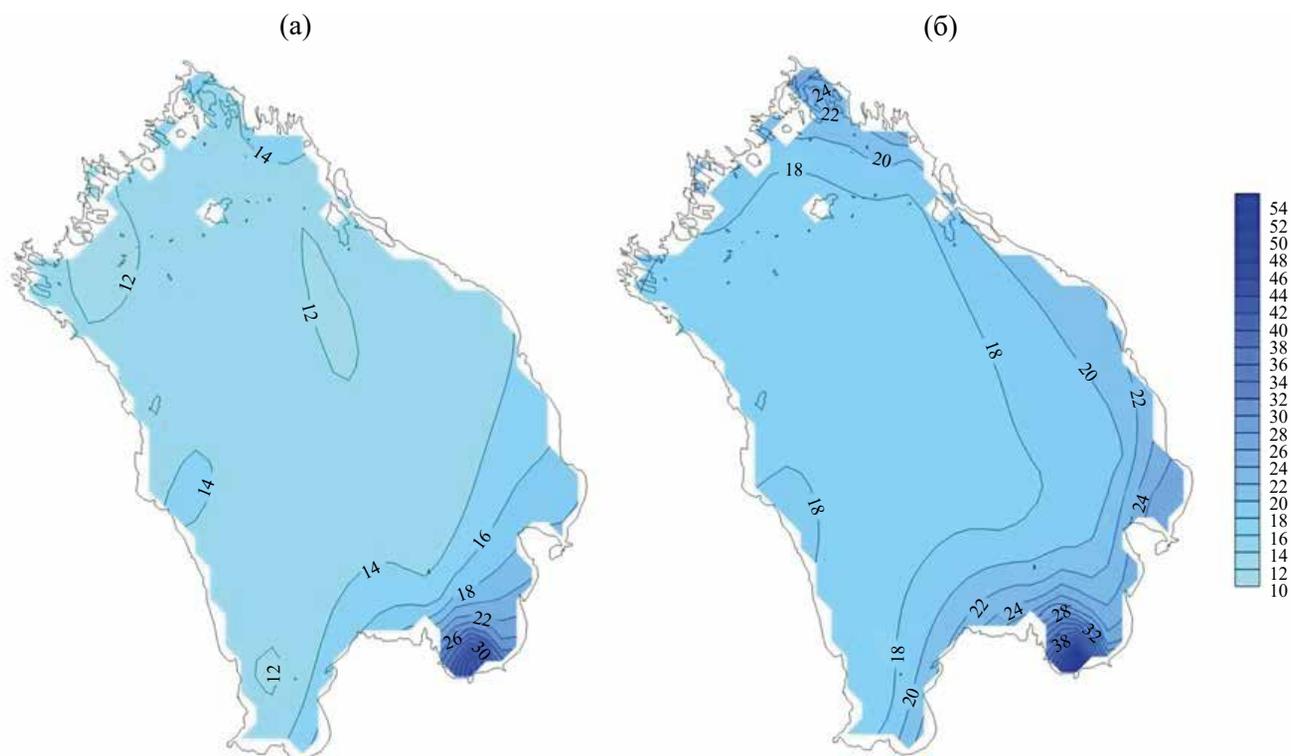


Рис. 2. Пространственное распределение средних летних концентраций общего фосфора за 2013–2018 гг. (а) и 2019–2023 гг. (б).

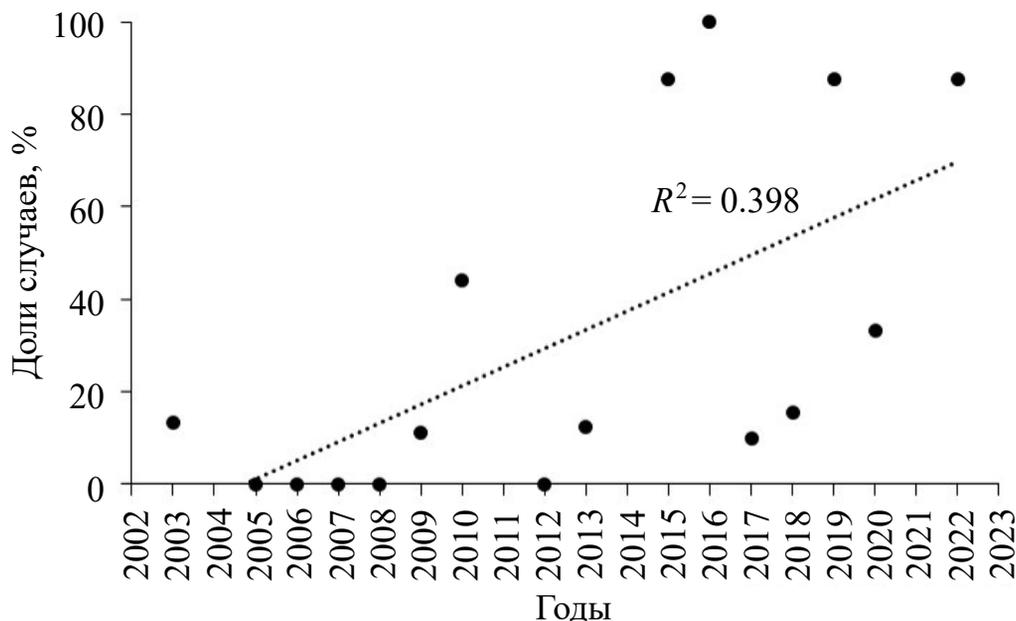


Рис. 3. Доли случаев (% от общего числа измерений) с концентрацией $P_{\text{мин}} < 0.05$ мкг Р/л в гипolimнионе глубоководной зоны Ладожского озера в летний период.

центрация за 2019–2023 гг. выше, чем в 2013–2018 гг., на 5.4 мкг Р/л.

Наиболее доступная для потребления биотой формой фосфора – неорганический (минеральный) фосфор [28]. Средняя за период открытой воды концентрация неорганического фосфора в озере в 1976–1989 гг. составляла 11 мкг Р/л. К 1998 г. происходит плавное снижение средней концентрации неорганического фосфора с 9 до 5 мкг Р/л [19], с 2000 по 2012 г. средние за период открытой воды концентрации минерального фосфора ≤ 5 мкг Р/л [12], особенно низкие значения (< 2 мкг Р/л) встречались в 2015–2023 гг. Несмотря на некоторое увеличение содержания общего фосфора в озере в 2020–2023 гг., увеличения средних за период открытой воды концентраций минерального фосфора в воде Ладожского озера не произошло. На протяжении всего периода наблюдений отмечен отчетливый тренд снижения его средних концентраций в воде Ладожского озера.

Летом 2010 г. впервые заметно проявился процесс практически полного потребления ми-

нерального фосфора не только в воде прибрежной зоны и в эпилимнионе, но и в гипolimнионе глубоководных зон озера. В дальнейшем случаи, когда концентрация минерального фосфора оказывались ниже предела обнаружения (5 мкг/л), в гипolimнионе озера стали наблюдаться чаще. В 2016 г. впервые за все время наблюдений с 1976 г. концентрация минерального фосфора в гипolimнионе в 100% случаев оказалась ниже предела обнаружения, в 2015, 2019 и 2022 гг. значения ниже аналитического нуля наблюдались в 90% случаев (рис. 3).

Об изменении соотношения продукционно-деструкционных процессов в озере, связанных с уменьшением содержания минерального фосфора, косвенно можно судить по изменению величины водородного показателя воды озера, которое наблюдается в последние годы.

В олиготрофный период развития Ладожского озера водородный показатель менялся в пределах 7.0–8.0, в отдельных случаях достигая 8.2–8.3. К 1980 г. увеличение фотосинтетической деятельности фитопланктона привело к росту верхней

границы величины водородного показателя до 9.5, в то время как минимальные значения остались на прежнем уровне – 7.1–7.3 [18]. В 2003–2013 гг. минимальные значения опускаются до 6.1–6.3, максимальные остаются на уровне 8.9–9.0. Начиная с 2016 г. в озере наблюдается постепенное снижение водородного показателя. Летом, в период развития фитопланктона, минимальные значения водородного показателя оставались на том же низком уровне, что и в 2003–2013 гг., а максимальная величина была ≤ 7.8 и только в 2020 г. в отдельных случаях доходила до 8.0. Статистические характеристики (диапазон изменений, медиана, 25 и 75 процентиля) измеренных значений водородного показателя в Ладожском озере по сезонам за 2003–2023 гг. представлены на рис. 4.

Распределение водородного показателя по акватории в летний и осенний сезоны в 2016–2023 гг. отличается от характерных сезонных распределений за период 2003–2013 гг. [12] в сторону более низких значений, общие пространственные закономерности сохраняются. На рис. 5 и 6 представлены средние распределения значений водородного показателя в Ладожском озере в поверхностном и придонном слоях в летний и осенний периоды 2013–2018 и 2019–2023 гг. соответственно.

На олиготрофной стадии развития озера относительное содержание растворенного кислорода в глубоководной части по всему столбу воды было близко к 100%, при этом в трофогенном слое оно было $\leq 120\%$, что обусловлено как процессами фотосинтеза, так и явлением гистерезиса при быстром прогреве воды. В гипolimнионе в течение всего лета относительное содержание кислорода не было ниже 95%, т. е. биохимические процессы деструкции органического вещества не играли заметной роли в расходовании растворенного кислорода [20]. К концу 1970-х гг. происходит перестройка озерной экосистемы от олиготрофного состояния к мезотрофному. Однако, несмотря на увеличение продуктивности, кислородный режим озера еще оставался близким к наблюдавшемуся в 1960-х гг. В весенние и летние периоды интенсивного фотосинтеза в трофогенном слое относительное содержание кислорода могло достигать 120–130% насыщения, что на 10–20% больше, чем в предыдущий

период. В гипolimнионе глубоководных зон в придонных горизонтах относительное содержание кислорода снижалось до 85–95%, что свидетельствует об интенсификации процессов деструкции органического вещества [18]. С начала 1980-х гг. на кислородном режиме озера начали отражаться внутриводоемные процессы, связанные с трансформацией органического вещества. Весной в теплоинертной области относительное содержание кислорода в поверхностном слое воды снижалось до 90% насыщения и менее, что ранее не наблюдалось. Летом относительное содержание кислорода в поверхностных слоях воды могло достигать 130–135%, сопровождаясь высокими значениями рН – 8.6–9.3. В этот период впервые было отмечено летнее снижение относительного содержания кислорода до 85% в придонном горизонте по линии прохождения 30-метровой изобаты [26]. С 1990-х гг. и по настоящее время в той или иной степени продолжают проявляться особенности кислородного режима Ладожского озера, которые впервые появились в течение 1980-х гг. Однако с 1990-х гг. даже при активном фотосинтезе насыщение поверхностных слоев воды кислородом незначительно $> 100\%$, обычно не более чем на 5–7%.

С 2016 г. содержание кислорода в поверхностном слое воды в летний сезон все чаще остается $< 100\%$ насыщения на значительной части акватории. Если летом в 2017 и 2018 гг. на отдельных станциях в глубоководной зоне озера наблюдалось пересыщение поверхностного слоя воды кислородом, то в летние периоды 2022 и 2023 гг. по всей акватории его относительное содержание в поверхностном слое воды было $\leq 94\%$, осенью содержание кислорода в поверхностном слое составляло 90–94% в 2022 г. и 88–90% в 2023 г. (рис. 7). В слое гипolimниона этот показатель может опускаться до 83–89%, что говорит об увеличении деструкции органического вещества в придонных горизонтах. На рис. 8 и 9 представлены распределения средних значений относительного содержания кислорода в Ладожском озере в поверхностном и придонном слоях в летний и осенний периоды 2013–2018 и 2019–2023 гг., соответственно.

С 2003 до 2007 г. в летний период доля (%) общего количества измерений с концентрацией

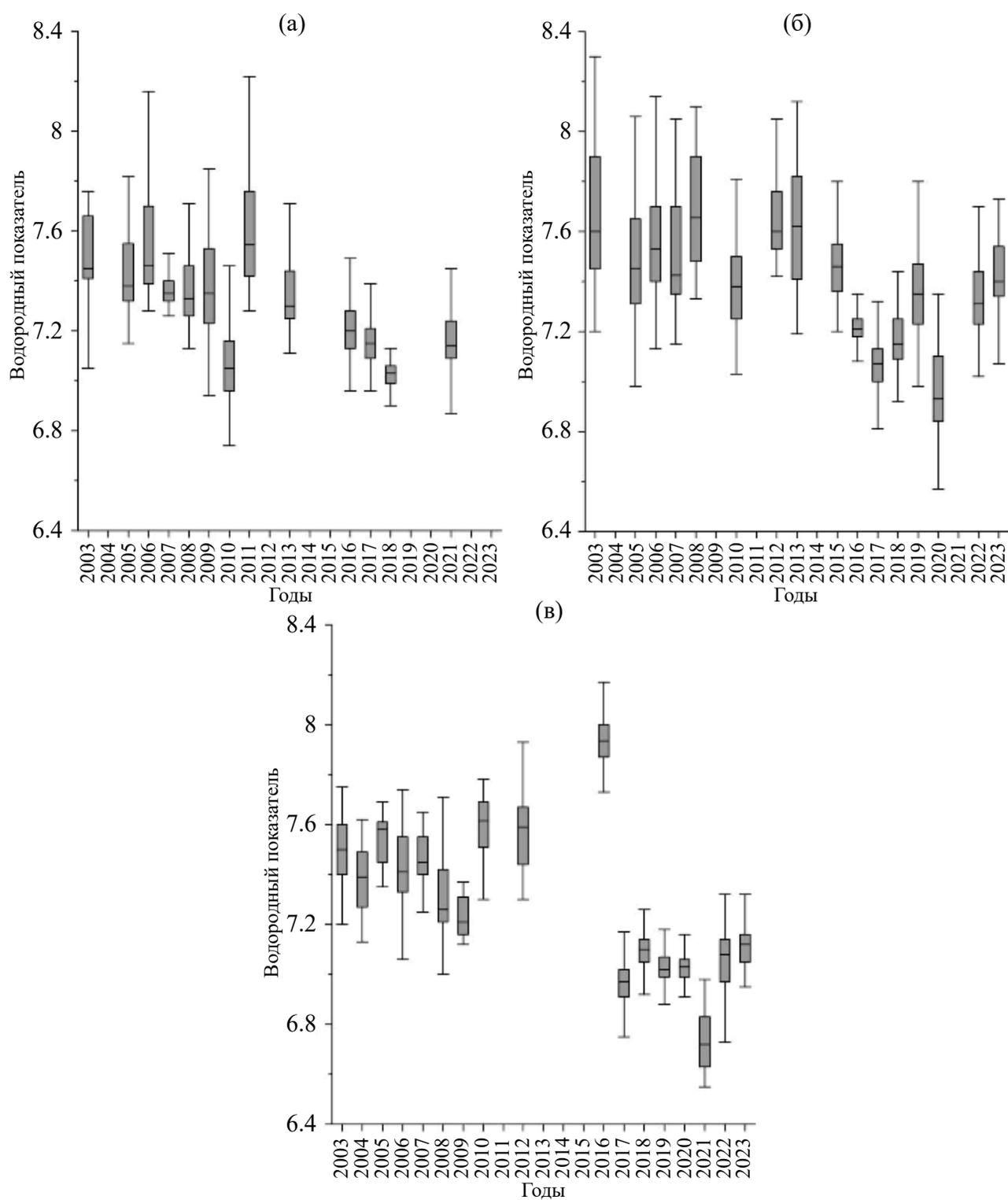


Рис. 4. Диаграммы размаха измеренных значений водородного показателя в Ладожском озере за 2003–2023 гг. в весенний (а), летний (б) и осенний (в) сезоны.

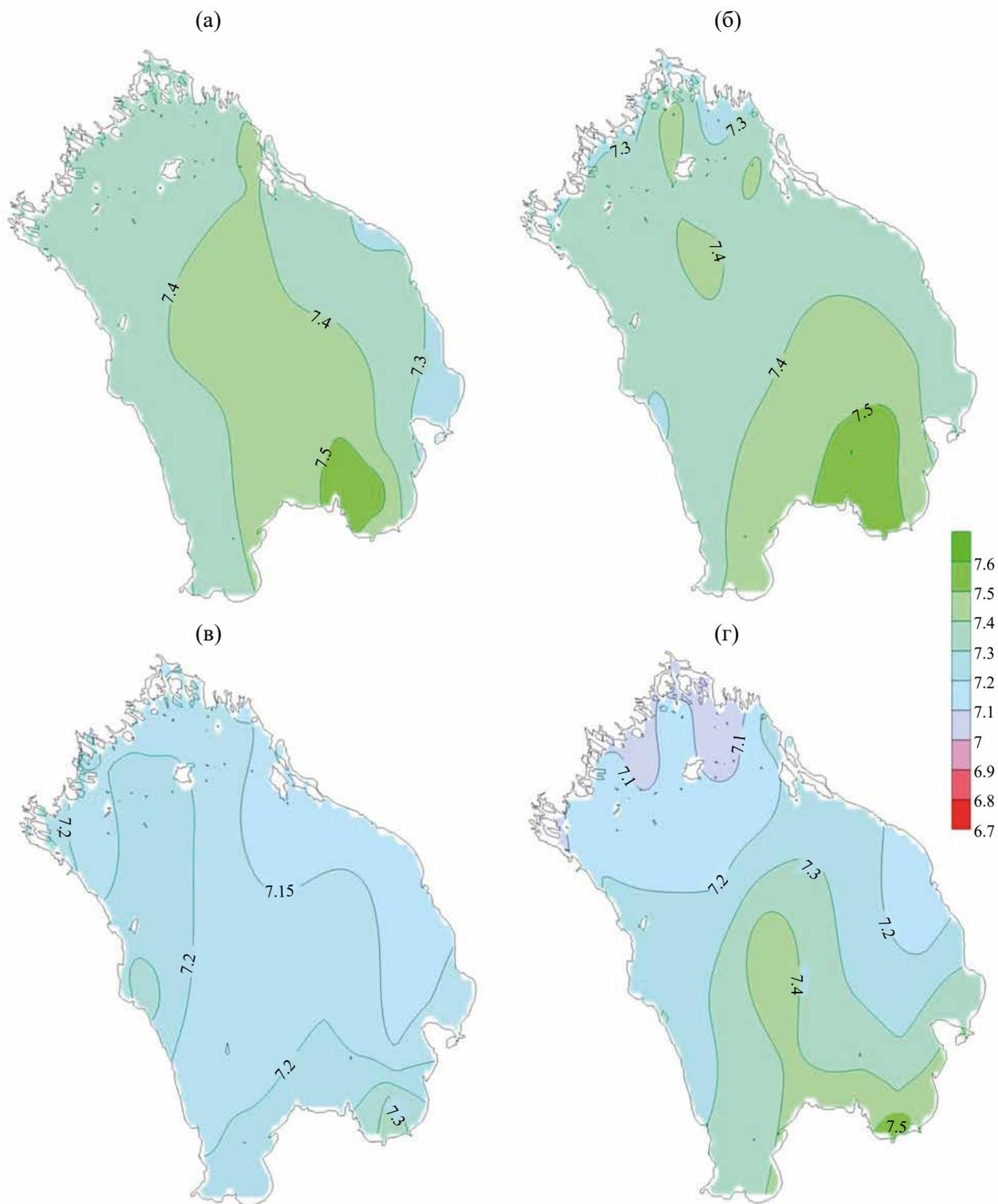


Рис. 5. Распределение средних значений водородного показателя в Ладожском озере в летний период 2013–2018 гг. в поверхностном (а) и придонном (в) слоях и 2019–2023 гг. в поверхностном (б) и придонном (г) слоях.

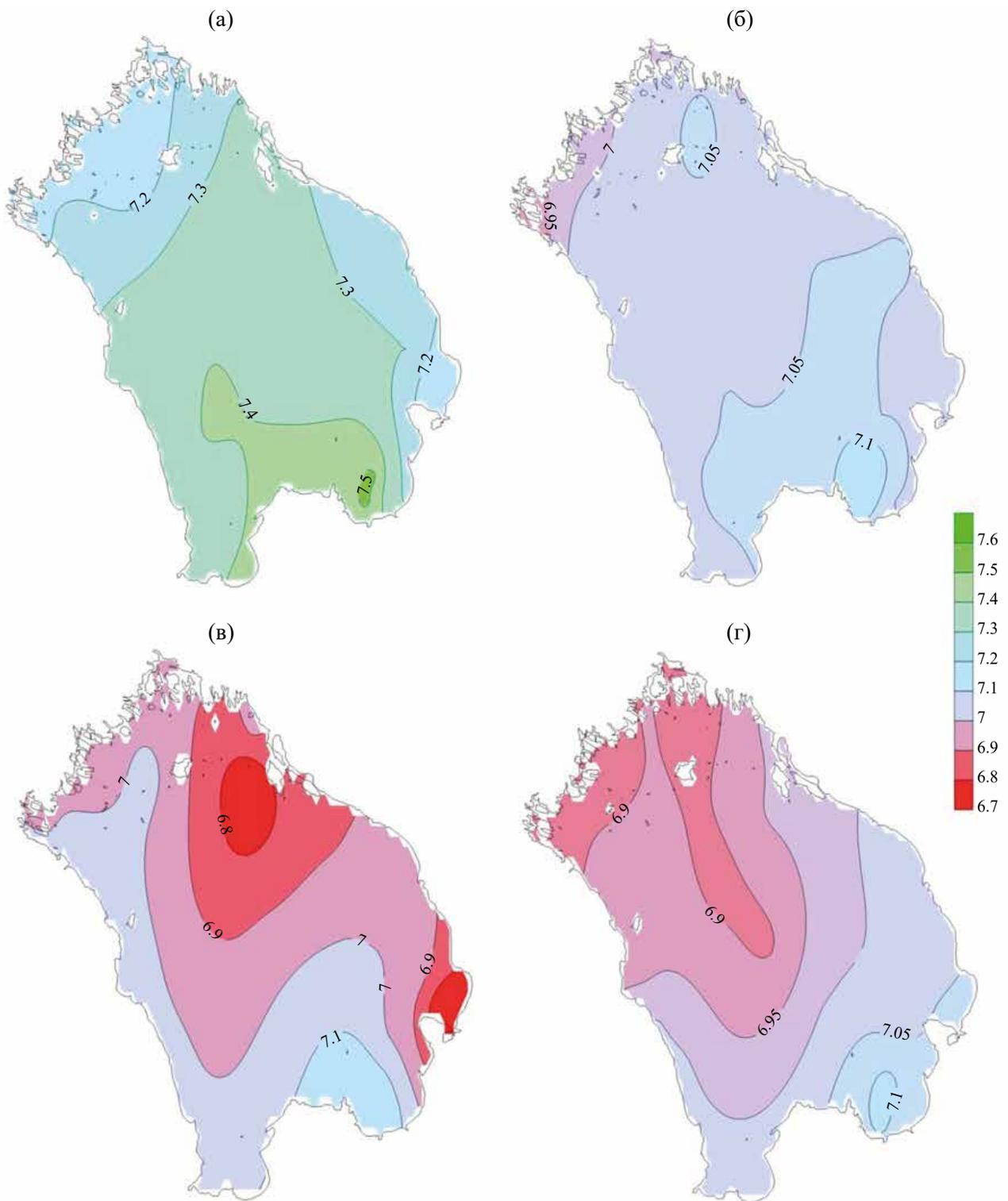


Рис. 6. Распределение средних значений водородного показателя в Ладожском озере в осенний период 2013–2018 гг. в поверхностном (а) и придонном (в) слоях и 2019–2023 гг. в поверхностном (б) и придонном (г) слоях.

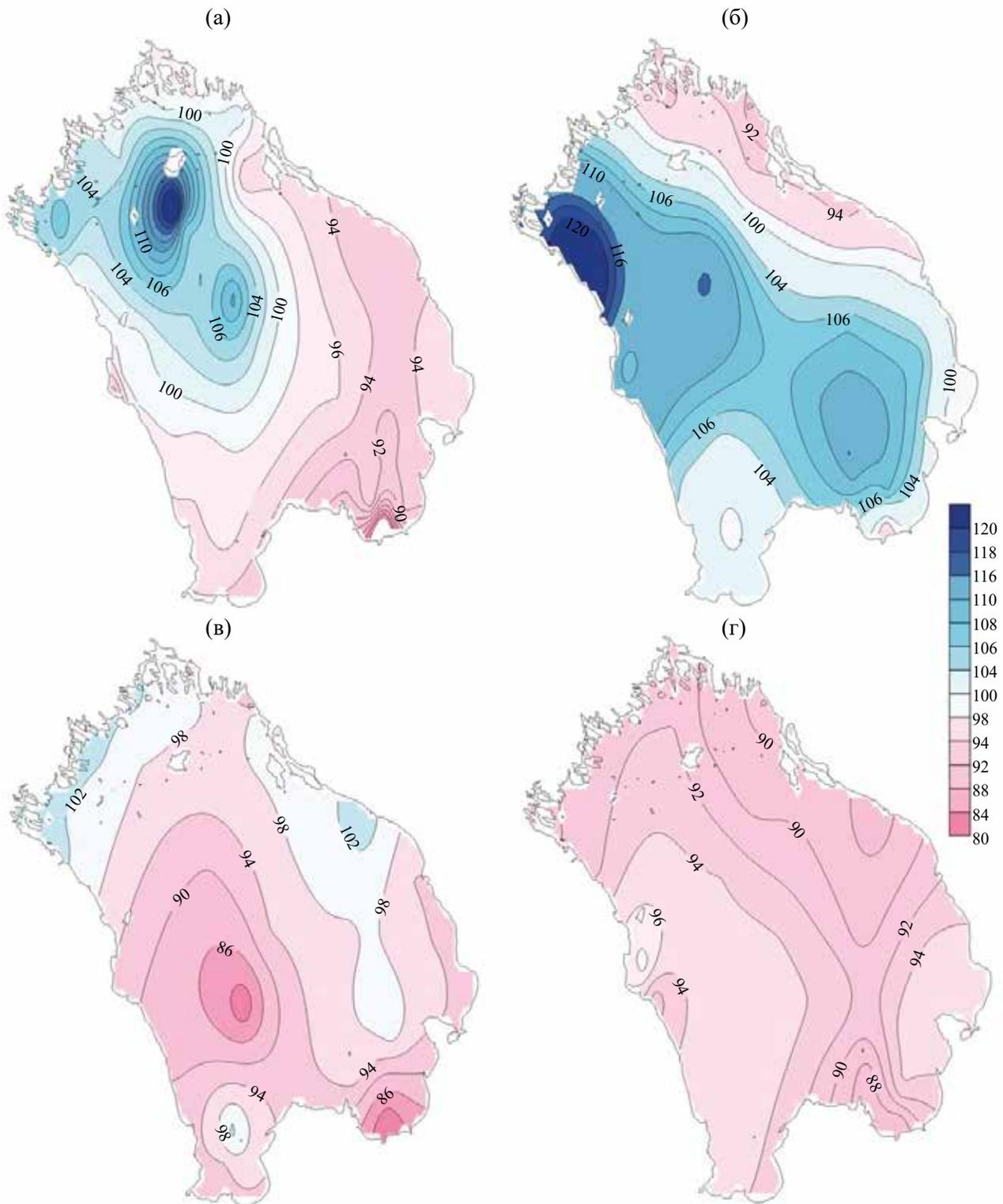


Рис. 7. Летнее распределение относительного содержания кислорода (% насыщения) в поверхностном слое воды Ладожского озера в 2017 (а), 2018 (б), 2022 (в) и 2023 (г) гг.

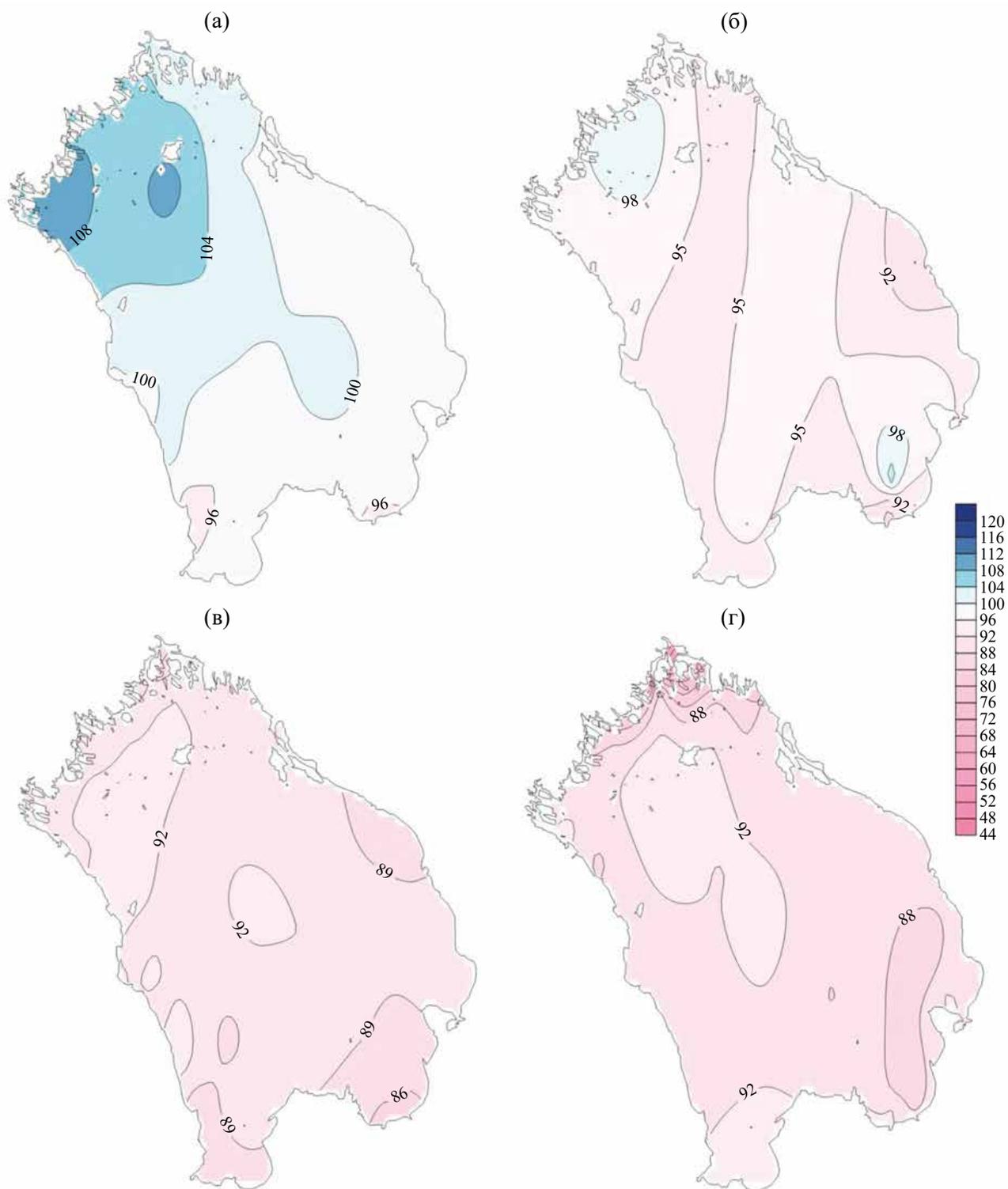


Рис. 8. Распределение средних значений относительного содержания кислорода (% насыщения) в Ладожском озере в летний период 2013–2018 гг. в поверхностном (а) и придонном (в) слоях и 2019–2023 гг. в поверхностном (б) и придонном (г) слоях.

СОВРЕМЕННЫЙ ГИДРОХИМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА...

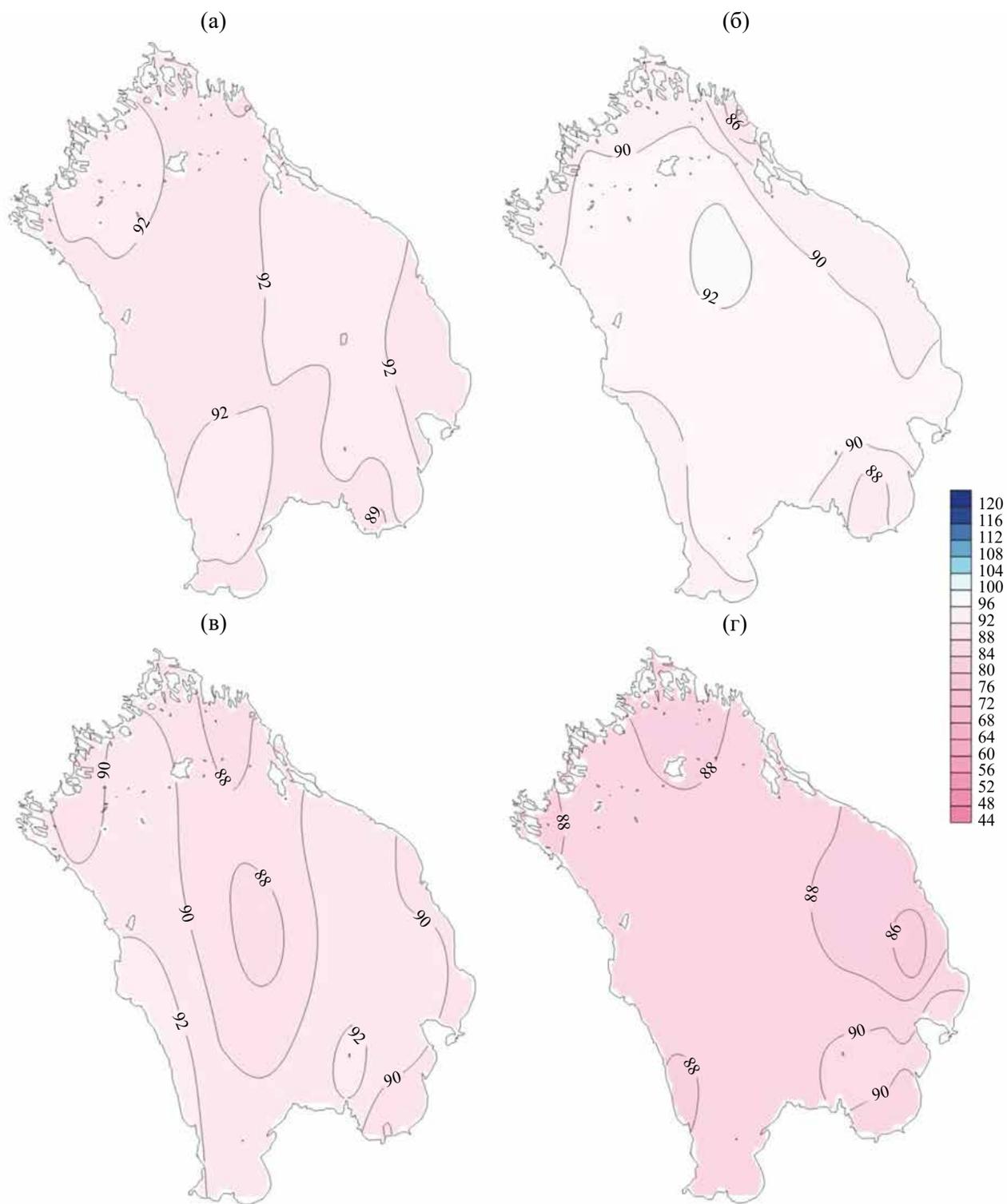


Рис. 9. Распределение средних значений относительного содержания кислорода (% насыщения) в Ладожском озере в осенний период 2013–2018 гг. в поверхностном (а) и придонном (в) слоях и 2019–2023 гг. в поверхностном (б) и придонном (г) слоях.

кислорода > 100% насыщения в поверхностном слое воды Ладожского озера возрастала, но после 2008 г. этот показатель в озере заметно снижался (рис. 10).

При этом средняя относительная концентрация кислорода в воде озера меняется незначительно. Вследствие того, что достаточно большой запас кислорода содержится в гипolimнионе основной массы озера, а также благодаря термической циркуляции, проходящей два раза в год в весенний и летний период, общий запас кислорода поддерживается в водной массе на уровне, близком к 100% насыщения. Только в период летней стратификации фиксируется увеличение частоты случаев локального дефицита кислорода в приповерхностном слое.

Организмы-деструкторы испытывают в наибольшей степени дефицит фосфора как его основные потребители. Фитопланктон в ограниченных пределах способен адаптироваться к изменению содержания фосфатов, изменяя состав своих клеточных мембран [35]. Но также активность и бактериопланктона, и водных гри-

бов способна при дефиците фосфора пополнять его запас, вовлекая в деструкцию часть консервативной высокомолекулярной фракции органического вещества [6–9, 13].

По данным [31], в Ладожском озере в период 2016–2019 гг. произошла стабилизация концентрации бактериопланктона на более высоком по сравнению с предыдущим десятилетием уровне. С 2016 г. отмечены изменения качественного состава водных грибов, смена доминирующего комплекса и увеличение их численности [4]. В составе фитопланктона на протяжении последних 30 лет наблюдается увеличение популяции криптофитовых водорослей [17]. Развитие этих организмов интенсифицируется благодаря их способности получать биогенные элементы благодаря миксотрофному типу питания и подвижности [32]. Таким образом, наблюдаемые после 2016 г. частое снижение концентрации минерального фосфора в гипolimнионе до аналитического нуля и увеличение дефицита кислорода в придонном горизонте сопровождаются изменениями количественного и качественного состава фито-, бактерио- и микопланктона.

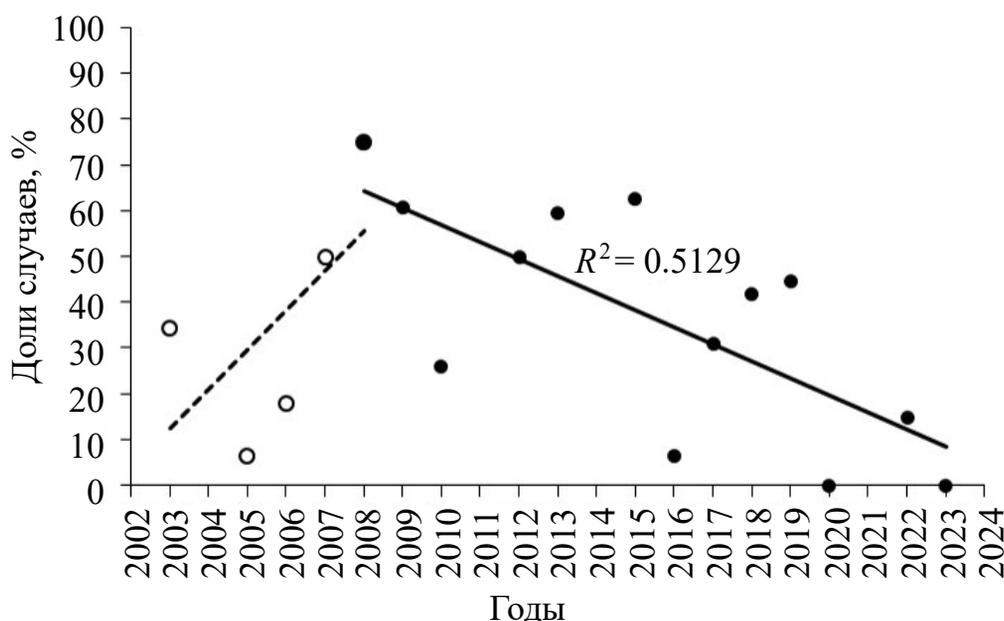


Рис. 10. Доли случаев (% общего числа измерений) с концентрацией кислорода >100% насыщения в поверхностном слое воды Ладожского озера в летний период.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ многолетних данных показал существенные изменения в режиме наиболее тесно связанных с продукционно-деструкционным балансом гидрохимических показателей Ладожского озера — общего и минерального фосфора, величины водородного показателя и относительного содержания кислорода в воде Ладожского озера, произошедшие в последние годы. Значительные изменения были зафиксированы как в эпилимнионе, так и в гиполимнионе глубоководной зоны, которая представляет собой основную водную массу озера, его самую консервативную область. Благодаря большому объему водной массы этой зоны, величины гидрохимических показателей здесь определяют гидрохимические характеристики и трофический статус всего озера.

В 2015–2023 гг. отмечается практически полное потребление неорганического фосфора в гиполимнионе глубоководных зон озера в летний период. Такие ситуации в предыдущий период исследований практически никогда не наблюдались. В результате этого происходит снижение средневзвешенных за период открытой воды концентраций фосфатов в озере до очень низких значений (< 2 мкг P/л). Несмотря на некоторое увеличение содержания общего фосфора в озере в 2020–2023 гг., увеличения средних за период открытой воды концентраций минерального фосфора в воде Ладожского озера не произошло.

В эти же годы несколько снизились величины водородного показателя и сузился их диапазон. Распределение значений водородного показателя по акватории в летний и осенний сезоны в 2016–2023 гг. отличается от характерных сезонных распределений в период 2003–2013 гг. в сторону более низких значений.

После 2016 г. содержание кислорода в поверхностном слое воды в летний сезон все чаще остается $< 100\%$ насыщения на значительной части акватории. В летние периоды 2020 и 2022 гг. оно впервые было $< 96\%$ насыщения по всему озеру.

Приведенные данные показывают, что в последние годы интенсивность потребления ми-

нерального фосфора растет и его заметный дефицит может ограничивать продуктивность фитопланктона в трофогенном слое. Снижение значений водородного показателя свидетельствует о смещении продукционно-деструкционного баланса в сторону увеличения деструкции. Рост температуры воды интенсифицирует все биологические процессы, но не приводит к значительному росту продуктивности Ладожского озера из-за нехватки легкодоступных форм фосфора, в то время как процессы биохимического окисления как автохтонного, так и аллохтонного органического вещества могут ускоряться.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антропогенное эвтрофирование Ладожского озера / Под ред. *Н.А. Петровой*. Л.: Наука, 1982. 304 с.
2. Гидрохимия и гидрооптика Ладожского озера. Л.: Наука, 1967. 216 с.
3. *Гусаков Б.Л., Тержевик А.Ю.* Лимническое районирование и особенности озерных процессов в лимнических зонах // Ладожское озеро — критерии состояния экосистемы / Под ред. *Н.А. Петровой, А.Ю. Тержевика*. СПб.: Наука, 1992. С. 21–26.
4. *Иофина И.В.* Современное состояние водной микофлоры Ладожского озера // Рос. журн. приклад. экологии. 2022. № 4. С. 77–83.
5. *Китаев С.П.* Основы лимнологии для гидробиологов и ихтиологов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. 395 с.
6. *Коркишко Н.Н., Кулиш Т.П., Крылова Ю.В., Петрова Т.Н.* Трансформация органического вещества воды Ладожского озера в условиях антропогенного эвтрофирования // Экол. химия. 1995. Т. 4. № 4. С. 288–295.
7. *Коркишко Н.Н., Кулиш Т.П., Петрова Т.Н., Черных О.А.* Водное гуминовое вещество в воде озера и процесс его трансформации // Ладожское озеро — прошлое, настоящее, будущее / Под ред. *В.А. Румянцев, В.Г. Драбковой*. СПб.: Наука, 2002. С. 111–116.
8. *Коркишко Н.Н., Кулиш Т.П., Петрова Т.Н., Черных О.А.* Органическое вещество воды Ладожского озера // Ладожское озеро / Под ред. *Н.Н. Филатова*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. С. 105–110.
9. *Коркишко Н.Н., Кулиш Т.П., Петрова Т.Н., Черных О.А.* Органическое вещество в воде Ладожского озера и процессы его трансформации // Экол. химия. 2000. Т. 9. № 4. С. 221–229.

10. Ладожское озеро – критерии состояния экосистемы / Под ред. *Н.А. Петровой, А.Ю. Терзевика*. СПб.: Наука, 1992. 328 с.
11. Ладожское озеро – прошлое, настоящее, будущее / Под ред. *В.А. Румянцева, В.Г. Дробковой*. СПб.: Наука, 2002. 327 с.
12. Ладога / Под ред. *В.А. Румянцева, С.А. Кондратьева*. СПб.: Нестор-История, 2013. 468 с.
13. *Меншуткин В.В., Петрова Н.А., Иофина И.В., Петрова Т.Н., Сусарева О.М.* Ладожское озеро: теория и реальность. СПб.: Нестор-История, 2015. 76 с.
14. Общая характеристика озера / Ладожское озеро и достопримечательности его побережья. Атлас // Под ред. *В.А. Румянцева*. СПб.: Нестор-История, 2015. С. 15–18.
15. *Петрова Т.Н., Игнатьева Н.В.* Биогенные элементы // Современное состояние и проблемы антропогенной трансформации экосистемы Ладожского озера в условиях изменяющегося климата / Под ред. *С.А. Кондратьева, Ш.Р. Позднякова, В.А. Румянцева*. М.: РАН, 2021. С.2 70–287.
16. *Петрова Н.А., Расплетина Г.Ф., Трегубова Т.М., Капустина Л.Л., Иофина И.В., Кулиш Т.П., Юдин Е.А.* Основные этапы изменения озерной экосистемы под влиянием антропогенного эвтрофирования // Ладожское озеро – критерии состояния экосистемы / Под ред. *Н.А. Петровой, А.Ю. Терзевика*. СПб.: Наука, 1992. С. 240–251.
17. *Протопопова Е.В.* Фитопланктон // Современное состояние и проблемы антропогенной трансформации экосистемы Ладожского озера в условиях изменяющегося климата / Под ред. *С.А. Кондратьева, Ш.Р. Позднякова, В.А. Румянцева*. М.: РАН, 2021. С. 300–310.
18. *Расплетина Г.Ф.* Кислородный режим, величина рН, содержание органического вещества // Антропогенное эвтрофирование Ладожского озера. Л.: Наука, 1982. С. 101–105.
19. *Расплетина Г.Ф., Сусарева О.М.* Биогенные элементы // Ладожское озеро – прошлое, настоящее, будущее / Под ред. *В.А. Румянцева, В.Г. Дробковой*. СПб.: Наука, 2002. С.77–86.
20. *Расплетина Г.Ф., Ульянова Д.С., Шерман Э.Э.* Гидрохимия Ладожского озера // Гидрохимия и гидрооптика Ладожского озера. Л., 1967. С. 60–122.
21. РД 52.24.419-95 Методические указания. Методика выполнения измерений массовой концентрации растворенного кислорода в водах титриметрическим методом.
22. Современное состояние и проблемы антропогенной трансформации экосистемы Ладожского озера в условиях изменяющегося климата / Под ред. *С.А. Кондратьева, Ш.Р. Позднякова, В.А. Румянцева*. М.: РАН, 2021. 637 с.
23. Современное состояние экосистемы Ладожского озера / Под ред. *Н.А. Петровой, Г.Ф. Расплетиной*. Л.: Наука, 1987. 213 с.
24. *Сусарева О.М., Петрова Т.Н.* Многолетний мониторинг динамики содержания фосфора в Ладожском озере // Органическое вещество и биогенные элементы во внутренних водоемах и морских водах. Материалы V Всесоюз. симпоз. с международ. участием. Петрозаводск, 2012. С. 62–66.
25. *Тихомиров А.И.* Термика крупных озер. Л.: Наука, 1982. 232 с.
26. *Трегубова Т.М., Кулиш Т.П.* Потребление кислорода в гипolimнионе как итог процесса антропогенного эвтрофирования // Современное состояние экосистемы Ладожского озера / Под ред. *Н.А. Петровой, Г.Ф. Расплетиной*. Л.: Наука, 1987. С. 172–179.
27. *Chorus I., Spijkerman E.* What Colin Reynolds could tell us about nutrient limitation, N:P ratios and eutrophication control // *Hydrobiologia*. 2021. V. 848. P. 95–111. <https://doi.org/10.1007/s10750-020-04377-w>
28. *Correll D.L.* The Role of Phosphorus in the Eutrophication of Receiving Waters: A Review // *J. Environ. Quality*. 1998. V. 27. № 2. P. 261–266. <https://doi.org/10.2134/jeq1998.00472425002700020004x>
29. *Guildford S.J., Hecky R.E.* Total nitrogen, total phosphorus, and nutrient limitation in lakes and oceans: Is there a common relationship? // *Limnol. Oceanogr.* 2000. V. 45. № 6. P. 1213–1223. <https://doi.org/10.4319/lo.2000.45.6.1213>
30. *Hutchinson G.E., Löffler H.* The thermal classification of lakes // *Proc. Nat. Acad. Sci.* 1956. V. 42. P. 84–86. <https://doi.org/10.1073/pnas.42.2.84>
31. *Kapustina L.L., Mitrukova G.G.* Current state of bacterial community of Lake Ladoga // *Limnol. Rev.* 2021. V. 21. № 3. P. 155–164. <https://doi.org/10.2478/limre-2021-0014>
32. *Klaveness D.* Ecology of the Cryptomonadida: a first review // Growth and reproductive strategies of freshwater phytoplankton / Ed. *C.D. Sandgren*. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1988. P. 105–133.
33. *Redfield A.C.* On the proportions of organic derivatives in sea water and their relation to the composition of plankton // James Johnstone Memorial Volume. Liverpool: Univ. Press, 1934. P. 176–192.

34. *Smith V.H.* The nitrogen and phosphorus dependence of algal biomass in lakes: An empirical and theoretical analysis // *Limnol. Oceanogr.* 1982. V. 27. № 6. P. 1101–1112. <https://doi.org/10.4319/LO.1982.27.6.1101>
35. *Van Mooy B.A., Fredricks H.F., Pedler B.S., Dyhrman S.T., Karl D.M., Koblizek M., Lomas M.W., Mincer T.J., Moore L.R., Moutin T., Rappe M., Webb E.A.* Phytoplankton in the ocean use non-phosphorus lipids in response to phosphorus scarcity // *Nature.* 2009. V. 458. P. 69–72. <https://doi.org/10.1038/nature07659>

The current hydrochemical regime of Lake Ladoga as an indicator of changes of its ecosystem

M. A. Guseva^{a,*}, T. N. Petrova^b, V. Yu. Krylova^b

^a *St. Petersburg Branch of “VNIRO” (“GosNOIRH” named after L.S. Berg), Saint Petersburg, 199053 Russia*

^b *Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, 196105 Russia*

**e-mail: velapandere@gmail.com*

The changes in the regime of the most related to the balance of production and destruction of Lake Ladoga hydrochemical indicators were analyzed: the content of total and mineral phosphorus, pH and the oxygen concentration in water. The results obtained during the open water period over the last 20 years are compared with the modern period. A decrease in the average inorganic phosphorus concentration in the lake during the open water period is noted, as a result of its almost complete consumption in the hypolimnion of the deep-water zones of the lake in summer. These changes limit the phytoplankton primary production and are accompanied by a decrease in the average pH in the open water period, which in turn is expressed in a shift in the production-destruction balance towards an increasing predominance of the process of organic matter destruction.

Keywords: oxygen regime, biogenic elements, phosphorus, pH.

УДК 556.531+556.535.3

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОХИМИЧЕСКОГО РЕЖИМА РЕК КРЫМА¹

© 2025 г. М. Г. Гречушникова^{a, b, *}

^aМГУ им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, 119991 Россия

^bИнститут водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

*e-mail: allavis@mail.ru

Поступила в редакцию 19.04.2024 г.

После доработки 10.10.2024 г.

Принята к публикации 28.10.2024 г.

Приведены результаты исследования связи гидрохимического состава с расходом воды по данным измерений на постах рек Крыма из гидрологических ежегодников. Для расчета тесноты связи использован ранговый коэффициент корреляции Спирмена. По характеру соотношения изменения расхода и состава воды выделены три группы рек с особенностями формирования стока: реки с отсутствием связи расхода воды с суммой ионов, жесткостью и содержанием органических веществ, реки с наличием связи с суммой ионов, жесткостью и содержанием органических веществ, реки с наличием связи только с суммой ионов. Пространственные различия состава воды исследованы методом кластерного анализа по материалам съемки в межливневый период в июле 2022 г. на реках юго-западной части Крыма. В работе не рассматривались элементы, концентрация которых может зависеть от антропогенных факторов (содержание нитратов, фосфатов). Выявлены межбассейновые и внутрибассейновые различия состава воды в связи с различием геологического строения территории.

Ключевые слова: водные ресурсы, состав речной воды, органическое вещество, кластерный анализ, формирование стока.

DOI: 10.31857/S0321059625020083 **EDN:** UBVHNZ

Вода в Крыму – один из ценнейших ресурсов, поэтому исследования формирования речного стока и его качественного состава – приоритетные. Одна из первых обобщающих работ со сведениями о химическом составе вод Крыма и его сезонных изменениях вышла в 1966 г. [11]. В данном издании приведено районирование водотоков в соответствии с их солевым составом. В настоящее время исследования гидрохимического состава воды проводятся Центром мониторинга загрязнения окружающей среды (регулярные наблюдения за загрязнением поверхностных вод суши на 22 пунктах на 14 реках и 6 водохранилищах) [12], а также ведомственными лабораториями.

Современные научные исследования посвящены исследованию проблем водоснабжения,

аккумуляции водных ресурсов и их качества (например, [9, 13]). Поскольку поверхностные воды имеют большое значение для водообеспечения населения и хозяйства региона, многие работы посвящены изучению химического состава для определения пригодности воды для тех или иных целей. Авторы отмечают, что подобные исследования необходимо проводить чаще для повышения эффективности использования дефицитных ресурсов [6–8].

На примере водосбора р. Черной выявлено загрязнение поверхностных вод и подземных водоносных горизонтов из-за отсутствия системы канализования населенных пунктов в водоохранной зоне [9]. Изучение химического состава водотоков имеет практическое значение не только в аспекте качества воды. Химический состав вод рек определяется особенностями водосборной территории – климатом, почвенно-геологическими условиями, режимом питания реки, степенью и характером хозяйственного освоения водосбора.

Изменение ионного состава речных вод в течение года вызвано изменением питания рек.

¹ Полевые и лабораторные работы проведены в рамках проекта 0126-2021-0001 “Разработка методической базы и цифровых технологий поддержки принятия решений по обеспечению водной безопасности Крыма”, классификация проведена в рамках темы “Анализ, моделирование и прогнозирование изменений гидрологических систем, водных ресурсов и качества вод суши” (121051400038-1).

Большую долю в водном балансе рек и искусственных водоемов Крыма составляют воды поверхностно-склонового и почвенно-грунтового стока [11]. В питании горных рек Крыма поверхностный сток обеспечивает 70–75%. Поверхностно-склоновый сток образуется в зимние оттепели и весенние паводки. Эти воды маломинерализованы, в их ионно-солевом составе преобладают ионы HCO_3^- и Ca^{2+} . По классификации О.А. Алекина, они относятся к гидрокарбонатному классу, группе кальция, второму типу. В периоды паводков и летних дождей образуются воды почвенно-грунтового стока, которые более минерализованы вследствие того, что в течение более длительного времени они находятся в контакте с породами и почвой. В меженный период реки переходят на подземное питание. В меженный период реки питаются грунтовыми водами, минерализация и ионный состав которых отличаются из-за геологических условий.

Почвенно-грунтовые воды схожи по составу с грунтовыми водами. В первую половину лета, когда идет питание в основном по этому типу, происходит повышение минерализации воды в реках. В горных районах в питании рек и водоемов принимают участие воды закарстованной толщи юрских известняков, образующие мощные родники, которые дают начало наиболее крупным рекам Крыма (Бельбек, Стиля, Кача, Альма). Воды верхнеюрских отложений – основной водоносный горизонт Горного Крыма. Эти воды дают начало многим крымским рекам. Закарстованные известняки – основные породы этих отложений, воды этих отложений по химическому составу повсеместно пресные с преобладающей минерализацией 300–500 мг/л, по типу – гидрокарбонатные кальциевые. В триасовых и среднеюрских глинистых сланцах преобладают сульфатные воды и реже встречаются гидрокарбонатные группы с преобладанием кальция и натрия.

Как рассмотрено выше, сток воды формируется различными генетическими типами вод [15]: поверхностно-склоновыми (в фазу стекания атмосферных осадков по поверхности водосбора), почвенно-поверхностными, почвенно-грунтовыми (стекание инфильтрационных вод из почво-

грунтов) и грунтовыми (стекание инфильтрационных вод из водоносных горизонтов).

Изменения общей минерализации и состава воды присущи рекам в связи с изменением преобладающего генетического типа питания в каждую из фаз водного режима. Наиболее часто имеет место обратная нелинейная зависимость минерализации от расхода воды [1] из-за преобладания в многоводные фазы режима питания атмосферными осадками. В многоводные фазы повышаются мутность и цветность воды из-за контакта атмосферных или талых вод с растительным и почвенным покровом, а также эрозией, производимой склоновым стоком. Согласно классификации Б.Д. Зайкова, реки Крыма относятся к типу рек с паводочным режимом, крымскому подтипу: паводки наблюдаются преимущественно в зимне-весенний период. Зимой паводки проходят в результате снеготаяния, а летом – в результате интенсивных ливней [10]. Реки Крыма формируют свой сток в разнообразных геологических и ландшафтных условиях, описанные выше особенности изменения химического состава присущи не всем им. Цель работы – выделить группы рек южной и юго-западной частей Крыма, различающихся условиями формирования стока из-за особенностей изменения химического состава в зависимости от расхода воды.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Исходные данные для исследования – результаты определения гидрохимических показателей воды на гидропостах за 1948–1975 гг. Для анализа использованы данные по створам без антропогенного влияния на химический состав воды в зоне квазиестественного формирования стока. Из анализируемого массива были исключены данные по створам, расположенным ниже водохранилищ, либо был использован ряд наблюдений до строительства гидроузла выше по течению (например р. Кача, п. Баштановка). Для анализа использованы характеристики состава воды, опубликованные в ежегодниках: температура воды, прозрачность, сумма ионов, жесткость, биогенные элементы (нитраты, нитриты, фосфаты и кремний), а также группа показателей, определяющих содержание органических ве-

шеств (ОВ) – цветность (ЦВ), перманганатная и бихроматная окисляемость (ПО и БО). Обработка массивов проводилась в программе Statistica (версия 12, производитель “Statsoft”), из-за нелинейности связи рассчитывался ранговый коэффициент корреляции Спирмена, статистически достоверной принималась связь для $p < 0.05$.

Для визуализации и понимания пространственных особенностей формирования химического состава речной воды применен метод кластерного анализа. В результате получены дендрограммы, позволяющие изобразить взаимные связи между объектами из заданного множества их характеристик, которыми являются макрокомпоненты ионного состава. В качестве исходных данных использованы материалы новейшей гидрохимической съемки, выполненной во второй половине июля 2022 г. в экспедиции коллектива кафедры гидрологии суши географического факультета МГУ. Материалы съемки содержат информацию о составе воды на 54 створах рек горного Крыма, при этом из них 9 совпадают с пунктами современных гидрохимических наблюдений Крымского УГМС и 20 совпадают с постами, по которым есть данные гидрохимических наблюдений в Гидрологических ежегодниках. Содержание гидрокарбонатов оперативно определялось в полевой лаборатории по стандартной методике ацидиметрическим методом [3]. Остальные макрокомпоненты ионного состава определены на системе капиллярного электрофореза “Капель 103P” (фирма “Люмэкс”, Санкт-Петербург). Значения оптической плотности пересчитывались в градусы по установленным ранее зависимостям. Для записи и обработки электрофореграмм использована программа “Мультихром” [5]. Из анализа были исключены нитраты, поскольку выявлены области с их антропогенным происхождением. Дендрограмма строится по матрице сходства, которая определяет уровень сходства между парами кластеров. Для построения матрицы сходства (различия) необходимо задать меру расстояния между двумя кластерами. В данной работе в качестве метода определения расстояния использован метод одиночной связи (“метод ближайшего соседа”). Расстояние между двумя кластерами полагается равным минимальному расстоянию между двумя элементами из разных кластеров.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

По данным анализа опубликованных в ежегодниках материалов выделены три группы рек (табл. 1):

- 1) реки с отсутствием связи расхода воды с суммой ионов, жесткостью и содержанием ОВ;
- 2) реки с наличием связи расхода воды с суммой ионов, жесткостью и содержанием ОВ;
- 3) реки с наличием связи расхода воды только с суммой ионов и жесткостью.

Следует подчеркнуть, что описанные ниже особенности характерны для рек именно в створах, указанных в табл. 1, поскольку химический состав крупных водотоков может изменяться по длине реки из-за дренирования различных горных пород, увеличения испарения воды и антропогенного воздействия. Полученные закономерности характерны преимущественно для областей формирования стока. Увеличение цветности воды может быть вызвано естественными факторами и также неблагоприятным санитарным состоянием водотоков по антропогенным причинам. Но область питания рек, расположенная в горной части (в случае верховьев Альмы и Качи – в недоступной заповедной зоне), исключает этот фактор, поэтому рассмотренные изменения цветности воды в верховьях рек обусловлены естественными причинами.

Группа 1

В группу 1 входят водотоки, не имеющие значимой связи расхода воды и суммы ионов, относятся главным образом к областям постоянной разгрузки подземных вод. В первую очередь это реки Черная, Кизил-Коба, Биюк-Карасу. К этой же группе относятся реки бассейна Салгира: Бурульча, Кучук-Карасу, Малый Салгир, а также Узунджа и Марта. Эти реки отличаются малой цветностью даже в периоды повышенной водности, а ее среднегодовое значение находится в пределах 6–18 град Pt-Co. Водосборы этих водотоков, за исключением Марты и Коккозки, находятся на сопряжении пород верхней юры и среднего мела (рис. 1). Практически отсутствует связь расхода воды с содержанием нитритов, фосфатов и кремния (с единичными исключениями).

Таблица 1. Коэффициенты корреляции Спирмена для оценки тесноты связи расхода воды и гидрохимических характеристик (полулужирным выделены статистически значимые значения при $p < 0.05$ с учетом длины ряда; T_p – температура воды, $\Sigma И$ – сумма ионов, $ПО$ – перманганатная окисляемость, $БО$ – бихроматная окисляемость, $Ж_{общ}$ – общая жесткость, n – число наблюдений; отсутствие значения обусловлено отсутствием данных в ежегодниках)

| Створ | n | T_p , °С | Прозрач- ность, см | Нитраты, мг/л | Нитриты, мг/л | $\Sigma И$, мг/л | Фосфаты, мг/л | Кремний, мг/л | Цветность по Pt-Co шкале | ПО, мгО/л | БО, мгО/л | $Ж_{общ}$, мг-экв/л |
|---|-----|--------------|-----------------------|------------------|------------------|-------------------|------------------|------------------|-----------------------------|--------------|--------------|-------------------------|
| Группа 1. Отсутствие связи суммы ионов с расходом воды, отсутствие связи с содержанием $ОВ$ | | | | | | | | | | | | |
| Коккозка Голубинка | 61 | -0.11 | -0.52 | -0.28 | -0.41 | -0.19 | 0.26 | -0.01 | 0.25 | 0.30 | 0.07 | -0.24 |
| Марга Верхоречье | 12 | 0.07 | -0.47 | -0.32 | -0.33 | -0.40 | 0.35 | 0.38 | 0.50 | 0.52 | 0.21 | -0.26 |
| Черная Родниковое | 99 | -0.50 | -0.34 | -0.01 | -0.14 | -0.27 | -0.18 | -0.16 | 0.06 | 0.12 | -0.11 | -0.34 |
| Узунджа Колхозное | 28 | -0.15 | -0.16 | -0.26 | 0.08 | -0.26 | 0.09 | -0.31 | 0.45 | 0.18 | 0.27 | -0.38 |
| Буланак Трехрудное | 13 | 0.49 | -0.58 | 0.11 | 0.21 | -0.38 | 0.00 | 0.00 | 0.48 | 0.75 | 0.86 | -0.18 |
| Таракташ Сулак | 10 | 0.67 | -0.60 | -0.80 | -0.80 | -0.40 | -0.01 | 0.00 | 0.06 | -0.07 | -1.00 | -0.05 |
| руч. Кизилташский Щебетовка | 6 | 0.06 | -0.40 | 0.35 | 0.35 | -0.03 | 0.34 | -0.65 | 0.29 | 0.43 | 0.22 | -0.90 |
| Кизил-Коба Краснопещерное | 15 | -0.08 | -0.40 | -0.47 | -0.68 | -0.36 | 0.36 | 0.49 | 0.57 | 0.53 | 0.22 | -0.41 |
| Малый Салпир Симферополь | 17 | 0.00 | -0.47 | -0.60 | -0.47 | -0.51 | -0.08 | 0.40 | -0.59 | 0.14 | -0.43 | 0.06 |
| Бурульча Межгорье | 11 | 0.01 | 0.32 | -0.37 | -0.47 | -0.27 | 0.14 | -0.27 | 0.21 | -0.14 | 0.40 | -0.59 |
| Блюк-Карасу Белогорск | 52 | -0.24 | -0.22 | 0.43 | 0.09 | -0.27 | -0.50 | -0.68 | -0.02 | 0.60 | 0.40 | -0.28 |
| Блюк-Карасу Карасевка | 7 | -0.29 | -0.36 | 0.87 | -0.16 | -0.50 | -0.20 | -0.37 | -0.05 | -0.07 | 0.20 | -0.20 |
| Кучук-Карасу Богатое | 12 | -0.09 | -0.14 | -0.60 | -0.03 | -0.18 | -0.04 | 0.18 | -0.05 | -0.07 | 0.20 | -0.15 |

Группа 2. Наличие связи расхода с суммой ионов с содержанием $ОВ$

| | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------|-----|--------------|--------------|-------|--------------|--------------|-------------|-------|--------------|--------------|-------------|--------------|
| Бельбек Куйбышево | 53 | -0.33 | -0.76 | -0.19 | 0.02 | -0.81 | 0.46 | 0.01 | 0.51 | 0.45 | 0.29 | -0.74 |
| Манатотра Счастливое | 43 | 0.15 | -0.39 | -0.20 | -0.20 | -0.83 | 0.02 | -0.02 | 0.65 | 0.48 | 0.65 | -0.88 |
| Альма выше Партизанского | 77 | -0.21 | -0.36 | -0.64 | 0.46 | -0.82 | -0.12 | 0.02 | 0.58 | 0.54 | 0.69 | -0.70 |
| Альма Почтовое | 44 | 0.01 | -0.88 | -0.37 | 0.30 | -0.92 | 0.25 | 0.23 | 0.93 | 0.78 | 0.02 | -0.86 |
| Кача Баштановка | 85 | -0.29 | -0.58 | 0.43 | -0.06 | -0.85 | 0.14 | -0.07 | 0.59 | 0.64 | 0.53 | -0.83 |
| Учан-Су Ялта, Чехово | 29 | -0.29 | -0.58 | 0.87 | 0.03 | -0.61 | 0.30 | -0.11 | 0.70 | 0.62 | 0.00 | -0.64 |
| Дерекойка Ялта | 100 | -0.28 | -0.33 | 0.87 | 0.17 | -0.72 | -0.15 | -0.61 | -0.44 | -0.40 | -0.29 | -0.46 |
| Салпир Пионерское | 56 | -0.22 | -0.73 | -0.60 | -0.55 | -0.78 | 0.14 | -0.37 | 0.47 | 0.42 | 0.23 | -0.80 |
| Бодрак Трудолобовка | 14 | 0.02 | -0.65 | -0.60 | 0.09 | -0.82 | -0.04 | -0.30 | 0.48 | 0.67 | 0.57 | -0.78 |

Группа 3. Наличие связи расхода и суммы ионов, отсутствие связи с содержанием $ОВ$

| | | | | | | | | | | | | |
|-----------------------------------|----|--------------|--------------|-------|-------|--------------|-------|--------------|-------|-------|-------------|--------------|
| Бельбек Счастливое | 50 | 0.04 | -0.31 | 0.44 | 0.07 | -0.68 | -0.11 | -0.12 | 0.10 | 0.09 | 0.08 | -0.63 |
| Блюк-Узенбаш Счастливое | 36 | -0.02 | -0.32 | -0.26 | 0.26 | -0.81 | 0.10 | -0.32 | -0.11 | -0.01 | 0.11 | -0.67 |
| Кучук-Узенбаш Многогоречье | 42 | -0.10 | -0.07 | 0.15 | 0.15 | -0.65 | -0.17 | -0.48 | 0.20 | -0.17 | -0.11 | -0.66 |
| приток Кучук-Узенбаш Многогоречье | 38 | 0.04 | 0.01 | -0.57 | 0.20 | -0.82 | -0.10 | -0.25 | -0.03 | 0.21 | -0.16 | -0.79 |
| Улу-Узень Алушта | 32 | -0.59 | -0.60 | 0.10 | 0.18 | -0.86 | 0.60 | -0.19 | 0.19 | -0.04 | 0.50 | -0.83 |
| Авунда Гурзуф | 9 | -0.83 | -0.68 | 0.10 | -0.20 | -0.87 | -0.40 | -0.39 | 0.00 | 0.49 | -0.40 | -0.80 |
| Демерджи Алушта | 42 | -0.18 | -0.85 | -0.34 | -0.24 | -0.79 | 0.16 | -0.21 | 0.39 | 0.20 | 0.58 | -0.80 |
| Улу-Узень Солнечногорское | 27 | -0.34 | 0.15 | 0.67 | 0.02 | -0.74 | -0.16 | -0.60 | -0.34 | 0.03 | -0.50 | -0.70 |
| Бештерек Мазанка | 13 | -0.50 | -0.48 | 0.03 | 0.03 | -0.85 | -0.16 | -0.47 | 0.05 | -0.36 | -0.50 | -0.69 |

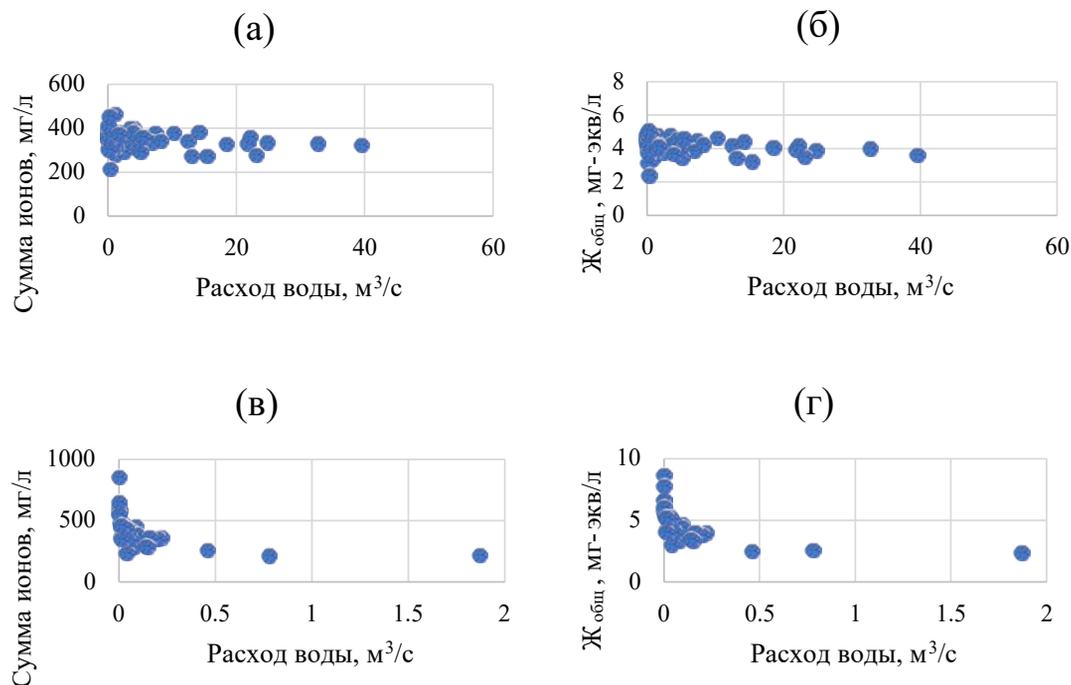


Рис. 1. Зависимость суммы ионов (а) и (в) и $J_{\text{общ}}$ (б) и (г) для рек Черной (верхний ряд) и Манাগотры (нижний ряд).

Реки Таракташ, Западный Булганак и руч. Кизилташский отличаются составом от рек, описанных выше. Они имеют более высокие значения цветности (в среднем 16.5–23.6 град Pt-Co) и минерализации, но статистически значимой зависимости суммы ионов от расхода воды также не имеют. У рек Западный Булганак и Малый Салгир прослеживается статистически значимая положительная зависимость показателей содержания ОВ (ПО, БО) от расхода воды, что связано скорее всего с антропогенным влиянием на водосборах выше постов.

У всех рек данной группы, за исключением Черной, отсутствует связь расхода с температурой воды и прозрачностью. В р. Коккозке эта связь с прозрачностью прослеживается, поскольку пост расположен практически в устье реки; т. е. в нижнем течении, где река пересекает равнинный участок, водные массы успевают прогреться в летний период, а при высоких отметках воды имеет место эрозия.

По данным [9], за период наблюдений 1990–2010 гг. анализ особенностей внутригодового изменения расхода воды, минерализации

и жесткости р. Черной указывает на сложный механизм формирования ее химического состава: максимальные жесткость и сумма ионов кальция отмечены при росте расходов в паводочный период. Период наблюдений авторами [9] относился к маловодной фазе водности реки. При низкой норме водности – в период отсутствия атмосферных осадков – в почвах и горных породах водосбора возможно накопление подвижных форм химических элементов ионного состава, выщелачивание которых из подстилающих пород протекает более интенсивно при паводке, что объясняет отсутствие обратной связи минерализации и расхода воды.

Группа 2

У рек группы 2 имеет место связь расхода воды как с минерализацией, так и с показателями содержания ОВ. Это посты, расположенные в среднем течении Бельбека, Альмы, Качи, Салгира, а также реки ЮБК – Учан-Су и Дерекойка. У всех створов этой группы имеют место статистически значимая связь расхода воды с прозрачностью и более высокие среднегодовые значения цветности, чем в группе 1 (11–33 град Pt-Co).

Примечательно, что все реки группы 2 имеют статистически значимую отрицательную связь прозрачности и расхода воды, что не наблюдается в группах 1 и 3.

Группа 3

Посты рек группы 3 имеют статистически значимую обратную связь расхода воды и суммы ионов и отсутствие связи с цветностью, ПО и БО. Это посты на реках, истоки которых находятся на Ялтинской яйле, Бабуган-яйле, Долгоруковской яйле и Демерджи. Для этих рек также характерны малая цветность (в среднем 7–19 град Pt-Co) и низкое содержание фосфора (до 0.25 мг/л), за исключением р. Демерджи (антропогенное загрязнение освоенного водосбора). У большинства рек этой группы отсутствует связь расхода и прозрачности воды, а также температуры воды (исключения – реки ЮБК, посты которых находятся близко к устью).

Особо следует отметить в данной группе реку Дерекойку (пост Ялта), у которой связь расхода воды с показателями ОВ имеет обратный характер, т. е. поступающая в многоводные периоды вода оказывает разбавляющее воздействие.

Обращает на себя внимание тот факт, что истоки Бельбека – реки Биюк-Узенбаш и Кучук-Узенбаш – отнесены к группе 3, а р. Манаготра со смежным водосбором – к группе 2. Река Манаготра, в отличие от рек Биюк-Узенбаш и Кучук-Узенбаш, имеет выраженную связь расхода с цветностью воды, причем диапазон ее изменения в несколько раз больше (4–96 против 2–23 град Pt-Co). Это может быть связано с меньшей средней высотой водосбора (660 м у Манаготры против 980 м у Биюк-Узенбаш и Кучук-Узенбаш), с меньшим средним уклоном водосбора (300 против 490 и 421 ‰), а также с большей густотой речной сети (0.32, а не 0.1 и 0.18 км/км²). Бассейн Манаготры находится в пределах среднеюрских отложений (песчаники, алевролиты и аргиллиты), а верховья бассейнов Биюк-Узенбаш и Кучук-Узенбаш – в пределах верхнеюрских отложений (рифогенные и слоистые известняки) (рис. 1). В бассейнах последних двух рек довольно много родников, в то время как в бассейне Манаготры их практически нет;

т. е. принципиальные морфометрические и морфологические различия водосборов рек в значительной мере определяют их гидрохимические характеристики, несмотря на их близкое расположение.

Река Черная, несмотря на статистически значимую связь расхода и суммы ионов, а также общей жесткости, тем не менее отнесена к группе 1, поскольку, в отличие от рек группы 2 (например, Манаготры) (рис. 1), здесь эта связь практически не выражена, а ряд наблюдений на ней один из самых длинных ($n = 99$).

К группе 3 относятся реки преимущественно с небольшой площадью водосбора: реки ЮБК, а также истоки Бельбека, имеющие наибольшие уклоны водосбора. К группе 2 относятся створы на реках с небольшой площадью водосбора: Манаготра, Дерекойка и Учан-су, а также створы в среднем течении крупных рек. Водосборы рек в группе 2 имеют меньшую среднюю высоту, чем в группе 1 и 3, а также наименьшие значения модуля стока и наибольшие значения его коэффициента вариации, что может указывать на наименьшую долю устойчивой подземной составляющей. Диапазон значений характеристик водосборов группы 1 весьма широк, однако отсутствие выраженных изменений химического состава воды при измерении расхода говорит о том, что состав их воды довольно устойчив и определяется подземным питанием в большей степени, чем в группах 2 и 3 (табл. 2). Например, диапазон изменения суммы ионов в створах Кизил-Коба (Краснопещерное), Бурульча (Межгорье), Черная (Родниковое) – 239–339, 355–450 и 216–467 мг/л соответственно; а на створах Салгир (Пионерское), Бельбек (Куйбышево), Кача (Баштановка), Учан-Су (Чехово) – 292–633, 229–512, 228–578, 251–667 мг/л соответственно. Отсутствие связи расхода воды с содержанием ОВ говорит о том, что при выпадении осадков может быть невелика доля склонового и почвенного стока (несмотря на расчлененный рельеф); т. е. из-за фильтрации атмосферных осадков в подземные водоносные горизонты увеличивается их разгрузка.

Приведенная классификация, отражающая разный характер связи поверхностных и под-

Таблица 2. Характеристики водосборов рек групп 1–3 из табл. 1

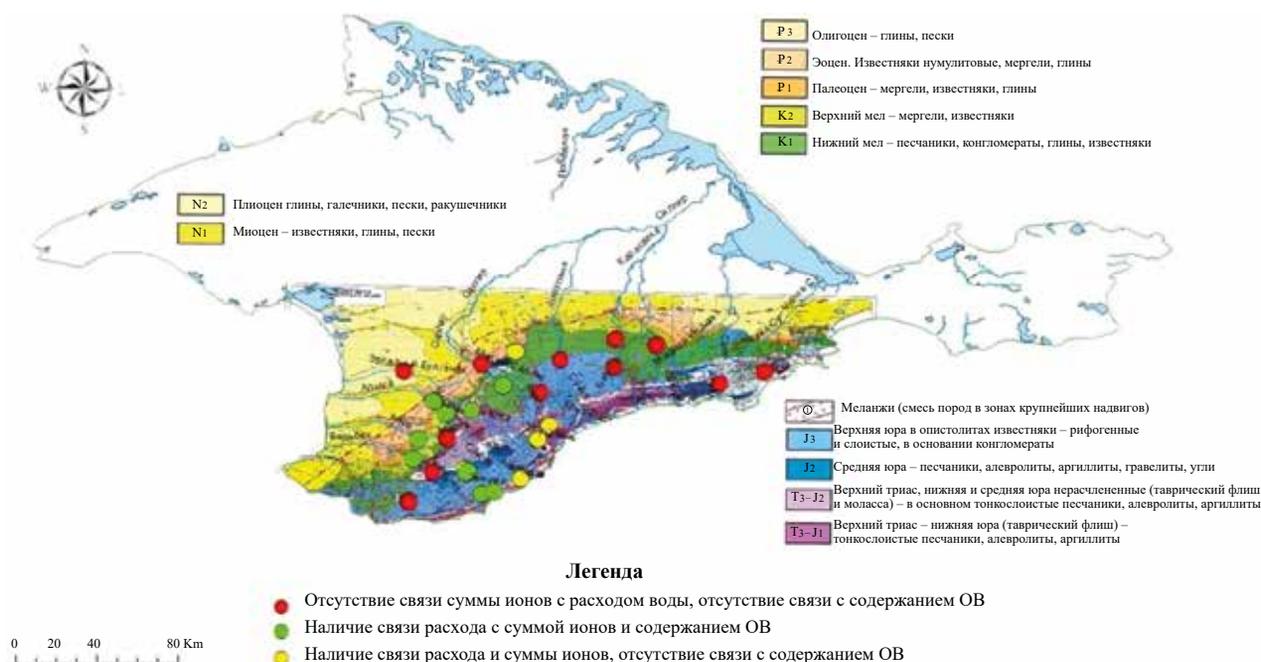
| Характеристика | Группа | | |
|--|-----------|---------------------|-----------|
| | 1 | 2 | 3 |
| Высота водосбора, м | 340–910 | 510–750 | 460–980 |
| Уклон водосбора, м/км | 65.7–309 | 190–312 | 325–490 |
| Лесистость, % | 7.3–96 | 45–91 | 2.3–80 |
| Интервалы площади водосбора, км ² | 16.8–275 | 5.1–49.7 184–374 | 2.5–44 |
| Модуль стока, л/с м ² | 0.92–36.8 | 3.8–15.7 | 2.11–86.6 |
| Коэффициент вариации стока | 0.40–0.54 | 0.47–0.58 | 0.37–0.45 |

земных вод в бассейнах рек Крыма, может быть использована для уточнения характеристик изменчивости стока рек [14]. Выявленные особенности формирования стока должны учитываться при его моделировании, поскольку в пределах одного водосбора (например, р. Бельбек) меняется характер связи расхода воды и ее вещественного состава (рис. 2).

Результаты кластерного анализа показали сходство состава воды на разных пунктах (рис. 3–5), но требуют более тщательного исследования. Так, например, в группе относительно близких по составу вод в бассейне Бельбека оказались створы Счастливое и Фронтное – хотя они имеют относительно близкое содержание

HCO_3 , SO_4 , Ca, Mg, концентрации Cl и Na в этих створах различаются в разы.

Интересный результат получился для рек ЮБК и бассейна Салгира. Близкими по составу оказались реки Гува и Ангара, а р. Водопадная, чей водосбор расположен гораздо ближе к р. Гуде, значительно отличается от нее химическим составом. При сравнении с составом вод верховий р. Качи выявлено, что состав воды р. Гуды наиболее близок к составу р. Каспаны и отличается лишь немного повышенным содержанием хлоридов. Это говорит о том, что Каспана, Гудой и Балой питаются из одних подземных горизонтов. Соседняя с реками Гува и Бала р. Авунда отличается от них уже существенно

**Рис. 2.** Расположение створов гидрохимических наблюдений и их классификация по степени связи с расходом воды (на схему наложена геологическая карта [2]).

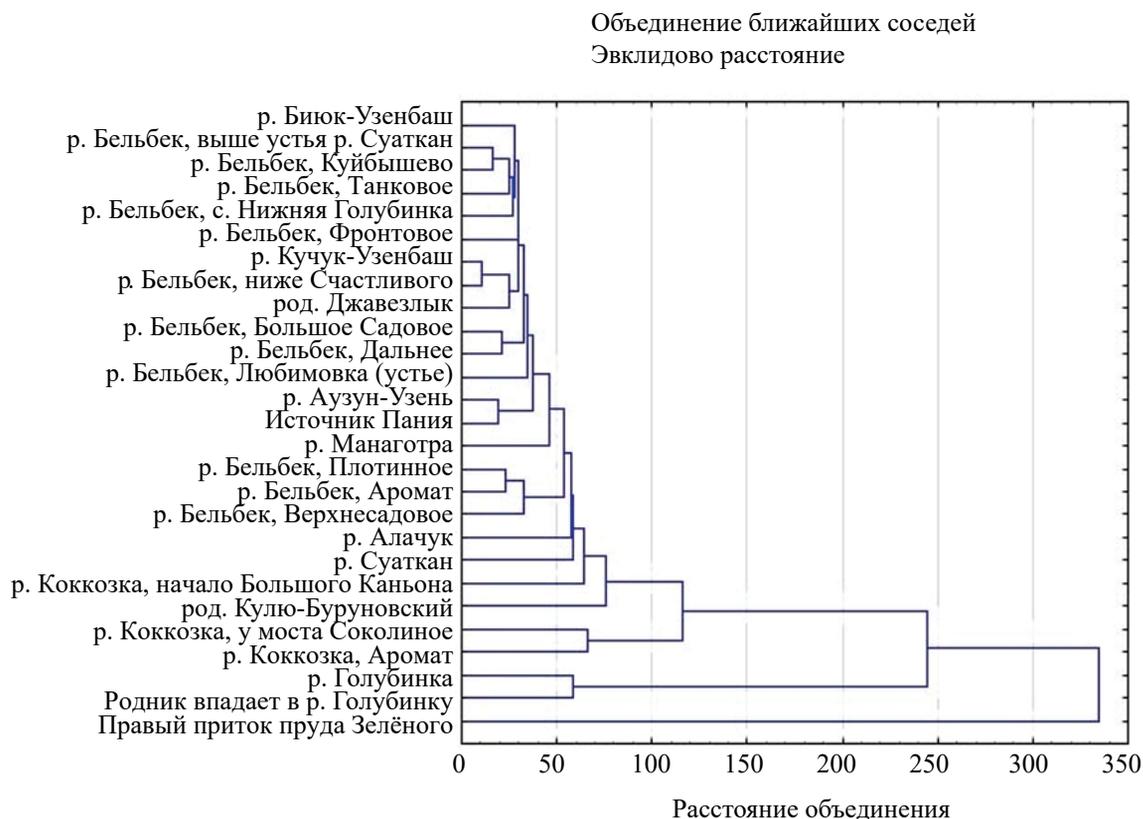


Рис. 3. Дендрограмма кластеризации (бассейн р. Бельбек).

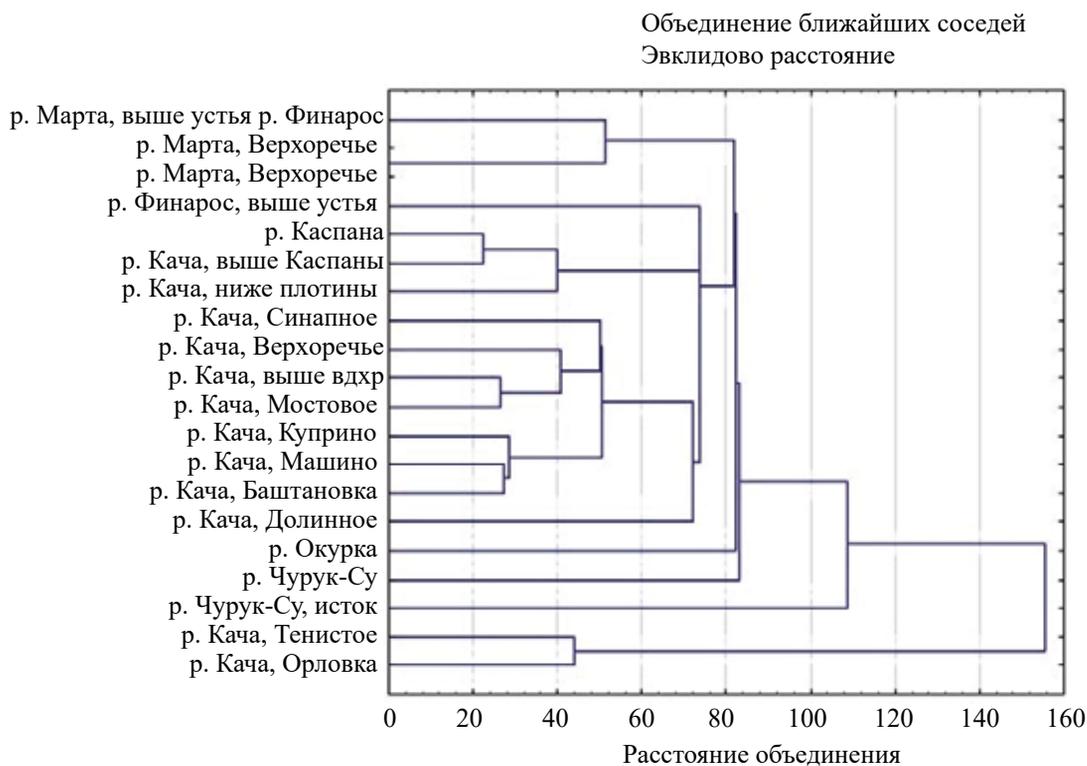


Рис. 4. Дендрограмма кластеризации (бассейн р. Качи).

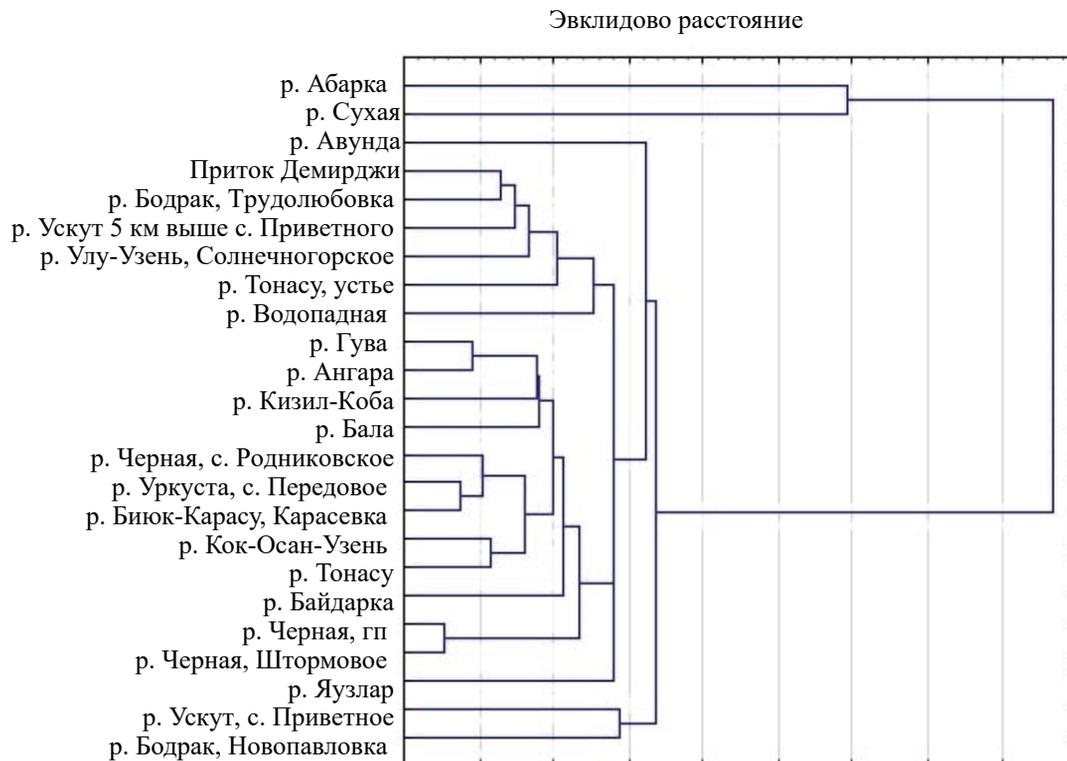


Рис. 5. Дендрограмма кластеризации (бассейны рек Черной, Салгир (верховья) и рек ЮБК).

большим содержанием сульфатов, хлоридов, магния и натрия, поскольку створ отбора пробы был расположен ниже области залегания пород таврической серии. При этом истоки Каспаны и Авунды разделяет всего несколько километров. Это подтверждает ведущую роль геологического строения водосбора в формировании химического состава водотоков.

В створах Тенистом и Орловка (р. Кача) состав воды наиболее отличен от состава в остальных створах выше по течению. Также значительно выделяются реки Чурук-Су и Окурка. В верховьях и в средней части бассейна р. Качи смежные створы имеют достаточно близкий состав воды. Интересно, что выше Бахчисарайского водохранилища и до впадения Чурук-Су состав воды Качи более близок к составу в створе в Верхоречье, нежели к составу в створе в Баштановке, что может свидетельствовать о разгрузке в реку подземных вод на этом участке [4]. В целом, в верхнем и среднем течении Качи состав воды более изменчив, чем у р. Бельбек, в бассейне которой значительно выделяются притоки пруда у с. Зеленого, р. Коккозка ниже Соколиного

и р. Голубинка, что обусловлено геологическим строением территории [3].

ВЫВОДЫ

Выявленные закономерности, выражающиеся в разной тесноте связи изменения расхода и состава воды в створах наблюдений на реках Юго-Западной части Крыма, свидетельствуют о разной доле поверхностного и подземного стока в формировании их водных масс. Из этого следует, что подход к расчетам и прогнозам их стока должен быть разным. Сложная ситуация с прогнозированием стока имеет место для бассейнов крупных рек (Бельбека, Салгира, Качи), верховья которых относятся к разным группам предложенной классификации изученных водотоков.

Реки группы 1 с устойчивым химическим составом, независящим от водного режима, и малой цветностью в первую очередь представляют интерес для целей водоснабжения. Некоторые из них уже используются для пополнения запасов водохранилищ (Черная (с Узунджой), Биюк-Карасу, Малый Салгир, Кучук-Карасу). Река Мар-

та пополняет сток р. Качи, которая питает водозабор Бахчисарайского водохранилища на ГТС № 4. Целесообразно аккумулировать сток рек Коккозки и Кизил-Коба в многоводные периоды для создания дополнительного резерва пресной воды. Подобные резервуары при перехвате части стока будут способствовать снижению риска затопления территории ниже Симферопольского водохранилища, а также территории в средней части бассейна Бельбека.

Автор благодарит И.А. Жукова за помощь в подготовке иллюстраций, а также коллектив кафедры гидрологии суши, проводивший полевые работы в 2022 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алекин О. А.* Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеоздат, 1970. 442 с.
2. Геологическая карта горного и предгорного Крыма. Масштаб 1 : 200000. Симферополь: Союзкарта, 2009.
3. ГОСТ 31957-2012 ВОДА Методы определения щелочности и массовой концентрации карбонатов и гидрокарбонатов. М.: Стандартинформ, 2013. 26 с.
4. *Гречушников М.Г., Богущкая Е.М., Григорьев В.Ю. и др.* Предварительные результаты гидролого-гидрохимических исследований взаимосвязи поверхностных и подземных вод в Юго-Западном Крыму // Геология и водные ресурсы Крыма. Полевые практики в системе Высшего образования. СПб.: ЛЕМА, 2022. С. 35–38.
5. *Комарова Н.В., Каменцев Я.С.* Практическое руководство по использованию систем капиллярного электрофореза “Капель”. СПб.: Веста, 2006. 212 с.
6. *Кондратьев С. И.* Исследование гидрохимической структуры реки Черной (Крым) в 2006–2011 гг. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: МГИ РАН, 2014. Вып. 28. С. 176–185.
7. *Миньковская Р.Я., Ингеров А.В.* Гидрохимическая характеристика рек Севастопольского региона // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: МГИ РАН, 2010. Вып. 22. С. 265–281.
8. *Николенко И.В., Копачевский А.М., Каримов Э.А.* Анализ наполнения водохранилищ естественного стока для обоснования путей решения проблем обеспечения водной безопасности республики Крым и города Севастополя // Вод. ресурсы. 2022. Т. 49. № 4. С. 407–422.
9. *Овсяный Е.И., Орехова Н.А.* Гидрохимический режим р. Черной (Крым): экологические аспекты // Морской гидрофиз. журн. 2018. Т. 34. № 1. С. 82–94. doi:10.22449/0233-7584-2018-1-82-94
10. *Олиферов А.Н., Тимченко З.В.* Реки и озера Крыма. Симферополь: Доля, 2005. 214 с.
11. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 6. Украина и Молдавия. Вып. 4. Крым. Л.: Гидрометеоздат, 1966. 344 с.
12. Схема комплексного использования и охраны водных объектов бассейнов рек Республики Крым. Кн. 1. Общая характеристика речных бассейнов, расположенных на территории Республики Крым. <https://gkvod.rk.gov.ru> (дата обращения: 20.09.2022)
13. Схема комплексного использования и охраны водных объектов бассейнов рек Республики Крым. Кн. 2. Оценка экологического состояния и ключевые проблемы речных бассейнов, расположенных на территории Республики Крым. <https://gkvod.rk.gov.ru>. (дата обращения: 20.09.2022)
14. *Тимченко З.В.* Расчет характеристик годового стока рек Крыма с известными расходами карстовых источников при отсутствии гидрометрических наблюдений // Уч. зап. Таврического нац. ун-та им. В.И. Вернадского. Сер. География. 2009. Т. 22 (61). № 2. С. 148–153.
15. *Эдельштейн К.К.* Структурная гидрология. М.: ГЕОС, 2005. 316 с.

Peculiarities of the hydrochemical regime of the Crimean rivers

M. G. Grechushnikova

Faculty of Geography, Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

Water Problems Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119333 Russia

e-mail: allavis@mail.ru

The results of the study of the relationship between hydrochemical composition and water discharge based on measurements at the posts of the Crimean rivers according to hydrological yearbooks are presented. The Spearman rank correlation coefficient was used to calculate the closeness of the relationship. Three groups of rivers with peculiarities of flow formation were identified according to the nature of the relationship between changes in discharge and water composition: rivers with no relationship between discharge and the sum of ions, hardness and organic matter content, rivers with a relationship with the sum of ions, hardness and organic matter content, and rivers with a relationship only with the sum of ions. Spatial differences in water composition were investigated by cluster analysis using survey materials during the low-water period in July 2022 in the rivers of the southwestern part of Crimea. The analysis does not include elements whose concentration can be determined by anthropogenic factor (nitrates, phosphates). Inter-basin and intra-basin differences in water composition due to the different geological structure of the territory are revealed.

Keywords: water resources, river water composition, organic matter, cluster analysis, flow formation.

УДК 556.531:551.46

ЭКСПОРТ И ЭМИССИЯ ДВУОКИСИ УГЛЕРОДА НИЖНИМ ТЕЧЕНИЕМ РЕКИ АМУР¹

© 2025 г. П. Я. Тищенко^{а, *}, В. И. Звалинский^а, Г. Ю. Павлова^а, П. П. Тищенко^а,
Р. В. Чичкин^а, Е. М. Шкирникова^а, Р. С. Анохина^б

^аТихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН,
Владивосток, 690041 Россия

^бМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, 119234 Россия

*e-mail: tpavel@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 08.04.2024 г.

После доработки 18.04.2024 г.

Принята к публикации 28.10.2024 г.

Проведены измерения рН, общей щелочности, гумусового вещества в июне 2005, 2006 гг. в водах Нижнего Амура между городами Комсомольск-на-Амуре и Николаевск-на-Амуре, на расстоянии 489 км выполнено 13 гидрохимических станций. В августе 2016 г. были выполнены гидрохимические наблюдения в устье р. Амур, которые включали измерения рН, общей щелочности, гумусового вещества, концентрации главных ионов речной воды (Na^+ , $\text{K}+\text{K}+\text{Ca}^{2+}\text{Mg}^{2+}\text{Cl}^-\text{Cl}^-$) и растворенного органического углерода. Установлена средняя годовая скорость химического выветривания в бассейне р. Амур, равная 10.7 т/(км²год). Выветривание пород и фотосинтез органического вещества приводят к изъятию CO_2 из атмосферы и формируют ежегодный экспорт атмосферного CO_2 рекой в морскую среду, равный 3.8×10^6 тС/год. Установлено, что воды р. Амур выделяют CO_2 в атмосферу, ежегодная эмиссия CO_2 составляет 4.5×10^6 тС/год. Баланс разнонаправленных процессов (экспорт CO_2 и эмиссия CO_2) показал, что экосистема р. Амур – слабый источник CO_2 в атмосферу. Ежегодный поток щелочности Амуром в морскую среду (1.65×10^{11} моль/год) приводит к увеличению нормированной щелочности в поверхностном слое у восточных берегов о. Сахалин (Охотское море) и в северной части Японского моря.

Ключевые слова: карбонатная система, речные воды, органическое вещество, химическое выветривание, поток углекислого газа, река Амур, Охотское море, Японское море.

DOI: 10.31857/S0321059625020094 EDN: UBRDMH

ВВЕДЕНИЕ

Для большинства рек интенсивность респираторных процессов превышает интенсивность первичной продукции, т. е. в речных экосистемах доминируют гетеротрофные процессы. Такое доминирование, как правило, обусловлено поступлением в реки дополнительного органического вещества из почв и растительности водосборных бассейнов [21]. Результат доминирования гетеротрофных процессов – эмиссия CO_2 пресноводными бассейнами в атмосферу. Поток CO_2 из пресноводных бассейнов оказался важным вкладом в глобальный углеродный баланс [19, 25, 35]. Несмотря на большую неопределенность, годовая эмиссия CO_2 из пресных вод

в атмосферу составляет $(0.85–2.35) \times 10^{15}$ гС/год, что существенно превышает речной экспорт неорганического углерода в океан [25]. Химическое выветривание карбонатных и силикатных минералов, находящихся в пределах водосборного бассейна, приводит к поглощению атмосферного CO_2 и к увеличению концентраций общей щелочности (ТА) и растворенного неорганического углерода (DIC – Dissolved Inorganic Carbon) в речных водах [10]. Помимо DIC реки содержат растворенный органический углерод (РОУ) и взвешенный органический углерод. Эти формы углерода также рассматриваются как CO_2 , изъятый из атмосферы и экспортируемый в океан [31]. Суммарный экспорт атмосферного CO_2 в океан реками составляет 0.8×10^{15} гС/год [39]. Приведенные выше оценки потоков углерода, связанные с речными системами, имеют высокую степень неопределенности в рассчитываемых величинах. Одна из причин – слабая

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке государственных программ ТОИ ДВО РАН (регистрация № 121-21500052-9 и 121021700346-7).

экспериментальная изученность карбонатной системы речных вод.

В данной работе приведены оценки эмиссии CO_2 р. Амур и экспорта атмосферного CO_2 в Охотское и Японское моря. Для этого использовали данные параметров карбонатной системы (рН, ТА), концентрации гумусового вещества (НС – humic substances) и РОУ, которые ранее были получены в нижнем течении р. Амур (2005–2009, 2016 гг.) и частично опубликованы [5].

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Амур – самая крупная река на Дальнем Востоке. Ее общая площадь водосбора составляет 1855 тыс. км² (десятый по размеру речной бассейн в мире), в том числе в пределах Российской Федерации – 1003 тыс., КНР – 820 тыс. и Монголии – 32 тыс. км². Бассейн реки расположен между 42° и 56° с.ш., 108° и 142° в.д. Амур образуется слиянием рек Шилки и Аргуни, протекает преимущественно в широтном направлении с запада на восток и впадает в Амурский лиман Татарского пролива. Длина р. Амур от места слияния рек Шилки и Аргуни – 2824 км, от истока р. Аргуни – 4444 км [6]. Исходя из орографии долины и водоносности реки, выделяют три основных участка: Верхний Амур (протяженность 883 км) – от места слияния рек Шилки и Аргуни до впадения р. Зеи; Средний Амур (975 км) – от г. Благовещенска до г. Хабаровска; Нижний Амур (966 км) – от г. Хабаровска до устья. На участке Среднего Амура в него впадают основные притоки: левые – Зея и Буряя, правые – Сунгари и Усури.

Ниже г. Хабаровска широколиственные леса сменяются подтаежными смешанными лесами. Ниже г. Комсомольск-на-Амуре распространена темнохвойная тайга. Бассейн Амура расположен в зоне умеренного климата с ярко выраженным муссонным характером циркуляции и циклонической активностью атмосферы. Характерные черты муссонного климата – преобладание летних осадков, смягчающих континентальность климата в направлении с запада на восток от верхнего течения реки к нижнему. На Нижнем Амуре температура в январе $-20 \div -24^\circ\text{C}$, в июле $16 \div 18^\circ\text{C}$ [6].

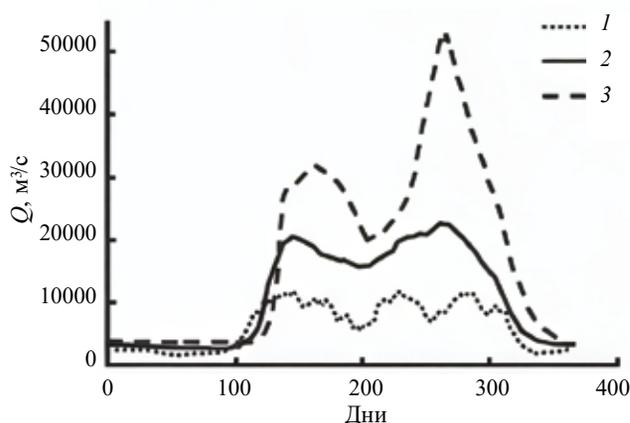


Рис. 1. Расход р. Амур по данным гидропоста с. Богородское: 1 – 2008 г.; 2 – среднее значение за период с 2008 по 2017 г.; 3 – 2013 г.

Для Амура характерен единый паводковый период, продолжающийся 5–6 мес. (рис. 1). В разные годы сток реки может существенно меняться. По данным Росгидрометцентра [28] (гидропост с. Богородское в 238 км от устья реки), максимальный годовой сток Амура был в 2013 г. и составил 569 км³. В период экстремально маловодья в 2008 г. был самый низкий годовой сток за весь период инструментальных наблюдений – 198 км³ при среднем – 353 км³ за период с 2008 по 2017 г.

Гидрохимические исследования Нижнего Амура проводили 14–20 июня 2005 г., 06–18 июня 2006 г. на большом гидрографическом катере “БГК-795” и 3 августа 2016 г. в 71-м рейсе НИС “Профессор Гагаринский”. В 2005 и 2006 гг. отбор проб воды выполняли в Нижнем Амуре между г. Комсомольск-на-Амуре и устьем реки в 47 км ниже по течению от г. Николаевск-на-Амуре (на участке общей протяженностью 489 км было выполнено 13 гидрохимических станций (рис. 2)). В 2016 г. было выполнено 3 гидрохимические станции в устье Амура (рис. 2).

Образцы воды отбирали пятилитровым батометром Нискина. В пробах воды измеряли общую минерализацию (кондуктометрическим методом), рН, ТА, растворенный кислород, концентрацию НС и биогенных веществ (силикаты, фосфаты, нитриты и нитраты). В 2016 г. также проводили отбор проб на измерение кон-

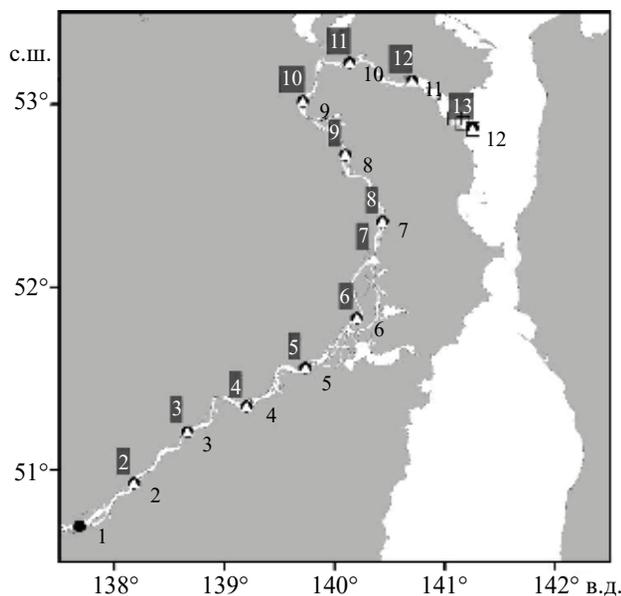


Рис. 2. Расположение гидрохимических станций (1–13) на р. Амур. Треугольники – июнь 2005 г.; кружочки – июнь 2006 г.; не закрашенные квадраты – август 2016 г.; ст. 1 (2006 г.) расположена напротив г. Комсомольск-на-Амуре; ст. 12 (2005 г.), 11 (2006 г.) расположены напротив г. Николаевск-на-Амуре.

центраций РОУ и концентраций главных ионов речной воды – Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} . На каждой станции проводили СТД-зондирование и регистрацию профилей флуоресценции хлорофилла с помощью зонда “SBE 19plus”.

Карбонатную систему речных вод исследовали с помощью измеряемых параметров рН, ТА, НS. Методики измерения этих параметров и расчет параметров карбонатной системы (рН_{in situ}, $p\text{CO}_2$ – парциальное давление CO_2 , DIC, ОА – органическая щелочность) подробно даны в работе [10].

Содержание главных ионов SO_4^{2-} в речных водах определяли методом ионно-обменной хроматографии на хроматографе “LC-20А” производства “Shimadzu”. Точность анализа $\pm 1\%$ [12]. Общую минерализацию речной воды S_R считывали по соотношению [12]:

$$S_R = [\text{Na}^+] + [\text{K}^+] + [\text{Ca}^{2+}] + [\text{Mg}^{2+}] + [\text{Cl}^-] + [\text{SO}_4^{2-}] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{SiO}_2]. \quad (1)$$

В уравнении (1) концентрацию гидрокарбонат-иона принимали равной ТА; концен-

трация растворенного кремния в амурской воде >100 мкмоль/л, поэтому ее необходимо учитывать в расчетах минерализации речных вод [12].

Концентрацию РОУ в воде измеряли на анализаторе “ТОС-VCPN” производства “Shimadzu” (Япония). Калибровку прибора проводили с помощью стандартных растворов бифталата калия, точность оценивали из параллельных измерений, она составляла $\pm 3\%$ [11].

Анализ силикатов выполняли спектрофотометрическим методом с помощью стандартной процедуры [26]. Ошибка метода при высоких концентрациях кремния составляет $\sim 2\%$ [5].

Суточный поток J_i растворенного вещества i , поставляемого рекой в Амурский лиман, рассчитывали по уравнению:

$$J_i = QC_i, \quad (2)$$

где C_i – концентрация растворенного вещества i в речной воде; Q – расход реки, $\text{м}^3/\text{с}$. Годовые потоки разных форм углерода F_i рассчитывали с помощью соотношения:

$$F_i = \sum_n J_i(n), \quad (3)$$

где n – число дней в году; величина годового потока вещества i равна сумме суточных потоков.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Параметры карбонатной системы (ТА, $p\text{CO}_2$, DIC, рН_{in situ}) речных вод Нижнего Амура между Комсомольском-на-Амуре и Николаевском-на-Амуре для июня 2005, 2006 гг. представлены на рис. 3.

Две экспедиции на Нижнем Амуре были проведены в разные годы, но практически в одно и то же время: в 2005 г. 14–16 июня; в 2006 г. 06–18 июня. Расположение станций было одинаковым (рис. 2). Несмотря на то, что исследования проводились в близкие сроки, гидрологический режим Нижнего Амура в 2005 и 2006 гг. существенно различен. По данным Росгидрометцентра

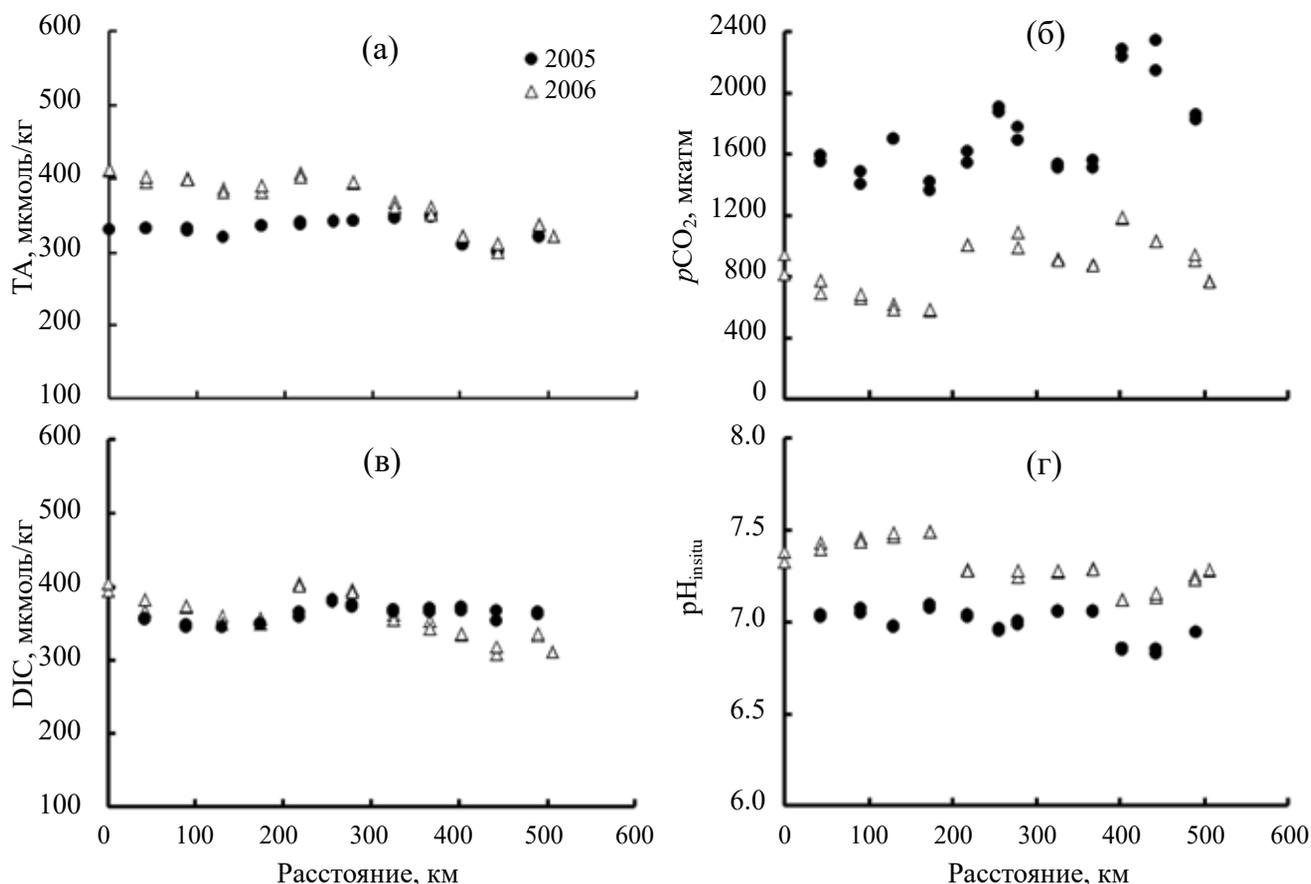


Рис. 3. Распределение параметров карбонатной системы TA, $p\text{CO}_2$, DIC, $\text{pH}_{\text{in situ}}$ речных вод Нижнего Амура между Комсомольском-на-Амуре и Николаевском-на Амуре для июня 2005, 2006 гг.

России, расход воды в 2005 г. у с. Богородского был $26500 \text{ м}^3/\text{с}$, а в 2006 г. — $15000 \text{ м}^3/\text{с}$. Средние значения параметров карбонатной системы для исследуемых годов (2005, 2006, 2016 гг.) приведены в табл. 1. Из рис. 3а и табл. 1 видно, что различия измеренной щелочности речных вод в разные годы существенно превышали экспери-

ментальную ошибку. Отчасти межгодовую изменчивость щелочности можно объяснить большим расходом воды в июне 2005 г. в сравнении с другими годами (табл. 1). Парциальное давление CO_2 речных вод в 2005 г. было вдвое выше, чем в 2006 г., и существенно превышало атмосферные значения CO_2 , которые также приведены в

Таблица 1. Средние значения параметров карбонатной системы (в верхней строке), стандартное отклонение от среднего (в нижней строке): общей щелочности TA (мкмоль/кг), растворенного неорганического углерода DIC (мкмоль/кг), парциального давления углекислого газа речных вод $p\text{CO}_2$ (мкатм.) и атмосферного углекислого газа $p\text{CO}_{2\text{atm}}$, $\text{pH}_{\text{in situ}}$, гумусового вещества HS (мгС/л) в водах Нижнего Амура в июне 2005 г., июне 2006 г. и августе 2016 г. Приведенный расход воды Q ($\text{м}^3/\text{с}$) соответствует периоду измерений

| Год, месяц | Q | TA | DIC | $p\text{CO}_2$ | $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ | $\text{pH}_{\text{in situ}}$ | HS |
|--------------|-------|-----|-----|----------------|----------------------------|------------------------------|-----|
| 2005, июнь | 26500 | 331 | 364 | 1761 | 380.0 | 6.99 | 6.4 |
| | | 14 | 15 | 330 | | 0.09 | 0.4 |
| 2006, июнь | 15000 | 368 | 358 | 863 | 382.1 | 7.32 | 6.2 |
| | | 34 | 29 | 182 | | 0.11 | 0.3 |
| 2016, август | 23700 | 472 | 445 | 1047 | 404.4 | 7.37 | 5.9 |
| | | 3 | 8 | 154 | | 0.07 | 0.4 |

Таблица 2. Средние значения, полученные для трех станций в устье Амура в 2016 г., и стандартные отклонения (s.d.) для параметров: общая минерализация S (мг/кг), концентрация хлоридов Cl^- , сульфатов SO_4^{2-} , гидрокарбонатов HCO_3^- , натрия Na^+ , калия K^+ , кальция Ca^{2+} , магния Mg^{2+} , SiO_2 (мкмоль/кг) и растворенного органического углерода POU (мгС/л)

| S | Cl^- | SO_4^{2-} | HCO_3^- | Na^+ | K^+ | Ca^{2+} | Mg^{2+} | SiO_2 | POU |
|------|--------|-------------|-----------|--------|-------|-----------|-----------|---------|-------|
| 56.9 | 56.6 | 53.8 | 471.7 | 164.2 | 28.9 | 188.5 | 82.6 | 136.6 | 7.61 |
| s.d. | 1.7 | 0.9 | 2.5 | 2.3 | 1.4 | 0.9 | 0.8 | 0.4 | 0.22 |

табл. 1. Значения DIC определяются, главным образом, щелочностью (рис. 3а, 3в). В 2005 г. воды Амура были нейтральными (pH = 6.99), а в другие годы – слабощелочными (табл. 1).

Расчеты суточных потоков ТА, DIC, POU и общей минерализации S_R выполняли по уравнению (2), используя результаты измерений концентраций, полученных в устье Амура в 2016 г. (табл. 2). Расчеты выполнены для малого расхода реки (2008 г.), аномально высокого расхода реки (2013 г.) и среднегодового расхода (с 2008 по 2017 г.) Результаты представлены на рис. 4.

Для установления неравномерности и тенденции годовых потоков щелочности, неорганиче-

ского, органического углерода и S_R выполнены расчеты по уравнению (3). Результаты приведены на рис. 5, которые показывают тенденцию увеличения потоков во времени. Следует отметить, что подобная тенденция увеличения потока ТА реками в морскую среду ранее в литературе была отмечена в [22, 34].

Величина годового потока общей минерализации речных вод, отнесенная к площади водосборного бассейна Амура (1855 тыс. км² [6]), представляет собой скорость химического выветривания CWR (Chemical Weathering Rate) [40]. Рассчитанные по уравнениям (2), (3) годовые потоки общей минерализации в р. Амур для периода 2005–2017 гг., отнесенные к площади

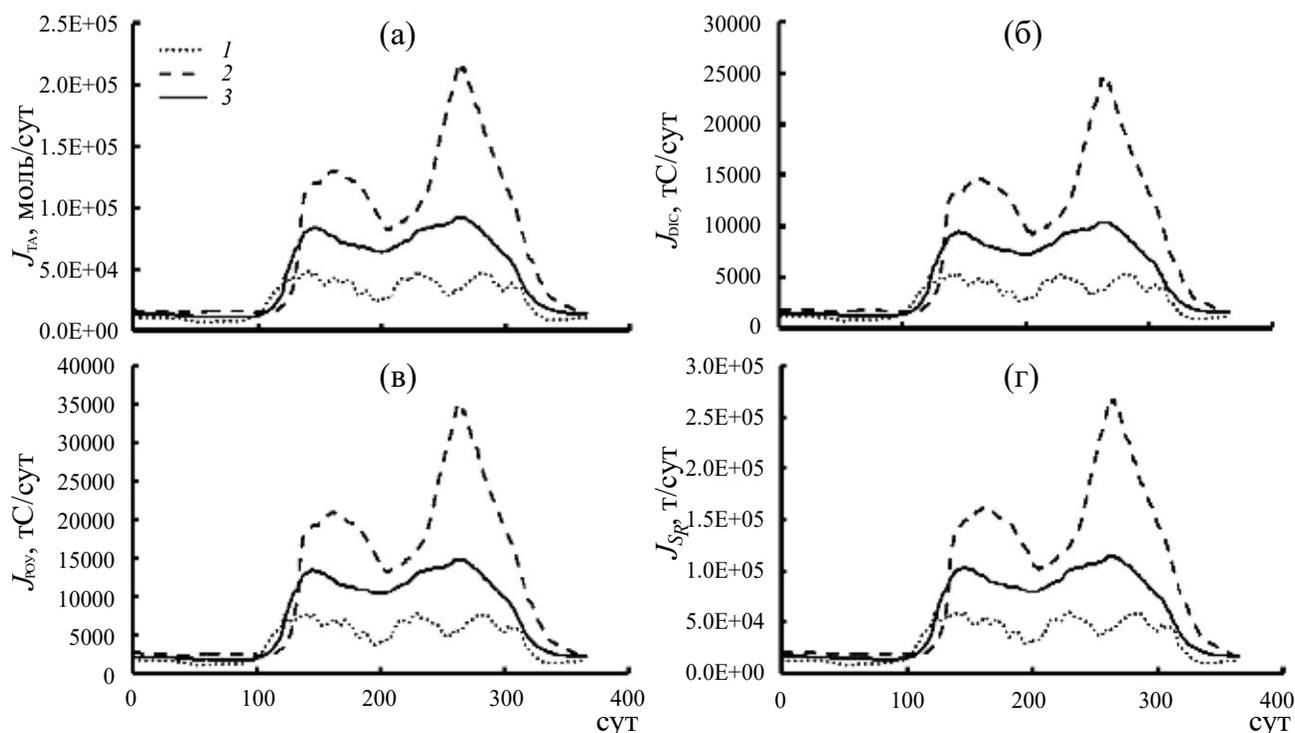


Рис. 4. Рассчитанные по уравнению (2) суточные потоки ТА (а), DIC (б), POU (в), S_R (г), поставляемые Нижним Амуром в Амурский лиман для разного расхода воды в реке: 1 – 2008 г., аномально низкий расход; 2 – средний расход; 3 – 2013 г., аномально высокий расход.

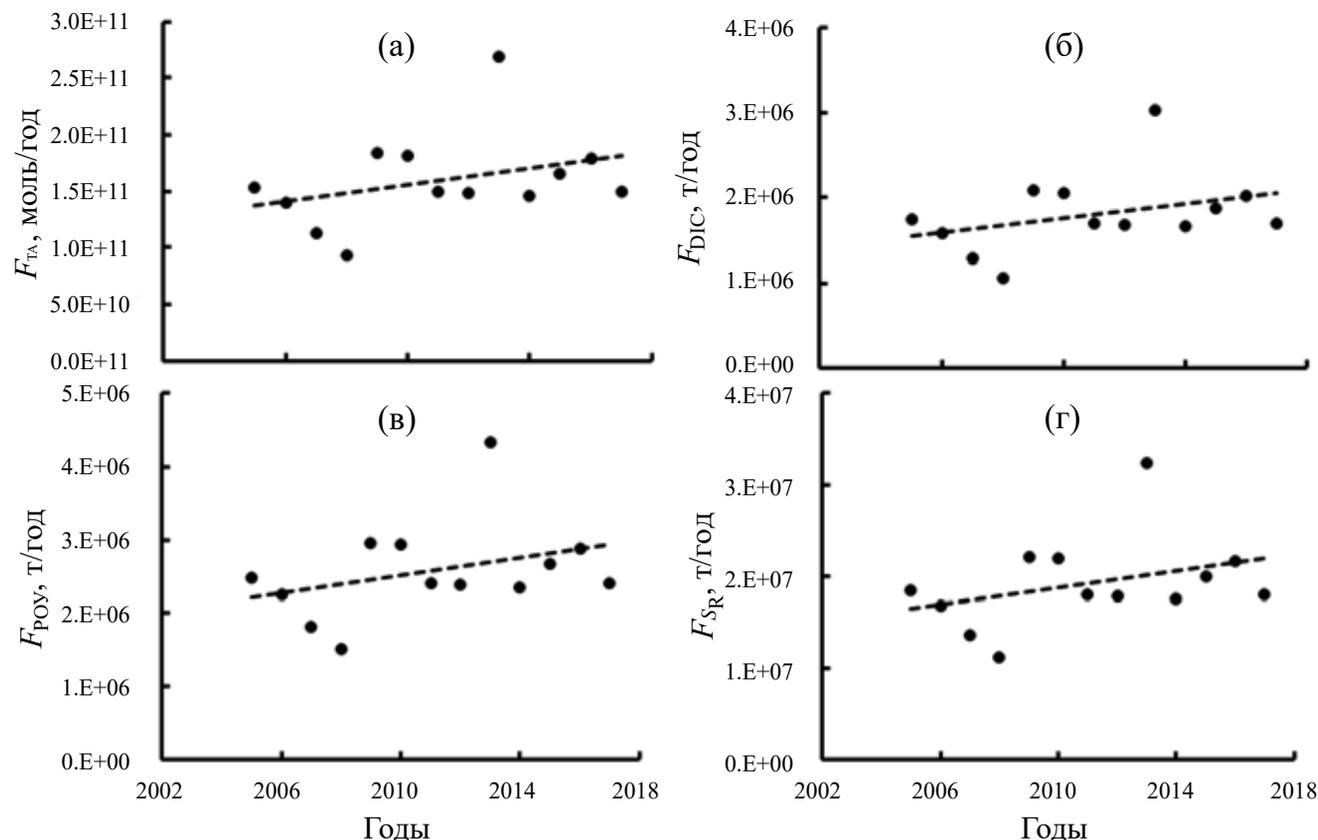


Рис. 5. Рассчитанные по уравнению (3) годовые потоки, поставляемые Нижним Амуром в Амурский лиман за период 2005–2017 гг.: ТА, моль/год (а); DIC, т/год (б); PO₄, т/год (в); S_R, т/год (г).

бассейна реки, представляют собой межгодовую изменчивость скорости химического выветривания, которая представлена на рис. 6. За период 2005–2017 гг. средняя годовая скорость химического выветривания в бассейне Амура равна 10.7 т/(км² год), что несколько больше скорости выветривания, оцененной в работах [24] и [45], равной 6 т/(км² год). В то же время эта величина в 1.5 раза меньше в сравнении с величиной для бассейна р. Раздольной [10]. Одна из возможных причин – развитие сельского хозяйства в долине р. Раздольной, которое приводит к интенсификации химического выветривания [34].

ОБСУЖДЕНИЕ

Район Нижнего Амура расположен в пределах лесной зоны России. Важнейшая географическая особенность этого района – близость к Тихому океану, что обуславливает муссонный характер климата в бассейне р. Амур. Характерная черта водного режима реки – преобладание дождевого

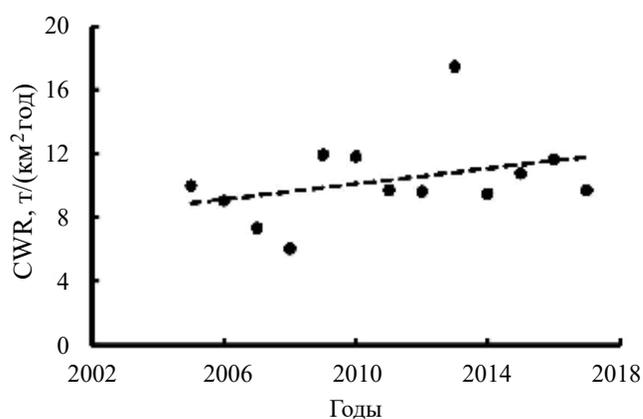
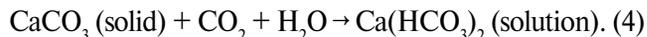


Рис. 6. Межгодовая изменчивость скорости химического выветривания пород в водосборе бассейна р. Амур.

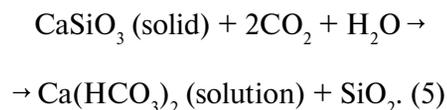
стока (60–80%). Вклад снегового (10–20%) и подземного (10–20%) питания зависит от водности в разные годы [6]. Весеннее половодье, обусловленное таянием снега, обычно начинается в начале апреля и заканчивается в середине мая. Вслед за весенним половодьем начинаются дождевые па-

водки. Объединение весеннего половодья с дождевыми паводками обуславливает высокий расход воды в теплый сезон, который длится 5–6 мес. (рис. 1), что оказывает влияние на изменчивость параметров карбонатной системы речных вод. Атмосферные осадки (дождь, снег) практически не содержат ТА и минеральные соли. Следовательно, с увеличением расхода воды в реке следовало бы ожидать пропорционального уменьшения ТА и S_R . Действительно, из табл. 1 видно, что наиболее низкие значения ТА (331 мкмоль/кг) относятся к июню 2005 г. при высоком расходе воды (26500 м³/с), а при низком расходе (15000 м³/с) в июне 2006 г. содержание ТА (368 мкмоль/кг) было выше. Однако при достаточно высоком расходе воды (23700 м³/с) в августе 2016 г. концентрация щелочности в речной воде была 472 мкмоль/кг. По мнению авторов статьи, поставка продуктов выветривания в речные воды осуществляется преимущественно в результате инфильтрации почв бассейна реки. Таким образом, выпадение атмосферных осадков приводит к двум противоположным процессам, которые оказывают влияние на общую минерализацию речных вод: 1) разбавление дождевой водой уменьшает концентрацию растворенных веществ в реке; 2) интенсификация инфильтрации почвенного слоя в бассейне реки увеличивает содержание солей. Эти два процесса приводят к нелинейной зависимости содержания ТА и S_R от расхода реки в р. Раздольной [8, 13] и в американских реках [34]. Однако существенное отличие бассейна р. Амур от бассейнов рек Приморья – наличие зоны островной многолетней мерзлоты [1]. Эта особенность приводит к тому, что толщина инфильтрационного слоя в бассейне р. Амур увеличивается к окончанию теплого сезона. Именно этим явлением авторы статьи объясняют более высокую щелочность в августе 2016 г. в сравнении с щелочностью в июне 2005, 2006 гг. (табл. 1).

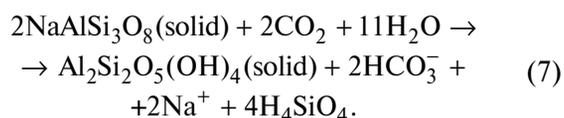
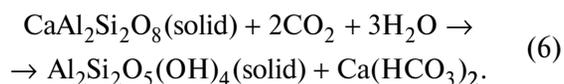
Карбонатная система речных вод непосредственным образом связана с химическим выветриванием пород, слагающих бассейн р. Амур. Основные продукты выветривания – гидрокарбонат-анионы, катионы кальция, натрия, магния и растворенный Si (табл. 2). Простейшее объяснение появления этих продуктов в речных водах – растворение карбонатных минералов, находящихся в ложе реки [4, 18]:



Присутствие других катионов и растворенного кремния можно объяснить химическим выветриванием силикатных минералов [4, 18, 24]. Выветривание силикатных минералов кальция приводит к образованию гидрокарбоната кальция в речной воде, как и реакция (4) [18]:



Выветривание глинистых минералов, например – превращение Ca,Na-полевого шпата в каолинит [33], также приводит к образованию гидрокарбонат-иона:



При этом двуокись кремния может частично переходить в раствор, а частично оставаться в твердой фазе, т. е. химическое выветривание силикатных минералов относительно двуокиси кремния происходит инконгруэнтно [40]. Это означает, что концентрация растворенной формы кремния в речной воде не может быть использована в качестве единственного аргумента при ответе на вопрос о том, выветривание каких видов минералов обеспечивает состав речных вод. Важно также отметить, что химическое выветривание карбонатных пород менее эффективно с точки зрения поглощения атмосферного CO_2 . Так, в соответствии со схемами (4)–(7), при силикатном и карбонатном выветривании конечным продуктом является гидрокарбонат-анион. При выветривании силикатов для образования одного моля гидрокарбонат-аниона из атмосферы извлекается один моль CO_2 (схемы (5)–(7)), а при выветривании карбонатов требуется 0.5 моля CO_2 (схема (4)).

Важный вопрос при изучении углеродного цикла – экспорт щелочности и CO_2 водотоками в приемные бассейны (озера, моря, океаны) [20, 32]. Очевидно, что речной экспорт растворенно-

го вещества зависит от концентрации вещества и от расхода реки. Неравномерность внутригодовых потоков растворенных веществ (рис. 4) обусловлена главным образом неравномерностью расхода воды в реке (рис. 1), что связано в первую очередь с муссонным климатом. Неравномерность наблюдается и в межгодовых стоках р. Амур, расход воды в 2007 и 2013 гг. различается более чем в два раза. Межгодовые изменения потоков показывают тенденцию к их увеличению со временем (рис. 5). Также возрастает скорость химического выветривания (рис. 6). Наблюдаемые тенденции стока растворенных веществ могут быть обусловлены тремя возможными причинами. Во-первых, на реке увеличивается число дамб, т. е. увеличивается площадь соприкосновения вода–порода. Во-вторых, глобальное потепление будет приводить к увеличению глубины инфильтрационного слоя в бассейне реки, где существует островная мерзлота [1]. В-третьих, наблюдаемая межгодовая тенденция роста годового стока реки означает увеличение количества атмосферных осадков, которое ускоряет процесс химического выветривания. Многими авторами установлен линейный рост скорости химического выветривания с увеличением количества атмосферных осадков (ссылки – в обзорной статье [40]). Для установления роли каждой причины требуются дополнительные исследования.

Для Амура годовые потоки $POU > DIC$ (рис. 4). Отношение потока POU к общему потоку углерода ($POU+DIC$) равно 0.6, что согласуется с глобальным соотношением экспорта растворенных форм органического и неорганического углерода, для большинства равнинных рек величина $POU/(POU+DIC)$ находится в пределах 0.6–0.8 [31]. Для периода 2005–2017 гг. (рис. 5) средний годовой экспорт POU и DIC Амуром в морскую среду составил 2.6×10^6 тС/год и 1.8×10^6 тС/год соответственно. Следует отметить, что не весь экспорт неорганического углерода можно рассматривать как экспорт атмосферного CO_2 , так как часть неорганического углерода поступает в речную воду из твердой фазы карбонатных минералов (реакция (4)). На основе данных о составе речных вод и модельных представлений авторы работы [24] пришли к выводу, что выветривание силикатных пород формирует $\sim 1/3$ DIC речных вод, а $2/3$ – вывет-

ривание карбонатных пород. С принятием этой гипотезы рассчитана доля DIC амурских вод, обусловленная поглощением атмосферного CO_2 при химическом выветривании карбонатных и силикатных пород, – 1.2×10^6 тС/год. Эта величина в точности соответствует оценке годового поглощения атмосферного CO_2 при химическом выветривании минералов в бассейне р. Амур [24] и несколько меньше величины 1.67×10^6 тС/год, полученной в работе [45]. Сумма экспорта органического и неорганического углерода (1.2×10^6 тС/год) водотоками в морские бассейны рассматривается как сток атмосферного CO_2 [32]. Для Амура средний годовой сток равен 3.8×10^6 тС/год. Таким образом, 1 м^2 водосборного бассейна Амура, площадь которого 1855 тыс. км², ежегодно поглощает 2.1 г углерода атмосферного CO_2 , который экспортируется в форме POU и DIC в Амурский лиман.

Большая часть ($\sim 65\%$) амурской воды поступает в северном направлении в Охотское море, а 35% – в Японское море [15]. Чувствительные индикаторы распространения речных вод в море – нормированные TA ($NTA = TA \times 35/S$) и концентрация кальция ($N_{Ca} = [Ca] \times 35/S$). С использованием этих индикаторов (NTA , N_{Ca}) установлено, что р. Амур влияет на гидрохимию охотоморских вод на северо-восточном склоне о. Сахалин, т. е. вдали от устья реки [9]. С целью установления возможного влияния Амура на гидрохимию япономорских вод построено распределение нормированной щелочности для поверхностных вод Японского моря по результатам летней экспедиции 1999 г. [37]. Результаты приведены на рис. 7. Особенность Японского моря – наличие субполярного фронта на широте 39° – 40° с.ш., который разделяет поверхностные воды на субтропические–тихоокеанские (теплые, соленые) и япономорские, формирующиеся на севере Японского моря (холодные и менее соленые) [38]. Повышенная нормированная щелочность поверхностной воды в северной части моря в сравнении с щелочностью поверхностной тихоокеанской воды указывает на участие речной воды в формировании поверхностных япономорских вод. В Японское море ежегодно поступает $\sim 210 \text{ км}^3$ речного стока [3]. С использованием данных по стоку рек в зал. Петра Великого [14] и площади водосборных бассейнов рек

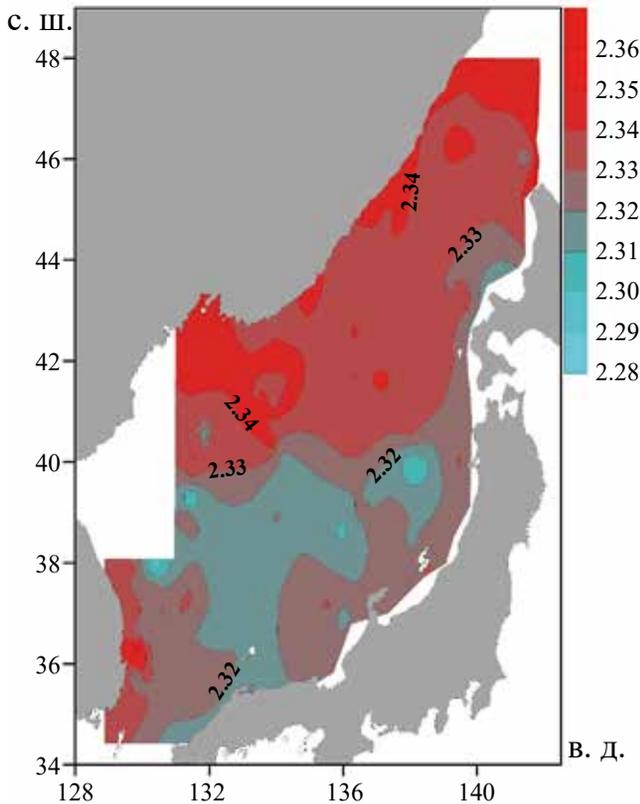
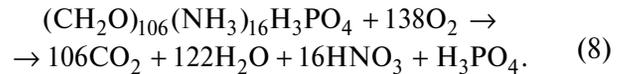


Рис. 7. Пространственное распределение нормированной щелочности (NTA, ммоль/кг) в поверхностных водах Японского моря, рейсы НИС “Роджер Ревелл” и “Профессор Хромов” (июнь–август 1999 г.) [35].

Приморского края, Хабаровского края, Сахалинской области, впадающих в Японское море, оценен общий ежегодный речной сток в северную часть моря – 164 км³. Доля р. Амур в этом стоке составляла 75%. Таким образом, данные авторов статьи по распределению нормированной щелочности поверхностных вод подтверждают ранее сделанное предположение о важности роли Амура в солевом балансе вод Японского моря [38].

Известно, что атмосферное $p\text{CO}_2$ возрастает во времени (табл. 1): в 2005, 2006, 2016 гг. $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ было 380, 382, 404 мкатм соответственно. Значения $p\text{CO}_2$, рассчитанные по pH и TA для вод Амура, существенно выше по сравнению с $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ (рис. 2; табл. 1). Следует отметить, что во многих публикациях отмечено чрезвычайно высокое $p\text{CO}_2$ в речных водах в сравнении с морскими водами [16, 29, 30]. Существует несколько

объяснений этому факту. Наиболее важное из них – гетеротрофное окисление органического вещества растворенным кислородом (дыхание), которое можно представить в соответствии со стехиометрией Редфилда [36] соотношением:



Формально этот процесс протекает в речных и морских водах одинаковым образом, т. е. в соответствии с соотношением (8), но качественно приводит к разному результату из-за разной буферной емкости речных и морских вод. Авторами настоящей статьи проведены модельные расчеты респираторного процесса в соответствии с реакцией (8) для речной и морской воды с внешними равными условиями: температура речной и морской вода равна 17°C, общее давление – 1 атм, речная и морская вода уравновешена с воздухом, имеющим $p\text{CO}_{2\text{atm}} = 400$ мкатм, неограниченное содержание легкоокисляемого органического вещества, соответствующего стехиометрии Рэдфилда [36]. Респираторный процесс не затрагивает содержание HS в речной воде. Начальные специфические характеристики для речной и морской воды следующие: речная вода: $S = 0.06\%$, TA = 400 мкмоль/кг, [HS] = 6 мгС/кг, DIC = 342.8 мкмоль/кг, $[\text{O}_2] = 301.9$ мкмоль/кг; морская вода: $S = 34.07\%$, TA = 2254 мкмоль/кг, [HS] = 0, DIC = 2033.2 мкмоль/кг, $[\text{O}_2] = 239.7$ мкмоль/кг. Следует отметить, что общие внешние условия для речной и морской воды приводят к фундаментальному различию окислительной способности среды вследствие разной растворимости кислорода в речной и морской воде. В соответствии с реакцией (8) происходит увеличение $p\text{CO}_2$, уменьшение TA и концентрации кислорода в среде. Уменьшение концентрации кислорода относительно равновесной величины $[\text{O}_2]_0$ определяется кажущимся поглощением кислорода AOU (Apparent Oxygen Utilization):

$$\text{AOU} = [\text{O}_2]_0 - [\text{O}_2], \quad (9)$$

где $[\text{O}_2]_0$ – концентрация кислорода в воде, уравновешенная с воздухом для заданных характеристик t, S , рассчитанная в соответствии с работой Р.Ф. Вейс [44]; $[\text{O}_2]$ – измеренная (модельная) концентрация кислорода. AOU харак-

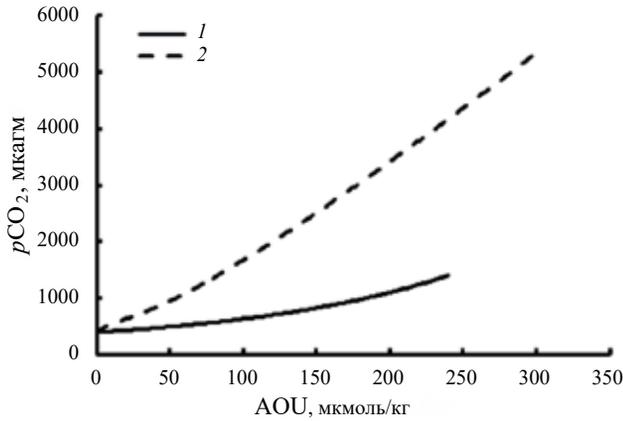
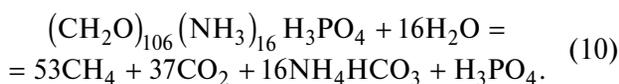


Рис. 8. Изменение парциального давления углекислого газа в морской воде (1) и речной воде (2) в результате микробиологического окисления органического вещества, протекающего в соответствии со схемой (8).

теризует состояние среды при избытке кислорода ($AOU < 0$) и при его дефиците ($AOU > 0$). Результаты модельных расчетов приведены на рис. 8, из которого следует, что при максимальных значениях AOU (аноксийные условия: 239.7 мкмоль/кг для морской воды и 301.9 мкмоль/кг для речной воды) значения pCO_2 для морских и речных вод равны 1403 и 5370 мккагм, соответственно. Для 2005 и 2016 гг. средние значения AOU были ~ 40 мкмоль/кг, что соответствует $pCO_2 = 830$ мккагм, а в 2006 г. $AOU \sim 20$ мкмоль/кг и рассчитанное из модели pCO_2 было ~ 640 мккагм. Значения pCO_2 , рассчитанные по pH и TA, были выше (рис. 2; табл. 1), чем по модельным расчетам. Отчасти эти различия можно объяснить меньшими значениями измеренной TA в 2005 и 2006 гг. в сравнении со значением 400 мкмоль/кг, которое использовалось в модели. Однако в 2016 г. средняя измеренная величина TA была 471.7 мкмоль/кг. Таким образом, разницу pCO_2 между модельным расчетом и значением, полученным по pH и TA, можно объяснить только существованием дополнительного источника CO_2 в речных водах. Таким источником, помимо аэробного дыхания (схема (8)), может служить метаногенез в донных осадках пресноводных бассейнов:



Донные осадки р. Амур, а также водные экосистемы соединенных с рекой крупных озер, та-

ких как Удэлье и Кизи, по-видимому, служат дополнительным источником CO_2 , а также метана.

Результаты настоящих исследований карбонатной системы вод р. Амур показывают, что эти воды пересыщены по отношению к атмосферному CO_2 . Поэтому при движении амурских вод к устью реки происходит выделение CO_2 рекой в атмосферу. Поток CO_2 (F_{CO_2}) на границе вода–атмосфера определяется соотношением [23]:

$$F_{CO_2} = K_T K_o (pCO_2 - pCO_{2atm}), \quad (11)$$

где K_T – скорость переноса CO_2 в пограничном слое вода–воздух (м/сут), K_o – коэффициент растворимости CO_2 в воде (моль $kg^{-1}atm^{-1}$), для которого дано эмпирическое уравнение его зависимости от температуры и солёности для фугитивности CO_2 , равной 1 атм [43]; pCO_2 – парциальное давление CO_2 , рассчитанное по pH и TA в пробах воды; pCO_{2atm} – парциальное давление CO_2 в воздухе на момент исследований. В 2016 г. $pCO_{2atm} = 404$ мккагм. Установлено, что величина K_T определяется интенсивностью турбулентности пограничного слоя, которая для морей и озер зависит от скорости ветра и температуры [41, 42]. Однако для рек важнейший фактор, влияющий на скорость газообмена, – скорость течения реки [17, 23]. В настоящее время отсутствуют общепринятые подходы к оценке скорости газообмена, наиболее эффективные – полуэмпирические подходы. Обзор по данной проблеме дан в работе [27]. Авторы данной публикации подчеркивают, что разработанные подходы должны соответствовать типу рек. Например, модели для рек, в которых доминирует пузырьковый механизм газообмена, не приемлемы к рекам, в которых этот перенос отсутствует. Величину K_T для р. Амур рассчитывали по модели, разработанной для нижнего течения р. Миссисипи по уравнению [17, 23]:

$$K_T = K_{600} \left(\frac{Sc_T}{600} \right)^{-0.5}, \quad (12)$$

где 600 – число Шмидта для пресной воды, нормированное для $20^\circ C$; Sc_T – число Шмидта для пресной воды и температуры t в шкале Цельсия, определяемое эмпирическим соотношением [17, 23]:

$$Sc_T = 1911.1 - 118.11t + 3.4527t^2 - 0.041327t^3. \quad (13)$$

K_{600} – скорость газообмена для 20°C (м/сут) – определяется эмпирическим соотношением [23]:

$$K_{600} = 13.82 + 0.35w, \quad (14)$$

где w – скорость реки (см/с). Приняв, что $w = 5$ км/ч (или $w = 1.39$ см/с), для температуры 17°C в августе 2016 г. и $p\text{CO}_2 = 1004$ мкатм для амурской воды и $p\text{CO}_2 = 404$ мкатм для атмосферы в 2016 г. с помощью уравнений (12)–(14) рассчитали поток CO_2 из реки в атмосферу, равный 14.2 ммоль/(м²ч), что находится в пределах вариаций потоков, полученных для р. Миссисипи при разных внешних условиях (6.80–280 ммоль/(м²ч) [23]. Для ширины р. Амур 2 км и длине 2824 км от места слияния рек Шилки и Аргуни [6] рассчитали годовой поток CO_2 , равный 8.43×10^6 тС/год, что более чем в два раза больше экспорта атмосферного CO_2 Амуром в морскую среду (3.8×10^6 тС/год). Однако примерно 170 дней в году р. Амур покрыта льдом и газообмен с атмосферой отсутствует [7]. Таким образом, годовая эмиссия CO_2 Амуром равна $\sim 4.5 \times 10^6$ тС/год, а баланс между экспортом CO_2 и его эмиссией в атмосферу указывает, что экосистема р. Амур – слабый источник CO_2 в атмосферу. Из литературных данных следует, что эмиссия CO_2 реками превышает экспорт углерода в морские экосистемы в четыре раза [25]. Без учета периода ледостава данные настоящего исследования для р. Амур указывают на доминирование эмиссии CO_2 (8.43×10^6 тС/год) над экспортом (3.8×10^6 тС/год). Для р. Раздольной установлено, что годовая эмиссия CO_2 без учета периода ледостава (7.8×10^4 тС/год) превышает экспорт углерода в Амурский залив (4.7×10^4 тС/год) [10]. Однако учет периода ледостава, когда отсутствует газообмен между атмосферой и речной водой, приводит к тому, что экосистема р. Раздольной – сток для атмосферного CO_2 , а экосистема р. Амур – слабый источник CO_2 в атмосферу. Таким образом, климатические условия оказывают существенное влияние на общий баланс потоков углерода между речными экосистемами, атмосферой и приемными бассейнами. Следует отметить, что полученные оценки имеют большую неопределенность, главным образом, связанную с вариациями расхода воды в реке, которые приводят к изменениям в скорости речного потока, т. е. к

изменению K_T и существенному изменению площади зеркала реки в Нижнем и Среднем Амуре [2]. Поэтому для уточнения экспорта и эмиссии CO_2 Амуром и учета сезонной изменчивости щелочности речных вод необходимы сезонные исследования карбонатной системы Нижнего Амуре.

ВЫВОДЫ

Вода р. Амур относится к кальций-гидрокарбонатному типу. Выветривание пород и фотосинтез органического вещества приводят к изъятию CO_2 из атмосферы и формируют ежегодный экспорт атмосферного CO_2 Амуром в морскую среду, равный 3.8×10^6 тС/год. Установлено, что воды Амуре выделяют CO_2 в атмосферу и ежегодная эмиссия CO_2 составляет 4.5×10^6 тС/год. Баланс разнонаправленных процессов (экспорт CO_2 и эмиссия CO_2) приводит к выводу, что экосистема р. Амур – слабый источник CO_2 в атмосферу. Ежегодный поток щелочности, переносимый р. Амур в морскую среду (1.65×10^{11} моль/год), приводит к увеличению нормированной щелочности в поверхностных водах на восточном склоне о. Сахалин и в северной части Японского моря. Установлена межгодовая тенденция увеличения скорости выветривания пород в бассейне р. Амур, которая связана с ростом годового стока реки, т. е. с увеличением количества атмосферных осадков.

Авторы благодарят Н. Д. Ходоренко (ТОИ ДВО РАН) за выполненный анализ растворенного органического углерода.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток / Под ред. Э.Д. Еришова. М.: Недра, 1989. 515 с.
2. Данилов-Данильян В.И., Гельфан А.Н. Экстраординарное наводнение в бассейне реки Амур // Вестн. РАН. 2014. Т. 84. № 9. С. 817–825.
3. Деев М.Г., Мирлин Е.Г. Японское море // Большая российская энциклопедия. М.: БРЭ, 2017. Т. 35. С. 759–760.
4. Дривер Дж. Геохимия природных вод. М.: Мир, 1985. 440 с.
5. Звалинский В.И., Тищенко П.Я., Колтунов А.М. и др. Карбонатная система, гидрохимические и продук-

- ционные характеристики нижнего течения реки Амур // Состояние морских экосистем, находящихся под влиянием стока реки Амур. Дальнаука: Владивосток, 2009. С. 35–53.
6. *Калугин А.С.* Модель формирования стока реки Амур и ее применение для оценки возможных изменений водного режима // Дис. ... канд. геогр. наук. М.: ИВП РАН, 2016. 185 с.
 7. *Махинов А.Н.* Ледяной покров Амура // Природа. 2019. № 3. С. 28–38.
 8. *Михайлик Т.А.* Гидрохимия реки Раздольной и ее влияние на экологическое состояние Амурского залива Японского моря // Дис. ... канд. хим. наук. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2024. 111 с.
 9. *Павлова Г.Ю., Тищенко П.Я., Недашковский А.П.* Распределение щелочности и растворенного кальция в Охотском море // Океанология. 2008. Т. 48. № 1. С. 27–37.
 10. *Тищенко П.Я., Михайлик Т.А., Павлова Г.Ю. и др.* Сезонная изменчивость карбонатной системы реки Раздольной // Вод. ресурсы. 2023. Т. 50. № 1. С. 68–80.
 11. *Тищенко П.Я., Ходоренко Н.Д., Барабанищikov Ю.А. и др.* Диагенез органического вещества в осадках покрытых зарослями зостеры морской (*Zostera Marina* L.) // Океанология. 2020. Т. 60. № 3. С. 393–406.
 12. *Тищенко П.Я., Стунжас П.А., Павлова Г.Ю. и др.* Алгоритм расчета минерализации речных и солености эстуарных вод из данных электропроводности // Океанология. 2019. Т. 59. № 4. С. 591–599.
 13. *Шулькин В.М., Богданова Н.Н., Перепелятников Л.В.* Пространственно-временная изменчивость химического состава речных вод юга Дальнего Востока РФ // Вод. ресурсы. 2009. Т. 36. № 4. С. 428–439.
 14. *Шулькин В.М., Семькина Г.И.* Поступление загрязняющих веществ в залив Петра Великого и оценка их вклада в создание экологических проблем. Современное экологическое состояние залива Петра Великого Японского моря: монография / Отв. ред. *Н.К. Христофорова*. Владивосток: Изд. дом Дальневосточного федерал. ун-та, 2012. С. 76–113.
 15. *Якунин Л.П.* Распределение речного стока по фарватерам устья Амура // Тр. ДВНИГМИ. 1978. Вып. 71. С. 162–168.
 16. *Abril G., Bouillon S., Darchambeau F. et al.* Technical Note: Large overestimation of pCO₂ calculated from pH and alkalinity in acidic, organic-rich freshwaters // Biogeosci. 2015. V. 12. 67–78.
 17. *Alin S.R., Rasera M.d.F.F.L., Salimon C.I. et al.* Physical controls on carbon dioxide transfer velocity and flux in low-gradient river systems and implications for regional carbon budgets // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. G01009. doi:10.1029/2010JG001398
 18. *Berner R.A., Lasaga A.G., Garrels R.M.* The carbonate silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years // Amer. J. Sci. 1983. V. 283. P. 641–683.
 19. *Butman D., Raymond P.A.* Significant efflux of carbon dioxide from streams and rivers in the United States // Nature Geosci. 2011. V. 4. P. 839–842.
 20. *Cai W.J., Guo X., Chen C.T.A. et al.* A comparative overview of weathering intensity and HCO₃ flux in the world's major rivers with emphasis on the Changjiang, Huanghe, Zhujiang (Pearl) and Mississippi Rivers // Continental Shelf Res. 2008. V. 28. P. 1538–1549.
 21. *Cole J.J., Caraco N.F.* Carbon in catchments: connecting terrestrial carbon losses with aquatic metabolism // Mar. Freshwater Res. 2001. V. 52. P. 101–110.
 22. *Drake D.W., Tank S.E., Zhulidov A.V. et al.* Increasing Alkalinity Export from Large Russian Arctic Rivers // Environ. Sc. Technol. 2018. V. 52. № 15. P. 8302–8308.
 23. *Dristi A., Xu Y.J.* Large Uncertainties in CO₂ Water–Air Outgassing Estimation with Gas Exchange Coefficient KT for a Large Lowland River // Water 2023. V. 15. 2621. <https://doi.org/10.3390/w15142621>
 24. *Gaillardet J., Dupre B., Louvat P., Allegre C.J.* Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers // Chem. Geol. 1999. V. 159. P. 3–30.
 25. *Gómez-Gener L., Rocher-Ros G., Battin T. et al.* Global carbon dioxide efflux from rivers enhanced by high nocturnal emissions // Nature Geosci. 2021. V. 14. P. 289–294.
 26. *Grasshoff K., Ehrhardt M., Kremling K.* Methods of Seawater Analysis. Weinheim/Deerfield Beach, Florida: Verlag Chemie, 1983. 419 p.
 27. *Hall R.O. Jr., Ulseth A.J.* Gas exchange in streams and rivers // WIREs Water. 2019. e1391. <https://doi.org/10.1002/wat2.1391>
 28. <http://gis.vodinfo.ru/hydrographs/>
 29. *Hutchins R.H.S., Prairie Y.T., del Giorgio P.A.* Large-scale landscape drivers of CO₂, CH₄, DOC, and DIC in boreal river networks // Global Biogeochem. Cycles. 2019. V. 33. P. 125–142. <https://doi.org/10.1029/2018GB006106>
 30. *Marescaux A., Thieu V., Borges A.V. et al.* Seasonal and spatial variability of the partial pressure of carbon dioxide in the human-impacted Seine River

- in France // *Sci. Rep.* 2018. V. 8. 13961. doi:10.1038/s41598-018-32332-2 1
31. *Meybeck M.* Carbon, nitrogen, and phosphorus transport by world rivers // *Am. J. Sci.* 1982. V. 282. P. 401–450.
 32. *Meybeck M.* Riverine transport of atmospheric carbon: sources, global typology and budget // *Water, Air, Soil Pollut.* 1993. V. 70. № 1–4. P. 443–463.
 33. *Mortatti J., Probst J.-L.* Silicate rock weathering and atmospheric/soil CO₂ uptake in the Amazon basin estimated from river water geochemistry: seasonal and spatial variations // *Chem. Geol.* 2003. V. 197. P. 177–196.
 34. *Raymond P.A., Cole J.J.* Increase in the export of alkalinity from Northern America's largest river // *Sci.* 2003. V. 301. P. 88–91.
 35. *Raymond P.A., Hartmann J., Lauerwald R. et al.* Global carbon dioxide emissions from inland waters // *Nature.* 2013. V. 503. P. 355–359.
 36. *Redfield A.C., Ketchum B.H., Richards F.A.* The influence of organisms on the composition of seawater // *The Sea* / Ed. *M.N. Hill.* New York: Intersci., 1963. V. 2. P. 26–77.
 37. *Talley L.D., Tishchenko P.Ya., Luchin V. et al.* Atlas of Japan (East) Sea hydrographic properties in summer, 1999 // *Progress Oceanogr.* 2004. V. 61. № 2–4. P. 277–348.
 38. *Talley L., Don-Ha Min, Lobanov V. et al.* Japan/East Sea Water Masses and their Relation to the Sea's Circulation // *Oceanogr.* 2006. V. 19. № 3. P. 32–49.
 39. *Tye A.M., Williamson J.L., Jarvie H.P. et al.* Dissolved inorganic carbon export from rivers of Great Britain: Spatial distribution and potential catchment-scale controls // *J. Hydrol.* 2022. V. 615. 128677.
 40. *Viers J., Oliva P., Dandurand J.-L. et al.* Chemical Weathering Rates, CO₂ Consumption, and Control Parameters Deduced from the Chemical Composition of Rivers // *Treatise Geochem.* 2014. V. 7. Ch. 6. P. 175–194.
 41. *Wanninkhof R.* Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. P. 7373–7382. doi:10.1029/92JC00188
 42. *Wanninkhof R.* Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean revisited // *Limnol. Oceanogr.: Methods.* 2014. V. 12. P. 351–362. doi:10.4319/lom.2014.12.351
 43. *Weiss R.F.* Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas // *Mar. Chem.* 1974. V. 2. P. 203–215.
 44. *Weiss R.F.* The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater // *Deep-Sea Res.* 1970. V. 17. P. 721–735. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(70\)90037-9](https://doi.org/10.1016/0011-7471(70)90037-9)
 45. *Zheng X., Nel W., Peng J., Wu W.* Hydrochemistry, chemical weathering and their significance on carbon cycle in the Heilong (Amur) River Basin, Northeast China // *Chemosphere.* 2023. V. 327. 138542.

Export and Emission of carbon dioxide by downstream of Amur River

**P. Ya. Tishchenko^{a,*}, V. I. Zvalinsky^a, G. Yu. Pavlova^a, P. P. Tishchenko^a, R. V. Chichkin^a,
E. M. Shkirnikova^a, R. S. Anokhina^b**

^a*V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, 690041 Russia*

^b*M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119234 Russia*

*e-mail: tpavel@poi.dvo.ru

Measurements of pH, total alkalinity, humic substances were carried out in June 2005, 2006 in the waters of the downstream Amur River along distance 489 km on the 13 hydrochemical stations between the cities of Komsomolsk-on-Amur and the Nikolaevsk-on-Amur. In August 2016, hydrochemical observations were carried out at the mouth Amur River, which included measurements of pH, total alkalinity, humic substances, concentrations of major ions of river water (Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Cl⁻) and dissolved organic carbon. The average annual rate of chemical weathering in the Amur River basin has been established which equal to 10.7 t/(km² year). Weathering of rocks and producing of organic matter by photosynthesis lead to the consumption of the atmospheric CO₂ in the river basin. Amur River annually exports this atmospheric CO₂ into the marine environment equal to 3.8 × 10⁶ tC/год. It has been established that the Amur River waters annually emit 4.5 × 10⁶ tC/year of carbon dioxide to the atmosphere. The balance of opposite processes (CO₂ export and CO₂ emission) showed that the ecosystem of the Amur River is a weak source of carbon dioxide to the atmosphere. The annual export of total alkalinity by the Amur into the marine environment (mol/year) increases normalized total alkalinity in the surface layer off the eastern shores of the Sakhalin Island (Sea of Okhotsk) and in the northern part of the Sea of Japan.

Keywords: carbonate system, river water, organic matter, chemical weathering, carbon dioxide flux, Amur River, Sea of Okhotsk, Sea of Japan.