

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.





СОДЕРЖАНИЕ

Том 51, номер 4, 2024

Водные ресурсы и режим водных объектов	
Достижения Академии наук России в исследовании озер за три столетия (обзор) Н. Н. Филатов, И. С. Трифонова, В. А. Румянцев	371
Динамико-стохастическое моделирование многолетнего уровенного режима Каспия применительно к раннехвалынской и позднехвалынской трансгрессиям А. В. Фролов	393
Моделирование динамики характеристик режима формирования снежного покрова на территории Российской Федерации. 3. Полевые и лесные участки Сибири и Дальнего Востока в исторический период	40.4
Е. М. Гусев, О. Н. Насонова, Е. Э. Ковалев, Е. А. Шурхно	404
Моделирование многолетней динамики речного стока в бассейне р. Лены на основе распределенной концептуальной модели стока	
А. И. Крылова, Н. А. Лаптева	417
Оценка влияния различных методов расчета потенциального испарения на результаты гидрологического моделирования	
Н. Ю. Сидоренко, А. Н. Бугаец, С. Ю. Лупаков, Б. И. Гарцман, Л. В. Гончуков	430
Использование характеристик изотопного состава воды для оценки вклада зимних и летних атмосферных осадков в сток Верхней Оби в период открытого русла <i>Т. С. Папина, А. Н. Эйрих, С. С. Эйрих</i>	445
Обзор современных методов измерения расхода донных наносов в реках с мелким аллювием О. А. Петровская	456
Гидрохимия, гидробиология, экологические аспекты	
Многолетняя динамика содержания главных ионов в водах притоков озера Телецкого в связи с биогеохимической обстановкой их водосборных бассейнов	
А.В.Пузанов, С.В.Бабошкина, Т.А.Рождественская, С.Н.Балыкин, Д.Н.Балыкин, А.В.Салтыков, И.А.Трошкова, С.Я.Двуреченская	468
Изменение качества воды р. Модонкуль по комбинаторному индексу загрязнения 3. И. Хажеева, А. М. Плюснин, Б. В. Дампилова	485
Влияние физико-химических свойств и состава воды реки Дубны на состояние процессов перекисного окисления липидов в биологических системах	400
В. О. Швыдкий, А. С. Дубовик, М. В. Козлов, А. Ю. Повх, Л. Н. Шишкина	498
Ионный состав генетических типов природных вод речных бассейнов Горного Крыма Т. С. Губарева, Г. Н. Амеличев, Б. И. Гарцман, С. В. Токарев, Л. И. Хрусталева, В. М. Морейдо	506
Применение центрифугирования для разделения взвешенных и коллоидных форм химических элементов при анализе речных вод: возможности и ограничения	
В. М. Шулькин	522

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ И РЕЖИМ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

УДК 061.61:001.891:556.55

ДОСТИЖЕНИЯ АКАДЕМИИ НАУК РОССИИ В ИССЛЕДОВАНИИ ОЗЕР ЗА ТРИ СТОЛЕТИЯ¹ (ОБЗОР)

© 2024 г. Н. Н. Филатов^a, И. С. Трифонова b , В. А. Румянцев c

^aИВПС КарНЦ РАН, Петрозаводск, 185030 Россия ^bСПб ФИЦ РАН, ИНОЗ РАН, Санкт-Петербург, 196105 Россия ^cСПб Научный центр РАН, Санкт-Петербург, 199034 Россия

*e-mail: nfilatov@rambler.ru

Поступила в редакцию 25.08.2023 г. После доработки 16.11.2023 г. Принята к публикации 22.01.2024 г.

Работа посвящена 300-летию Академии наук России и 80-летию создания Института озероведения АН. Представлены основные итоги изучения озер России, полученные в Академии наук за три столетия. В XVIII в. Императорской Академией наук организованы первые "физические" экспедиции по обследованию озер, озерных регионов, а также Арала и Каспия. В 1916 г. при Императорской Санкт-Петербургской академии наук создана Комиссия по изучению оз. Байкал. После 1917 г. исследование озер значительно расширилось в связи с практическими запросами развития страны. В 1928 г. Президиум Академии наук преобразовывает Байкальскую экспедицию в Байкальскую лимнологическую станцию. В 1944 г. в Ленинграде была создана Лаборатория озероведения Академии наук, а в 1971 г. – Институт озероведения АН СССР, В 1970–1980-х гг. выполнены комплексные исследования озер и озерно-речных систем Европейской территории СССР по проектируемой трассе перераспределения водных ресурсов страны. В 1970-1980 гг. АН СССР участвовала в решении глобальных проблем лимнологии – эвтрофирования, закисления и загрязнения озер. В конце XX – начале XXI вв. особое внимание уделяется диагнозу состояния, разработке прогнозов изменения экосистем водоемов при разнообразных климатических и антропогенных воздействиях. Изданы обобщающие монографии об истории исследования озер в разных регионах страны, разработаны комплексные атласы крупных озер России. Открытие в Антарктиде приледникового оз. Восток, полученные научные результаты – выдающиеся достижения науки второй половины ХХ в. Показано, что исследования озер Академией наук России внесли значительный вклад в фундаментальную науку, решение практических задач экономики страны, значимы для разработки проблем гидрологии вод суши.

Ключевые слова: озера России, эвтрофирование, закисление, загрязнение, климат, модели, атласы, экосистемы.

DOI: 10.31857/S0321059624040017 **EDN**: AQDGIR

ВВЕДЕНИЕ

Авторы статьи поставили перед собой задачу — представить в ограниченных рамках журнальной статьи обзор научных и практических достижений Императорской Академии наук, Академии наук СССР и Российской академии наук в изучении озер за три века. Важно было выбрать из огромного объема фактического материала фундаментальные и практические результаты, выделить наиболее важные направления и идеи, привести имена выдающихся ученых и научных школ. Сделана попытка представить в статье масштабную картину развития отечественного

озероведения от первых географических описаний Байкала, Ладожского и Онежского озер в XVIII в., эпохи формирования лимнологии (озероведения) как самостоятельной научной дисциплины в XIX в. до современных комплексных, системных исследований озер России, требующих привлечения широкого круга специалистов во всех областях наук о Земле, проанализировать наиболее крупные достижения озероведения. Осознавая, что не все достижения отечественного озероведения удалось упомянуть, приводим достаточно большой список публикаций. Кроме того, можно воспользоваться ссылками на сайты академических организаций, которые постоянно обновляются и в них можно найти сведения как о ранее полученных важнейших результатах, так и о новых достижениях в озероведении.

 $^{^{1}}$ Работа выполнена при поддержке РНФ (проект 22-17-00193).

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ИСТОРИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ОТЕЧЕСТВЕННОГО ОЗЕРОВЕДЕНИЯ

Начальный период изучения озер России Академией наук

Обследование озер для обеспечения практических запросов проводилось в России еще до создания Академии наук. Так, например, по личному поручению Петра I Д.Г. Мессершмидтом в 1723-1724 гг. выполнены первые обследования оз. Байкал. В 1732-1743 гг. члены Императорской Академии П.С. Паллас и И.Г. Георги впервые дали объяснение происхождения оз. Байкал, описали некоторых эндемиков озера, дали достаточно подробную характеристику флоры и фауны, описали байкальского тюленя и омуля и высказали гипотезу о неотектоническом происхождении озера. Для развития производительных сил России Императорской Академией наук в 1768-1774 гг. были организованы первые "физические" экспедиции на Европейском севере, в Поволжье, на Урале, Сибири, в Прикаспии, на Кавказе. По результатам работ экспедиций была дана комплексная картина природы обширного озерного края, Ладожского озера. Первым русским озероведом можно считать Н.Я. Озерецковского, который описал физико-географическую характеристику озера, растительность и животный мир Ладожского и Онежского озер, а позднее — озер Ильмень и Селигер. В 1792 г. была издана книга "Путешествие академика Н. Озерецковского по озерам Ладожскому, Онежскому" [60].

Теоретическое обоснование озероведения в России как раздела географии

Основоположником озероведения в России можно считать выдающегося географа, этнографа, антрополога академика Д.Н. Анучина. Он предложил рассматривать озера как сложный элемент ландшафта, развивающийся в определенной среде и взаимодействующий с ней. Им предложена классификация озер и издан очерк "Воды суши. Озера" [4]. Этот же ландшафтный подход развивал впоследствии выдающийся географ, биолог, зоолог, озеровед академик Л.С. Берг. Его исследования

посвящены изучению Арала и Каспия, озер Западной Сибири, Ладожского, Балхаш, Иссык-Куль и многих др. Л.С. Бергом выполнены исследования пресноводных рыб, которые обобщены в монографии "Рыбы пресных вод СССР и сопредельных стран" [12], за которую Л.С. Берг был посмертно удостоен Сталинской премии первой степени.

Во второй половине XIX в. Б.И. Дыбовским (Иностранный член АН СССР, 1928 г.) и В.А. Годлевским - ссыльными польскими учеными - было открыто наличие в Байкале уникальной эндемичной фауны, обнаружены неизвестные ранее виды растений и животных [18]. Академик В.А. Обручев в 1889—1891 г. дал первое научное объяснение происхождения Байкальской впадины. Изучение озер Европейской территории России, таких как Ладожское, Онежское, Ильмень, Псковско-Чудское, проводились как Академией наук, так и разными ведомствами для решения практических задач флота, водного транспорта, питьевого водоснабжения, рыболовства и др. По заданию военного ведомства гидрографической экспедицией под руководством А.П. Андреева в 1853—1867 гг. выполнено комплексное изучение Ладожского озера [2]. За монографию, посвященную этому озеру, Русское географическое общество наградило А.П. Андреева большой золотой и серебряной медалями. Первые оценки качества воды р. Невы и Ладожского озера для определения вод озера как источника водоснабжения г. Санкт-Петербурга были получены Отделом беспозвоночных Зоологического музея Академии наук [83]. Дальнейшее развитие исследований озер в системе Академии наук получило в результате коллективной записки физико-математического отделения Императорской Академии наук в 1916 г. видных ученых Д.Н. Анучина, А.Н. Северцова, Л.С. Берга, С.А. Зернова, В.А. Обручева, Г.Ю. Верещагина и ряда других, в которой указано, что "....Исследование Байкала представляет национальную задачу русских ученых..." [86]. На основании этой записки в 1916 г. при Императорской Академии наук была создана Комиссия по изучению озера Байкал (КИБ) и организована первая экспедиция КИБ по всестороннему исследованию озера. В этой экспедиции принял участие Г.Ю. Верещагин, которого по праву можно назвать основателем российской и советской школы озероведения [79, 86]. В конце XIX — начале XX вв. в условиях повторяющегося массового голода, вызванного неурожаями в России, исследования озер были направлены на изучение биологических ресурсов.

Исследования озер России в ХХ-ХХІ вв.

В 1915 г. начала работу Комиссия по изучению естественных производительных сил (КЕПС), которая для решения практических задач занималась изучением соленых озер, озерного сапропеля. Теоретические разработки озероведения продолжались в первой четверти XX в. Известным озероведом П.Ф. Домрачевым [29] разрабатывались принципы классификации и типологии озер с использованием данных по псковским, олонецким озерам и озерам Витебской губернии. В 1919 г. из состава КЕПС был создан Российский гидрологический институт (РГИ), а с 1926 г. он стал Государственным гидрологическим институтом (ГГИ), который планомерно занимался исследованиями озер. Практические и теоретические исследования озер проводились также сотрудниками Зоологического музея Академии наук. После 1917-1920 гг. стало невозможным проведение дальнейших экспедиций КИБ на Байкале, и Г.Ю. Верещагин назначается руководителем Олонецкой научной экспедицией (ОНЭ) РГИ, цель которой – исследование озер Карелии для решения практических задач. В 1925 г. "... академическая наука возвращается на Байкал под руководством Верещагина" [86]. С 1918 по 1925 г. Советская Россия была в полной международной изоляции, но уже в 1925 г. в России проходит III Съезд Международного объединения теоретической и прикладной лимнологии (SIL). По результатам работы на Байкале в 1927 г. Г.Ю. Верещагин был удостоен медали и почетного диплома SIL. В 1928 г. Президиум Академии наук преобразовывает Байкальскую экспедицию в Байкальскую лимнологическую станцию под руководством Г.Ю. Верещагина. На этой станции разрабатываются теоретические вопросы озероведения [19]. Фундаментальные исследования Байкальской станции были также тесно связаны с практической деятельностью таких организаций, как Байкаль-

ское пароходство, Гидроэнергопроект, Ангарскстрой, рыбохозяйственные предприятия и др. Верещагин впервые выдвинул идею аналогии озероведения с океанологией. Он считал, что Байкал по многим своим параметрам — водоем не озерного, а морского, даже океанического типа. Но Л.С. Берг последовательно отстаивал пресноводное происхождение байкальской фауны, за исключением явных морских иммигрантов – омуля и тюленя. В конце 1930-х гг. Г.Ю. Верещагин добивался создания Института в системе Академии наук, который занимался бы проведением комплексных исследований озер, разработкой теоретических проблем лимнологии, вопросами происхождения и истории развития типов озер, изучением физико-химических процессов, водного, химического и термического баланса озер, минеральной, энергетической, растительной базы, влиянием климата на озера. В результате в 1944 г. в Ленинграде была создана Лаборатория озероведения Академии наук СССР [106], но до этого выдающийся ученый-озеровед Г.Ю. Верещагин не дожил, он скончался на Байкале 1 февраля 1944 г. Во второй половине XX в. исследования озера и водосбора были продолжены под руководством выдающихся исследователей Г.И. Галазия, М.М. Кожова, О.М. Кожовой. Результаты исследований, посвященные оз. Байкал, представлены ниже.

После окончания Великой Отечественной войны началось активное изучение озерно-речных систем Севера ЕЧР, Урала, Восточной Сибири, Северного Кавказа, Донбасса. По результатам изучения водоемов Карело-Кольского региона под руководством С.В. Григорьева выполнены исследования озер и рек и опубликованы монографии "Водно-энергетический кадастр КАССР" и "Каталог озер Карелии" [27], отмеченные премиями Президиума Академии наук (АН) СССР. После 1946 г. исследования озероведов СССР были признаны и публиковались в виде обзоров за рубежом [111, 129]. Среди важнейших достижений русских-советских озероведов первой половины XX в. были исследования, проводимые на Косинской станции под руководством Л.Л. Россолимо, где впервые в мировой науке использован балансовый принцип в изучении трансформации энергии и круговорота вещества водоемов. Позднее Россолимо написал монографию "Температурный режим озера Байкал" [71], за которую получил премию Президиума АН СССР, а в 1977 г. опубликовал книгу "Изменение лимнологических экосистем под воздействием антропогенного фактора" [70], в которой, обобщив мировую литературу, привлек внимание советских лимнологов к острейшей проблеме эвтрофирования озер, с которой в Европе и Америке столкнулись раньше, чем в России.

Изучение роли микроорганизмов в круговороте веществ в озерах и водохранилищах, разработка методов применения радиоактивных изотопов углерода и серы для изучения интенсивности процессов круговорота веществ в водоемах принадлежит выдающемуся микробиологу чл.-корр. АН СССР С.И. Кузнецову [45]. Заслуги С.И. Кузнецова были отмечены в 1971 г. медалью SIL имени Науманна, а в 1985 г. – Государственной премией СССР. Биоэнергетический подход в гидробиологии, который сыграл фундаментальную роль также и в развитии озероведения, был сформулирован одним из основоположников продукционной биологии В.С. Ивлевым. Его главный труд "Экспериментальная экология питания рыб" [36] стал большим событием не только для советской, но и мировой науки. Выдающийся вклад в развитие теории функционирования водных экосистем озер внесли работы чл.-корр. АН СССР Г.Г. Винберга по биотическому балансу, энергетическому обмену, питанию и росту водных организмов. Им создано новое направление – продукционная гидробиология, изучающая закономерности продукционных процессов в водоемах, сформулированное в монографии "Продукционно-биологические исследования экосистем пресных вод" [20].

К 1949 г. Лаборатория озероведения в Ленинграде сформировалась как центральное научное учреждение с двумя лимнологическими станциями — Байкальской и на оз. Пуннус-Ярви (Красное) под Ленинградом. Директором Лаборатории озероведения вначале был назначен академик Н.М. Страхов, а в 1946 г. — выдающийся геолог, академик Д.В. Наливкин. В 1953 г. Байкальская станция была передана Сибирскому филиалу АН СССР, а впослед-

ствии преобразована в Лимнологический институт Сибирского отделения АН СССР. В 1955 г. директором Лаборатории озероведения в Ленинграде стал выдающийся географ С.В. Калесник. Под его руководством были начаты фундаментальные комплексные исследования Ладожского, а позднее Онежского озер. Материалы многолетних исследований этих озер за 1956-1970 гг. обобщены в монографиях и опубликованы в 20 томах "Трудов лаборатории озероведения". В 1971 г. усилиями С.В. Калесника лаборатория была преобразована в Институт озероведения (ИНОЗ АН СССР). Академиком С.В. Калесником сформулированы основные задачи отечественного озероведения [38]. В частности, им отмечалась необходимость комплексных исследований и ландшафтно-географического подхода. ИНОЗ АН СССР выполнял комплексные ландшафтно-лимнологические исследования на озерах, расположенных в разных физикогеографических зонах, по результатам этих работ опубликована монография "Озеро и его водосбор – единая природная система" [30]. В 1970-1980 гг. ИНОЗ АН СССР проводил экспедиционные исследования озер и водосборов по всей территории СССР. Выполнялась географическая типизация озер различных озерных ландшафтов Северо-Запада России. На лимнологической станции Пуннус-Ярви Л.А. Жаковым проводились методические работы по интродукции ценных пород рыб в малые озера, и вместе с В.В. Меншуткиным им впервые в стране создана математическая модель популяции окуневого стада рыб озера [31]. Н.И. Семеновичем изучалась роль динамического фактора в формировании химического режима придонного слоя озера [81]. Успехи озероведов АН СССР были отмечены Международным обществом лимнологов (SIL), которое доверило АН СССР проведение XVIII Лимнологического Конгресса в 1971 г. в Ленинграде на базе Института озероведения АН СССР [106]. Обобщающая работа И.И. Николаева (ИНОЗ АН СССР и ОВП КФ АН СССР) "Очерк структуры и формирования годового лимнологического цикла водоемов умеренной зоны" [56] содержит, по существу, одну из первых эмпирических моделей структуры годового лимнологического цикла озера.

В 1970—1980 гг. в СССР под руководством чл.-корр. АН СССР Г.Г. Винберга проводились исследования по Международной Биологической Программе (МБП). Оценивалась биологическая продуктивность озер многих регионов мира, для ряда озер с круглогодичными наблюдениями был определен биотический баланс. Результаты работы ИНОЗ по этому направлению опубликованы в коллективной монографии [13].

Во второй половине XX в. возникла необходимость решения важнейших водных проблем по всей территории страны, связанных с гидроэнергетическим строительством на ряде крупных озер (Байкал, Онежское, Балхаш, Севан и др.), планируемым перераспределением водных ресурсов страны в Европейской и Азиатской частях СССР, научным обоснованием питьевого и промышленного водоснабжения, решением проблем эвтрофирования и закисления озер в условиях изменения климата. Для этого в АН СССР были созданы специализированные институты: Институт водных проблем (ИВП, Москва), Водных и экологических проблем Дальневосточного отделения (ИВЭП ДВО, Хабаровск), ИНОЗ (Ленинград), Водных и экологических проблем Сибирского отделения (ИВЭП СО, Барнаул), Институт проблем промышленной экологии Севера Кольского научного центра (ИППЭС КНЦ, Апатиты), а после 1991 г. в Российской академии наук (РАН) были созданы институты: Водных проблем Севера КарНЦ (ИВПС КарНЦ РАН, Петрозаводск), Байкальский институт природопользования СО РАН (БИПП СО, Улан-Удэ), Санкт-Петербургское отделение Института геоэкологии РАН (СПбО ИГЭ, Санкт-Петербург), Аридных зон ЮНЦ РАН (Ростов-на-Дону). Эти организационные меры РАН позволили охватить исследованиями основные озерные регионы России; разработать и внедрить новые методы исследований озер: дистанционные спутниковые, 3D-модели, геоинформационные системы, методы теории искусственного интеллекта для классификации водоемов; дать количественную и качественную оценку водных ресурсов озер; выявить причины эвтрофирования и закисления озер России; разработать рекомендации по восстановлению экосистем озер; дать предложения по совершенствованию законодательства для сохранения озер (Закон об охране оз. Байкал [92], Проект закона об охране Ладожское и Онежского озера ([72, 78] и др.).

ДОСТИЖЕНИЯ АКАДЕМИИ НАУК В ОБЛАСТИ КЛЮЧЕВЫХ ПРОБЛЕМ ОЗЕРОВЕДЕНИЯ

Изучение влияния общей увлажненности на водные объекты. Климат и озер

Академик Л.С. Берг был одним из первых, кто положил начало изучению влияния климата на континентальные водоемы [10]. В 1908 г. он отмечал, например, что уровень Арала, как и других озер региона, значительно менялся, повышался и понижался, что определялось климатическими условиями [9]. Во второй половине XX в. под руководством докт. геогр. наук, профессора А.В. Шнитникова в ИНОЗ АН СССР изучались колебания общей увлажненности ландшафтов и определялось влияние ее на озера [100]. Им исследовались Ладожское и Онежское озера, озера в лесостепных, степных, полупустынных, а позднее - горных ландшафтах (Прикаспийской низменности, юга Западной Сибири, Казахстана, Средней Азии). А.В. Шнитникову удалось выявить общие закономерности изменчивости увлажненности изученных территорий Евразии, им определены флуктуации уровня вод озер с ритмом изменчивости от внутривекового до 1800-1900 лет [100]. Этот ритм был назван "циклом Петерссона-Шнитникова". А.В. Шнитниковым и Н.П. Смирновой в 1975-1979 гг. установлено, что на оз. Чаны каждые 30-35 лет возникали трансгрессии за счет увеличения стока питающих его рек, длящиеся 6-8 лет и приводящие к повышению уровня [68]. Исследования оз. Чаны были продолжены Институтом водно-экологических проблем (ИВЭП СО РАН). созданным в 1987 г. по инициативе академика О.Ф. Васильева [15, 59]. По данным длительных наблюдений за колебаниями уровня воды оз. Чаны в 1898-2000 гг. были определены флуктуации с цикличностью порядка 40 лет, связанные с природными изменениями водности рек бассейна [16, 56]. В ИВЭП СО РАН также проводится многолетнее комплексное изучение одного из самых глубоких озер России — Телецкого [16, 61, 94]. Результаты выполненных исследований положены в обоснование включения оз. Телецкого

с 1998 г. в список объектов всемирного наследия ЮНЕСКО.

Изучения закономерностей изменения климата, элементов водного баланса озер России показали, что при заметном глобальном потеплении климата после 1980 г. на водосборах крупнейших озер России реакция гидрологического режима, колебаний уровня воды и экосистем озер существенно различалась в зависимости от региональных особенностей водосборов, влияния разных антропогенных факторов. В колебаниях уровня воды озер Байкал, Ладожского и Онежского отмечается вековой тренд и квазициклические флуктуации временных масштабов 30 и несколько лет [97, 105, 127]. Для долгосрочных прогнозных оценок уровня воды Ладожского и Онежского озер успешно использовались вероятностные модели межгруппового учета аргументов, модели периодически-коррелированных случайных процессов, а также динамико-стохастические модели с использованием разнообразных сценариев изменений климата [77]. Инструментальные наблюдения за уровнем Каспия за более чем 100-летний период, разработанные методы и климатические модели не дали возможности получить надежный прогноз уровня Каспия на длительную перспективу (годы) вследствие исключительной специфики физико-географических, климатических, гидрологических и иных условий Каспия [14, 21]. Результаты исследования уровенного режима оз. Байкал в естественных условиях и подпора показывают, что в измененных гидрологических условиях для управления водопользованием озера необходимо учитывать особенности водного режима не с приближением на средние условия водности, а с учетом возможных экстремальных условий в периоды с аномально низкой или высокой водностью [82]. Анализ удаленных связей внутривековой изменчивости уровня крупнейших озер России и Великих американских озер не выявил общих глобальных закономерностей, которые позволили бы улучшить возможности долгосрочного прогноза внутривековых колебаний уровня [97, 108, 109]. За последние 50 лет при заметном потеплении климата на крупных озерах России – Байкале, Ладоге, Онего, Таймыре – отмечена устойчивая тенденция к более поздним срокам установления и более ранним срокам разрушения ледяного покрова и к уменьшению продолжительности ледостава на ~2 недели [97, 109, 119], что согласуется с такими же датами для крупных озер Европы, Северной Америки. При потеплении климата в крупнейших озерах Европы – Ладожском и Онежском – наблюдался рост биомассы, а при лальнейшем потеплении — снижение биомассы фитопланктона, что объясняется тем, что водоросль Aulacosira islandica развивается только при температуре воды <8°C, а эта водоросль дает главный вклад в биомассу фитопланктона весной и осенью [80]. Важный вывод проведенных до начала 2000-х гг. натурных и численных экспериментов - то, что антропогенный пресс основной фактор, определяющий состояние и изменения экосистемы в озерах. Но в первые две декады XXI в. более заметным и сравнимым с силой антропогенного воздействия на экосистемы Ладожского и Онежского озер становится влияние потепления климата [80, 124]. Оценки возможных изменений гидротермодинамического режима и реакции экосистемы на изменения климата показывают, что к середине XXI в. воздействие потепления на крупные озера будет еще более значительным [97]. К настоящему времени доказано, что в результате увеличения температуры воздуха за последние 50 лет возросла продолжительность "биологического лета" Ладожского и Онежского озер [108]. В работах Н.М. Калинкиной, Е.В. Текановой и др. [44, 117] показано, что при потеплении климата в зимний период с возрастанием речного стока отмечалось поступление аллохтонных веществ гумусового происхождения, что привело к возрастанию цветности воды, концентрации общего железа и углекислого газа в заливах. Это явление - так называемого покоричневения (браунификации) вод – типично для многих озер бореальной зоны. Одна из важнейших причин продолжающегося изменения состояния (эвтрофирование, загрязнение) крупных озер России - кумулятивное воздействие антропогенных и природных факторов в долгосрочном масштабе времени [97, 117].

Типизация, классификация озер и озерных регионов

В России насчитывается более 3 млн озер, расположенных в разных ландшафтных зо-

нах, поэтому разработка принципов их типизации – важнейшая задача для качественной и количественной оценки озерных ресурсов России. Это направление было развито в ИНОЗ АН ССР С.В. Калесником и его коллегами. В 1970-1980 гг. в ИНОЗ разработаны разные классификации и схемы районирования озер России по характеру котловин, трофности, химизму, термическим типам и т. д., которые подробно изложены в [84]. Современная классификация территории России по озерным районам (ИНОЗ РАН и ИВПС КарНЦ РАН) проводится с помощью геоинформационных методов с использованием аэрокосмической информации, цифровых карт. Границы озерных районов проводились с учетом ландшафтных зон, физико-географического районирования территории России и границ бассейнов рек. Для территории России по озерности выделяют 7 категорий от <0.5% до >10% [125] (рис. 1).

Наибольшая озерность отмечается для территории Карелии, которая достигает 21%, а также в Прикаспийском районе и в Большеземельной тундре. В ИНОЗ в XX в. проведена современная оценка озерного фонда России [73–75]. Озерные водные ресурсы РФ оценены в ~25 970 км³, в том числе >50 км³ — воды повышенной минерализации. В искусственных водоемах содержится ~830 км³. На крупнейшие озера приходится >95% общего объема пресных озерных ресурсов. Почти 24 000 км³ озерной воды в первой декаде XX в. могут быть отнесены к условно чистым, сохраняющим оли-

готрофный статус. Для многих наиболее экономически развитых областей РФ, в которых отсутствуют крупные водоемы, доля условно чистых озерных вод составляет доли процента [75]. Выявлены изменения озерного фонда ЕЧР за последние 50 лет, свидетельствующие о продолжающемся постепенном уменьшении площади водного покрытия Восточно-Европейской равнины. Наиболее значимые изменения отмечены в регионах, уже характеризующихся водным дефицитом [73, 74].

Результаты решения одной из глобальных проблем современной лимнологии— эвтрофирования озер

Организации АН СССР участвовали в решении одной из глобальных проблем современной лимнологии – изучении эвтрофирования озер. В 1960 г. крупные озера России (Ладожское, Онежское, Байкал), как и многие озера мира стратегического значения для экономики регионов, подверглись загрязнению и антропогенному эвтрофированию из-за роста фосфорной нагрузки. В 1970-х гг. в институтах АН СССР были выполнены фундаментальные исследования антропогенного эвтрофирования крупнейших озер Европы [3, 101, 106]. Например, к началу 1980-х гг. биогенная нагрузка на оз. Ладожское выросла почти в 3.5 раза — от 2430 до 8100 т Р/год, на его водосборе в конце XX в. функционировало почти 600 промышленных предприятий [47, 49]. В Ладожском и Онежском озерах резко сократилась численность рыб, в особенности таких, как лосось, форель, палия, сиг, судак и др. Принятые в 1980–2000 гг.

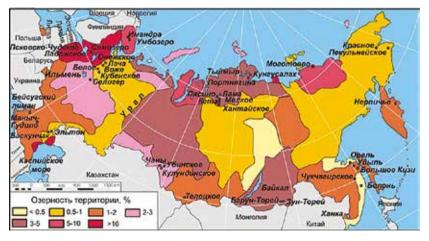


Рис. 1. Картосхема озерности территории России, % ([109] с изменениями).

меры привели к снижению фосфорной нагрузки: в 1984—1995 гг. в среднем 6040, в 1996—2005 гг. — 3580, а в 2006—2011 гг. — 3000—5000 т Р/год [46, 75, 74. 851. В результате исследований ИНОЗ. ОВП (Отдел водных проблем Карельского филиала АН СССР), ИППЭС КНЦ, ЛИН СО АН СССР и других организаций были выявлены особенности и причины процесса антропогенного эвтрофирования крупнейших озер Европы [48, 49]. Из-за загрязнения крупных озер тяжелыми металлами, нефтепродуктами и различными другими органическими соединениями, в том числе токсичными, у ряда гидробионтов в бентосе и планктоне были выявлены характерные морфологические деформации, а у рыб отмечена высокая степень токсикозов. На основе данных научных исследований АН СССР, Гидрометслужбы, ряда ведомственных организаций вышло Постановление Совмина СССР № 1212 от 7.12.1984 "О дополнительных мерах по обеспечению охраны и рационального использования водных и других природных ресурсов бассейна озер Ладожского, Онежского и Ильмень". По инициативе Института озероведения в 1986 г. был закрыт Приозерский ЦБК, который существенно загрязнял воды западного побережья озера, что создавало опасность для обеспечения Ленинграда качественной питьевой водой. После распада СССР в начале 1990-х гг. произошло резкое сокращение экономической деятельности на водосборах Ладожского и Онежского озер. Наблюдалось существенное уменьшение биогенной нагрузки и сброса вод от точечных и распределенных источников. Так, например, поступление фосфора в оз. Ладожское в 2000-х гг. уменьшилось почти в три раза - с 6-7 до 2 тыс. т в год. В результате этого заметно повысилось качество вод, началось постепенное изменение трофического статуса водоемов [44, 47]. По данным натурных наблюдений и математического моделирования [47, 110, 124, 126], основной вклад в эвтрофирование Ладожского и Онежского озер примерно до 2010 г. вносили антропогенные факторы. После уменьшения антропогенной нагрузки в 1990-е гг. возросла роль внутриводоемных процессов и отметилось замедление восстановления экосистемы. А в последние годы в экосистеме наиболее заметны изменения, обусловленные потеплением климата [28]. С помощью только данных длительных натурных экспериментов на озерах Ладожском, Онежском и Байкал не удалось диагностировать причины медленного восстановления экосистем, возможно, это было обусловлено влиянием таких факторов, как водные грибы, бактериопланктон, поэтому важное значение приобретают моделирование водных экосистем и проведение численных экспериментов с использованием математических моделей [24, 28, 85, 126]. По результатам многолетних наблюдений и моделирования крупнейших озер Европы были получены оценки допустимой антропогенной нагрузки, ассимиляционного потенциала (АП) озер по поступлению биогенов в озера [80]. Так, АП по фосфору в оз. Ладожское должен быть 1800 т Р/год. Однако реально возвратить озеро в олиготрофное состояние представляется экономически труднореализуемым. Для оз. Онежского с помощью 3D-модели получены оценки АП по сбросу фосфора — 800 т P_{total} /год и по сбросу азо- $\tau a - 15000 \tau N_{total} / \text{год } [85, 124].$

На Лимнологической станции Пуннус-ярви по многолетним данным проводились фундаментальные исследования эвтрофирования малых озер Карельского перешейка, были выполнены многолетние исследования, комплексный многолетний мониторинг оз. Красного [54]. Выделены показатели перехода водоема из одного трофического статуса в другой [62, 89, 90, 99].

С 1977 по 1984 г. ИНОЗ АН СССР проводил исследования малых озер Латгальской возвышенности (Латвийская ССР) с целью оценки изменения озерных экосистем под антропогенным воздействием, прежде всего сельскохозяйственного преобразования водосборов — сведения лесов, распашки, мелиорации, внесения удобрений [87–89]. Исследования показали резкое возрастание биологической продуктивности озер в результате обогашения питательными вешествами. Повышение концентраций биогенных элементов, поступающих в озеро, ведет к нарушению сбалансированности экосистемы. Это, прежде всего, сказывается на отставании деструкционных процессов от продукционных, следовательно - на интенсивном накоплении в озере органического вещества. Нарушение сбалансированности экосистемы связано не только с развитием автотрофных организмов, но и с ограничением развития популяций гетеротрофных организмов, в первую очередь бактерий. В 1986—1989 гг. комплексная экспедиция ИНОЗ

проводила масштабные исследования тундровых озер в СССР, впервые исследовано влияние интенсивной нефтегазоразведки на озера в условиях Заполярья (Большеземельская тундра). Установлено, что некоторые мелководные загрязняемые озера региона вполне сравнимы по величине первичной продукции с эвтрофными озерами умеренной зоны. В них отмечается продолжительное "цветение" воды за счет массового развития цианобактерий, и большинство озер в этом районе в наибольшей степени уязвимо к антропогенному воздействию [63, 89].

Изучение закисления озер

Одна из важнейших проблем современной лимнологии конца XX – начала XXI вв. – закисление озер из-за влияния выбросов кислотообразующих газов на воды суши и водные экосистемы. Особенно уязвимыми в отношении процессов закисления оказались низко минерализованные воды малых озер северных регионов страны: Карело-Кольского региона, а также озер Архангельской и Вологодской областей, Ямало-Ненецкого автономного округа. Под руководством Т.И. Моисеенко и др. [55], П.А. Лозовика и др. [50] получены данные о сопряженном поведении химических элементов (гумусовые кислоты, тяжелые металлы) в закисленной среде вод; изменениях физиологических функций организмов рыб в закисленной среде и структурно-функциональной организации водных экосистем. В указанных работах предложены алгоритмы расчетов критических нагрузок кислотообразующих веществ, даны оценки превышения нагрузок на ЕЧР и в Западной Сибири, разработаны гидрогеохимические критерии состояния и устойчивости к антропогенному воздействию поверхностных вод; выявлен вклад природных и антропогенных факторов закисления вод.

Комплексные исследования озер в связи с решением государственных задач. Оценка возможностей перераспределения водных ресурсов страны ("переброски стока")

Из-за значительных антропогенных изменений гидрологического режима Каспия и неожиданно резких природных изменений уровня вод

на протяжении XIX-XX вв. для стабилизации уровня вод Каспия и решения задач экономики региона в 1972 г. был разработан проект перераспределения водных ресурсов (так называемая "переброска") с Севера СССР в бассейн Волги [66]. В исследованиях приняли участие 134 организации, а Институт водных проблем АН СССР был назначен головной организацией. Планировалось использовать часть стока рек Печоры, Северной Двины. Онеги и Невы и часть водных ресурсов озер Севера (Онежского, Воже, Лача, Кубенского, Белого, Рыбинского водохранилища). В конце 1970-х — начале 1980-х гг. по трассе перераспределения водных ресурсов (переброски) осуществлялись масштабные комплексные лимнологические исследования этих водоемов. Итоги работ экспедиций ИНОЗ опубликованы в нескольких монографиях (например, [3, 22]). Показано, что озера Лача и Воже могут прекратить свое существование как водоемы с замедленным водообменом с постепенным превращением их в транзитную группу водоемов. Потери рыбопродуктивности в этих озерах составили бы до 90%, что означало полную утрату их рыбопромыслового значения [22]. Выявлены возможные негативные изменения экосистемы Онежского озера при изъятии части стока из водного баланса [36]. АН СССР подготовила отрицательные заключения о реализации этого проекта, а группа геологов-академиков во главе с А.Л. Яншиным направила письмо в ЦК КПСС "О катастрофических последствиях переброски части стока северных рек". В результате 14 августа 1986 г. вышло постановление ЦК КПСС и СМ СССР "О прекращении работ по переброске части стока северных и сибирских рек". В качестве положительного результата исследований по проекту переброски отметим, что благодаря скоординированной работе научных и проектных организаций удалось получить важные научные выводы о состоянии и закономерностях изменений водных систем по трассе переброски, которые оказались полезными для рационального использования и охраны ресурсов озер [22].

К решению проблемы загрязнения и эвтрофирования оз. Севан

Из-за сработки вековых запасов воды оз. Севан — самого крупного из высокогорных озер

мира — на нужды энергетики, орошение земель в Араратской долине к 1970 г. уровень вод озера упал на 18 м, уменьшился водообмен между Большим и Малым Севаном, озеро достаточно быстро перешло в эвтрофное состояние. Глубокие изменения в экосистеме озера, ухудшение качества воды и подрыв его рыбохозяйственной ценности привели к необходимости принятия безотлагательных мер по сохранению водоема как централизованного источника хозяйственно-питьевого водоснабжения Армянской ССР. Возникла так называемая "севанская проблема". Было принято Постановление ЦК КПСС и Совета Министров СССР № 812 от 28 сентября 1978 г. "О мерах по охране и рациональному использованию природных ресурсов озера Севан". Для решения "севанской проблемы" в 1980-х гг. проведены комплексные исследования озера, в которых принимали участие более 40 организаций СССР, в том числе институты АН СССР под руководством ИНОЗ (А.Ф. Трешникова и В.А. Румянцева). По результатам экспериментальных исследований и моделирования было показано, что главной мерой по оздоровлению озера, улучшению качества его воды и восстановлению его рыбохозяйственной значимости может быть подъем уровня воды на 6 м [104]. К сожалению, возродить экосистему оз. Севан, как планировалось в результате исследований по "севанской проблеме", не получилось из-за распада СССР. Рекомендации по пополнению вод озера и поднятию уровня воды на 6 м за счет стока рек соседних государств в настоящее время не представляется возможным. Отметим, что в XX в. успешно продолжаются совместные исследования оз. Севан при участии организаций РАН (Институт биологии внутренних вод РАН и ЮНЦ РАН) [102].

Изучение минеральных озер

Первые исследования Каспия и Арала были выполнены морскими офицерами, которые составляли карты этих водоемов, а первые академические экспедиции в 1768—1774 гг. под руководством академиков П.С. Палласа и И.Г. Гмелина позволили получить сведения о геологии и биологии Каспия. Они выдвинули гипотезу, что многолетние колебания уровня моря зависят от климатических факторов.

Началом научно-промысловых исследований Каспия следует считать экспедицию академика К.М. Бэра (Иностранный почетный член Академии наук). К.М. Бэр первый выполнил химический анализ каспийской воды. В 1897 г. было определено, что Кара-Богаз-гол – величайший в мире аккумулятор глауберовой соли (сульфата натрия), на дне залива обнаружен пласт глауберовой соли. Особый вклад в изучение Каспия внес замечательный русский ученый Н.М. Книпович, который в 1904–1915 гг. провел несколько экспедиций [38]. По результатам были опубликованы труды по гидрологии и гидробиологии, составлена первая карта вертикальной циркуляции вод. При АН СССР была создана особая "Каспийская комиссия", возглавляемая Н.М. Книповичем, а в 1918 г. при ВСНХ был создан Комитет по изучению Кара-Богаз-гола во главе с Н.С. Курнаковым. Подсчитано, что на дне залива и его берегах осаждается ~6 млн т соли в год. Крупный вклад в исследования континентальных водоемов Каспия, Арала, Байкала, Балхаша и Иссык-Куля внес академик Л.С. Берг. Работы Л.С. Берга оказали большое влияние на формирование научного мировоззрения не только советских озероведов, но и лимнологов всего мира [9–12]. Во второй половине ХХ в. комплексные исследования Каспия и его бассейна были проведены в ИВП РАН [14, 66]. В XXI в. исследования Каспия продолжаются как РАН, так и Росгидрометом [21, 28]. В 2020-х гг. в Институте вычислительной математики (ИВМ) и ИВП РАН Н.А. Дианским и Т.Ю. Выручалкиной, А.В. Фроловым разработана и реализована методика расчета водного баланса озера/моря по данным транспорта влаги в атмосфере над его зеркалом и бассейном водосбора из современных атмосферных реанализов [28]. Н.А. Дианским использована система оперативного диагноза и краткосрочного прогноза (СОДИП) гидрометеорологических характеристик Каспия, основанная на региональной негидростатической атмосферной модели WRF и модели морской циркуляции ИВМ. Чл.-корр. РАН Р.А. Ибраевым и Г.С. Дьяконовым разработана вихреразрешающая 3D-модель трехмерной циркуляции Каспия, предназначенная для исследования изменчивости его уровня и термохалинных полей от синоптического до климатического масштаба [28]. Несмотря на предпринимаемые исследования специалистами многих стран, проблема долгосрочного прогноза уровня воды Каспия до сих пор не решена.

Исследования Аральского моря уже более двух столетий вызывают интерес мирового научного сообщества и имеют важное социальное, практическое и фундаментальное научное значение. Целенаправленное изучение Приаралья началось с середины XVIII в. В 1905 г. опубликованы исследования А.А. Тилло и Ю.М. Шокальского, в которых приведена площадь Аральского моря. В 1899—1902 гг. и в 1906 г. Л.С. Берг подробно обследовал водоем и в 1908 г. опубликовал монографию "Аральское море. Опыт физико-географической монографии" [9]. За этот труд в 1909 г. Русское географическое общество присуждает ему золотую медаль П.П. Семенова-Тян-Шанского. В XX в. в СССР проводились систематические наблюдения за физическими, химическими и биологическими характеристиками моря. На основе этих исследований были опубликованы сотни статей и ряд книг. С 1961 г. вследствие климатического и, главным образом, антропогенного (безвозвратное использование вод питающих море рек Амударьи и Сырдарьи на нужды орошения) факторов, нарушивших водный баланс Арала, началось его постепенное обмеление с уменьшением площади зеркала и объема. В конце 1980-х гг. уровень воды упал настолько, что все море разделилось на две части: северный Малый Арал и южный Большой Арал. Обмеление Аральского моря привело к существенным изменениям его морфометрических и гидрофизических характеристик, термохалинной структуры, биологических и других параметров. Благодаря расчетам и экспертизе ученых АН СССР предложенный план спасения Малого Аральского моря посредством постройки плотины в проливе Берга, которая стала препятствовать падению уровня моря, Н.В. Аладин был награжден почетным знаком Международного фонда спасения Арала. В XXI в. исследования Арала продолжают осуществлять сотрудники лаборатории ЗИН РАН под руководством докт. биол. наук Н.В. Аладина [1] и ИО РАН под руководством чл.-корр. РАН П.Ю. Завьялова [32, 115].

Исследования минеральных озер проводились организациями АН СССР на огромном

пространстве СССР. С 1950-х гг. исследование соленых озер было связано в основном с изучением минерально-сырьевой базы таких известных озер, как Балхаш, Индер, Кучук, Маныч, Эльтон, Баскунчак, зал. Кара-Богаз-Гол. Исследования бассейна Западного Маныча имеют более чем двухсотлетнюю историю. Маныч имеет реликтовое происхождение, является остатком огромного водоема, соединявшего в доисторические времена Каспийское и Черное моря. Однако обобщающих экологических исследований, затрагивающих тенденции изменений водной экосистемы оз. Маныч-Гудило, долгое время не проводилось. В 1989-1991 гг. ИВП РАН совместно с Севкавгипроводхозом были уточнены его водно-солевой режим и гидробиологические характеристики. В XXI в. в ЮНЦ РАН выполняют исследования соленого бессточного оз. Маныч-Гудило. Особенность водно-солевого режима гидробиоценоза оз. Маныч-Гудило состоит в наличии участков акватории с различной соленостью.

Современные исследования лимногенеза соленых озер развивают новые аспекты лимнологии как комплексной, фундаментальной науки, имеющей широкое прикладное значение с учетом того, что почти 600 млн человек на Земном шаре живут в условиях аридных и семиаридных зон. Отметим оз. Шира (в Красноярском крае) — одно из самых упоминаемых в научных статьях соленых озер современной России (после Каспия) и меромиктических озер. Результаты исследований оз. Шира, которые проводятся Институтом биофизики СО РАН (Красноярск), опубликованы в первой в мире монографии по неперемешиваемым, меромиктическим озерам [105].

Некоторые результаты исследований оз. Байкал во второй половине XX— начале XXI в.

Исследования Байкала имеют важное практическое, социальное и фундаментальное значение и вызывают интерес на протяжении трех столетий не только у академических организаций России, но и мирового научного сообщества. Выдающийся вклад в исследования альгологии; водной экологии оз. Байкал внесли работы М.М. Кожова и О.М. Кожовой [79], де-

ятельность которых была связана с Байкальской лимнологической станцией Академии наук, Лимнологическим институтом СО АН, ИГУ. О.М. Кожовой вместе с Л.Я. Ашепковой и В.В. Меншуткиным была создана первая математическая модель оз. Байкал с учетом трехмерной циркуляции вод, даны предложения по сохранению его экосистемы [53]. Многолетние комплексные исследования выполнены в ЛИН СО АН СССР под руководством Г.И. Галазия, в Институте географии СО РАН и БИПП СО РАН созданы комплексные атласы озера и водосбора [7, 8, 58]. В 1990 г. при Лимнологическом институте АН СССР по инициативе М.А. Грачева и В.А. Коптюга был создан Байкальский международный центр экологических исследований. Во второй половине XX в. на Байкале выполнен огромный объем научных исследований, обобщить которые непросто. В 1990-1991 гг. на оз. Байкал в рамках программы фундаментальных исследований РАН проведены экспедиции на подводных аппаратах "Пайсис". В 2008-2009 гг. выполнены международные научно-исследовательские экспедиции на аппаратах ИО РАН "Мир". На дне Байкала открыты нефтеносные структуры, изучены древние уровни стояния байкальских вод [93]. В работе М.А. Грачева обобщены сведения о состоянии экосистемы оз. Байкал на 2002 г. [26]. Подсчитано, что в 1987-1988 гг. из-за морбилливируса чумы плотоядных погибло ~6 тыс. голов байкальских тюленей. По результатам реализации проектов "Байкал-Бурение" создана цифровая модель рельефа (ЦМР) дна озера. В 1997—2022 гг. открыты и изучены природные газовые гидраты, не встречающиеся ни в одном пресноводном водоеме. К 2022 г. на Байкале открыто 60 мест с приповерхностным скоплением газовых гидратов. За последние два десятилетия зарегистрировано увеличение концентрации метана в 2–2.5 раза [120, 129]. В районах разгрузки газосодержащих минерализованных флюидов Байкала выявлены представители разных таксонов, имеющие высокое сходство с микроорганизмами из морских гидротермальных выходов "черных курильщиков", газогидратных осадков. В результате работ по проектам глубоководного бурения "Байкал-бурение" (1993-1998 гг.) и "Хубсугул-бурение" (2003 г.) получены палеолетописи последних 8 млн лет. А.П. Федотовым реконструированы палеоклиматы

Сибири по отложениям и обнаружен глубокий (семикилометровый) слой, слагающий дно оз. Байкал [93]. В 1990-х гг. на Байкале был открыт механизм вынужденной конвекции, которая приводит к интрузиям холодных поверхностных вод в глубинные и придонные слои, и за их счет происходит аэрация глубинных вод озера [99]. Современные сведения о тепловом балансе оз. Байкал и связи ледово-термического и водного режима с глобальной атмосферной циркуляцией Северного полушария подробно представлены в работе [127]. В 2003 г. в южной части Байкала в районе пос. Слюдянка в ледяном покрове были открыты гигантские кольца (вихри) в диаметре 5-7 км, которые могут быть связаны с высокоинтенсивным выходом из донных отложений газов (метана) [25]. Разные механизмы генерации этих вихрей описаны в работе [122]. В.Н. Зыряновым с коллегами [35] предложена гидродинамическая теория, согласно которой в районе наблюдаемых ледовых колец подо льдом образуются геострофические вихри, обусловленные подводными каньонами. Исследования Т.В. Ходжер с коллегами [120] показали, что пелагиаль озера остается стабильной, проблемы локального загрязнения прибрежных вод акватории биогенными элементами, органическими веществами, поступающими с притоками от населенных пунктов и туристических комплексов, расположенных на побережье озера, и постоянно увеличивающееся количество судов остаются сегодня главными для экосистемы озера. Качество вод прибрежной зоны Байкала значительно ухудшилось из-за массового развития несвойственной ранее для Байкала водоросли спирогиры, аномального количества гниющих водорослей на побережье озера, что привело к массовой гибели байкальских эндемичных губок [87]. Все это можно считать и фактором перестройки в нативных эндемичных сообществах, и следствием сброса в озеро практически неочищенных сточных вод [128]. Массовое заболевание и гибель эндемичных байкальских губок прогрессирует последние 10 лет и сопровождается существенным сдвигом в составе микробного сообщества. Отмечается увеличение количества видов сапрофитных бактерий. В работе [8], выполненной в БИПП СО РАН под руководством академика А.К. Тулохонова, показано, что в настоящее время наиболее высокую техноген-

ную нагрузку испытывает главный приток озера — р. Селенга. Экологическая ситуация усугубляется маловодными периодами, при которых увеличивается трофность, снижается качество воды, происходит заболачивание проток и озер дельты. Установлено, что в годы низкого стока рек поступление в Байкал минерального фосфора и кремния с водами Селенги снизилось более чем в 2 раза и в 3 раза возросло поступление обшего фосфора. Важное достижение ученых, в первую очередь ЛИН СО РАН, БИПП СО РАН, Института географии СО РАН, – участие в разработке научного обоснования Федерального закона Российской Федерации "Об охране озера Байкал", принятого в 1999 г. [92], в котором закреплено понятие "Байкальская природная территория" (БПТ). Крупным достижением стало включение оз. Байкал в 1996 г. в список Всемирного наследия ЮНЕСКО. Байкал – достояние всего человечества и заслуживает бережного отношения, охраны и внимания мирового сообщества. Многочисленные эндемичные виды Байкала и его 25-миллионная древняя история делают озеро идеальной естественной лабораторией для ответа на вопросы о происхождении и эволюции этого озера.

ДОСТИЖЕНИЯ В ОБЛАСТИ ГИДРОФИЗИКИ, ГИДРОДИНАМИКИ, МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЙ И МОДЕЛИРОВАНИЯ ОЗЕР

Результаты изучения термики и гидродинамики озер

Впервые исследования водного баланса, термического режима, гидродинамики вод озер Ладожского, Онежского и Байкал были проведены в 1960–1970 гг. [17, 23]. А.И. Тихомировым дано детальное описание явления термобара для пресноводных крупных озер [88]. Его исследования опередили подобные работы, выполненные на Великих Американских озерах. В.И. Верболовым [17] впервые получены схемы циркуляции вод озера, выявлена тенденция доминирования циклонической циркуляции вод в Байкале. В 1970—1980 гг. в ИНОЗ РАН выполнены натурные и численные эксперименты термогидродинамических процессов и явлений на озерах России СССР (Онежском, Ладожском, Севан, Балхаш, Байкал, Красном, Рыбинском водохранилище), а также ряде озер Финляндии, Болгарии. Выявлены закономерно-

сти циркуляции вод, внутренних волн апвеллингов, термобара, мелкомасштабной, циркуляций Ленгмюра, турбулентности в озерах. Оценен вклад разных составляющих в формирование циркуляции вод крупных озер мира, результаты обобщены Н.Н. Филатовым в монографиях [95, 96]. Внедрены в лимнологию методы гидродинамического синтеза наблюдений и моделирования, разработанные для океана по программе ГКНТ "Разрезы" академиком А.С. Саркисяном и учениками [95]. Продуктивным оказался подход, предложенный В.В. Меншуткиным к изучению озер и озерных систем с использованием баз данных и баз знаний (БД и БЗ) для озерных регионов с применением методов теории искусственного интеллекта, нечетких множеств, логико-лингвистических и когнитивных моделей для сложных социо-экологоэкономических систем [52]. Создана экспертная система (ЭС) "Озера Карелии" [59].

В начале XXI в. в озерах Ладожском, Онежском, Байкале в донных осадках выявлен в высоких концентрациях микропластик (МП). В оз. Онежском концентрация МП оказалась сравнимой с содержанием МП, обнаруженного в реках густонаселенных районов Китая, и как минимум в два раза превышает среднее содержание МП в донных осадках Балтийского моря [33]. По загрязненности МП Ладога и Байкал сравнимы с Великими американскими озерами и озерами Европы [33, 65]. Впервые с использованием авторской методики (В.А. Румянцев и др. [76]) было выявлено наличие потенциально опасных наночастиц и наноразмерных ассоциатов металлов в водных экосистемах бассейна Ладоги.

Разработка и внедрение дистанционных методов изучения озер

Выдающийся вклад в развитие отечественной и мировой лимнологии внесла лаборатория дистанционных методов ИНОЗ АН СССР, которую в 1982 г. возглавил академик К.Я. Кондратьев, он же был одним из основателей в 1992 г. Международного центра по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Ф. Нансена. В лаборатории ИНОЗ разрабатывались, внедрялись, совершенствовались новые методы дистанционного зондирования воды, оценки сплоченности

льда в СВЧ-диапазоне на основе многоканальных спектрально-поляризационных измерений и лидарных измерений, позволяющих дистанционно определять концентрацию хлорофилла-а и другие параметры качества воды в разных типах водоемов; эти методы получили мировую известность. Проведены международные эксперименты в рамках программы "Интеркосмос", организованы крупные многоуровневые эксперименты с использованием спутников, самолетов-лабораторий, вертолетов, наземных и судовых наблюдений на озерах Ладожском, Онежском, Севан, Рыбинском водохранилище и др. Дистанционными методами показано возможное влияние строительства защитных сооружений г. Ленинграда от наводнений ("дамбы") на экосистему Невской губы. За выдающиеся исследования оптических свойств вод крупных озер в 1992 г. вместе с профессором Д.В. Поздняковым и двумя канадскими учеными К.Я. Кондратьев был награждены престижной премией Чендлера-Мизенера, присуждаемой Международной ассоциацией исследований Великих озер. Впервые в России в ИНОЗ опубликованы монографии, обобщающие разработки новых подходов к использованию дистанционных методов в лимнологии [40, 121].

Разработка и применение математических моделей экосистем озер

Крупным достижением озероведов АН СССР была созданная в конце 1960-х гг. В.В. Меншуткиным одна из первых в мире математических моделей экосистемы оз. Дальнего (Камчатка) с использованием уникального ряда непрерывных круглогодичных измерений метео-, гидрологических, химико-биологических параметров и ихтиофауны озера за 40 лет [43]. За эту работу в 1971 г. авторы — Ф.В. Крогиус, Е.М. Крохин, В.В. Меншуткин — были удостоены Государственной премии СССР.

В результате международного сотрудничества между ИНОЗ, ИВПС КарНЦ РАН, Службой погоды Германии и Институтом водной экологии и внутреннего рыбоводства была создана модель Flake для пресноводных озер, которая дает возможность прогнозировать вертикальную структуру температуры и условия перемешивания в

озерах [112]. В настоящее время модель FLake используется в разных целях в 40 научных организациях во всем мире [123].

В 1980-2000 гг. в СПб ЭМИ РАН при тесном сотрудничестве ИНОЗ РАН, ИВПС КарНЦ РАН был создан комплекс трехмерных моделей термогидродинамики (ТГД) и экосистем Ладожского, Онежского озер [5, 52, 126]. Разработки позволили воспроизвести процесс антропогенного эвтрофирования Ладожского и Онежского озер, определить его ассимиляционный потенциал (АП) и предельно допустимые значения поступления фосфора извне для того, чтобы сохранить трофический статус озер. Для диагноза и прогноза экосистем Ладожского и Онежского озер в 2015-2022 гг. было разработано и/или адаптировано несколько новых моделей экосистем разной сложности и выполнены численные эксперименты с целью долгосрочного прогнозирования экосистем [24, 28, 126]. Эти разработки проведены совместно сотрудниками ИВПС КарНЦ РАН, ИВП РАН, СПб ИО РАН, ИВМ РАН и ИНОЗ РАН и опубликованы в коллективных монографиях [24, 124]. 3D-модель ТГД, первоначально разработанная Р.А. Ибраевым для Каспия, была адаптирована для Ладожского и Онежского озер и сопряжена со специальным модулем для расчета первичной продукции фитопланктона [24] в виде одномерной модели FLakeEco [113] и успешно применялась для разнотипных озер, расположенных в различных географических зонах [112]. В 2019—2022 гг. для Ладожского и Онежского озер были разработаны более совершенные, чем ранее, математические имитационные модели экосистем, которые описывают гидрологические, гидрохимические и гидробиологические процессы в виде биогеохимического круговорота вещества, происходящие как в водной среде, так и в донных отложениях. По сути, был разработан реанализ для экосистемы оз. Онежского [126].

Разработка моделей водосборов озер

В ИНОЗ под руководством С.А. Кондратьева разработан наиболее востребованный в России комплекс моделей диагностирования состояния озера и прогнозирования сезонных и многолетних изменений водосбора, который по-

зволяет оценивать изменения водного стока и биогенной нагрузки при различных сценариях хозяйственной деятельности и изменения климата [42]. Модель биогенной нагрузки ILLM (Institute of Limnology Load Model) разработана в ИНОЗ и предназначена для расчета внешней нагрузки общим азотом и общим фосфором на водные объекты со стороны водосбора. С помощью математического моделирования выполнена оценка возможного снижения биогенной нагрузки и выноса азота и фосфора в оз. Онежское за счет внедрения НДТ ведения сельскохозяйственного производства. В работе С.А. Кондратьева и М.В. Шмаковой [42] представлены важные с практической точки зрения результаты; в частности, выполнены прогностические оценки возможных изменений стока и выноса фосфора под воздействием климатических факторов для водосборов малых водных объектов, расположенных на частном водосборе Финского залива, к числу которых относятся Дудергофские озера и водохранилище Сестрорецкий разлив.

Открытие и исследования озер Антарктиды

Открытие в Антарктиде подледного оз. Восток, расположенного в районе Советской (Российской) станции Восток, полученные научные результаты - выдающиеся достижения не только российской, но и мировой науки второй половины XX в. В бурении, исследовании ледовых кернов, открытии озера принимали участие многие организации: ААНИИ, СПб Государственный Горный университет, ПИЯФ РАН, Институт географии АН, МГУ им. Ломоносова, и др. Академик В.М. Котляков оценил открытие и результаты исследований оз. Восток как "Последнее географическое открытие глобального масштаба" [40]. В 1961 г. И.А. Зотиковым (впоследствии – чл.-корр. РАН) проведены теплофизические расчеты, которые позволили ему сделать обоснование возможного существования подледниковых озер Антарктиды и неизвестных форм жизни в них [34]. Результаты сейсмического зондирования ледникового щита под станцией Восток, выполненного в 1959 и 1964 гг. под руководством чл.-корр. АН СССР А.П. Капицы [118], определили его толщину. Существование подледного озера было окончательно доказано,

когда в 1998 г. скважиной достигли толщи озерного льда, образованного из воды оз. Восток [50]. В результате исследований в 2008 г. были определены основные характеристики подледникового озера, расположенного в ложбине коренных пород с площадью водного зеркала 15.79 тыс. км². Объем воды ~6000 км³. Полученные керны льда на станции Восток позволили реконструировать климат и газовый состава атмосферы за более чем 410 тыс. лет [40]. Водная среда озера ультраолиготрофная, не содержит питательных веществ, необходимых для развития жизни, хотя потенциально в озере могут существовать микроорганизмы, бактерии такого рода в озерном льду не обнаружены. Исследование самого озера, керна льда над ним представляет интерес с точки зрения геологической истории озера, уникальных физико-химических свойств реликтовой воды и донных отложений, условий зарождения и обитания живых микроорганизмов в экстремальной хемотрофной среде. Имеется план мероприятий по реализации Стратегии развития деятельности РФ в Антарктике до 2030 г., который предусматривает проведение "Комплексных исследований подледникового озера Восток" [51].

Кроме оз. Восток организациями ИВПС КарНЦ РАН и ЛИН СО РАН изучались небольшие озера Антарктиды. другие 2010-2011 гг. ИВПС КарНЦ РАН во время проведения 56-й Российской Антарктической экспедиции (РАЭ) для выявления общих глобальных и региональных особенностей климата и других факторов, влияющих на экосистемы озер Антарктиды, были выполнены комплексные исследования 27 озер Восточной Антарктиды в районах Российских станций Молодежной, Новолазаревской и Прогресс и разнотипных озер Восточной Фенноскандии [98]. Показано, что гидрологические свойства (прозрачность льда, постоянный ледяной покров) озер Восточной Антарктиды обеспечивали условия для развития цианобактериальных матов и мха на дне озер, но при потеплении климата в регионе, когда озера стали освобождаться ото льда, устанавливается вертикальная изотермия с температурой воды на ~3°С ниже по сравнению с озерами, покрытыми льдом. Таким образом, при потеплении климата здесь отмечается не увеличение, а снижение

биологической активности организмов. В этом в настоящее время проявляется отличие озер Восточной Антарктиды от озер Восточной Фенноскандии [98]. Исследования подледниковых водных сред Антарктиды определено Научным комитетом по антарктическим исследованиям в качестве одного из ведущих направлений исслелований в начале XXI в.

Комплексные атласы и справочники крупнейших озер России

Среди важнейших достижений Академии наук второй половине XX – начале XXI вв. отметим создание комплексных атласов крупнейших озер России и их водосборов. В 1993 г. под редакцией Г.В. Галазия издан комплексный атлас оз. Байкал [7]. В 2005 г. издан популярный атлас "Озеро Байкал. Прошлое. Настоящее. Будущее" [58]. В 2009 г. издан энциклопедический справочник "Байкал: Природа и люди" под редакцией А.К. Тулохонова [8]. В 2015 г. институтами СО РАН, а также Иркутским государственным университетом и Институтом географии и геоэкологии АН Монголии издан "Экологический Атлас бассейна озера Байкал" [101]. В 2019 г. в МГУ им. Ломоносова издан Эколого-географический атлас-монография "Селенга-Байкал" под редакцией Н.С. Касимова [102]. По результатам многолетних исследований крупнейших озер Европы – Ладожского и Онежского – изданы комплексные атласы этих озер. В ИНОЗ РАН в 2002 и 2015 гг. под редакцией академика В.А. Румянцева изданы два комплексных атласа оз. Ладожского [6, 47]. В 2010 г. Коллективом ИВПС КарНЦ РАН под редакцией Н.Н. Филатова издан атлас оз. Онежского [62]. Достижением РАН является участие в издании ряда энциклопедий, посвященных озерам и водохранилищам России и мира. В 2012 г. специалистами ИВП, ИНОЗ РАН, МГУ им. Ломоносова издана энциклопедия "Реки и озера мира" [69] под редакцией В.И. Данилова-Данильяна. В 2012 г. в издательстве "Springer" опубликована Энциклопедия об озерах и водохранилищах мира, авторами статей об озерах России были российские ученые [109, 110, 125]. В этой энциклопедии даны сведения об озерах, классификации озер и озерных регионов России, представлены комплексные сведения о современном состоянии и изменениях экосистем Ладожского и Онежского озер. Крупное достижение Академии наук – издание в 1987-1998 гг. серии монографий в восьми томах под общим названием "История озер СССР" (например, [37]). Главным редактором серии был А.Ф.Трешников – директор ИНОЗ АН СССР [37, 104]. В первой четверти XX в. в ИНОЗ РАН В.А. Румянцевым, В.Г. Драбковой и А.В. Измайловой была обобщена многоплановая лимнологическая информация об озерах России. Оценено состояние озерного фонда современной России, даны его количественная оценка и оценка качества вод озерных экосистем, расположенных в разных природных условиях России: "Озера европейской части России" [73] и "Озера азиатской части России" [74]. В этих монографиях показана современная лимнологическая изученность территории страны, приведены данные по запасам озерных вод в ее регионах, анализируются процессы под влиянием природных и антропогенных факторов в озерах в разных физико-географических условиях. К несомненным достижениям можно отнести то, что в монографиях проведен анализ изменений озерного фонда в масштабах страны на протяжении XX – начала XXI вв. и их основных причин.

Совершенствование законодательства для сохранения озер

Крупнейшие (великие) озера России и Евразии (Байкал, Каспий, Ладожское, Онежское, Телецкое) имеют стратегическое значение для развития экономики регионов России и ряда других стран, которые расположены на территориях водосборов этих озер. Поскольку существующие законодательные акты не позволяют в полной мере сохранить экосистемы озер, целесообразно установить дополнительные государственные меры, предусматривающие особый природоохранный статус данных объектов, а также особые условия осуществления хозяйственной деятельности. Но современное состояние озер свидетельствует о необходимости незамедлительных мер сохранения ресурсов, восстановления их экосистем. Обеспечение населения водой высокого качества для сохранения здоровья населения – проблемы,

которые находятся в сфере интересов национальной безопасности. В 1999 г. был принят Федеральный закон "Об охране озера Байкал", в научном обосновании которого принимали участие организации РАН [90]. В ИНОЗ РАН разработаны концепция и проект Федерального закона об охране Ладожского озера [72]. В октябре 2014 г. Законодательным собранием Республики Карелии при участии законодательных собраний Санкт-Петербурга и Ленобласти был разработан проект ФЗ РФ об охране Ладожского и Онежского озер. Необходимо принять меры по охране ресурсов Ладожского и Онежского озер в связи с тем, что эти озера - стратегические водные источники для всего Северо-Западного региона, поэтому сохранение их ресурсов важны для обеспечения национальной безопасности Российской Федерации [78]. В Указе Президента РФ В.В. Путина "О национальных целях и стратегических задачах развития Российской Федерации на период до 2024 года" Правительству Российской Федерации при разработке национального проекта в сфере экологии поручено исходить из того, что среди прочих проблем необходимо обеспечить решение задач по сохранению уникальных водных объектов, в том числе оз. Байкал, а также выполнить ряд мероприятий по берегам и прибрежной акватории озер Байкал, Телецкого, Ладожского, Онежского и рек Волги, Дон, Оби, Енисей, Амур, Урал, Печоры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследований озер России Академией наук внесли выдающийся вклад в естествознание, в фундаментальные исследования, в решение практических задач экономики России. Полученные результаты значимы для разрешения проблем гидрологии вод суши, эволюции ее биосферы. Ресурсы озер активно используются многочисленными пользователями (промышленностью и сельскохозяйственными предприятиями, водным транспортом, гидроэнергетикой, для сброса сточных вод, рекреационной деятельности, аквахозяйствами). Озероведение в России развивается как междисциплинарная наука, изучающая озера в единстве с их водосборами, в том числе и как социо-эколого-экономические системы. Задача современного озероведения —

совершенствование теории динамики экосистем озер, способной к практическому прогнозированию не только в обычных, но и в экстремальных климатических и техногенных условиях.

Авторы благодарят рецензента за очень полезные, конструктивные предложения, которые позволили структурировать работу и улучшить ее восприятие; директора ЛИН СО РАН А.П. Федотова за помощь при подготовке статьи и директора ИВЭП СО РАН А.Т. Зиновьева за рекомендации, которые они предоставили авторам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Аладин Н.В., Чида Т., Крето Ж.Ф. и др.* Современные проблемы и возможное будущее Аральского моря // Уч. зап. РГГМУ. 2017. Т. 48. С. 41–54.
- 2. *Андреев А.П.* Ладожское озеро. Ч. 1, 2. СПб.: Тип. Мор. мин-ва в Гл. Адмиралтействе, 1875. II. 263. 135 с.
- 3. Антропогенное эвтрофирование Ладожского озера / Под ред. *Н.А. Петровой*. М.; Л.: Наука, 1982. 304 с.
- 4. *Анучин. Д.Н.* Воды суши. Озера // Землеведение. Т. 2. 1896. С. 1–24.
- 5. Астраханцев Г.П., Меншуткин В.В., Петрова Н.А., Руховец Л.А. Моделирование экосистем больших стратифицированных озер / Под ред. Л.А. Руховца. СПб.: Наука, 2003. 361 с.
- 6. Атлас "Ладожское озеро" / Отв. ред. *В.А. Румянцев*. СПб.: ИНОЗ РАН, 2002. 128 с.
- 7. Байкал (атлас) / Под ред. *Г.И. Галазий*. М.: Роскартография, 1993.73 с.
- 8. Байкал: природа и люди. Энциклопедический справочник. Байкальский институт природопользования СО РАН / Под ред. А.К. Тулохонова. Улан-Удэ: ЭКОС, Изд-во БНЦ СО РАН, 2009. 608 с.
- 9. *Берг Л.С.* Аральское море // Изв. Туркестанского отделения РГО. СПб.: Типография М.М. Стасюлевича, 1908. Т. 5. Вып. 9. 580 с.
- 10. Берг Л.С. Климат и жизнь. М.: Гос. изд-во, 1922. 196 с.
- 11. *Берг Л.С.* Очерк истории исследования озер России в гидрологическом отношении // Изв. Рос. гидрол. ин-та. № 5. 1923. 11 с.
- 12. *Берг Л.С.* Рыбы пресных вод СССР и сопредельных стран / Под ред. *Е.Н. Павловского*. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1948. 467 с.
- 13. Биологическая продуктивность оз. Красного и условия ее формирования / Отв. ред. *И.Н. Андроникова*, *К.А. Мокиевский*. Л.: Наука, 1976. 207 с.

- 14. *Болгов М.В., Красножон Г.Ф., Любушин А.А.* Каспийское море. Экстремальные гидрологические события. М.: Наука, 2007. 308 с.
- 15. *Васильев О.Ф.*, *Савкин В.М.*, *Сапрыкина Я.В.* Анализ колебаний уровня озера Чаны // ДАН. 2006. Т. 407. № 4. С. 533—536.
- 16. Васильев О.Ф., Селегей В.В., Кириллов В.В. Озеро Телецкое особенности лимнологической системы: история и перспективы исследований. Иркутск, 1994. Т. 6. 50 с.
- 17. Верболов В.И., Сокольников В.М., Шимараев М.Н. Гидрометеорологический режим и тепловой баланс оз. Байкал. М.; Л.: Наука, 1965. 373 с.
- 18. *Верещагин Г.Ю*. Байкал. Научно-популярный очерк / Под ред. *Д.Н. Талиева*. М.: 1949. 228 с.
- 19. *Верещагин Г.Ю*. Лимнология и пути ее современного развития / Исследования озер СССР. 1932. Т. 1. С. 5–19.
- 20. Винберг Г.Г. Продукционно-биологические исследования экосистем пресных вод. Минск: Изд-во Белорус. ун-та, 1973. 208 с.
- 21. Водный баланс и колебания уровня Каспийского моря. Моделирование и прогноз / Под ред. *Е.С. Нестерова*. М.: Триада лтд., 2016. 378 с.
- 22. Гидробиология озер Воже и Лача в связи с прогнозом качества вод, перебрасываемых на юг / Под. ред. *И.М. Распопова*. Л.: Наука, 1978. 275 с.
- 23. Гидрологический режим и водный баланс Ладожского озера. Л.: Наука, 1966. 323 с.
- 24. Голосов С.Д., Зверев И.С., Шипунова Е.А. Моделирование термогидродинамических процессов и экосистем Ладожского и Онежского озер на основе 3-D модели гидродинамики внутреннего моря // Диагноз и прогноз термогидродинамики и экосистем великих озер России. Петрозаводск, 2020. С. 166—196.
- 25. *Гранин Н.Г.* Окольцованный Байкал // Наука из первых рук. 2009. № 3. С. 22–23.
- 26. *Грачев М.А*. О современном состоянии экологической системы озера Байкал. Новосибирск: Изд-во CO PAH, 2002. 156 с.
- 27. *Григорьев С.В., Грицевская Г.Л.* Каталог озер Карелии. АН СССР. Карел. фил. М.; Л.: Изд-во Акад. наук СССР, 1959. 239 с.
- 28. Диагноз и прогноз термогидродинамики и экосистем великих озер России / Под ред. *Н.Н. Филатова*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 255 с.
- 29. Домрачев П.Ф. К вопросу о классификации озер Северо-западного края. Петроград: Рос. гидрол. ин-т. 1922. 43 с.

- 30. *Драбкова В.Г., Сорокин И.Н.* Озеро и его водосбор единая природная система. Л.: Наука, 1979. 195 с.
- 31. *Жаков Л.А., Меншуткин В.В.* Математическая модель озерного ихтиоценоза // Вопросы ихтиологии. Т. 14. Вып. 3. 1974. С. 387—395.
- 32. Завьялов П.О., Арашкевич Е.Г., Бастида И. Большое Аральское море в начале 21 века: Физика, Биология, Химия. М.: Наука, 2012. 232 с.
- 33. *Зобков М.Б., Чубаренко И.П., Есюкова и др.* Озера как аккумуляторы микропластика на его пути с суши в Мировой океан // Изв. РГО. Т. 153. № 4. 2021. С. 1–19. DOI:10.31857/S0869607121040054
- 34. *Зотиков И.А.* Антарктическое подледниковое озеро Восток. М.: Науч. мир, 2010. 138 с.
- 35. Зырянов В.Н., Чебанова М.К., Зырянов Д.В. Каньонные вихри. Приложение теории топографических вихрей к феномену ледовых колец Байкала // Вод. ресурсы. 2022. Т. 49. № 2. С. 132—141. DOI:10.31857/S0321059622020195
- 36. *Ивлев В.С.* Экспериментальная экология питания рыб. М.: Пищепромиздат, 1955. 252 с.
- 37. История озер СССР. Общие закономерности возникновения и развития озер. Методы изучения истории озер / Под. ред. А.Ф. Трешникова. Л.: Наука, 1986. 253 с.
- 38. *Калесник С.В.* О некоторых важных задачах современного озероведения // Вод. ресурсы. № 1. 1973. С. 36–42.
- 39. *Книпович Н.М.* Каспийское море и его промыслы. Берлин: ГИЗ РСФСР, 1923. 87 с.
- 40. Комплексный дистанционный мониторинг озер / Под. ред. *К.Я. Кондратьева*. Л.: Наука, 1987. 288 с.
- 41. *Котляков В.М., Липенков В.Я., Васильев Н.И.* Глубокое бурение в Центральной Антарктиде и проникновение в подледное озеро Восток // Вестн. РАН. 2013. Т. 83. № 7. С. 591—605. DOI:10.7868/S0869587313070062
- 42. *Кондратьев С.А., Шмакова М.В.* Математическое моделирование массопереноса в системе водосбор водоток водоем. СПб.: Нестор-История, 2019. 248 с.
- 43. *Крогиус Ф.В., Крохин Е.М., Меншуткин В.В.* Сообщество пелагических рыб озера Дальнего. Опыт кибернетического моделирования. Л.: Наука, 1969.
- 44. Крупнейшие озера-водохранилища Северо-Запада ЕТР: современное состояние и изменения экосистем при климатических и антропогенных воздействиях / Под ред. *Н.Н. Филатова*. Петрозаводск: Изд-во РИО КарНЦ РАН, 2015. 375 с.

- 45. *Кузнецов С.И.* Микробиологические процессы круговорота углерода и азота в озерах. М.: Наука, 1985. 213 с.
- 46. Ладожское озеро. Современное состояние. Мониторинг. Проблемы управления Ладожским и другими озерами / Под ред. *Н.Н. Филатова*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 508 с.
- 47. Ладожское озеро и достопримечательности его побережья: Атлас / Под ред. *В.А. Румянцева*. СПб.: Нестор-История, 2015. 200 с.
- 48. Ладога / Под ред. *В.А. Румянцева*, *С.А. Кондратьева*. СПб.: Нестор-История, 2013. 468 с.
- 49. Ладожское озеро: прошлое, настоящее, будущее / Под ред. В.А. Румянцева, В.Г. Драбковой. СПб.: Наука, 2002. 327 с.
- 50. Лозовик П.А. Устойчивость водных объектов к закислению в зависимости от их удельного водосбора на примере озер и рек бассейна р. Шуи (Онежской) // Вод. ресурсы. 2006. Т. 33. № 2. С. 188—194.
- 51. Лукин В.В., Марков А.Н., Попов С.В. Открытие и изучение антарктического подледникового озера Восток. Памяти географа А.П. Капицы // Рациональное Природопользование: традиции и инновации. Материалы III Международ. конф. М., 2022. С. 44–48.
- 52. Меншуткин В.В., Руховец Л.А., Филатов Н.Н. Состояние и перспективы развития моделирования экосистем пресноводных озер их использование моделей для решения задач сохранения их водных ресурсов. Спб.: Нестор-История, 2014. 118 с.
- 53. Меншуткин В.В., Кожова О.М., Ащепкова Л.Я., Кротова В.А. Камерная модель динамики экосистемы Байкала с учетом трехмерной циркуляции вод // Математическое моделирование водных систем. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. С. 288—298.
- Методические аспекты лимнологического мониторинга // Отв. ред. И.С. Трифонова. Л.: Наука, 1988. 184 с.
- 55. *Моисеенко Т.И.*, *Гашкина Н.А.*, *Дину М.И*. Закисление вод: уязвимость и критические нагрузки. М.: Наука, 2017. 400 с.
- 56. *Николаев И.И.* Очерк структуры и формирования годового лимнологического цикла водоемов умеренной зоны // Озера Карельского перешейка. Л.: Наука, 1971. С. 3—34.
- 57. Обзор экологического состояния озера Чаны (Западная Сибирь) // Под ред. *О.Ф. Васильева*, *Я. Вейн*. Новосибирск: Гео, 2015. 255 с.
- 58. Озеро Байкал. Прошлое. Настоящее. Будущее. Атлас // М.: Роскартография, 2005. 122 с.

- 59. Озера Карелии: Справочник // Под ред. *Н.Н. Филатова*, *В.И. Кухарева*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2013. 464 с.
- 60. *Озерецковский Н.Я.* Путешествие академика Н. Озерецковского по озерам Ладожскому, Онежскому и вокруг Ильмени. Второе издание. СПб., 1812. 559 с.
- 61. Озеро Чаны. Гидрология, гидрохимия, гидробиология, орнитология (материалы к изучению) // Отв. ред. *Н.И. Ермолаева*, *В.В. Кириллов*. Новосибирск: ИВЭП СО РАН, 2007. 48 с.
- 62. Онежское озеро. Атлас / Под ред. *Н.Н. Филатова*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2010. 151 с.
- 63. Особенности формирования качества воды в разнотипных озерах Карельского перешейка / Под ред. *И.Н. Андрониковой*, *К.А. Мокиевского*. Л.: Наука, 1984. 298 с.
- 64. Особенности структуры экосистем озер Крайнего Севера / Под ред. *В.Г. Драбковой*, *И.С. Трифоновой*. Л.: Наука, 1989. 260 с.
- 65. *Поздняков Ш.Р., Иванова Е.В.* Оценка концентраций частиц микропластика в воде и донных отложениях Ладожского озера // Регион. экология. 2018. № 4 (54). С. 48–52.
- 66. Проблема территориального перераспределения водных ресурсов / Под ред. Г.В. Воропаевой, Д.Я. Рамкович. М.: АН СССР, 1985. 504 с.
- 67. Пузанов А.В., Безматерных Д.М., Винокуров Ю.И., Кириллов В.В., Зиновьев А.Т. Современное состояние, экологические проблемы и перспективы изучения Телецкого озера (Республика Алтай) // Озера Евразии: проблемы и пути их решения. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. С. 137—144.
- 68. Пульсирующее озеро Чаны / Под ред. *Н.П. Смирновой*, *А.В. Шнитникова*. Л.: Наука, 1982. 282 с.
- 69. Реки и озера мира. Энциклопедия / Под ред. *В.И. Данилова-Данильяна*. М.: Энциклопедия, 2019. 927 с.
- 70. *Россолимо Л.Л.* Изменение лимнологических экосистем под воздействием антропогенного фактора. М.: Наука, 1977. 143 с.
- 71. *Россолимо Л.Л*. Температурный режим озера Байкал. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 551 с.
- 72. Румянцев В.А., Алхименко А.П., Кудерский Л.А., Соболь И.А. Концепция и проект Федерального закона "Об охране Ладожского озера". СПб.: ИНОЗ РАН, ИПК "Прикладная экология", 2008. 110 с.
- 73. *Румянцев В.А., Драбкова В.Г., Измайлова А.В.* Озера азиатской части России. СПб.: Свое изд-во, 2017. 480 с.
- 74. *Румянцев В.А., Драбкова В.Г., Измайлова А.В.* Озера европейской части России: монография. СПб.: ЛЕМА, 2015. 392 с.

- 75. Румянцев В.А., Коронкевич Н.И., Измайлова А.В. и др. Водные ресурсы рек и водоемов России и антропогенные воздействия на них // Изв. РАН. Сер. географическая. М.: Наука, 2021. Т. 85. № 1. С. 120—135.
- 76. *Румянцев В.А.*, *Поздняков Ш.Р.*, *Крюков Л.Н.* Трансформация наноразмерных частиц и проблема их удаления при водоподготовке // ДАН. 2014. Т. 458. № 3. С 349—353.
- 77. Румянцев В.А., Трапезников Ю.А., Григорьев А.С. Стохастические модели влияния климата на гидрологию озер. СПб.: НИИ химии СПбГУ, 2001. 156 с.
- 78. Румянцев В.А., Филатов Н.Н. К вопросу об охране Ладожского и Онежского озер. Что делать: принимать закон об охране озер или начать с реализации приоритетного проекта? // Вода/Мадаzine. 2018. № 10 (134). С. 39—42.
- 79. *Русинек О.Т., Тахтеев В.В., Гладкочуб Д.П. и др.* Байкаловедение. Кн. 1. Новосибирск: Наука. 2012. 468 с.
- 80. Руховец Л.А., Филатов Н.Н. Озера и климат: Модели и методы // Модели и методы в проблеме взаимодействия атмосферы и гидросферы: учебное пособие / Под ред. В.П. Дымникова, В.Н. Лыкосова, Е.П. Гордова. Томск: Изд. дом ТГУ, 2014. Гл. 10. С. 256—326.
- 81. *Семенович Н.И.* Лимнологические условия накопления железистых осадков в озерах // Тр. Лаб. озероведения АН СССР. 1958. Т. 6. С. 1—188.
- 82. Синюкович В.Н., Чернышов М.С. Особенности многолетней изменчивости притока поверхностных вод в озеро Байкал // Метеорология и гидрология. № 10. 2019. С. 30—39.
- Скориков А.С. Зоологические исследования Ладожской воды как питьевой // Ладожское озеро как источник водоснабжения. СПб., 1911. С. 587–709.
- 84. Смирнова Н.П., Исаченко А.Г., Андроникова И.Н. Теоретические вопросы классификации озер // СПб.: Наука, 1993. 192 с.
- 85. 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. 640 с.
- 86. *Тахтеев В.В., Русинек О.Т.* Выдающийся Исследователь Байкала // Вестн. РАН. 2019. Т. 89. № 10. С. 1062—1071.
 - DOI:10.31857/S0869-587389101062-1071

- 87. Тимошкин О.А., Бондаренко Н.А., Волкова Е.А., Томбер И.В. Массовое развитие зеленых нитчатых водорослей родов Spirogyra Link и Stigeoclonium Ktz (Chlorophyta) в прибрежной зоне Южного Байкала // Гидробиол. журн. 2014. Т. 10 (5). С. 15–26.
- 88. *Тихомиров А.И.* Термика крупных озер. Л.: Наука, 1982. 232 с.
- 89. *Трифонова И.С.* Основные этапы развития лимнологии в России до середины XX века // Тр. КарНЦ РАН. 2018. № 9. С. 115—125. DOI:10.17076/lim746
- 90. Трифонова И.С. Экология и сукцессия озерного фитопланктона. Л.: Наука, 1990. 184 с.
- 91. *Трифонова И.С., Сорокин И.Н.* История становления отечественной лимнологии и ее основоположники // 70 Лет Институту озероведения РАН / Под ред. *В.А. Румянцева, И.С. Трифоновой.* СПб.: Свое изд-во. 2017. С. 8—14.
- 92. Федеральный закон "Об охране озера Байкал" от 1 мая 1999 г. № 94-ФЗ (с изменениями и дополнениями) // Собрание законодательства РФ. 1999. № 18. С. 220.
- 93. *Федотов А.П.*, *М. де Батист, Паулс Т.* Тектоническая эволюция юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // ДАН. 2006. Т. 410. № 4. С. 503–505.
- 94. Физико-географическая и геологическая характеристика Телецкого озера / Под ред. В. Селегей, Б. Дехандсхюттер, Я. Клеркс, Е. Высоцкого. Королевский музей Центральной Африки (Бельгия). Ann. Sc. 2001. Т. 105. 310 с.
- 95. *Филатов Н.Н.* Гидродинамика озер. СПб.: Наука, 1991. 191 с.
- 96. *Филатов Н.Н.* Динамика озер. Л.: Гдрометоиздат, 1984. 161 с.
- 97. Филатов Н.Н. Термогидродинамика и экосистемы великих озер России: диагноз и прогноз // Диагноз и прогноз термогидродинамики и экосистем великих озер России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. С. 8—20.
- 98. Филатов Н.Н., Георгиев А.П., Ефремова Т.В., Назарова Л.Е., Пальшин Н.И., Руховец Л.А., Толстиков А.В., Шаров А.Н. Реакция озер Восточной Фенноскандии и Восточной Антарктиды на изменения климата // ДАН. 2012. Т. 444. № 5. С. 554—557.
- Шимараев М.Н., Гранин Н.Г. Температурная стратификация и механизмы конвекции в озере Байкал //ДАН. 1991. Т. 321. № 2. С. 831–835.
- 100. Шнитников А.В. Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности. Л.: Наука, 1968. 246 с.

- 101. Эвтрофирование мезотрофного озера по материалам многолетних наблюдений на оз. Красном / Под ред. *И.Н. Андрониковой*. Л., 1980. 245 с.
- 102. Эколого-географический атлас-монография "Селенга-Байкал" // Под ред. *Н.С. Касимова*. М.: Изд-во Московского ун-та, 2019. 288 с.
- 103. Экологический атлас бассейна озера Байкал / Под ред. А.Р. Батуева, Л.М. Корытного, Ж. Оюунгэрэл, Д. Энхтайван. Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН. 2015. 145 с.
- 104. Экология озера Севан в период повышения его уровня. Результаты исследования Российско-армянской биологической экспедиции по гидроэкологическому обследованию озера Севан (Армения). Махачкала: Наука ДНЦ, 2010. 348 с.
- 105. Экосистема Онежского озера и тенденции ее изменения / Под ред. 3. С. Кауфмана. Л.: Наука, 1990. 264 с.
- 106. 70 лет Институту озероведения РАН / Под ред. *В.А. Румянцева, И.С. Трифоновой*. СПб.: Свое изд-во, 2017. 252 с.
- 107. Ecology of Meromictic Lakes / Eds R.D. Gulati, E.S. Zadereev, A.G. Degermendzhi. Ecological Studies.
 2017. V. 228. 405 p.
 DOI:10.1007/978-3-319-49143-1 2
- 108. Filatov N., Baklagin V., Efremova T., Nazarova L., Palshin N. Climate change impacts on the watersheds of Lakes Onego and Ladoga from remote sensing and in situ data // J. Inland Waters, V. 9. № 2. 2019. P. 130–141. DOI:10.1080/20442041.2018.1533355
- 109. Filatov N.N., Gronskaya T.D. Russian Lakes // Encyclopedia of Lakes and Reservoirs / Eds Lars Bengtsson, Reginald W. Herschy, Rhodes W. Fairbridge. Dordrecht: Springer, 2012. P. 674—679.
- 110. Filatov N., Rukhovets L.A. Lakes Ladoga and Onego // Encyclopedia of Lakes and Reservoirs / Eds Lars Bengtsson, Reginald W. Herschy, Rhodes W. Fairbridge. Dordrecht: Springer, 2012. P. 429–432.
- 111. *Frey D.G.* Limnology in the Soviet Union // J. Limnol. Oceanog. Indiana Univ. 1964. 29 p.
- 112. Golosov S., Terzhevik A., Zverev I., Kirillin G., Engelhardt C. Climate change impact on thermal and oxygen regime of shallow lakes // Tellus. A. 2012. 64. DOI:0.3402/tellusa.v64i0.17264 http://www.lakemodel.net (дата обращения: 01.03.2024) http://www.lin.irk.ru (дата обращения: 11.02.2024)
- 113. *Izhitskiy A., Zavialov P., Sapozhnikov P. et al.* Present state of the Aral Sea: diverging physical and biological

- characteristics of the residual basins // Sci. Rep. 2016. V. 6. 23906.
- 114. *Izmest'eva L.R., Moore M.V., Hampton S.E. et al.* Lake-wide physical and biological trends associated with warming in Lake Baikal // J. Great Lakes Res. 2016. V. 42. P. 6. DOI:10.1016/j.jglr.2015.11.006
- 115. Kalinkina N., Tekanova E., Korosov A., Zobkov M., Ryzhakov A. What is the extent of water brownification in Lake Onego, Russia? // J. Great Lakes Res. 2020. V. 46. Iss. 4. P. 850–861.
- 116. *Kapitsa A.P., Ridley J.K., Robin G.D., Siegert M.J., Zotikov I.A.* A large deep freshwater lake beneath the ice of central East Antarctica // Nature. 1996. V. 381. № 6584. P. 684–686.
- 117. *Karetnikov S., Leppäranta M., Montonen A.* Time series of over 100 years of ice seasons on Lake Ladoga // J. Great Lakes Res. 2017. V. 43. Iss. 6. P. 979–988. DOI:10.1016/j.jglr.2017.08.010
- 118. Khodzher T.V., Domysheva et al. Hydrochemical studies in Lake Baikal: history and nowadays // Limnol. Freshwater Biol. 2018. 1. P. 2–9. DOI:10.31951/2658-3518-2018-A-1-2
- 119. *Kondratyev K.Ya., Filatov N.N.* Limnology and Remote sensing. A Contemporary approach. London: Springer-Praxis, 1999. 412 p.
- 120. Kouraev A.V., Zakharova E.A., Kostianov A.G., Shimaraev M.N., Desinov L.V., Petrov E.A., Hall N.M. J., Rémy F., Suknev A.Ya. Giant ice rings in southern Baikal: multi-satellite data help to study ice cover dynamics and eddies under ice // The Cryosphere. 2021. V. 15. № 9. P. 4501–4516. DOI:10.5194/tc-15-4501-2021
- 121. *Mironov D., Heise E., Ritter B., Kourzeneva E., Schneider N., Terzhevik A.* Implementation of the lake parameterisation scheme FLake into the numerical weather prediction model COSMO // Boreal Env. Res. 2010. V. 15. P. 218–230.
- 122. *Rukhovets L., Filatov N.* Ladoga and Onego Great European Lakes. Observation and Modeling // Springer Praxis. 2010. 302 p.
- 123. Rumyantsev V.A., Kondratyev S.A., Izmaylova A.V. Russian Lakes, Geographical Classification // Encyclopedia of Lakes and Reservoirs / Eds Lars Bengtsson, Reginald W. Herschy, Rhodes W. Fairbridge. Dordrecht: Springer, 2012. P. 679–691.
- 124. Savchuk O.P., Isaev A.V., Filatov N.N. Three-Dimensional hindcast of nitrogen and phosphorus biogeochemical dynamics in lake Onego ecosystem, 1985—2015. Pt II. Seasonal Dynamics and Spatial Features;

- Integral Fluxes // Fundamental and Applied Hydrophysics. 2022. V. 15. № 2. P. 98–109. DOI:10.48612/fpg/9mg5-run6–4zr8
- 125. Shimaraev M.N., Sinyukovich V.N., Sizova L.N., Troitskaya E.S. Heat balance of Lake Baikal and the relationship of its ice-thermal and water regime with global atmospheric circulation in the Northern Hemisphere during the modern period // Limnol. Freshwater Biol. 2018. V. 1. P. 10–14.
- DOI:10.31951/2658-3518-2018-A-1-10
- 126. *Timoshkin O.A.*, *Samsonov D.P.*, *Yamamuro M.*, *Moore M.V. et al.* Rapid ecological change in the coastal zone of Lake Baikal (East Siberia): Is the site of the world's greatest freshwater biodiversity in danger // J. Great Lakes Res. 2016. № 42. P. 487–497.
- 127. *Tomkeieff S.I.* Limnology In The U.S.S.R // Nature. 1946. № 3982. February 23. 239 p. DOI:10.1038/157239a0

_ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ И РЕЖИМ _ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

УЛК 556.048

ДИНАМИКО-СТОХАСТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МНОГОЛЕТНЕГО УРОВЕННОГО РЕЖИМА КАСПИЯ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К РАННЕХВАЛЫНСКОЙ И ПОЗДНЕХВАЛЫНСКОЙ ТРАНСГРЕССИЯМ¹

© 2024 г. А. В. Фролов*

Институт водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия
*e-mail: anatolyfrolov@yandex.ru
Поступила в редакцию 08.11.2023 г.
После доработки 30.11.2023 г.
Принята к публикации 27.11.2023 г.

Приведены результаты динамико-статистического моделирования многолетних колебаний уровня Каспийского моря применительно к раннехвалынской (буйнакская стадия) и позднехвалынской (махачкалинская стадия) трансгрессиям. Обоснована применимость для палео-Каспия линеаризованной модели колебаний уровня Каспия с отрицательной обратной связью, формируемой зависимостью площади акватории моря от уровня воды в нем. Расчеты проводились на основе результатов имитационного и аналитического моделирования. Показано, что режимы многолетних колебаний уровня палео-Каспия для рассмотренных трансгрессий различаются. Например, для ранне- и позднехвальнской трансгрессий дисперсия уровня Каспийского моря равна 4.2 и 2.5 м² соответственно, средняя длительность выбросов уровня за равновесную отметку в течение одного выброса равна ~50 и ~40 лет соответственно. Оценки длительности выбросов могут быть использованы для оценки возможности образования во время длительных выбросов уровня Каспия различных прибрежно-шельфовых геоморфологических форм. Полученные характеристики процессов многолетних колебаний уровня моря — дисперсия, автокорреляция, плотность распределения вероятности, средняя длительность выбросов выше (ниже) заданных отметок уровня в течение одного выброса, зависимость параметра инерционности колебаний уровня существенно расширяют представления о характере колебаний уровня Каспия в палеовремени.

Ключевые слова: моделирование колебания уровня Каспийского моря, хвалынские трансгрессии.

DOI: 10.31857/S0321059624040029 EDN: AQBQKU

ВВЕДЕНИЕ

Обращение к палеоистории Каспия дает возможность исследовать его уровенный режим в климатических условиях, существенно отличающихся от современных, и тем самым расширить представления о закономерностях колебаний уровня моря.

Выбор стадий хвалынских трансгрессий для моделирования колебаний уровня Каспийского моря (УКМ) обусловлен учетом следующих обстоятельств.

Во-первых, для исследуемых стадий равновесные отметки уровня Каспия находятся на рассто-

янии, обеспечивающим отсутствие пересечений моделируемых реализаций уровня. Под равновесной отметкой уровня h^* воды в бессточном водоеме понимается та отметка, при которой площадь акватории F^* расходует слой эффективного испарения e^* (разность между слоями испарения и осадков на акваторию), равный слою поступления воды в водоем q^* ; площадь акватории F^* в этом случае называется равновесной площадью. Разница в ~ 20 м между равновесными отметками уровня УКМ для ранне- и позднехвалынской трансгрессий (РХвТ и ПХвТ) обеспечивает моделирование колебаний уровня, моря происходивших в "непересекающихся" климатических условиях.

Во-вторых, существенно, что выделение именно этих трансгрессий в палеоистории Каспия надежно подтверждается результатами геоморфологического анализа рельефа и слагающих

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект 19-17-00215, тема "Исследование и моделирование возможных сценариев формирования экстремальных палеогидрологических явлений в бассейне Каспия в позднеледниковье").

его осадков на фоне и с учетом общегеографических закономерностей [4, 11, 16, 19, 20]

Многолетний режим колебаний уровней воды в естественных водоемах зависит в основном от двух факторов, условно называемых внешним и внутренним. Под внешним фактором понимается влияние климатических условий в бассейнах водоемов, внутренний фактор определяется особенностями механизма колебаний уровня [3, 4, 12–13, 16, 21-24, 33-36, 38-40, 42-48] Действие внешнего фактора проявляется в изменениях параметров водного баланса водоемов. Внутренний фактор обусловлен особенностями морфометрии водоемов и для проточных озер наличием зависимости оттока из водоема от уровня воды в нем. Уровни воды и площади акваторий озер интегрально реагируют на изменения составляющих водного баланса озерных водосборов, тем самым выступая косвенными индикаторами ("proxy-indicators" [43]) климатических изменений на водосборах.

Ранне- и позднехвалынская трансгрессии Каспия происходили при различных режимах водного баланса и уровня моря. Оценки времени и продолжительности хвалынских трансгрессий различных авторов различаются. Примерные времена ХвТ и ПХвТ оцениваются интервалами: от >30 000 до 17 000 л. н. и 16 000—9 000 л. н. соответственно [2, 4, 10, 20—24].

Для РХвТ Каспия моделировали многолетние колебания УКМ для буйнакской стадии, когда равновесный уровень, по оценкам [16, 20, 35—36], был ~ +21...+22 м БС. Для моделирования многолетних колебаний УКМ в ПХвТ рассматривалась стадия ее максимального развития — махачкалинская — при отметках равновесного уровня 0...+2 м БС [4, 16, 20]. Поскольку отток морской воды через Манычский пролив и демпфирующее влияние оттока в зал. Кара-Богаз-Гол отсутствовали на рассматриваемых стадиях хвалынских трансгрессий — буйнакской стадии РХвТ (например, [20]) и махачкалинской стадии ПХвТ — Каспийское море рассматривалось как бессточный водоем.

ЦЕЛЬ И ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Цель настоящего исследования — моделирование многолетних колебаний уровня Каспия

для условий РХвТ и ПХвТ и выявление особенностей многолетнего уровенного режима моря при существенно более высоких, по сравнению с современными, отметок уровня моря.

Реконструкции колебаний УКМ для различных интервалов палеовремени в том или ином виде содержатся в работах Г.И. Рычагова; О.К. Леонтьева и П.В. Федорова; С.И. Варущенко, А.Н. Варущенко и Р.К. Клиге; А.А. Свиточа; Т.А. Яниной [4, 11, 19—24, 35, 36] и многих других исследователей.

Шаг по времени отметок уровня моря в этих исследованиях составляет порядка ста лет при длительности рассматриваемых периодов времени в тысячи лет. Исключение, по-видимому, — только реконструкция УКМ для последних примерно 2600 лет [4] с 10-летней дискретностью. В настоящем исследовании дискретность вариаций УКМ равна 1 году, что позволяет сравнивать статистические параметры уровня палео- и современного Каспия.

Особенность данного исследования, в отличие от проведенных ранее, заключается в моделировании, но не реконструкции (не восстановлении календарного хода) уровня палео-Каспия. Моделирование колебаний УКМ в этом случае не требует календарных рядов восстановленных величин речного притока в море и эффективного испарения, обычно оцениваемых по не очень надежным корреляционным зависимостям с температурой воды в море, воздуха и т. п. В данном случае под сценариями водного баланса палео-Каспия понимаются некоторые наборы статистических характеристик компонент водного баланса моря. Для оценки этих характеристик применялась экстраполяция соответствующих современных зависимостей, установленных С.Г. Добровольским [6], например зависимость коэффициента вариации притока в море от площади водосбора водоема и т. п.

Моделирование многолетних колебаний УКМ на основе сценариев (вариантов) водного баланса моря проводилось в рамках динамико-стохастического (ДС) подхода.

При этом решались следующие задачи: 1) обоснование сценариев водного баланса моря для РХвТ

и ПХвТ; 2) оценка влияния параметров притока в море и эффективного испарения с его акватории, а также особенностей морфометрии чаши моря на основные характеристики многолетних колебаний УКМ, в частности, на параметр инерционности УКМ. Другими словами, оценивалось влияние внешней и внутренней составляющих механизма формирования уровенного режима Каспия на статистические характеристики колебаний УКМ.

Существенно, что данный подход гарантирует сохранение физически обоснованных корреляционных зависимостей между компонентами водного баланса моря (между притоком и эффективным испарением, между уровнем и притоком, между уровнем и эффективным испарением).

Применение динамико-стохастической модели многолетних изменений УКМ дает возможность оценить, в дополнение к существующим оценкам среднего (равновесного) уровня моря, целый набор существенных для понимания характера колебаний уровня статистических параметров УКМ — размах (дисперсию), среднюю продолжительность выбросов уровня за определенные отметки, автокорреляцию уровня и др.

Заметим, что во многих исследованиях по колебаниям уровней естественных водоемов понятия "равновесный" и "средний" уровни отождествляются, что в общем случае, как показано в [14, 15], не вполне корректно. Однако для условий Каспия, в первом приближении при независимом от уровня моря испарении с акватории и для достаточно длительных интервалов времени, можно принять, что отметки уровня моря, равновесные и средние, близки.

Источниками информации о характерных отметках УКМ и основных характеристиках водного баланса моря применительно к рассматриваемым этапам хвалынских трансгрессий и к современному режиму УКМ были данные из [4, 5, 7, 14, 15, 17, 25, 26].

СЦЕНАРИИ ВОДНОГО БАЛАНСА КАСПИЯ ДЛЯ РХВТ И ПХВТ

Принятые в работе варианты водного баланса палео-Каспия используют результаты

исследований специалистов в палеогеографии и палеогеоморфологии [16, 19—26, 35, 36]. Следует заметить, что характеристики компонент водного баланса Каспия могут несколько различаться у различных авторов. Даже для времени инструментальных наблюдений нет принятого всеми исследователями единого "канонического" водного баланса Каспия (например, в [5, 7, 41]. Таким образом, допуская примерно равную обоснованность всех вариантов водного баланса палео-Каспия, возможно допустить некоторую свободу выбора того или иного варианта.

За среднемноголетний сток Волги принималась величина 500 км³/год [26, 27]. Предполагалось, что современное соотношение между стоком Волги и суммарным стоком остальных рек, впадающих в море (~85% и ~15% соответственно) выполнялось во времена РХвТ и ПХвТ. Следовательно, суммарный речной приток оценивается величиной $q_{\text{Volea}} = 588 \text{ км}^3/\text{год},$ речной приток в море без стока Волги равен $q_{
m other\ rivers}=88\ {
m km}^3/{
m год.}$ С учетом подземного притока в 4 км³/год суммарное поступление воды с поверхностным и подземным притоком для РХвТ равно 592 км³/год. Отсюда, в соответствии с зависимостями между объемом притока, площадью акватории Каспия и слоем эффективного испарения, полученными А.В. Паниным и Е.В. Селезневой [16], среднемноголетний слой эффективного испарения в РХвТ оценивается величиной 0.71 м/год.

Дисперсия и коэффициент автокорреляции суммарного притока в Каспий оценены экстраполяцией зависимостей [6] между средним стоком рек и его важнейшими статистическими параметрами — коэффициентами вариации и автокорреляции. С помощью экстраполяции на время РХвТ зависимостей для современных рек получены следующие характеристики стока палео-Волги: коэффициент автокорреляции r и коэффициент вариации r стока оцениваются величинами $r \sim 0.3$ и 0.17 соответственно, дисперсия стока палео-Волги — $(0.17 \times 500)^2 \sim 7.2 \times 10^3$ (км³/год)².

Оценка дисперсии D[q] суммарного поверхностного притока $q=q_{\text{Volga}}+q_{\text{other rivers}}$ в море была получена с учетом современных данных, содержащимися в [5,41], $D[q] \sim 8.1 \times 10^3 \, (\text{км}^3/\text{год})^2$. При

этом принимались следующие предположения: коэффициент вариации $C_{\nu q \text{ other rivers}} = 0.15$, дисперсия суммы стока рек без стока Волги равна $D[q_{\text{other rivers}}] \sim 180 \ (\text{км}^3/\text{год})^2$, коэффициент взаимной корреляции между стоком Волги и остальной частью притока равен $r \ (q_{\text{Volga qother rivers}}) = 0.3$. Коэффициент вариации суммарного поступления воды с речным и подземным притоком оказывается при этом равным $Cv = (8.1 \times 10^3)^{0.5}/592 \sim 0.15$.

По параметрам эффективного испарения с акватории Каспия для палеоусловий РХТ по аналогии с современными климатическими условиями принимаем допущение о величине коэффициента вариации $C_{\text{pevap}} = 0.1$ и коэффициента автокорреляции $r_{\text{evap}} = 0.2$.

Коэффициент взаимной корреляции между эффективным испарением и суммарным речным притоком в море принимался равным —0.3, т. е. предполагалась физически допустимая слабая отрицательная корреляция.

Аналогично оценены параметры суммарного речного (включая подземный) притока и эффективного испарения для ПХвТ.

Равновесные характеристики уровня воды, площади и основных составляющих водного баланса Каспия для РХвТ и ПХвТ приведены в табл. 1.

Средний слой эффективного испарения с акватории Каспия оценен величиной 0.75 м/год, что несколько меньше аналогичной оценки для условий ПХвТ. Увеличение слоя эффективного испарения с акватории Каспия для ПХиТ соответствует характеристике Т.А. Яниной [35], данной позднехвалынскому Каспию как "умеренно тепловоднодного" водоема по сравнению с "холодноватым" раннехвалынским Каспием.

ВЫБОР ДИНАМИКО-СТОХАСТИЧЕСКОЙ МОЛЕЛИ МНОГОЛЕТНИХ КОЛЕБАНИЙ УКМ

В настоящее время имеются два основных вида ДС-модели колебаний уровня Каспия, отличающиеся описанием процесса многолетних колебаний эффективного испарения с морской акватории.

К первому виду относятся модели из [1, 3, 8, 9, 14, 15], в которых эффективное испарение рассматривается как случайный процесс, не зависящий от уровня воды в море. Этот вид модели колебаний УКМ получил значительное развитие в фундаментальных работах С.В. Музылева [14, 15], посвященных построению дифференциальной стохастической модели колебания уровня бессточного озера на основе методов неравновесной статистической механики и статистической радиотехники. Несколько позже В.Е. Привальский [18] разработал дискретный аналог ДС-модели С.В. Музылева. Результаты моделирования колебаний УКМ с учетом оттока морской воды в зал. Кара-Богаз-Гол впервые были опубликованы в 1985 г. в монографии автора настоящей статьи [27]. Перечисленные модели иногда называются "линейными" по типу исходного уравнения, описывающего колебания уровня водоема моря, допускающего линеаризацию без потери физического смысла.

Второй вид моделей колебаний УКМ, в котором представлена функциональная зависимость эффективного испарения e(h) с акватории водоема от глубины h, впервые предложен М.Г. Хубларяном и В.И. Найденовым [32]. Этот вид иногда называют "нелинейными моделями" в том смысле, что уравнение, описывающее колебания воды в водоеме, не допускает линеаризацию без существенной потери физического смысла. Дальнейшие исследования "нелиней-

Таблица 1. Равновесные характеристики уровня, площади суммарного притока и эффективного испарения для раннеи позднехвалынских трансгрессий Каспия (использованы зависимости между равновесными величинами уровня, площади и основных составляющих водного баланса, полученные А.В. Паниным и Е.В. Селезневой [16])

Donitopootii to vonovitonitotiitiit	Стадии хвалынских трансгрессий Каспия			
Равновесные характеристики	ранняя	поздняя		
Уровень, м БС	+22	0		
Площадь акватории, тыс. км ²	834	704		
Суммарный приток, км ³ /год	592	528		
Эффективное испарение, м/год	0.71	0.75		

ной" ДС-модели УКМ получили развитие в работах автора настоящей статьи [28–31].

Влияние зависимости испарения от глубины водоема на колебания уровня воды в нем определяется наличием мелководий, занимающих значительную часть акватории [27].

Для Каспия при отметке -28.0 м БС площадь мелководного Северного Каспия со средней глубиной 4.4 м вместе с мелководьями в прибрежных частях акватории (вдоль береговой линии длиной \sim 7000 км) составляет >25%. Столь значительная площадь мелководий резко отличает современный Каспий от всех крупных озер мира, и именно эта морфометрическая особенность способствует формированию зависимости эффективного испарения от уровня моря. Однако для времен РХвТ и ПХвТ, рассматриваемых в данном исследовании, равновесные отметки уровня, относительно которых колеблется УКМ, существенно выше современных, ~ 0 и $\sim +22$ м БС соответственно. В работе автора настоящей статьи [28] показано, что при достаточном повышении уровня Каспия, вследствие уменьшения доли мелководий в общей площади морской акватории, влияние зависимости испарения от уровня становится пренебрежимо малым. Поэтому для времен РХвТ и ПХвТ многолетние колебания эффективного испарения с акватории Каспия моделируются случайным марковским процессом, не зависящим от уровня воды в море, что позволяет применить "линейную" модель колебаний УКМ.

МОДЕЛИРОВАНИЕ МНОГОЛЕТНИХ КОЛЕБАНИЙ УКМ

Для имитационного моделирования колебания УКМ использовалось система разностных стохастических уравнений: водобалансовое уравнение, описывающее вариации уровня моря h_t , и уравнения, описывающие многолетние изменения суммарного речного притока в море q_t и эффективного испарения e_t :

$$\begin{cases} h_{t} = h_{t-1} + \frac{q_{t}}{F(h_{t})} - e_{t} \\ q_{t} = \rho_{q} q_{t-1} + w_{t}^{q} \\ e_{t} = \rho_{e} e_{t-1} + w_{t}^{e} \end{cases}$$
(1)

где $F(h_t)$ — площадь акватории моря как функция уровня воды h_t в водоеме; q_t и e_t — процессы авторегрессии 1-го порядка; ρ_q и ρ_e — коэффициенты автокорреляции притока и эффективного испарения соответственно; w_t^q и w_t^e — белые негауссовы шумы в моделях q_t и e_t соответственно; t — время (годы). Предполагалось, что процессы q_t и e_t в общем случае взаимно коррелированы.

На рис. 1 приведены нелинейная зависимость площади акватории Каспия F(h) от уровня воды h в море и ее линейные аппроксимации вида F(h) = a + bh, где a и b — числовые коэффициенты.

Очевидно, что числовые параметры линейных аппроксимаций зависят от равновесного уровня. Повышение равновесного уровня h^* при нелинейной монотонно возрастающей выпуклой вверх зависимости F(h) приводит к уменьшению производной dF(h)/dh в точке h^* . Физически это означает уменьшение действия отрицательной обратной связи в механизме колебаний УКМ, т. е. происходит увеличение "вертикальности" берегов моря. При колебаниях уровня моря относительно равновесных отметок, принимаемых за начало отсчета, коэффициент a имеет смысл равновесной площади; коэффициент b показывает изменение площади акватории при изменении уровня на 1 м. Для РХвТ a=834 тыс. км²,

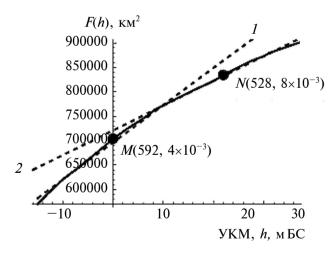


Рис. 1. Зависимость площади акватории Каспия от уровня моря F(h), по данным [16], сплошная линия; координаты точек M и N — равновесные уровни и площади акватории Каспия для РХвТ и ПХвТ соответственно; прямые пунктирные линии I и 2 — линейные аппроксимации зависимости F(h) в окрестностях точек M и N соответственно.

398 ФРОЛОВ

b = 5.1 тыс. км²/м; для ПХвТ a = 704 тыс. км², b = 7.6 тыс. км²/м.

Результаты модельных расчетов приведены в табл. 2.

Заметим, что для предполагаемых вариантов водного баланса Каспия (табл. 2) можно качественно оценить некоторые особенности колебаний УКМ для РХТ и ПХТ, не прибегая к имитационному моделированию. Для этого сравним параметры инерционности α уровня Каспия, предполагая выполнение условий применимости линеаризованной модели колебаний УКМ для указанных трансгрессий. Параметр α инерционности уровня бессточного водоема определяется формулами

$$\alpha = \frac{b\langle q \rangle}{a^2} = \frac{b\langle e \rangle^2}{\langle q \rangle} = \frac{b\langle e \rangle}{a} , \qquad (2)$$

где a и b — коэффициенты в зависимости F(h) при отсчете уровня от равновесной отметки, принимаемой за нулевую, $\langle q \rangle$ и $\langle e \rangle$ — средние величины притока в водоем (км³/год) и слоя эффективного испарения с акватории водоема (м/год) [14, 15, 42, 46]. Величина α влияет на все

статистические характеристики колебаний уровня водоема, в частности — на коэффициент автокорреляции уровня r_h . Чем больше α , тем меньше автокорреляция уровня r_h (при прочих равных), и наоборот. Зависимости α от среднего притока <q> в Каспийское море для двух различных средних величин слоя эффективного испарения <e> приведены на рис. 2.

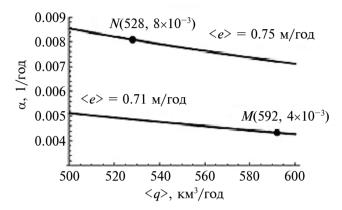


Рис. 2. Зависимости параметра инерционности α уровня Каспия от среднего притока в море $\langle q \rangle$ при средних слоях эффективного испарения $\langle e \rangle$, равных 0.71 и 0.75 м/год. Координаты точек M и N соответствуют водным балансам Каспия для РХвТ и ПХвТ.

Таблица 2. Статистические характеристики смоделированных составляющих водного баланса Каспия и УКМ для ранне- и позднехвалынской трансгрессий и современных условий

Характеристика			Равновесные		Параметр УКМ		
	Среднее	Дисперсия	площадь Каспия, км ²	уровень, м БС	α , год ⁻¹		
Раннехвалынская трансгрессия							
Приток, q	592 км ³ /год	8.1×10 ³ (км ³ /год) ²					
Эффективное испарение, е	0.71 м/год	5×10 ⁻³ (м/год) ²	834×10 ³	+22	4.3×10 ⁻³		
УКМ, h	21.91 м БС	4.2 m ²					
Позднехвалынская трансгрессия							
Приток, q	528 км ³ /год	6.5×10³ (км³/год)²					
Эффективное испарение, е	0.75 м/год	6×10 ⁻³ (м/год) ²	704×10 ³	0	8.1×10 ⁻³		
УКМ, h	0.02 м БС	2.5 m ²					
Позднехвалынская трансгрессия*							
Приток, q	396 км ³ /год	3.528×10 ³ (км ³ /год) ²					
Эффективное испарение, е	0.60 м/год	3.6×10 ⁻³ (м/год) ²	661×10 ³	0	6.9×10 ⁻³		
УКМ, h	0.02 м БС	2.5 m ²					
Современный баланс Каспия **							
Приток, q	281 км ³ /год	2.5×10 ³ (км ³ /год) ²					
Эффективное испарение, е	0.77 м/год	6.0×10 ⁻³ (м/год) ²	365×10 ³	-28.5	3.0×10 ⁻²		
УКМ, h	-28.48 м БС	0.9 м ²					
*По панным [4]							

^{*}По данным [4].

^{**}По данным [5].

Из формулы (2) следует, что при фиксированных среднем и дисперсии эффективного испарения увеличение среднего притока (при неизменной дисперсии) в Каспий приводит к уменьшению параметра инерционности α и к соответствующему увеличению дисперсии колебаний УКМ. Аналогичное уменьшение α происходит при фиксированных параметрах притока и уменьшении среднего испарения (при неизменной дисперсии).

Поскольку автокорреляционная функция уровня $r_{\iota}(\tau)$ в данном случае имеет вид $r_{k}(\tau) \approx \exp(-\alpha \tau)$, то величина $\tau = 1/\alpha$ приближенно определяет время корреляции уровня [14, 15], или, в англоязычном варианте, "equilibrium response time" [42, 45]. С учетом данных о водном балансе Каспия из табл. 1 получаем оценки времени корреляции УКМ — $\tau \approx 230$ и $\tau \approx 120$ лет для РХвТ и ПХвТ соответственно. Отсюда следует, что режимы колебаний УКМ при РХвТ и ПХиТ были заметно разными. Для сравнения приведем современные оценки т для уровенного режима: для бессточного Каспийского моря т ≈ 33 года [15], для уровня Большого Соленого озера τ ~ 8 лет (по одному из вариантов [45]). Для "проточного" Каспия с зависимостью оттока морской воды в зал. Кара-Богаз-Гол от уровня моря, действовавшей в 1948—1980 гг., время корреляции уровня уменьшается до τ ~ 20 лет [27].

По смоделированным рядам УКМ длительностью 105 лет построены соответствующие ги-

стограммы и гауссовы плотности распределения вероятности (ПРВ) (рис. 3).

Как и следовало ожидать, распределение вероятностей УКМ в обоих случаях близко к гауссову распределению — в силу теоремы о нормализации выходного процесса инерционной линейной системой [14, 15].

Для визуального сравнения многолетних режимов колебаний УКМ для РХвТ и ПХвТ на рис. 4 приведены фрагменты смоделированных рядов УКМ.

Реализации УКМ на рис. 4 наглядно показывают различие режимов колебаний УКМ. Например, размах колебаний уровня во время РХвТ больше, чем во время ПХвТ, и составляет 15.5 м и 12.0 м соответственно.

Представляет интерес оценка среднего времени пребывания χ (l) выше (или ниже) заданной отметки уровня l в течение одного выброса. Такая оценка может быть полезна при изучении особенностей формирования береговых форм палеорельефа. Согласно [15], теоретическая зависимость χ (l) имеет вид

$$\chi(l) = \frac{2\pi\sigma_h}{\sigma\left(\frac{dh}{dt}\right)} \left(1 - \Phi\left(\frac{l}{\sigma_h}\right)\right) \exp\left(\frac{l^2}{2\sigma_h^2}\right), \quad (3)$$

где σ_h^2 — дисперсия уровня, $\sigma(dh/dt)$ — стандарт

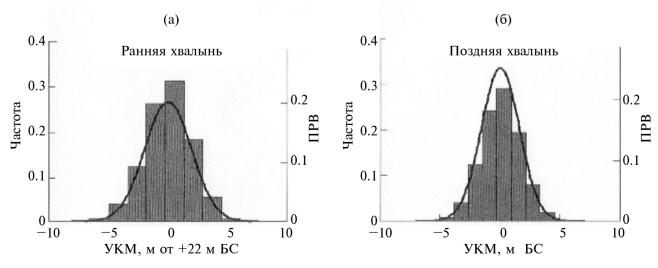


Рис. 3. Гистограммы (столбики) и плотности распределения вероятности (линии) уровня Каспия: (а) для раннехвалынской, (б) для позднехвалынской трансгрессий.

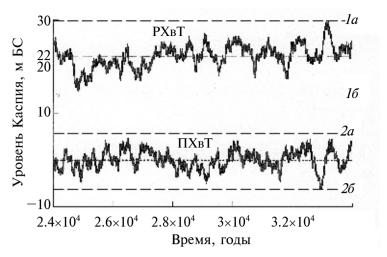


Рис. 4. Фрагменты смоделированных рядов УКМ для РХвТ и ПХвТ. *1а* и *16* — максимальная и минимальная отметки смоделированного УКМ для РХвТ, *2а* и *26* — то же для ПХвТ.

производной уровня по времени; дисперсия производной уровня по времени равна

$$\sigma \left(\frac{dh}{dt}\right)^2 \approx \frac{\sigma_q^2}{a^2} - \frac{2\sigma_q \sigma_e}{a} + \sigma_e^2, \tag{4}$$

где σ_q^2 — дисперсия притока в море, σ_e^2 — дисперсия эффективного испарения, a — равновесная площадь акватории Каспия, $\Phi(1/\sigma_h)$ — интеграл вероятности. На рис. 5 представлены графики зависимостей среднего времени пребывания УКМ $\chi(I)$ выше (или ниже) заданной отметки уровня I в течение одного выброса для РХвТ и ПХвТ, по-

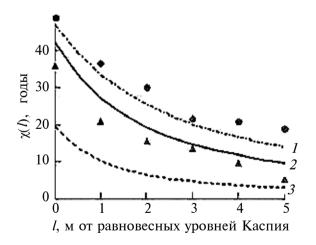


Рис. 5. Среднее время $\chi(l)$ пребывания УКМ выше заданной отметки h=l во время одного выброса: линии 1, 2 и 3 — теоретические зависимости для РХвТ, ПХвТ и современных условий соответственно; кружки и треугольники — выборочные оценки для РХвТ и ПХвТ соответственно.

строенные в соответствии с (3)–(4), и оценки, полученные по смоделированным рядам УКМ.

Из приведенных на рис. 5 графиков следует для PBxT и ПХвТ следующее. Во-первых, реально нахождения УКМ, например, выше равновесных отметок на 2 м в течение относительно длительного времени, примерно 15—25 лет. То же относится к аналогичной возможности пребывания УКМ ниже равновесных отметок уровня Каспия. Во-вторых, длительность одного выброса выше (ниже) равновесных отметок УКМ для РХвТ заметно превышает соответствующую характеристику для ПХвТ (рис. 5).

Разница между величинами $\chi(l)$ для РХвТ и ПХвТ объясняется влиянием меньшего параметра инерционности УКМ $\alpha=4.1\times10^{-3}$ год $^{-1}$ во время РХвТ по сравнению с величиной $\alpha=6.9-8.1\times10^{-3}$ год $^{-1}$ во время ПХвТ. Для сравнения, в отсутствие оттока из Каспия в зал. Кара-Богаз-Гол современная величина $\alpha\sim3\times10^{-2}$ год $^{-1}$.

выводы

Для палеовремени — РХвТ и ПХвТ — при высоких равновесных уровнях моря, равных -22 и ~ 0 м БС соответственно, действие в механизме колебаний уровня положительной обратной связи, образованной зависимостью между уровнем и слоем испарения с акватории, становится пренебрежимо малым. Причина — превращение

Северного Каспия из мелководной в "глубоководную" часть моря и соответствующее относительное уменьшение площади мелководий по отношению ко всему Каспию. При колебаниях УКМ в окрестностях отметок 0 и +22 БС отсутствует демпфирующее влияние оттока морской воды через прол. Маныч в Черное море и в зал. Кара-Богаз-Гол. Поэтому для моделирования многолетних колебаний УКМ применена динамико-стохастическая модель только с одной, отрицательной, обратной связью, формируемой зависимостью площади акватории моря от уровня воды в нем.

На уровенный режим Каспия, кроме составляющих водного баланса моря, определяющего положение равновесного уровня, влияет параметр a в зависимости площади акватории от уровня F(h). Для Каспия, чем выше равновесный уровень h^* , тем меньше параметр инерционности уровня (при прочих равных), тем больше дисперсия уровня УКМ и тем больше разность между временами корреляции уровня и речного притока в море.

Для уровенного режима Каспия в палеовремени характерны более длительные по сравнению с современными серии лет с высоким (низким) положением уровня моря.

Смоделированные ряды многолетних колебаний УКМ могут быть использованы для оценки возможности образования различных прибрежно-шельфовых геоморфологических форм во время длительных выбросов уровня моря.

Полученные характеристики процессов многолетних колебаний уровня Каспия — дисперсия, автокорреляция, плотность распределения вероятности, средняя длительность выбросов выше (ниже) заданных отметок уровня в течение одного выброса, зависимость параметра инерционности колебаний УКМ — существенно расширяют представления о характере колебаний уровня Каспия в РХвТ и ПХвТ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Багров Н.А*. О колебаниях уровня бессточных озер // Метеорология и гидрология. 1963. № 6. С. 41—46.

- Бадшкова Е.Н. Возраст хвалынских трансгрессий Каспийского моря // Океанология. 2007. Т. 47. № 3. С. 432–438.
- 3. *Будыко М.И.*, *Юдин М.И*. О колебаниях уровня непроточных озер // Метеорология и гидрология. 1960. № 8. С. 15–19.
- 4. Варущенко С.И., Варущенко А.Н., Клиге Р.К. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М.: Наука, 1987. 240 с.
- 5. Водный баланс и колебания уровня Каспийского моря. Моделирование и прогноз / Под ред. *Е.С. Нестерова*. М.: Триада лтд, 2016. 378 с.
- 6. *Добровольский С.Г.* Глобальные изменения речного стока. М.: ГЕОС, 2011. 660 с.
- 7. Каспийское море. Гидрология и гидрохимия / Под ред. *С.С. Байдина*, *А.Н. Косарева*. М.: Наука, 1986. 261 с.
- 8. *Крицкий С.Н.*, *Менкель М.Ф*. Колебания уровня замкнутых водоемов // Тр. Гидропроекта. Энергия: 1964. Сб. 12. С. 29–61.
- 9. *Крицкий С.Н., Менкель М.Ф.* Некоторые положения статистической теории колебаний уровней естественных водоемов и их применение к исследованию режима Каспийского моря // Тр. Первого совещания по регулированию стока. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1946. С. 76–93.
- 10. Курбанов Р.Н., Беляев В.Р., Свистунов М.И., Бутузова Е.А., Солодовников Д.А., Таратунина Н.А., Янина Т.А. Новые данные о возрасте раннехвалынской трансгрессии Каспийского моря // Изв. РАН. Сер. геогр. 2023. Т. 87. № 3. С. 403—419.
- 11. *Леонтьев О.К., Федоров П.В.* К истории Каспийского моря в поздне- и послехвалынское время // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1953. Т. 4. С. 64–74.
- 12. *Малинин В.Н.* Проблема прогноза уровня Каспийского моря. СПб.: РГГМИ, 1994. 60 с.
- 13. *Малинин В.Н., Гордеева С.М., Гурьянов Д.В.* Малопараметрическая модель увлажнения Северо-Западного региона России для условий современных изменений климата // Уч. зап. РГГМУ. 2014. № 36. С. 35—49.
- 14. *Музылев С.В.* Теоретико-вероятностный анализ колебаний уровней бессточных водоемов // Вод. ресурсы. 1980. № 5. С. 21–40.
- 15. *Музылев С.В.*, *Привальский В.Е.*, *Раткович Д.Я*. Стохастические модели в инженерной гидрологии. М.: Наука, 1982. 283 с.
- 16. *Панин А.В.*, *Селезнева Е.В.* Воднобалансовые характеристики Палеокаспия на основе новой гипсографической кривой // Теоретические проблемы

- современной геоморфологии, теория и практика изучения геоморфологических систем. Материалы XXXI Пленума Геоморфологической комиссии РАН. Ч. І. Астрахань: Техноград, 2011. С. 77—82.
- 17. Панин Г.Н. Испарение и теплообмен Каспийского моря. М.: Наука, 1987. 86 с.
- Привальский В.Е. Климатическая изменчивость.
 М.: Наука, 1985. 203 с.
- 19. *Рычагов Г.И*. К методике геоморфологических исследований (геоморфологические уроки Каспия) // Вестн. Московского ун. Сер. Геоморфология. 2019. № 4. С.27—39.
- 20. *Рычагов Г.И.* Уровенный режим Каспийского моря за последние 10 000 лет // Вестн. Московского ун. Сер. 5, География. 1993. № 2. С. 38—49.
- 21. *Рычагов Г.И.* Хвалынский этап в истории Каспийского моря // Вестн. Московского ун-та. Сер. 5, География. 2014. № 4. С. 3—9.
- 22. Свиточ А.А. Голоценовая история Каспийского моря и других окраинных бассейнов Европейской России: сравнительный анализ // Вестн. Московского ун-та. Сер. 5, География. 2011. № 2. С. 28—38.
- Свиточ А.А. Палеогеография большого Каспия // Вестн. Московского ун-та. Сер. 5, География. 2015. № 4. С. 69—79.
- 24. *Свиточ А.А., Янина Т.А.* Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. М.: РАСХН, 1997. 267 с.
- 25. Сидорчук А.Ю, Панин А.В, Борисова О.К. Климатически обусловленные изменения речного стока на равнинах северной Евразии в позднеледниковье и голоцене // Водн. ресурсы. 2008. Т. 35. № 4. С. 406—416.
- 26. Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. Речной сток на восточно-европейской равнине за последние 20 тысяч лет и проблема изменения уровней южных морей // Вопр. географии. 2018. Сб. 145. С. 144—167.
- 27. *Фролов А.В.* Динамико-стохастические модели многолетних колебаний уровня проточных озер. М.: Наука, 1985. 103 с.
- 28. Фролов А.В. Динамико-стохастическое моделирование многолетних колебаний уровня Каспия в палеовремени (14—4 тыс. лет до н. э.) // Водн. ресурсы. 2021 Т. 48. № 6. С. 633—642.
- 29. *Фролов А.В.* Моделирование влияния оттока в залив Кара-Богаз-Гол на плотность распределения вероятности уровня Каспийского моря // Математическое моделирование и численные методы. 2016. № 3 (11). С. 79–92.

- 30. *Фролов А.В.* Моделирование многолетних колебаний уровня Каспийского моря: теория и приложения. М.: Геос, 2003. 170 с.
- 31. *Фролов А.В.* Особенности механизма многолетних колебаний уровня Каспийского моря // Ученые записки РГГМУ. 2019. № 55. С.120—128.
- 32. *Хубларян М.Г., Найденов В.И.* О тепловом механизме колебаний уровня водоемов // ДАН СССР. 1991. Т. 319. № 6. С. 1438—1444.
- 33. *Шнитников А.В.* Изменчивость общей увлажненности материков северого полушария // Зап. Геогр. о-ва СССР. 1957. Т. 16. С. 23–57.
- 34. *Шнитников А.В.* Колебания климата и общей увлажненности в XVIII-XX столетиях и их будуще // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. 1975. Т. 107. Вып. 6. С. 473—484.
- 35. Янина Т.А. Эволюция природной среды Понто-Каспия в условиях глобальных изменений климата в позднем плейстоцене // Вестн. Московского ун-та. Сер. 5, География. 2013. № 1 С. 3—17.
- 36. Янина Т.А., Сорокин В.М., Безродных Ю.П. Отражение климатических событий позднего плейстоцена в геологической истории Каспийского моря(по материалам бурения) // Вопросы геоморфологии и палеогеографии морских побережий и шельфа. Материалы научной конференции памяти П.А. Каплина / Под ред. Т.А. Яниной, Т.С. Клювиткиной. М.: Геогр. фак. МГУ, 2017. С.161—165.
- 37. *Gates D.G., Diesendorf M.* On the fluctuations in levels of closed lakes // J. Hydrol. 1977. V. 33. № 3/4. P. 267–285.
- 38. *Harrison S.P., Saarse L., Digerfeldt G.* Holocene changes in lake levels as climate proxydata in Europe // Paletoklimaforsch. 1991. № 6. P. 159–170.
- 39. *Huybers K., Rupper S., Roe G.H.* Response of closed basin lakes to interannual climate variability // Climate Dynamics. 2016. V. 46. P.3709–3723.
- Kutzbach J.E. Estimates of past Climate at Paleolake Chad, Noth Africa, Based on a Hydrological and Energy-Balance Model // Quaternary Res. 1980. V. 14. P. 210–223.
- 41. *Lahijani H., Leroy S.A.G., Arpe K., Cretaux J.-F.* Caspian Sea level changes during instrumental period, its impact and forecast: A review // Earth-Sci. Rev. 2023. DOI: 10.1016/j.earscirev.104428.
- 42. *Mason I.M., Guzkowska M.A.J., Rapley C.G., Street-Per-rott F.A.* The response of lake levels and areas to climatic change // Climatic Change. 1994. V. 27. P. 161–197.
- 43. Mason I.M., Rapley C.G., Street-Perrott F.A., Guzkow-ska M.A.J. ERS-1 Observations of Lakes for Climate

- Research // Proc. of ESA Sympos. "European Remote Sensing Opportunities". 1985. P. 235–241.
- 44. Semenov V.A., Nikitina N.G., Mokhov I.I. Atlantic Multidecadal Variability and hydrological cycle in the Caspian Sea watershed // Research Activities Atmos. Ocean. Modelling, Rep. № 43. WCRP Rep. № 10/2013. 2013. P. 7.15—7.16.
- 45. Street-Perrott F.A., Guzkowska M.A.J., Mason I.M., Rapley C.G. Response of Lake Levels to Climatic Change Past, Present and Future // Climate Change. 1986. V. 3. P. 211–216.
- 46. Street-Perrot F.A., Marchand D.S., Roberts N., Har-

- rison S.P. Global lake-level variations from 18000 to 0 Years Ago: a palaeoclimatic analysis. 1989. 213 p. https://www.ncei.noaa.gov/access/metadata/landing-page/bin/iso?id=noaa-lakelevel-5495
- 47. *Vuglinsky V., Kuznetsova M.* The World's Largest Lakes Water Level Changes in the Context of Global Warming. Natural Resources. 2019. V. 10. P. 29–46. doi: 10.4236/nr..102003
- 48. Woolway R.I., Kraemer B.M., Lenters J.D., Merchant C.J., O'Reilly C.M., Sharma S. Global lake responses to climate change // Nature Rev. Earth and Environ. 2020. V. 1. P. 388–403.

_ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ И РЕЖИМ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

УЛК 556.124.2

МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ ХАРАКТЕРИСТИК РЕЖИМА ФОРМИРОВАНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ. 3. ПОЛЕВЫЕ И ЛЕСНЫЕ УЧАСТКИ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА В ИСТОРИЧЕСКИЙ ПЕРИОД¹

© 2024 г. Е. М. Гусев^{а, *}, О. Н. Насонова^а, Е. Э. Ковалев^а, Е. А. Шурхно^а

^аИнститут водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

*e-mail: sowaso@yandex.ru

Поступила в редакцию 09.10.2023 г. После доработки 30.11.2023 г. Принята к публикации 22.01.2024 г.

На основе разработанной авторами данной статьи модели взаимодействия подстилающей поверхности суши с атмосферой SWAP проведены многолетние расчеты характеристик снежного покрова для лесных и полевых участков основных регионов азиатской части России: Западной Сибири, Восточной Сибири и Дальнего Востока для исторического периода (1967—2019 гг.). Сопоставление результатов моделирования с соответствующими данными маршрутных снегомерных съемок на метеорологических станциях азиатской территории РФ показало, что SWAP удовлетворительно воспроизводит динамику снегозапасов, высоты и плотности снежного покрова на открытых участках и под пологом леса на указанных объектах. Для всех участков, расположенных в районах снегомерных съемок, получены климатические значения характеристик режима формирования снежного покрова для двух типов подстилающей поверхности (лес, поле) и двух климатических периодов (1967—1992 и 1993—2019 гг.), что позволило выявить тенденции изменения этих характеристик в течение исторического периода. Показано, что направленность изменений климатических значений характеристик снежного покрова на лесных и полевых участках Западной Сибири, Восточной Сибири и Дальнего Востока совпадает и соответствует прогнозам на XXI в., полученным на основе климатических моделей.

Ключевые слова: снегозапасы, период залегания снежного покрова, LSM модель SWAP, коэффициент снегонакопления.

DOI: 10.31857/S0321059624040037 EDN: APVMML

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая статья — третья в серии публикаций, посвященных различным аспектам проблемы изменения снежного покрова на территории России. В первых двух статьях [5, 6] этой серии показано, что вопросы динамики такого важного элемента криосферы, как снежный покров, приобретают для территории Российской Федерации, особенно ее пан-арктической части, все большее значение и требуют изучения и развития методов прогнозирования этой динамики в условиях изменяющегося климата. В силу

этого стратегическая цель всего исследования авторов — выявление существующих в настоящее время тенденций изменения характеристик снежного покрова на территории России и долгосрочное прогнозирование динамики таких изменений до конца XXI в.

В [5] на основе анализа возможных методов диагностики современного состояния и долгосрочного прогнозирования изменений характеристик снежного покрова на территории России обосновано использование в качестве инструментария для решения указанной проблемы физико-математических моделей взаимодействия подстилающей поверхности суши с атмосферой (Land Surface Models – LSMs), воспроизводящих процессы тепловлагообмена в системе почва – растительный/снежный покров — приземный слой атмосферы, в сочетании с необходимой

¹ Работа выполнена в рамках Государственного задания ИВП РАН (тема FMWZ-2022-0001 "Исследования процессов гидрологического цикла суши и формирования водных ресурсов, геофизических процессов в водных объектах и их бассейнах, формирования экстремальных гидрологических явлений и динамики гидрологических систем с учетом изменяющихся климатических условий и антропогенных факторов").

для выполнения долгосрочных прогнозов метеорологической информацией, полученной в результате расчетов на основе глобальных климатических моделей (Ocean — Atmosphere Global Climate Models — OAGCMs).

Для достижения поставленной стратегической цели в качестве основного элемента указанного инструментария используется разработанная авторами настоящей статьи LSM Soil Water-Atmosphere-Plants (SWAP) [2]. Модель прошла многостороннюю проверку качества воспроизведения характеристик снежного покрова, в том числе и в процессе участия в различных международных проектах [5], в частности, в "The Earth System Models – Snow Models Intercomparison Project" (ESM-SnowMIP) [17], организованном в рамках Всемирной программы исследований климата (ВПИК) с целью обеспечить прогресс в понимании процессов формирования снежного покрова и систематизировать полученные знания для использования их в глобальных и региональных климатических и гидрологических моделях в контексте происходящих глобальных изменений.

Кроме того, поскольку для достижения вышеуказанной стратегической цели необходимо провести оценку эффективности SWAP для объектов, расположенных в России, проверка качества воспроизведения характеристик снежного покрова была проведена для полевых и лесных участков Европейской территории России (ЕТР) для исторического периода 1967—2019 гг. [5, 6]. Полученные при этом результаты позволили также выявить тенденции изменения характеристик снежного покрова на полевых и лесных участках ЕТР в течение рассмотренного исторического периода.

Настоящая публикация посвящена моделированию динамики снежного покрова за тот же исторический период (1967—2019 гг.) для полевых и лесных участков азиатской территории России (АТР) — Сибири и Дальнего Востока (ДВ). Как и в [5, 6], первостепенная задача данного исследования — оценка качества моделирования характеристик снежного покрова на основе сопоставления результатов расчета по модели SWAP с данными соответствующих на-

блюдений на полевых и лесных участках Сибири и ДВ. В качестве дополнительной задачи полагалось исследовать долговременные тенденции изменения характеристик формирования снежного покрова на полевых и лесных участках АТР в исторический период.

МОДЕЛЬ SWAP

Модель взаимодействия подстилающей поверхности суши с атмосферой SWAP [2] разработана в Институте водных проблем РАН. В ее основу положено физико-математическое описание процессов тепло- и влагообмена, происходящих в системе грунтовые воды — почва — растительный / снежный покров – приземный слой атмосферы. Модель позволяет рассчитывать составляющие водного и теплового балансов, различные характеристики гидрологического режима наземных экосистем и речных бассейнов, имеющих разные пространственные масштабы и находящихся в различных природных условиях. Выходными переменными модели (которых может быть до нескольких десятков) служат значения составляющих водного и теплового балансов, а также показатели динамики водного и теплового режима рассматриваемой системы. В настоящей работе авторов интересовала прежде всего динамика характеристик снежного покрова: снегозапасов, высоты и плотности снега.

Исследование качества воспроизведения моделью SWAP характеристик снежного покрова для различных районов Земного шара многократно осуществлялось, как уже отмечалось выше, в связи с участием авторов модели в ряде международных проектов [13, 17, 18, 20, 22] и показало хорошие результаты. В [5, 6] подобная проверка была проведена для территории ETP.

ИССЛЕДУЕМЫЕ ОБЪЕКТЫ И ИХ ИНФОРМАЦИОННОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ

В целях более детального анализа полученных результатов исследуемая территории была разделена на три части в соответствии с ее физико-географическим районированием: Западную Сибирь (ЗС), Восточную Сибирь (ВС) и ДВ (рис. 1), поскольку закономерности формирования характеристик снежного покрова, определя-

емые физическим механизмом геофизических и гидрологических процессов, в этих регионах существенно различаются.

3С — часть Сибири, расположенная между Уральскими горами на западе и руслом р. Енисей на востоке. ВС — территория Сибири от Енисея до водораздельных хребтов, идущих вдоль Тихого океана. ДВ России — ее восточная часть, к которой относят области бассейнов рек, впадающих в моря Тихого океана, а также расположенные в этих морях российские острова.

На большей части территории 3С климат континентальный (за исключением северных районов, Алтая и Алтайского края), зимой на него в значительной мере влияют воздушные массы, поступающие с ВС. Хотя с запада 3С закрывают от влияния Атлантики Уральские горы, но все же в ее северные районы иногда приходят смягчающие климат и приносящие циклоны воздушные массы с ЕТР, а в южные районы — воздушные массы с Каспийского и Черного морей.

Климат большей части ВС резко континентальный, что объясняется центральным положением на материке, удаленностью от Атлантического побережья, наличием горных хребтов на пути воздушных масс с Тихого океана. Зимой ВС находится во власти Сибирского антициклона, представляющего собой массивное скопление холодного сухого воздуха в северо-восточной части Евразии с сентября по апрель. Это обусловливает малое количество осадков и сильное выхолаживание подстилающей поверхности в холодный период года. Отметим, что в ВС в районе Верхоянска и Оймякона находится один из регионов северного полушария с наиболее суровым климатом.

Большая часть территории ДВ характеризуется муссонным климатом. Только севернее полярного круга на территории ДВ климат субарктический. Влияние Тихого океана смягчает суровость климата ДВ по сравнению с ВС.

Первым этапом исследования стала подготовка информационного обеспечения, необходимого для моделирования формирования снежного покрова на полевых и лесных участках Сибири

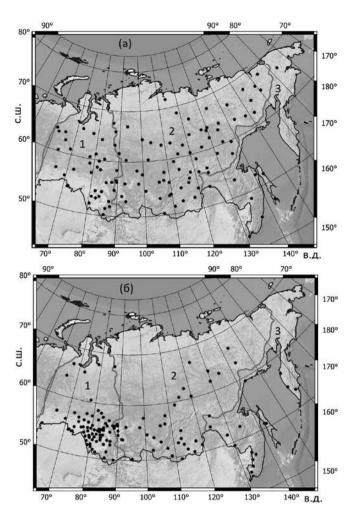


Рис. 1. Расположение метеорологических станций (точки) на азиатской части России, данные маршрутных снегомерных съемок которых использованы в работе для лесных (а) и полевых (б) участков. Серые линии показывают границы, разделяющие Западную Сибирь (1), Восточную Сибирь (2) и Дальний Восток (3).

и ДВ и для проверки результатов моделирования по данным измерений. Подготовка проводилась по той же методике, что и для участков, расположенных на ETP [5, 6].

Указанное информационное обеспечение включает в себя метеорологическую информацию по следующим харастеристикам: атмосферным осадкам, температуре и влажности воздуха, интенсивности потоков приходящей длинноволновой и коротковолновой радиации, скорости ветра и атмосферному давлению. Указанные характеристики (за исключением радиации) — трехчасовые данные стандартных метеорологических наблюдений, проводившихся на 191 ме-

теостанции за период с 1966 по 2019 г., – взяты из базы данных ВНИИГМИ-МЦД [1]. Трехчасовые значения приходящей длинноволновой и коротковолновой радиации для указанных станций рассчитаны с использованием данных срочных стандартных метеорологических наблюдений по методике, изложенной в [4]. Выбор метеорологических станций обусловлен тем, что на них проводились маршрутные снегомерные съемки на полевых и/или лесных участках. В процессе съемок измерялись снегозапасы SWE на открытых участках и/или под пологом леса, высота снежного покрова $h_{\rm sn}$ и его плотность $\rho_{\rm sn}$. Эти данные, необходимые для проверки результатов моделирования, взяты также из базы данных ВНИИГМИ-МЦД для периода 1966—2019 гг. При этом для лесных участков использовались данные наблюдений, проводившихся на 114 метеорологических станциях (рис. 1а), для полевых – на 124 (рис. 1б).

Кроме того, неотъемлемая часть информационного обеспечения модели — параметры почвы и растительного покрова. В связи с отсутствием детального описания маршрутов снегомерных съемок подготовка для расчетов значений параметров подстилающей поверхности осуществлялась аналогично изложенной в [5] с использованием глобальной экосистемной базы данных ECOCLIMAP, разработанной Национальным Центром Метеорологических Исследований CNRM/GAME (Метео-Франс, Тулуза, Франция) [12].

РАСЧЕТЫ ДИНАМИКИ ХАРАКТЕРИСТИК СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ПОЛЕВЫХ И ЛЕСНЫХ УЧАСТКАХ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Подготовленное информационное обеспечение позволило провести модельные расчеты динамики различных характеристик снежного покрова с трехчасовым временным шагом для лесных и полевых участков, расположенных в районах выбранных станций для периода 1966—2019 гг. При этом метеорологические данные использовались для задания верхнего граничного условия в задаче формирования водно-теплового режима в системе почва — растительный/снежный покров — приземный слой атмосферы.

В отсутствие измеренных значений начальных условий задачи использовался метод "раскрутки" ("spin-up") модели. Расчетный период 1967-2019 гг. (за вычетом 1966 г., данные которого использовались для "раскрутки" модели) делился на две части: ранний (базовый) Т1 (1967—1992 гг.) и поздний Т2 (1993—2019 гг.). Рассчитывались следующие характеристики режима формирования снежного покрова: среднегодовые SWE_{mean}, среднезимние (средние за декабрь, январь и февраль) SWE_{win} и максимальные за год SWE_{max} значения снегозапасов, даты начала t_{start} и окончания t_{end} устойчивого залегания снежного покрова и его продолжительность $t_{\rm sn} = t_{\rm end} - t_{\rm start},$ дата достижения максимальных снегозапасов t_{max} . Полученные значения усреднялись по годам для интервалов Т1 и Т2 для получения климатических значений этих характеристик, что дало возможность провести анализ их изменений в рамках исторического периода.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Сопоставление модельных расчетов с данными наблюдений

Полученные результаты модельных расчетов характеристик снежного покрова для лесных и полевых участков АТР были сопоставлены с данными маршрутных снегомерных съемок. В качестве иллюстрации на рис. 2 приведены примеры сопоставления рассчитанной и измеренной динамики снегозапасов SWE за ряд лет для полевых и лесных участков в районах станций, расположенных в 3С, ВС и ДВ: Тюмень (65.4° в.д., 57.1° с.ш.), Ванавара (102.3° в.д., 60.3° с.ш.), Верхоянск (133.4° в.д., 67.6° с.ш.), Оймякон (143.2° в.д., 63.3° с.ш.), Орлинга (105.8° в.д., 56.1° с.ш.), Соболево (Камчатский край) (155.9° в.д., 54.3° с.ш.). На первых трех станциях показаны лесные участки, на остальных – полевые. На рис. 2 видно, что воспроизведение снегозапасов вполне удовлетворительное. Качество воспроизведения режима снежного покрова можно оценить на основе статистических критериев различных характеристик. В данной работе, как и в [3, 5, 6, 17, 18], использовалась нормированная на стандартное отклонение измеренных снегозапасов среднеквадратическая

408 ГУСЕВ и др.

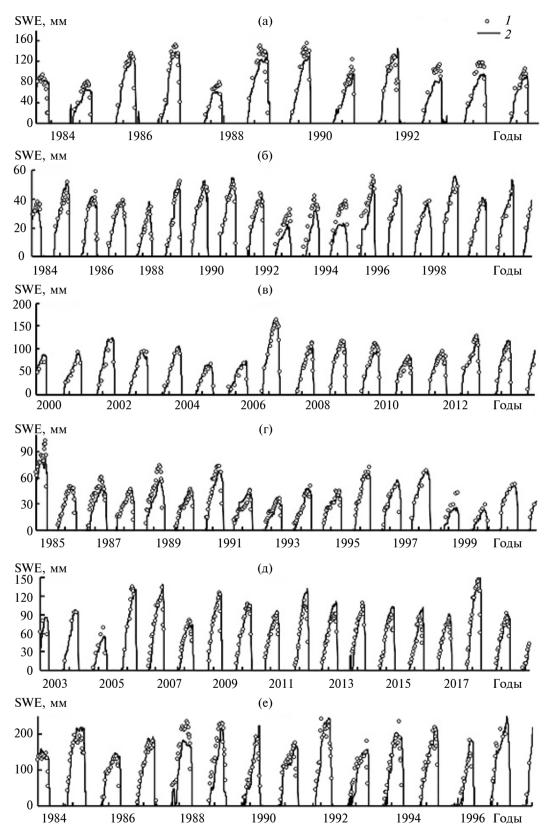


Рис. 2. Примеры сопоставления измеренных (*1*) и рассчитанных на основе модели SWAP (*2*) снегозапасов в районах лесных (а—в) и полевых (г—е) маршрутных снегосъемок на станциях Тюмень (а), Верхоянск (б), Ванавара (в), Оймякон (г), Орлинга (д), Соболево (е).

ошибка расчета о_{ляме} данной характеристики за весь расчетный период 1967—2019 гг. (при наличии соответствующих данных измерений).

Усредненное по 238 полевым и лесным участкам Сибири и ДВ значение σ_{nSWE} оказалось ~0.90. По оценкам результатов, полученных в проекте ESM-SnowMIP, аналогичное значение, полученное в указанном выше международном проекте ESM-SnowMIP в результате осреднения по 20 лучшим по этому показателю моделям и 10 экспериментальным площадкам, расположенным в различных районах земного шара, ~0.75. Таким образом, качество воспроизведения снегозапасов на лесных и полевых участках Сибири и ДВ на основе модели SWAP, хотя и несколько хуже, чем на площадках ESM-SnowMIP (по объективным причинам, рассмотренным в [6]), но все же близко к качеству воспроизведения указанной характеристики лучшими мировыми моделями.

Таким образом, можно сделать вывод о довольно адекватном воспроизведении моделью SWAP процессов формирования снежного покрова как для полевых, так и для лесных участков Сибири и ДВ. Следовательно, рассчитанные с помощью SWAP значения SWE можно исполь-

зовать для последующего анализа их временной динамики и пространственного распределения по рассматриваемому региону.

Оценка изменений динамики формирования снежного покрова на полевых и лесных объектах Сибири и Дальнего Востока за последние десятилетия

Для исследования долговременных тенденций изменения характеристик формирования снежного покрова на территории Сибири и ДВ в течение исторического периода использовались вышеуказанные результаты расчетов снегозапасов на различных участках исследуемого региона, на которых осуществлялись снегомерные наблюдения. Кроме того, дополнительно проведены расчеты для того типа подстилающей поверхности (лес или поле), для которого маршрутные снегосъемки на той или иной метеорологической станции не проводились. Таким образом, была смоделирована динамика характеристик снежного покрова за исторический период для участков с лесным и полевым типом подстилающей поверхности для 191 метеорологической станции Сибири и ДВ. Из них для последующего анализа отобраны 138 метеостанций, на которых метеорологические наблюдения проводились без пропусков с 1966 по 2019 г., что

Таблица 1. Усредненные по метеорологическим станциям азиатской части РФ рассчитанные климатические значения характеристик (обозначения в тексте) режима формирования снежного покрова на лесных (числитель) и полевых (знаменатель) участках (отсчет значений t_{start} , t_{end} и t_{max} начинается с 1 сентября), а также коэффициента снегонакопления K_{π} для максимальных за год снегозапасов SWE_{max}, среднегодовой приземной температуры воздуха T и годовых сумм твердых P_{μ} и общих P осадков

Характеристика	, ,	я Сибирь анции)		я Сибирь анции)	Дальний Восток (11 станций)		
	Период Т1	Период Т2	Период Т1	Период Т1 Период Т2		Период Т2	
SWE _{mean} , MM	43/37	47/41	21/18	23/21	39/29	40/29	
SWE_{win} , mm	82/75	91/86	39/38	44/43	70/58	71/58	
SWE _{max} , MM	130/118	147/137	59/55	66/63	125/99	136/106	
t_{start} , cyr	54/52	55/54	58/51	57/50	68/66	70/66	
$t_{\rm end}$, cyr	235/231	233/230	221/219	222/220	232/221	234/222	
$t_{\rm sn}$, cyt	182/180	177/176	163/168	165/170	164/155	165/157	
t_{max} , cyt	204/197	204/199	184/177	186/181	201/180	202/182	
$\mathbf{K}_{_{\!\scriptscriptstyle \Pi}}$ для $\mathbf{SWE}_{\mathrm{max}}$	1.10	1.07	1.07	1.05	1.26	1.28	
T, °C	-1.4	-0.4	-6.1	-5.0	-2.1	-1.2	
P, мм/год	503	531	350	370	613	624	
P_{h} , мм/год	167/165	176/174	84/83	88/87	161/160	166/165	

позволило получить смоделированные ряды суточных значений снегозапасов для лесных и полевых участков за 54-летний период. На их основе для каждой станции рассчитаны, как в [5, 6], многолетние ряды SWE_{mean} , SWE_{win} , SWE_{max} , t_{start} , t_{end} , t_{max} и t_{sn} . Для последующего анализа полученые значения указанных характеристик были усреднены по климатическим периодам T1 и T2.

В табл. 1 представлены климатические значения рассчитанных характеристик режима формирования снежного покрова, усредненные по станциям для каждого из трех регионов (ЗС, ВС, ДВ), для двух типов подстилающей поверхности (лес и поле) и для периодов Т1 и Т2. В табл. 1 также представлены климатические значения таких важных характеристик, как годовые суммы твердых P_b и общих P осадков и среднегодовая при-

земная температура воздуха T, а также коэффициент снегонакопления K_n , равный отношению максимального снегозапаса в лесу к его значению в поле [5, 6, 8, 9, 11]. Пространственное распределение максимальных за год снегозапасов SWE_{max} , продолжительности залегания снежного покрова, годовых сумм осадков и среднегодовой температуры воздуха для двух периодов и двух типов подстилающей поверхности показано на рис. 3—5.

Отметим, что пространственное распределение P и T (рис. 5) подтверждает, что разделение АТР на регионы 3С, ВС и ДВ, границы которых приведены на рис. 1, довольно хорошо отражает разницу климатических особенностей этих регионов, обусловливающую различия характеристик формирования снежного покрова (табл. 1).

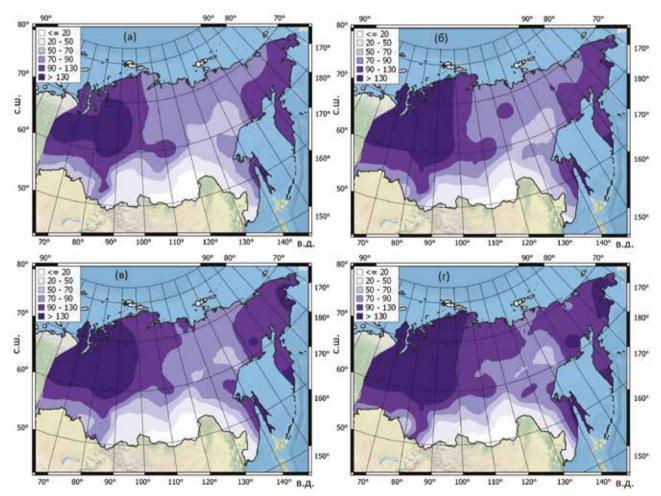


Рис. 3. Распределение климатических значений максимальных за год снегозапасов SWE_{max} , мм, на полевых (а, б) и лесных (в, г) участках ATP для периодов T1 (а, в) и T2 (б, г).

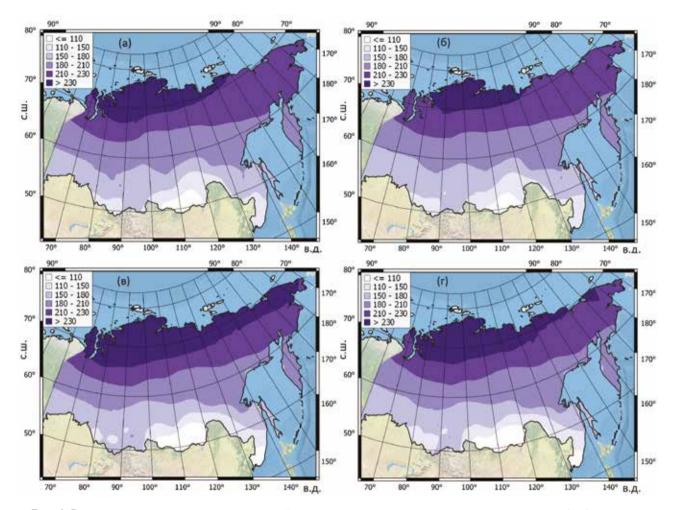


Рис. 4. Распределение климатических значений продолжительности залегания снежного покрова (сут) на полевых (a, 6) и лесных (b, r) участках ATP для периодов T1 (a, b) и T2 (b, r).

Следует отметить, что представленные в табл. 1 осредненные по метеорологическим станциям значения не являются безусловно репрезентативными для всего региона, поскольку станции распределены неравномерно по территории, особенно это касается ВС и ДС, где большая часть станций находится в южных районах, а в северных - немногочисленные станции расположены в основном вдоль крупных рек. По этой же причине приведенные на рис. 3-5 значения соответствующих характеристик в районах севернее 70° с.ш. имеют гораздо большие погрешности по сравнению с центральными и южными областями АТР. Однако приведенные значения позволяют сопоставить лесные и полевые участки и все же получить общее представление о динамике характеристик снежного покрова в рассматриваемый исторический период в указанных регионах.

Кроме того, отметим, что картирование полученных значений климатических характеристик формирования снежного покрова в силу небольшого числа расчетных точек (138 для каждого типа подстилающей поверхности) и вышеуказанных особенностей их распределения довольно грубовато и не отражает обусловленных в основном рельефом особенностей пространственного распределения указанных характеристик, как это, например, сделано в [10] при оценке климатических значений SWE для 3C для февраля за период 1979-2013 гг. Возможность получить более детальную картину пространственного распределения соответствующей характеристики определяется большим количеством и более равномерным распределением расчетных точек, плотность которых в [10] более чем на порядок больше, чем в настоящей работе, в связи с использованием модельных метеорологических

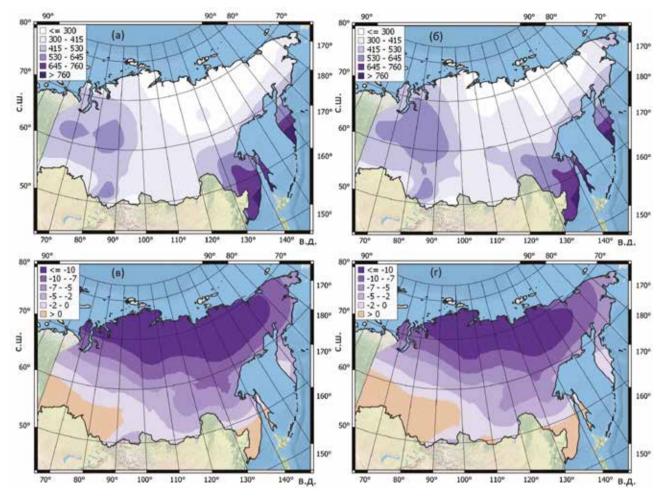


Рис. 5. Распределение климатических значений годовых сумм осадков (мм/год) (а, б) и среднегодовой приземной температуры воздуха ($^{\circ}$ C) (в, г) по ATP для периодов T1 (а, в) и T2 (б, г).

данных для пространственной расчетной сетки $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$.

Подобная детализация планируется авторами при прогнозировании изменения характеристик формирования снежного покрова в XXI в. В этих исследованиях карты пространственного распределения указанных характеристик будут более детальными, поскольку расчеты будут проводиться не на основе данных метеорологических наблюдений на довольно редкой сети метеостанций, а с применением результатов моделирования полей метеорологических элементов с помощью климатических моделей, использующих более густую регулярную пространственную сеть для проведения расчетов.

Представленные в настоящей работе результаты, полученные на основе реальных метеорологических данных, тем не менее позволяют визуально

оценить характер изменения крупномасштабных градиентов характеристик снежного покрова по основным регионам ATP и, самое главное, сделать вывод о том, как меняются климатические значения характеристик снежного покрова в течение исторического периода в среднем для этих регионов (а также для ETP) с учетом их региональных климатических различий.

В [5, 6] отмечено, что увеличение в высоких широтах количества осадков в холодный период года должно приводить к увеличению снегозапасов. Но повышение температуры воздуха обусловливает сокращение продолжительности холодного периода и способствует уменьшению накопления снегозапасов. Результирующее влияние изменения указанных предикторов на изменение режима формирования снежного покрова зависит от того, какой фактор в соответствующем регионе преобладает.

Полученные в настоящей работе результаты показывают, что усредненные по станциям каждого из трех азиатских регионов разные климатические характеристики снегозапасов (среднегодовые SWE_{mean} , среднезимние SWE_{win} и максимальные SWE_{max} снегозапасы) для периода T2 выросли по сравнению с базовым периодом T1 (в диапазоне 0-17% в зависимости от региона и подстилающей поверхности). При этом в районах ДВ SWE_{mean} и SWE_{win} почти не изменились. Особенно большой (7-16%) прирост как для лесных, так и для полевых участков наблюдается для SWE_{max} . Заметим, что для ETP SWE_{max} выросли за исторический период примерно так же (на 11-15%). Таким образом, доминирующим фактором изменения снегозапасов для всех регионов оказалось увеличение осадков.

Однако в многолетней динамике изменения снегозапасов имеются и региональные различия, вызванные различиями климата. Так, усредненная по используемым в исследовании метеорологическим станциям ETP [6], 3C, ДВ и ВС среднегодовая температура воздуха T в исторический период (1967—2019 гг.) составила соответственно 3.5, -0.9, -1.7 и -5.5°C, а годовые осадки соответственно 569, 517, 619 и 360 мм/год (табл. 1).

Таким образом, ЕТР и 3С характеризуются относительно более теплым климатом по сравнению с ДВ и особенно с ВС, что приводит к небольшим различиям в динамике $t_{\rm sn}$ в этих регионах (табл. 1). Хотя увеличение максимальных снегозапасов в период Т2 по сравнению с Т1 произошло во всех трех азиатских регионах и на ЕТР, $t_{\rm sn}$ на территориях 3С и ЕТР уменьшилась (на 4—6 дней), а на территориях ВС и ДВ немного увеличилась (на ~1—2 сут). Отметим, впрочем, что для ДВ в связи с малой выборкой точек указанное изменение $t_{\rm sn}$ сопоставимо с оценкой ошибки расчета.

Полученные результаты согласуются с выводами в работах [7, 14, 16, 19, 21], посвященных прогнозам изменения режима формирования снегозапасов в северном полушарии в XXI в. В этих публикациях отмечено, что практически во всех регионах земного шара, где возможно наличие снежного покрова, продолжительность его залегания будет уменьшаться. Для большей

части этой территории прогнозируется также и уменьшение снегозапасов в зимний период. Однако для наиболее высоких широт результаты расчетов с использованием климатических моделей прогнозируют увеличение SWE в зимний период в XXI в. [14, 16, 19], что свидетельствует о доминирующем влиянии увеличения количества осадков. Характеристика $t_{\rm sn}$ может вести себя по-разному, уменьшаясь в районах с более мягким климатом и оставаясь практически неизменной или даже немного увеличиваясь в более суровых климатических условиях.

Полученные результаты показывают, что прогнозируемые климатическими моделями тенденции изменения характеристик формирования снежного покрова на ETP и ATP уже начались.

Помимо этого, для территорий 3С, ВС и ДВ рассчитаны значения коэффициента снегонакопления $K_{_{\scriptscriptstyle \Pi}}$. В [6] рассмотрены основные факторы, определяющие $K_{_{\pi}}$. Результирующий эффект влияния леса на снегонакопление определяется совокупностью этих факторов и может быть разным в разных случаях. Преобладающее влияние тех или иных факторов на изменение снегонакопления определяется природными условиями и морфологическими характеристиками древостоя (при этом, как отмечается в [15], снегонакопление в лесу наиболее чувствительно не к его морфологическим параметрам, а к метеорологическим характеристикам рассматриваемого района). Как оказалось, во всех трех регионах К >1.0. При этом для исторического периода для ЗС и ВС, как и для ЕТР [6], наблюдается тенденция к его уменьшению со временем (табл. 1). Эту тенденцию для территории России в целом подтверждают и данные наблюдений [9].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе разработанной авторами статьи модели взаимодействия подстилающей поверхности суши с атмосферой SWAP проведены многолетние расчеты (с трехчасовым временным шагом) характеристик снежного покрова для лесных и полевых участков ATP для исторического периода (1967—2019 гг.). Сопоставление

результатов моделирования с соответствующими данными маршрутных снегомерных съемок на метеорологических станциях ATP показало, что SWAP удовлетворительно воспроизводит динамику снегозапасов, высоты и плотности снежного покрова как на полевых участках, так и под пологом леса. Этот вывод дает основание использовать модель SWAP в качестве основного инструмента прогнозирования многолетней динамики характеристик снежного покрова на рассмотренной территории.

Для всех участков, расположенных в районах снегомерных съемок, получены климатические значения характеристик режима формирования снежного покрова для двух типов подстилающей поверхности (лес, поле) и двух климатических периодов — Т1 (1967—1992 гг.) и Т2 (1993—2019 гг.), что позволило выявить тенденции изменения этих характеристик в течение исторического периода. При этом направленность изменений характеристик снежного покрова на лесных и полевых участках ЗС, ВС и ДВ совпадает и соответствует прогнозам на XXI в., полученным на основе климатических моделей.

Показано, что в районах АТР произошло увеличение за исторический период усредненных по метеорологическим станциям климатических значений температуры воздуха на 0.9-1.1°C, а твердых осадков на 3 (ДВ) -6% (3C). Это в наибольшей степени сказалось на увеличении максимальных снегозапасов – от 7-9% на полевых и лесных участках ДВ до 12-16% в 3С и ВС. Рост температуры воздуха вызвал уменьшение продолжительности залегания снежного покрова на территории 3С на 4-5 сут. В то же время влияние увеличения температуры на территории ВС и ДВ было скомпенсировано увеличением максимальных снегозапасов, сдвигающим дату схода снежного покрова на более поздние сроки, что привело к увеличению продолжительности залегания снежного покрова на 1-2 сут.

Сопоставление регионов с разными климатическими условиями позволило сделать вывод о доминирующем влиянии увеличения осадков (по сравнению с ростом температуры) на режим формирования снежного покрова в регионах с более суровым климатом.

Полученные результаты показали, что на АТР группа факторов, вызывающая увеличение снегонакопления и продолжительности залегания снега, оказывает большее влияние на формирование снежного покрова в лесу по сравнению с полем. В результате среднее по территории каждого региона (ЗС, ВС и ДВ) значение коэффициента снегонакопления >1. В то же время изменения метеорологических характеристик за исторический период привели к некоторому уменьшению со временем коэффициента снегонакопления в ЗС и СВ. На территории ДВ данный параметр практически не изменился.

Следует отметить, что настоящая публикация очередной этап исследований авторов по моделированию и прогнозированию динамики характеристик снежного покрова на территории Российской Федерации. Данный этап предназначен для проверки способности модели SWAP воспроизводить динамику формирования снежного покрова на АТР, что необходимо для обоснования возможности использования модели для получения долгосрочных сценарных прогнозов изменения характеристик формирования снежного покрова на территории России в XXI в. В результате с учетом двух предыдущих публикаций, посвященных моделированию и прогнозированию динамики характеристик снежного покрова на европейской территории РФ, можно сделать вывод о возможности использования модели SWAP в качестве основного алгоритмического инструмента прогнозирования многолетней динамики характеристик снежного покрова на всей территории России.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Александрова Т.М. Описание массива данных "Маршрутные снегомерные съемки". Свид. гос. регистрации базы данных № 2013620279.
 - http://meteo.ru/data/166-snow-surveys
- 2. *Гусев Е.М., Насонова О.Н.* Моделирование тепло- и влагообмена поверхности суши с атмосферой. М.: Наука, 2010. 328 с.
- 3. *Гусев Е.М., Насонова О.Н.* Расчеты формирования снежного покрова в различных природных условиях на основе модели взаимодействия поверхности суши с атмосферой SWAP // Лед и снег. 2019. Т. 59. № 2. *С.* 167—181.

- 4. *Гусев Е.М., Насонова О.Н., Джоган Л.Я.* Моделирование стока на малых водосборах в зоне многолетней мерзлоты на основе модели SWAP // Вод. ресурсы. 2006. Т. 33. № 2. С. 133—145.
- 5. Гусев Е.М., Насонова О.Н., Ковалев Е.Э., Шурхно Е.А. Моделирование динамики характеристик режима формирования снежного покрова на территории Российской Федерации. 1. Полевые участки ЕТР в исторический период // Вод. ресурсы. 2023. Т. 50. № 4. С. 423–437.
- 6. Гусев Е.М., Насонова О.Н., Ковалев Е.Э., Шурхно Е.А. Моделирование динамики характеристик режима формирования снежного покрова на территории Российской Федерации. 2. Лесные участки ЕТР в исторический период // Вод. ресурсы. 2023. Т. 50. № 4. С. 438–450.
- 7. *Гусев Е.М.*, *Насонова О.Н.*, *Ковалев Е.Э.*, *Шурхно Е.А.* Сценарные прогнозы изменения снегозапасов в связи с возможными изменениями климата в различных районах земного шара // Вод. ресурсы. 2021. Т. 48. № 1. С. 100—113.
- 8. Мишон В.М. Теоретические и методические основы оценки ресурсов поверхностных вод в зонах недостаточного и неустойчивого увлажнения европейской части России: Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. Воронеж: ВГУ, 2007. 64 с.
- 9. *Сосновский А.В., Осокин Н.И., Черняков Г.А.* Влияние климатических изменений на высоту снежного покрова в лесу и поле в первой декаде XXI века // Криосфера Земли. 2018. Т. XXII. № 2. С. 91–100. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2018-2(91-100).
- 10. Турков Д.В., Сократов В.С., Титкова Т.Б. Определение снегозапасов Западной Сибири по расчетам на модели локального тепловлагообмена SPONSOR с использованием данных реанализа // Лед и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 343—364.
- 11. *Черных Д.В., Золотов Д.В., Першин Д.К., Бирюков Р.Ю.* Пространственно- временная дифференциация снежного покрова в бассейне р. Касмалы (Алтайский край) // Вод. ресурсы. 2019. Т. 46. № 4. С. 359—369.
- 12. Champeaux J.L., Masson V., Chauvin F. ECOCLIMAP: a global database of land surface parameters at 1 km resolution // Meteorol. Appl. 2005. V. 12. P. 29–32. https://doi.org/10.1017/S1350482705001519
- 13. Essery R., Kim H., Wang L., Bartlett P., Boone A., Brutel-Vuilmet C., Burke E., Cuntz M., Decharme B., Dutra E., Fang X., Gusev Y., Hagemann S., Haverd V., Kontu A., Krinner G., Lafaysse M., Lejeune Y., Marke T., Marks D., Marty C., Menard C.B., Nasonova O., Nitta T., Pomeroy J., Schädler G., Semenov V.,

- Smirnova T., Swenson S., Turkov D., Wever N., Yuan H. Snow cover duration trends observed at sites and predicted by multiple models // The Cryosphere. 2020. V. 14. P. 4687–4698. https://doi.org/10.5194/tc-14-4687-2020
- Eythorsson D., Gardarsson S.M., Nijssen B. Projected changes to Northern Hemisphere snow conditions over the period 1950–2100, given two emission scenarios // Remote Sensing Applicat.: Society and Environ. 2023. V. 30. P. 100954.
- 15. Gelfan A., Pomeroy J.W., Kuchment L.S. Modeling forest cover influences on snow accumulation, sublimation, and melt // J. Hydrometeorol. 2004. V. 5. P. 785–803.
- 16. Hosaka M., Nohara D., Kitoh A. Changes in Snow Cover and Snow Water Equivalent Due to Global Warming Simulated by a 20 km-mesh Global Atmospheric Model // SOLA. 2005. V. 1. P. 093–096. doi: 10.2151/sola.2005–025.
- 17. Krinner G., Derksen C., Essery R., Flanner M., Hagemann S., Clark M., Hall A., Rott H., Brutel-Vuilmet C., Kim H., Ménard C.B., Mudryk L., Thackeray C., Wang L., Arduini G., Balsamo G., Bartlett P., Boike J., Boone A., Chéruy F., Colin J., Cuntz M., Dai Y., Decharme B., Derry J., Ducharne A., Dutra E., Fang X., Fierz C., Ghattas J., Gusev Y., Haverd V., Kontu A., Lafaysse M., Law R., Lawrence D., Li W., Marke T., Marks D., Nasonova O., Nitta T., Niwano M., Pomeroy J., Raleigh M.S., Schaedler G., Semenov V., Smirnova T., Stacke T., Strasser U., Svenson S., Turkov D., Wang T., Wever N., Yuan H., Zhou W. ESM-SnowMIP. Assessing models and quantifying snow-related climate feedbacks // Geosci. Model Dev. 2018. V. 11. P. 5027–5049.
- 18. Menard C.B., Essery R., Arduini G., Bartlett P., Boone A., Brutel-Vuilmet C., Burke E., Cuntz M., Dai Y., Decharmer B., Dutra E., Fang X., Fierz C., Gusev Y., Hagemann S., Haverd V., Kim H., Krinner G., Lafaysse M., Marke T., Nasonova O., Nitta T., Niwano M., Pomeroy J., Schadler G., Semenov V., Smirnova T., Strasser U., Swenson S., Turkov D., Wever N., Yuan H. Scientific and human errors in a snow model intercomparison // Bull. Am. Meteorol. Soci. 2021. V. 102. № 1. P. E61–E79. doi.org/10.1175/BAMS-D-19-0329.
- Räisänen J. Warmer climate: Less or more snow? // Clim. Dyn. 2008. V. 30. P. 307–319. https://doi.org/10.1007/s00382-007-0289-y
- 20. Schlosser C.A., Slater A., Robock A., Pitman A.J., Vinnikov Ya., Henderson-Sellers A., Speranskaya N.A.,

416 ГУСЕВ и др.

- Mitchell K., Boone A., Braden H., Chen F., Cox P., de Rosnay P., Desborough C.E., Dickinson R.E., Dai Y-J., Duan Q., Entin J., Etchevers P., Gedney N., Gusev Y.M., Habets F., Kim J., Koren V., Kowlaczyk E.A., Nasonova O.N., Noilhan J., Schaake J., Shmakin A.B., Smirnova T.G., Verseghy D.L., Wetzel P., Xue Y., Yang Z.L. Simulations of a boreal grassland hydrology at Valdai, Russia: PILPS Phase 2(d) // Mon. Weather Rev. 2000. V. 128. № 2. P. 301–321.
- 21. Schmucki E., Marty C., Fierz C., Lehning M. Simulations of 21st century snow response to climate change in Switzerland from a set of RCMs // Int. J. Climatol.

- 2015. V. 35. № 11. P. 3262–3273. doi: 10.1002/joc.4205.
- 22. Slater A.G, Schlosser C.A., Desborough C.E., Henderson-Sellers A., Robock A., Vinnikov K.Ya., Mitchell K., Boone A., Braden H., Chen F., Cox P.M., de Rosnay P., Dickinson R.E., Dai Y.-J., Duan Q., Entin J., Etchevers P., Gedney N., Gusev Ye.M., Habets F., Kim J., Koren V., Kowalczyk E.A., Nosonova O.N., Noilhan J., Schaake S., Shmakin A.B., Smirnova T.G., Verseghy D., Wetzel P., Xue Y., Yang Z.-L., Zeng Q. The representation of snow in land surface schemes: results from PILPS 2(d) // J. Hydrometeorol. 2001. V. 2. P. 7–25.

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ И РЕЖИМ ВОЛНЫХ ОБЪЕКТОВ

УЛК 556.048

МОДЕЛИРОВАНИЕ МНОГОЛЕТНЕЙ ДИНАМИКИ РЕЧНОГО СТОКА В БАССЕЙНЕ р. ЛЕНЫ НА ОСНОВЕ РАСПРЕДЕЛЕННОЙ КОНЦЕПТУАЛЬНОЙ МОДЕЛИ СТОКА¹

© 2024 г. А. И. Крылова^{*a*, *}, Н. А. Лаптева^{*b*}

^аИнститут вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, 630090 Россия

^bГосударственный научный центр вирусологии и биотехнологии "Вектор" Роспотребнадзора, Новосибирская обл., Кольцово, 630559 Россия

*e-mail: alla@climate.sscc.ru

Поступила в редакцию 10.12.2023 г. После доработки 01.06.2023 г. Принята к публикации 22.01.2024 г.

На основе новой версии концептуальной климатической модели речного стока проведены расчеты суточных и месячных гидрографов для бассейна р. Лены с использованием данных реанализа MERRA и данных о стоке из архива R-ArcticNet за 32-летний период (1980—2011 гг.). Оптимизация параметров модели и поправки к осадкам позволила получить хорошее качество рассчитанных гидрографов стока и выявить наличие тренда в многолетней динамике стока за исторический период с 1985 по 2011 г. Период 1985—2011 гг. характеризуется резким увеличением приземной температуры воздуха, увеличением осадков в Арктическом регионе, начиная с середины 1980-х гг., в частности на территории бассейна Лены. Следствием изменения климата является изменение гидрологического режима речного бассейна, и вопрос об оценках многолетней динамики расходов воды за данный период, в том числе и по концептуальной модели, становится важным.

Ключевые слова: концептуальная климатическая модель, гидрограф речного стока, бассейн Лены, реанализ, схематизация бассейна.

DOI: 10.31857/S0321059624040041 **EDN**: APRUKO

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия в связи с климатическими изменениями в Арктическом регионе и, в частности, в Северном Ледовитом океане (СЛО) значительно возрос интерес к гидрологическим процессам в Арктике. Проявление наблюдаемых глобальных изменений в климатической системе, включающих повышение температуры приземного слоя атмосферы, уменьшение плошади и толщины морского льда, таяние Гренландского ледяного щита, вызвало изменения гидрологического режима поверхностных вод в средних и высоких широтах Северного полушария. Эти изменения связаны с процессами пресной воды на суше, например с увеличением стока крупных сибирских рек [34, 38, 39, 42], с продолжающимся таянием многолетней мерзлоты [18, 20].

Повышение температуры приземного воздуха и изменение количества и времени выпадения осадков явились причинами уменьшения площади и периода залегания снежного покрова [17, 19, 26]. Все это повлияло на изменение баланса пресной воды в СЛО [16, 22].

Крупнейшие реки Арктики поддерживают речной сток круглый год, в том числе под сезонным ледовым покровом. Наибольшую величину стока дают самые крупные реки Сибири: Обь, Енисей, Лена. Эта величина составляет 45% притока всей пресной воды в СЛО [41]. По данным многолетних наблюдений [6, 21], суммарный годовой расход крупнейших рек Сибири претерпевает существенные межгодовые вариации за период с 1936 по 2000 г. Как следует из работ [44—47], значительную роль в этом играет межгодовая климатическая изменчивость атмосферной циркуляции. Кроме межгодовой изменчивости в годовом расходе наблюдаются устойчивые тренды как отражение трендов в климатической

¹ Настоящая работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 20-05-00241) и в рамках государственного задания ИВМиМГ СО РАН (проект 0215-2022-003).

системе [34, 39, 50]. В работах [40, 47] показано, что десятилетние тренды в осадках и речных стоках могут оказывать широкомасштабное воздействие на ледовый режим в Арктике.

Влияние изменения пресноводного баланса СЛО на климатическую систему требует изучения на основе климатических моделей, включающих модели речного стока [5, 10, 25]. Для того чтобы замкнуть гидрологический цикл в модели климатической системы, требуется моделирование в глобальном масштабе расхода воды для расчета глобально распределенного притока пресной воды в океан.

В работе [9] представлена концептуальная климатическая модель стока, предназначенная для описания и расчета потока пресной речной воды с крупнейших речных водосборов в океан. Основу модели составляет карта пространственной маршрутизации или карта направлений движения потоков, построенная на основе цифровой модели рельефа поверхности водосбора. Модель формирует поверхностный сток и подповерхностный дренаж и переносит эти потоки к речным устьям, не влияя на процессы на суше. При условии, что осадки и другие атмосферные переменные из реанализов или из моделей общей циркуляции атмосферы и океана реалистичны, оценки речного стока, полученные на основе модели речного стока, могут быть использованы для оценки адекватности схемы параметризации поверхности суши, а также для оценки влияния изменений климата на гидрологию крупных речных бассейнов.

В последнее время особый интерес уделяется региональным характеристикам гидрологического цикла в средних и высоких широтах северного полушария. Моделированию процессов формирования стока на водосборе и в речной сети р. Лены посвящены работы, связанные с макромасштабной гидрологической моделью [32, 43] и физико-математическими моделями, описывающими детальное взаимодействие стокообразующих факторов на водосборе [4, 13]. Цель настоящей статьи — показать возможности воспроизведения новой версией концептуальной климатической модели стока суточной, месячной, многолетней динамики речного потока

с бассейна Лены на основе данных реанализа и сравнить с наблюдаемыми гидрографами.

Основное отличие новой версии концептуальной модели от старой состоит в следующем:

- 1) замена модели формирования речного стока — линейной двухпараметрической резервуарной модели — линейной моделью формирования водного баланса в русловой сети (это проявилось в синхронизации гидрографа модельного стока с наблюденным);
- 2) построение новой схематизации бассейна на основе гидрологически-корректной модели рельефа;
- 3) разделение территории бассейна на четыре ландшафтно-гидрологических района;
- 4) калибровка параметров с использованием данных о расходе на 21-й стоковой станции бассейна р. Лены, представленные на рис. 1 и в табл. 1 (в старой версии рассматривалась одна стоковая станция замыкающий створ бассейна).

ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ И ЕГО МОДЕЛЬНАЯ СХЕМАТИЗАЦИЯ

Водосборный бассейн Лены, крупнейшей реки Восточной Сибири, образует в ландшафтном плане сложную природную систему площадью 2.49 млн км², протяженностью с 53°

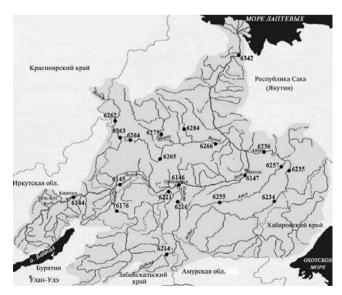


Рис. 1. Карта территории бассейна р. Лены с 21 стоковой станцией из R-ArcticNet [30].

Река и ее основные притоки	Стоковые станции
Лена	6144— Змеиново; 6145— Крестовский; 6146— Солянка; 6147— Табага; 6342— Кюсюр
Витим	6176 — Бодайбо
Олёкма	6214 — Средняя Олекма; 6216 — Куду-Кель; 6221— Токко (р. Чара)
Алдан	6234 — Усть-Миль; 6235 — Охотский Перевоз; 6236 — Верхоянский Перевоз; 6255 — Буяга (р. Амга); 6257 — Терут (р. Амга)
Вилюй	6262 — Усть-Амбардаах; 6263 — Чернышевский; 6264 — Сюльдюкар; 6265 — Сунтар; 6266 — Хатырык-Хомо; 6279 — Чумпурук (р. Марха); 6284 — Угуляцы (р. Тюнг)

Таблица 1. Идентификаторы стоковых станций в бассейне р. Лены

с.ш. до 72° с.ш. (с юга на север) и с 103° в.д. до 140° в.д. (с запада на восток). Лена берет начало на северо-западном склоне Байкальского хребта и впадает в окраинное море СЛО, море Лаптевых, образуя уникальную, самую большую дельту России площадью ~30 тыс. км². Длина Лены с учетом длины самой глубокой и судоходной ее протоки Быковской равна 4400 км. Основные притоки Лены по величине площади их бассейнов — Алдан (729 тыс. км²), Вилюй (450 тыс. км²), Витим (225 тыс. км²), Олекма (210 тыс. км²), Мая (171 тыс. км²), Марха (99 тыс. км²), Амга (69.3 тыс. км²), Тюнг (49.8 тыс. км²) [14].

Почти вся территория бассейна (80–93%) расположена в зоне многолетней мерзлоты, мощность которой колеблется от нескольких десятков метров на юге до нескольких сотен метров севернее 60° с.ш. Климат бассейна резко континентальный и формируется, главным образом, под влиянием холодных масс воздуха сибирского антициклона. На территории бассейна осадков выпадает мало, в среднем 250 мм в год. Наибольшее количество осадков (до 500-600 мм) отмечается в южной части бассейна, наименьшее (<100 мм) в дельте Лены. Основное питание Лены, как и всех ее притоков. составляют талые снеговые и дождевые воды. Распространение многолетней мерзлоты в пределах всего бассейна ограничивает питание реки и ее притоков грунтовыми водами. Общий режим осадков в бассейне Лены определяет годовой режим речного стока с высоким весенним половодьем, несколькими значительными летними паводками и низкой осенне-зимней меженью [14].

Основу концептуальной модели речного стока составляет карта маршрутизации, которая определяет для каждой пространственной ячейки сетки разрешением (1/3)°×(1/3)°, в какую соседнюю ячейку передается речной сток. Качество расчета гидрографов стока в замыкающем створе русла крупного речного бассейна зависит не только от математической формулировки модели, но и от хорошей согласованности площади модельного водосбора с реальной площадью. В противном случае могут возникать систематические ошибки в представлении объема воды и времени движения потока.

Схематизация бассейна Лены и построение ее дренажной сети выполнены на основе цифровой модели рельефа, полученной по глобальным данным радарной интерферометрической съемки SRTM30 [27], дополненной данными о топографии GTOPO30. Фрагмент данных, включающий бассейн Лены, был преобразован с помощью геостатического метода интерполяции кригинг (тип точечный) в массив топографических данных на регулярной сетке разрешением $(1/3)^{\circ} \times (1/3)^{\circ}$ со значениями высот в центрах ячеек. Для этого использовалась геоинформационная система Surfer 8, в которой для интерполяции был выбран тип кригинга ("Kriging Type") – точечный (опция "Point"), а для выбора формы кригинга и отсутствия пространственного тренда в данных в списке "Drift Type" был выбран метод ординарного кригинга (опция "None").

Ввиду отсутствия специализированного ГИС-комплекса процедура построения такой гидрологически-корректной цифровой модели, в которой форма и направления смоделированных водотоков были бы близки к реальным, выполнялась с помощью программ вычисления

файлов направлений и кумулятивного стока для каждой ячейки сетки. После преобразования данных по методу кригинг необходима была ручная доработка. Для этой цели использовались топографические карты масштабов 1: 200000, 1:1 000 000 для определения и уточнения высот рельефа речных ячеек, представляющих основной путь потока, и поверхностных ячеек, окружающих речные ячейки. При построении гидрологически корректной цифровой модели рельефа использовалась методика из работы [12]. Основу для построения гидрологически корректной модели составляют четыре взаимосвязанных между собой процедуры: 1) определение направления стока; 2) определение суммарного стока; 3) выделение главных линий водотоков; 4) выделение звеньев водотоков. Направления стока формируются с помощью метода D8 ("Deterministic Eight-Neighbor"). Определение суммарного стока — это вычисление числа всех ячеек, чей сток попадает в ячейку, лежащую вниз по склону. Ячейки с самым большим числом суммарного стока образуют линии, выделяющиеся на фоне всех остальных ячеек. Эти линии – главные для создания сети водотоков. Ячейки, суммарный сток которых принимает нулевое значение, относятся к границе водораздела. Далее необходимо задать значение суммарного стока, при котором ячейка будет считаться водотоком. Экспериментальным путем установлено, что оптимальный порог величины суммарного стока равен 20. При такой пороговой величине получилась сеть водотоков, представленная на рис. 2. Отношение площади схематизированного бассейна к реальной плошади бассейна составило немного >1%.

В табл. 2 приведено сравнение длин русел Лены и ее основных притоков [14] и их модельных аналогов. В работах [36, 37] коэффициент извилистости как отношение реальной длины к модельной для самых больших рек земного шара на сетке разрешением $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ близок к 1.6, а для

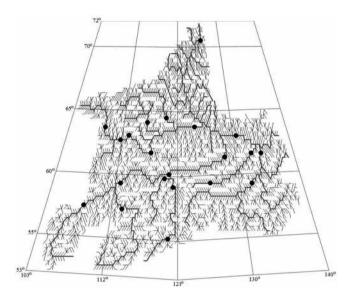


Рис. 2. Модельная гидрографическая сеть бассейна р. Лены со стоковыми станциями (черные кружки).

размеров бассейнов <500 000 км 2 и длин рек короче 1500 км коэффициент извилистости имеет большую изменчивость.

КОНЦЕПТУАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ РЕЧНОГО СТОКА

Цель модели — рассчитать стоки пресной речной воды, поступающей в океаны с больших водосборных бассейнов. Модель формирует поверхностный, грунтовый и речной сток, не влияя на процессы на суше и переносит эти потоки к устью реки согласно схематизированной гидрографической сети, связывающей расчетные ячейки водосбора.

Как представлено ранее в работе [9], концептуальная модель речного стока основана на динамике линейных резервуаров. Предполагается, что в каждый момент времени t:

$$Q(t) = \frac{W(t)}{k},\tag{1}$$

Таблица 2. Сравнение длин русел р. Лены и ее главных притоков

Название реки	Коэффициент извилистости	Длина реки, км	Модельная длина, км
Лена (до Кюсюра)	1.01	3716	3676
Вилюй	1.20	2450	2041
Алдан	1.28	2273	1775
Олёкма	1.39	1436	1035
Витим	1.35	1837	1363

Q(t) — выходящий поток из резервуара (ячейки), W(t) — содержание или запас воды в ячейке на момент t, k — коэффициент задержки или среднее время пребывания воды в резервуаре. При входном потоке I(t) уравнение баланса массы в линейном резервуаре (ячейке сетки) имеет следующий вид:

$$\frac{dW(t)}{dt} = I(t) - Q(t). \tag{2}$$

Подставляя (1) в (2), получим линейное дифференциальное уравнение для Q(t) с одним параметром k (k — постоянная по времени, но географически изменяющаяся величина):

$$k\frac{dQ(t)}{dt} = I(t) - Q(t).$$
 (3)

Линейная модель (3) позволяет описать трансформацию притока в сток с помощью линейного дифференциального уравнения с постоянными коэффициентами, для решения которой существует хорошо разработанный математический аппарат [2, 7, 11].

Общее решение линейного обыкновенного дифференциального уравнения (3) при нулевых начальных условиях — интеграл свертки (Дюамеля) [7, 11]:

$$Q(t) = \int_{0}^{t} I(t)h(t-\tau)d\tau$$

с "кривой добегания" для одной ячейки

$$h(t) = \frac{1}{k} \exp\left(-\frac{t}{k}\right).$$

Согласно работе [23] используется разделение потока в ячейке на три потока, относящиеся к трем разным физическим процессам: поверхностный, базовый (грунтовый) и речной сток. На основе исследований двух водосборов в Швеции в работе [23] сформулирована параметризация коэффициентов задержки, основанная на эмпирических соотношениях: для поверхност-

ного стока
$$k=k_{\scriptscriptstyle S}=17.87\times 10^{-2}\,\frac{\Delta x}{\varpi^{0.1}}(\Delta x-$$
 длина

ячейки, ϕ — максимальный уклон ячейки; для грунтового стока $k=k_{G}= au\frac{\Delta x}{d_{0}}$ (d_{0} — типичный

диаметр ячейки сетки $(1/3)^{\circ} \times (1/3)^{\circ}$, $\tau \approx 300$ сут для любого района земного шара) [24]. Коэффициент задержки для грунтового стока зависит только от длины ячейки, поскольку для грунтового стока зависимость от рельефа слабая. Для моделирования гравитационного бокового стока рельеф — наиболее важная характеристика, и он непосредственно вводится в формулировки динамичного запаса воды в ячейке. Коэффициент задержки связан с геометрическими величинами, такими как рельеф, уклон, длина расчетной ячейки. Явная зависимость от характеристик поверхности, таких как глубина почвенного слоя, тип почвы, растительность, водоемкость, не учитывается.

Модель включает в себя формирование и таяние снежного покрова в ячейке расчетной сетки.

Разделение на жидкие (дождь) и твердые (снег) осадки проводилось в зависимости от температуры воздуха согласно работе [49]. Осадки накапливаются в виде снега, когда температура воздуха опускается ниже порогового значения. В модели эта температура — калибруемый параметр.

Осадки P разделяются на дождь или снег на основе температуры воздуха T:

 $P_s = P$, если $T \le T_{\min}(P_s - \text{водный эквивалент глу-бины снега}, <math>T_{\min} - \text{пороговая температура}$, ниже которой все осадки рассматриваются в виде снега);

$$P_{s} = rac{T_{ ext{max}} - T}{T_{ ext{max}} - T_{ ext{min}}},$$
если $T_{ ext{min}} < T < T_{ ext{max}},$

 $P_s = 0$, если $T \geqslant T_{\text{max}}$, $P_r = P - P_s$, T_{max} — пороговая температура, выше которой все осадки выпадают в виде дождя, P_r — глубина слоя дождя. Предполагается, что при температуре между пороговыми значениями (обычно -1.1° С и 3.3° С) осадки представляют собой смесь дождя и снега.

Расчет снеготаяния в ячейке выполняется по суточной температуре воздуха и коэффициенту снеготаяния [33].

Поверхностный R_{S} и грунтовый R_{G} виды стока формируются в ячейке сетки на основе дан-

ных об осадках, талой воде и испарении. В качестве данных об осадках и испарении в работе используются данные реанализа MERRA. Водоотдача в ячейке, сформированная приходящей дождевой (талой) водой и испарением, связана с разделением эффективных осадков (P-E) на поверхностный $R_{\rm S}$ и грунтовый $R_{\rm G}$ сток: $P-E=R_{\rm S}+R_{\rm G}(P-{\rm дождевая}$ (талая) вода, $E-{\rm испарение}$). Если принять, что поверхностный сток $R_{\rm S}=k$ (P-E) ($k-{\rm калибруемый}$ параметр), то $R_{\rm G}=(1-k)$ (P-E).

Для расчета речного стока в ячейке рассматривается линейная модель формирования водного баланса в русловой сети [31, 36]:

$$\frac{dW}{dt} = Q_{\rm in} - Q_{\rm out},$$

$$Q_{\text{out}} = \frac{u_e}{d} W$$
,

d — расстояние между расчетными ячейками; u_e — эффективная скорость движения воды в русле реки; W — запас воды в русловой ячейке; $Q_{\rm in}$ — расход воды, поступающей в ячейку как в виде боковой приточности, так и от соседних речных ячеек; $Q_{\rm out}$ — расход воды, выходящей из ячейки. С использованием параметризации для выходящего потока решение данного уравнения определяется на основе рекуррентного соотношения [3].

Основу модели составляет карта маршрутизации (карта направления речных потоков), которая определяет для каждого сеточного бокса, в какой соседний сеточный бокс передается сток.

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

В работе для модельных расчетов гидрографа стока в бассейне Лены использованы данные реанализа MERRA (Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications): приземные значения температуры воздуха, осадков, испарения за период с 01.01.1980 по 31.12.2011 с шестичасовым разрешением по времени [28]. Использование глобальной базы данных позволило по данным об осадках, испарению и температуре приземного воздуха определить распределенные мгновенные поля поверхностного стока и дренажа по простым балансовым соотношени-

ям [25]. Для этого данные из реанализа MERRA были проинтерполированы с сетки $(1/2)^{\circ} \times (2/3)^{\circ}$ на сетку $(1/3)^{\circ} \times (1/3)^{\circ}$. Результаты расчета гидрографов стока сравнивались с данными суточных и месячных наблюдений речного стока из архива R-ArcticNET [30].

КАЛИБРОВКА МОДЕЛЬНЫХ ПАРАМЕТРОВ

Оптимизировались следующие модельные параметры: температура воздуха у поверхности, при которой начинается таяние снега; коэффициент стока, определяющий разделение влагонаполнения ячейки (осадки минус испарение плюс таяние снега) между поверхностным и грунтовым стоком; эффективная скорость движения воды в русле и корректирующий множитель к осадкам. Калибровка параметров модели проводилась по данным месячных расходов воды в 21 створе речной сети Лены и ее притоков, приведенных на рис. 1. В новой версии модели для территории бассейна выделены четыре ландшафтно-гидрологических района, представляющие территориальное многообразие водного режима: Верхняя и Средняя Лена до стоковой ст. Табага, бассейн р. Алдан до Верхоянского Перевоза, бассейн р. Вилюй до стоковой ст. Хатырык-Хомо и Нижняя Лена до замыкающего створа Кюсюр. Для каждого района определялся свой оптимальный набор параметров в целях максимальной эффективности расчета стока по Нэшу-Сатклифу [35] за исследуемый период.

Ввиду наличия систематических ошибок в данных об осадках из реанализа MERRA введен корректирующий множитель к данным по жидким осадкам, который калибровался наряду с параметрами модели.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ ГИДРОГРАФОВ СТОКА

Выделение четырех гидрологических районов в бассейне Лены и определение для каждого из них оптимального набора параметров позволили смоделировать зимний сток, который не воспроизводился, когда рассматривался единственный набор параметров для всего бассейна. На рис. 3 представлены среднемесячные гидрографы стока для двух вариантов расчета: с одним оптимальным набором модельных параметров для

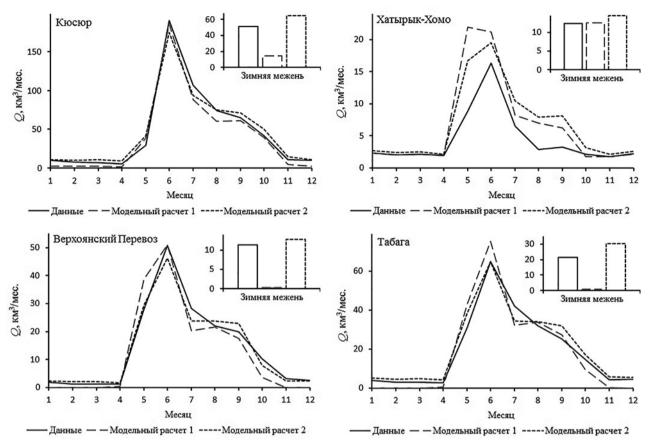


Рис. 3. Сравнение среднемесячных расходов для двух модельных расчетов с данными наблюдений на г/п Кюсюр (за период с 1980 по 2011 г.), на стоковых станциях Хатырык-Хомо (с 1980 по 2005 г.), Верхоянский Перевоз и Табага (с 1980 по 1999 г.).

всего бассейна и оптимальными наборами для каждого из четырех выделенных гидрологических районов. Калибровка параметров проводилась по данным о месячном расходе на 21-й стоковой ст. р. Лены (рис. 1) с целевой функцией эффективности Нэша-Сатклиффа. Наличие суточных данных о расходе воды на стоковой ст. Чернышевский (створ Вилюйских ГЭС-I, II) в архиве R-ArcticNET позволило смоделировать зарегулированный сток и оценить влияние водохранилища на сток вниз по течению р. Вилюй [8]. В зимний период с декабря по апрель сток увеличился за счет регулирования водохранилищем (сброс запасов воды из водохранилища) сразу для двух вариантов расчета: модельный расчет 1, когда используется единственный оптимальный набор параметров для всего бассейна р. Лены; модельный расчет 2, когда используются четыре оптимальных набора параметров для каждого из выделенных районов. Результаты модельного расчета 2 показывают, что зимний сток воспроизводится и для других частей р. Лены, если более аккуратно подобрать модельные параметры. Если для других районов р. Лены результаты моделирования расхода находятся в неплохом согласии с данными, то для бассейна р. Вилюй модель значительно завышает расход с мая по сентябрь. Одна из причин этого — отсутствие в модели параметризации болот и озер, расположенных на территории бассейна р. Вилюй.

Оценка полученных при моделировании гидрографов стока проводилась на основе сравнения рассчитанных и наблюденных месячных гидрографов по трем статистическим критериям: эффективности расчета Нэша—Сатклиффа Eff [35]:

$$Eff = 1 - \frac{\sum_{i} (Q_{i \text{ mod}} - Q_{i \text{ obs}})^{2}}{\sum_{i} (Q_{i \text{ obs}} - \overline{Q_{i \text{ obs}}})^{2}};$$

систематической ошибке расчета:

Bias =
$$\frac{\sum_{i} \left(Q_{i \text{ mod}} - Q_{i \text{ obs}} \right)}{\sum_{i} Q_{i \text{ obs}}} 100\%;$$

 $Q_{i\,\mathrm{mod}}$ и $Q_{i\,\mathrm{ar{o}bs}}$ — смоделированные и наблюденные величины гидрографов стока, индекс i – дискретная переменная временного периода расчета; коэффициенту корреляции R как мере линейной зависимости между смоделированными и наблюденными величинами расхода. Согласно работе [1], при Eff ≥ 0.9 точность расчета указывает на хорошие характеристики модели, при 0.8

Eff < 0.9 — на удовлетворительные, <0.8 – на неудовлетворительные соответствия модельных результатов данным наблюдений. Для систематической расчета принято: если Bias > 0, то рассчитанные значения завышают наблюденные, если Bias < 0, то рассчитанные значения занижают данные. Для гидрологических прогнозов обычно принято, что $|Bias| \le 5\%$ – как хорошее качество расчетов. Для коэффициента корреляции R: чем ближе его значение к единице, тем теснее связь между рассматриваемыми характеристиками.

Для сопоставления полученных результатов расчета месячного стока по концептуальной модели с аналогичными расчетами по известной макромасштабной гидрологической модели Variable Infiltration Capacity (VIC) [32, 43] и по модели тепло- и влагообмена поверхности суши с атмосферой SWAP (Soil—Water—Atmosphere—Plants) Института водных проблем PAH [3, 4] в табл. 3 приведены статистические критерии Eff и Віаз для трех стоковых станций Лены.

Согласно табл. 3, результаты расчета месячного стока для трех стоковых станций Табага, Верхоянский Перевоз и Кюсюр оказались близкими по трем моделям. Значения критерия эффективности указывают на хорошее и удовлетворительное соответствие модельных результатов данным наблюдений.

На рис. 4 приведены модельные месячные расходы в сравнении с наблюдаемыми гидрографами для трех стоковых станций. В целом на каждой из станций модельные расходы хорошо выражают наблюдаемый сезонный цикл: низкий сток с ноября по апрель, резкий пик в июне, связанный с таянием снега, и постепенное снижение стока с августа по апрель. Дождевой сток летом намного меньше, чем весенний паводок при таянии снега. Следует отметить, что в модели недооценивается максимальный сток в некоторые годы в июне в замыкающем створе Кюсюр. Это можно связывать как с ошибками в самой модели маршрутизации реки, так и с ошибками во входных данных формирования стока.

Суточное моделирование расходов проводилось за весь исследуемый период. Ввиду отсутствия в архиве R-ArcticNET суточных данных по речному стоку на стоковых станциях Табага и Верхоянский Перевоз сравнение результатов было возможным с данными с сайта АИС ГМВО (Автоматизированная информационная система государственного мониторинга водных объектов) за период с 2008 по 2011 г. [29]. Приведенные на рис. 5 суточные расходы на трех стоковых станциях, полученные по модели, находятся в хорошем согласии (с учетом неопределенности в наблюдениях) с суточными данными.

Таблица 3. Эффективность Eff и систематическая ошибка Bias (%) расчета месячных величин стока для трех стоковых станций бассейна р. Лены, полученных по моделям VIC, SWAP и концептуальной модели

Стоковая станция	Используемая модель	Расчетный период, годы	1979-1999 0.92 0 1986-1999 0.93 -7 1980-2011 0.95 2 1979-1999 0.88 -9 1986-1992 0.89 2 1980-1999 0.93 9 1979-1999 0.88 0 1967-1999 0.91 -2	
Кюсюр	VIC	1979–1999	0.92	0.5
	SWAP	1986-1999	0.93	-7.9
	Концептуальная	1980-2011	0.95	2.6
Табага	VIC	1979–1999	0.88	-9.1
	SWAP	1986-1992	0.89	2.2
	Концептуальная	1980-1999	0.93	9.8
Верхоянский Перевоз	VIC	1979–1999	0.88	0.4
	SWAP	1967-1999	0.91	-2.6
	Концептуальная	1980-1999	0.95	-3.6

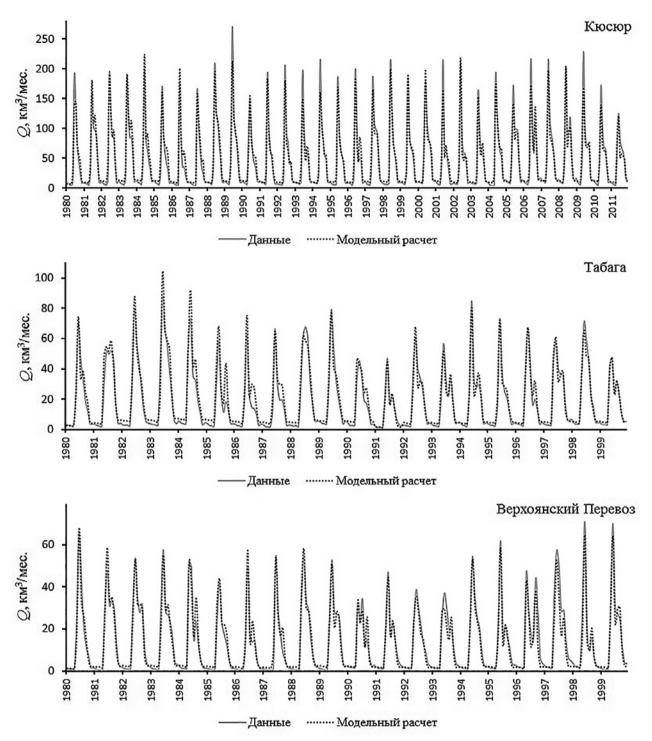


Рис. 4. Динамика наблюденных и рассчитанных месячных величин стока на г/п Кюсюр, Табага и Верхоянский Перевоз.

Визуальный анализ полученных результатов, а также статистических характеристик, представленных в табл. 4, показывает, что модель сравнительно хорошо воспроизводит речной сток с бассейна Лены.

На рис. 6 представлена динамика смоделированного и наблюденного годового стока в замыкающем створе Кюсюр за период с 1980 по 2011 г. На рисунке пунктиром обозначены линейные тренды увеличения годового объема стока для

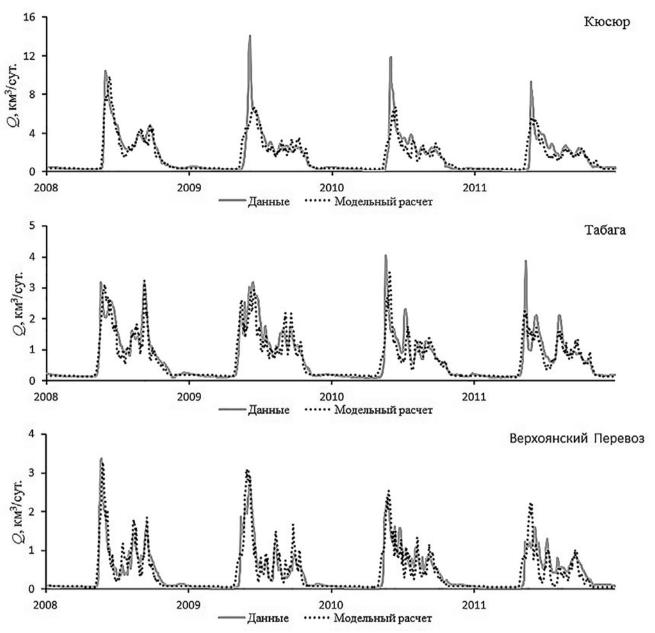


Рис. 5. Динамика наблюденных и рассчитанных суточных величин стока на г/п Кюсюр, Табага и Верхоянский Перевоз.

Таблица 4. Статистика (эффективность, коэффициент корреляции, систематическая ошибка) соответствия рассчитанных и наблюденных гидрографов стока в бассейне р. Лены

Стоковая станция	Площадь водосбора, тыс. км ²	Расчетный период	Eff	R	Bias, %
Кюсюр	2430	1980-2011	0.95	0.98	2.58
Табага	897	1980-1999	0.93	0.97	9.78
Солянка	770	1980-1999	0.92	0.96	2.45
Крестовский	440	1980-1999	0.83	0.92	3.18
Верхоянский Перевоз	696	1980-1999	0.95	0.97	-3.64
Охотский Перевоз	514	1980-1999	0.92	0.96	-0.84
Бодайбо	186	1980-1999	0.86	0.7	-3.66
Куду-Кель	115	1980-1999	0.86	0.94	14.9
Усть-Амбардаах	57.3	1980-1999	0.89	0.94	9.48

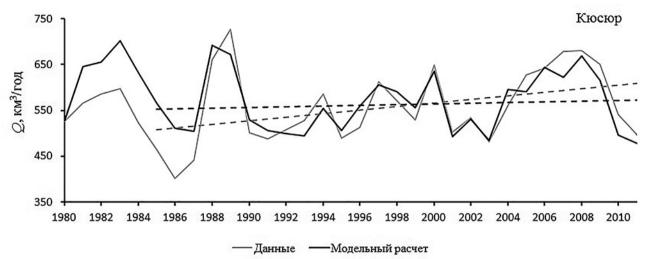


Рис. 6. Динамика наблюденного и модельного годового стока в замыкающем створе Кюсюр за период 1980—2011 г. Пунктирные линии — линейные тренды.

периода исследования — с 1985 по 2011 г. Было возможно получить модельный тренд только начиная с 1985 г. По данным Росгидромета, со второй половины 1980-х гг. на территории бассейна произошло резкое повышение приземной температуры воздуха и увеличения количества осадков [15], что было одной из причин увеличения речного стока.

выводы

На основе новой версии концептуальной модели речного стока проведены численные эксперименты по моделированию годового сезонного цикла и межгодовой динамики речного стока с бассейна р. Лены, которые позволяют сделать следующие выводы.

Полученные результаты свидетельствуют о хорошей эффективности расчета речного стока с бассейна р. Лены по концептуальной модели гидрологического расхода. Достаточная точность определения границ и системы водотоков модельного водосбора, полученных на основе гидрологически корректной модели рельефа, способствовала воспроизведению гидрографов речного стока в бассейне Лены хорошего качества.

Более тщательная калибровка набора модельных параметров для каждого из четырех выделенных ландшафтно-гидрологических районов

повысила эффективность моделирования стока по сравнению с использованием одного оптимального набора модельных параметров без районирования территории бассейна.

Несмотря на неопределенности во входных данных о формировании стока и в данных наблюдений за расходом воды, концептуальная модель достаточно хорошо воспроизводит речной сток с использованием данных реанализа MERRA.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Аполлов Б.А., Калинин Г.П., Комаров В.Д.* Курс гидрологических прогнозов. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 419 с.
- 2. *Бураков Д.А.* Кривые добегания и расчет гидрографа весеннего половодья. Томск: Изд-во ТГУ, 1978. 130 с.
- 3. *Гусев Е.М., Насонова О.Н.* Моделирование тепло- и влагообмена поверхности суши с атмосферой. М.: Наука, 2010. 328 с.
- 4. *Гусев Е.М., Насонова О.Н., Джоган Л.Я.* Физико-математическое моделирование многолетней динамики суточных значений речного стока и снегозапасов в бассейне р. Лены // Вод. ресурсы. 2016. Т. 43. № 1. С. 24—36.

DOI: 10.31857/S0321-0596464347-358

5. Дымников В.П., Лыкосов В.Н., Володин Е.М. Проблемы моделирования климата и его изменений // Изв. АН. ФАО. 2006. Т. 42. № 5. С. 618–636.

- 6. Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши 1981—1990. Ч. 1. Т. 1. Новосибирск. Вып. 10; Красноярск. Вып. 12; Якутск. Вып. 16.
- 7. *Калинин Г.П., Милюков П.И*. Приближенный расчет неустановившегося движения водных масс // Тр. ЦИП. 1958. Вып. 66. 72 с.
- Крылова А.И., Лаптева Н.А. Моделирование речного стока в бассейне реки Лена на основе гидрологически-корректной цифровой модели рельефа // Проблемы информатики. 2020. № 4. С. 75—88.
- Кузин В.И., Лаптева Н.А. Математическое моделирование климатического речного стока из Обь-Иртышского бассейна // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25. № 6. С. 539–543.
- 10. Кузин В.И., Платов Г.А., Голубева Е.Н. Влияние межгодовой изменчивости стока сибирских рек на перераспределение потоков пресной воды в Северном Ледовитом океане и в Северной Атлантике // Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана. 2010. Т. 46. № 6. С. 831–845.
- 11. *Кучмент Л.С.* Математическое моделирование речного стока. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 190 с.
- 12. Минеев А.Л., Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Полякова Е.В. Подготовка цифровой модели рельефа для исследования экзогенных процессов северных территорий Российской Федерации // Пространство и Время. 2015. Вып. №3 (21). С. 278—291.
- 13. *Мотовилов Ю.Г.* Моделирование полей речного стока (на примере бассейна р. Лены) // Метеорология и гидрология. 2017. № 2. С.78–88.
- 14. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 17. Лено-Индигирский район. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 651 с.
- 15. Федорова И.В., Большиянов 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 Московского ун-та, 2009. С. 278—291.
- Broecker W.S. The great ocean conveyor // Oceanography. 1991. V. 4/2. P. 79–89.
 DOI: 10.5670/OCEANOG.1991.07
- 17. *Brown R.D., Robinson D.A.* Northern Hemisphere spring snow cover variability and change over 1922–2010 including an assessment of uncertainty // Cryosphere. 2011. V. 5 (1). P. 219–229. DOI: 10.5194/tc-5-219-2011
- Brutsaert W., Hiyama T. The determination of permafrost thawing trends from long-term streamflow measurements with an application in eastern Siberia // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. D22110. DOI:10.1029/2012JD018344

- 19. Callaghan T.V., Johansson M., Brown R.D., Groisman P.Ya., Labba N., Radionov V., Barry R.G., Bulygina O.N., Essery R.L.H., Frolov D.M., Golubev V.N., Grenfell T.C., Petrushina M.N., Razuvaev V.N., Robinson D.A., Romanov P., Shindell D., Shmakin A.B., Sokratov S.A., Warren S., Yang D. The changing face of Arctic snow cover: A synthesis of observed and projected changes // Ambio. 2011. V. 40 (1). P. 17–31. DOI:10.1007/s13280-011-0212-y
- Church J.A., Clark P.U., Cazenave A., Gregory J.M., Jevrejeva S., Levermann A., Merrifield M.A., Milne G.A., Nerem R.S., Nunn P.D., Payne A.J., Pfeffer W.T., Stammer D., Unnikrishnan A.S. Sea Level Change // Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley. Cambridge, United Kingdom; N. Y.: Cambridge Univ. Press, 2013. DOI: 10.1017/CBO9781107415324.026
- 21. *Dai A., Trenberth K.* Estimates of freshwater discharge from continents: Latitudinal and seasonal variations // J. Hydrometeorol. 2002. V. 3. P. 660–685. DOI: 10.1175/1525-7541(2002)003<0660:EOFDF-C>2.0.CO;2
- 22. Doscher R., Vihma T., Maksimovich E. Recent advances in understanding the Arctic climate system state and change from a sea ice perspective: A review // Atmos. Chem. Phys. 2014. V. 14 (7). P. 10929–10999. DOI: 10.5194/acpd-14-10929-2014
- 23. *Hagemann S., Dumenil L*. A parametrization of the lateral waterflow for the global scale // Clim. Dyn. 1998. № 14. P. 17–31. DOI: 10.1007/S003820050205
- 24. *Hagemann S., Dumenil L.* Hydrological discharge model. Tech. Rep. 17. MPI. Hamburg, 1998. 42 p.
- Hagemann S., Dumenil L. Validation of the hydrological cycle of ECMWF and NCEP reanalyses using the MPI hydrological discharge model // J. Geophys. Res. 2001.
 V. 106. P. 1503–1510. DOI: 10.1029/2000JD900568
- 26. Hartmann D.L., Klein Tank A.M.G., Rusticucci M., Alexander L.V., Brönnimann S., Charabi Y., Dentener F.J., Dlugokencky E.J., Easterling D.R., Kaplan A., Soden B.J., Thorne P.W., Wild M., Zhai P.M. 2013: Observations: Atmosphere and Surface. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Rep. Intergovernmental Panel on Climate Change. 2014. P. 159–254.
- 27. http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/
- 28. https://gmao.gsfc.nasa.gov/reanalysis/MERRA

- 29. https://gmvo.skniivh.ru/index.php?id=505
- 30. http://www.r-arcticnet.sr.unh.edu/v4.0/index.html
- 31. *Kanae S., Nishio K., Oki T., Musiake K.* Hydrograph estimations by flow routing modeling from AGCM output in major basins of the world // Ann. J. Hydraulic Eng. 1995. V. 39. P. 97–102.
- 32. Liang X., Lettenmaier D.P., Wood E.F., Burges S.J. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for GCMs // J. Geophys. Res. 1994. V. 99 (D7). P. 14415-14428. DOI: 10.1029/94JD00483
- 33. *Martinec J., Rango A., Roberts R.* Snowmelt Runoff Model (SRM). User's Manual / Ed. *E. Comez-Landasa, M.P. Bleiweiss.* 2008. 180 p.
- 34. *McClelland J.W., Holmes R.M., Peterson B.J., Stieglitz M.* Increasing river discharge in the Eurasian Arctic: Consideration of dams, permafrost thaw, and fires as potential agents of change // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. D18102. DOI: 10.1029/2004JD004583
- 35. *Nash J.E., Sutcliff J.V.* River flow forecasting through conceptual models Pt 1. A discussion of principles // J. Hydrology. 1970. V.10. № 3. P. 282–290.
- 36. *Oki T., Nishimura T., Dirmeyer P.* Assessment of annual runoff from land surface models using Total Runoff Integrating Pathways (TRIP) // J. Meteorol. Soc. of Japan. 1999. V. 77. № 1B. P. 235—255. DOI: 10.2151/jmsj1965.77.1B 235
- 37. *Oki T., Sud Y.C.* Design of total runoff integrating pathways (TRIP) aglobal river channel network // Earth Interactions. 1998. V. 2. P. 1–36.

 DOI: 10.1175/1087-3562(1998)0022.3.CO;2
- 38. *Overeem I.*, *Syvitski J.P.M.* Shifting discharge peaks in Arctic rivers, 1977–2007 // Geogr. Ann. Ser. Phys. Geogr. 2010. V. 92 (2). P. 285–296. DOI: 10.1111/j.1468-0459.2010.00395.x
- Peterson B.J., Holmes R.M., McClelland J.W., Vorosmarty C.J., Shiklomanov I.A., Shiklomanov A.I., Lammers R.B., Rahmstorf S. Increasing river discharge to the Arctic Ocean // Sci. 2002. V. 298. P. 2171–2173. DOI: 10.1126/science.1077445
- Schiller A., Mikolajewicz U., Voss R. The stability of the North Atlantic thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere general circulation model // Climate Dynamics. 1997. V. 13. P. 325–347.

- 41. Serreze M.C., Barrett A.P., Slater A.G., Woodgate R.A., Aagaard K., Lammers R.B., Steele M., Moritz R., Meredith M., Lee C.M. The large-scale freshwater cycle of the Arctic // J. Geophys. Res. 2006. V. 111: C11010. DOI: 10/1029/2005JC003424
- 42. Shiklomanov A.I., Lamers R.B. Record Russian river discharge in 2007 and the limits of analysis // Environ. Res. Lett. 2009. V.4. DOI:10.1088/1748-9326/4/4/045015
- 43. Su F., Adam J.C., Bowling L.C., Lettenmaier D.P. Streamflow simulations of the terrestrial Arctic domain // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. № D08112. DOI: 10.1029/2004JD005518
- 44. *Thompson D.W.J.*, *Wallace J.M*. Annular modes in extratropical circulation. Pt I: Month-to-month variability // J. Climate. 2000. V. 13 (5). P. 1000—1016. DOI: 10.1175/1520-0442(2000)013<1000:AMITEC> 2.0.CO;2
- 45. Thompson D.W.J., Wallace J.M., Hegerl G.C. Annular modes in extratropical circulation. Part II: Trends // J. Climate. 2000. V. 13 (5). P. 1018–1036. DOI: 10.1175/1520-0442(2000)013<1018:AMITEC>2.0. CO:2
- 46. *Walsh J.E.* Global atmospheric circulation patterns and relationships to Arctic freshwater fluxes, in The Freshwater Budget of the Arctic Ocean / Ed. *Lewis E.L.* // Kluwer, Norwell, Mass. 2000. P. 21–41.
- 47. Weatherly J.W., Walsh J.E. The effects of precipitation and river runoff in a coupled ice-ocean model of the Arctic // Clim. Dyn. 1996. № 12. P. 785–798.
- 48. Vihma T., Screen J., Tjernström M., Newton B., Zhang X., Popova V., Deser C., Holland M., Prowse T.D. The atmospheric role in the Arctic water cycle: Processes, past and future changes, and their impacts // J. Geophys. Res. Biogeosci. 2016. V. 121. DOI: 10.1002/2015JG003132
- 49. Wigmosta M.S., Vail L., Lettenmaier D. P. Adistributed hydrology—vegetation model for complex terrain // Water Resour Res. 1994. V. 30. P. 1665–1679.
 DOI: 10.1029/94WR00436
- 50. Yang D., Kane D.L., Hinzman L.D., Zhang X., Zhang T., Ye H. Siberian Lena River hydrologic regime and recent change // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. № D23, 4694. DOI: 10.1029/2002JD002542

_ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ И РЕЖИМ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

УДК 551.4:571.6

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ РАЗЛИЧНЫХ МЕТОДОВ РАСЧЕТА ПОТЕНЦИАЛЬНОГО ИСПАРЕНИЯ НА РЕЗУЛЬТАТЫ ГИЛРОЛОГИЧЕСКОГО МОЛЕЛИРОВАНИЯ¹

© 2024 г. Н. Ю. Сидоренко a,* , А. Н. Бугаец b , С. Ю. Лупаков b , Б. И. Гарцман c , Л. В. Гончуков a,c

^aДальневосточный региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт,
Владивосток, 690091 Россия
^bТихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, 690041 Россия
^cИнститут водных проблем РАН, Москва, 117971 Россия

*e-mail: ninaysidorenko@mail.ru
Поступила в редакцию 06.03.2023 г.
После доработки 20.02.2024 г.
Принята к публикации 22.02.2024 г.

В представленном исследовании выполнена оценка влияния четырех наиболее часто применяемых в гидрологических моделях методов расчета потенциального испарения — Пенмана-Монтейса, Пристли-Тэйлора, Одина и Харгривза, которые отличаются по степени требовательности к составу исходных метеоданных, на эффективность и результаты моделирования динамики компонентов водного баланса. В качестве методической основы гидрологического моделирования использована широко известная концептуальная модель HBV, в которой актуальное испарение связано с текущим состоянием емкости, имитирующей динамику почвенного влагозапаса. Объекты исследования – 18 водосборов площадью от 2.4 до 755 км², расположенных в пределах бывшей Приморской воднобалансовой станции, материалы которой были использованы для расчетов и моделирования. При сопоставлении результатов моделирования с данными наблюдений станшии оказалось, что модельные величины испарения при использовании физически обоснованных методов в большей степени соответствуют методике определения потенциального испарения Будыко и данным водных испарителей на станции. Анализ чувствительности модели к входной потенциальной эвапотранспирации показал, что применение физически обоснованных методов расчета потенциального испарения в целом не влияет на эффективность моделирования гидрографа стока исследуемых водосборов. В то же время при использовании эмпирических моделей эвапотранспирации неопределенность результатов расчета потенциального испарения необходимо компенсировать за счет менее физически обоснованных параметров модели. что, в свою очередь, может привести к искажению динамики компонентов водного баланса и генетических составляющих стока.

Ключевые слова: потенциальная эвапотранспирация, методы, модель HBV.

DOI: 10.31857/S0321059624040054 **EDN**: APQOZH

ВВЕДЕНИЕ

В области умеренного климата испарение — основной компонент водного баланса и может составлять более половины годового количества поступающего на дневную поверхность объема влаги. Как в пространственном, так и во временном рассмотрении эвапотранспирация представ-

ляет собой сильно изменчивый гидрологический процесс. Актуальность оценки эффективности применения тех или иных методов расчета эвапотранспирации прежде всего связана с проблемой соотнесения пространственных масштабов измерений с размерами практически интересующих объектов гидрологических исследований.

¹ Исследование выполнено при финансовой поддержке Министерства науки и образования РФ в рамках Государственного задания Тихоокеанского института географии Дальневосточного отделения Российской академии наук (тема 122011400135-0) и Государственного задания Института водных проблем РАН (тема FMWZ-2022-0003).

Существующие методы оценки испарения либо дают результаты в грубом временном масштабе (месяцы, годы [3]), либо имеют трудновыполнимые в реальности допущения, что приводит к большим погрешностям расчетов [31]. В большинстве случаев эвапотранспирация

рассчитывается с однородной подстилающей поверхности – воды, обнаженной почвы или определенного типа растительности, текущее гидрологическое состояние водосбора обычно не учитывается. Более репрезентативные результаты для различных пространственно-временных масштабов могут быть получены с помощью данных гидрологических моделей о водном и энергетическом балансе водосбора [30]. По сравнению с результатами обобщений на основе только данных измерений модельные оценки внутренне непротиворечивы [19] и соответствуют масштабу расчетных элементов моделей [1]. В то же время, как правило, имеются определенные несоответствия модельных расчетов данным наблюдений, что связано с упрощенным описанием гидрологических процессов, агрегацией или осреднением параметров для расчетных элементов гидрологических моделей.

Наиболее распространенный способ оценки эвапотранспирации в гидрологических моделях преобразование потенциальной эвапотранспирации PET (Potential Evapotranspiration) в фактическую AET (Actual Evapotranspiration) с учетом текущей влажности почвы, типа растительного покрова или индекса площади листьев LAI (Leaf Area Index), который имеет тесную связь со стадией роста растительности [20, 23]. Соответственно, в контексте данного исследования, главная отличительная особенность гидрологических моделей – методы оценки РЕТ, применяемые в зависимости от состава данных метеорологического мониторинга и функции извлечения влаги из почвы, которые, в свою очередь, могут использовать одну или несколько гидрологических констант и почвенных горизонтов.

Выбор методов оценки РЕТ в гидрологических моделях практически не регламентируется. Метод Пенмана—Монтейса [15] считается универсальным для применения в различных климатических условиях, но его использование требует измерений ряда климатических характеристик, которые могут быть недоступны на всех станциях. Кроме этого, существующие несоответствия между неопределенностью во входных данных, параметрах и структуре гидрологических моделей могут быть несовместимы с уровнем детализации процесса эвапотранспирации

и не позволяют использовать все преимущества метода Пенмана—Монтейса [27, 31]. В регионах, где недостаточно данных для использования уравнения Пенмана—Монтейса или его эквивалентов, для оценки РЕТ обычно используются более простые методы, требующие меньшее количество входных данных. Однако применение альтернативных методов или уравнений для оценки РЕТ в районе исследования должно быть соответствующе обосновано [10, 11, 22].

Для оценки эффективности методов определения РЕТ могут быть использованы данные бывших воднобалансовых станций (ВБС), которые располагались в репрезентативных по гидрологическим условиям районах и, следовательно, наиболее подходят для адаптации моделей к условиям этих регионов. Материалы наблюдений ВБС содержат детальные данные метеорологических и гидрологических измерений, в том числе испарения. Наблюдения велись на имеющих различные условия формирования стока малых экспериментальных водосборах, которые соответствуют масштабу расчетных элементов полураспределенных гидрологических моделей и могут быть использованы в качестве базовых ландшафтных единиц для обобщения закономерностей пространственно-временной динамики компонентов водного баланса [7, 9, 12, 17].

В представленном исследовании выполнена оценка влияния различных методов расчета РЕТ на эффективность и результаты моделирования динамики компонентов водного баланса. В качестве методической основы использована широко известная концептуальная модель HBV, в которой актуальное испарение связано с текущим состоянием емкости, имитирующей динамику почвенного влагозапаса. Исходные данные моделирования основаны на материалах наблюдений бывшей Приморской воднобалансовой станции (ПВБС). Для расчета потенциального испарения использовано четыре наиболее часто применяемых в гидрологических моделях метода – Пенмана-Монтейса (РМ) [24], Пристли-Тэйлора (PT) [28], Одина (OD) [27] и Харгривза (HG) [21], которые отличаются по степени требовательности к составу исходных метеоданных. Выполнено сопоставление результатов расчетов потенциального испарения различными методами, результатов моделирования действительного испарения и стока с данными наблюдений ПВБС.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектами исследования были 18 водосборов площадью от 2.4 до 755 км², расположенных в пределах бывшей ПВБС, функционировавшей с начала 1950-х по конец 1980-х гг. Территория относится к водосборам рек Комаровки и ее главному притоку, Раковке (общая площадь водосбора ~1450 км², рис. 1), которые берут свое начало на склонах хребта Пржевальского в Уссурийском и Михайловском районах Приморского края. Рельеф юго-восточной части ПВБС, к которой относятся верховья рек Комаровки и Раковки, в основном представляет собой среднегорье, уклоны склонов находятся в диапазоне 15-35°, абсолютные высоты в среднем составляют 300-500 м, на приводораздельных участках достигают 700 м. Верховья Комаровки и частично Раковки покрыты хвойно-широколиственным лесом, в долинах распространены пойменные широколиственные леса, в нижних частях – редкие дубовые леса. В почвенном покрове преобладают горные бурые лесные почвы. Северо-западная часть ПВБС, к которой относится правобережье р. Раковки, характеризуется холмисто-увалистым рельефом. Абсолютные отметки высот составляют 100-250 м, уклоны <10°. Почвенный покров представлен буро-подзолистыми и нескольких видов лугово-бурыми и луговыми глеевыми почвами, на которых произрастают разреженные дубовые леса [2].

Климат территории муссонный, характеризующийся неустойчивой пространственно-временной динамикой увлажнения. Среднегодовая температура воздуха составляет +3...+4°С, минимальные значения достигают –41°С (январь), максимальные +38°С (июль—август). Сумма осадков в среднем за год составляет 650—800 мм. Зима обычно малоснежная, устойчивый снежный покров в отдельные годы может не образовываться, максимальная высота снежного покрова ~100 см. Половодье обычно невысокое. Большая часть (80—90%) осадков выпадает в теплый период года. Вторая половина лета — начало осени характеризуются большой вероятностью выхода к побережью южной части Приморского края

тайфунов, активность которых приводит к выпадению значительного объема дождей (до 100-200 мм за сутки). Слои суточного стока на реках исследуемой территории достигают 100 мм, модули стока -1000 л/(с·км²).

Наблюдения на ПВБС за испарением с водной поверхности проводились на метеостанциях Тимирязевский (31961) и Приморской (31962) (рис. 1) в теплый период года (апрель-октябрь) в течение 1973-1993 гг. с помощью испарителей "ГГИ-3000". Один из испарителей был расположен в долине р. Комаровки на правом берегу в 30 м от уреза воды, второй был установлен на правом пологом склоне р. Раковки. На почвенно-испарительных площадках ПВБС функционировали весовые испарители "ГГИ-500-50", отдельный почвенный испарительный полигон был оборудован гидравлическими почвенными испарителями малой модели "ГР-17". В бассейне р. Комаровки было расположено три почвенных испарительных площадки: в лесу на южном склоне долины Комаровки (для измерения испарения под пологом леса), на поляне правой пойменной террасы Комаровки и в логе Луговой. В бассейне Раковки почвенный испарительный полигон был разбит на несколько участков, оборудованных гидравлическими почвенными испарителями "ГР-17" и весовыми почвенными испарителями.

ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ HBV

Основное уравнение водного баланса водосбора в модели HBV представлено в виде [16]:

$$P - AET - Q = SP + SM + UZ + LZ,$$
 (1)

где P — осадки, мм; AET — испарение, мм; Q — речной сток, мм; SP — влагозапас снежного покрова, мм; SM — влагозапас концептуальной почвенной емкости; UZ и LZ — влагозапасы верхней и нижней стокоформирующих емкостей соответственно. Входные данные в модель — атмосферные осадки, температура воздуха и потенциальная эвапотранспирация.

На первом этапе расчетов (рис. 2) проводится разделение осадков на жидкую и твердую фазы с помощью порогового значения температуры воз-

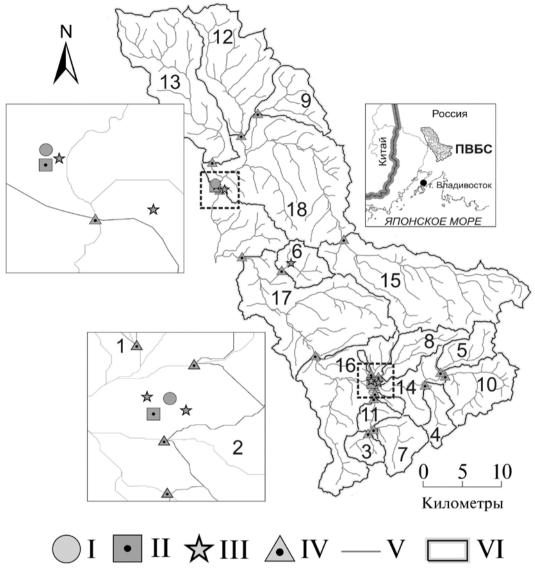


Рис. 1. Картосхема исследуемой территории: I — метеостанция, II — водный испаритель, III — почвенно-испарительный полигон, IV — гидрологический пост и осадкомер, V — речная сеть, VI — граница водосборов; номера на карте соответствуют нумерации в табл. 1.

духа (TT, °C). Аккумуляция и таяние снежного покрова M (мм/сут) рассчитывается с помощью так называемого метода градусо-дней, для чего используется параметр стаивания CFMAX (мм/(C° сут)): M = CFMAX(T(t)) - TT). Поправочный коэффициент SFCF используется для коррекции количества твердых осадков в целях компенсации ошибок измерений, сублимации и других факторов, явно не учитывающихся в модели.

Стаявший снег и осадки в жидком виде пополняют емкость, имитирующую динамику почвенного влагозапаса. Параметр FC, мм — максимальное значение, SM — текущее состояние влагозапаса почвенной емкости. Интенсивность испарения определяется состоянием почвенной емкости через соотношение SM/FC и параметром LP, представляющим пороговое значение SM, по достижении которого AET приравнивается к PET:

$$AET = \begin{cases} PET\min\left\{\left(\frac{SM\left(t\right)}{FCLP}\right), 1\right\}, & \text{при}\frac{SM}{FC} < LP \\ \\ PET, & \text{при}\frac{SM}{FC} \ge LP \end{cases} . (2)$$

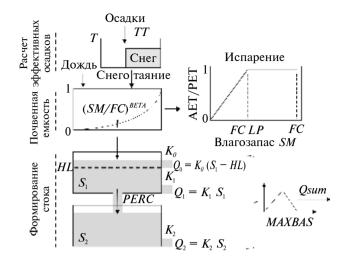


Рис. 2. Блок-схема модели HBV.

Значения PET могут быть дополнительно скорректированы с помощью параметра Cet соотношением:

$$PET(t) = (1 + Cet(T - T_m) PET_m,$$
 (3)

где T_{m} — среднемесячное значение температуры воздуха, С°; PET_{m} — среднемноголетнее значение PET на конкретные сутки, мм.

В работе использована версия модели HBV с двумя стокоформирующими емкостями S_1 (верхняя, мм) и S_2 (нижняя, мм). Модель рассчитывает три компонента стока: Q_0 , Q_1 и Q_2 , которые обычно интерпретируются как поверхностный, внутрипочвенный и грунтовый. Для описания каждого компонента стока используется линейное уравнение вида $Q_n(t) = K_n S(t)$, где Q_{n} – отток из соответствующей емкости (S_{1} или $(\tilde{S_2}), K_n$ — коэффициент истощения (рецессии), $ilde{S(t)}$ — текущий влагозапас емкости, мм. Формирование Q_0 возможно только при достижении влагозапаса в верхней емкости S_1 порогового значения НL, мм. Динамика пополнения стокоформирующей емкости S_1 (recharge, мм/сут) зависит от отношения SM/FC, количества влаги на верхней границе водосбора (Р, мм) и параметра *BETA*: recharge/ $P(t) = (SM(t)/FC)^{BETA}$. Динамика нижней емкости S_2 определяется балансом между максимальной скоростью просачивания PERC (мм/сут) из емкости S_1 и оттоком Q_2 . Сумма всех компонентов стока (Q_0 , Q_1 и Q_2)

на каждый расчетный шаг трансформируется до замыкающего створа с помощью треугольной трансформационной функции с основанием *MAXBAS* (сут) [29].

МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ЭВАПОТРАНСПИРАЦИИ

Использованы четыре метода расчета РЕТ: Пенмана—Монтейса [24], Пристли—Тэйлора [28], Одина [27] и Харгривза [21]. Указанные методы наиболее часто применяются в практике гидрологического моделирования [31], при этом они достаточно сильно отличаются друг от друга детальностью описания процессов испарения и требованиями к составу исходных данных. Методы РМ и РТ относят к классу физически обоснованных методов определения; *РЕТ*, ОD и НG — эмпирические зависимости.

Комплексная схема РМ описывается уравнением:

$$\lambda PET = \frac{\Delta (H_{net} - G) + p_{air} c_p [e_s - e_a] / r_a}{\Delta + \gamma (1 + r_c / r_a)}, \quad (4)$$

где РЕТ – потенциальная эвапотранспирация, мм/сут; λ — скрытая теплота парообразования, $MДж/(м^2cyt); \Delta$ — изменение влажности в зависимости от температуры воздуха, к Πa /°C; H_{net} – радиационный баланс, МДж/(м 2 сут); G — поток тепла в почву, МДж/(м 2 сут); p_{air} – плотность воздуха, кгм³; $c_{_{\rm p}}$ – удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении, МДж/(кг°С); $e_{.}$ – упругость насыщения водяного пара, к Π а; e_{a} — фактическая упругость водяного пара, кПа; r_{a} — аэродинамическое сопротивление, с/м; γ психрометрическая константа, к $\Pi a/^{\circ}C$; r_{c} — интегральное сопротивление подстилающей поверхности, с/м. Для расчета требуются данные по минимальной и максимальной температуре воздуха, скорости ветра, солнечной радиации, относительной влажности.

В гумидных климатических условиях в качестве альтернативы методу РМ может использоваться метод РТ, являющийся упрощением формулы (1), из которой исключен компонент аэродинамического сопротивления:

$$\lambda PET = \alpha_{PET} \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (H_{net} - G), \qquad (5)$$

где α_{PET} — эмпирический коэффициент; λ — скрытая теплота парообразования, МДж/(м²сут); Δ — изменение влажности в зависимости от температуры воздуха, кПа/°С; H_{net} — радиационный баланс, МДж/(м²сут); G — поток тепла в почву, МДж/(м²сут); γ — психрометрическая константа, кПа/°С. Коэффициент α_{PET} может принимать значения в интервале 0—2, в настоящем исследовании в соответствии с [28] принят α_{PET} = 1.26.

Формула HG имеет следующий вид:

$$\lambda PET = 0.0023H_0 \left(T_{\text{max}} - T_{\text{min}}\right)^{0.5} \left(T_{\text{avg}} - 17.8\right),$$
 (6)

где λ — скрытая теплота парообразования, МДж/ (м² сут); T_{max} , T_{min} и T_{avg} — максимальная, минимальная и средняя температура воздуха соответственно, °C; H_0 — поступление солнечной радиации к верхней границе атмосферы, МДж/(м² сут).

В отличие от основной формулы метода HG, формула OD основана на использовании только среднесуточной температуры воздуха $T_{\text{с...}}$:

$$PET = \begin{cases} \frac{0.408 \cdot H_0 \left(T_{\text{avg}} + 5 \right)}{100}, \text{если} T_{\text{avg}} + 5 > 0 \\ 0 \end{cases}$$
 (7

РЕЗУЛЬТАТЫ

Для моделирования гидрологического режима исследуемых водосборов (табл. 1) использованы данные наблюдений на метеостанциях Тимирязевский (31961) (гидрологические посты Михайловский, Воздвиженский, Дубининский и Опытный), для остальных постов использованы данные метеостанции Приморской (31962). В холодный период года (ноябрь-февраль) максимальные значения РЕТ по всем метолам в основном ≤1.5 мм (рис. 3). В весенние месяцы при устойчивом переходе температуры воздуха через 0° С величины *PET* увеличиваются до 3-4 мм. В теплый период года (со второй половины мая по середину сентября) результаты расчетов суточных значений РЕТ по методам РМ и РТ достигают 5-7 мм и практически повторяют ход друг друга. Максимумы РЕТ, полученные методами OD и HG, выше и достигают 7-8 мм, при этом относительно слабо коррелируют друг с другом.

Ряды *PET*, полученные с помощью всех четырех расчетных методов, были агрегированы в месячные значения, и выполнено сравнение (табл. 2) с данными измерений, полученными

Таблица 1. Площадь S (км²), уклон I (%), средняя высота H (м) и количество метеостанций и дождемеров M, использованных при моделировании стока исследуемых водосборов

$N_{\overline{2}}$	Пост	<i>S</i> , km ²	Н, м	I, %	M
1	Пионерский	2.4	201	14	1
2	Доковский	5.6	261	22	1
3	Верхний	18	276	22	1
4	Егерский	21	329	26	1
5	Каменский	31	341	19	3
6	Мостовой	31	91	8	2
7	Дальний	36	344	23	1
8	Лесничий	37	291	14	2
9	Дубининский	48	93	5	2
10	Комаровский	60	314	23	1
11	Нижний	70	294	22	3
12	Михайловский	123	72	2	3
13	Воздвиженский	154	63	1	2
14	Центральный	157	306	23	3
15	Раковский	198	268	15	1
16	Садовый	395	252	18	7
17	Сах. Завод	616	215	16	8
18	Опытный	755	124	7	6

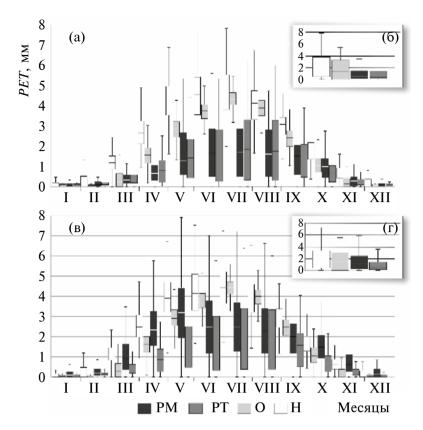


Рис. 3. Результаты обобщения среднемесячных (a, B) и годовых (b, C) значений (a, B) и годовых (b, C) значений (a, B) и Тимирязевский (a, C) и Тимирязевский

с помощью испарителей с водной поверхности, и результатами расчетов по методу Будыко [3, 4] в соответствии с методикой, изложенной в [13] на основе данных наблюдений метеостанций Приморской и Тимирязевский (1973—1987 гг.).

При сравнении пар R^2 и NSE [26] (табл. 2) можно заключить, что наиболее близки к методу Будыко результаты методов РМ и РТ; при этом РМ занижает, а РТ завышает среднемноголетние значения РЕТ примерно на одну и ту же величину — 20-30%. Методы ОD и HG имеют более высокие по сравне-

Таблица 2. Критерии соответствия расчетных значений *PET*, полученных методами Пенмана—Монтейса (PT), Пристли—Тэйлора (PT), Одина (OD) и Харгривза (HG) с результатами расчетов по методу Будыко и данными водных испарителей ПВБС

Метод расчета <i>PET</i>	Метод Будыко, данные по метеостанции	R^2	NSE	BIAS, %	Местоположение водного испарителя, водосбор	R^2	NSE	BIAS,
DM	Тимирязевский	0.64	0.29	-22	Комаровка	0.65	-1.11	28
PM	Приморская	0.64	0.54	28	Раковка	0.75	0.66	7
DT	Тимирязевский	0.68	0.45	27	Комаровка	0.66	-1.34	29
PT	Приморская	0.61	0.45	24	Раковка	0.49	-0.57	38
OD	Тимирязевский	0.74	-0.62	-32	Комаровка	0.31	-7.16	-43
	Приморская	0.69	-0.48	-37	Раковка	0.36	-0.82	-22
ш	Тимирязевский	0.76	-1.26	-65	Комаровка	0.57	-13.60	-74
HG	Приморская	0.81	-1.57	-86	Раковка	0.61	-1.25	-37

нию с двумя предыдущими методами значения R^2 , вероятно — за счет более точного воспроизведения максимумов теплого период года; при этом среднемноголетние значения PET по методу HG имеют значительное положительное смещение (65 и 86%) по сравнению с другими методами.

При сравнении значений РЕТ с данными наблюдений по водным испарителям более высокие значения R^2 получены для методов РМ, РТ и НG (табл. 2). По критерию NSE удовлетворительные результаты получены только для метода РМ при сравнении значений РЕТ с данными испарителя, расположенного в нижней, равнинной части водосбора р. Раковки (рис. 1). В целом, при сравнении с данными испарителей значения PET завышаются (BIAS > 0) эмпирическими OD и HG и занижаются (BIAS < 0) физически обоснованными методами (РМ и РТ). Минимальные абсолютные значения BIAS получены для метода РМ, максимальные для метода НG.

Модель HBV использована для расчетов речного стока на 18 гидрологических постах в пределах водосборов рек Комаровки и Раковки за период 1964—1987 гг. Гидрологические расчеты выполнены с суточным шагом. Калибровка параметров модели выполнена на основе данных плювиографов архива ПВБС, метеостанций Тимирязевский (31961) и Приморской (31962). Калибровка выполнена последовательно сначала для водосборов, расположенных возле главного водораздела, затем модельные гидрографы были использованы в качестве верхних граничных условий для нижележащих водосборов (рис. 1):

Комаровка—Центральный — Каменский, Егерьский, Комаровский;

Комаровка—Садовый — Центральный, Лесничий, Нижний;

Комаровка—Сахарный Завод — Садовый, Мостовой;

Раковка—Опытный — Раковский, Дубининский, Михайловский, Воздвиженский.

В каждом численном эксперименте для каждого объекта потенциальное испарение задавалось на основе четырех расчетных методов, ряды данных по осадкам и температуре оставались фиксированными. Оценка эффективности моделирования стока выполнена с помощью традиционно применяемых в гидрологии критериев: коэффициента Нэша—Сатклифа (NSE) и относительного смещения BIAS (%). В соответствии с [25], результаты моделирования стока являются "неудовлетворительными" при $NSE \le 0.5$, "удовлетворительными" при $0.5 < NSE \le 0.65$, "хорошими" при $0.65 < NSE \le 0.75$, "очень хорошими" при $0.65 < NSE \le 0.75$, "очень хорошими" при $0.65 < NSE \le 0.75$, "очень хорошими" при $0.65 < NSE \le 0.75$, "очень хорошими" при $0.65 < NSE \le 0.75$, "очень хорошими" при $0.65 < NSE \le 0.75$, "очень хорошие" при $0.65 < NSE \le 0.75$, "удовлетворительны" при 0.65 < NSE 0.65 < NSE

В соответствии с указанной градацией эффективности результаты моделирования стока с применением всех методов *PET* по критерию *NSE* (табл. 3) относятся к категории "удовлетворительно" или лучше, при этом большее количество случаев попадания в категорию "очень хорошо" относится к методам OD (17 случаев) и HG (16 случаев). По критерию *BIAS* расчеты с применением методов OD и HG "хорошие" и "очень хорошие"; применение методов PM и PT приводит к двум и трем неудовлетворительным результатам соответственно.

Параметры блока расчета испарения *FC*, *LP* и *Cet* при использовании физически обоснованных (PM и PT) и эмпирических (OD и HG) методов заметно отличаются (табл. 4). Сравнение модельного испарения *AET*, полученного в численных экспериментах с различными методами оценки *PET* и данных почвенных испарителей ПВБС, показало, что модельное актуальное испарение, полученное при использовании концептуальных методов (OD и HG), в целом, на 20–40% лучше коррелирует с данными почвенных испарителей, чем при использовании физически обоснованных методов (рис. 4). Абсолютные значения *BIAS* для всех рассмотренных случаев находятся в интервале –40%...–70%.

Для исследования реакции модели HBV при изменении конфигурации исходных данных PET на отличные от тех, для которых она была откалибрована, проведен ряд численных экспериментов, в которых значения параметров модели HBV, полученные при одном методе расчета PET, использовались для расчетов речного стока

Таблица 3. Оценки эффективности гидрологического моделирования, полученные при использовании значений *PET* с помощью методов Пемана—Монтейса (РТ), Пристли—Тэйлора (РТ), Одина (ОD) и Харгривза (НG) (номера постов согласно табл. 1)

N6		NSE			BIAS, %				
№ поста	PM	PT	OD	HG	PM	PT	OD	HG	
1	0.67	0.74	0.79	0.76	-8	-25	-4	0	
2	0.80	0.81	0.82	0.79	-18	-16	6	10	
3	0.83	0.84	0.83	0.81	0	-5	12	6	
4	0.79	0.82	0.82	0.80	-15	-8	10	5	
5	0.78	0.80	0.81	0.80	-5	-12	8	3	
6	0.71	0.72	0.76	0.74	-38	-52	11	11	
7	0.82	0.83	0.82	0.81	4	0	6	3	
8	0.81	0.84	0.87	0.86	-22	-22	2	0	
9	0.79	0.74	0.78	0.78	-53	-83	-1	9	
10	0.81	0.82	0.83	0.81	-12	-13	9	8	
11	0.82	0.83	0.83	0.81	-9	-2	10	5	
12	0.80	0.75	0.78	0.78	6	16	2	3	
13	0.77	0.75	0.77	0.77	0	4	9	10	
14	0.81	0.84	0.84	0.82	-13	-12	-5	-6	
15	0.61	0.59	0.67	0.65	-16	-13	7	5	
16	0.80	0.83	0.87	0.86	-20	-18	-4	-6	
17	0.80	0.82	0.87	0.86	-18	-15	0	-2	
18	0.81	0.77	0.84	0.82	-2	-8	2	1	

Таблица 4. Значения параметров блока расчета испарения модели HBV, полученных с применением различных методов расчета PET^* (номера соответствуют порядку водосборов в табл. 1 (методы: $PM - \Pi$ енмана-Mонтейса, $PT - \Pi$ ристли-Тэйлора, OD - Oдина, HG - Xаргривза)

						Парам	етры						
№ поста		PM			PT			OD			HG		
	FC	LP	Cet	FC	LP	Cet	FC	LP	Cet	FC	LP	Cet	
1	261	0.5	0.5	227	0.6	0.5	239	0.8	0.0	207	0.7	0.0	
2	220	0.6	0.2	241	0.7	0.2	158	1.0	0.0	142	1.0	0.0	
3	190	0.4	0.0	101	0.4	0.1	104	1.0	0.0	114	1.0	0.0	
4	140	0.3	0.1	188	0.1	0.1	125	1.0	0.0	126	1.0	0.0	
5	98	0.4	0.3	132	0.6	0.2	136	1.0	0.0	121	1.0	0.0	
6	200	0.6	0.3	193	0.6	0.2	158	1.0	0.1	146	1.0	0.0	
7	162	1.0	0.5	83	0.5	0.1	108	1.0	0.1	124	1.0	0.0	
8	167	0.8	0.5	137	0.7	0.5	129	0.9	0.1	132	0.9	0.0	
9	206	0.5	0.0	250	0.5	0.1	187	0.9	0.1	175	0.8	0.0	
10	260	0.7	0.1	192	0.6	0.1	141	1.0	0.0	138	1.0	0.0	
11	198	0.6	0.1	168	0.6	0.2	149	1.0	0.0	151	1.0	0.0	
12	316	0.7	0.0	320	0.4	0.1	230	0.9	0.0	233	0.9	0.0	
13	210	0.3	0.0	240	0.1	0.2	212	0.8	0.1	231	0.8	0.0	
14	220	0.4	0.3	180	0.1	0.2	105	0.9	0.0	60	0.9	0.2	
15	110	0.7	0.6	118	0.8	0.6	115	0.7	0.0	95	0.9	0.0	
16	330	0.6	0.3	245	0.6	0.5	190	0.8	0.1	125	0.9	0.1	
17	140	0.5	0.1	250	0.6	0.2	165	0.9	0.0	140	1.0	0.0	
18	290	0.5	0.1	330	0.3	0.3	230	0.9	0.0	225	0.9	0.0	

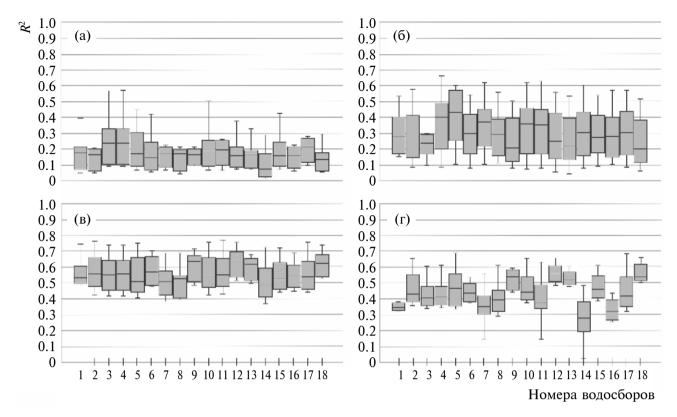


Рис. 4. Корреляция модельных значений действительного испарения *AET*, рассчитанного с использованием различных методов *PET* для 18 водосборов (номера согласно табл. 1), и данных почвенных испарителей ПВБС за период май—октябрь (1973—1987 гг.): а — Пенмана-Монтейса; б — Пристли—Тэйлора; в — Одина; г — Харгривза.

с применением остальных методов определения потенциальной эвапотранспирации. Параметры модели HBV, полученные с помощью методов OD и HG, практически взаимозаменяемы: снижение эффективности расчетов по критерию *NSE* при перекрестной смене параметров находится в пределах 5-10%, оставаясь, в основном, в градациях "хорошо". По критерию *BIAS* результаты при такой постановке численных экспериментов в большинстве случаев "удовлетворительны". Параметры модели HBV, полученные с использованием метода РМ, достаточно эффективны при замене метода РМ на РТ (оценки NSE и BIAS в этом случае попадают в градации эффективности "удовлетворительно" или лучше, за исключением водосборов р. Раковки, посты – Воздвиженский, Дубининский, Михайловский, Опытный) и не эффективны при замене PM методами OD и HG (практически во всех случаях оценки NSE и BIAS "неудовлетворительные"). Параметры модели, полученные при использовании метода РТ, за исключением поста Мостового, эффективны при использовании РЕТ, рассчитанного по методу РМ; и наоборот, для остальных методов определения потенциальной эвапотранспирации не эффективны практически для всех водосборов в соответствии с оценками *NSE* и *BIAS*.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Испарение представляет собой динамический процесс, скорость которого зависит от трех основных факторов: 1) обеспеченности необходимой для испарения энергией; 2) способности отводить водяной пар от испаряющей поверхности за счет аэродинамических процессов (ветра и градиента влажности воздуха над испаряющей поверхностью); 3) наличия почвенной влаги для испарения при ограничении подачи воды [18]. Первые два фактора зависят от климатических и ландшафтных условий, последний — от гидрологического состояния водосбора.

Только физически-обоснованные методы PM и PT демонстрируют удовлетворительное соответствие результатам вычисления среднемесячных

значений РЕТ методом Будыко (табл. 2). При сравнении с данными наблюдений только метод РМ дает близкие среднемесячные значения РЕТ для испарителя, расположенного в нижнем течении р. Раковки (рис. 1). В то же время анализ чувствительности к потенциальной эвапотранспирации на основе сравнения измеренных и вычисленных расходов воды показывают, что РМ и РТ – не лучшие методы для оценки РЕТ в отношении гидрологического моделирования. Разница влияния испарения на сток при применении методов РМ и РТ незначительна, из чего можно заключить, что для масштаба объектов исследования пространственная вариация аэродинамических членов уравнения РМ может быть эффективно описана с помощью постоянного коэффициента в уравнении РТ.

Значения *NSE* и *BIAS*, полученные в результате калибровки для 18 водосборов (табл. 3), образуют облако точек в области *BIAS* $\pm 20\%$ и *NSE* > 0.75 (рис. 5). Все точки со значительными отклонениями средних значений оценок эффективности (10 точек, 14% от общего количества) - Раковский (РМ, РТ, OD, HG), Пионерский (РМ, РТ), Мостовой (РМ, РТ) и Дубининский (РМ, РТ) (рис. 4) соответствуют водосборам, расположенным в бассейне р. Раковки. Данное обстоятельство может быть связано с расположением метеостанций, данные которых использованы для расчета РЕТ. Водосборы, для которых получены высокие оценки качества моделирования, расположены в бассейне р. Комаровки; соответственно, метеостанция Приморская, данные которой использованы для расчета РЕТ, расположена практически в центре этого водосбора (рис. 1). Метеостанция Тимирязевский, по данным которой был сделан расчет РЕТ, находится достаточно далеко за пределами перечисленных выше водосборов с пониженными оценками эффективности моделирования.

Эмпирические методы OD и HG завышают значения *PET* относительно PM и PT. В модели это приводит к необходимости компенсации объема действительного испарения за счет снижения объема максимального влагосодержания водосбора (*FC*) и снижения с помощью параметров Сеt и *LP* роли *PET* при извлечении влаги из почвы, стабилизации значений этих параметров вокруг границ интервалов области их определения

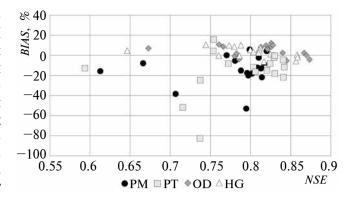


Рис. 5. Связь значений *NSE* и *BIAS*, полученных в результате калибровки для 18 водосборов.

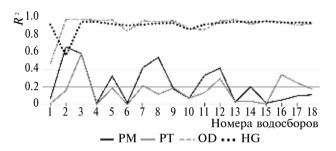


Рис. 6. Связь среднемноголетних значений влагозапаса SM и модельного испарения AET за паводкоопасный период (июнь—сентябрь) при использовании различных методов расчета PET, номера водосборов соответствуют нумерации в (табл. 1).

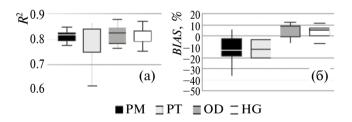


Рис. 7. Коэффициент детерминации (а) и относительное смещение (б) смоделированных и измеренных максимальных расходов воды за теплый период (июнь—сентябрь).

(табл. 4), а также появления достаточно сильной корреляции ($R^2 > 0.9$) между средними за теплый период года значениями SM и AET (рис. 6). Использование методов PM и PT, напротив, способствует более естественному распределению значений параметров блока испарения, при этом значения FC в большей мере соответствуют региональным данным о гидрофизических характери-

стиках почвогрунтов [1, 2, 7]. Корреляция между средними за теплый период года значениями SM и AET практически отсутствует за счет более точного учета текущих метеорологических условий на верхней границе водосбора.

Динамика PET и AET, от которой зависят начальные условия развития паводков, практически не сказывается на результатах моделирования максимальных расходов (рис. 7). Сопоставление компонентов речного стока (Q_0 , Q_1 и Q_2), полученных при моделировании с помощью

разных методов определения PET (6 пар — PM/PT, PM/HG, PM/OD, PT/HG, PT/OD и OD/HG), выполнено с помощью сравнения коэффициентов детерминации R^2 и среднеквадратического отклонения (рис. 8). Полученные средние значения R^2 для компонентов стока в водосборах, расположенных в бассейне р. Комаровки, составляют 0.8-0.9. Среднеквадратические отклонения для всех компонентов находятся в интервале 0.2-1.6 мм, для Q_1 и Q_2 можно отметить тенденцию к уменьшению значений с увеличением площади водосбора.

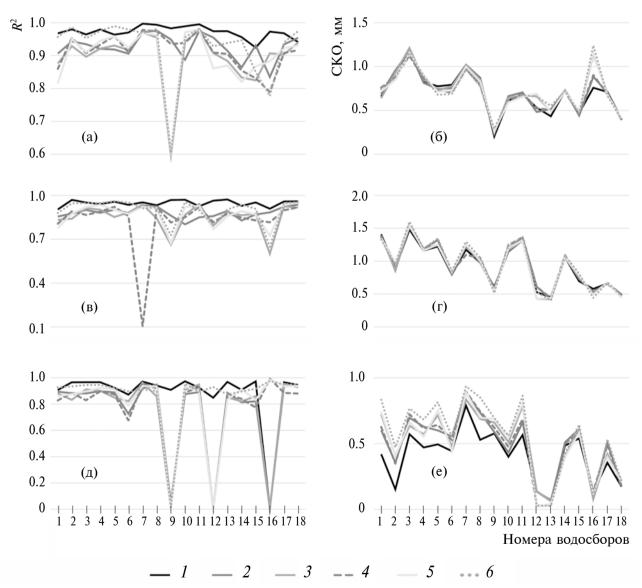


Рис. 8. Коэффициент детерминации R^2 и среднеквадратическое отклонение (СКО), рассчитанные между парами различных методов определения РЕТ для различных компонентов речного стока Q_0 (a, б), Q_1 (в, г), Q_2 (д, е): I – HG/OD, 2 – HG/PM, 3 – HG/PT, 4 – OD/PM, 5 – OD/PT, 6 – PM/PT. Номера водосборов соответствуют нумерации (табл. 1).

Значения R^2 в некоторых случаях падают практически до нуля. Это происходит для тех водосборов, для которых откалиброванные значения параметра максимальной влагоемкости FC значительно различаются в зависимости от используемого метода расчета РЕТ (табл. 4). При использовании эмпирических методов OD и HG значения FC для некоторых водосборов могут отличаться практически в два раза от значений, полученных с использованием методов РМ и РТ. При низких значениях FC и пороговых значениях LP (равных или близких к нулю), характерных для конфигурации модели в сочетании с эмпирическими методами OD и HG, влагоемкость SM намного чаще достигает максимального значения емкости FC и большее количество воды поступает в емкость стокоформирования S_1 (рис. 2). Таким образом, можно заключить, что гидрологические модели типа HBV, в которых блоки динамики почвенной влаги реализованы в виде зависимости от влагоемкости почвы, при моделировании компонентов гидрографа стока могут быть достаточно чувствительны к вводу данных РЕТ. При использовании простых, обычно основанных только на значениях температуры воздуха эмпирических моделей эвапотранспирации завышение значений РЕТ необходимо компенсировать с помощью уменьшения влагоемкостных характеристик водосбора (FC).

В некотором смысле выбор одного или другого метода расчета РЕТ связан с общей проблемой определения оптимальной структуры гидрологической модели [8]. Физические методы более обоснованы, но требуют больших объемов данных и чувствительны к их качеству. Из двух используемых в данном исследовании физических методов оценки *PET* метод Пристли-Тейлора представляется предпочтительным для регионального гидрологического реанализа. Он требует меньше данных для оценки потенциальной эвапотранспирации, но результаты моделирования практически идентичны тем, для которых применялся метод Пенмана-Монтейса. Эмпирические методы гораздо менее требовательны к исходным данным (которые, по большей части, все равно оцениваются с помощью эмпирических зависимостей), их применение приводит к практически идентичным расчетным гидрографам. Более сложные методы не приводят к более точным оценкам эффективности моделирования, из чего можно заключить, что в определенных случаях точностью метода расчета потенциальной эвапотранспирации можно, по сути, пренебречь, при этом параметры, компоненты стока и водного баланса могут быть искажены, но это не будет существенным недостатком. Окончательный вывод о предпочтении определенного метода расчета *PET* должен делаться исходя из наличия данных, климатических особенностей региона и целей использования результатов моделирования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Фактическое количество источников определенности при моделировании стока может быть значительно больше, чем количество калибруемых параметров гидрологических моделей. Например, источниками ошибок моделирования могут быть результаты агрегации ландшафтных характеристик подстилающей поверхности и методы подготовки входных данных, включающие различного рода методы определения вертикальных градиентов метеорологических характеристик. В данном исследовании для определения чувствительности моделирования компонентов гидрологического цикла к расчету испарения в рамках гидрологической модели HBV использовано четыре наиболее распространенных метода оценки потенциальной эвапотранспирации. Показано, что с использованием разных оценок РЕТ можно получить практически одинаковые модельные расходы воды, но разные компоненты стока и параметры модели.

Результаты применения физически обоснованных методов для определения потенциального испарения в большей степени соответствуют широко используемой в гидрологической практике методике определения потенциального испарения Будыко и данным водных испарителей ПВБС. Разница оценок влияния испарения на сток при применении методов Пенмана—Монтейса и его упрощения — метода Пристли—Тейлора незначительна; из чего можно заключить, что менее требовательный к исходным данным метод Пристли—Тейлора может быть предпочтительным в контексте региональных исследований водного баланса. Ана-

лиз результатов моделирования показал, что применение физически обоснованных методов расчета потенциального испарения в целом не влияет на эффективность моделирования гидрографа стока исследуемых водосборов. В этой ситуации преимущества методов определения PET с меньшими требованиями к входным данным при достижении необходимого уровня точности расчетов речного стока очевидны. В то же время при использовании простых, основанных на данных о температуре эмпирических моделей эвапотранспирации неопределенность результатов расчета потенциального испарения необходимо компенсировать за счет менее физически обоснованных значений параметров, что, в свою очередь, может привести к искажению динамики компонентов водного баланса и генетических составляющих стока. Таким образом, выбор метода расчета РЕТ должен выполняться исходя из наличия данных, климатических особенностей региона и целей использования результатов моделирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бугаец А.Н., Гарцман Б.И., Терешкина А.А., Гончуков Л.В., Бугаец Н.Д., Сидоренко Н.Ю., Пшеничникова Н.Ф., Краснопеев С.М. Опыт применения модели SWAT для изучения гидрологического режима малого речного бассейна (река Комаровка, Приморский край) // Метеорология и гидрология. 2018. № 5. С. 68-79. doi: 10.3103/S1068373918050060
- 2. *Бугаец А.Н., Пшеничникова Н.Ф., Терешкина А.А., Краснопеев С.М., Гарцман Б.И.* Анализ пространственной дифференциации почвенного покрова юга Приморья на примере бассейна р. Комаровка // Почвоведение. 2015. № 3. С. 268—276. doi: 10.7868/S0032180X15030028
- 3. *Будыко М.И*. Испарение в естественных условиях. Л.: Гидрометеоиздат, 1948. 136 с.
- Будыко М.И. О методике определения испарения // Метеорология и гидрология. 1952. № 9. С. 3–9.
- 5. *Горчаков А.М.* Исследование элементов водного баланса и его структуры в Приморье. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 182 с.
- Кузьмин П.П., Зубенок Л.И., Константинов А.Р., Астахова Н.И. Виноградов В.В. Внутригодовое распределение суммарного испарения с поверхности суши на территории СССР // Тр. ГГИ. 1968. Вып. 151. С. 5—11.

- 7. Лупаков С.Ю., Бугаец А.Н. Использование концептуальной моделиречногостока НВ V для анализа паводков на малых водосборах // Метеорология и гидрология. 2022. № 1. С. 84—94. doi: 10.52002/0130-2906-2022-1-84-94
- 8. *Лупаков С.Ю.*, *Бугаец А.Н.*, *Шамов В.В.* Применение различных структур модели HBV для исследования процессов формирования стока на примере экспериментальных водосборов // Вод. ресурсы. 2021. Т. 48. № 4. С. 417—426. doi: 10.31857/S032105962104012
- Мотовилов Ю.Г., Гельфан А.Н. Модели формирования стока в задачах гидрологии речных бассейнов.
 М.: РАН, 2018. 300 с.
 doi: 10.31857/S9785907036222000001
- 10. *Мотовилов Ю.Г., Морейдо В.М., Миллионщикова Т.Д.* Приближенная формула для расчета дефицита влажности воздуха при оценках испарения в моделях формирования стока на реках России // Вод. ресурсы. 2022. Т. 49. № 6. С. 753—765. doi: 10.31857/S0321059622060098
- 11. *Назари М., Чаичи М.Р., Камель Х., Грисмер М., Са- деги С.М.М.* // Арид. экосистемы. 2020. Т. 26. № 4. С. 84–92. doi: 10.24411/1993-3916-2020-10122
- 12. *Попова Н.Ю., Гарцман Б.И*. Сравнительный анализ методов оценки испарения с речных бассейнов юга Дальнего Востока // Тр. ДВНИГМИ. 2012. № 1. С. 246—262.
- 13. Рекомендации по расчету испарения с поверхности суши. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 96 с.
- 14. *Урываев А.П.* Об измерениях и расчетах суммарного испарения в условиях Приморья. Л.: Гидрометеоиздат, 1973. Вып. 42. С. 77—89.
- 15. *Allen R.G., Pereira L.S., Raes D., Smith M.* Crop evapotranspiration: Guide-lines for computing crop water requirements. Rome, Italy: FAO-56, 1998. 300 p.
- 16. *Bergstrom S*. Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. Norrkoping, Sweden: SMHI Rep. № 7. 1976. 134 p.
- 17. Bugaets A.N., Gartsman B.I., Gonchukov L.V., Lupakov S.Y., Shamov V.V., Pshenichnikova N.F., Tereshkina A.A. Modeling the hydrological regime of small testbed catchments based on field observations: a case study of the Pravaya Sokolovka River, the Upper Ussuri River basin // Water Resour. 2019. V. 46 (S2). P. S8–S16.
 - doi: 10.1134/S0097807819080037
- 18. *Chow V.T., Maidment D.R., Mays L.W.* Applied Hydrology. International Edition. N. Y. USA: McGraw-Hill Book Company, 1988. 588 p.

- Dong B., Lenters J.D., Hu Q., Kucharik C.J., Wang T., Soylu M.E., Mykleby P.M. Decadal-scale changes in the seasonal surface water balance of the Central United States from 1984 to 2007 // J. Hydrometeorol. 2020. V. 21. P. 1905–1927.
- 20. *Dyck S*. Overview on the present status of the concepts of water balance models // IAHS Publ. 1985. V. 148. P. 3–19.
- 21. *Hargraves G.H., Samani Z.A.* Reference crop evapotranspiration from temperature // Appl. Eng. Agric. 1985. V. 1. P. 96–99.
- Lu J., Sun G., McNulty S.G., Amatya D.M. A comparison of six potential evapotranspiration methods for regional use in the southeastern United States // J. Am. Water Resour. Assoc. 2005. V. 41. P. 621–633.
- 23. *Mintz Y., Walker G.* Global fields of soil moisture and land surface evapotranspiration derived from observed precipitation and surface air temperature // J. Applied Meteorol. 1993. V. 32. P. 1305–1334.
- Monteith J.L. Evaporation and environment // Symposia of the Society for Experimental Biology. 1965. V. 19. P. 205–234.
- 25. Moriasi D.N., Arnold J.G., Van Liew M.W., Bingner R.L., Harmel R.D., Veith T.L. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations // Trans. ASABE. 2007. V. 50. № 3. P. 885—900. https://doi.org/10.13031/2013.23153

- Nash J.E., Sutcliffe J.V. River flow forecasting through conceptual models: Pt I. A discussion of principles // J. Hydrol. 1970. V. 10. P. 282–290.
- 27. Oudin L., Hervieu F., Michel C., Perrin C., Andreassian V., Anctil F., Loumagne C. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? Pt 2. Towards a simple and efficient potential evapotranspiration sensitivity analysis and identification of the best evapotranspiration and runoff options for rainfall-runoff modeling // J. Hydrol. 2005. V. 303. P. 290–306.
- 28. *Priestley C.H.B.*, *Taylor R.J.* On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters // Monthly Weather Review. 1972. V. 100. P. 81–92. doi: 10.1175/1520-0493(1972)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2
- Seibert J., Vis M. Teaching hydrological modelling with a user-friendly catchment-runoff-model software package // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2012. V. 16. P. 3315—3325. doi:10.5194/hess-16-3315-2012
- 30. *Xu Z.X.*, *Li J.Y*. Estimating basin evapotranspiration using distributed hydrologic model // J. Hydrol. Engineering. 2003. V. 8. P. 74–80.
- 31. Zhao L., Xia J., Xu C., Wang Z., Sobkowiak L., Long C. Evapotranspiration estimation methods in hydrological models // J. Geogr. Sci. 2013. V. 23. P. 359–369. doi:10.1007/s11442-013-1015-9

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ И РЕЖИМ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

УЛК 556.161

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ВОДЫ ДЛЯ ОЦЕНКИ ВКЛАДА ЗИМНИХ И ЛЕТНИХ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ В СТОК ВЕРХНЕЙ ОБИ В ПЕРИОД ОТКРЫТОГО РУСЛА¹

© 2024 г. Т. С. Папина^{а, *}, А. Н. Эйрих^{а, **}, С. С. Эйрих^а

^аИнститут водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, 656038 Россия

*e-mail: papina@iwep.ru **e-mail: alnik@iwep.ru

Поступила в редакцию 27.07.2023 г. После доработки 29.01.2024 г. Принята к публикации 22.01.2024 г.

По данным трехлетнего (2020—2022 гг.) исследования стабильных изотопов (²H, ¹⁸O) в речной воде и атмосферных осадках холодного и теплого периодов года проведена оценка их вклада в речной сток равнинного участка Верхней Оби. Несмотря на превалирование дождевых осадков над снеговыми (до 2/3 годового количества), показано, что талые снеговые воды вносят существенный вклад в формирование речного стока в течение всего периода открытого русла: от 42 до 61% в зависимости от соотношения количеств снега и дождя, выпадавших в течение года.

Ключевые слова: стабильные изотопы воды, поверхностная вода, атмосферные осадки.

DOI: 10.31857/S0321059624040062 EDN: APOCST

Изучение процессов, связанных с поступлением и количественной оценкой вклада атмосферных осадков (дождя и снега) в поверхностный водный сток, необходимо для понимания гидрологического функционирования водосборных бассейнов, включая прогнозирование паводков, организацию безопасного водоснабжения и защиту водных экосистем водных объектов [6, 14, 33, 39]. Во многих исследованиях для определения доминирующих источников атмосферной влаги, выпадающей на поверхность водосбора, используют данные изотопного состава водяного пара и атмосферных осадков, а именно стабильные изотопы ²Н и ¹⁸О [6, 14, 17, 18, 24, 26, 37—39].

Формирование изотопного состава поверхностных вод связано с основным гидрологическим циклом, геоморфологическими характеристиками водосбора, климатическими условиями местности, но, в первую очередь, во многом за-

висит от изотопного состава атмосферных осадков, выпадающих на территорию изучаемого водосборного бассейна [31, 34, 42]. В последние годы данные изотопного состава природных вод успешно используют в гидрологических моделях [19, 27], что помогает не только в понимании процессов круговорота воды, но и идентификации источников поступления водных масс. При этом данные изотопного состава поверхностной воды позволяют установить генетическую связь с источниками поступления водных масс в речной сток в годовом и сезонном масштабе [9, 29, 32], а также оценить вклад различных фаз весеннего половодья и паводков в речной сток [21, 23, 30, 33, 36].

Значительное количество работ по использованию стабильных изотопов воды в качестве индикаторов гидрологических процессов направлены на изучение водосборов умеренного и теплого климата, при этом недостаточно внимания уделяется водосборам с длительным сезонным снежным покровом, водные объекты которых имеют длительные периоды ледостава. К таким водным объектам относятся реки и водоемы юга Западной Сибири, которые значительную часть времени года находятся подо

¹ Работа выполнена в рамках государственного задания Института водных и экологических проблем СО РАН "Оценка сезонных особенностей атмосферного поступления и последующего распределения загрязняющих веществ на водосборной площади ключевых участков бассейна Оби в зависимости от природно-климатических условий".

льдом, а их водосборная площадь с середины ноября до середины апреля покрыта мощным снежным покровом. В водном балансе рек бассейна Верхней Оби, по оценочным данным авторов [8], главную роль играют талые снеговые воды, вклад которых может достигать до 60—80% от голового стока этих волотоков.

В настоящей работе содержания стабильных изотопов кислорода и водорода (²H, ¹⁸O) в атмосферных осадках холодного и теплого периодов года, а также в речной воде использованы для оценки вклада зимних (снег) и летних (дождь) атмосферных осадков в речной сток равнинного участка Верхней Оби в период открытого русла.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучаемый водосборный участок Верхней Оби (рис. 1) — типично равнинный, аэрографические барьеры на его территории практически полностью отсутствуют. Климатические особенности рассматриваемой территории определяются своеобразным положением Алтайского края на юге Западной Сибири [4]. Климат водосбора континентальный, характеризуется жарким летом и холодной зимой и формируется в результате частой смены воздушных масс, поступающих из Арктики, Средней Азии и Атлан-

тики. В холодный период года с октября по март преобладающие направления ветров - юго-западные [11]. Среднегодовая температура — положительная, 0.5÷2.1°С. Средние максимальные значения температуры июля 26÷28°C, средние минимальные значения января (-20)÷(-24)°С. Снежный покров устанавливается в основном во второй декаде ноября, разрушается в первой декаде апреля, его высота в среднем составляет 40-60 см [13]. Рельеф изучаемой территории определяет Приобское плато и долина р. Оби и ее притоков. Левобережная часть территории водосбора Оби расположена на высоте 185-251 м, правый берег реки всюду пойменный, шириной до 10 км с многочисленными озерами, старицами и протоками [10, 15].

Водный режим на изучаемом участке реки формируется за счет снегового и ледникового питания, грунтовых вод и летних атмосферных осадков [7]. Среднегодовое количество осадков 433 мм, из которых ~ 65% выпадает в теплый период года [5]. Распределение осадков внутри года, благодаря близости гор, более равномерное, чем в остальных районах Приобской лесостепи, несколько увеличенное в летний период [4]. На равнинной территории Алтайского края в пределах водосборной площади Оби от г. Бийска (с. Верх-Обское 52°26.54' с.ш. 84°53.41' в.д.) до



Рис. 1. Картосхема расположения точек отбора в 2020-2022 гг.: а — места отбора проб поверхностной воды на участке Верхней Оби: от с. Верх-Обское до п. Гоньба (белые кружки); б — местоположение изучаемого водосбора на карте Российской Федерации.

г. Барнаула (п. Гоньба 53°20. 84' с.ш. 83°46.74' в.д.) среднегодовое количество осадков за изучаемый период менялось в интервале 425-453 мм [3]. Ледостав обычно устанавливается к середине ноября и сохраняется на протяжении 5 мес. Толщина ледового покрова на реке к концу зимнего периода достигает 0.9—1.1 м. В середине апреля (самые ранние сроки — первая декада апреля) происходит вскрытие Оби и начинается ледоход. Гидрограф Оби характеризуется растянутым весенне-летним половодьем, в котором можно выделить две волны, и низкой устойчивой осенней и зимней меженью. В период половодья на изучаемом участке Оби проходит до 70-80% объема годового водного стока [13, 15]. Первая волна половодья, связанная с таянием снегов на поверхности равнинного участка водосбора реки, проходит с конца апреля. На ее долю приходится 15-20% общего объема стока за весь период половодья. Воды первой волны половодья в значительной степени аккумулируются в русле Оби, редко выходя на пойму. Во время второй основной волны, наступающей в мае-июне и связанной с таянием снежного покрова и ледников в предгорьях и горах истоков Оби, наблюдаются максимальные уровни и затопление поймы на срок до 2-3 мес. [2].

Отбор проб поверхностной воды в створах равнинного участка Верхней Оби проводили на трех вертикалях (левый берег, середина, правый берег) раз в две недели с апреля по октябрь (с начала снеготаяния до ледостава) 2020—2022 гг. Картосхема мест отбора представлена на рис. 1. Отбор проб проводили с глубины 20 см от поверхности воды. Отобранные пробы помещали в герметично закрывающую пластиковую посуду и доставляли в лабораторию, где фильтровали через мембранный фильтр с диаметром пор 0.45 мкм с использованием стерильных шприцов и шприцевых насадок "Minisart NML Plus".

Для исключения возможного влияния на снежный покров почвенной летне-осенней влаги при расчете раздельного вклада зимних и летних атмосферных осадков в речной сток Оби использованы средневзвешенные суммы зимних атмосферных осадков, отобранных в течение холодного периода в г. Барнауле. В работе [35] показано, что в южной части территории Западной Сибири к основным факторам, влияющим

на изменение исходного изотопного состава воды (δ^{18} O и δ D) в слоях сезонного снежного покрова с момента его образования до начала стадии активного снеготаяния, можно отнести следующие: 1) вертикальный (между слоями) температурный градиент, который способствует "выравниванию" изотопного состава снега внутри снежной толщи; 2) почвенная влага, утяжеляющая изотопный состав контактирующего с почвой нижнего слоя снежного покрова при условии отсутствия промерзания почвы. При этом различия средневзвешенных по толщине снежного покрова значений изотопного состава интегральных проб (12 точек отбора на водосборе Верхней Оби от г. Бийска до г. Барнаула (рис. 1b в [35])) и средневзвешенных по количеству осадков сумм зимних атмосферных осадков, отобранных в г. Барнауле, не были статистически значимыми (табл. 1 в [35]). Природно-климатические особенности изучаемой территории и местоположение замыкающего створа относительно вышерасположенного участка водосбора позволяют использовать данные по изотопному составу атмосферных осадков в замыкающем створе и в период второй волны весеннего половодья. По данным GNIP (Global Net of Isotopic Precipitation), изменение (облегчение) изотопного состава кислорода в осадках при продвижении воздушных масс с юга на север (широтный градиент) составляет 0.6‰ на 1°, а в зависимости от высоты над уровнем моря (высотный градиент) — 0.2‰ на каждые 100 м [25]. В соответствии с [25], облегчение изотопного состава осадков по δ^{18} О в горных районах Алтая в интервале высот 1000-1500 м относительно равнинного участка будет составлять 2-3‰, а его утяжеление за счет широтного градиента относительно осадков, выпадающих в районе Барнаула, будет составлять 1.5-2.0%. При этом на более низких высотах (ниже 1000 м) высотный и широтный градиенты будут полностью нивелировать друг друга. Таким образом, изотопный состав осадков в замыкающем створе можно использовать для оценки вклада летних и зимних атмосферных осадков в речной сток равнинного участка Верхней Оби от г. Бийска (входной створ, с. Верх-Обское) до г. Барнаула (замыкающий створ п. Гоньба).

Пробы атмосферных осадков собирали непосредственно после их выпадения в пункте отбора

осадков, расположенном в г. Барнауле на крыше здания Института водных и экологических проблем (ИВЭП) СО РАН на высоте 25 м от поверхности земли. Пробы дождевых осадков отбирали через воронку в пластиковую колбу-приемник. После окончания осадков колбу-приемник отсоединяли от воронки и передавали в лабораторию для проведения анализа. Пробы твердых атмосферных осадков (снег) в течение всего холодного периода собирали непосредственно после их выпадения. Снег собирали в съемный плотный полиэтиленовый мешок, закрепленный во входном отверстии бочки, оснащенной защитой от выдувания. Сразу после отбора пробы снега помещали в двойные плотно закрывающиеся полиэтиленовые пакеты и хранили до анализа в замороженном виде. Непосредственно перед инструментальным анализом образцы снега переносили в закрытые специально подготовленные пластиковые контейнеры [12] и плавили при комнатной температуре. Далее проводили измерение объема талой воды, а затем по аналогии с речными водами и дождевыми осадками полученные пробы фильтровали через мембранный фильтр с диаметром пор 0.45 мкм, из фильтрата отбирали 3-5 параллельных проб и помещали в герметичные пробирки, которые до начала изотопного анализа хранили в холодильнике.

Аналитические работы по определению изотопного (δD и $\delta^{18}O$) состава воды проводили в Химико-аналитическом центре ИВЭП СО РАН. Анализ проводили методом лазерной абсорбционной ИК-спектрометрии на приборе "PICARRO L2130-I" ("WS-CRDS". Точность измерения δD и $\delta^{18}O$ (1σ , n=5) составила \pm 0.4 и \pm 0.1‰ соответственно. В качестве стандарта использовали Международные стандарты GRESP, USGS-47.

Основные экспериментальные и теоретические положения изотопной систематики дейтерия и кислорода-18 разработаны в работах Крейга и Дансгора (H. Craig, W. Dansgaard) [20, 22] Изотопный состав водорода и кислорода выражается в относительных величинах δ^2 H (δ D) и δ^{18} O:

$$\delta = \left[\left(R_{\text{TE}} / R_{\text{CTREAUX}} \right) - 1 \right] \times 1000\%, \tag{1}$$

 $R_{\rm пр}$ и $R_{\rm станд}$ — отношения ${}^2{\rm H}/{}^1{\rm H}$ и ${}^{18}{\rm O}/{}^{16}{\rm O}$ в измеряемой пробе и в стандарте.

Связь между соотношением стабильных изотопов кислорода (δ^{18} O) и водорода (δ D) в атмосферных осадках описывается эмпирической зависимостью, получившей название "глобальная линия метеорных вод" (ГЛМВ) [20, 40]:

$$\delta D = 8 \,\delta^{18} O + 10. \tag{2}$$

Для отдельно взятого региона соотношение $\delta^{18}O$ и δD в осадках может описываться их локальной линией метеорных вод (ЛЛМВ), отклонение уравнения которой от ГЛМВ можно использовать для оценки изотопного фракционирования местных атмосферных осадков.

В гидрохимических исследованиях наряду с измеряемыми параметрами изотопного состава воды широко используют расчетный критерий — дейтериевый эксцесс ($d_{\rm exc}$), предложенный Дансгором (W. Dansgaard) в1964 г., который рассчитывается как:

$$d_{\rm exc} = \delta D - 8 \,\delta^{18} \text{O}. \tag{3}$$

Параметр $d_{\rm exc}$ связан с кинетическими процессами изотопного фракционирования, которые характеризуют процессы испарения или замерзания. Образцы со значениями <10 располагаются ниже ГЛМВ (рис. 2) и указывают на отклонение условий от равновесного фракционирования, т. е. вода подверглась испарению [22]. Сезонные вариации $d_{\rm exc}$ могут давать информацию об источниках поступления влаги и ее гидрологическом цикле, а также о влиянии местных климатических условий [41].

Для расчета средневзвешенных сезонных значений δD , $\delta^{18}O$ и $d_{\rm exc}$ в атмосферных осадках (дожде или снеге) использовали формулу:

$$X = \sum (X_i A_i / A), \tag{4}$$

где X— средневзвешенное значение δD , $\delta^{18}O$ или $d_{\rm exc}$; X_i — значение δD , $\delta^{18}O$ или $d_{\rm exc}$ в i-м дожде или снеге; A_i — количество осадков в i-м дожде или снегопаде, мм в.э.; A— общее за сезон количество осадков, мм в. э.

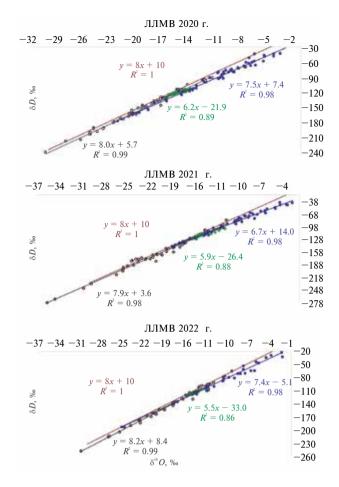


Рис. 2. Локальные линии метеорных вод для 2020—2022 гг. (речная вода, АО теплого и холодного периодов) и ГЛМВ.

Для расчета среднеквадратичного отклонения средневзвешенных сезонных значений δD , $\delta^{18}O$ и $d_{\rm exc}$ в атмосферных осадках (дожде или снеге) использовали формулу [16]:

$$\sigma_{\overline{x}} = \sqrt{\frac{\sum A_i (x_i - \overline{x})^2}{(A - 1)\sum A_i}},$$
 (5)

где A_i — количество осадков в i-м единичном атмосферном выпадении, мм в.э; x_i — изотопный состав (δ D, δ^{18} O и $d_{\rm exc}$) осадков в i-м единичном атмосферном выпадении, ∞ ; \overline{x} — средневзвешенное значение за изучаемый сезон (интервал времени), ∞ ; A — общее количество осадков за сезон (период времени), мм в. э.

Для оценки раздельного вклада зимних и летних осадков в водный сток Верхней Оби использовали уравнение, предложенное авторами [36]

для расчета вклада снега и дождя в сток Оби в период снеготаяния:

$$aX + b(1 - X) = c,$$
 (6)

где X — доля вклада зимних и (1-X) — доля вклада летних атмосферных осадков в сток реки; a, b — средневзвешенное значение $\delta^{18}O$ (или δD) в атмосферных осадках соответственно холодного и теплого периодов года, %0; c — среднее значение $\delta^{18}O$ (или δD) в воде равнинного участка Верхней Оби в период открытого русла, %0.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Исследование поверхностной воды Верхней Оби показало, что в 2020-2022 гг. с апреля по октябрь ее изотопный состав варьировал в пределах от -17.4 до -11.9% по δ^{18} О и от -135.3 до -100.9% по δD , а средние значения изотопного состава воды были близки между собой в разные годы (табл. 1). Несколько иная картина наблюдалась для атмосферных осадков: изотопный состав дождевых (с апреля по октябрь) и снеговых (с ноября по март) осадков во все годы изменялся в широких, но близких по размаху варьирования пределах (табл. 1). При этом средневзвешенные значения изотопного состава внутри каждого сезона были близки между собой и варьировали, например, по δ^{18} О в пределах 0.7‰ для летних и 2.7% для зимних атмосферных осадков, в то время как разница между средневзвешенными значениями изотопного состава зимних и летних осадков была значительно больше. Таким образом, полученные средние значения изотопного состава речной воды и средневзвешенные (по количеству осадков) значения изотопного состава атмосферных выпадений (снег и дождь) можно использовать в качестве надежных исходных данных в гидрологических моделях и расчетах составляющих водного стока на водосборной площади Верхней Оби.

Средневзвешенные значения изотопного состава летних атмосферных осадков тяжелее зимних на 8-10% по δ^{18} О и на 60.1-76.1% по δ D, а средние значения изотопного состава поверхностной воды относительно зимних и летних осадков были промежуточными. Значения дейтериевого эксцесса (табл. 1) указывают на то, что

Таблица 1. Изотопный состав поверхностной воды Верхней Оби и атмосферных осадков (дождь) за апрель—октябрь 2020 (1), 2021 (2) и 2022 гг. (3), а также атмосферных осадков (снег) за ноябрь—март 2019—2020 (1), 2020—2021 (2) и 2021—2022 гг. (3) (n — количество отобранных проб; ДИ — доверительный интервал среднего значения; $\sigma_{\bar{\chi}}$ — среднеквадратичная ошибка средневзвешенного значения; Q — количество снеговых и дождевых осадков в годовом разрезе, мм в. э.)

		$\delta^{18}\mathrm{O},\%o$			$\delta \mathrm{D}, \%$			d _{exc} , ‰		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	
	·		Поверхн	остная вода	р. Оби	,				
Максимум	-13.7	-11.9	-12.8	-109.9	-100.9	-107.8	5.1	6.9	5.6	
Минимум	-16.5	-17.4	-15.8	-127.3	-135.3	-121.8	2.7	2.3	3.5	
Среднее	-15.0	-15.2	-14.8	-115.8	-117.0	-114.5	4.3	4.7	4.2	
n	56	75	46	56	75	46	56	75	46	
ДИ	0.2	0.2	0.2	1.1	1.2	0.8	0.8	0.8	0.5	
	·		Атмосфер	ные осадки	(дождь)		•			
Максимум	-2.7	-2.9	-1.7	-25.0	-37.7	-15.8	10.1	8.7	12.1	
Минимум	-22.0	-18.9	-25.1	-173.9	-142.9	-191.3	-13.0	-15.9	-15.8	
Среднее*	-10.7	-11.0	-10.3	-84.1	-86.0	-80.8	1.3	2.0	2.0	
$\sigma_{_{\!ar{X}}}$	0.5	0.5	0.7	4.0	3.4	4.9	0.9	0.7	0.9	
$Q^{\hat{A}}$	215	278	237	215	278	237	215	278	237	
n	56	47	42	56	47	42	56	47	42	
	·	•	Атмосфер	ные осадки	· и (снег)*	'	'	•		
Максимум	-11.1	-11.6	-12.0	-87.2	-79.8	-89.1	11.3	17.2	12.2	
Минимум	-30.3	-35.6	-30.8	-235.4	-277.3	-245.7	-6.1	-9.5	-8.6	
Среднее*	-18.7	-21.0	-18.3	-143.6	-162.1	-141.8	6.1	5.7	5.0	
$\sigma_{_{ar{X}}}$	0.5	0.8	0.7	4.2	6.3	5.9	0.5	0.6	0.7	
$Q^{\hat{A}}$	170	115	120	170	115	120	170	115	120	
n	53	54	37	53	54	37	53	54	37	

^{*} Средневзвешенное по количеству осадков.

среди всех изучаемых вод максимальное истощение воды атомами дейтерия (δD) относительно $\delta^{18}O$ приходится на летние атмосферные осадки ($d_{\rm exc}$ для средневзвешенных сезонных значений менялся в интервале 1.2-2.0%), а минимальное истощение — для зимних осадков ($d_{\rm exc}$ менялся в интервале 5.0-6.1%). Дейтериевый эксцесс речных водных проб, как и их изотопный состав, занимает промежуточное положение между зимними и летними атмосферными осадками.

На рис. 2 представлены ЛЛМВ для атмосферных осадков (дождь и снег) и речной воды на изучаемом участке реки в 2020—2022 гг. в сравнении с ГЛМВ. Как видно из рис. 2, во все изучаемые годы максимальное отличие угла наклона ЛЛМВ от угла наклона ГЛМВ наблюдается для речной воды и несколько меньшее для дождевых осадков, что указывает на заметное влияние испарительного фракционирования на изотопный состав этих вод. В отличие от дождя и речной воды, угол наклона ЛЛМВ для снеговых осад-

ков практически не отличается от угла наклона ГЛМВ. Рис. 2 наглядно показывает промежуточное положение проб речной воды на диаграмме зависимости $\delta^{18}O-\delta D$, а также существенно меньший размах варьирования ее изотопного состава относительно проб атмосферных осадков.

В табл. 2 приведены рассчитанные средние значения изотопного состава речной воды в различные фазы водного режима Верхней Оби, а также средневзвешенные значения изотопного состава дождевых осадков, выпадавших на поверхность водосбора во время этих фаз. Временные рамки фаз водного режима определяли по гидрографу водомерного поста у г. Барнаула [1]. Как и следовало ожидать, наиболее легкий изотопный состав речной воды приходился на первую волну весеннего половодья, когда при малом количестве выпавших дождевых осадков влияние талого снегового стока на речной водный сток максимальный. Наиболее тяжелый изотопный состав воды отмечался в период летне-

Таблица 2. Средние значения изотопного состава воды Верхней Оби в различные фазы водного режима и средневзвешенные суммы дождевых осадков, выпадавших на поверхность водосбора в течение этих периодов в 2020—2022 гг. (*n* — количество проб, отобранных в течение данной фазы водного режима в 2020/2021/2022 гг.; в скобках — количество дождевых осадков, выпавших в течение фазы водного режима в 2020/2021/2022 гг.)

Объект исследования	$\delta^{18}\mathrm{O},\%$			δD, ‰			d_{excess} , %0		
оовект исследования	2020 г.	2021 г.	2022 г.	2020 г.	2021 г.	2022 г.	2020 г.	2021 г.	2022 г.
Первая волна весеннего половодья									
Речная вода $(n = 17/22/14)$	-15.7	-15.8	-15.0	-120.5	-121.9	-115.9	4.9	4.9	4.4
Дождевые осадки (5/4/24 мм)	-8.6	-5.0	-9.8	-60.3	-44.0	-74.3	8.5	-3.9	4.2
Вторая волна весеннего половодья									
Речная вода (n = 14/22/16)	-15.2	-15.5	-14.9	-116.6	-117.6	-115.0	4.7	6.2	4.0
Дождевые осадки (102/112/121мм)	-8.2	-9.1	-9.6	-65.9	-76.1	-76.4	-0.3	-3.3	0.3
Летне-осенняя межень									
Речная вода $(n = 25/31/16)$	-14.5	-14.4	-14.4	-112.4	-111.8	-111.5	3.5	3.8	4.0
Дождевые осадки (108/162/92 мм)	-12.7	-11.3	-11.5	-100.6	-88.3	-88.4	1.0	1.8	3.8

осенней межени, а вторая волна половодья характеризовалась промежуточными значениями относительно первой волны весеннего половодья и летне-осенней межени.

Для оценки вклада зимних и летних атмосферных осадков в водный сток Верхней Оби в различные фазы водного режима и в целом за весь период открытого русла в 2020—2022 гг. использовали уравнение (6). Но прежде чем использовать это уравнение для расчета вклада атмосферных осадков в речной сток, необходимо было оценить влияние грунтового стока и ледникового талого стока (которые также вносят свой вклад в водный сток Верхней Оби в период открытого русла) на правильность результатов данного расчета.

Объем грунтовых вод, связанных с руслом реки, и их изотопный состав формируют как атмосферные осадки, выпадающие на площадь водосбора, так и воды самой реки, причем во время половодья вклад грунтового стока в реку минимальный, в то время как в меженный период его вклад значительный. Изотопный состав грунтовых вод определяется соотношением в них дождевых и снеговых атмосферных осадков как

текущего года, так и предыдущих лет. Показано, что при максимальном вкладе грунтовых вод в речной сток на изучаемом участке Оби средние значения изотопного состава воды в конце периода ледостава (февраль—март) в течение четырех лет практически не менялись (табл. 3) и по своему значению были близки к средним значениям изотопного состава речной воды в период открытого русла (табл. 1), поэтому при расчете раздельного вклада летних и зимних атмосферных осадков в речной сток Верхней Оби можно использовать уравнение (6).

В отличие от грунтовых вод, талые ледниковые воды являются производными сезонных атмосферных выпадений прошлых столетий, причем для ледниковых вод атмосферные осадки — единственный первичный источник влаги. В работе [28] при сравнении изотопного состава слоев ледового керна, отобранного на леднике Белуха (исток р. Катуни), с современными атмосферными осадками показано, что аккумуляция снега на поверхности ледника происходит в основном за счет летних атмосферных осадков, которых выпадает больше, чем в зимний период, и которые, в отличие от зимних осадков, хорошо удерживаются и меньше сдуваются с поверхно-

Таблица 3. Изотопный состав воды Верхней Оби в конце периода ледостава (февраль—март) $2018 \, \text{г., } 2020-2022 \, \text{гг.}$ (ДИ — доверительный интервал среднего; n — количество проб)

	δ¹8O, ‰			δD, ‰				d _{exc} , ‰				
	2018	2020	2021	2022	2018	2020	2021	2022	2018	2020	2021	2022
Максимум	-15.0	-14.8	-14.7	-15.0	-112.8	-113.2	-113.5	-115.6	7.2	5.4	5.1	4.3
Минимум	-15.4	-15.2	-15.3	-15.4	-116.2	-116.9	-118.2	-118.7	5.5	4.7	4.1	4.0
Среднее	-15.2	-14.9	-15.0	-15.1	-114.8	-114.2	-115.2	-116.7	6.6	5.0	4.5	4.1
ДИ	0.3	0.3	0.3	0.3	2.4	2.9	2.3	2.2	1.3	0.5	0.5	0.2
n	4	4	5	4	4	4	5	4	4	4	5	4

Таблица 4. Вклад, %, зимних (снег) и летних (дождь) атмосферных осадков в формирование речного стока в различные фазы водного режимы Верхней Оби в период открытого русла в 2020—2022 гг.

	2020 г.	2021 г.	2022 г.						
	весь период открытого рус.	па (апрель-октябрь)							
Снег	61	42	52						
Дождь	39	58	48						
*Снег/дождь	1:1.3	1:2.4	1:1.9						
Первая волна весеннего половодья									
Снег	70	68	61						
Дождь	30	33	39						
	Вторая волна весенне	го половодья							
Снег	67	54	61						
Дождь	33	46	39						
Летне-осенняя межень									
Снег	30	32	43						
Дождь	70	68	57						

^{*}Соотношение снеговых и дождевых осадков в годовом разрезе.

сти ледника. По данным авторов [28], пятилетние скользящие средние значения δ^{18} О в слоях ледникового керна, сформированных в течение последних 200 лет, изменялись в интервале от -14 до -12‰. Эти значения наиболее близки к средневзвешенным значениям δ^{18} О в современных летних атмосферных осадках, выпадающих на территорию Верхней Оби (табл. 1).

Используя изотопные данные всех составляющих водного баланса, авторы статьи пришли к выводу, что вклад ледникового питания в водный баланс равнинного участка Верхней Оби даже во вторую волну половодья несущественный. На это указывает значительное преобладание площади сезонного снежного покрова над площадью многолетнего оледенения в горной части водосбора Верхней Оби, а также то, что изотопный состав речного стока во вторую волну половодья относительно первой волны утяжеляется незначительно, несмотря на существенное выпадение в этот период изотопно-тяжелых летних атмос-

ферных осадков (табл. 2). Если бы вклад талого ледникового стока был сопоставим с вкладом изотопно-облегченного сезонного снегового талого стока, то изотопный состав воды в речном стоке равнинного участка Верхней Оби во вторую волну половодья был бы значительно тяжелее. Таким образом, при оценке вклада зимних и летних атмосферных осадков в водный сток Верхней Оби влиянием ледникового талого стока можно пренебречь.

Результаты расчетов с использованием уравнения (6) приведены в табл. 4. Расчеты показали, что снеговые талые воды вносят существенный вклад в формирование водного речного стока в в период открытого русла, несмотря на то, что до 2/3 годового количества атмосферных осадков, выпадающих на водосбор Верхней Оби, приходится на летний период. Во время первой и второй волны половодья вклад талого снегового стока может достигать 60—70% всего объема речного стока, поступая сначала с равнинной

части водосбора, а затем за счет снеготаяния в горах. При этом 30—40% речного стока Верхней Оби составляют дождевые осадки предыдущего года, которые смешиваются с талыми снеговыми водами при подъеме грунтовых вод на водосборной площади в период первой волны половодья [36]. В период летне-осенней межени вклад талых снеговых вод уменьшается до 30—40%, и их поступление в русло Верхней Оби в этот период может происходить только через грунтовые воды.

В целом для всего периода открытого русла вклад зимних атмосферных осадков в речной сток превалирует и зависит от соотношения количества снега, выпавшего в течение предыдущего зимнего периода, и количества дождя, выпавшего в последующий летний период. При соотношении количеств осадков холодного и теплого периодов 1.0 : 1.3 (зима 2019/2020 гг., лето 2020 г.), 1.0 : 1.9 (зима 2021/2022 гг., лето 2022 г.) и 1.0 : 2.4 (зима 2020/2021 гг., лето 2021 г.) вклад талого стока в речной сток в течение всего периода открытого русла составил соответственно 61, 52 и 42%.

ВЫВОДЫ

На основе анализа данных по изотопному составу (δD , $\delta^{18}O$) атмосферных осадков и поверхностных вод выполнена сравнительная оценка вклада зимних и летних атмосферных осадков в формирование речного стока на равнинном участке водосбора Верхней Оби в 2020—2022 гг.

Показано, что средние значения изотопного состава речной воды за период открытого русла, а также сезонные значения изотопного состава дождя и снега (средневзвешенные по количеству осадков) можно использовать в качестве надежных исходных данных в гидрологических моделях водного баланса для водосборной площади Верхней Оби.

Несмотря на то, что ~2/3 годового количества атмосферных осадков, выпадающих на водосбор Верхней Оби, приходится на летний период, анализ изотопных данных показал, что талые снеговые воды вносят существенный вклад в формирование речного стока в период открытого

русла. Установлено, что величина вклада зимних атмосферных осадков в речной сток превалирует и зависит от соотношения количества снега, выпадавшего в течение предыдущего зимнего периода, и количества дождя, выпавшего в последующий летний период. Так, при соотношениях количеств осадков холодного и теплого периодов 1.0: 1.3 (зима 2019/2020 гг., лето 2020 г.), 1.0: 1.9 (зима 2021/2022 гг., лето 2022 г.) и 1.0 : 2.4 (зима 2020/2021 гг., лето 2021 г.) вклад талого стока в речной сток в период открытого русла составил 61, 52 и 42% соответственно. Тем самым показано, что поступление талых снеговых вод в реку происходит с плоскостным стоком с водосбора во время весеннего снеготаяния, за счет таяния сезонного снега в горах, а также через грунтовые воды (до самого ледостава).

Авторы выражают благодарность А. Котовщикову, М. Паниной и Л. Колотушкиной (ИВЭП СО РАН) за неоценимую помощь в проведении экспедиционных работ по отбору проб речной воды и атмосферных осадков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Автоматизированная информационная система государственного мониторинга водных объектов (АИС ГМВО) [Электронный ресурс] https://gmvo.skniivh.ru/
- 2. Андреева И.В., Ротанова, И.Н., Цымбалей Ю.М. Проектирование водоохранных зон рек с нелинейным руслом (на примере участка реки Оби в черте города Барнаула) // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2012. № 2. С. 4—16.
- 3. Архив погоды в Алтайском крае. [Электронный ресурс]. https://rp5.ru/Архив_ погоды_ в_ Алтайском крае
- 4. *Бородаев Б.В., Булатов В.И., Ведухина В.Г. и др.* Барнаул. Научно-справочный атлас. Новосибирск: Инжгеодезия, 2006. С. 100.
- 5. Васильчук Ю.К., Рец Е.П., Чижова Ю.Н., Токарев И.В., Фролова Н.Л., Буданцева Н.А., Киреева М.Б., Лошакова Н.А. Расчленение гидрографа реки Джанкуат, Центральный Кавказ, с помощью изотопных методов // Вод. ресурсы. 2016. Т. 43. № 6. С. 579—594.
- 6. Вода России. Речные бассейны / Под ред. *А.М. Чер- няева*. М., 2002. 572 с.

- 7. *Галахов В.П., Мардасова Е.В., Люцигер Н.В., Самой-лова С.Ю.* Влияние осеннего промерзания на максимальные уровни бассейна реки Чарыш // Изв. AO PГО. 2018. № 2 (49). С. 54—57.
- Гефке И.В., Алешина Н.И. Физико-географическая характеристика бассейна верхней Оби // Международ. журн. гуманитар. естествен. наук. 2019. № 11-2. С. 61-63. https://doi.org/10.24411/2500-1000-2019-11752
- Гудков А.В., Токарев И.В., Толстихин И.Н. Формирование и баланс атмосферных осадков, поверхностных и подземных вод южных склонов Хибинского массива (по данным изотопного состава кислорода и водорода) // Вод. ресурсы. 2021. Т. 48. № 1. С. 90—99.
- 10. *Марусин К.В., Дьяченко А.В., Коломейцев А.А., Вагнер А.А.* Современное состояние и история развития русла реки Обь на территории города Барнаула // Изв. АО РГО. 2019. № 4 (55). С. 82–92.
- 11. *Никольченко Ю.Н., Сухова М.Г.* Ветроэнергетический потенциал Алтайского края как составляющая устойчивого развития региона // Вестн. рос. ун-тов. Математика. 2013. Т. 18. № 2. С. 663–667.
- 12. Папина Т.С., Эйрих А.Н., Малыгина Н.С., Эйрих С.С., Останин О.В., Яшина Т.В. Микроэлементный и изотопный состав снежного покрова Катунского природного биосферного заповедника (республика Алтай) // Лед и Снег. 2018. Т. 58. № 1. С. 41—55. doi:10.15356/2076-6734-2018-1-41-55
- 13. *Харламова Н.Ф.* Климат и сезонная ритмика природы Барнаула. Барнаул: АлтГУ, 2013. 132 с.
- 14. *Чижова Ю.Н., Рец Е.П., Васильчук Ю.К., Тока- рев И.В., Буданцева Н.А., Киреева М.Б.* Два подхода к расчету расчленения гидрографа стока реки с ледниковым питанием с помощью изотопных методов // Лед и Снег. 2016. Т. 56. № 2. С. 161—168. doi:10.15356/2076-6734-2016-2-161-168
- 15. *Швецов А.Я., Горлов Э.А.* Природные условия Барнаула. 2020. 178 с.
- 16. Энциклопедия по машиностроению XXL [Электронный ресурс]. https://mash-xxl.info/page/02000 2005146222220186085022149189162081227171243/
- 17. *Buttle J.M.*, *Peters D.L*. Inferring hydrological processes in a temperate basin using isotopic and geochemical hydrograph separation: a re-evaluation // Hydrol. Process. 1997. V. 11. P. 557–573. http://dx.doi.org/10.1002/(sici)1099-1085(199705)
- 18. *Buttle J.M.*, *Sami K*. Testing the groundwater ridging hypothesis of streamflow generation during snowmelt in a forested catchment // J. Hydrol. 1992. V. 135. P. 53–72. http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(92)90080-F

- 19. *Bowen G.J., Cai Z., Fiorella R.P., Putman A.L.* Isotopes in the Water Cycle: Regional-to Global-Scale Patterns and Applications // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 2019. V. 47. P. 453–479.
- 20. *Craig H.* Isotopic variations in meteoric waters // Sci. 1961. V. 133. P.1702–1703.
- 21. Dahlke H.E., Lyon S.W., Jansson P., Karlin T., Rosqvist G. Isotopic investigation of runoff generation in a glacierized catchment in northern Sweden // Hydrol. Process. 2014. V. 28 (3). P. 1383–1398. http://dx.doi.org/10.1002/hyp.9668
- 22. *Dansgaard W*. Stable isotopes in precipitation // Tellus. 1964. V. 16. P. 436–468.
- 23. Engel M., Penna D., Bertoldi G., Dell'Agnese A., Soulsby C., Comiti F. Identifying run-off contributions during melt-induced run-off events in a glacierized alpine catchment // Hydrol. Process. 2016. V. 30. P. 343–364. http://dx.doi.org/10.1002/hyp.10577
- 24. Feng M., Zhang W., Zhang S., Sun Z., Li Y., Huan Y., Wang W., Qi P., Zou, Y., Jiang M. The role of snowmelt discharge to runoff of an alpine watershed: Evidence from water stable isotopes // J. Hydrol. 2022. V. 604. P. 127209.
 - https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.127209
- 25. *Gat J.R., Mook W.G., Meijer A.J.* Environmental isotopes in the hydrological cycle-Principles and applications. UNESCO/*IAEA*. 2001. V. 2. 113 p.
- 26. *Gibson J.J.*, *Aggarwal P.*, *Hogan J. et al.* Isotope studies in large river basins: a new global research focus // Eos. Trans. AGU. 2002. V. 83. P. 613–617.
- He Z., Unger-Shayesteh K., Vorogushyn S. et al. Constraining hydrological model parameters using water isotopic compositions in a glacierized basin, Central Asia // J. Hydrol. 2019. V. 571. P. 332–348
- Henderson K., Laube A., Gäggeler H.W., Olivier S., Papina T., Schwikowski M. Temporal variations of accumulation and temperature during the past two centuries from Belukha ice core, Siberian Altai // J. Geophys. Res.: Atmospheres. 2006. V. 111. D03104, doi:10.1029/2005JD005819
- 29. *Jeelani G., Kumar U.S., Kumar B.* Variation of d¹⁸O and dD in precipitation and stream waters across the Kashmir Himalaya (India) to distinguish and estimate the seasonal sources of stream flow // J. Hydrol. 2013. V. 481. P. 157–165.
 - http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.12.035
- 30. *Jin L.*, *Siegel D.I.*, *Lautz L.K.*, *Lu Z.* Identifying streamflow sources during spring snowmelt using water chemistry and isotopic composition in semi-arid mountain streams // J. Hydrol. 2012. V. 470–471. P. 289–301.

- http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.09.009
- 31. *Koeniger P., Leibundgut C., Stichler W.* Spatial and temporal characterisation of stable isotopes in river water as indicators of groundwater contribution and confirmation of modelling results; a study of the Weser River, Germany // Isot. Environ. Health Stud. 2009. V. 45. P. 289–302.
- 32. Liu F., Hunsaker C., Bales R.C. Controls of streamflow generation in small catchments across the snow—rain transition in the Southern Sierra Nevada, California // Hydrol. Process. 2012. V. 27 (6). P. 1959—1972. http://dx.doi.org/10.1002/hyp.9304
- Lucianetti G., Penna, D., Mastrorillo L., Mazza R. The Role of Snowmelt on the Spatio-Temporal Variability of Spring Recharge in a Dolomitic Mountain Group, Italian Alps // Water. 2020. V. 12. P. 2256.

https://doi.org/10.3390/w12082256

- 34. *Ogrinc N., Kanduc T., Stichler W., Vreca P.* Spatial and seasonal variations in δ¹⁸O and δD values in the River Sava in Slovenia // J. Hydrol. 2008. V. 359. P. 303–312.
- 35. *Papina T., Eirikh A., Noskova T.* Factors influencing changes of the initial stable water isotopes composition in the seasonal snowpack of the south of Western Siberia, Russia // Applied Sci. 2022. V. 12. № 2. P. 625. https://doi.org/10.3390/app12020625
- 36. Papina T., Eirikh A., Kotovshchikov A., Noskova T. Impact of Snowmelt Conditions on the Isotopic Composition of the Surface Waters of the Upper Ob River during the Flood Period // Water. 2023. V. 15 (11).

- P. 096. https://doi.org/10.3390/w15112096
- Pearce A.J., Stewart M.K., Sklash M.G. Storm runoff generation in humid headwater catchments: 1. Where does the water come from? // Water Resour. Res. 1986.
 V. 22. P. 1263–1272.
 - http://dx.doi.org/10.1029/WR022i008p01263
- 38. Penna D., Mantese N., Hopp L., Dalla Fontana G., Borga M. Spatio-temporal variability of piezometric response on two steep alpine hillslopes // Hydrol. Process. 2015. V. 29. P. 198–211. http://dx.doi.org/10.1002/hyp.10140
- 39. *Penna D., Meerveld H.J., Zuecco G., Fontana G.D., Borga M.* Hydrological response of an Alpine catchment to rainfall and snowmelt events // J. Hydrol. 2016. V. 537 P. 382–397.
- Rozanski K., Aragufis-Aragufis L., Gonfiantini R. Isotopic patterns in modem global precipitation. Climate Change in Continental Isotopic Records // Geophys. Monog. Ser. 1993. V. 78. P. 1–36.
- 41. *Tian L., Yao T., MacClune K., White J.W.C., Schilla A., Vaughn B., Vachon R., Ichiyanagi K.* Stable isotopic variations in West China: a consideration of moisture sources // J. Geophys. Res. 2007. V 112. D10112. http://doi.org/10.1029/2006JD007718
- 42. Živković K., Radulović M., Lojen S., Pucarević M. Overview of the Chemical and Isotopic Investigations of the Mareza Springs and the Zeta River in Montenegro // Water. 2020. V. 12.4. P. 957.
 - https://doi.org/10.3390/w12040957

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ И РЕЖИМ ВОЛНЫХ ОБЪЕКТОВ

УДК 556.537

ОБЗОР СОВРЕМЕННЫХ МЕТОДОВ ИЗМЕРЕНИЯ РАСХОДА ДОННЫХ НАНОСОВ В РЕКАХ С МЕЛКИМ АЛЛЮВИЕМ

© 2024 г. О. А. Петровская*

Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург, 199053 Россия
*e-mail: riverchannel@yandex.ru
Поступила в редакцию 12.10.2023 г.
После доработки 16.01.2024 г.
Принята к публикации 22.01.2024 г.

Выполнен обзор современных методов измерения расхода донных наносов в реках с мелким аллювием. Выделены четыре группы методов: измерение батометрами, повторное продольное эхолотирование однолучевым эхолотом, повторное продольное эхолотирование многолучевым эхолотом и измерение при помощи акустических Допплеровских профилографов течений. Рассмотрены сильные и слабые стороны каждого метода. В связи с тем, что транспорт донных наносов происходит в грядовой форме, наиболее перспективными представляются методы, основанные на использовании эхолотов, так как они позволяют непосредственно учесть целостность грядовых образований.

Ключевые слова: измерение расхода донных наносов, донные батометры, однолучевой эхолот, многолучевой эхолот, АДПТ, донная гряда.

DOI: 10.31857/S0321059624040077 EDN: APLEJR

ВВЕДЕНИЕ

В реках с мелким, песчано-гравийным составом руслового материала (иначе в равнинных реках) ввиду большой разницы между глубиной потока и размером частиц и достаточных значений скоростей течения донные наносы большую часть года перемещаются в форме гряддюн. Таким образом, движение наносов носит дискретный характер, когда они перемещаются более-менее замкнутыми группами, где преимущественно частица проходит путь по напорному склону гряды к гребню, откуда сваливается в подвалье, где засыпается следующими за ней частицами и остается на месте до тех пор. пока вновь не окажется на напорном склоне вследствие смещения гряды вниз по течению на расстояние, равное ее длине. Величина "транзитной составляющей" при грядовом движении наносов в установившемся режиме течения не превышает современной точности измерений.

Возможность достоверно измерить расход донных наносов (РДН) важна для решения множества водохозяйственных задач, изучения закономерностей транспорта донных наносов

и установления соответствующих расчетных зависимостей.

В настоящее время, вероятно, ввиду большой погрешности существующих методов измерений и отсутствия консенсуса в научной общественности относительно предпочтительности того или другого метода для тех или иных условий, международные стандарты по измерению РДН до сих пор не созданы. Тем не менее можно говорить о том, что сложилась традиция применения определенных средств и методов измерения для рек с мелким и крупным аллювием [22], при этом арсенал приборов и методов для крупного аллювия значительно богаче. На реках с мелкими наносами, помимо редких измерений объемным методом [16, 33, 40], в настоящее время применяются метод измерения батометрами, методы, основанные на повторном продольном эхолотировании (ППЭЛ) однолучевыми и многолучевыми приборами и метод измерения при помощи акустических Допплеровских профилографов течений (АДПТ).

Ввиду трудоемкости и дороговизны постановки измерений РДН, комплексного полномас-

штабного исследования по испытанию и сравнению всех этих методов до сих пор проведено не было. Тем не менее ежегодно публикуются работы, посвященные применению какого-либо одного метода [1, 3, 13, 18, 26, 46] или сравнению результатов измерений по двум и более методам [15, 19, 21, 24, 28, 29, 34]. Сравнение методов проводится на основе небольшого количества измерений, как правило, выполненных на одном или двух-трех объектах.

Настоящая статья посвящена обзору применяемых сегодня методов измерений. Текст построен таким образом, что большую его часть занимает последовательное описание четырех групп методов и их вариантов: метода измерения батометрами, ППЭЛ однолучевым эхолотом, ППЭЛ многолучевым эхолотом и метода применения АДПТ. Для каждого метода, по возможности объективно, приводятся его сильные и слабые стороны. Дается авторское видение проблемы измерения в реках с мелким аллювием и перспектив дальнейших исследований.

МЕТОД ИЗМЕРЕНИЯ БАТОМЕТРАМИ

Батометры исторически — первый инструмент для измерения РДН. Одно из первых измерений донным батометром выполнено А.П. Дэвисом в 1898 г. в Никарагуанском канале [11]. С тех пор появились десятки батометров разных типов и модификаций [22, 25].

При использовании донных батометров удельный РДН в твердом теле в объемных единицах q_{τ} определяется по формуле [27]:

$$q_{\tau} = (1 - p)\beta \frac{\left(W_{\Pi} - W_{\Pi\Pi}\right)}{ht}, \qquad (1)$$

где p — коэффициент пористости грунта, β — калибровочный коэффициент батометра, $W_{_{\rm II}}$ — средний объем пробы донных наносов, $W_{_{\rm HII}}$ — объем "нулевой пробы", b — ширина входного отверстия батометра, t — время отбора пробы донных наносов. "Нулевая проба" получается предварительно путем опускания до дна и немедленного поднятия к поверхности донного батометра.

В настоящее время на реках с мелкими наносами принято использовать батометры, основанные на принципе разности давлений на входе и выходе из металлической ловушки. Первый батометр этого типа был создан В.Н. Гончаровым [11]. За счет большего размера выходного отверстия на выходе из ловушки давление падает [25], что способствует тому, что скорость потока на входе в прибор примерно равна скорости окружающего потока, благодаря чему частицы наносов не должны откладываться перед входным отверстием батометра или обходить его.

Самый популярный из применяемых ныне батометр Хелли-Смита (Helley-Smith) (XC) [19, 21, 34-36]. Он создан в 1971 г. на основе более раннего батометра "Арнхем" ("Arnhem") [24]. Последний имеет размер входного отверстия 8.5×5.0 см² и предназначен для измерения РДН частиц размером 0.3-5 мм [32]. Оригинальный батометр (ХС) предназначен для установки на малые глубины, для удержания вручную и для работы в прозрачной воде [27], поэтому, в отличие от своего предшественника, имеет простейшую конструкцию. Он имеет входное отверстие 7.62×7.62 см², отношение площадей поперечных сечений выходного и входного отверстий 3.22 и предназначен для измерения транспорта наносов размером 2-10 мм [24]. В дальнейшем было разработано много модификаций этого батометра для разных условий (больших и малых рек, мелких и крупных наносов). В 1985 г. Д. Хаббел и др. [24] провели тестирование одной из версий батометра ХС с отношением площадей отверстий 1.4 и показали его высокую эффективность для частиц всех размеров. Этот батометр принят комитетом правительства США по наносам в качестве стандартного для использования федеральными службами. Батометр получил название "USBL-84", или "BL-84".

В 1992 г. Л. Ван Рейн и М. Гавиш [27, 44] предложили новый батометр ДНС (Delft Nile Sampler, DNS). Он сконструирован для работы в том числе на больших глубинах в песчаных руслах, потенциально с большим количеством взвешенных наносов, в связи с чем характеризуется весьма сложной конструкцией, частично заимствованной у батометра "Арнхем". Размер входного отверстия прибора 9.6×5.0 см². В его комплектацию входят батометры для взвешенных наносов, измеритель скорости течения и ви-

деокамера для наблюдения за поступлением наносов в ловушку.

В 1996 г. некоторые конструкционные принципы батометра ДНС были взяты разработчиками специальной модификации батометра ХС для песка Хелли—Смит Сэнд (Helley—Smith Sand) [27]. Его конструкция значительно усложнена по сравнению с исходным батометром ХС и гораздо больше соответствует условиям глубоких равнинных рек. Батометр снабжен измерителем скорости и видеокамерой. По данным [27], этот батометр менее точен, чем ДНС.

Выраженное положительное свойство метода измерения батометрами — возможность получения проб донных наносов, которые можно подвергнуть всестороннему анализу [24]. Тем не менее этот метод обладает существенными и широко известными недостатками. В 1954 г. Г.И. Шамов [10], выполнив обобщение отечественного и зарубежного опыта по созданию и использованию донных батометров, пришел к выводу о несостоятельности данного метода измерений. Им были названы следующие ниже его нелостатки.

- 1. Вносимые в поток батометры всех конструкций кардинально изменяют естественную структуру руслового потока, морфологию русла в местах их установки и режим транспорта наносов.
- 2. Все батометры имеют те или иные конструктивные недостатки, как правило, не обеспечивающие плотного сопряжения батометра с дном с учетом неровностей его рельефа и наличия на дне рифелей, гряд или крупных галек. В результате этого происходит размыв дна перед входным отверстием прибора, нарушается естественный режим движения наносов и условия их поступления в батометр.
- 3. В текущей воде при значительных глубинах, скоростях потока >2-3 м/с и интенсивном транспорте донных наносов опустить и установить батометр на дно трудно. Имеет место существенный снос прибора по течению.
- 4. Многолетняя практика применения батометров-ловушек со сплошными стенками показывает, что их использование на реках чрезвычайно затруднительно.

- 5. При использовании батометров-сеток возникает проблема влияния размера ячеек сетки на показания батометра.
- 6. Тарировка приборов в отношении количества улавливаемых ими наносов в зависимости от скорости потока, продолжительности выдержки прибора на дне, состава и формы транспорта наносов у дна представляется трудно осуществимой. Даже наиболее конструктивно совершенные батометры требуют многократного повторения измерений. Их применение ограничено конкретными условиями водного и руслового режима рек.
- 7. Неравномерность поступления крупных наносов в сетчатые батометры по мере их накопления нарушает естественный режим дальнейшего поступления наносов в батометр, приводит к обходу ими батометра и вымыванию более мелких частиц через сетку.

В современной литературе [21, 28] публикуются аналогичные критические тезисы в адрес этого метода. На реках с мелкими наносами в силу их легкости, подвижности и грядового рельефа эти недостатки выражаются наиболее сильно.

ППЭЛ ОДНОЛУЧЕВЫМ ЭХОЛОТОМ

Методы, основанные на измерении характеристик гряд

Впервые этот метод был предложен Ф. Экснером в 1920 г. [2]. РДН здесь рассматривается как функция высоты и скорости перемещения донных гряд и вычисляется по формуле [4, 39]:

$$q_{\rm T} = (1 - p)\alpha h_{\rm r} C_{\rm r},\tag{2}$$

где $\alpha = \omega_{_{\rm r}}/(h_{_{\rm r}}l_{_{\rm r}})$ [4] — коэффициент формы (или полноты профиля) гряды (по Экснеру, равен 0.5), $h_{_{\rm r}}$ — высота гряды, $C_{_{\rm r}}$ — скорость перемещения гряды, $\omega_{_{\rm r}}$ — площадь продольного сечения гряды, $l_{_{\rm r}}$ — длина гряды.

Данный метод на практике реализуется по-разному как в плане выбора учитываемых в расчетах гряд, так и в плане подхода к определению их характеристик. Так, для расчета РДН могут избираться лишь гряды-дюны наиболее устойчивого профиля, как это принято в практике Отдела

русловых процессов Государственного гидрологического института [6]. Руководящий документ РД 52.08.163-88 [8] не дает указаний, все ли гряды, зафиксированные на продольном профиле, нужно учитывать, что подводит пользователя к мысли, что должны быть учтены все. Методом Московского государственного университета, выделяющим 5 типов гряд, предлагается рассчитывать РДН как сумму частных расходов активных типов гряд (при этом частный расход для каждого типа гряд определяется по формуле (2)) [9].

Существует большой ряд подходов к определению размеров гряд [41]. Длина гряды может определяться как расстояние между продольными положениями минимальных высотных отметок двух соседних подвалий [6] или двух соседних гребней [8]. Высота гряды может определяться как перпендикуляр от гребня гряды до горизонтальной плоскости, пересекающей отметку нижнего по течению подвалья [6, 8], или перпендикуляр от гребня гряды до горизонтальной плоскости, пересекающей отметку верхнего по течению подвалья [41]. Реже используется подход, в котором длиной гряды считают расстояние между минимальными отметками соседних подвалий, а высотой гряд – перпендикуляр от гребня гряды к ее длине [28, 41].

Часть исследователей считает необходимым предварять измерение размеров гряд приведением эхограммы к нулевому тренду, который представляет собой среднюю горизонтальную линию дна [41, 42]. В этом случае длина гряды может определяться как расстояние по средней линии дна между двумя соседними лобовыми или тыловыми склонами. П. Энгель и И.Л. Лау [24] в силу сложности и неоднозначности определения высоты гряд вместо формулы (2) предлагают следующую зависимость:

$$q_{\rm r} = 1.32(1-p)\,\overline{\xi}\,C_{\rm r},$$
 (3)

где $\overline{\xi}$ — среднее значение ξ , ξ — разность по модулю между отметкой дна и его средним уровнем $\overline{\eta}$ ($\xi = \eta - \overline{\eta}$, где η — отметка дна).

Скорость гряды определяется по смещению характерных точек гряды (например, гребня) Δx за время между промерами Δt :

$$C_{\rm r} = \frac{\Delta x}{\Delta t},$$
 (4)

при этом величина сдвига определяется или как среднее арифметическое смещений всех учтенных гряд [6, 8], или методом кросс-корреляции последовательных эхограмм [24].

Коэффициент формы гряды в отечественной практике обычно принимается 0.5-0.6 [6, 8]. За рубежом используются разные, близкие к этим значения [24, 28]. Хорошо, если α определяется непосредственно по эхограммам конкретного участка.

В работе Д. Гаумана и Р.Б. Якобсона [21] предлагаются три более сложных метода обработки эхограмм. В первом методе характеристики гряд определяются по конкретным грядам визуально. Для каждой гряды рассчитывается РДН по формуле (2), $\alpha = 0.6$. При этом высота гряды рассчитывается за время первого и второго измерения как разность между отметкой гребня гряды и средним арифметическим отметок верхнего и нижнего подвалий. Итоговая высота гряды определяется как среднее арифметическое за два срока измерений. Скорость гряды определяется как отношение сдвига гряды ко времени между съемками. Величина сдвига гряды определяется как среднее между величинами сдвига ее нижнего подвалья, пика и верхнего подвалья. РДН определяется как среднее взвешенное из расходов, рассчитанных по формуле (2) для каждой отдельной гряды, где вес гряды принимается равным ее доле в общей длине профиля.

Во втором методе разработан компьютерный алгоритм, определяющий границу подвижного дна путем соединения подвалий гряд на каждом профиле прямыми линиями. Далее алгоритм интегрирует площадь каждой гряды над соответствующей частью границы подвижного слоя, и путем деления площади гряды на ее длину получается средняя высота гряды (в этом случае коэффициент формы гряды в формулу (2) вводить не нужно). Итоговая высота гряды вычисляется как среднее арифметическое между определенными за каждый срок измерений. Как побочный продукт интегрирования площади гряды можно рассчитать коэффициент формы и продольное положение центра массы гряды. Последний па-

раметр используется для нахождения среднего продольного положения гряды. Оно определяется как среднее арифметическое между продольным положением центра массы гряды и средним арифметическим между продольными положениями верхнего и нижнего подвалий. Величина смещения гряды по течению рассчитывается нахождением разности между продольными положениями гряды в каждый срок измерений, и итоговый РДН определяется как среднее взвешенное расходов отдельных гряд.

В настоящее время используются полуавтоматические или автоматические алгоритмы и программы, анализирующие данные эхолотирования, которые на выходе выдают размеры гряд, например: БТТ (ВТТ, Bedform Tracking Tool) К.Ф. Ван дер Марк и А. Блом [41, 42], алгоритм И. Кавальери и Л. Чиппа [17, 37] и Бедфомз-АТМ (Bedforms-ATM) Р.Р. Гуттиереза и др. [23]. Бедфомз-АТМ также комплексно описывает иерархическую структуру грядового рельефа.

Метод определения РДН по характеристикам гряд признается и в отечественной, и в зарубежной [24, 29] литературе достаточно надежным. Выраженный его недостаток – затруднительность применения на малых реках ввиду нестационарности в них речного стока и сравнительной инерционности гряд. В таких случаях РДН – интегральное выражение изменений гидравлических характеристик потока и не может быть поставлен в соответствие каким-либо их дискретным значениям, что значительно снижает точность измерений [24]. Другой серьезный его недостаток – субъективизм как при выделении отдельных гряд, так и при определении их характеристик. Возможно, в дальнейшем при увеличении знаний о грядовом движении наносов и повышении их качества этот недостаток будет постепенно ликвидироваться.

Метод Д. Гаумана и Р.Б. Якобсона, не требующий измерения характеристик гряд

Этот метод [21] разработан, чтобы избежать необходимости работы с отдельными грядами и их характеристиками. Основное преимущество метода заключается в том, что он может быть применен к участкам дна, где часть гряд не может

быть четко идентифицирована. На совмещенных эхограммах авторы выделяют области размыва, аккумуляции и области, испытывающие за время между съемками и размыв, и аккумуляцию (рис. 1). Предлагается разбить продольники на малые участки с одинаковой дискретностью и рассчитывать объем переместившихся наносов на каждом шаге. При этом объем наносов в каждой точке на поверхности гряды принимается разным. В точке пересечения эхограмм вблизи гребня гряды он принимается наибольшим и равным величине эрозии на напорном склоне гряды и одновременно величине аккумуляции на тыловом склоне этой гряды, произошедших за время между съемками. В точке выше по течению он принимается меньшим на величину объема эрозии между нею и первой точкой и т. д. В точке ниже по течению он также принимается меньшим на величину объема аккумуляции между нею и первой точкой и т. д. В областях, в которых зона аккумуляции выше по течению перекрывается зоной эрозии ниже по течению, объем наносов в каждой точке принимается равным сумме оставшегося объема аккумуляции ниже по течению и доли объема эрозии выше по течению от этой точки. Итоговый РДН рассчитывается как среднее арифметическое частных объемов переместившихся наносов, деленное на время между съемками. Согласно авторам, этот метод дает результаты, сопоставимые с их вторым методом [21]. Тем не менее представляется, что дискретизация транспорта наносов при их структурном движении, не учитывающая целостность донных форм, не отвечает физической сути процесса, поэтому этот метод кажется ошибочным.

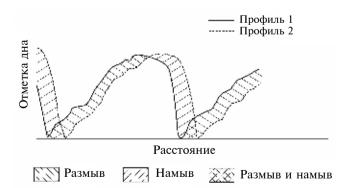


Рис. 1. Третий метод Д. Гаумана и Р.Б. Якобсона (согласно [21]).

ППЭЛ МНОГОЛУЧЕВЫМ ЭХОЛОТОМ

С появлением многолучевых эхолотов метод ППЭЛ получил новый импульс к развитию.

Метод АМВ, основанный на измерении характеристик гряд

Метод AMB (Acoustic Mapping Velocimetry, AMV), развиваемый С. Бараньей и М. Мюстом с коллегами [26, 30], предлагает альтернативный способ определения скорости гряд. Данный метод основан на методологии ЛСПИВ (Large Scale Particle Image Velocimetry, LSPIV) [20]. Эта методология путем сопоставления разновременных изображений движущихся в потоке или перемещаемых потоком объектов, образующих паттерны, позволяет строить их скоростные поля. В целях измерения РДН в качестве изображений используются трансформированные карты речного дна, а в качестве паттернов — характерные элементы гряд (подвалья или гребни).

Метод АМВ реализуется в несколько этапов. На первом этапе с помощью какого-либо инструмента (АДПТ, однолучевого или многолучевого эхолота) строятся карты речного дна за два срока и более, чаще всего используются многолучевые эхолоты как наиболее удобные инструменты. На втором этапе акустические карты дна трансформируются в эквивалентные растровые изображения. В процессе трансформации поле отраженных акустических сигналов преобразуется в непрерывную поверхность русла реки с сеткой, при этом для получения значений в узлах сетки используется линейная интерполяция между измеренными точками. Новая, покрытая сеткой поверхность преобразуется в растровое серое изображение с интенсивностью серого цвета от 0 до 255, при этом более светлые области соответствуют более глубоким зонам и, следовательно, более низким значениям абсолютной высоты дна.

На полученных "серых" изображениях дна идентифицируются характерные элементы гряд, перемещение которых будет отслеживаться. Смещение паттерна определяется для достаточно малых площадей (областей опроса). Паттерн внутри области опроса на первом изображении ищется на втором изображении внутри области поиска,

поблизости от своего предыдущего положения. Размеры областей опроса и поиска определяются предварительно эмпирически. Для каждого возможного смещения паттерна рассчитывается коэффициент кросс-корреляции. Смещение с наибольшим значением этого коэффициента принимается в качестве рабочего. Для определения смещения элементов гряд, кроме метода кросс-корреляции, используются также метод оптического потока и метод ХГПИВ (HGPIV, High Gradient Pattern Image Velocimetry) [45].

Скорость смещения паттерна определяется путем деления смещения на время между сопоставляемыми изображениями. Путем повторения этой процедуры для всех хорошо идентифицируемых паттернов осуществляется построение скоростного поля. Для вычисления РДН используется только продольная компонента вектора скорости.

Высоту гряд авторы метода [15, 30] определяют с помощью приложения БТТ [41, 42]. Коэффициент формы гряды в работах, посвященных данному методу, или принимается постоянным (по Саймонсу и др. [39]) [30], или определяется непосредственно из измерений [15]. РДН вычисляется по формуле (2).

Несомненное достоинство метода AMB — возможность получения целостной картины динамики грядового дна.

Методы, основанные на определении объемов размыва и намыва

В 2008 г. Дж. Ниттроуэр, М. Эллисон и Р. Кампанелла предложили свой метод измерения РДН с помощью многолучевого эхолота [31] и апробировали его на р. Миссисипи. Он заключается в следующем. Выполняется съемка речного дна за два срока. Промежуток времени между съемками должен быть таким, чтобы гряды переместились на расстояние, меньшее своей длины. Для расчетов используются растровые изображения рельефа дна, покрытые расчетной сеткой достаточного разрешения.

Изображения дна за последовательные сроки сравниваются. В области движения гряд выделя-

ются четырехсторонние полигональные панели. Геометрия каждой панели уникальна.

Высотные отметки дна привязаны к поверхности уровня воды (возможно потому, что измерения проводились в устьевой зоне). Так как поверхностью отсчета является отметка уровня воды, то размыв напорного склона гряды дает положительное значение изменения отметок дна, а намыв тылового склона — отрицательное.

Расчеты рассматриваемым методом основаны на измерениях намыва на тыловом склоне гряды. Для каждой панели измеряется общая площадь намыва на тыловых склонах гряд $\sum S_n$ (n — число гряд), и по данным в узлах сетки рассчитывается среднее вертикальное смещение отметок дна ΔZ . Среднее по панели смещение гряд вниз по течению ΔX рассчитывается путем деления общей площади намыва на число гряд и на эффективную ширину панели $B_{3\phi}$:

$$\Delta X = \frac{\sum S_n}{nB_{\text{sop}}}.$$
 (5)

Эффективная ширина панели учитывает репрезентативный изгиб гребней гряд, поэтому она всегда несколько больше, чем ширина панели.

Удельный РДН рассчитывается как

$$q_{\scriptscriptstyle T} = (1 - p) \frac{\Delta X \Delta Z}{\Delta t}.$$
 (6)

Значения удельного РДН для панелей, пересекаемых расчетным створом, осредняются для получения среднего удельного РДН. Полный РДН рассчитывается как произведение среднего удельного РДН и ширины поля грядового релье-

фа. Полный РДН по участку рассчитывается как среднее частных полных расходов.

Авторы указывают на наличие систематической погрешности, преуменьшающей РДН, которая возрастает с ростом пройденного между съемками расстояния. Погрешность равна заштрихованной площади на рис. 2. В статье [31] говорится, что разработан алгоритм расчета данной погрешности в зависимости от отношения величины продольного сдвига к длине гряды на основе синусоидальной модели грядового рельефа.

Метод ИССДОТв2 (Integrated Section Surface Difference Over Time — version 2, ISSDOTv2) разрабатывается Д. Абрахамом с коллегами с начала 2000-х гг. [12]. Он основан на использовании многолучевых эхолотов и направлен на измерение объема размыва, образовавшегося за время между двумя последовательными съемками на участке русла между двумя назначенными продольниками. Этот метод отталкивается от метода Ф. Экснера и модифицирует его следующим образом. Скорость гряд представляется традиционным образом как отношение отрезка Δx , пройденного грядой за время между последовательными измерениями Δt , к этому времени:

$$q_{\rm T} = (1 - p)\alpha h_{\rm T} \frac{\Delta x}{\Delta t}.$$
 (7)

Произведение $h_{r}\Delta x$ представляется как объем донных наносов на единицу ширины русла ΔW , переместившийся за время Δt :

$$\Delta W = h_{r} \Delta x, \tag{8}$$

$$q_{\tau} = (1 - p)\alpha \frac{\Delta W}{\Delta t}.$$
 (9)

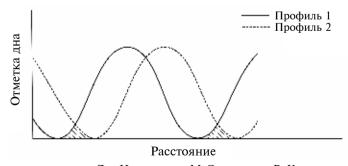


Рис. 2. Область, не учитываемая методом Дж. Ниттроуэра, М. Эллисона и Р. Кампанеллы (согласно [31]).

Схематически этот подход представлен на рис. 3. Здесь отрезки $AB = CD = \Delta x$, AD = BC = h_{\cdot} , а объем ΔW равен площади прямоугольника *ABCD*. Геометрически площадь прямоугольника *ABCD* равна площади параллелограмма *ABEF*, которая соответствует объему наносов на напорном склоне гряды, размытому за время Δt . На практике при сопоставлении реальных съемок дна часть этого объема, выражаемая суммой плошадей треугольников ABG и EFH, не учитывается. Это приводит к появлению систематической ошибки, величина которой тем больше, чем больше относительное смещение гряды за время Δt , т. е. чем больше $\Delta x/l_r$. Авторами метода [38] аналитически установлено, что величина теряемого объема равна $C_{\rm r}^{\ 2}\Delta th_{\rm r}/(2l_{\rm r})$. Так как сам метод не предполагает измерения характеристик гряд, то на основе того, что при $\Delta t = 0$ систематическая ошибка также равна нулю, авторы предлагают проводить многократное эхолотирование одного и того же участка через разные интервалы времени, строить зависимость $q_{_{\mathrm{тизм}}}(\Delta t)$ и экстраполировать эту зависимость до оси ординат. Точка пересечения линии экстраполяции с осью ординат должна дать реальную величину РДН.

РДН в выбранной полосе определяется как сумма всех объемов размыва на данной полосе, умноженная на коэффициент формы гряды, деленная на время между съемками и деленная на число гряд [14]. Метод ИССДОТв2 считается применимым в случае, если разница между объемами размыва и намыва ≤20%.

Выраженный недостаток методов Ниттроуэра—Эллисона—Кампанеллы и ИССДОТв2 неучет доли РДН, которая тем больше, чем больше промежуток времени между измерениями. Авторы метода ИССДОТв2 точнее, чем авторы [31], оценивают величину упускаемого объема и предлагают способы решения данной проблемы: многократное эхолотирование или измерение характеристик гряд; тем не менее нельзя сказать, что это как-то облегчает задачу по сравнению с применением технологии однолучевого эхолота.

Возможно, что многолучевые эхолоты не столько позволяют создать новые методы измерения РДН, сколько дают возможность усовершенствовать традиционный метод определения этой величины через характеристики гряд путем сокращения времени полевых измерений и возможности назначить сколь угодно большое число продольников, что должно способствовать повышению точности измерений.

МЕТОД ИЗМЕРЕНИЯ ПРИ ПОМОЩИ АДПТ

Использование АДПТ для измерения РДН основано на представлении о существовании так называемого "активного слоя", в котором происходит транспорт донных частиц. Этот слой характеризуется толщиной, концентрацией в нем наносов и скоростью движения (самого слоя или частиц в слое) [43]. РДН на основе этих представлений рассчитывается с помощью "кинематической модели" [19, 24, 28, 35, 36]:

$$q_{\scriptscriptstyle \mathrm{T}} = V_{\scriptscriptstyle \mathrm{q}} \delta_{\scriptscriptstyle \mathrm{a}} c_{\scriptscriptstyle \mathrm{a}}, \tag{10}$$

где $V_{_{\mathrm{q}}}$ — средняя скорость репрезентативной донной частицы, $\delta_{_{\mathrm{a}}}$ — толщина активного слоя, $c_{_{\mathrm{a}}}$ — объемная концентрация наносов в активном слое. С использованием АДПТ измеряется только скорость частиц в активном слое.

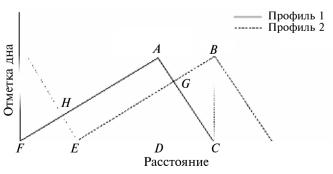


Рис. 3. Метод ИССДОТв2 (согласно [12]).

Как известно, АДПТ имеют специальный сигнал для идентификации дна и его положения — режим измерения "боттом треккинг" ("Bottom Tracking"). Этот сигнал использует более длинные импульсы, и в случае подвижного дна дает большие погрешности. Эта ошибка V_a может быть использована для расчета средней скорости поверхности дна [35]:

$$V_{a} = V_{GPS} - V_{RT}, \qquad (11)$$

где $V_{\it GPS}$ — скорость судна по GPS-навигатору, $V_{\it BT}$ — показания сигнала "боттом треккинг". В случае, когда судно неподвижно, $V_{\it a}=V_{\it BT}$ В расчетах РДН для мелких грунтов принимается $V_{\it a}=V_{\it a}$ без поправок [36].

При практической реализации данного положения встречается ряд затруднений. Возвращающийся сигнал не только отражается от донных наносов, но также может рассеиваться от взвешенных наносов у дна и от неподвижных частиц, лежащих на дне, а также от морфологических элементов русла [19].

На точность измерения скорости поверхности дна влияют технические характеристики прибора и заложенные в него инструментальные коэффициенты [19]. Существенное влияние на результат оказывает рабочая частота, так как разные частоты по-разному взаимодействуют с частицами разных размеров. В общем случае чем меньше частица, тем слабее отраженный сигнал. При этом чем ниже частота, тем более крупными должны быть частицы, чтобы получить ощутимый обратный сигнал. Достаточно высокую чувствительность в широком диапазоне частиц показывают высокие частоты (3000-4000 кГц) [28]. однако их использование в определенных условиях приводит к "рассеиванию" активного слоя, когда за дно принимаются взвешенные наносы, вследствие чего скорость поверхности дна завышается. Использование низких частот в неподходящих условиях может привести к недоучету мелких донных частиц и учету совершенно неподвижного дна и, следовательно, к занижению скорости поверхности дна [19]. В целом, качество определения скорости дна оказывается в прямой зависимости от чувствительности прибора к гранулометрическому составу наносов.

На измеряемое значение скорости поверхности дна влияет также длина импульсов [28]: фиксируемая скорость возрастает с длиной импульса. Рост длины импульса приводит к увеличению толщины изучаемого слоя, и в него попадают взвешенные частицы, движущиеся с большей скоростью.

Большой недостаток измерений РДН с помощью АДПТ — то, что из трех необходимых для получения РДН величин измеряется только скорость активного слоя. Его толщина и концентрация движущихся донных частиц или рассчитываются, или назначаются постоянными [19, 24, 28, 35, 36].

Распространена [24, 28] методика оценки толщины активного слоя по методу Л. Ван Рейна [43]:

$$\delta_{a} = 0.3 D_{*}^{0.7} T^{0.5} d_{50}, \tag{12}$$

здесь D_* — безразмерный диаметр частиц, T — транспортный параметр Ван Рейна. Не менее часто [24, 28] для оценки толщины активного слоя применяется определение X. Эйнштейна: $\delta_a = 2d_{50}$. Также встречаются значения $3d_{50}$, $5d_{50}$ и др. [19].

Концентрация частиц в слое преимущественно [19, 24, 28, 35, 36] принимается постоянной: $c_a = 1 - p$, здесь p — пористость донных отложений, тогда как фактическая пористость в активном слое должна быть больше. Реже [28] концентрация частиц рассчитывается по методу Ван Рейна [43]:

$$c_{\rm a} = 0.18c_{\rm max} \frac{T}{D_*},\tag{13}$$

где c_{\max} — максимальная концентрация донных частиц, равная 0.65.

Таким образом, метод АДПТ более чем на половину гипотетически расчетный. Достоинство этого метода — близость прибора к универсальности, так как с помощью него также измеряются расход воды и расход взвешенных наносов [7].

ОБСУЖДЕНИЕ

Выполненный обзор современных методов измерения РДН в реках с мелким аллювием показывает, что все эти методы имеют большие или меньшие недостатки и ту или другую ограниченность применения.

Важнейшие свойства транспорта донных наносов равнинными реками – его структурность и дискретность. Большая часть донных частиц перемещается в составе замкнутых морфологических образований и проходит путь напорного склона русловой формы к подвалью, где пребывает в покое до тех пор, пока вся гряда не переместится на расстояние, равное ее длине. Таким образом, движение донных наносов объективно не является непрерывным. Кроме того, скорость движения частицы по поверхности русловой формы меняется: она увеличивается вдоль лобового склона к гребню, а в подвалье гряды может иметь место движение частиц в обратном направлении в соответствии с закручиванием воды в вальце. Аналогично (периодически) вдоль грядового дна меняется и РДН, что лишает смысла восприятие его как створной характеристики. Более-менее постоянная величина - именно скорость гряды, поэтому в гидролого-морфологической теории руслового процесса [5] гряда принята за единицу движения.

Следовательно, фактический осредненный (или интегральный) РДН может быть измерен только методами, рассматривающими гряды как целостные морфологические образования, т. е. в данном случае методами эхолотирования. Методы, основанные на фиксации скорости движения частиц или измерении объема транспорта в каких-либо точках на поверхности гряд или между ними, не могут дать целостного представления о величине РДН и отражают лишь его локальные значения.

В связи с тем, что к настоящему времени обширных исследований по оценке точности и сравнению разных методов измерения, основывающихся на эхолотировании, не выполнено, давать однозначные рекомендации о предпочтительности одного из этих методов преждевременно. Перспективы развития видятся в увеличении частоты и количества измерений методами эхолотирования в различных гидравлических условиях и во взаимном сравнении получаемых результатов. При этом важны как полевые, так и лабораторные исследования. Первые предоставляют широчайший спектр гидравлических условий, вторые позволяют выполнять не только взаимные сравнения методов, но и оценивать их точность благодаря наличию данных о фактическом расходе наносов.

выводы

Транспорт донных наносов в реках с песчано-гравийным дном происходит в грядовой форме, когда преимущественная часть донных наносов перемещается не непрерывно, а внутри замкнутых морфологических образований.

В настоящее время измерения расхода донных наносов в таких реках проводятся методами, основанными на использовании четырех групп приборов: донных батометров, однолучевых эхолотов, многолучевых эхолотов и акустических Допплеровских профилографов течений.

Все эти методы имеют те или иные преимущества и недостатки. Тем не менее наиболее перспективными представляются методы, основанные на использовании эхолотов, так как они позволяют непосредственно учесть целостность грядовых образований.

Исследований, посвященных взаимному сравнению разных подходов, основанных на эхолотировании, и оценкам их точности, немного, поэтому делать определенные выводы о пре-имуществе какого-либо из них не представляется возможным.

Развитие методов измерения расхода донных наносов в реках с песчано-гравийным дном напрямую зависит от частоты и количества измерений разными методами, основанными на эхолотировании, в разнообразных гидравлических условиях и от взаимного сравнения результатов. При этом важны как натурные, так лабораторные исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Алексеевский Н.И.*, *Сидорчук А.Ю*. Морфология и динамика активных гряд в русле реки Терек // Вод. ресурсы. 2017. Т. 44. № 2. С. 147—157.
- 2. *Великанов М.А.* Динамика русловых потоков. Т. 2. Наносы и русло. М., 1955. 323 с.
- 3. Вершинин Д.А., Инишев Н.Г., Тарасов А.С. Результаты полевых измерений расходов донных наносов экспериментальным батометром на большой реке // Тр. Всерос. конф. "Гидрометеорология и экология: научные и образовательные достижения и перспективы развития". СПб.: Аграф+, 2017. С. 107—110.
- 4. *Гришанин К.В.* Основы динамики русловых потоков. М.: Транспорт, 1990. 320 с.
- 5. *Кондратьев Н.Е., Попов И.В., Снищенко Б.Ф.* Основы гидроморфологической теории руслового процесса. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 272 с.
- 6. Копалиани З.Д., Петровская О.А. База данных "Данные измерений гидравлических характеристик транспорта донных наносов в больших, малых и средних равнинных реках" (свид. гос. регистрации базы данных № 2017620992) // Официальный бюллетень "Программы для ЭВМ. Базы данных. Топологии интегральных микросхем" (ISSN 2313-7487). 2017. № 9. http://www1.fips.ru/wps/PA_FipsPub/res/BULLETIN/PrEVM/2017/09/20/INDEX.HTM (дата обращения: 01.11.2017)
- 7. Морейдо В.М., Чалов С.Р., Иванов В.А., Крастынь Е.А. Применение допплеровских измерителей течений для оценки стока наносов // Маккавеевские чтения, 2020, Москва / Под ред. Р.С. Чалова. М., 2021. С. 35—45.
- 8. РД 52.08.163-88. Дополнение к наставлению гидрометрическим станциям и постам. Вып. 6. Ч. 1. Гидрологические наблюдения и работы на больших и средних реках. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 90 с.
- 9. *Сидорчук А.Ю*. Оценка стока влекомых наносов в речном русле с учетом данных об активной и пассивной динамике гряд // Вод. ресурсы. 2015. Т. 42. № 1. С. 31—44.
- 10. *Шамов Г.И.* Речные наносы. Л.: Гидрометеоиздат, 1954. 378 с.
- 11. A study of methods used in measurement and analysis of sediment loads in streams. Rep. № 2. Equipment used for sampling bed load and bed material. Iowa, 1940. 57 p.
- 12. *Abraham D., Kuhnle R.A., Odgaard A.J.* Validation of bed-load transport measurements with time-sequenced

- bathymetric data // J. Hydraulic Engineering. 2011. V. 137. Iss. 7. P. 723–728.
- 13. *Abraham D., McAlpin T., Jones K.* Bed-load measurements on large, sand-bed rivers in the United States // Proc. Int. Conf. "River Flow". Lyon-Villeurbanne, 2018, 8 p.
- 14. Abraham D., McAlpine T., May D.P., Pratt T., Shelley J. Update on ISSDOTv2 method for measuring bedload transport with time sequences bathymetric data // Proc. 10th Federal Interagency Sedimentation Conf. Reno, Nevada, USA, 2015. 10 p.
- Baranya S., Fleit G., Muste M., Tsubaki R., Jozsa J. Bedload estimation in large sand-bed rivers using Acoustic Mapping Velocimetry (AMV) // Geomorphol. 2023.
 V. 424. 14 p.
- 16. Braatz D.A., Tucker R.L. A new series of sediment collectors for developing bed load sediment budgets and restoring streams // Proc. 7th IAHS Sci. Assembly, Sympos. S1. Foz do Iguaçu, Brazil: IAHS Publ. № 291. 2005. P. 222–226.
- 17. Cavalieri I., Schippa L. Dune bed statistical analysis using multibeam echosound survey data // Proc. 11th Int. Conf. Fluvial Hydraulics "River Flow". Kingston and Ottawa, Canada, 2022. 9 p.
- 18. Conevski S., Guerrero M., Winterscheid A., Ruther N. Comprehensive Analysis of the Bottom Tracking features measured by ADCPs in Riverine Environments // Proc. 39th IAHR World Congress. Granada, Spain, 2022. 10 p.
- 19. Conevski S., Winterscheid A., Ruther N., Guerrero M., Rennie C. Evaluation of an acoustic Doppler technique for bed-load transport measurements in sand-bed rivers // Proc. Int. Conf. "River Flow". Lyon-Villeurbanne, 2018. 8 p.
- 20. Fujita I., Muste M., Kruger A. Large-scale particle image velocimetry for flow analysis in hydraulic engineering applications // J. Hydraulic Res. 1998. V. 36. № 3. P. 397–414.
- 21. *Gaeuman D., Jacobson R.B.* Field assessment of alternative bed-load transport estimators // J. Hydraulic Engineering. 2007. V. 133. Iss. 12. P. 1319–1328.
- 22. *Gray J.R., Laronne J.B., Marr J.D.G.* Bedload-surrogate monitoring technologies. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5091. 2010. 37 p.
- Gutierrez R.R., Mallma J.A., Núñez-González F., Link O., Abad J.D. Bedforms-ATM, an open source software to analyze the scale-based hierarchies and dimensionality of natural bed forms // SoftwareX. 2018. V. 7. P. 184–189.
- 24. Holmes R.R. Measurement of bedload transport in

- sand-bed rivers: A look at two indirect sampling methods. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5091. 2010. P. 236–252.
- Hubbell D.W. Apparatus and techniques for measuring bed-load. Geological Survey Water-Supply Paper 1748. Washington, 1964. 80 p.
- Kim D., Hao-Che H., Baranya S., Muste M. Qualitative and quantitative acoustic mapping of bedform dynamics // Flow Measurement and Instrumentation. 2016. V. 50. P. 80–89.
- 27. *Kleinhans M.G.* Manual for the Delft Nile Sampler (DNS) at Utrecht. Netherlands, 2005. 9 p.
- Latosinski F.G., Szupiany R.N., Guerrero M., Amsler M.L., Vionnet C. The ADCP's bottom track capability for bedload prediction: Evidence on method reliability from sandy river applications // Flow Measurement and Instrumentation. 2017. V. 54. P. 124–135.
- 29. *Leary K.C.P., Buscombe D.* Estimating sand bed load in rivers by tracking dunes: a comparison of methods based on bed elevation time series // Earth Surface Dynamics. 2020. V. 8. 13 p.
- 30. Muste M., Baranya S., Tsubaki R., Kim D., Ho H., Tsai H., Law D. Acoustic mapping velocimetry // Water Resour. Res. 2016. V. 52. P. 4132–4150.
- 31. *Nittrouer J.A.*, *Allison M.A.*, *Campanella R*. Bedform transport rates for the lowermost Mississippi River // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. Iss. 3.
- 32. Operating Instructions. 04.32 Bed-load transport meter type Arnhem. Giesbeek, Netherlands, 2003. 8 p.
- 33. *Petrovskaya O., Maltsev A.* Testing bed load transport formulas: a case study of the Lower Amur based on multi-beam echo-sounders (MBES) data // Geogr. Environ. Sustainability. 2022. V. 15. № 4. P. 214–221.
- 34. Ratton P., Bleninger T.B., Pereira R.B., Gonçalves F.V. Bedload sediment transport estimation in sand-bed rivers comparing traditional methods and surrogate technologies // Applied Sci. 2023. V. 13. № 5.
- 35. Rennie C.D., Millar R.G., Church M.A. Measurement of bed load velocity using an acoustic Doppler current

- profile // J. Hydraulic Engineering. 2002. V. 128 (5). P. 473–483.
- 36. *Rennie C.D.*, *Villard P.V.* Site specificity of bed load measurement using an acoustic Doppler current profiler // J. Geophys. Resour. 2004. V. 109. 15 p.
- Schippa L., Cavalieri I. Semiautomatic algorithm for the interpretation of the bedforms and statistical analysis // WIT Transactions Ecol. Environ. 2021. V. 250. P. 169–179.
- 38. Shelley J., Abraham D., McAlpin T. Removing systemic bias in bed-load transport measurements in large sandbed rivers // J. Hydraulic Engineering. 2013. V. 139. № 10. P. 1107–1111.
- 39. Simons D.B., Richardson E.V., Nordin C.F. Bedload equation for ripples and dunes // Geological Survey Professional Paper 462-H. Washington: US GPO, 1965. 15 p.
- Thomas R., McArthur J., Braatz D., Welp T. Sediment Management Methods to Reduce Dredging. Pt 2. Sediment Collector Technology // ERDC TN-DOER-T13. 2017. 11 p.
- 41. *Van der Mark C.F., Blom A.* A new and widely applicable bedform tracking tool // Technical Report. Enschede: Univ. Twente, 2007. 49 p.
- 42. *Van der Mark C.F., Blom A., Hulscher S.J.* Quantification of variability in bedform geometry // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. 11 p.
- Van Rijn L.C. Sediment transport. Part I: Bed load transport // J. Hydraulic Engineering. 1984. V. 110 (10). P. 1431–1456.
- 44. *Van Rijn L.C.*, *Gaweesh M.T.K.* New total sediment-load sampler // J. Hydraulic Engineering. 1992. V. 118. № 12. P. 1686–1691.
- 45. *You H., Kim D., Muste M.* High-gradient pattern image velocimetry (HGPIV) // Advances in Water Resour. 2022. V. 159. 13 p.
- 46. You H., Muste M., Kim D., Baranya S. Considerations on Acoustic Mapping Velocimetry (AMV) application for in-situ measurement of bedform dynamics // Frontiers in Water. 2021. V. 3. 17 p.

УДК 556: 556.314: 550.47

МНОГОЛЕТНЯЯ ДИНАМИКА СОДЕРЖАНИЯ ГЛАВНЫХ ИОНОВ В ВОДАХ ПРИТОКОВ ОЗЕРА ТЕЛЕЦКОГО В СВЯЗИ С БИОГЕОХИМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКОЙ ИХ ВОДОСБОРНЫХ БАССЕЙНОВ¹

© 2024 г. А. В. Пузанов^а, С. В. Бабошкина^{а, *}, Т. А. Рождественская^а, С. Н. Балыкин^а, Д. Н. Балыкин^а, А. В. Салтыков^а, И. А. Трошкова^а, С. Я. Двуреченская^а

^аИнститут Водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, 656038 Россия

*e-mail: svetlana@iwep.ru

Поступила в редакцию 03.08.2021 г. После доработки 10.12.2023 г. Принята к публикации 22.01.2024 г.

Исследовано содержание главных ионов (HCO_3^- , Cl^- , $SO_4^{2^-}$, Ca^{2^+} , Mg^{2^+} , Na^+ и K^+) в водах притоков оз. Телецкого (Северо-Восточный Алтай) в 2016-2020 гг. Установлена сезонная изменчивость ионного состава вод притоков озера и его связь с биогеохимической обстановкой их водосборных бассейнов. Выявлено, что воды восточных и западных притоков, дренирующие различные по геологической и ландшафтной структуре берега, отличаются как по содержанию, так и по соотношению главных ионов. Показано, что большинство изученных притоков относится к одной гидрогеохимической фации и несет воды бикарбонатно-магниево-кальциевого типа. Рассчитаны показатели ионного стока трех притоков озера; оценена химическая денудация в их водосборных бассейнах.

Ключевые слова: озеро Телецкое, притоки, водосбор, главные ионы, ионный сток.

DOI: 10.31857/S0321059624040082 EDN: APJEJS

ВВЕДЕНИЕ

Формирование поверхностных и подземных вод тесно связано с функционированием почвенного покрова водосборной территории. Еще В.И. Вернадский в своих трудах отмечал, что "...почвенные растворы бассейна реки определяют основную составную часть солевого состава речной воды..." [4]. Все водоемы и водотоки являются частью географического ландшафта, их питание минеральными элементами зависит от биогеохимических процессов на водосборе [7, 30], вида хозяйственной деятельности в пределах речных бассейнов [1, 6, 31]. Несмотря на усиливающийся в последние годы интерес к гидрохимии устьевых областей рек, некоторые вопросы преобразования химического состава речного стока до сих пор недостаточно изучены [16].

Ионный сток составляет основную часть стока растворенных веществ (95%), поэтому по величине ионного стока реки можно проанализировать изменчивость ее химической денудации [1, 7], которая в бассейнах рек горных территорий пока еще изучена не в полной мере [1]. Трансформация стока главных ионов в бассейнах рек является основным индикатором климатических изменений; коэффициенты стока могут быть использованы для расчетов поступления влаги и растворенных веществ с водосборов [29].

Цель работы — изучить содержание и многолетнюю динамику главных компонентов солевого состава вод притоков оз. Телецкого в связи с биогеохимическими особенностями их водосборных бассейнов.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Телецкое — одно из самых глубоких озер России и крупнейший пресноводный водоем Ал-

¹ Работа выполнена в рамках государственного задания ИВЭП СО РАН (проект FUFZ-2021-0003).

тая, с 1998 г. — объект Всемирного природного наследия ЮНЕСКО. Озеро располагается среди высоких горных хребтов на высоте 434 м над у. м., имеет руслообразную форму и представляет собой глубокий ледниковый трог, заполненный водой объемом 40 км³ [13, 18]. Озеро питают более 70 рек, но основную массу воды (<80%) приносит р. Чулышман ~5 км³ в год [3, 18]. Акваторию озера условно делят на две части: южную, или меридиональную (от устья р. Чулышман до мыса Купоросный, 50 км), и северо-западную, или широтную (до истока р. Бия, 28 км). Сток воды через верхний створ р. Бии составляет 7 км³ в год [18].

Бассейн оз. Телецкого — один из основных туристических и рекреационных районов Алтая. В летний период бассейны рек Большие Чили, Малые Чили, Чулышман, а также поселки Артыбаш и Яйлю подвергаются возрастающей с каждым годом антропогенной нагрузке [9]. В бассейнах рек, впадающих в северную часть озера, проводятся вырубки леса. Восточная часть водосборной территории озера входит в Алтайский государственный природный заповедник, здесь воздействие на окружающую среду минимально, но проявляется на участке возле водопада Корбу.

Водосборный бассейн оз. Телецкого существенно влияет на гидрологию и гидрохимию его воды: отношение площади водного зеркала к площади водосбора равно 1:90 (для Байкала это соотношение составляет всего 1:17) [19]. Озеро окружено горами высотой 600—1300 м в широтной части и 1700—2400 м в меридиональной. Берега озера в основном скальные и обрывистые, сложены крупными валунами и обломочным гранитным и сланцевым материалом. Лишь в устьях рек Чулышман, Кыга, Кокши, Колдор, Самыш встречаются песчаные и галечные берега. Бухт и заливов мало (Камгинский, Кыгинский).

Ландшафт бассейна оз. Телецкого на >50% представлен лесными сообществами. С юга на север залесенность бассейна озера увеличивается [19]. На севере преобладают кедрово-пихтовые леса с примесью сосны, а на юге — кедрово-лиственничные. Есть мнение, что на лесных территориях водосборов взаимосвязь между потоками

вещества и химическими показателями качества воды наиболее сильная [30]. Обширные территории бассейнов некоторых притоков оз. Телецкого заболочены, это существенный фактор формирования их химического состава. Например, заболоченность водосборной территории Средней Оби обусловливает снижение ионного стока на 7% [17].

Почвенный покров территории бассейна характеризуется вертикальной зональностью и широтной поясностью. В ландшафтной структуре бассейнов западных (левых) притоков оз. Телецкого в большей степени представлены кедрово-таежные лесные сообщества с горно-лесными бурыми типичными и оподзоленными, реже дерново-подзолистыми и серыми лесными почвами [13, 22] на мощных переработанных осадочных породах. Восточные (правые) притоки озера преимущественно дренируют экзарационно-денудационные склоновые поверхности с каменистыми примитивными горно-тундровыми и горно-луговыми почвами. В южной части бассейна озера, в бассейне р. Чулышман, занимающем >80% площади водосбора озера, почвенный покров из-за разнообразия биогеохимических условий в пределах высотной поясности отличается существенной неоднородностью - в высокогорном поясе бассейна реки формируются в основном горно-тундровые и горно-лугово-степные почвы, в среднем поясе - горно-лесные бурые почвы под кедрово-лиственничными лесами, а на низких террасах – аллювиальные и каштановые почвы [13, 19, 22], почвообразующими породами для них служат в основном рыхлые суглинистые ледниковые или аллювиальные отложения.

Формирование химического состава вод различных притоков оз. Телецкого и поступление ионов в водоем впервые подробно были исследованы в 1980-х гг. А.М. Малолетко и Т.П. Шестаковой [12].

Объектами исследования были реки Чулышман — наиболее крупный приток озера, Камга — правый крупный приток широтной части озера, Кыга — крупный приток южной части озера. В широтной (северной) части озера исследованы реки Колдор и Самыш, в меридиональной части

на западном берегу — реки Большие Чили и Малые Чили, а также малая р. Чедор, на восточном — крупная р. Кокши, малые реки — Корбу и Челюш, руч. Верхний Камелик, протекающий через маленький пос. Беле. Некоторые реки в устьевой части образуют конусы выноса и сразу за береговой полосой заболочены (Чулышман, Кыга, Камга, Колдор, Самыш), другие практически не имеют долин, впадают в озеро водопадом (р. Корбу). В самом озере пробы воды отбирались в его северной (широтной) части у пос. Яйлю. Картосхема расположения рек, в которых регулярно отбирались пробы воды, приведена на рис. 1.

Исследование сезонной и годовой изменчивости компонентов ионного состава вод притоков оз. Телецкого проводилось в 2016—2020 гг., в периоды весенне-летнего половодья и осенней межени. Пробы воды из притоков оз. Телецкого отбирали в чистую полиэтиленовую посуду в устьевой части рек, где происходит наиболее интенсивный вынос химических вешеств.

Ионный состав поверхностных вод определяли по стандартным методикам [14]: хлор-

ион определяли меркурометрическим метогидрокарбонаты титровали раствором серной кислоты, сульфат-ион определяли турбодиметрическим методом на спектрофотометре "ПЭ-5400ВИ". Жесткость воды и кальций определяли комплексонометрическим методом (титровали трилоном Б), магний вычисляли по разнице. рН вод определяли потенциометрическим методом на иономере "рН-150МИ". Содержание натрия и калия в 2016–2017 гг. определяли по разности. В 2018 и 2019 гг. натрий, калий, кальций и магний дополнительно определяли методом атомно-эмиссионной спектрометрии в Химико-аналитическом центре ИГиМ СО РАН на приборе "IRIS Advantage Thermo Jarrell Ash corp." (1999 г.), а в 2020 г. – в химико-аналитическом центре ИВЭП СО РАН методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP MS) на приборе "ICAP-Qc". Достоверность полученных данных о содержании натрия, калия, кальция и магния в изученных водах притоков оз. Телецкого подтверждается хорошей сходимостью результатов определения разными методами. Всего было отобрано и проанализировано более 130 проб воды.

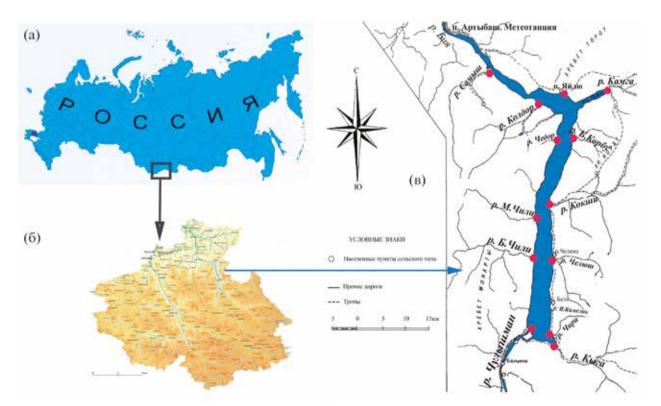


Рис. 1. Картосхема района исследования: a- на карте $P\Phi$; b- на карте P еспублики Алтай; b- фрагмент карты бассейна оз. Телецкого с пунктами отбора проб.

Статистическую обработку данных проводили стандартными методами: рассчитывали среднее арифметическое, ошибку среднего, коэффициенты вариации и коэффициенты корреляции [10].

Данные о погоде в периоды, предшествующие отборам проб, получены в [3]; архив данных имеется только по метеостанции Артыбаш.

По средневзвешенным за год концентрациям главных ионов в атмосферных осадках, а также среднегодового количества осадков, площади водосборных бассейнов [19] и с учетом коэффициента стока веществ с водосбора 0.33 [18] рассчитаны поступления ионов из атмосферы на водосборы и в реки бассейна озера.

Интенсивность химической денудации в разных по величине речных бассейнах оценивали по величине модуля ионного стока — количеству растворимого вещества (т), переносимого с единицы площади водосборного бассейна в единицу времени, по формуле: $M_{\text{ions}} = (Q/F)C$, где Q — расход воды, л/с; F — площадь водосбора, км²; C — суммарное содержание главных ионов, мг/л. Для расчетов использованы полученные данные о содержании главных ионов в водах, а также данные о среднесуточных расходах воды, м³/с [2].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ОБСУЖДЕНИЕ

Общее содержание водорастворимых солей в водах притоков оз. Телецкого очень невысокое и варьирует от 0.02 до 0.16 г/л (табл. 1). Исследуемые воды по классификации С.Л. Шварцева можно отнести к классу пресных вод, подклассу ультрапресных.

За 5 лет содержание гидрокарбонатов в водах притоков оз. Телецкого варьировало от 6.0 до 103.7 мг/л, хлоридов от 0.4 до 6.3, сульфатов от 3.1 до 12.5, кальция от 1 до 32, магния от 0.5 до 7.2 мг/л. Для сравнения, по результатам прошлых исследований авторов статьи, в реках Северо-Восточного и Восточного Алтая среднее содержание гидрокарбонатов составляло 82 ± 7 мг/л, хлоридов 4.8 ± 0.2 , сульфатов 4.8 ± 0.3 , кальция 16 ± 2 , магния 6.5 ± 1.9 мг/л [15]. Наименьшим содержанием водорастворимых солей

отличаются притоки восточного берега меридиональной части озера, берущие свое начало на хребте г. Корбу, сложенном гранитами: суммарное содержание главных ионов в реках Корбу и Кокши в 2016—2020 гг. было более чем в 2 раза ниже, чем в других притоках (табл. 1), варьировало от 18.6 до 34.1 мг/л, а рН изменялся в пределах 6.6—7.4 и, как правило, был самым низким среди всех изученных притоков. Согласно исследованиям других авторов, в 2009 г. в сентябре минимальное суммарное содержание водорастворимых солей также было зафиксировано в реках Корбу и Кокши — 24.8 и 20.8 мг/л соответственно, в этих же реках был отмечен самый низкий рН воды (6.1 и 6.3) [8].

По содержанию и соотношению главных ионов воды реки Корбу и Кокши, берущие свое начало на одной вершине гранитного сложения, похожи между собой и заметно отличаются от других притоков озера. В водах этих рек очень невысокие концентрации кальция и магния (табл. 1), что обусловлено преобладанием некарбонатных пород по берегам озера в районе р. Корбу [12] — известно, что в гранитном слое земной коры содержание карбонатов в 3 раза меньше, чем в осадочной толще [7]. Содержание натрия и калия в реках Корбу и Кокши, наоборот, повышено и более чем в 2 раза выше, чем в других реках.

Другой восточный приток меридиональной части озера — р. Челюш также характеризуется невысоким уровнем общей минерализации воды (табл. 1). Низкое суммарное содержание главных ионов в водах р. Челюш отмечал в свое время и А.М. Малолетко (50—80 мг/л), связывая этот факт с особенностями питаний этой реки от снежников с гольцов [12].

Более крупные восточные притоки оз. Телецкого характеризуются заметно более высоким уровнем общей минерализации вод, причем р. Кыга (южная оконечность озера) отличается большим диапазоном значений этого показателя (65.1—104.6 мг/л), чем р. Камга (северная оконечность озера; 63.0—88.8 мг/л).

Самое высокое суммарное содержание главных ионов практически каждый год отмечалось

Таблица 1. Ионный состав и суммарное содержание основных ионов в водах притоков оз. Телецкого, $M\Gamma/дM^3$, по данным за 2016-2020 гг.

Характеристика / ионы	Диапазон	Среднее	Ошибка средней	Коэффициент вариации					
	Восточ	ные притоки							
	. r	. Камга							
HCO ₃ -	39.6 - 61.0	49.4	2.5	17					
Cl-	1.4 -4.2	2.1	0.3	45					
SO_4^{2-}	3.1 - 8.7	5.3	0.6 0.5	34					
Ca^{2+}	8.0 - 16.0	13.0	0.5	13					
Mg^{2+}	2.4 -4.8	3.1	0.3	31					
Na^++K^+	0.5 - 3.1	1.7	0.2	49					
Σ	62.8 - 88.8	74.9	2.9	13					
р. Корбу									
HCO ₃ -	9.2 - 18.3	13.1	1.5 1.1	27					
Cl-	2.1 -4.9	3.0	0.4	38					
SO ₄ ²⁻	3.1 - 7.3	4.4	0.4	30					
Ca^{2+}	1.2 - 4.0	2.6	0.4	45					
Mg^{2+}	0.5 - 1.2	1.1	0.2	48					
Na ⁺ +K ⁺	2.4 - 6.5	3.8	0.5	43					
Σ	22.0 - 34.2	28.1	1.5	15					
	•	Кокши	•	1					
HCO ₃ -	6.1 - 18.3	13.2	1.4	36					
Cl-	0.7 -4.2	2.0	0.4	63					
SO ₄ ²⁻	3.1 - 9.1	5.0	0.5	35					
Ca^{2+}	2.0 - 5.0	3.3	0.3	32					
Mg^{2+}	1.2 -2.4	1.7	0.2	31					
Na ⁺ +K ⁺	1.1 - 1.9	1.6	0.1	18					
Σ	18.6 – 34.1	26.8	1.8	22					
		Челюш	1						
HCO ₃ -	12.2 – 24.4	19.4	1.3	22					
Cl-	0.4 - 3.5	1.6	0.3	64					
SO ₄ ²⁻	3.1 - 6.4	4.5	0.3	24					
Ca ²⁺	3.0 - 6.0	4.6	0.3	21					
Mg^{2+}	1.0 - 3.6	1.9	0.2	34					
Na ⁺ +K ⁺	0.9 - 2.2	1.6	0.1	27					
Σ	22.0 - 42.1	33.5	1.5	15					
_	1	э. Кыга	1.0	1					
HCO ₃ -	42.7 – 64.1	58.4	3.5	15					
Cl-	2.1 - 6.0	3.5	0.6	46					
SO ₄ ²⁻	3.1 - 9.1	5.6	0.9	42					
Ca ²⁺	12.0 -20.0	17.4	1.2	19					
Mg^{2+}	2.4 - 4.2	2.9	0.3	29					
Na ⁺ +K ⁺	1.1-2.8	1.7	0.3	42					
Σ	65.1 - 104.6	89.5	5.7	17					
-		, оэ.э э. Чири] 3.7	1					
HCO ₃ -	30.1- 42.7	37.6	2.4	16					
Cl-	1.4 – 3.5	2.3	0.4	42					
SO ₄ ²⁻	3.1 - 5.3	3.9	0.4	20					
Ca^{2+}	8.0 - 13.2	11.1	0.9	20					
Mg ²⁺	1.2 - 4.8	2.0	0.9	53					
Na ⁺ +K ⁺	0.5 - 1.5	ı		45					
		1.1	0.2						
Σ	39.0 - 65.5	56.7	5.0	22					

Таблица 1. Продолжение

Характеристика / ионы	Диапазон	Среднее	Ошибка средней	Коэффициент вариаци
	Восточ	ные притоки		
	1	ний Камелик	1	1
HCO ₃ -	61.0 - 103.7	81.7	4.1	16
CI ⁻	1.4 - 3.5	2.6	0.4	54
SO_4^{2-}	9.7 - 12.5	10.7	0.3	9
Ca^{2+}	12.0 - 32.0	24.7	2.3	29
Mg^{2^+}	4.8 - 7.2	6.4	0.4	22
Na^++K^+	0.9 - 2.2	1.5	0.3	49
Σ	93.6 - 160.0	128.1	6.4	16
	Западі	ные притоки		
	p.	Колдор		
HCO ₃ -	67.1 – 91.5	79.3	4.0	12
CI-	0.7 - 1.4	1.1	0.1	24
${\rm O_4^{2-}}$	5.1 -7.2	5.8	0.4	15
Ca^{2+}	20.0 - 24.0	21.7	0.8	9
$1g^{2+}$	2.4 - 3.6	3.2	0.3	19
Ja^++K^+	1.8 - 3.4	2.4	0.2	26
	99.6 – 129.2	113.5	5.2	11
	p.	Самыш	1	ı
ICO ₃ -	58.0 -97.6	77.1	5.0	17
N-	1.8 -4.2	3.0	0.3	43
O_4^{2-}	4.6 -9.6	6.9	1.0	37
a^{2+}	16.0 - 30.0	21.7	1.8	22
$1 g^{2+}$	3.6 - 4.8	3.7	0.1	7
Ja^++K^+	0.5 - 3.2	2.0	0.3	42
	87.0 – 148.9	114.8	7.0	16
-	•	. Чедор	1	1
ICO ₃ -	54.9 – 73.2	62.4	2.8	13
Cl ⁻	2.8 - 4.9	4.6 3.9	0.3	19
O_4^{2-}	6.1 –11.0	8.3	0.6	21
Ca^{2+}	16.0 - 22.0	19.5	0.7	11
Mg^{2+}	2.4 - 4.8	3.3	0.3	25
Ja^++K^+	0.5 - 2.5	1.4	0.2	42
	87.2 – 112.7	98.5	3.4	10
•	•	алые Чили	3.1	10
ICO,-	42.7 – 67.9	52.4	2.7	17
ZI-	0.7 - 4.2	2.2	0.3	48
O ₄ ²⁻	3.1 - 7.2	4.2	0.5	39
Ca^{2+}	8.0 - 18.0	14.0	0.5	21
$1\mathbf{g}^{2+}$	1.2 - 4.8	2.7	0.9	48
Na^++K^+	0.5 - 2.8	1.7	0.4	48
	0.3 - 2.8 $71.5 - 100.3$	77.3	i	17
		•	4.0	1/
100 -	1	тьшие Чили	1 22	12
ICO ₃ -	48.8 - 70.2	60.4	2.2	12
CI-	1.1 - 4.9	2.1	0.4	59
${}^{1}O_{4}^{2}$	3.5 - 6.8	4.8	0.4	29
Ca ²⁺	14.0 -21.0	17.9	0.7	12
Mg^{2+}	1.2 - 3.6	2.3	0.2	33
Na ⁺ +K ⁺	0.6 - 2.1	1.4	0.1	37
Σ	71.5 - 100.3	89.6	2.6	10

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 51 № 4 2024

Таблица 1. Окончание

Характеристика / ионы	Диапазон	Среднее	Ошибка средней	Коэффициент вариации					
Западные притоки									
р. Чулышман									
HCO ₃ -	36.6 - 79.3	59.6	5.4	30					
Cl ⁻	2.1 - 6.3	3.2	0.4	39					
SO ₄ ²⁻	4.1 - 8.5	6.2	0.6	32					
Ca^{2+}	12.0 - 24.0	17.3	1.4	26					
Mg^{2+}	1.2 - 4.8	3.2	0.5	49					
Na^++K^+	1.0 - 2.9	1.6	0.2	39					
Σ	57.2 - 124.2	91.1	7.9	28					
	Район пос. Я	йлю, озерная в	ода						
HCO ₃ -	48.8 -73.2	58.0	2.6	15					
Cl ⁻	0.7 -4.2	2.8	0.5	54					
SO ₄ ²⁻	3.1 - 8.2	5.4	0.5	31					
Ca^{2+}	14.0 - 20.0	16.5	0.7	13					
Mg^{2+}	1.2 - 4.8	2.7	0.3	40					
Na^++K^+	1.2 - 3.2	2.0	0.2	34					
Σ	75.6 – 106.4	87.5	3.2	12					

в малом восточном притоке озера — руч. Верхний (В) Камелик, что объясняется его питанием в основном подземными (трещинными) водами, которые имеют относительно высокую минерализацию [12].

Сравнительно высокое общее содержание главных ионов отмечено в водах рек северной (широтной) части озера — в р. Самыш (до 148.9 мг/л осенью 2018 г.) и р. Колдор (до 129.5 мг/л осенью 2019 г.). В 2009 г. в этих притоках также было установлено наибольшее общее содержание главных ионов (114 мг/л — в р. Колдор и 104 мг/л — в р. Самыш) [8].

Есть мнение, что в воде оз. Телецкого содержание породообразующих элементов кальция, магния и натрия выше в южной части озера, чем в северной меридиональной и субширотной его частях [23]. Однако такая же латеральная зональность распределения показателей ионного состава вод притоков озера авторами статьи не была установлена. Содержание главных ионов в водах притоков северной (широтной) части озера (в реках Колдор и Самыш) с более залесенными территориями водосборов [13, 19] выше, чем в притоках южной (меридиональной) части озера, возможно, это связано с вырубками кедровых лесов в бассейнах рек северной части озера, приводящими к эрози-

онным процессам в горно-лесных почвах и к усилению выноса химических веществ и соединений при большем (чем в южной части озера) количестве осадков.

Реки западных и восточных берегов меридиональной части озера существенно различаются по уровню общей минерализации их вод. На графиках (рис. 2) приведено суммарное содержание солей в симметрично протекающих "парных" реках: Чедор (левый приток) и Корбу (правый приток), Малые Чили (слева) и Кокши (справа), Большие Чили (слева) и Челюш (справа) – за один гидрологический период. Более насыщены главными ионами воды западных притоков, дренирующих в основном берега со зрелыми и сформированными горно-лесными почвами на мощных рыхлых отложениях. В водосборных бассейнах восточных притоков в большей степени представлены скалистые склоны и участки с примитивными каменистыми почвами, поэтому уровень общей минерализации вод восточных притоков заметно ниже.

Различия между западными и восточными притоками по содержанию в их водах главных ионов, возможно, не только следствие различных биогеохимических процессов на водосборах, но и результат нарастающего антропогенного воздействия со стороны туристических

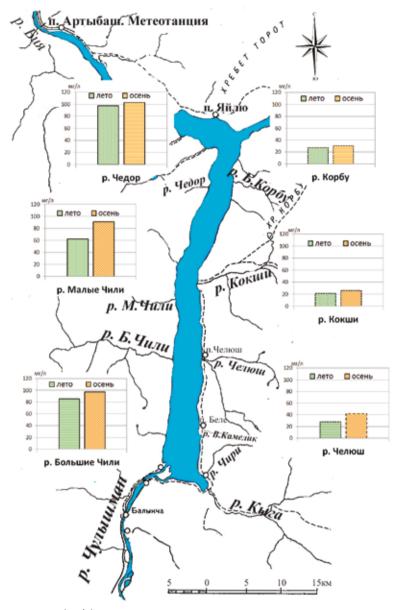


Рис. 2. Общая минерализация (мг/л) вод противоположных притоков западного и восточного берегов меридиональной части оз. Телецкого в различные гидрологические периоды (весенне-летнего половодья и осенней межени) $2018 \, \mathrm{r.}$

объектов на природную среду на западном берегу озера, в устьях рек Большие Чили и Малые Чили.

Сезонная динамика общей минерализации вод изученных притоков озера в многолетнем аспекте выражена довольно отчетливо и соответствует внутригодовому изменению водности — в период весенне-летнего половодья общее содержание главных ионов в водах снижено за счет притока талых ледниковых вод, а в период осенней межени, когда в химический

состав поверхностных вод вносят вклад грунтовые воды, содержание главных ионов заметно выше (рис. 3).

Считается, что, если различия концентраций главных ионов в поверхностных водах изменчивы в многолетнем плане, это указывает на преобладание влияния кратковременных факторов формирования ионного стока (гидрометеорологических условий) над долговременными (состав донных отложений и слагающих речную долину горных пород и почв) [16]. В притоках оз. Те-

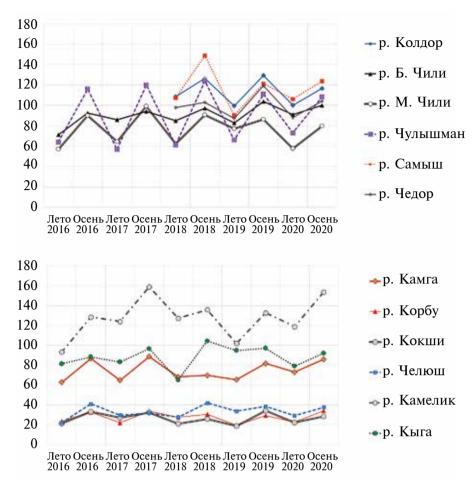


Рис. 3. Многолетняя сезонная динамика общей минерализации вод западных (верхний график) и восточных (нижний график) притоков оз. Телецкого, мг/л.

лецкого содержание главных ионов в течение рассматриваемого периода в целом стабильно: значит, роль пород и почв в формировании ионного состава поверхностных вод может быть существенна.

В табл. 2 приведены результаты расчетов вклада главных ионов, поступивших с атмосферными осадками, в их содержание в поверхностных водах (для рек Кокши, Чири, Чулышман) исходя из средневзвешенных концентраций гидрокарбонатов в атмосферных осадках 6.4 мг/л, хлоридов 0.27, сульфатов 3.5, кальция 0.38, магния 0.23, натрия и калия 0.04 мг/л при общей минерализации осадков 10.6 мг/л. Из исследованных компонентов только вклад атмосферного поступления сульфатов (32—46%) в их концентрацию в поверхностных водах сопоставим с долей участия почв, грунтов и подземных вод. Роль атмосферы в формировании гидрохимического стока

остальных главных ионов (за исключением гидрокарбонатов в воде р. Кокши) незначительна (табл. 2).

Известно, что концентрации и соотношения нативных компонентов в природных водах, их сезонные колебания существенно не меняются в течение большей части года и не зависят от стока [21, 25, 27], за исключением экстремальных ситуаций [27]; тогда как содержания веществ, имеющих частично антропогенное происхождение, в период открытого русла реки могут существенно колебаться [21, 25]. Величины коэффициентов вариации содержаний гидрокарбонатов и кальция в водах большинства притоков оз. Телецкого (кроме рек Кокши и Корбу) наименьшие (табл. 1), что подтверждает природные источники поступления этих ионов в воды. При этом содержание хлорид-иона в притоках оз. Телецкого варьи-

Параметр	Количество осадков, мм	Концентрация ионов, поступивших из атмосферы в реки, мг/л	Вклад атмосферных выпадений в концентрацию, %
		р. Кокши	·
HCO ₃ -		2.9	22
Cl-		0.12	3
SO ₄ ²⁻	1400	1.6	32
Ca ²⁺	1480	0.17	5
Mg^{2+}		0.10	6
Na^++K^+		0.02	1
		р. Чири	·
HCO ₃ -		3.2	9
Cl-		0.14	6
SO ₄ ²⁻	000	1.8	46
Ca ²⁺	900	0.19	2
Mg^{2+}		0.12	6
Na^++K^+		0.02	2
		р. Чулышман	
HCO ₃ -		4.7	8
Cl-		0.2	6
SO_4^{2-}	720	2.6	42
Ca ²⁺	720	0.28	2
Mg^{2+}		0.17	5

0.03

Таблица 2. Вклад атмосферных выпадений в концентрацию основных ионов в водах притоков оз. Телецкого, мг/л

рует наиболее существенно, что, возможно, указывает на его частично "неконсервативное" [21] происхождение.

 Na^++K^+

По классификации О.С. Алекина, воды притоков оз. Телецкого, как правило, относятся к классу гидрокарбонатных, группе кальциевых вод. На долю гидрокарбонатов приходится обычно от 62 до 90% общего (мг-экв/л) содержания анионов. В водах восточных притоков меридиональной части — реках Корбу, Кокши — содержание гидро-

карбонат-иона заметно ниже, его доминирование менее выражено: 31—73 %-экв. В период осенней межени, когда наблюдается усиление всех биогеохимических процессов на водосборах, концентрации гидрокарбонтатов в водах притоков озера заметно выше, чем в период весенне-летнего половодья, когда питание водотоков происходит преимущественно талыми водами (рис. 4).

Содержание хлоридов в водах притоков оз. Телецкого невысокое, ≤6.3 мг/л (табл. 1). Бо-

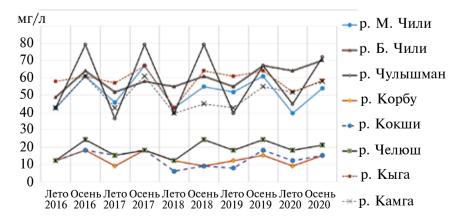


Рис. 4. Сезонные колебания содержания гидрокарбонат-иона в притоках оз. Телецкого.

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 51 № 4 2024

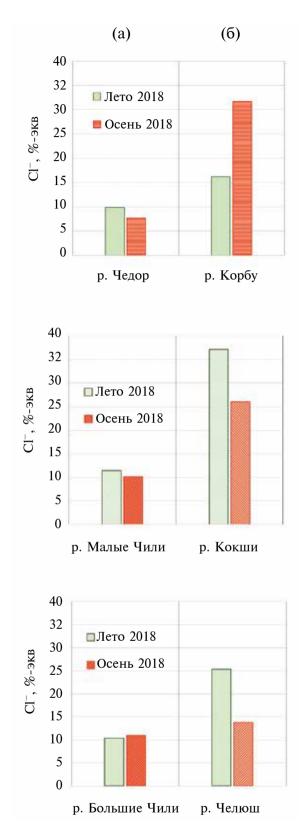


Рис. 5. Относительное (%-экв.) содержание хлоридов в водах левых (западных) (а) и правых (восточных) (б) притоков меридиональной части оз. Телецкого в период летнего половодья (светлые столбики) и осенней межени (столбики со штриховкой) 2018 г.

лее высоким содержанием хлоридов отличаются воды рек южной части озера – Чулышман и Кыга, а также Чедор. Установлено, что в водах восточных притоков на долю хлоридов (в общем содержании анионов, мг-экв/л) приходится до 37 %-экв. (в летний период), тогда как в водах западных притоков — ≤12 %-экв. На графиках (рис. 5) приведено долевое (в общем содержании анионов, мг-экв/л) содержание хлоридов в водах "парных" рек западных и восточных берегов меридиональной части озера. Значение хлорид-иона в формировании ионной композиции вод восточных притоков определяется его более интенсивным выщелачиванием из горных пород гранитного состава [12]. Высокое содержание хлоридов в водах р. Корбу, возможно, связано и с усиливающимся антропогенным воздействием на природную среду бассейна – водопад в устье реки с каждым годом привлекает внимание все большее количество туристов, для удобства посещения которых здесь сформирована определенная инфраструктура (деревянные лестницы, смотровые площадки, туалет). Как известно, вынос с речными водами ионов натрия, сульфатов, хлоридов связан в том числе с их поступлением с территорий туристических объектов, населенных пунктов, дорог [17].

Содержание сульфатов в водах притоков оз. Телецкого относительно невысокое и за весь изученный период ≤13.5 мг/л. Наиболее высокое содержание сульфатов обнаружено в водах руч. В. Камелик — от 9.7 до 12.5 мг/л (12.3–15.7 %-экв.), что объясняется присутствием в горных породах на территории бассейна сульфидов в зоне контакта гранитов и метаморфических сланцев [12] и возможностями их дальнейшего окисления. Высокое содержание сульфатов обнаружено также в водах рек Чедор и Колдор. В течение года содержание сульфатов в водах большинства притоков оз. Телецкого существенно не меняется, за исключением р. Чулышман, содержание сульфатов в которой от лета к осени обычно возрастает в 1.5-2.0 раза. Некоторый рост содержания сульфатов отмечен в последние годы в водах рек Корбу и Кокши до 7.3 осенью 2018 г. в р. Корбу и до 9.1 мг/л осенью 2019 г. в р. Кокши. Есть мнение, что в тех реках, где сульфаты имеют "неконсервативное" происхождение, повышение их концентрации на 5—7 мг/л в период открытого русла реки свидетельствует о снижении интенсивности аэробной биогеохимической трансформации [21].

В катионной композиции вод притоков оз. Телецкого, как правило, преобладают кальций и магний. При содержании кальция от 0.6 до 32 мг/л его роль в формировании катионного состава вод, как правило, значительна — 60—85%-экв. Наиболее высоким содержанием кальция отличается руч. В. Камелик, а также крупные притоки северной части озера — реки Колдор и Самыш (табл. 1). Концентрация магния в водах притоков оз. Телецкого невысокая — от 0.5 до 7.2 мг/л. Наибольшее участие магния в формировании катионной композиции вод отмечено в руч. В. Камелик (21—32%-экв.) и в р. Самыш (15—26%-экв.).

Содержание натрия и калия в водах притоков оз. Телецкого в целом невысокое и, как правило, изменяется в пределах от 0.5 до 3.5 мг/л. Повышенным содержанием натрия и калия отличаются воды р. Корбу. В 2018 г. содержание калия в водах р. Корбу, определенное методом атомно-эмиссионной спектрометрии, составляло 6 мг/л, а содержание натрия — 2.9 мг/л. На долю суммарного содержания натрия и калия в водах большинства притоков оз. Телецкого приходится, как правило, 2—11%-экв. общего содержания катионов. Но в воде р. Кокши этот показатель составляет 10—29%-экв., а в р. Корбу—32—73%-экв.

Считается, что на концентрацию калия в природных водах влияет геологическая структура водосбора и величина стока. Так, в работе [28] показано, что в водосборах, где калий образовался в результате выветривания горных пород, его концентрация в водах рек с увеличением стока снижается из-за процессов растворения, а в водосборах, где калий поступал в воды из верхних горизонтов почв, с увеличением стока его концентрация в водах рек увеличивается. В 2018 г., когда была холодная и влажная осень, а за 4 дня до отбора проб в районе с. Артыбаш шли непрерывные дожди, в крупных западных притоках озера – реках Самыш, Малые Чили и Большие Чили — содержание калия (определенного атомно-эмиссионным методом) было существенно

выше (0.75, 0.71 и 0.35 мг/л), чем в 2019 г., когда была сухая осень (0.28, 0.32 и 0.25 мг/л соответственно). Это позволяет предположить, что поступление калия в воды рек, впадающих в северную часть озера, и в воды западных берегов меридиональной части озера, бассейны которых большей частью представлены горно-лесными ландшафтами с хорошо сформированными горно-лесными бурыми и дерново-подзолистыми почвами, происходит преимущественно с поверхностным внутрипочвенным стоком. В правобережных восточных притоках с примитивным каменистым почвенным покровом в их бассейнах влажной осенью 2018 г. содержание калия в водах, наоборот, было в два раза меньше (0.48 мг/л в р. Челюш и 0.31 мг/л в р. Кокши),чем в сухую осень 2019 г. (0.8 мг/л и 0.58 мг/л соответственно). Поскольку концентрация калия в реках восточного берега озера с увеличением количества осадков (и стока) снижается, возможно, его поступление в воды этих притоков происходит главным образом за счет выветривания горных пород преимущественно гранитного состава [28], как и предполагали А.М. Малолетко и Т.П. Шестакова [12]. Известно, что средняя концентрация К₃О в гранитном слое земной коры (2.89%) в 1.5 раза выше, чем в осадочной оболочке (1.87%) [7].

В пробах воды самого озера, дважды в год отбираемых у пос. Яйлю, суммарное содержание солей часто выше (75.6—106.4 мг/л), чем в притоках, что объясняется повышенной (125—190 мг/л) минерализацией вод ручьев, впадающих в озеро вблизи поселка, питающихся грунтовыми водами рыхлых отложений высоких озерных террас [12].

В результате многолетних наблюдений за показателями солевого состава вод оз. Телецкого в районе пос. Яйлю установлено, что общая минерализация воды озера находится в прямой зависимости от количества осадков, предшествующих периоду отбора (рис. 6): коэффициент корреляции показателя суммарного содержания солей в воде озера с количеством осадков за 15 дней, предшествующих отбору проб, составляет +0.58. В 2016 и 2019 гг., когда наблюдалось дождливое лето и относительно сухая осень, уровень содержания главных ионов в воде снижался от лета к осени. В 2017 и 2018 гг., когда

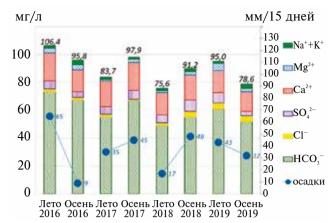


Рис. 6. Сезонная динамика суммарного содержания главных катионов и анионов (с вкладом каждого в показатель общей минерализации) в водах оз. Телецкого в районе пос. Яйлю в зависимости от количества осадков, предшествовавших отбору проб, в период с 2016 по 2019 г.

были сухое лето и дождливая осень, концентрации ионов в водах в осенний период, наоборот, возрастали. Считается, что в период увеличения осадков соленость природных вод снижается из-за процессов растворения, а в засушливый период содержание главных солей в водоемах и водотоках должно возрастать [26]. Однако в воде оз. Телецкого с увеличением количества осадков общая минерализация растет, что свидетельствует о существенном влиянии на ее уровень биогеохимических процессов, происходящих в почвах водосбора. Большое количество осадков способствует растворению солей и вымыванию их из почв [20].

В водах самого оз. Телецкого наиболее существенно меняется по сезонам содержание гидрокарбонатов, а также хлоридов. Нужно отметить, что в последние годы в озере (в акватории вблизи пос. Яйлю) в ионном составе воды выросла доля хлоридов — в континентальных водах — продукта жизнедеятельности животных организмов [7].

К аналитическим данным содержания основных ионов в водах притоков оз. Телецкого и в озерной воде была применена графическая процедура разделения: все показатели (%-экв.) с помощью электронной таблицы в [24] были нанесены на диаграмму Пайпера (рис. 7). Верхняя результирующая часть диаграммы в форме ромба представляет собой матричное преобразование

двух нижних треугольных графиков содержания анионов и катионов отдельно (%-экв.). Диаметры окружностей на результирующей диаграмме пропорциональны сумме солей (мг/л). Большинство точек, соответствующих содержаниям основных анионов и катионов в водах притоков оз. Телецкого (и самого озера) сосредоточены в левом углу результирующей (ромбовидной) части диаграммы: значит, несмотря на существенные различия по показателю общей минерализации. исследуемые реки принадлежат одной гидрогеохимической фации. Притоки оз. Телецкого несут воды бикарбонатно-магниево-кальшиевого типа с переменной жесткостью, с явным преобладанием в их химическом составе щелочно-земельных металлов над щелочными и слабых кислот (угольной кислоты) над сильными кислотами.

Для притоков озера, на которых есть гидрологические посты, на основе величин расхода воды в них [2], данных о площадях водосборов [19], а также полученных аналитических данных рассчитаны показатели водного и ионного стока в 2018 г. для рек Чулышман, Кокши и Чири (табл. 3).

Расчеты позволяют сказать, что величины ионного стока в малом (р. Чири), среднем (р. Кокши) и крупном (р. Чулышман) притоках озера сильно варьируют, напрямую зависят от

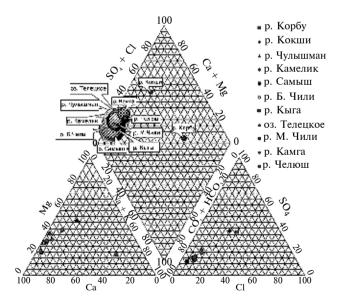


Рис. 7. Относительное (%-экв) содержание основных анионов и катионов в водах притоков оз. Телецкого и в озерной воде в период осенней межени 2018 г. на трилинейной диаграмме Пайпера.

 Таблица 3. Гидрологические характеристики и расчетные величины ионного стока в притоках оз. Телецкого с существующими гидрологическими постами (числитель – данные за июнь, знаменатель – за сентябрь 2018 г.)

 Характеристики, показатели
 р. Чулышман
 р. Кокши
 р. Чири

 Площадь водосбора, км² [19]
 17200
 472
 37

Характеристики, показатели	р. Чулышман	р. Кокши	р. Чири
Площадь водосбора, км ² [19]	17200	472	37
Средняя высота водосбора, м [19]	2040	1540	1630
Длина реки, км [19]	241	37	11
Уклон реки, % [19]	8,6	18	150
Среднегодовой расход воды, M^3/c , 2018 г. [2]	175.8	16.2	0.69
Объем стока, км ³ за год	5,5	0,51	0,02
Среднемесячный расход воды м ³ /с	<u>728.0</u>	<u>46.5</u>	<u>2.9</u>
Среднемесячный расход воды м /с	133.6	22,9	0,59
Объем стока, км ³	<u>1.95</u>	<u>0.125</u>	<u>0.0077</u>
Oobem Cloka, km	0.36	0.061	<u>0.0016</u>
Модуль стока, л/с км ²	42.3	<u>98.6</u>	<u>77.2</u>
модуль стока, л/с км	7.8	48.1	16.2
Общая минерализация воды, мг/дм ³ ,	<u>65.7</u>	<u>20.9</u>	<u>55.4</u>
оощая минерализация воды, мі/дм,	124.2	25.8	65.4
Ионный сток, т/год	364266	10683	1231
Среднемноголетнее поступление из атмосферы на водосбор, т/год	31270	7405	353
Поступление из атмосферы в реки, т/год	43319	2444	116
Доля атмосферного поступления, %	12	23	9.5
Ионный сток, т/мес.	128113	<u>2605</u>	<u>424</u>
ионный сток, 1/ мсс.	44432	1568	<u>104</u>
Модуль ионного стока, т/ (мес. км²)	<u>7.4</u>	<u>5.5</u>	<u>11.5</u>
	2.6	3.3	2.8
Модуль ионного стока, т/ (год км²)· 2018 г.	21.2	22.6	32.8

длины реки и площади водосбора и определяются объемом водного стока реки. За один год водами самого крупного притока — р. Чулышман в оз. Телецкое привносится 364 тыс. т основных растворимых солей, из них 219 тыс. т гидрокарбонатов (60%), 77 тыс. т кальция (21%). Для сравнения, с основными притоками Байкала за год в озеро поступает 6 млн т растворимых солей, из них почти 60% также приходится на гидрокарбонаты (3.5 млн т), 14% — на кальций (0.8 млн т) [5]. Среднемноголетний ионный сток бассейна Средней Оби составляет 18—24 млн т/год [17].

Модули ионного стока — количество растворимого вещества, выносимого в единицу времени с единицы площади водосборного бассейна, в разных по величине реках бассейна оз. Телецкого вполне сопоставимы. За год с 1 км² бассейнов притоков выносится от 21.2 до 32.8 т растворенных солей. Это значительно больше, чем, например, в равнинных реках субарктической зоны тундры с очень слабой химической дену-

дацией (6.8 т с км² в год) [11]. В малой р. Чири модуль ионного стока в 1.5 раза выше, чем в самом крупном притоке озера р. Чулышман, что объясняется сложной структурой водосборного бассейна реки — верховья и среднее течение р. Чулышман (в отличие от р. Чири) заняты не только горно-лесными, но и горно-тундровыми, горно-степными ландшафтами с менее интенсивным, чем в лесных сообществах, биогеохимическим круговоротом. Летом меньше всего растворимых солей выносится с 1 км² бассейна р. Кокши, зато в период осенней межени модуль ионного стока р. Кокши наибольший (табл. 3).

Из 21.2 т растворенных солей, выносимых с 1 км^2 бассейна р. Чулышман, 12.8 т приходится на гидрокарбонаты, 1.4 т — на хлориды, 1.6 т — на сульфаты, 4.5 т — на кальций и 0.4 т — на магний. Для сравнения, за год с 1 км^2 водосборной площади р. Печоры притоками выносится 20.9-24.4 т гидрокарбонатов, 2.3-5.2 т хлоридов, 3.9-6.8 т сульфатов, 4.3-8.2 т кальция и 1.5-2.3 т магния [6].

Атмосферная составляющая суммарного выноса главных ионов с речными водами самого крупного притока (р. Чулышман) небольшая — 12%, р. Чири — 9.5%. В р. Кокши вклад атмосферных осадков в величину общей минерализации воды заметно больше — 23% (табл. 3), что обусловлено геохимическими особенностями водосбора реки, стекающей с вершины гранитного хребта.

Есть мнение, что интенсивность химической денудации в бассейнах горных рек, сложенных осадочными толщами, легко поддающимися размыву, с высотой увеличивается, а в бассейнах рек, сложенных устойчивыми к денудации вулканогенными породами, уменьшается [1]. По данным авторов настоящей статьи, интенсивность химической денудации в бассейнах притоков оз. Телецкого снижается с увеличением средней высоты водосбора (табл. 3), что указывает на относительную устойчивость к размыву горных пород, слагающих южное и восточное окаймления озера, и существенность вклада в химический состав природных вод других составляющих, в частности процессов выщелачивания элементов из почв и почвообразующих пород.

Химические компоненты в водах притоков оз. Телецкого по уменьшению величины ионного стока образуют следующий ряд: гидрокарбонаты >> кальций >сульфаты > хлориды> магний > натрий, калий.

При среднемноголетней общей минерализации воды самого озера 88 мг/л и общем объеме воды в озере 40 км³ суммарное содержание главных ионов в водоеме составляет 3520 тыс. т. По данным А.М. Малолетко и Т.П. Шестаковой, эта величина составляла 4778 тыс. т [12]. Зная, что с водами р. Чулышман в озеро ежегодно поступает 364 тыс. т водорастворимых солей (почти в 10 раз меньше их общего содержания в озере) и учитывая долю Чулышмана в общем объеме поставляемых в озеро вод (>80%), предполагаем, что полный обмен растворимых химических веществ в озере происходит за 7—8 лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Общая минерализация вод притоков оз. Телецкого очень низкая, варьирует в пределах

18.6—160.0 мг/л и меняется в зависимости от гидрологического периода, увеличиваясь в период осенней межени по сравнению с периодом весенне-летнего половодья.

Варьирование концентраций хлоридов, возможно, имеющих частично антропогенное происхождение, наиболее существенно, тогда как содержания гидрокарбонатов и кальция в водах притоков оз. Телецкого наиболее постоянны.

Уровень общей минерализации вод в реках северной (широтной) части озера с более залесенными территориями водосборов заметно выше, чем в реках южной части озера, что является в том числе следствием вырубок леса, приводящих к эрозии горно-лесных почв и усиливающих вынос химических веществ.

Существенно различаются как по уровню общей минерализации вод, так и по ионному составу воды противоположных притоков меридиональной части озера. Это отражение разной геохимической ситуации в их водосборах — в анионный состав вод восточных притоков, берущих свое начало на вершине гранитного хребта Корбу, больший вклад вносят хлориды и сульфаты, в них повышено содержание калия и натрия, в ионной композиции вод западных притоков, дренирующих в основном осадочные отложения, доминируют гидрокарбонаты, кальпий и магний.

В реках восточных берегов озера, где преобладают каменистые примитивные почвы, с увеличением количества осадков концентрация калия в водах снижается в 1.5 раза, что указывает на его поступление в воды основном из некарбонатных горных пород. В водах западных рек, дренирующих хорошо сформированные горно-лесные почвы, с увеличением количества осадков и стока концентрация калия увеличивается в 1.5—2.5 раза, что позволяет считать выщелачивание калия из почв его основным источником поступления в поверхностные воды западных берегов озера.

Биогеохимические процессы, происходящие в почвах территории водосбора, существенно влияют на содержания главных солей в водах

оз. Телецкого, о чем свидетельствует увеличение их концентрации в период обильных осадков.

Влияние атмосферы на содержание главных ионов в притоках оз. Телецкого и на их гидрохимический сток (за исключением сульфатов) незначительно.

На основе построенной диаграммы Пайпера установлено, что воды большинства притоков оз. Телецкого принадлежат одной гидрогеохимической фации, являющейся их диагностическим химическим аспектом. Исключение составляют реки Корбу и Кокши, берущие свое начало на гранитном хребте Корбу.

Модуль ионного стока в разных по величине бассейнах оз. Телецкого меняется от 21 до 32 т/год с км². Интенсивность химической денудации с увеличением средней высоты водосбора и уменьшением уклона реки снижается, что указывает на относительную устойчивость к размыву горных пород берегов озера и существенность вклада в химический состав вод процессов выщелачивания главных ионов из почв. Полное обновление главных ионов в водах озера происходит за 7—8 лет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Абдуев М.А*. Химическая денудация на горной территории Азербайджана // Вод. хоз. России: проблемы, технологии, управление. 2016. № 1. С. 4—16.
- 2. Автоматизированная информационная система государственного мониторинга водных объектов (АИС ГМВО). https://gmvo.skniivh.ru/
- Архив погоды в Артыбаше. https://rp5.ru/ysclid=lssonl8e4p157845187
- 4. *Вернадский В.И.* Биосфера и ноосфера. М.: Айрис-пресс, 2012. 576 с.
- 5. *Галазий Г.И*. Байкал в вопросах и ответах. Иркутск: Восточно-Сибирское кн. изд-во, 1987. 167 с.
- 6. Даниленко А.О., Решетняк О.С., Косменко Л.С., Кондакова М.Ю. Изменение интенсивности химической денудации на водосборе реки Печоры в условиях нестационарного климата и хозяйственной деятельности // Вода и экология: проблемы и решения. 2020. № 4 (84). С. 38–49.
- 7. *Добровольский В.В.* Основы биогеохимии. М.: Высш. шк., 1998. 413 с.

- 8. Долматова Л.А. Особенности гидрохимического режима Телецкого озера в период осеннего охлаждения // Мир науки, культуры, образования. 2011. № 6–2 (31). С. 417–423.
- 9. Ельчининова О.А., Кузнецова О.В., Рождественская Т.А., Кайзер М.И., Вышникова Т.В. Эколого-биогеохимическая оценка почв горно-лесного пояса бассейна Телецкого озера // Успехи современного естествознания. 2019. № 4. С. 51–56.
- 10. Лакин Г.Ф. Биометрия. М.: Высшая шк., 1990. 351 с.
- Макаров В.Н., Ноговицын Д.Д., Шеина З.М. Гидрология и ионный сток рек Северо-Востока Якутии // Успехи современного естествознания. 2019. № 8. С. 56—61.
- 12. *Малолетко А.М., Шестакова Т.П*. Материалы к гидрохимии бассейна Телецкого озера // Вопросы географии Сибири / Под ред. *А.А. Земцова*. Томск, 1979. С. 110—126.
- 13. *Маринин А.М., Самойлова Г.С.* Физическая география Горного Алтая. Уч. пособие по спецкурсу. Барнаул: БГПИ, 1987. 110 с.
- Новиков Ю.В., Ласточкина К.О., Болдина З.Н. Методы исследования качества воды водоемов. М., 1990. 397 с.
- 15. Пузанов А.В., Бабошкина С.В., Горбачев И.В. Содержание и распределение основных макро- и микро- элементов в поверхностных водах Алтая // Вод. ресурсы. 2015. № 3. Т. 42. С. 298—310.
- 16. Савенко А.В., Бреховских В.Ф., Покровский О.С. Макро- и микроэлементный состав вод дельты Волги и его межгодовая изменчивость // Арид. экосистемы. 2016. Т. 22. № 1 (66). С. 11-19.
- 17. *Савичев О.Г.* Ионный сток Средней Оби и ее крупных притоков // Изв. Томского политех. ун-та. 2004. Т. 307. № 6. С. 40—44.
- 18. *Савичев О.Г., Иванов А.О.* Атмосферные выпадения в бассейне Средней Оби и их влияние на гидрохимический сток рек // Изв. РАН. Сер. географическая. 2010. № 1. С. 63–70.
- 19. *Селегей В.В.*, *Селегей Т.С*. Телецкое озеро / Под ред. *В.А. Знаменского*. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 142 с.
- 20. Трофимов С.Я., Караванова Е.И. Жидкая фаза почв: учебное пособие. М.: Университет. кн., 2009. 111 с.
- 21. *Хажеева З.И., Тулохонов А.К., Дашибалова Л.Т.* Сезонная и пространственная динамика минерализации и главных ионов реки Селенги // Вод. ресурсы. 2007. Т. 34. № 4. С. 475—480.
- 22. Черных Д.В., Самойлова, Г.С. Ландшафты Алтая (Республика Алтай и Алтайский край). Карта.

- Масштаб 1 : 500000. Новосибирск: Новосибирская картограф. ф-ка, 2011.
- 23. *Шевченко Г.А.* Характер пространственного распределения микроэлементов в воде Телецкого озера (Горный Алтай) // Проблемы регион. экологии. 2010. № 5. С. 90—94.
- 24. *Carlos E. Molano C.* Piper hydrogeochemical diagram. https://sites.google.com/a/hidrogeocol.com.co/carlos molano/Home
- Cartwright I. Concentration vs. streamflow (C-Q) relationships of major ions in south-eastern Australian rivers: Sources and fluxes of inorganic ions and nutrients // Applied Geochem. 2020. V. 120.
- Herczeg A.L., Dogramaci S.S., Leaney F.W. Origin of dissolved salts in a large, semi-arid groundwater system: Murray Basin, Australia // Marine Freshwater Resour. 2001. V. 52. P. 41–52.
- 27. Hofmann H., Cartwright I. Morgenstern U. Estimating retention potential of headwater catchment using Tri-

- tium time series // J. Hydrol. 2018. V. 561. P. 557–572.
- 28. *Holloway J.M., Dahlgren R.A.* Seasonal and event-scale variations in solute chemistry for four Sierra Nevada catchments // J. Hydrol. 2001. V. 250. P. 106–121.
- 29. Musolff A., Schmidt C., Selle B., Fleckenstein J.H. Catchment controls on solute export // Advances Water Resour. 2015. V 86. P. 133–146.
- 30. Siwek J.P, Zelazny M., Chelmicki W. Influence of Catchment Characteristics and Flood Type on Relationship Between Streamwater Chemistry and Streamflow: Case Study from Carpathian Foothills in Poland // Water Air And Soil Pollution. 2011. № 214. P. 547–563.
- 40. *Taboada-Castro M.M.*, *Rodriguez-Blanco M.L.*, *Taboada-Castro M.T.* Assessing the Influence of Catchment Land-Use Patterns on the Nutrients and Major Ions Chemistry of Drainage Water // Communications In Soil Science And Plant Analysis. 2013. V. 44 Is. 1–4. P. 422–428.

УДК 504.53

ИЗМЕНЕНИЕ КАЧЕСТВА ВОДЫ Р. МОДОНКУЛЬ ПО КОМБИНАТОРНОМУ ИНДЕКСУ ЗАГРЯЗНЕНИЯ¹

© 2024 г. З. И. Хажеева^{а, *}, А. М. Плюснин^а, Б. В. Дампилова^а

^aГеологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, 670047 Россия *e-mail: zina.zkhazh@mail.ru

Поступила в редакцию 01.01.2023 г. После доработки 20.12.2023 г. Принята к публикации 22.02.2024 г.

Рассмотрено качество воды р. Модонкуль, протекающей по территории с предприятиями горнодобывающей промышленности. Анализируемые данные характеризуют период 2019—2021 гг. При оценке загрязнения или параметризации качества воды использована методика расчета универсального комбинаторного индекса загрязненности воды. В верховье р. Модонкуль вода по химическому составу гидрокарбонатная кальциевого типа. В зоне смешения речной и рудничных вод происходит изменение химического состава на сульфатный, преимущественно натриево-кальций-магниевый тип. Общая закономерность поведения микроэлементов в воде Модонкуль — увеличение их концентрации с ростом минерализации. Вниз по течению реки содержания тяжелых металлов возрастают: Сu, Zn, Pb в 1.1—1.4, Mn, Co, As — в 6.6—11, Cd — 8 раз. В верховье реки вода оценена по качеству как "слабо загрязненная" 2-го класса. Вниз по течению вода характеризуется как "грязная" 4-го класса с понижением разряда от "а" до "б".

Ключевые слова: качество воды, комбинаторный индекс, загрязнение реки.

DOI: 10.31857/S0321059624040092 **EDN**: APGIZE

ВВЕДЕНИЕ

Изменение природного химического состава воды реки, ухудшение качества и потребительских свойств происходят в результате техногенного загрязнения. Влияние горнодобывающих и обогатительных предприятий на окружающую среду связано с комплексным составом руд эксплуатируемых месторождений. Массивы техногенных песков — отходов обогатительного производства, а также рудничные воды становятся основными источниками загрязнения рек тяжелыми металлами и другими токсичными элементами [4, 12, 13, 17, 31, 34].

Индексы качества воды — полезные инструменты, используемые для оценки качества воды. Они используются с 1965 г., когда Хортон разработал первую форму качества воды [27]. Цель показате-

лей качества состоит в том, чтобы свести данные большого количества физических, химических и биологических измерений к единому значению, отражающему экологическое состояние конкретного водотока [25, 32, 43, 44]. Общий алгоритм расчета индексов качества воды заключается в приведении всех значений параметров к единой шкале (субиндексы) и в последующем их агрегировании в одно итоговое значение (индекс) [40]. Оценка загрязнения поверхностных водных объектов выполняется, как правило, на основе сравнения фактических концентраций химических веществ с установленными нормативами их предельно допустимой концентрации (ПДК) в воде [11]. Методы оценки загрязнения водных объектов базируются на гидрологических, гидрохимических и гидробиологических данных, полученных с помощью системы мониторинга. Оценка загрязнения включает процедуру параметризации характеристик качества воды – установление и обоснование диапазонов изменения параметров качества воды, соответствующих большей или меньшей безопасности для населения и хозяйства, а также водных биоценозов [21, 23, 25, 29, 36, 37].

¹ Исследование проведено в рамках государственного задания ГИН СО РАН (проект АААА-А21-121011890033-1). Работа выполнена с использованием оборудования центра коллективного пользования и "Аналитического центра минералого-геохимических и изотопных исследований" ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ).

Джидинское рудное поле, расположенное в Закаменском районе Бурятии (Западное Забайкалье), характеризуется высокой концентрацией оруденения на небольшой территории. Рудная минерализация связана с юрской полифазной гуджирской интрузией, представленной на поверхности многочисленными дайками кислого состава и первомайским штоком гранит-порфиров [3, 6]. Руды Джидинских месторождений комплексные. Это месторождение включает в себя коренные промышленные месторождения: Холтосонское вольфрамовое жильное, Инкурское штокверковое вольфрамовое, Первомайское штокверковое молибденовое [12, 19]. Руды Инкурского и Холтосонского месторождений близки по минеральному составу, но различаются по содержанию полезных компонентов. Кроме основного их компонента WO_{2} (0.14–0.7%), содержатся (%): 0.02-0.56 Pb, 0.04-0.38 Zn, 0.03-0.17 Cu, 0.003-0.01 Bi, 0.02-0.05 Be, 4.2-7.6 F, до 175 г/т Ag, до 4 г/т Au. Руды Первомайского штокверка, помимо главного компонента Мо (0.1-0.15%), содержали в среднем (%): 0.018BeO, 0.031 WO₃, 0.024 Cu, 0.038 Zn, 0.04 Pb [12]. Компоненты руд в несколько меньших концентрациях присутствуют в отвалах вскрышных пород и забалансовых руд. Они активно участвуют в процессах миграции и концентрирования на геохимических барьерах окружающей территории [34, 40, 42, 43].

Сформированная природно-техногенная система занимает площадь >100 км². В нее входят промплощадки рудников Первомайского, Инкурского, Холтосонского, обогатительных фабрик и хвостохранилищ Джидинского вольфрамомолибденового комбината, разведочные штольни, из которых изливаются рудничные воды, завод по литью металла (ООО "Литейщик"), городские очистные сооружения, автотранспортное предприятие, селитебная зона г. Закаменска с приусадебными и дачными участками. Перечисленные объекты располагаются в бассейне р. Модонкуль.

Рассматриваемая территория расположена в южной части Монголо-Сибирского горного пояса и приурочена к Селенгино-Витимской зоне линейного коробления, морфоструктуре второго порядка мезозойского заложения с уме-

ренной неотектонической активизацией недр. Рельеф территории долинный (абсолютные отметки 1040—1100 м), низкогорный (до 1400 м), в ближайших окрестностях среднегорный (1700—1800 м), относится к системе отрогов Джидинского хребта [16].

Долина р. Модонкуль имеет симметричный корытообразный поперечный профиль с максимальной шириной в устье 1300 м. Расход воды в реке зависит от сезона года, зимой он составляет 0.12-0.18 м³/с, в период открытого русла изменяется в интервале 0.7-3.2 м³/с. Модонкуль характеризуется следующими гидрологическими параметрами: длина реки L=20 км, площадь водосбора $S_{\rm вдсб}=170$ км², среднегодовой расход воды Q=0.80 м³/с, годовой сток воды W=0.025 км³ [9].

Ранее в работах [14, 30] приведены результаты исследования химического состава воды р. Модонкуль. Из различных типов загрязняющих веществ тяжелые металлы, даже в низких концентрациях, все чаще вызывают проблемы со здоровьем из-за их опасной способности к биоаккумуляции в пищевых цепях [37, 45] Цель настоящей работы — оценка качества воды реки по комбинаторному индексу загрязненности, что позволит использовать комплексный метод, учитывающий одновременно всю совокупность загрязняющих веществ.

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Отбор проб воды проводился в течение года в период 2019—2021 гг. Створы отбора проб воды представлены на рис. 1, их перечень и места расположения сведены в табл. 1.

Пробы воды отбирали на расстоянии 1.5—2 м от берега с глубины 0.3—0.6 м. На месте отбора проб определяли температуру, электропроводность, рН воды, содержание растворенного кислорода и TDS. В период исследований на всех створах наблюдения содержание растворенного кислорода в воде изменялось в пределах 7.16—9.38 мг/л. Воду для анализа макрокомпонентов отбирали в пластиковые бутылки объемом 1.5 л. Пробы воды на микроэлементы отбирали в полиэтиленовые контейнеры 15 мл, предвари-



Рис. 1. Картосхема расположения створов отбора проб воды.

Таблица 1. Створы отбора проб и место их расположения

Створ	Место расположения
M1	с. Холтосон, верховье
M2	Ниже впадения ручья из штольни Западная
M3	Выше г. Закаменска
M4	Устье реки

тельно обработанные в лаборатории HNO_3 0.1N и промытые деионизированной водой. Водные пробы для анализа были фильтрованы через "синюю ленту".

Для изучения химического состава выполнены аналитические работы с определением макрокомпонентов: основных анионов — HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , F^- , основных катионов — Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ ; химического потребления кислорода ХПК, содержания легкоокисляемых органических веществ $B\Pi K_5$, кремнекислоты; соединения азота — NO_2^{-1} . Общий набор показателей качества воды включает макроэлементный состав и перечень специфических загрязняющих элементов, для которых приведены Π ДК в $Cah\PiuH$ 1.2.3685-21 [11]. Анализ макрокомпонентного состава воды выполнен в сертифицированной лаборатории Γ 0 РАН (г. Улан-Удэ) по стандартным методикам для

пресных вод [5]. Катионы (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) определяли методами атомной абсорбции; F^- , SiO_2 — колориметрическим; HCO_3^- ; Cl^- — титриметрическим; $SO_4^{\ 2-}$ — турбодиметрическим методами. Определение микроэлементного состава воды выполнено стандартными методами атомно-эмиссионного спектрального анализа на многоканальном анализаторе атомно-эмиссионных спектров "Optima 2000 DV" и атомно-абсорбционного анализа на приборе "AAC PinAAcle 900F" (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ).

При обработке и обобщении информации о химическом составе воды р. Модонкуль использованы методы статистического анализа [20, 21]. Порядок расчета и комплексной оценки и классификацию загрязненности и качества поверхностных вод проводили в соответствии с установленными методическим указаниям РД 52.24.643-2002 [8]. Фактические концентрации химических элементов в воде сравнивались с установленными нормативами их ПДК для водоемов питьевого и хозяйственно-бытового назначения, приведенные в табл. 2. При расчете показателей комплексной оценки и классификации загрязненности воды р. Модонкуль учитывались 15 показателей, приведенные в табл. 2. Коэффициент комплексной загрязненности воды К в каждом створе рассчитывался по формуле $K = N'/N \times 100\%$, где N' - количество нормируемых ингредиентов и показателей качества воды, которые превышают соответствующие $\Pi \coprod K$, N — общее количество показателей качества воды, определенных для каждого створа.

Для каждого ингредиента определялись следующие характеристики: α_j — повторяемость случаев превышения ПДК, %; $S\alpha_i$ — частный оценочный балл из Приложения Е в [8]; β_i^* — средняя кратность превышения ПДК; $S_{\beta i}$ — частный оценочный балл из Приложения Ж в [8]; $S_i = S\alpha_i \times S_{\beta i}$ — частный оценочный балл для ингредиента по данным на створе наблюдений.

Оценка индексов загрязненности воды на каждом створе проводилась по следующим форму-

лам:
$$S_j = \sum_{i=1}^{N_j} S_i (S_j - \text{комбинаторный индекс за-}$$

N⁰	Показатели, мг/л	ПДК для водоемов питьевого и хозяйственно-бытового назначения	Класс опасности
1	pН	6.5-8.5	
2	0,	<4	
3	Сульфаты SO_4^{2-}	500	
4	$Б\Pi K_{5}(O_{2})$	3	
5	ХПК	15	
6	$N-NO_2^-$	3.3	2
7	Fe _{общ}	0.3	3
8	F	1.5	2
9	Mn	0.1	3
10	Cu	1	3
11	Cd	0.001	2
12	Zn	5	3
13	Pb	0.01	2
14	Co	0.1	2
15	As	0.01	1

Таблица 2. Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в воде [11]

грязненности воды в j-м створе, N_i — число учитываемых ингредиентов в период наблюдения), $S_j' = S_j / N_j (S_j' -$ удельный комбинаторный индекс загрязненности воды).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Макрокомпонентный состав воды

Результаты исследования макрокомпонентного состава воды р. Модонкуль приведены в табл. 3, их визуализация — на тройной диаграмме (рис. 2), на которой видно, что фоновые воды обособлены, они характеризуются преобладанием щелочноземельных элементов в катионном составе. В анионном составе воды установлено абсолютное преобладание HCO_3^- , его относительное содержание достигает 78.5-80 мг-экв.% (створ M1).

В верховье (створ М1) речные воды характеризуются минерализацией 159—204 мг/л (среднее 184.6 мг/л), слабощелочной средой рН 7.2 при вариации 7.0—7.7. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциево-магниевые. Катионы и анионы в порядке убывания концентраций выстраиваются в следующие ряды: $\text{Ca}^{2+} \gg \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ + \text{K}^+$ и $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$, что характерно для природных речных вод, развитых в пределах магматических пород основного состава (рис. 2).

В анионном составе доминирует гидрокарбонат, его содержание — 102.5—131.2 мг/л (в среднем 109.5 мг/л, в относительных единицах 79.0 мг-экв. %). Содержание сульфат-иона варьирует в пределах 9.8—18.0 мг/л (среднее — 14.8 мг/л, 13.5 мг-экв. %). Концентрация хлорид-иона — в интервале 4.9—6.5 мг/л (среднее 5.91 мг/л, 7.3 мг-экв. %). Среди катионов основные — кальций и магний с содержанием 18.7—23.7 мг/л (среднее 21.4 мг/л, 40.8 мг-экв. %) и 13.2—17.8 мг/л (среднее 15.6 мг/л, 48.8 мг-экв. %) соответственно. Щелочные металлы содержатся в пределах 5.3—7.6 (среднее 6.1 мг/л, 10.1 мг-экв. %). Среднее содержание фтор-ионов F- составляет 2.9 мг/л (табл. 3).

Створ M2 находится ниже впадения ручья, вытекающего из штольни Западной. На

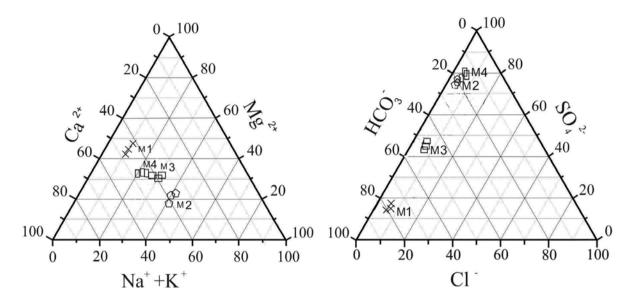


Рис. 2. Треугольная диаграмма катионного и анионного состава воды р. Модонкуль.

этом участке вода р. Модонкуль – результат смешения разных по составу вод: гидрокарбонатной природной речной и сульфатной рудничной воды, вытекающей из штольни Западной. Вода реки на этом участке характеризуется минерализацией 478-597 мг/л, слабокислой средой рН (6.1-6.9). Минерализация воды увеличивается более чем в 3 раза. Содержание гидрокарбонат-иона НСО, варьирует от 75.8 до 89.2 мг/л (долевое содержание 18.1-13.7 мг-экв. %), сульфат-иона SO_4^{2-} – от 167 до $302.6 \,\mathrm{MF/\pi} \, (50.7 - 59.1 \,\mathrm{MF-ЭKB}. \,\%)$, хлорид-иона Cl^- -от7.4до9.13мг/л(3.0-2.4мг-экв.%),фтор-иона F^- – от 36.7 до 50.1 мг/л (28.1—24.7 мг-экв. %), Ca^{2+} — от 68.4 до 84.8 мг/л (51.3—33.9 мг-экв. %), Mg^{2+} – от 21.5 до 35.2 мг/л (26.9–23.5 мг-экв. %), Na^+ – от 32.6 до 121.3 мг/л (21.3–42.2 мг-экв. %). По химическому составу вода сульфатная, натриево-кальциево-магниевого типа. Содержание фторид-иона F- возрастает в 12-15 раз и варьирует в пределах 36.5-50.1 мг/л. Катионы и анионы в порядке убывания концентраций выстраиваются в следующие ряды: $Na^+ > Ca^{2+} >$ Mg^{2+} и $SO_4^{2-}>HCO_3^{-}>>Cl^-$. В анионном составе абсолютные содержания сульфат-иона SO₄2возрастают почти в 15 раз, гидрокарбонат-иона HCO_3^- — уменьшаются в 1.3 раза. В катионном составе абсолютные содержания натрия Na+ возрастают в 15 раз, а концентрации катионов Ca^{2+} и Mg^{2+} возрастают в 1.8—3.6 раза (табл. 3).

Вниз по течению до г. Закаменска река протекает по территории, не затронутой горнодобывающим производством. На створе М3 река дренирует грунтовые воды, формирующиеся на участках распространения аллювиальных отложений. После впадения руч. Инкур в створе М3 химический состав воды становится сульфатным кальциево-натриево-магниевого типа с минерализацией 267-472 мг/л, реакция воды — слабокисло-нейтральной с рН 6.1-7.6. По сравнению с предыдущим створом М2 минерализация воды уменьшается в 1.3 раза, $SO_4^{2-}-1.3$, $Na^+-2.9$, $Ca^{2+}-1.5$, $Mg^{2+}-1.7$, F^--8 3 раза, а содержание HCO_7 увеличивается в 1.1 раза.

В устье реки, ниже сброса сточных вод жилищно-коммунального хозяйства г. Закаменска и ниже поступления поверхностного стока с наливного хвостохранилища в створе М4, минерализация возрастает до 638-731 мг/л. Реакция воды становится нейтрально-слабощелочной — рН 7.0-7.9. По химическому составу вода относится к сульфатному, кальциево-магниево-натриевому типу (табл. 3). Катионы и анионы в порядке убывания концентраций выстраиваются в следующие ряды: $Ca^{2+} > Na^+ > Mg^{2+}$ и $SO_4^{2-} > HCO_3^- > Cl^-$. По сравнению с предыдущим створом М3 абсолютные содержания ингредиентов макрокомпонентного состава возрастают в 1.3-2.6 раза,

NO,-

знаменатель — ср	Т		_					
Компонент	Единицы измерения	Створ						
	Единиды измерения	M1	M2	M3	M4			
pH	Единицы рН	7.0-7.7 7.2	<u>6.1–6.9</u> 6.7	<u>6.1–7.6</u> 7.2	7.0-7.9 7.5			
HCO ₃ -	мг/л	102.5-131.2 109.5	75.8–89.2 77.6	68.3–93.7 78.3	88.3-108.1 92.4			
SO ₄ ²⁻	-//-	<u>9.8–18.1</u> 14.8	<u>167–302.6</u> 235.6	102.7—234.6 186.7	324.5-367.8 359.7			
Cl-	-//-	<u>4.9–6.5</u> 5.9	7.4–9.1 8.6	<u>5.2–7.2</u> 7.1	15.7–19.8 18.6			
Ca ²⁺	-//-	18.7–23.7 21.4	68.4–84.8 75.1	<u>42.7–62.4</u> 50.3	<u>92.3–112.4</u> 101.3			
Mg^{2+}	-//-	13.2–17.8 15.6	21.5–35.2 28.6	15.8–20.1 16.7	41.6–48.7 46.7			
$Na^+ + K^+$	-//-	<u>5.3–7.6</u> 6.1	<u>32.6–121.3</u> 95.4	<u>28.4–37.5</u> 32.4	<u>52.7–67.2</u> 61.3			
F-	-//-	<u>2.1–3.3</u> 2.9	<u>36.7–50.1</u> 43.2	<u>9.8–18.7</u> 15.2	15.3-32.7 27.8			
TDS	-//-	159-204 184.6	<u>478–597</u> 498	<u>267–472</u> 372	638-731 702			
Si	-//-	<u>2.4–4.2</u> 3.7	<u>4.35.7</u> 5.2	<u>3.6–4.9</u> 4.3	<u>4.2–5.9</u> 5.4			

0.001 - 0.004

0.002

0.009 - 0.042

0.027

Таблица 3. Макрокомпонентный состав воды р. Модонкуль в период 2019—2021 гг. (числитель — пределы изменения, знаменатель — среднее)

а их относительные количества остаются близкими к наблюдаемым на створе M2.

-//-

Загрязненность воды по комбинаторному индексу загрязнения

В табл. 4 приведены содержания специфических загрязняющих веществ, которые характерны для водных объектов рассматриваемой территории. Эти ингредиенты использованы для оценки загрязненности по комбинаторному индексу. Проведен статистический анализ рядов комплексного загрязнения К (применены теоретически обоснованные статистические характеристики).

Вариационный ряд значений коэффициента К на створе М1 приведен в табл. 4. Для рассматриваемого ряда определены следующие статистические показатели: $K_{min} = 6.6\%$, $K_{max} = 26.6\%$, RK = 20%, $K_{cp} = 16.6\%$, $\sigma_k^2 = 52.8$, $\sigma_k = 7.2$, $m_k = 2.09$. Значения К на створе М1 изменялись с вероятностью 99.7% в пределах $16.6 \pm 6.2\%$, а доверительные границы составили от 10.3 до 22.9%. Среднее значение К превышает свою ошибку более чем в 2.6 раза, что дает основание считать ее

достоверной. Химический состав воды на створе М1 подвержен существенным колебаниям в течение периода наблюдения, так как коэффициент ковариации составил 43.6%.

0.006 - 0.027

0.018

0.009 - 0.053

0.034

Превышение ПДК в воде на створе М1 наблюдалось по восьми ингредиентам из 15 специфических показателей загрязнения. Число случаев превышения ПДК составили: $B\Pi K - 6$, $X\Pi K - 5$, $Fe_{obm} - 7$, Pb - 5, Cd - 4, для остальных ингредиентов ≤2. Кратности превышения нормативов ПДК менялись в пределах 1.17-3.0. Наибольшее значение частного оценочного балла ($S_i = 6.99$) характерно для Cd (табл. 5). По F и соединениям Cu, As наблюдался низкий уровень загрязненности воды. Значения частных оценочных баллов для F, Cu, As составили 1.8, 3.5 и 3.9 соответственно. Частные оценочные баллы для БПК, ХПК, соединений Fe и Pb варьировали в пределах 4.1−5.3, что соответствует среднему уровню загрязненности. На этом створе отсутствуют ингредиенты с критическими показателями загрязненности. Величина $S_i = 36.3$, $S_i' = 2.1$ (табл. 6). На створе M1 вода р. Модонкуль характеризуется как "слабо загрязненная" 2-го класса.

На створе М2 вариационный ряд значений К имеет следующие статистические показатели: $K_{\min} = 20\%$, $K_{\max} = 40\%$, $R_{\rm K} = 20\%$, $K_{\rm cp} = 30.4\%$, $\sigma_{\rm k}^2 = 43.4$, $\sigma_{\rm k} = 6.6$, $m_{\rm k} = 1.9$. Значения К на створе М2 изменялись с вероятностью 99.7% в пределах $30.4 \pm 5.7\%$, а доверительные границы составили от 24.7 до 36.1%. Среднее значение К превышает свою ошибку в >5.3 раза, что дает основание считать ее достоверной. Размах варьирования К составил 20% (табл. 4), коэффициент ковариации — 21.6%. Уменьшение коэффициента ковариации с 43.6% (створ М1) до 21.6% (створ М2) свидетельствует о снижении колебаний комплексности загрязнения в выборочной совокупности. По сравнению с предыдущим створом коэффициент К возрастает в 1.8 раза.

Превышение ПДК в воде на створе М2 наблюдалось по десяти ингредиентам химического

состава. Число случаев превышения ПДК составили: F-12, Cu-8, Mn-10, БПК-4, XПК-3, $Fe_{общ}-5$, Pb-5, Cd-6, Co-3, As-4. Наибольшее значение кратности превышения ПДК наблюдались для F (28.3), Cd (6.8), As (8.7) (остальные изменялись в пределах 1.1-2.4).

Наибольшее значение частного оценочного балла S_i наблюдалось для содержаний F (14) и Cd (10.4). Значительная загрязненность наблюдалась соединениями Cu, Mn, As и Pb, значения их S_i менялись в пределах 6.1-8.4. Низкий уровень загрязненности характерен для органических веществ, соединений Fe и Co. Значения S_i для них менялись в интервале 2.8-4.5 (табл. 5). На створе M2 ингредиенты с критическими показателями загрязненности, удовлетворяющие условию $S_i \geqslant 9$, — F и Cd; $S_j = 70.5$, $S_j' = 4.7$. На створе M2 вода реки характеризуется как "грязная" 4-го класса разряда "а".

Таблица 4. Содержание специфических загрязнителей, мг/л, коэффициент комплексности загрязненности К

Дата	SO ₄ ²⁻	БПК	ХПК	$\mathrm{Fe}_{\mathrm{o}^{\mathrm{o}}}$	ΙŢ	Cu	Zn	Mn	Pb	Cd	Co	As	K, %
						Ств	op M1		•				
14.03.2019	25.8	3.64	12.6	0.18	0.93	0.07	0.27	0.019	0.007	-	0.011	-	6.6
11.05.2019	32.4	1.37	4.41	0.41	1.22	0.14	2.03	0.015	0.003	-	0.006	-	6.6
15.08.2019	29.3	1.71	16.1	0.36	0.51	0.09	1.2	0.052	0.006	0.002	0.005	-	20.0
06.10.2019	31.7	3.31	10.9	0.29	1.25	0.93	0.08	0.012	0.012	0.001	-	0.005	13.3
12.03.2020	31.2	1.49	18.4	0.48	1.65	1.84	0.63	0.034	0.003	-	-	0.003	13.3
12.05.2020	35.7	5.15	7.07	0.35	0.44	0.85	1.16	0.012	0.015	0.003	0.017	0.008	26.6
17.08.2020	29.8	1.12	19.3	0.39	1.50	0.06	2.08	0.072	0.021	0.001	0.015	0.001	20
10.10.2020	30.4	4.12	8.42	0.28	0.92	0.27	1.23	0.013	0.008	-	0.004	-	6.6
11.03.2021	28.4	3.72	8.19	0.40	0.66	0.16	1.71	0.008	0.006	0.004	-	-	20.0
12.05.2021	26.7	2.19	17.6	0.26	0.52	1.62	0.86	0.052	0.013	0.001	-	0.009	20.2
07.08.2021	34.2	4.12	5.46	0.43	0.68	0.09	0.83	0.021	0.015	-	0.008	0.017	26.6
14.10.2021	36.7	1.63	16.8	0.19	1.11	0.56	0.28	0.038	0.009	0.003	0.005	0.021	20
						Ств	op M2						
14.03.2019	179.2	1.61	15.38	0.29	42.32	2.3	2.8	0.31	0.005	0.003	0.03	0.002	33
11.05.2019	188.4	2.67	5.35	0.26	39.24	1.8	2.47	0.08	0.021	0.012	0.12	-	33
15.08.2019	191	1.38	9.86	0.38	44.52	3.5	0.83	0.26	0.009	-	-	0.005	26.6
06.10.2019	186.2	3.46	13.26	0.26	42.8	0.9	1.28	0.17	0.014	0.005	0.08	0.06	40
12.03.2020	218.2	1.21	18.78	0.42	43.8	2.4	3.7	0.42	0.006	0.001	0.17	0.003	20
12.05.2020	183.4	5.26	8.61	0.18	38.1	0.8	1.59	0.26	0.018	-	0.03	0.02	33
17.08.2020	191.5	2.06	7.74	0.41	45.2	2.7	0.9	0.086	0.007	-	-	0.004	20
10.10.2020	250.2	4.12	10.28	0.19	38.3	3.2	0.6	0.12	0.008	0.007	-	-	33
11.03.2021	207.4	1.19	9.94	0.21	44.26	0.8	2.18	0.28	0.025	0.003	0.07	-	26.6
12.05.2021	182.4	2.24	13.9	0.34	46.27	1.4	1.83	0.16	0.007	-	0.15	0.007	26.6
07.08.2021	228.3	1.72	6.63	0.15	46.3	0.9	4.3	0.34	0.013	0.011	0.04	0.18	33
14.10.2021	194.2	3.46	16.7	0.37	38.4	2.6	0.6	0.17	0.006	-	0.09	0.09	40

Таблица 4. (Окончание)

Год, месяц	SO ₄ ²⁻	БПК ₅	ХПК	${ m Fe}_{ m o6m}$	ഥ	Cu	Zn	Mn	Pb	рО	လိ	As	K, %
						Ство	р М3						
14.03.2019	111.2	1.73	16.65	0.174	13.3	0.81	3.4	0.18	0.021	0.003	0.09	0.03	40
11.05.2019	142.3	1.38	5.81	0.257	14.4	1.73	2.32	0.15	0.006	-	0.14	0.06	33
15.08.2019	238.4	2.66	17.6	0.33	10.8	0.92	1.4	0.094	0.018	-	0.05	0.008	20
06.10.2019	224.3	3.51	14.35	0.478	14.5	1.12	0.84	0.18	0.015	0.002	0.08	0.03	46.6
12.03.2020	112.4	3.35	20.35	0.11	15.9	0.73	2.3	0.08	0.007	0.06	0.15	0.009	33
12.05.2020	141.8	5.2	9.29	0.385	11.6	2.3	3.4	0.12	0.005	-	0.008	0.02	40
17.08.2020	160.6	1.13	18.37	0.286	15.4	0.76	1.43	0.18	0.021	0.003	-	0.14	40
10.10.2020	152.9	2.01	11.13	0.53	13.3	0.89	2.14	0.016	0.014	-	0.006	0.02	20
11.03.2021	115.5	1.20	10.76	0.239	12.3	1.24	2.21	0.12	0.012	0.04	0.11	-	40
12.05.2021	167.7	3.76	15.1	0.34	11.8	0.96	1.3	0.14	0.006	-	0.12	-	33
07.08.2021	245.8	2.64	18.1	0.24	12.4	1.3	0.94	0.093	0.018	0.05	0.04	0.18	40
14.10.2021	138.6	3.46	17.66	0.386	13.8	0.78	2.1	0.11	0.015	0.003	-	0.21	40
						Ство	p M4						
14.03.2019	351.8	1.81	17.2	0.82	18.1	0.93	2.34	0.12	0.012	0.07	0.11	0.073	53.3
11.05.2019	345.7	1.41	20.7	0.53	24.2	1.41	1.78	0.24	0.008	0.008	0.06	0.062	46.6
15.08.2019	362.1	1.76	10.1	0.39	25.3	1.12	0.73	0.09	0.004	-	0.15	0.03	33
06.10.2019	348.5	3.43	9.9	0.58	17.3	0.83	0.82	0.11	0.017	0.08	0.09	0.12	46.6
12.03.2020	372.4	1.54	19.1	0.28	26.4	2.32	1.42	0.21	0.021	0.009	0.13	0.14	53.3
12.05.2020	346.1	5.32	7.3	0.11	19.8	1.42	1.75	0.08	0.012	0.008	0.03	0.09	40
17.08.2020	380.1	1.16	21	0.43	27.4	0.83	0.68	0.21	0.009	0.003	0.01	0.15	40
10.10.2020	351.4	2.05	12.8	0.56	25.8	0.93	0.83	0.15	0.007	0.001	-	0.008	20
11.03.2021	364.2	3.84	29.2	0.92	14.6	1.47	2.13	0.27	0.008	0.05	0.04	0.12	53.3
12.05.2021	380.6	1.23	8.7	0.57	26.5	2.62	1.58	0.34	0.009	0.003	0.21	0.007	40
07.08.2021	372.6	1.17	14.6	0.45	27.1	0.82	0.92	0.19	0.012	0.03	0.14	0.18	46.6
14.10.2021	358.4	1.68	16.2	0.52	28.6	1.26	2.41	0.32	0.015	0.003	0.06	0.21	46.6

Для створа М3 вариационный ряд значений К приведен в табл. 4. Для полученного ряда определены следующие статистические показатели: $K_{\min} = 20\%$, $K_{\max} = 46.6\%$, $R_{\kappa} = 26.6\%$, $K_{\text{ср}} = 35.4\%$, $\sigma_{\text{k}}^2 = 67.6$, $\sigma_{\text{k}} = 8.2$; $m_{\kappa} = 2.3$. Значения К воды на створе М3 менялись с вероятностью 99.7% в пределах 35.4 \pm 7.1%, а доверительные границы составили от 28.3 до 42.6%. Среднее значение К превышает свою ошибку более чем в 4.8 раза, что дает основание считать ее достоверной. Размах варьирования К составил 26.6%, коэффициент ковариации — 23.1%. По сравнению с предыдущим створом значение К увеличилось в 1.1 раза.

Превышение ПДК в воде реки на створе М3 наблюдалось по десяти ингредиентам химического состава воды. Число случаев превышения ПДК составили: F-12, Cu-5, Mn-8, $B\Pi K-5$, $X\Pi K-7$, $Fe_{_{06III}}-6$, Pb-8, Cd-7, Co-4, As-

8. Наибольшие значения кратности превышения ПДК наблюдались для F (8.8), Cd (23) (остальные изменялись в пределах 1.1-2.8) (табл. 5). Наибольшие загрязнения отмечались для F, Cd и As со значениями S_i 11.2, 12.8 и 11.2 соответственно. Для всех остальных изученных ингредиентов характерен средний уровень загрязненности. Значения S_i для них варьировали в пределах 4.0-6.4 (табл. 5). На рассматриваемом створе ингредиенты с критическими показателями загрязненности — F, Cd и As; $S_j = 70.6$, $S_j' = 4.7$. На створе М3 вода реки характеризуется как "грязная" 4-го класса разряда "6" (табл. 6).

На створе М4 вариационный ряд значений K характеризуется следующими статистическими показателями: $K_{\min} = 20\%, K_{\max} = 53.3\%, R_{\kappa} = 33.3\%, K_{cp} = 43.2\%, \sigma_{k}^{2} = 93.2, \sigma_{k} = 9.6, m_{\kappa} = 2.78.$ Значения K воды на створе M4 менялись с веро-

ятностью 99.7% в пределах 43.2 \pm 8.3%, а доверительные границы составили от 34.9 до 51.6%. Среднее значение К превышает свою ошибку более чем в 5.1 раза, что дает основание считать ее достоверной. Размах варьирования К составил 33.3%, коэффициент ковариации — 22.3%, что указывает на сходную величину варьирования химического состава с таковой на створе М2 (табл. 4). По сравнению со створом М3 К увеличился в 1.2 раза.

Превышение ПДК в воде реки на створе М4 наблюдалось по десяти ингредиентам химического состава. Число случаев превышения ПДК составили: F-12, Cu-7, Mn-10, $B\Pi K-3$, $X\Pi K-6$, $Fe_{_{06щ}}-10$, Pb-6, Cd-9, Co-5, As-10. Наибольшая кратность превышения ПДК

наблюдались для F (15.6), Cd (29.4), As (11.7) (остальные изменялись в пределах 1.3—2.1). Наибольшие загрязнения отмечались по F, соединениям Cd и As со значениями частного оценочного балла 12.4—14. Для остальных ингредиентов, превышающих ПДК, значения S_i варьировали в пределах 3.3—8.4 (табл. 5); $S_j = 80.5$, $S_j' = 5.3$. На створе M4 вода реки характеризуется как "грязная" 4-го класса разряда "б" (табл. 6).

Полученные данные свидетельствует о том, что по мере протекания реки по территории, включающей промплощадки рудников Первомайского, Инкурского, Холтосонского и хвостохранилищ, селитебную зону г. Закаменска с приусадебными и дачными участками, — вода обогащается солями. Средняя минерализация воды реки возрастает

Таблица 5. Исходные данные для расчета комбинаторного индекса загрязнения

Показатель	N_i	$\alpha_{i}/S(\alpha_{i})$	$\beta^*_{i}/S(\beta^*_{i})$	S_{i}	N_i	$\alpha_i / S(\alpha_i)$	$\beta^*_{i}/S(\beta^*_{i})$	S_{i}	
		Ство	op M1			Створ М2			
SO_4^{2-}	_	_	_	_	_	_	_	_	
БПК ₅	6	50/4.0	1.33/1.3	5.34	4	33/3.3	1.35/1.3	4.29	
ХПК	5	41/3.8	1.17/1.1	4.17	3	25/2.4	1.13/1.1	2.64	
$N-NO_2^-$	_	_	_	_	_	_	_	_	
Fe _{общ}	7	58/4	1.3/1.3	5.2	5	41.3/3.4	1.28/1.3	4.6	
F	1	8.3/1.1	1/1.0	1.1	12	100/4	28.3/3.5	14	
Cu	2	16/2.1	1.73/1.7	3.6	8	66.6/4	2.48/2.1	8.4	
Zn	_	_	_	_	_	_	_	_	
Mn	_	_	_	_	10	83.3/4	2.49/2.1	8.4	
Pb	5	41/3.4	1.5/1.4	5.3	5	41/3.8	1.82/1.8	6.14	
Cd	4	33/3.1	3/2.1	_	6	50/4	6.8/2.6	10.4	
Co	_	_	_	_	3	25/2.6	1.46/1.4	3.66	
As	2	16.6/2.1	1.9/1.9	4.0	4	33/3.3	8.7/2.8	8.4	
		Ство	op M3		Створ М4				
SO_4^{2-}	_	_	_	_	_	_	_	_	
$Б\Pi K_{5}$	5	41.6/3.4	1.28/1.2	4.08	3	25/2.6	1.39/1.3	3.38	
ХПК	7	58/4	1.16/1.1	4.4	6	50/4	1.37/1.3	5.2	
$N-NO_2^-$	_	_	_	_	_	_	_	_	
Fe _{общ}	6	50/4	1.36/1.3	5.2	10	83.3/4	1.92/1.9	7.6	
F	12	100/4	8.8/2.8	11,2	12	100/4	15.6/3.1	12.4	
Cu	5	41.6/3.4	1.53/1.5	5,1	7	58/4	1.66/1.6	6.4	
Zn	_	_	_	_	_	_	_	_	
Mn	8	66.6/4	1.47/1.4	5.6	10	83.3/4	2.16/2.1	8.4	
Pb	8	66.6/4	1.67/1.6	6.4	6	50/4	1.48/1.4	5.6	
Cd	7	58.3/4	23/3.2	12.8	9	75/4	29.4/3.5	14	
Co	4	33/3.3	1.3/1.3	4.3	5	41/3.4	1.48/1.4	4.76	
As	8	66/4	8.6/2.8	11.2	10	83/4	11.7/3.1	12.4	

Створ	$S_{_{A}}$	$S'_{\scriptscriptstyle A}$	F	k	Характеристика, класс и разряд
M1	36.3	2.1	_	_	Слабо загрязненная, 2-й класс
M2	70.5	4.7	2	0.8	Грязная, 4-й класс, разряд "а"
M3	70.0	4.6	3	0.7	Грязная, 4-й класс, разряд "б"
M4	80.5	5.4	3	0.7	Грязная, 4-й класс, разряд "б"

Таблица 6. Характеристика состояния загрязнения и классификация качества воды

с 184.6 (pH 7.2) до 702.0 мг/л (pH 7.5). Химический тип воды меняется от гидрокарбонатного кальциевого до сульфатного, кальций-магний-натриевого. Содержания нитритов NO_2^{-1} не превышали нормативы ПДК. Если в верховье реки вода была оценена как "слабо загрязненная" 2-го класса качества, то вниз по течению она характеризуется как "грязная" 4-го класса с понижением разряда от "а" до "б".

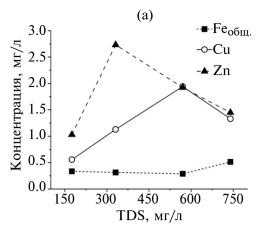
Ранее в работе [30] была установлена общая закономерность поведения микроэлементов в фильтрованной воде р. Модонкуль. Для большинства из них наблюдается увеличение концентрации с ростом TDS, причем содержания крупноионных литофилов возрастают в 2–4 раза. И только редкоземельные элементы РЗЭ, итрий Y и торий Th проявляют обратную тенденцию. Однако в процессе речного переноса сорбированных или осажденных металлов может значительно меняться концентрация металлов в растворенных формах [15, 17, 33, 39].

В настоящей работе водные пробы для анализа были отфильтрованы через "синюю ленту". В такой водной пробе содержится преимущественно мелкодисперсная взвесь (<1.2 мкм). Мелкодисперсная взвесь значительно обогащается (в 2-35 раз) большинством элементов в воде под влиянием основного фактора – уменьшение размера частиц взвеси увеличивает плошаль поверхностной адсорбции. Основной механизм, с помощью которого металлы и другие химические вещества связываются с почвой и отложениями, может оказывать важное влияние на их геохимическое поведение в воде. Многие микроэлементы переносятся рекой в сложной форме, связанными с водными Fe-Mn-оксидами, адсорбированными на глинистых и органических веществах, карбонатах и сульфидах наносов [18, 22, 24, 26, 28, 42, 43]. Однако в зависимости от геохимических и гидрологических условий процессы и скорости процессов, которые контролируют связывание металлов, могут значительно различаться, а геохимические процессы в этой системе все еще в значительной степени неизвестны.

В воде р. Модонкуль, фильтрованной через "синюю ленту", поведение микроэлементов меняется при росте минерализации воды. Об этом свидетельствуют графики, приведенные на рис. 3а, 3б. Зависимость содержаний Fe, Pb, Си от минерализации не столь очевидна, что в основном обусловлено тем, что эти элементы связаны с нерастворимой частью минеральной матрицы пород и из большинства твердых отходов выщелачиваются в незначительных количествах (рис. 3а). С ростом минерализации наибольшая растворимость в воде наблюдается для соединений Mn, Cd, As, Co (рис. 36). Вниз по течению реки содержания тяжелых металлов Cu, Zn, Pb возрастают в 1.1-1.4 раза, концентрации Mn, Co, As – в 6.6–11 раза, Cd – в 8 раз (табл. 4). Содержания изученных микроэлементов в воде реки меняются по сезонам года, наблюдается тенденция увеличения их в весной и после ливневых дождей: например, наибольшие содержания Си весной были 2.3-2.6 мг/л, после дождей -3.5 мг/л.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В верховье р. Модонкуль химический состав воды гидрокарбонатный, кальциево-магниевого типа. Макрокомпонентный состав в порядке убывания концентраций выстраивается в следующие ряды: $Ca^{2+} > Mg^{2+} > Na^+ + K^+$ и $HCO_3^- > SO_4^{2-} > Cl^-$. В зоне смешения речной воды с рудничными водами порядок убывания концентраций меняется на следующий ряд: $Na^+ + K^+ > Ca^{2+} > Mg^{2+}$ и $SO_4^{2-} > HCO_3^- > Cl^-$, происходит изменение химического состава на сульфатный преимущественно натриево-кальциево-магни-



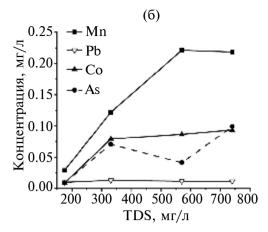


Рис. 3. Распределение металлов Fe, Cu, Zn (a) и Mn, Co, Cd, Pb, As (б) в воде р. Модонкуль.

евого типа. Средняя минерализация воды реки меняется от 184.6 (рН 7.2) до 702.0 мг/л (рН 7.5).

Общая закономерность поведения микроэлементов в воде р. Модонкуль — увеличение их концентрации с ростом минерализации. Вниз по течению реки содержания тяжелых металлов Сu, Zn, Pb возрастают в 1.1—1.4 раза, концентрации Mn, Co, As — в 6.6—11 раза, Cd — в 8 раз. Содержания микроэлементов в воде реки меняются по сезонам года, наблюдается тенденция увеличения их в весной.

Проведенная оценка качества воды р. Модонкуль по степени загрязненности показала, что в верховье реки основными загрязняющими веществами были органические вещества (по $Б\Pi K_5$ и $X\Pi K$), соединения Fe, Pb и Cd. Среднее значение коэффициента комплексности загрязнения составило 16.6%, а коэффициент ковариации — 43.6%, что свидетельствует о том, что химический состав воды на створе подвержен существенным колебаниям в течение периода наблюдения. Вода реки на этом участке относится к 2-му классу и характеризуется как "слабо загрязненная".

В устье реки в зоне смешения природной воды с техногенной ингредиенты с критическими показателями загрязненности — F, Cd и As, для которых частные оценочные баллы $S_i \geqslant 9$. Средний уровень загрязненности воды характерен для соединений Mn, Fe. Cu, Pb, Co, а также для органических веществ. Среднее значение коэффициента комплексности загрязнения соста-

вило 43.2%, а коэффициент ковариации — 22.3%. На этом участке реки качество воды относится к 4-му классу, характеризуется как "грязная" разряда "б".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Алексеевский Н.И.*, *Заславская М.Б.*, *Гончаров А.В.* Методические подходы к изучению и параметризации качества воды // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, География. 2016. № 2. С. 13—21.
- 2. Воробейчик Е.Л., Садыков О.Ф., Фарафонтов М.Г. Экологическое нормирование техногенных загрязнений. Екатеринбург: Наука, 1994. 280 с.
- 3. Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климук В.С., Елбаев А.Л., Томуртогоо О. Джидинская островодужная система палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде-палеозое // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 120—140.
- 4. Касимов Н.С., Кошелева Н.Е., Корляков И.Д., Сорокина О.И., Тимофеев И.В. Экогеохимия городов и промышленных центров в бассейне Селенги // Геохимия ландшафтов. К 100 летию со дня рождения А.И. Перельмана / Под ред. Н.С. Касимова, А.Н. Геннадиева. М.: АПР, 2017. С. 253—294.
- 5. Контроль качества воды. М.: Стандартинформ, 2010. 944 с.
- 6. Мац Д.В., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины. Строение и геологическая история. Новосибирск: СО РАН, 2001. 252 с.
- 7. *Никаноров А.М.* Научные основы мониторинга качества вод. СПб.: Гидрометеоиздат, 2005. 576 с.

- 8. РД 52.24.643-2002. Метод комплексной оценки степени загрязненности поверхностных вод по гидрохимическим показателям СПб.: Гидрометеоиздат. 55 с.
- 9. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т.16. Ангаро-Енисейский район. Вып. 3. Бассейн оз. Байкал (Забайкалье). Л.: Гидрометеоиздат, 1973. 400 с.
- 10. Рисник Д.В., Беляев С.Д., Булгаков Н.Г., Левич А.П., Максимов В.Н., Мамихин С.В., Милько Е.С., Фурсова П.В., Ростовцева Е.Л. Подходы к нормированию качества окружающей среды. Законодательные и научные основы существующих систем экологического нормирования // Успехи современной биологии. 2012. Т.132. № 6. С. 531—550.
- 11. САНПИН 1.2.3685-21 Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания. М.: Роспотребнадзор, 2021. Постановление № 62296.
- 12. Смирнова О.К., Плюснин А.М. Джидинский рудный район (проблемы состояния окружающей среды). Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2013. 181 с.
- 13. Тимофеев И.В., Касимов Н.С., Кошелева Н.Е. Геохимия почвенного покрова горнопромышленных ландшафтов на юге-западе Забайкалья (г. Закаменск) // География и природ. ресурсы. 2016. № 3. С. 49–61.
- Хажеева З.И. Химический состав воды р. Модонкуль в современных условиях // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2017. № 6. С. 183—187.
- 15. Чебыкин Е.П., Сороковикова Л.М., Томберг И.В., Воднева Е.Н., Рассказов С.В., Ходжер Т.В., Грачев М.А. Современное состояние вод р. Селенги на территории России по главным компонентам и следовым элементам // Химия в интересах устойчивого развития. 2012. № 5. С. 613—631.
- 16. Экологический атлас бассейна озера Байкал. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2015. 145 с.
- 17. Batbayar B., Karthe D., Pfeiffer M., von Tumpling W., Kappas M. Influence of urban settlement and mining activities on surface water quality in northern Mongolia, Water and environment in the Selenga-Baikal basin // Int. Res. Cooperation Ecoregion Global Relevance / Eds D. Karthe, S. Chalov, N. Kasimov, M. Kappas. Stuttgart: Ibidem, 2015. P. 73–86.
- Chalov S., Zavadsky A.S., Belozerova E.V., Bulacheva M.P., Jarsjo J., Thorslund J., Yamkhin J. Suspended and dissolved matter fluxes in the upper Selenga River basin // Geogr. Environ. Sustain. 2012. V. 5 (2). P.78—

- 94.
- 19. Damdinova L.B., Damdinov B.B., Xiao-Wen Huang, Bryansky N.V., Khybanov V.B., Yudin D.S. Age, Conditions of Formation and Fluid Composition of the Pervomaiskoe Molybdenum Deposit (Dzhidinskoe Ore Field, South-Western Transbaikalia, Russia) // Minerals. 2019. V. 9. P. 572–592.
- 20. *Demetriades A., Brike M.* Urban geochemical mapping manual: sampling, sample preparation, laboratory analysis, quality control check, statistical processing and map plotting. Brussels // EuroGeoSurveys. 2015. 162 p.
- 21. Duan W., He B., Nover D., Yang G., Chen W., Meng H., Zou S., Liu C. Water quality assessment and pollution source identification of the eastern Poyang lake basin using multivariate statistical methods // Sustanability. 2016. V. 8. P. 133–162.
- 22. *Gaillardent J., Viers J., Dupre B.* Trace elements in river waters // Treatise on geochemistry. V. 5. N. Y.: Elsevier Sci., 2003. P. 225–272.
- 23. *Gitau M.W., Chen J., Ma Z.* Water quality indices as tools for decision making and management // Water Resours. Manag. 2016. V. 30. P. 2591–2610.
- 24. Grosbois C., Schaefer J., Bril H., Blanc G., Bossy A. Deconvolution of trace element (As, Cr, Mo, Th, U) sources and pathways to surface waters of a gold mining-influenced watershed // Sci. Tot. Environ. 2009. V. 407 (6). P. 2063–2076.
- 25. *Gupta N., Pandey P., Hussain J.* Effect of physicochemical and biological parameters on the quality of river water of Narmada, Madhya Pradesh, India // Water Sci. V. 31. P. 11–23.
- 26. Hayzoun H., Garnier C., Durrieu G., Lenoble V., Le Poupon C., Angeletti B., Ouammou A., Mounier S. Organic carbon, and major and trace element dynamic and fate in a large river subjected to poorly-regulated urban and industrial pressures (Sebou River, Morocco) // Sci Total Environ. 2015. V. 502. P. 296–308.
- 27. *Horton R.K.* An index number system for rating water quality // Water Pollut. Cont. Fed 1965. V. 37. P. 300–305.
- 28. *Inam E., Khantotong S., Kim K.W., Tumendemberel B., Erdenetsetseg S., Puntsag T.* Geochemical distribution of trace element concentrations in the vicinity of Boroo gold mine, Selenga Province, Mongolia // Environ. Geochem. Health. 2011. V. 33. № 1. P. 57–69.
- Ismail A.H., Robescu D. Assessment of water quality of the Danube river using water quality indices technique // Environ. Eng. Manag. 2019. V. 18. P. 1727— 1737.
- 30. Khazheeva Z.I., Plyusnin A.M., Smirnova O.K., Peryazeva E.G., Zhambalova D.I., Doroshkevich S.G., Dabae-

- *va V.V.* Mining activities and the chemical composition of R. Modonkul, Transbaikalia // Water (Switzerland). 2020. V.12 (4). C. 979–998.
- 31. Kosheleva N., Timofeev I., Kasimov N. and Sandag E. Geochemical transformation of soil cover and woody vegetation in the largest industrial and transport center of Northern Mongolia (Darkhan) // Applied Geochem. 2019. V. 107. P. 80–90.
- 32. Lumb A., Sharma T.C., Bibeault J.-F. A review of genesis and evolution of water quality index (WQI) and some future directions // Water Qual. Expo. Health. 2011. V. 3. P. 11–24.
- 33. Nadmitov B., Hong S., Kang S.I., Chu J.M., Gomboev B., Janchivdorj L., Lee C.-H., Khim J.S. Large-scale monitoring and assessment of metal contamination in surface water of the Selenga River Basin (2007-2009) // Environ. Sci. Pollution Res. 2015. V. 22. № 4. P. 2856—2867.
- 34. *Park H., Fan P., John R., Chen J.* Urbanization on the Mongolian plateu after economic reform: Changes and causes // Applied Geogr. 2017. V. 333. № 1. P. 124–132.
- 35. Pfeiffer M., Batbayar G., Hofmann J., Siegfried K., Karthe D., Hahn- Tomer S. Investigating arsenic (As) occurrence and sources in ground, surface, waste and drinking water in northern Mongolia // Environ. Earth Sci. 2015. V. 73. P. 649–662.
- Poonam T., Tanushree B., Sukalyan C. Water quality indices-important tools for water quality assessment. A review. // Adv. Chem. 2013. V. 1. P. 15–28.
- 37. *Qiu Y.W.* Bioaccumulation of heavy metals both in wild and mariculture food chains in Day Bay, South China // Estuar. Coast. Shelf Sci. 2015. V. 512. P. 143–153.

- 38. Radu V.M., Ionescu P., Deak G., Diacu E., Ivanov A.A., Zamfir S., Marcus M.I. Overall assessment of surface water quality in the lower Danube river // Environ. Monit. Assess. 2020. V. 192. P. 135–156.
- Reimann C., de Caritat P. Distinguishing between natural and anthropogenic sources for elements in the environment: regional geochemical surveys versus enrichment factors // Sci. Total Environ. 2005. V. 337. P. 91–107.
- 40. Sutadian A.D., Muttil N., Yilmaz A.G., Perera B.J.C. Development of river water quality indices. A review // Environ. Monit. Assess. 2016. V.188. P. 29–45.
- 41. *Theuring P., Collins A.L., Rode M.* Source identification of fine-grained suspended sediment in the Kharaa River basin, northern Mongolia // Sci. Total Environ. 2015. V. 526. P. 77–87.
- Thorslund J., Jarsjo J., Chalov S.R., Belozerova E.V. Gold mining impact on riverine heavy metal transport in a sparsely monitored region: the upper Lake Baikal basin case // Environ. Monit. 2012. V. 14. P. 2780–2792.
- 43. *Tunc Dede O., Telci I.T., Aral M.M.* The use of water quality index models for the evaluation of surface water quality: A case study for Kirmir Basin, Ankara, Turkey // Water Qual. Expo. Health. 2013. V. 5. P. 41–56.
- 44. *Tyagi S., Sharma B., Singh P., Dobhal R.* Water quality assessment in terms of water quality index // Am. J. Water Resour. 2013. V. 1. P. 34–38.
- 45. Volpe M., La Cara F., Volpe F., De Mattia A., Serino V., Petitto F., Zavalloni C., Limone F., Pellecchia R., De Prisco P. Heavy metal uptake in the ecological food chain // Food Chem. 2009. V. 117. P. 553–560.

УДК 543.31+577.3

ВЛИЯНИЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ И СОСТАВА ВОДЫ РЕКИ ДУБНЫ НА СОСТОЯНИЕ ПРОЦЕССОВ ПЕРЕКИСНОГО ОКИСЛЕНИЯ ЛИПИЛОВ В БИОЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ¹

© 2024 г. В. О. Швыдкий a , А. С. Дубовик a , М. В. Козлов a , А. Ю. Повх a , Л. Н. Шишкина a,*

^аИнститут биохимической физики им. Н.М. Эмануэля РАН, Москва, 119334 Россия

*e-mail: shishkina@skv.chph.ras.ru

Поступила в редакцию 10.04.2023 г. После доработки 24.10.2023 г. Принята к публикации 22.02.2024 г.

Изучена динамика физико-химических свойств и гидрохимических показателей воды р. Дубны с 18.04 2021 по 04.07.2021. Обнаружены повышение рН с ростом температуры воды и значительные колебания в ней концентраций ионов аммония, нитрита и фосфата. Показана перспективность использования математической обработки УФ-спектров проб воды по методу Гаусса, модельных биологических систем на основе природных липидов (низкотемпературное окисление лецитина и его способность к спонтанной агрегации в полярной среде) для оценки качества природной воды и ее влияния на регуляцию процессов окисления биообъектов. Так, анализ УФ-спектров выявил наличие в ней гидрофобных органических соединений в течение всего срока наблюдений, соединений с сопряженными двойными связями и N-содержащих соединений в конце апреля, свободных жирных кислот, органических соединений с карбонильной группой и P-содержащих соединений в конце мая и увеличение в пробах воды разнообразия компонентов в конце июня. Пробы воды, взятые в летний период, увеличивали интенсивность окисления лецитина более чем в 1.8 раза, а в течение всего периода наблюдений вызывали стадийные изменения размера сформированных им агрегатов и оказывали существенное влияние на величины их дзета-потенциала.

Ключевые слова: вода Дубны, сезонные изменения, гидрохимия, УФ-спектрометрия, метод Гаусса, перекисное окисление липидов, лецитин, мицеллообразование.

DOI: 10.31857/S0321059624040101 EDN: APEVHI

ВВЕДЕНИЕ

Высокая диэлектрическая проницаемость воды обусловливает ее уникальные свойства как растворителя, поэтому закономерно, что природная речная вода представляет собой сложную многокомпонентную систему [6]. В ее составе присутствуют различные ионы, механические и коллоидные вещества, комплексные и органические соединения, микроорганизмы, концентрация которых имеет выраженную сезонную вариабельность [24, 29]. Способность воды к самоорганизации вследствие образования водородных связей — фактор, определяющий физико-химические и биологические свойства даже сильно разбавленных водных растворов и обу-

ческих объектов [8, 10].

словливающий воздействие различных биологических активных веществ (БАВ) в малых дозах на

физико-химические свойства мембран биологи-

Показано, что нормальное функционирова-

липидов (ПОЛ) [14, 16]. Показано, что изучение

состояния параметров этой системы играет важ-

ние биологических систем зависит от протекания в них окислительных процессов, важных как для оценки качества воды, так и для регуляции метаболизма в системах разной сложности [22, 27]. В настоящее время не вызывает сомнения, что нормальное функционирование сложных биологических объектов обусловливает система регуляции процессов перекисного окисления

ную роль в экологическом мониторинге, так как нарушения регуляции ПОЛ приводит к гибели клеток и обусловливает токсичность соединений при их поступлении в организм [11–13, 19].

¹ Работа выполнена в рамках государственного задания Института биохимической физики им. Н.М. Эмануэля РАН (государственная регистрация 44.4, тема 0084-2019-0014).

Это вызывает необходимость более детального исследования влияния компонентов природной воды на состояние процессов ПОЛ биологических объектов. Однотипность функционирования физико-химической системы регуляции ПОЛ на разных уровнях организации биологических объектов (мембранном, клеточном, органном) [25] позволяет использовать биологические модельные системы для оценки качества природной воды [11, 26]. Актуальность разработки биологических моделей обусловлена и непредсказуемостью совместного действия факторов разной природы, что важно для анализа качества такой многокомпонентной системы, как природная вода.

Цель работы — изучение влияния сезонных колебаний свойств и состава воды Дубны на состояние процессов перекисного окисления липидов в модельных системах на основе природных липидов, что является новым подходом к оценке качества и биологической полноценности водной среды.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектами исследования были пробы воды р. Дубны в ее нижнем течении (в \sim 9 км от впадения в р. Волгу) в точке с координатами 56.72628° с.ш.; 37.23426° в.д. Отбор проб проводили с глубины 10 см с 18.04.2021 по 04.07.2021.

Для удаления механических примесей пробы воды фильтровали через бумажный фильтр ("синяя лента"). Количественное содержание ионов $\mathrm{NH_4}^+$, $\mathrm{NO_2}^-$, $(\mathrm{PO_4})^{-3}$ определяли фотометрически в соответствии с методиками [4, 5], а минерализацию определяли кондуктометрически, используя прибор "Hanna H1 9835".

УФ-спектры проб природной воды регистрировали на спектрофотометре "Shimadzu UV-1700 PharmaSpec" (Shimadzu", Япония) в кварцевых кюветах толщиной 10 мм. При регистрации УФ-спектров образцы природной воды разбавляли в 2 раза дистиллированной водой для уменьшения ошибок в измерении величин оптической плотности при D > 2. Полученные УФ-спектры математически обрабатывали по методу Гаусса, используя программу Excel solver,

путем минимизации суммы квадратов разности между исходным и расчетным спектрами после аппроксимации на уровне 10^{-3} — 10^{-5} . Количество функций Гаусса зависело от вида спектра.

В качестве модели природных липидов был использован 10%-й этанольный раствор соевого лецитин-стандарта ("БИОЛЕК", Харьков). После вскрытия ампулы и отгонки исходного растворителя готовили растворы лецитина либо в дистиллированной воде или в пробах природной воды (окисление, мицеллообразование), либо в хлороформе (анализ состава липидов).

Спонтанное автоокисление лецитина проводили при 20°С, оценивая интенсивность процесса ПОЛ по содержанию продуктов окисления, реагирующих с 2-тиобарбитуровой кислотой (ТБК-АП), на спектрофотометре "ПЭ-5400ВИ" ("ЭКРОС", Россия) при длине волны 532 нм по методу, описанному в работе [20], и относили к 1 мг лецитина в пробе.

Качественный состав липидов лецитина определяли методом тонкослойной хроматографии (ТСХ), используя стеклянные пластинки размером 90×120 мм, силикагель типа Н ("Sigma", США) и смесь хлороформ: метанол: : ледяная уксусная кислота : дистиллированная вода в соотношениях 12.5: 7.5: 2:1 в качестве мобильной фазы [1]. Хроматограммы проявляли в парах йода. Количественный анализ содержания отдельных фракций фосфолипидов (ФЛ) проводили после удаления их пятен с пластинки и сжигания до неорганического фосфора (Р) спектрофотометрически при 815 нм (ПЭ-5400ВИ) по образованию фосфорномолибденового комплекса в присутствии аскорбиновой кислоты. Определяли также обобщенные показатели состава липидов: долю ФЛ в составе общих липидов (%ФЛ) и соотношение сумм более легкоокисляемых и более трудноокисляемых фракций $\Phi \Pi$ ($\Sigma \Pi O \Phi \Pi / \Sigma T O \Phi \Pi$), характеризующее способность липидов к окислению [14]. Последнее вычисляли по формуле (ФИ + $\Phi C + \Phi \Theta + K \Pi + \Phi \Pi) / (\Pi \Phi X + C \Pi + \Phi X),$ где ЛФХ – лизоформы ФЛ, СЛ – сфинголипиды, ФХ – фосфатидилхолин, ФИ – фосфатидилинозит, ΦC – фосфатидилсерин, $\Phi \Theta$ – фосфатидилэтаноламин, КЛ – кардиолипин, ФК –

фосфатидная кислота. Подробности методики приведены в работах [9, 14].

Размер (гидродинамический диаметр, *d*) и дзета-потенциал (ξ-потенциал) агрегатов лецитина в водной среде определяли методом динамического рассеяния света, используя прибор "Malvern Zetasizer Nano-ZS" ("Malvern Instruments Ltd.", Великобритания) при 25°С и угле рассеяния 173°. Прибор снабжен гелий-неоновым лазером (длина волны 633 нм) и автоматической программой Zetasizer Software 6.20 для сбора и первичной обработки данных. Измерения каждого образца повторяли не менее пяти раз и проводили спустя 2—4 ч после приготовления растворов и установления динамического равновесия.

Экспериментальные данные обрабатывали стандартными статистическими методами, используя программный продукт MS Excel и пакет компьютерных программ KINS. Данные представлены в виде средних арифметических значений и с указанием их среднеквадратичных ошибок ($M \pm m$).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Поскольку качество воды, определяющее безопасность экосистемы, представляет собой совокупность химических, физических и биологических характеристик воды, то первым этапом работы было определение рН и температуры воды р. Дубны, ее гидрохимических показателей. Результаты представлены на рис. 1 и в табл. 1.

Из данных рис. 1 следует, что сезонное повышение температуры воды в р. Дубне сопровождается изменением содержания в воде ионов H^+ , и рН воды из близкого к нейтральному становится щелочным. При этом выявлены колебания обоих показателей в период с 26.05.2021 по 06.06.2021. Наиболее существенная вариабельность содержания в воде р. Дубны наблюдается для ионов NH_4^+ , а стабильное повышение концентрации ионов NO_2^- и $(PO_4)^{-3}$ обнаружено в летнее время с 14.06.2021 (табл. 1), что свидетельствует об активации гидрохимических и биологических процессов. Выявлены колебания и общей минерализации воды при росте данного показателя в летнее время (табл. 1). Это может быть связано

Таблица 1. Вариабельность гидрохимических показателей проб воды р. Дубны с 18.04.2021 по 04.07.2021

Дата отбора проб	Минерализация, мг/л	[NH ₄ +], мг N/л	[NO ₂ -], мг N/л	[(PO ₄ ³⁻], мг Р/л
18.04.2021	168	0.300 ± 0.060	0.042 ± 0.021	0.057 ± 0.034
25.04.2021	177	1.143 ± 0.160	0.019 ± 0.010	0.035 ± 0.021
03.05.2021	176	0.309 ± 0.043	0.018 ± 0.009	0.051 ± 0.031
10.05.2921	180	0.356 ± 0.050	0.022 ± 0.011	0.060 ± 0.027
16.05.2021	294	0.609 ± 0.085	0.040 ± 0.020	0.097 ± 0.044
21.05.2021	215	0.337 ± 0.047	0.045 ± 0.022	0.092 ± 0.042
23.05.2021	230	0.384 ± 0.054	0.051 ± 0.025	0.087 ± 0.039
26.05.2021	249	0.187 ± 0.037	0.048 ± 0.024	0.043 ± 0.026
29.05.2021	227	0.281 ± 0.056	0.047 ± 0.024	0.036 ± 0.022
30.05.2021	250	0.084 ± 0.025	0.057 ± 0.028	0.035 ± 0.021
02.06.2021	236	0.487 ± 0.068	0.043 ± 0.022	0.042 ± 0.025
06.06.2021	225	0.384 ± 0.054	0.031 ± 0.016	0.021 ± 0.012
10.06.2021	272	0.553 ± 0.077	0.061 ± 0.030	0.092 ± 0.041
14.06.2021	254	0.684 ± 0.096	0.065 ± 0.032	0.100 ± 0.045
17.06.2021	253	0.337 ± 0.047	0.088 ± 0.044	0.072 ± 0.032
20.06.2021	259	0.292 ± 0.058	0.090 ± 0.045	0.054 ± 0.032
25.06.2021	-	0.300 ± 0.060	0.093 ± 0.046	0.082 ± 0.037
27.06.2021	-	0.337 ± 0.047	0.128 ± 0.064	0.131 ± 0.059
01.07.2021	-	-	-	-
04.07.2021	-	0.796 ± 0.111	0.145 ± 0.072	0.219 ± 0.099

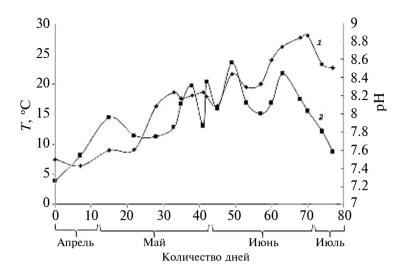


Рис. 1. Динамика изменения температуры (I) и рН (2) воды р. Дубны с 18.04.2021 (координата 0 по оси абсцисс) по 04.07.2021.

как с увеличением доли подземного стока, что характерно для физико-географических условий Московской области, так и с ростом растворимости солей при повышении температуры воды.

Ранее было показано, что присутствие в природной воде гидрофобных органических соединений, N- и P-содержащих соединений даже в малых дозах оказывает существенное влияние на физико-химические свойства мембран биологических объектов и характеристики УФ-спектров как самой природной воды из разных источников, так и ее образцов после техногенной аварии

[11, 15, 26]. Математический анализ УФ-спектров воды р. Дубны также свидетельствует о существенных изменениях их характеристик в зависимости от состава воды. Наиболее интенсивная полоса поглощения в течение всего срока наблюдения обнаружена для гидрофобных соединений, среди которых присутствуют и липиды. Максимум полосы поглощения сложноэфирных и несопряженных двойных связей липидов в полярной среде находится в области 195—205 нм [13], а их содержание претерпевает существенные колебания в зависимости от времени отбора проб (рис. 2).

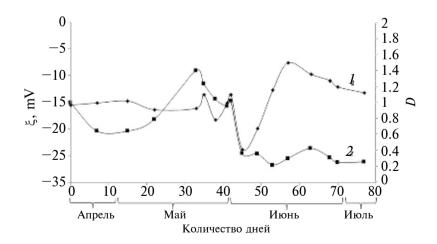


Рис. 2. Вариабельность содержания ξ -потенциала агрегатов лецитина в присутствии проб воды р. Дубны (*1*) и гидрофобных соединений в пробах воды р. Дубны (*2*) с 18.04.2021 (координата 0 по оси абсцисс) по 04.07.2021. [Лецитин] = 4.3×10^{-5} моль/л.

От времени отбора проб существенно зависит и набор присутствующих в воде компонентов. Так, в пробе воды от 25.04.2021 преимущественно содержатся гидрофобные соединения, соединения с сопряженными двойными связями (максимум полосы поглощения в области 230—235 нм) и N-содержащие соединения с максимумом полосы поглощения в области 250—255 нм (рис. 3). Однако в пробе воды от 23.05.2021 (рис. 4), помимо гидрофобных соеди-

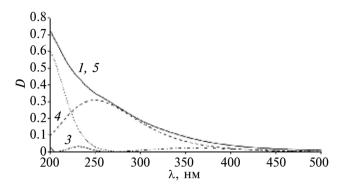


Рис. 3. УФ-спектр и его гауссианы воды р. Дубны от 25.04.2021: 1,5- исходный и расчетный спектры, 2- 196 нм, 3- 232 нм, 4- 250 нм.

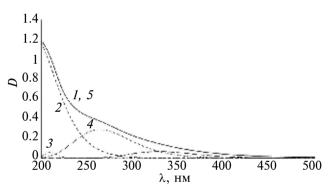


Рис. 4. УФ-спектр и его гауссианы воды р. Дубны от 23.05.2021: 1, 5 — исходный и расчетный спектры, 2 — 192 нм, 3 — 219 нм, 4 — 264 нм.

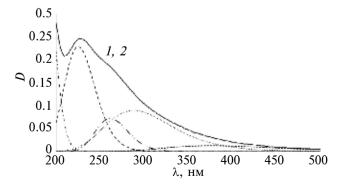


Рис. 5. УФ-спектр и его гауссианы воды р. Дубны от 25.06.2021: 1, 2 — исходный и расчетный спектры.

нений, обнаружены свободные жирные кислоты ($\lambda = 213$ нм), органические соединения с карбонильной группой ($\lambda = 258$ нм) и Р-содержащие соединения ($\lambda > 300$ нм). Типичный УФ-спектр воды р. Дубны в последнюю декаду наблюдений представлен на рис. 5, гауссианы которого свидетельствуют об увеличении в пробах воды разнообразия компонентов. В целом, динамика полос поглощения в УФ-спектрах проб воды соответствует концентрации в ней гидрохимических соединений (табл. 1).

Среди параметров физико-химической системы регуляции ПОЛ в биообъектах важную роль играют интенсивность ПОЛ, состав и способность липидов к окислению, структурное состояние биомембран [14]. Поэтому влияние качества воды р. Дубны на процессы ПОЛ биологических объектов определяли на предложенных ранее двух модельных системах: низкотемпературном автоокислении лецитина и его способности к спонтанной агрегации в полярной среде [11-13, 26]. Лецитин представляет собой смесь природных липидов, в составе которых ≥50% ФЛ. Как и любые природные объекты, разные партии соевого лецитина характеризуются высокой лабильностью состава липидов [9]. В работе использованы два образца соевого лецитина, количественный состав ФЛ которых представлен в табл. 2. Необходимо отметить определенные различия содержания ФЛ в составе общих липидов данных партий лецитина: %ФЛ в партиях 1 и 2 составляет 65.5 ± 5.0 и 57.1 ± 1.9 соответственно. Кроме того, различия количественного соотношения фракций в составе ФЛ обусловливают и достоверные различия способности липидов к окислению: $\Sigma \Pi O \Phi \Pi / \Sigma T O \Phi \Pi = 0.104 \pm 0.008$ (n = 5) и $\Sigma \Pi O \Phi \Pi / \Sigma T O \Phi \Pi = 0.1536 \pm 0.0045$ (n = 5) для партий 1 и 2 соответственно.

Оценку влияния проб воды р. Дубны на интенсивность ПОЛ проводили в период с 10.06.2021 по 04.07.2021, используя партию лецитина 2, которая характеризуется более высокой способностью липидов к окислению и исходным содержанием продуктов окисления $[TБK-A\Pi] = 5.93 \pm 0.21$ нмоль/мг (n = 5). Обнаружено, что летние пробы воды р. Дубны вызывают рост интенсивности окисления лецитина более чем в 1.8 раза, при этом максимальное увеличение выявлено

Таблица 2. Качественный и количественный состав партий лецитина

Фракция ФЛ, %Р	Лизоформы ФЛ	СЛ	ФХ	Φ M + Φ C	ФЭ	КЛ + ФК
Партия 1	3.03 ± 0.26	3.47 ± 0.42	84.1 ± 1.4	2.67 ± 0.32	1.89 ± 0.38	4.85 ± 0.3
Партия 2	4.83 ± 0.45	3.45 ± 0.45	78.5 ± 1.1	5.15 ± 0.4	6.88 ± 0.19	1.25 ± 0.2

10.06.2021 ([ТБК-АП] = 13.65 ± 0.48 нмоль/мг, n = 3), а минимальное 27.06.2021 ([ТБК-АП] = 10.50 ± 0.37 нмоль/мг, n = 3).

Влияние качества воды р. Дубны на состояние мембранной системы биологических объектов оценивали по изменению способности лецитина к спонтанной агрегации в полярной среде и величины ξ-потенциала его агрегатов. Процесс спонтанной агрегации поверхностно-активных веществ, в том числе и природных липидов, динамический и зависит от концентрации и состава ФЛ [7, 23, 26]. В дистиллированной воде лецитин образует две фракции агрегатов [11, 26], размеры которых варьируют в зависимости от состава его липидов, однако во всех случаях преобладают частицы с $d \sim 1000$ нм. Использованные в работе партии лецитина также образовывали в дистиллированной воде две фракции агрегатов. У частиц основной фракции лецитина партии 1 (92.2 \pm 0.2%, n = 24) d = 980 \pm 70 нм, а у частиц лецитина партии 2 (90.2 \pm 1.1%, n = 20), характеризующегося более высокой окисляемостью липидов, $d = 1405 \pm 20$ нм. Колебания рH, температуры и состава воды р. Дубны вызывают изменение размера и соотношения фракций агрегатов лецитина. Это следует из данных, представленных на рис. 6 и в табл. 3. Из анализа представленных данных следует, что вариабельность состава воды вызывает стадийные изменения размера агрегатов лецитина, независимо от состава его липидов. При этом наиболее существенное уменьшение диаметра агрегатов наблюдается в конце мая — начале июня и 27.06.2021. Однако масштаб изменения размера частиц $\leq 35\%$.

Величины ξ -потенциала частиц лецитина в дистиллированной воде, хотя и зависят от состава его липидов, имеют достаточно близкие отрицательные значения: -33.2 ± 1.0 mV (n=8)

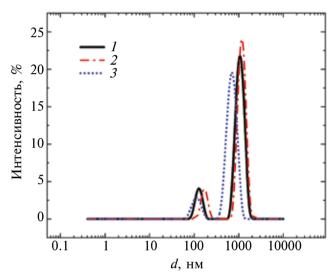


Рис 6. Кривые распределения размера агрегатов лецитина по интенсивности светорассеяния в дистиллированной воде (*I*) и в присутствии воды р. Дубны от 25.04.2021 (*2*) и 26.05.2021 (*3*). [Лецитин] = 4.3×10^{-5} моль/л.

Таблица 3. Динамика относительного изменения гидродинамического диаметра лецитина в присутствии проб воды р. Дубны

Л	ецитин 1	Лецитин 2			
дата отбора пробы	относительный средний диаметр, %	дата отбора пробы	относительный средний диаметр, %		
18.04.2021	91.6 ± 9.7	02.06.2021	81.7 ± 5.8		
25.04.2021	130.1 ± 13.5	06.06.2021	75.4 ± 3.2		
03.05.2021	100.1 ± 12.5	10.06.2021	120.7 ± 14.5		
10.05.2021	84.8 ± 10.3	14.06.2021	104.1 ± 5.3		
21.05.2021	90.95 ± 12.9	20.06.2021	106.8 ± 5.6		
23.05.2021	106.7 ± 9.2	27.06.2021	63.0 ± 4.6		
26.05.2021	66.8 ± 11.5	04.07.2021	80.3 ± 2.8		
30.05.2021	70.2 ± 9.4				

и -30.9 ± 1.1 mV (n = 5) для партий 1 и 2 соответственно. Влияние сезонных колебаний физико-химических характеристик и состава воды р. Дубны на величину ξ-потенциала агрегатов лецитина представлено на рис. 2. Как видно из представленных данных, в присутствии проб воды р. Дубны наблюдается существенное достоверное уменьшение отрицательной величины Е-потенциала частиц лецитина, а масштаб его изменения значительно превосходит размах колебаний размера частиц лецитина в зависимости от состава воды р. Дубны. Ранее аналогичные эффекты были выявлены и при исследовании свойств природной воды рек Воронежской и Московской областей, пробы которых были взяты с 10.03.2021 по 21.03.2021 [26]. Необходимо отметить также, что наиболее существенное влияние на величину ξ-потенциала частиц лецитина оказывают колебания в природной воде содержания гидрофобных соединений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Чувствительность параметров системы регуляции ПОЛ биологических моделей на примере природных липидов позволяет рассматривать их в качестве перспективных тестов для оценки качества природной воды. Выявлена интенсификация процессов ПОЛ при низкотемпературном окислении лецитина в присутствии проб воды р. Дубны. Математическая обработка УФ-спектров природной воды по методу Гаусса позволила обнаружить как присутствие гидрофобных соединений в течение всего срока наблюдений, так и изменение набора различных органических, N- и Р-содержащих соединений в зависимости от сезона отбора проб. Сезонные колебания размера спонтанно сформированных агрегатов лецитина и выраженные изменения их ξ-потенциала свидетельствуют о влиянии компонентов воды на структурное состояние мембран биообъектов. Установлено, что структурное состояние биомембран тесно взаимосвязано с их функциями и составом липидов [3]. Это играет важную роль в регуляции метаболизма в организме, поскольку активные формы кислорода – инициаторы ПОЛ, минорные фракции ФЛ и окисленные ФЛ обладают сигнальными функциями [17, 18 21, 28], обусловливая масштаб и направленность ответа биологических объектов при изменении физико-химических свойств и состава природной воды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Биологические мембраны: методы / Под ред. Дж. Б. С. Финдлея, В. Х. Эванза. М.: Мир, 1990. 423 с.
- Брин Э.Ф., Травин С.О. Моделирование механизмов химических реакций // Хим. физика. 1991. Т. 10. № 6. С. 830–837.
- 3. *Геннис Р*. Биомембраны: Молекулярная структура и функции. М.: Мир, 1997. 624 с.
- 4. FOCT 18309-2014
- 5. ΓΟCT 33045-2014
- 6. *Гуриков Ю.В.*, *Бондаренко Н.Ф*. Природная вода как окислительная система // ЖФХ. 2001. Т. 75. № 7. С. 1221–1224.
- 7. *Касаикина О.Т., Менгеле Е.А., Плащина И.Г.* Окисление неионных поверхностно-активных веществ молекулярным кислородом // Коллоид. журн. 2016. Т. 78. № 6. С. 730—734.
- Коновалов А.И., Рыжкина И.С. Образование наноассоциатов – ключ к пониманию физико-химических и биологических свойств высокоразбавленных водных растворов // Изв. АН. Сер. хим. 2014. № 1. С. 1–14.
- 9. Маракулина К.М., Крамор Р.В., Луканина Ю.К., Плащина И.Г., Поляков А.В., Федорова И.В., Чукичева И.Ю., Кучин А.В., Шишкина Л.Н. Влияние природных фосфолипидов на масштаб их взаимодействия с антиоксидантами нового класса изоборнилфенолами // ЖФХ. 2016. Т. 90. № 2. С. 182—189.
- 10. *Пальмина Н.П.*, *Мальцева Е.Л.*, *Часовская Т.Е.* Действие разбмавленных растворов биологически мактивных веществ на клеточные мембраны // Биофизика. 2014. Т. 59. № 4. С. 704—716.
- 11. Шишкина Л.Н., Дубовик А.С., Козлов М.В., Повх А.Ю., Швыдкий В.О. Модельные системы для оценки воздействия компонентов водной среды на биологические объекты // Актуальные вопросы биологической физики и химии. 2022. Т. 7. № 1. С. 160–165.
- 12. Шишкина Л.Н., Козлов М.В., Мазалецкая Л.И., Повх А.Ю., Швыдкий В.О., Шелудченко Н.И. Система регуляции перекисного окисления липидов как основа экологического тестирования // Хим. физика. 2020. Т. 30. № 6. С. 52—58.
- 13. Шишкина Л.Н., Козлов М.В., Повх А.Ю., Швыд-кий В.О. Роль перекисного окисления липидов в оценке последствий воздействия химических токсикантов на биообъекты // Хим. физика. 2021. Т. 40. № 9. С. 57—63.
- 14. Шишкина Л.Н., Кушнирева Е.В., Смотряева М.А.

- Новые подходы к оценке биологических последствий воздействия радиации в малых дозах // Радиацион. биология. Радиоэкология. 2004. Т. 44. \mathbb{N}_2 3. С. 289—295.
- 15. Шишкина Л.Н., Повх А.Ю., Швыдкий В.О. Динамика состояния окислительных процессов в природных водах после аварии в коммунальной сети // Сб. ст. по материалам Международ. конф. "Экологическая, промышленная и энергетическая безопасность—2021" / Под ред. Г.В. Кучерик, Ю.А. Омельченко. Севастополь: СевГУ, 2021, С. 100—106.
- 16. *Burlakova Ye.B., Pal'mina N.P., Mal'tseva Ye.L.* Membrane Lipid Oxidation / Ed. *C. Vigo Pelfrey.* Boston: CRC Press, 1991. V. III. P. 209–237.
- 17. *D'Autreaux B., Toledano M.B.* ROS as signalling molecules: mechanism that generate sptcificity in ROS homeostasis // Nature Reviews | Molecular Cell Biol. 2007. V. 8. P. 813–824.
- Forman H.J., Maiorino M., Ursini F. Signaling Functions of Reactive Oxygen Species // Biochem. 2010. V. 49. P. 835–842.
- Gaschler M.M., Stockwell B.R. Lipid peroxidation and cell death // Biochem. Biophys. Res. Commun. 2017. V. 482. P. 419–425.
- 20. *Isakawa T., Matsushita S.* Coloring conditions of thiobarbituric acid test for detesting lipid hydroperoxides // Lipids. 1980. V. 15. № 3. P. 137–140.
- 21. Lordan R., Tsoupras A., Zabetakis I. Phospholipids of Animals and Marine Origin: Structure, Function, and Anti-Inflammatory Properties // Molecules. 2017. V. 22. № 11. P. 1964–1996.
- 22. Membrane Lipid Oxidation / Ed. *C. Vigo Pelfrey*. Boston: CRC Press, 1991. V. III. 300 p.

- 23. *Mosca M., Ceglie A., Ambrosone L.* Effect of membrane composition on lipid oxidation in liposomes // Chem. and Phys. Lipoids. 2011. V. 164. P. 158–165.
- 24. Shesterkina N,M., Shesterkin V.P., Talanskaya V.S., Ri T.D. Soace and Time Variations of the Concentrations of Dissolves Forms of Microelements in Amur River Water // Water Res. 2020. V. 47. № 4. P. 629–540.
- 25. Shishkina L.N., Klimovich M.A., Kozlov M V. Similarity Functioning of the Physicochemical Regulatory System on the Membrane and Organ Levels // Pharmaceutical and Medical Biotechnology. New Perspective / Eds R. Orlicki, C. Cienciala, L.P. Krylova, J. Pielichowski, G.E. Zaikov. N.Y.: Nova Sci. Publ., 2013. P. 151–157.
- 26. Shvydkiy V., Dolgov S., Dubovik A., Kozlov M., Povkh A., Shishkina L., Duca G. New Aspects for the Estimation of the State of the Natural Water // Chem. J. Moldova. 2022. V. 17. № 2. P. 35–42.
- 27. Shvydkiy V.O., Shtamm E.V., Skurlatov Yu.I., Vichutinskaya E.V., Zaitseva N.I., Semenyak L.V. Intoxication of the Natural Aqueous Medium Resulting from Disbalan of Redox and Free Radical Intrabacin Processes // Russ. J. Phys. Chem. B. 2017. V. 11. № 4. P. 643–651.
- 28. *Slotte J.O.*, *Ramstedt B*. The functional role of sphingomyelin in cell membranes // Eur. J. Sci. Technol. 2007. V. 109. P. 977–981.
- 29. Sorokovikova L.V., Popovskaya G.I., Tomberg I.V., Bashenkhina N.V. Space-Time Variations of the Concentration of biogenic and organic Matter and Phytoplankton in the water of the Selenga river and its delta ranches // Water Res. 2009. V. 36. № 4. P. 443–453.

ГИДРОХИМИЯ, ГИДРОБИОЛОГИЯ, ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

УДК 556.5

ИОННЫЙ СОСТАВ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ПРИРОДНЫХ ВОД РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ ГОРНОГО КРЫМА¹

© 2024 г. Т. С. Губарева^{a, *, Г. Н. Амеличев^{a, b}, Б. И. Гарцман^{a, c}, С. В. Токарев^{a, b}, Л. И. Хрусталева^a, В. М. Морейдо^a}

^aИнститут водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия ^bКрымский федеральный университет им. В.И. Вернадского, Симферополь, 295007 Россия ^cИнститут природно-технических систем, Севастополь, 299011 Россия

*e-mail: tgubareva@bk.ru

Поступила в редакцию 04.05.2023 г. После доработки 12.12.2023 г. Принята к публикации 22.02.2024 г.

Представлены результаты обобщения натурных исследований ионного состава природных вод речных бассейнов Горного Крыма, полученные в ходе гидролого-гидрохимических экспедиционных съемок 2021—2022 гг. Оценены границы водосборов и области их питания, выделено пять основных типов вод, циркулирующих в речных бассейнах. Выявлены основные закономерности изменения концентраций ионов в воде с изменением стока в замыкающих створах рек Кучук-Узенбаш и Тонас и карстовых водоносных систем — источников Карстовый, Аян и пещеры Красной. Типизация подземных родниковых вод по химическому составу и высотному положению их разгрузки на поверхность водосборов демонстрирует их вертикальную гидрохимическую зональность в масштабе малого речного бассейна.

Ключевые слова: химический состав природных вод, карстовый речной бассейн, Горный Крым.

DOI: 10.31857/S0321059624040115 EDN: APDTFY

ВВЕДЕНИЕ

Значительную долю территорий на Крымском п-ове занимают подстилающие карстующиеся породы, а речной сток формируется преимущественно карстовыми водоносными системами (КВС). КВС содержат воды высокого природного качества и являются основой водоснабжения населения городов. Однако их гидрологические/гидрогеологические особенности приводят к их высокой уязвимости к загрязнению, что требует особых подходов к охране и использованию КВС.

Формирование химического состава вод Горного Крыма под влиянием карста и при слабой антропогенной нагрузке остается слабо изученным. Результаты первого широкого исследования гидрогеологических условий закарстованных бассейнов опубликованы Н.В. Рухловым в 1915 г.

[16]. Фундаментальное исследование гидрохимической зональности подземных вод Горного Крыма выполнено Ю.И. Шутовым [21]. Наиболее системное изложение представлений о процессах формирования химического состава подземных и поверхностных вод предгорного Крыма представлено Е.П. Каюковой [11, 12]. Частные вопросы формирования геохимического (в том числе изотопного) состава природных вод в региональном масштабе освещены в [9, 14, 15, 17].

В 2021—2022 гг. выполнялись экспедиционные гидролого-гидрохимические съемки на малых речных бассейнах Горного Крыма в рамках исследования формирования стока рек и КВС в разнообразных ландшафтных условиях. Химический состав природных вод в различных звеньях наземного водного цикла характеризуется пространственно-временной вариабельностью и подвержен значительной трансформации на всех этапах — от выпадения атмосферных осадков до разгрузки подземных вод — и отражает их совокупный эффект. Цель статьи — систематизация

 $[\]overline{\ }$ Исследование выполнено при финансовой поддержке РНФ (проект 23-27-00236).

уникального материала натурных наблюдений для целостного представления режима формирования качества вод в закарстованных бассейнах.

Эта работа — часть широкого исследования процессов и механизмов формирования стока в условиях их высокой закарстованности на примере экспериментальных бассейнов с применением природных химических трассеров и геохимической модели смешения. Результаты систематизации данных химического состава речных вод, вод КВС, разнообразных видов подземных вод и других водопроявлений на водосборах позволят на качественно новом уровне решать задачи моделирования — обоснование консервативных трассеров, установление потенциальных источников питания речного стока и их количественную оценку.

ОПИСАНИЕ ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Водосбор р. Кучук-Узенбаш

Река Кучук-Узенбаш — левая составляющая верховьев р. Бельбек, протекает по территории северных склонов Ялтинского массива Главной гряды (рис. 1). Площадь водосбора в створе г/п с. Многоречье — 11.3 км². Бассейн имеет вид горного амфитеатра, отметки высот главных водораздельных вершин превышают 1000 м. Речная сеть в пределах яйлы полностью отсутствует, атмосферные осадки здесь полностью инфильтруются и питают подземный (карстовый) сток. Истоки реки — многочисленные родники, образующие ручьи в днищах трех глубоких балок правого борта долины (балки Бурма, Джевызлык, Тюллюк).

В пределах водосбора располагаются два крупных источника — родник Тюллюк в верховьях и Карстовый источник, впадающий в реку в 250 м ниже г/п р. Кучук-Узенбаш—Многоречье. Постоянно действующий Карстовый источник приурочен к зоне дробления тектонического нарушения. Площадь его водосбора оценена по результатам трассерных экспериментов [8, 20, 22], геологической карте [6] и ЦМР и составляет 11 км². Водосбор занимает части плато Ялтинского массива с высотными отметками 1200—1350 м и его северного склона с балками Ханлы-Дере

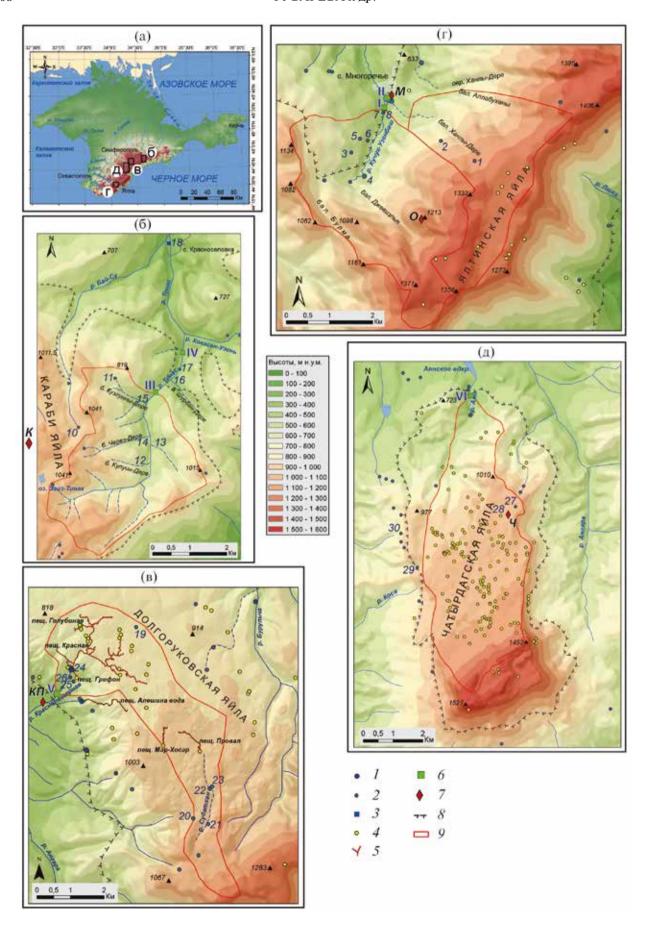
и Аллабуханы. Питание карстовых вод происходит за счет инфильтрации через почву и эпикарст, а также путем инфлюации поверхностных водотоков в балках [20, 22]. Склоны в пределах водосбора покрыты буковым лесом, в нижней части представлены сосновыми насаждениями.

В геологическом строении водосбора можно выделить два структурных этажа, сложенных разновозрастными породами различного литологического состава. Нижний этаж сложен породами таврической серии верхнетриасового и нижнеюрского возраста, а также породами средней юры. Таврическая серия представлена мощным комплексом терригенных флишевых и флишоидных отложений, состоящих из ритмично чередующихся аргиллитов, кварцевых плотных алевролитов и песчаников. На размытой поверхности дислоцированных пород таврической серии с резким несогласием залегают песчано-глинистые отложения средней юры. В литологическом отношении эти отложения схожи с породами таврической серии. Породы средней юры вскрыты эрозионным врезом р. Кучук-Узенбаш ниже с. Многоречье. В гидрогеологическом отношении нижний структурный этаж представляет собой водоупорный цоколь, подстилающий водоносные карбонатные породы верхнего структурного этажа.

Верхний этаж сложен верхнеюрскими отложениями и стратиграфически представлен оксфордским, кимериджским и титонским ярусами. В литологическом отношении превалируют известняки (от массивных рифовых до тонкоплитчатых и мергелистых). В оксфордском ярусе (нижняя часть верхнеюрского комплекса) выделяется горизонт полимиктовых и известняковых конгломератов, достигающий на северном склоне массива мощности 120 м [10]. Суммарная мощность верхнеюрской толщи в пределах Ялтинского массива колеблется от первых сотен метров на северном и южном склонах до 1000 м в осевой части.

Водосбор р. Тонас

Верхняя часть водосбора р. Тонас располагается к востоку от Карабийского горно-карстового массива (Центрально-яйлинский горный



район), орографически отделяет его от структурно-денудационных эрозионных низкогорий Восточно-Крымского горного района [5]. Граница водосбора на юге проходит по главному водоразделу Крымских гор, включая ряд возвышенностей и скальных пиков с высотными отметками ≥1000 м (рис. 1). Исток реки — безымянный ручей, берущий начало у перевала Каллистон-Богаз. Река имеет два относительно крупных притока: слева р. Бай-Су, справа р. Кокасан-Узень. Площадь экспериментального водосбора до замыкающего створа с высотной отметкой 490 м составляет 10.5 км².

Выделение границ водосбора по водораздельным линиям обосновано преимущественным распространением на восточном склоне Карабийского массива титонского флиша, описанного в [3], в составе которого преобладают слабопроницаемые отложения, исключающие подземные перетоки в соседние водосборы. Встречающиеся на склонах экспериментального водосбора выходы брекчиевидного известняка представляют собой гравигенные смещенные массивы (олистолиты), отколовшиеся от восточного края карстового плато и оползшие [23]. Западную часть водосбора слагают толщи ритмично переслоенных зеленовато-серых алевритистых глин с прослоями мелкообломочных известняков, сменяющиеся к восточной части водосбора глинами с прослоями сидеритов титонского и берриасского возраста. Господство слабопроницаемых и легко эродируемых отложений и относительно высокий фон атмосферных осадков обеспечили сравнительно высокую водность реки и ее притоков и развитие овражно-балочной сети, почти достигающей бровки карстового плато.

Водосбор КВС Красной пещеры

Река Кизилкобинка (Краснопещерная) представляет собой нижнюю, выходящую на поверхность часть "подземной реки", протекающей

в Красной пещере и дренирующей центральные участки Долгоруковского карстового массива (рис. 1). В низовьях она принимает притоки карстовых источников Грифон и Алешина вода. В свою очередь, "подземная река" Красной пещеры в значительной степени сформирована за счет поглощения поверхностного водотока — р. Суботхан, протекающей в верхней части наклонного плато Долгоруковского массива на высотах 900—1050 м. Суммарная площадь поверхностных и подземных частей водосбора р. Кизилкобинка в замыкающем створе с абсолютной отметкой 460 м составляет 15.3 км².

Горные породы верховьев водосбора представлены чередованием полимиктовых песчаников и конгломератов (нерастворимые отложения), которые ближе к области поглощения стока р. Суботхан сменяются мергелями и глинистыми известняками кимериджского яруса верхней юры (переслаивание нерастворимых и растворимых отложений).

У контакта с хорошо проницаемыми и растворимыми известняками нижнего титона начинается подземная часть водосбора. Здесь у пещеры Провал и на расстоянии до 1 км к северу происходит полное поглощение речных вод. Как установлено в ходе трассирования, поглощенные воды подземным путем направляются в сторону пещеры Красной [7]. Восточная граница подземного водосбора Красной пещеры проходит в 1.5 км к северу от Провала, близко совпадая с Галбашским гребнем, разделяющим Калан-Баирскую и Базар-Обинскую котловины. Северо-восточная граница подземного водосбора также совпадает с Галбашским гребнем, что подтверждается паводком на притоке Клоаке, вызванным ливнем к востоку от г. Базар-Оба (по устному сообщению спелеологов). Открытие притока Голубиной пещеры и связи его водности с атмосферными осадками позволили локализо-

Рис. 1. Картосхемы исследуемых водосборов. Общий вид (а), бассейны: р. Тонас (б), КВС Краснопещерная (в), р. Кучук-Узенбаш и КВС Карстовый (г), КВС р. Аян (д). Источники: 1 — крупные, 2 — мелкие, 3 — скважины; элементы рельефа: 4 — карстовые полости, 7 — ходы крупных карстовых пещер; измерительная сеть: 5 — гидрологические створы (I — р. Кучук-Узенбаш — с. Многоречье, II — Карстовый приток — с. Многоречье, III — р. Тонас — створ Птичий, IV — р. Тонас — замыкающий; V — р. Кизилкобинка — контрольный створ; VI — р. Аян — бетонный мостик), 6 — метеостанции (М — Многоречье, О — Ольмесхыр, К — Караби, КП — Краснопещерная, Ч — Чатырдаг); границы: 8 — распространения верхнеюрских карбонатных пород, 9 — водосборов. Нумерация родников (арабские цифры) приведена в соответствии с названиями источников в табл. 3.

вать северную границу подземного водосбора на плато Долгоруковского массива. Включение в состав Красной пещеры обводненной ветки Университетской присоединяет к подземному водосбору участки левобережья балки Матуба на западном склоне Долгоруковского массива.

Водосбор КВС источника Аян

Водосбор источника Аян расположен на левобережье верховий долины р. Салгир в пределах горно-карстового массива Чатырдаг (рис. 1). Источник Аян (Аянский) — один из крупнейших в Крыму. Его водосборная площадь, по оценкам [1, 4, 18], составляет от 50 до 80% общей площади массива, включая все нижнее плато и северную часть верхнего. Западная и северная границы водосбора – тектонический сброс, отделяющий Чатырдаг от Суатского блока на западе и контролирующий заложение балок Чумнох, Тас-Кор и Аянской на севере. Восточная граница проводится по бровке нижнего плато, исключая блок Курт-Баир. В южную периферию водосбора входят крайние северные котловины верхнего плато. Суммарная площадь водосбора до замыкающего створа составляет 22.8 км².

В геологическом отношении массив имеет цокольное строение. Его сложенная известняками верхнеюрская водоносная толща приподнята по отношению к окружающим по периферии слабопроницаемым породам таврической серии и мела и наклонена на северо-запад. Это исключает перетоки из соседних с массивом водосборов и определяет местное исключительно атмосферное питание. Большой перепад высот между областями питания и разгрузки, совпадение уклонов макросклона и слоев известняков с направлением подземного стока обеспечивает относительно высокую динамику карстовых вод. В условиях высокой канализованности потоков, их ограниченной пропускной способности изза экранированности водоупорными толщами и, как следствие, концентрации в виде единого фокуса разгрузки в наиболее ослабленной зоне Аян приобретает черты воклюзского источника, для которого характерны напорная циркуляция вод, положение во фреатический (эпифреатической) гидродинамической зоне, формирование лабиринтовой системы водопроводящих каналов. Все эти особенности в целом обеспечивают Аянскому источнику высокую водность.

Воднобалансовые исследования

Детальные воднобалансовые исследования выполнялись на развернутой наблюдательной сети (рис. 1). Атмосферные осадки и другие метеохарактеристики регистрировались автоматическими станциями Davis Vantage Pro2 в пунктах наблюдений: Многоречье (509 м в.у.м.), Ольмесхыр (1190 м), Караби-Яйла (1006 м), Кизил-Коба (480 м) и Чатырдаг (1030 м).

Наблюдения за стоком были организованы на шести створах (рис. 1), оборудованных автоматическими логгерами "Onset Hobo", фиксирующими уровни, температуру ("U20-001") и электропроводность ("U24-001") воды с шагом записи 15 мин. Измерение расходов осуществлялось при помощи электромагнитного измерителя скорости "Посейдон-1". В отдельных случаях расходы потоков определялись методом ионного паводка, а дебиты родников — объемным методом. Частота измерений на реках и родниках составляла 2—4 раза в месяц в зависимости от фазы водности.

Методы геохимических исследований

Гидрохимическая съемка включала в себя отбор проб речных вод и вод КВС одновременно с измерением расходов воды в замыкающих гидрологических створах, а также отбор проб различных водопроявлений (атмосферных, подземных родниковых вод, вод скважин, колодцев, склоновых потоков и др.) в бассейнах. В общей сложности за два года выполнено 17 съемок (общее число проб 570), которые освещают основные фазы водного режима зоны формирования стока в рамках годичного цикла: 1) меженный сток (лето-осень); 2) летние дождевые паводки; 3) зимние паводки смешанного генезиса (с участием снеготаяния). Для исследования динамики в рамках синоптического и суточного цикла были организованы учащенные отборы проб в гидрологических створах бассейна р. Кучук-Узенбаш. Для ежечасного отбора проб использовался автоматический пробоотборник "WaterSam". Атмосферные и склоновые воды

отбирались выборочно: пробы снега — в исследуемых бассейнах, дождевые — из дождемера "Hellmann" вблизи г. Симферополя, склоновые — во время их возникновения.

Параметры воды рH, температура T, электропроводность E, окислительно-восстановительный потенциал Eh измерялись in situ с помощью зонда "HANNA HI98195". Концентрации НСО, определялись в нефильтрованных пробах потенциометрическим титрованием не позднее 4-6 ч после отбора с помощью рН-метра "Metler-Toledo", а также стандартным титриметрическим методом в лабораторных условиях. Диапазон определения (ДО) концентрации НСО, приведен согласно методике определения общей щелочности. ДО общей щелочности составляет 0.2-20 ммоль/дм³, точность определения $\delta = \pm 15\%$. Перманганатная окисляемость (ПО) определяется титриметрическим методом в нефильтрованных пробах с перманганатом калия в кислой среде; ее ДО составляет 0.25-100 мг/л, в диапазоне концентраций 0.25-2 мг/л $\delta = \pm 20\%$, при концентрации >2 мг/л $\delta = \pm 10\%$. Растворенный кремний Si определялся фотометрическим методом с молибдатом аммония; $\Box O - 0.5 - 15 \text{ мг/л}, \delta = \pm (0.08 + 0.085 \cdot [\text{Si}]). \text{ Кон-}$ центрация SO_4^{2-} определялась турбидиметрическим методом; ДО - 2-40 мг/л; в диапазоне концентрации <5 мг/л $\delta = \pm 0.8$, при >5 мг/л $\delta = \pm (0.1 + 0.12 \cdot [SO_4^{2-}])$. Концентрация Ca^{2+} и общая жесткость воды определялись титриметрическими методами. Для $Ca^{2+} ДO - 1 - 2000 мг/л$, в диапазоне концентраций $2-10 \,\mathrm{Mr/n}\,\delta = \pm 5\%$, при $>10 \,\mathrm{MF/\pi} - \delta = \pm 11\%$. Концентрация $\mathrm{Mg^{2+}}$ определялась расчетным методом. Концентрации Na⁺, K⁺ определялись потенциометрическим методом с помощью ионоселективных электродов типа "ЭКОМ-К". Для К+ ДО составляет 0.391—39100 мг/л, при концентрации <19.55 мг/л $\delta = \pm 20\%$, при >19.55 мг/л $\delta = \pm 10\%$. ДО концентрации $Na^+ - 2.3 - 2300$ мг/л, при концентрации $Na^+ < 115$ мг/л $\delta = \pm 15\%$, при > 115 мг/л $\delta = \pm 10\%$. Концентрация NO_3^- определялась фотометрическим методом с салициловой кислотой; ДО - 0.1 - 100 мг/л, в диапазоне концентраций 0.1-3 мг/л $\delta = \pm 9\%$. Массовая концентрация Cl⁻ определялась аргентометрическим методом; ДО - 5 - 10000 мг/л, в диапазоне концентраций $10-25 \text{ мг/л } \delta = \pm 7\%, \text{ при } > 25-50 \text{ мг/л } \delta = \pm 5\%.$

Химические анализы выполнены в лаборатории Иваньковской НИС ИВП РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЯ

Атмосферные воды

Положение водосборов на северном макросклоне Главной гряды Крыма у ее водораздельной части обусловило высокие фоновые показатели увлажненности. За период работ максимальные суммы осадков зафиксированы в июне 2021 г. — 341 мм (метеостанция Ай-Петри), в июне 2022 г. — 261 мм (Караби; рис. 2).

Атмосферные осадки, отобранные в виде дождя и снега, — ультрапресные (минерализация 17-31 мг/л), хлоридно-гидрокарбонатные, преимущественно магниево-кальциевые, реакция среды — от слабокислой до нейтральной (рН 5.70-7.30). Содержание всех макрокомпонентов определяется на уровне концентраций пределов их обнаружения. Содержание растворенного Si-0.22 мг/л. Среднее значение $\Pi O - 0.96 \text{ мгO}_2/\text{л}$. Формула Курлова для объединенной выборки атмосферных осадков (19 проб) имеет следующий вид:

$$M_{0.025} \frac{HCO_{3}^{-}63Cl^{-}22\left[SO_{4}^{2-}10NO_{3}^{-}6\right]}{Ca^{2+}42Mg^{2+}4l\left[Na^{+}14K^{+}4\right]}pH6.50.$$

Выявлены некоторые различия между дождевыми и снеговыми водами. В дождевых водах содержание SO_4^{2-} (17%-экв.) и NO_3^{-} (10%-экв.)

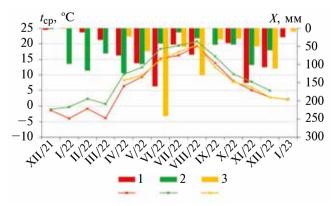


Рис. 2. Внутригодовое распределение месячных сумм осадков (X) и среднемесячной температуры воздуха ($t_{\rm cp}$) по данным метеостанций: I — Ольмесхыр (суммы осадков в период XII—III занижены), 2 — Многоречье, 3 — Караби (с IV/ 2022).

несколько выше, чем в снеге (11 и 7%-экв. соответственно). Содержание Cl^- в снеговых пробах достигает 37%-экв., тогда как в дождевых — 27%-экв. Также заметна разница содержания ионов Mg^{2+} — в снеговых пробах до 47%-экв., в дождевых — 33%-экв.

Речные воды

Химический состав речных вод определяется комплексом ландшафтных факторов, среди которых ключевые — литология горных пород и характер выпадающих атмосферных осадков. Доминирующее распространение в водосборе Кучук-Узенбаша имеют известняки, а в бассейне Тонас — терригенно-карбонатные отложения. При контакте породообразующих минералов со слабоминерализованными атмосферными водами в присутствии СО₂ идет процесс растворения известняков, растет мине-

рализация вод (преимущественно за счет роста HCO_3^- и Ca^{2+}) и pH.

Период повышенной водности на реках приходится на зимний период, в летне-осенний период наблюдается низкий сток, нарушаемый дождевыми паводками. Диапазон измеренных расходов воды в $2022~\rm r.~c$ января по март на р. Кучук-Узенбаш составил $0.1-1~\rm m^3/c$, а наиболее низкие расходы в октябре—ноябре едва превышали $2~\rm n/c$; на р. Тонас — $0.06-0.32~\rm m^3/c$ вплоть до полного прекращения стока в замыкающем створе в $2022~\rm r.$

Экстраординарный летний паводок проходил в июне 2021 г. на р. Кучук-Узенбаш, расход 18 июня был оценен в 7.03 м 3 /с при измерении скорости воды поплавковым методом. На эту же дату расход р. Тонас в замыкающем створе составил 1.18 м 3 /с. В июне 2022 г., наоборот, обильные осадки пришлись на центральные районы полу-

Таблица 1. Химический состав речных вод (n -число проб в выборке)

Фаза водного режима / показатель	р. Кучук-Узенбаш			р. Тонас		
	Межень <2*	Летний паводок 3—700	Зимний паводок 4—150	Межень <1	Летний паводок 2—25	Зимний паводок 2—45
	n 10	n 10	n 13	n 9	n 5	n 9
pН	<u>7.69–8.09</u>	<u>7.81–8.39</u>	<u>7.68–8.19</u>	7.89-8.24	<u>7.86–8.36</u>	<u>7.84–8.26</u>
pm	7.87	7.98	7.97	8.03	8.06	8.11
Е, мкСм/см	427-511 488	340—488 421	387—438 414	<u>452–523</u> 481	452–476 458	400–465 433
T, °C	8.2-10.6	8.5-10.9	5.7-9.1	6.9 - 16.2	12.9-15.2	0-8.3
ΠO , мг O_2/π	0.16-0.71 0.41	<u>0.16–5.70</u> 1.55	<u>0.40–2.20</u> 1.06	$\frac{0.41-1.70}{1.07}$	1.10-3.10 1.62	$\frac{1.50-4.3}{2.40}$
мг/л						
Si	2.13-2.90 2.54	<u>0.90–2.99</u> 2.22	1.20-2.30 1.92	2.72-3.70 3.35	3.38-3.90 3.73	2.2–3.1 3.00
HCO ₃	$\frac{238 - 305}{288}$	219—274 248	244—274 255	250-317 277	238-298 268	238-286 262
SO ₄	20.9-50.7 33.66	<u>14.6–32.3</u> 25.1	<u>12.4–27.0</u> 23.6	$\frac{23-37.3}{28.9}$	<u>21.9–26.7</u> 23.7	<u>10.6–35.1</u> 23.1
Cl	<u>5.90–8.80</u> 6.91	<u>2.90–8.80</u> 5.70	<u>4.48–8.70</u> 6.15	8.88-12.6 11.0	7.20-12.2 10.7	6.8-8.96 7.79
NO ₃	1.50-3.40 1.94	<u>0.90–4.60</u> 2.09	<u>0.18-7.20</u> 2.61	<u>0.43-7.86</u> 1.98	1.60-3.10 2.00	<u>0.38–2.50</u> 1.67
Ca	<u>54.8–77.8</u> 67.9	38.9–66.3 59.4	<u>57.5–72.1</u> 64.3	57.7—88.2 74.5	66.5–78.2 71.5	<u>57.5–79.9</u> 69.1
Mg	$\frac{20.1 - 38.3}{29.4}$	12.4-34.2 24.4	11.5–35.5 19.9	6.56-35.9 22.0	8.75-26 19.3	$\frac{6.93-30}{20.7}$
Na	2.30-6.30 3.51	<2.3-4.70 2.67	<2.3-2.76 <2.3	<u>4.80–6.50</u> 5.88	3.20-6.10 4.38	2.7-5.6 4.2
K	<0.39-2.40 1.29	<0.39-2.00 0.41	<0.39-2.56 0.72	<u>0.43-3.40</u> 1.80	<0.39-0.71 0.55	<u>0.40-2.42</u> 1.16

^{*} Здесь и далее в строке — водность фазы охарактеризована в единицах модуля стока, л/(скм²).

острова, что вызвало экстраординарные паводки на р. Тонас, р. Кизил-Кобинке (25 м³/с), Аяне (14 м³/с). На р. Тонас были фиксированы значительные деформации русла реки, а действовавший наблюдательный створ был разрушен и полностью занесен аллювием. Паводок на р. Кучук-Узенбаш проходил в спокойном режиме, расход составил 0.5 м³/с.

Химический состав речных вод по фазам водного режима приведен в табл. 1.

Речные воды р. Кучук-Узенбаш в створе с. Многоречье преимущественно слабощелочные (рН 7.7–8.4), гидрокарбонатные магниево-кальциевые. Минерализация меняется в пределах 330-450 мг/л, содержание Si-1-3 мг/л. Показатель ПО в среднем по выборке составляет 1 мг O_2 /л, увеличивается в период паводков ≥ 5 мг O_2 /л. По длине реки для Кучук-Узенбаша заметны тенденции увеличения рН, концентрации Si и SO_4^{2-} и противоположные тенденции снижения для E, Ca^{2+} , HCO_3^{-} . Формула Курлова р. Кучук-Узенбаш (71 проба) имеет вид:

$$M_{0.379} \frac{\text{HCO}_3^{-86} \left[\text{SO}_4^{2-} 10 \text{Cl}^{-3} \text{NO}_3^{-1}\right]}{\text{Ca}^{2+} 61 \text{Mg}^{2+} 37 \left[\text{Na}^{+} 2\right]} \text{pH7.99}.$$

Речные воды р. Тонас в створе Птичий по составу также гидрокарбонатные магниево-кальциевые, диапазон рН -7.9-8.4, минерализация меняется в пределах 370—440 мг/л. Концентрация Si - от 2 до 4 мг/л. Среднее значение ПО -1.65 мгО $_2$ /л. Формула Курлова (30 проб):

$$1.65 \ \mathrm{MrO_2/\pi}$$
. Формула Курлова (30 проб):
$$M_{0.400} \frac{\mathrm{HCO_3^-84} \left[\mathrm{SO_4^{2-}10Cl^-5NO_3^{-1}}\right]}{\mathrm{Ca^{2+}65Mg^{2+}30} \left[\mathrm{Na^+4K^+1}\right]} \mathrm{pH8.06}.$$

Тенденция роста ПО с увеличением речного стока отмечается в обоих бассейнах, а в р. Тонас — NO_3^- (рис. 3а). В обоих бассейнах отмечаются статистически значимые зависимости нелинейного снижения E с ростом расхода: в р. Кучук-Узенбаш $R^2 = 0.81$, в р. Тонас — 0.43. В р. Кучук-Узенбаш также прослеживаются тенденции снижения концентраций HCO_3^- , Mg^{2+} , Na^+ , Si, Cl⁻ (рис. 36), а в р. Тонас — Na^+ , Cl⁻, K^+ (рис. 3в). В обоих водотоках в годовом разрезе концентрации Si в зимний период становятся минимальными, в летне-осеннюю межень — повышаются (табл. 1).

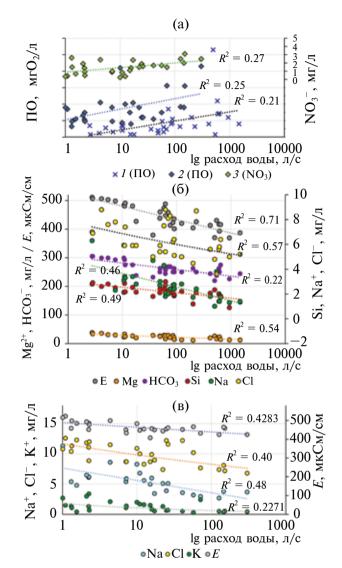


Рис. 3. Связь компонентов ионного состава с расходом речных вод. Рост концентрации (а): р. Кучук— Узенбаш (I); р. Тонас (I); Снижение: р. Кучук— Узенбаш (I); р. Тонас (I).

Поверхностно-склоновые воды

Формирование химического состава поверхностно-склоновых вод происходит за счет растворения остатков легкорастворимых солей и малорастворимых, в основном карбонатных, соединений, переходящих при участии CO_2 в гидрокарбонатные, а степень минерализации определяется фильтрационными свойствами поверхностного слоя почвенного покрова, степенью его промытости и длительностью контакта вод с поверхностью.

Поверхностно-склоновые воды в бассейне р. Кучук-Узенбаш представлены единичны-

ми пробами — двумя пробами дождевого стока, отобранными в русле оврага Сухого по правому борту долины во время прохождения паводков в 2021 и 2022 гг., и тремя пробами из временной микро-дренажной сети левого склона долины, функционирующей при прохождении паводка в 2021 г. По составу воды гидрокарбонатные магниево-кальциевые, заметно различающиеся по минерализации и содержанию Si, pH 7.59—8.10. Воды оврага Сухого менее минерализованные — 360 мг/л, концентрация Si — 2.28 мг/л, формула Курлова имеет вид:

$$\frac{HCO_{3}^{-}92\left[SO_{4}^{2-}6CI^{-}2\right]}{Ca^{2+}67Mg^{2+}31\left[Na^{+}2\right]}.$$

Воды левого склона характеризуются повышенной минерализацией — 535 мг/л, концентрация Si-5.97 мг/л, увеличивается доля SO_4^{2-} , Cl^- , Na^+ , что видно из формулы воды:

$$\frac{\text{HCO}_{3}^{-}86\left[\text{SO}_{4}^{2-}9\text{Cl}^{-}4\text{NO}_{3}^{-}1\right]}{\text{Ca}^{2+}67\text{Mg}^{2+}25\left[\text{Na}^{+}7\right]}.$$

Склоновые воды бассейна р. Тонас (1 проба) отобраны из временного водотока, образовавшегося в пределах слабовыраженной склоновой ложбинки левого борта бассейна во время активного таяния снега, имеют нейтральную реакцию (рН 7.4), низкую минерализацию — 198 мг/л, концентрацию Si-3.4 мг/л. Содержание Mg^{2+} в ряду катионов достигает значительной величины:

$$\frac{HCO_3^-83\Big[SO_4^{2-}13Cl^-4\Big]}{Ca^{2+}54Mg^{2+}44\Big[Na^+2\Big]}.$$

Поверхностно-склоновые воды отличаются максимальными значениями $\Pi O (4-8-10 \, \mathrm{mrO_2/\pi})$ и XПК $(10-22-36 \, \mathrm{mrO_2/\pi})$ в трех упомянутых пунктах отбора. Видно, что в бассейне р. Тонас величины окисляемости склоновых вод самые высокие, как и значения ΠO речных вод зимних паводков (табл. 1). Это свидетельствует о существенном влиянии склонов с хорошо развитыми органогенными горизонтами почвы на формирование химического состава вод р. Тонас.

Воды крупных карстовых водоносных систем

Важную роль в питании рек Крыма играют воды карстовых источников, режим которых по характеру близок к режиму поверхностных водотоков. Многие реки в истоках образованы выхо-

дами вод из карстовых массивов, и их бассейны включают подземный и поверхностный водосборы.

Атмосферные осадки, главный источник автогенного питания рассматриваемых КВС, в процессе инфильтрации и инфлюации поступают в зону аэрации. Инфлюационное питание, т. е. концентрированное поглощение поверхностного стока по каналам и шахтам, быстро достигает водонасыщенной зоны. Инфильтрация атмосферных осадков и вод склоновых потоков через почвенный покров и породы формирует быстрое и медленное фильтрационное питание нижележащих горизонтов КВС при прохождении через эпикарстовую зону. Специфический источник питания стока КВС - конденсационные воды трещиноватой приповерхностной зоны карстовых массивов и внутрикарстовых полостей [8, 13].

Согласно современной схеме гидродинамического зонирования эпигенной КВС по подземному стоку выделяют зоны: эпикарстовую, аэрации, эпифреатическую и фреатическую [19]. Формирование химического состава происходит на всех уровнях гидрогеологической системы, а результат сложного взаимодействия контролируется уже в замыкающих створах, чаще всего после выхода источников на поверхность земли.

Воды Карстового источника в створе с. Многоречье — пресные, слабощелочные (рН 7.37—8.39), гидрокарбонатные магниево-кальциевые. Минерализация меняется в диапазоне 320-390 мг/л. Отмечается стабильность температурного фона по сравнению с речными водами, диапазон изменения температуры в течение года составляет $8.1-8.8^{\circ}$ С. Это свидетельствуют о разгрузке базисного стока карстовых вод, находящихся в условиях гомотермии со вмещающими породами. Содержание растворенного Si-0.96-2.30 мг/л, обычно $IIO \leq 1$ мгIIO = 1.80, в отдельных случаях (высокий сток) повышается до 1.8-2.1 мгIIO = 1.81. Формула Курлова имеет вид:

мула Курлова имеет вид:
$$M_{0.353} \frac{\text{HCO}_3^-90\left[\text{SO}_4^{2-}6\text{Cl}^-3\text{NO}_3^-1\right]}{\text{Ca}^{2+}72\text{Mg}^{2+}27\left[\text{Na}^+1\right]} \text{pH7.75}.$$

Воды р. Кизил-Кобинка в замыкающем створе пресные, слабощелочные (рН 7.25–8.36), ги-

дрокарбонатные кальциевые, диапазон минерализации — $245-350~{\rm Mf/л}$, что в 1.5 раза ниже минерализации речных вод бассейнов рек Кучук-Узенбаш и Тонас. Низкую минерализацию обеспечивают процессы туфообразования, активно протекающие выше створа и тесно связанные с действующим термобарогеохимическим барьером. Содержание ${\rm Si}-1.2-2.6~{\rm Mf/л}$. Концентрация легкорастворимых веществ по ${\rm \PiO}$ изменяется в диапазоне от $0.4~{\rm дo}~1.5~{\rm MrO}_2/{\rm л}$, и лишь во время экстремального паводка в июне $2022~{\rm r}$. она достигала $2.5~{\rm u}~6.1~{\rm MrO}_2/{\rm л}$. Температура воды варьирует в диапазоне $5-13.8^{\circ}{\rm C}$. Формула химического состава имеет вид:

$$M_{0.290} \frac{HCO_3^-91 \left[SO_4^{2-}4Cl^-4NO_3^-1\right]}{Ca^{2+}79 \left[Mg^{2+}19Na^+2\right]} pH8.02.$$

Воды Аянского источника в створе измерения преимущественно слабощелочные, гидрокарбонатные кальциевые, минерализация варьирует от 286 до 360 мг/л, рН 7.53—8.22. Температурный режим — в диапазоне 5—13.5°С и близок к фону

р. Кизил-Кобинки. Диапазон изменения $\Pi O - 0.5-1$ мг O_2 /л, в отдельных случаях повышается до 1.7 мг/л. Формула Курлова имеет вид:

$$M_{0.324} \frac{HCO_3^{7}90 \left[SO_4^{2-}5Cl^{-}4NO_3^{-}1 \right]}{Ca^{2+}80 \left[Mg^{2+}19Na^{+}1 \right]} pH7.96.$$

Несмотря на сходство химического состава вод КВС в целом, следует отметить особенности их гидрохимического режима. В период высоких паводков минерализация воды (а также E) в р. Кизилкобинке возрастает, приближаясь к величине в межень (табл. 2), в Аяне — даже немного превышает ее (рис. 4). Это может рассматриваться как сигнал сработки вод фреатической зоны. Аналогичную тенденцию проявляет Mg^{2+} в водах Аянского источника: снижение концентрации с увеличением расходов воды до Q < 1000 л/с, а затем последующий рост, что также может быть признаком сработки базисного стока.

Тенденции снижения концентрации с увеличением стока характерны для вод Карстового

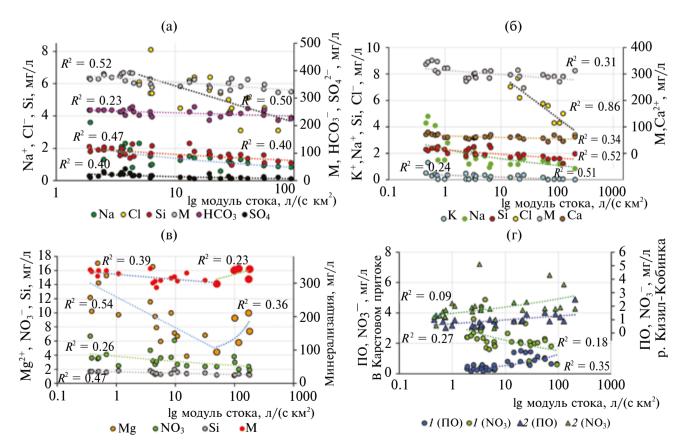


Рис. 4. Зависимости концентраций ионов от стока КВС. Снижение: Карстовый (а), р. Кизилкобинка (б), Аян (в); Рост: Карстовый (I), Кизилкобинка (\mathcal{I}) (г).

Таблица 2. Химический состав карстовых водоносных систем (n — число проб в выборке)

	1		1			1				
	Kapc	товый	J	Кизилкобинк	a	Аян				
Фаза водного режима/ показатель	Межень <5* п 14 Средн паводо 5-10 п 8		Межень <5 n 15	Средний паводок 5—100 <i>n</i> 10	Высокий паводок >100 n 4	Межень <5 n 11	Средний паводок 5—100 <i>n</i> 7	Высокий паводок >100 n 5		
рН	7.59-8.08	7.48-7.85	7.74-8.19	7.25-8.22	7.84—8.28	7.86-8.21	7.87-8.22	7.53-7.95		
	7.80	7.74	8.02	7.89	8.05	8.00	7.98	7.84		
Е, мкСм/см	390-527	357—403	311 <u></u> 388	272-362	314-381	334—394	332 <u>-366</u>	352-416		
	429	421	348	332	340	362	352	384		
M, мг/л	350—390	320-370	270-350	247—314	270-320	<u>287–343</u>	<u>298–338</u>	311-361		
	376	346	315	293	290	322	315	340		
T, °C	8.5-8.9	8.1-8.5	5.8-13.7	7.8 - 13.8	9.7-11.0	5.0-13	8.6-11.7	9.3-10.0		
Π О, мгО $_2$ / π	0.16-0.58	0.24-1.50	0.40-1.30	<u>0.56–1.52</u>	<u>0.88–6.10</u>	0.64-1.7	0.48-0.96	0.56-1.50		
	0.35	0.86	0.73	1.04	2.11	0.96	0.74	0.99		
мг/л										
Si	1.39-2.25	0.95-2.30	1.80-2.50	1.58-2.62	1.22-2.33	1.3-1.8	1.1-2.0	1.2-1.9		
	1.82	1.54	2.20	1.92	1.79	1.59	1.44	1.39		
HCO ₃	238–269 253	220-268 241	189–250 219	$\frac{170-225}{208}$	189-231 209	201—244 227	213-238 220	219-256 240		
SO ₄	<u>11.5–42.4</u>	<u>6.4–24.6</u>	4.40-10.7	1.90-9.0	3.80-11.0	6.90-9.50	3.60-17.5	<u>4.3–32.7</u>		
	22.2	11.2	8.53	6.76	7.95	7.62	8.66	12.1		
Cl	3.7-8.20	3.10-6.40	3.80-7.50	<u>4.10–7.68</u>	3.40-6.20	3.2-6.5	<u>4.3–6.8</u>	4.3-5.12		
	5.69	5.06	6.0	5.81	4.75	5.23	5.21	4.70		
NO ₃	1.60-4.88	<u>0.6–3.40</u>	0.55-5.10	<u>0.36–8.26</u>	1.80-3.60	2.5-6.7	2.4-6.1	1.9–9.6		
	2.77	2.06	1.84	2.56	2.25	3.8	3.4	3.8		
Ca	60.1-88.9	44.0-79.9	54.7 <u>-80.0</u>	<u>44.4–70.3</u>	46.0–70.3	<u>55.9–75.8</u>	<u>57.5–74.2</u>	65.7–74.0		
	70.4	66.2	64.3	60.5	56.8	64.5	67.9	69.4		
Mg	6.74-29.2	12.4-34.2	3.48-17.0	4.62–15.6	4.93–26.9	6.0-17.0	3.86-9.99	4.76–9.98		
	18.4	24.4	9.03	7.92	14.4	11.8	6.42	7.43		
Na	<2.3-3.60 <2.3	<2.3	<2.3-4.80 2.44	<2.3	<2.3	<2.3	<2.3	<2.3		
K	<0.39-2.8 0.88	<0.39-3.1 0.48	<0.39-1.30 <0.39	<0.39	<0.39	<0.39-1.2 <0.39	<0.39-0.49 <0.39	<0.39-0.47 <0.39		

st Здесь и далее в строке — водность фазы охарактеризована в единицах модуля стока, л/(с км 2).

источника по SO_4^{2-} и HCO_3^{-} (рис. 4a) и р. Кизилкобинки по K^+ и Ca^{2+} (рис. 4б), что объясняется общей причиной - обильным поступлением атмосферных вод во время паводков. Тенденция снижения концентрации Si проявляется во всех КВС (рис. 4). А снижение концентрации Cl- и Na+ характерно для вод р. Кизилкобинки и Карстового источника. Примечательно, что зависимость Cl⁻ от водности проявляется в более высоких диапазонах модулей стока: в Карстовом источнике при $>5\pi/(c\kappa m^2)$, в р. Кизилкобинке при >15л/(скм²). Ниже указанных модулей стока отмечается размах концентраций Cl⁻ во всем диапазоне измерений (табл. 3), что говорит о случайном характере его колебаний. Концентрации Na⁺ во всех водах КВС малы: относительно большие значения (>2.3 мг/л) отмечаются в р. Ки-

зилкобинке и Карстовом источнике, в Аянском источнике — значения находятся уровне нижней границы определения.

Тенденция роста ПО с увеличением стока характерна для вод КВС Карстового источника и р. Кизилкобинке. В Аянском источнике эта тенденция отсутствует, что может свидетельствовать о слабом участии поверхностной составляющей в его общем стоке. Тенденция снижения концентрации NO_3^- с увеличением водности КВС характерна для Карстового источника и Аяна (рис. 4г), а в р. Кизилкобинке эта зависимость слабо выражена и обратная. Аянский источник специфичен в ряду рассматриваемых КВС, поскольку только один из катионов — Mg^{2+} — проявляет связь со стоком.

Таблица 3. Химический состав вод подземных родников, колодцев, скважин, водопроявлений в балках (* минерализация М и концентрации ионов даны средними значениями)

						M*,	HCO,-	Cl-	SO ₄ ²⁻	NO,	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	ПО,	Si,
№	Источник	n	Н, м	T, °C	pН	МГ/Л	,		. +	<u>ΜΓ</u>					ПО, мгО₂/л	S1, мг/л
						<u> </u> Куч	 ук-Узен(%-экв к-Узенбашский бассейн								
1	Беш-Текне	6	1130	6.3- 6.4	7.34— 7.93	277	1 <u>99</u> 92	<u>5.33</u> 4	<u>5.5</u> 3	1.2 1	52.6 77	9.79 22	$\frac{\langle 2.3}{0}$	<u><0.39</u> 0	0.25- 0.48	1-1.5
2	Эки-Текне	11	890	6.9- 8.2	7.57— 7.91	308	220 91	5.29 4	6.10 4	1.2 1	62.3 81	7.63 17	$\frac{<2.3}{0}$	0.47 0	0.32- 0.40	1.2- 1.8
3	Чок-Су	7	670	9.1– 11	7.34— 7.88	405	281 87	<u>9.1</u> 5	17.8 7	<u>0.25</u> _	73.3 70	16.9 27	3.53	<u><0.39</u> 0	0.08- 0.88	2.2- 2.6
4	Тюллюк	4	630	8.7— 12	7.65— 7.84	368	250 84	<u>5.23</u> 3	26.8 11	2.38 1	64.2 64	<u>20.0</u> 32	3.6	0.71 0	0.08- 0.48	1.3- 2.2
5	Дарха- Чокраклы	4	641	9.4– 9.6	7.65— 7.95	383	270 88	8.4 4	16.7 7	1.8 1	64.0 67	16.5 28	<u>5.2</u> 5	<u><0.39</u> 0	0.33- 1.68	2.1- 3.2
6	Юрка-2	4	539	8.7— 9.0	7.56— 7.91	363	258 88	8.07 5	14.8 6	1.04 -	58.6 65	15.6 28	6.8 6	<0.390	0.16- 1.20	2.3- 2.7
7	Азменын Чокрак Лев.	14	467	8.2- 9.5	7.51- 8.05	422	273 82	<u>6.73</u> 3	35.4 13	2.02 1	63.4 55	3 <u>0</u> 43	3.2 2	0.89 0	0.17- 0.70	1.8- 2.7
8	Азменын Чокрак Прав.	17	467	8.5- 9.5	7.43— 8.10	441	274 80	6.83	43.7 16	2.55	66.4 55	31.1 42	3.02	1.0 0	0.10- 1.12	1.6- 2.5
	Бассейн р. Тонас															
9	Кол. Испанец (Чобан– Чокрак)	1	986	9.2	7.32	418	299 93	7.5 4	7.4 3	1.0 -	89.9 81	11.8 18	<2.3 0	<0.390	0.72	2.3
10	Истоки р. Бай-Су	3	940	15-23	6.61- 7.93	410	<u>297</u> 94	3.6 2	9 <u>.0</u> 4	<u>0.17</u> –	77.0 73	12.0 19	3.63	1.42 0	0.90- 7.60	3.2- 3.9
11	Кузгунны (яйла)	2	770	8–9	6.63— 7.74	476	336 90	7.95 4	<u>7.1</u> 5	2.1 1	94.5 75	17.5 23	4.8 2	0.98 0	0.96- 4.2	3.7— 4.0
12	Балка Кулуин— Дере	1	593	9.3	7.60	481	342 87	8.9 4	<u>26.9</u> 9	3.56 1	83.0 79	10.9 17	3.1 3	2.1 1	9.40	2.71
13	Балка Через–Дере	2	540	8.0— 8.8	7.82— 8.0	466	293 79	8.4 4	48.6 16	3.7 1	67.3 52	31.7 40	10.5 7	2.95 1	0.74- 1.76	3.5- 3.6
14	Балка Шурбан— Дере	2	529	9.1	7.98- 8.18	437	299 85	8.2 4	26.3 10	4.57 1	75.7 71	15.3 23	<u>5.6</u> 5	1.9 1	1.14— 5.30	3.1- 3.9
15	Балка Кузгунны— Дере	3	514	8.4— 8.7	8.14— 8.23	363	244 85	8.9 5	22.0 10	1.6 1	45.4 44	<u>29.3</u> 47	9.1 8	2.2 1	0.58- 2.9	3.3- 4.2
16	Овр. Глубокий	3	480	8.5— 12	7.66— 8.04	518	352 87	10.3 4	24.6 8	3.9 1	94.1 70	22.3 24	8.9 5	1.53 1	0.49- 3.64	3.7— 4.4
17	Танасу-5	3	459	7.1— 11.5	7.66	434	303 86	8.6 4	27.7 10	1.19 0	61.0 57	23.7 36	7.09 6	1.86 1	0.82- 1.96	2.8- 3.6
18	Скв. с. Красно- селовка	2	380	11.7— 13.2	7.44— 7.67	515	348 85	11.5 5	<u>29.3</u> 9	3.9 1	85.3 62	23.8 28	14.7 10	1.5 1	0.9	3.3- 3.8

Таблица 3. (Окончание)

						M*,	HCO ₃ -	Cl-	SO ₄ ²⁻	NO ₃ -	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	ПО,	Si,
№ Источник		n	Н, м	T, °C	pН	мг/л		<u>мг/л</u> %-экв							мгО ₂ /л	мг/л
	Краснопещерный бассейн															
19	Вейрат— Чокрак	3	1000	6.8- 9.0	7.26— 7.62	382	271 91	<u>6.1</u> 4	10.4 5	<u>2.5</u>	84.6 89	<u>5.0</u> 9	$\frac{\leq 2.3}{0}$	<u>0.90</u> 0	0.56- 1.2	2.3- 3.1
20	Буковый Кордон	1	990	7.6	7.40	339	238 91	6.8 4	8.8 4	0.55	66.7 83	7.4 13	<u>4.1</u> 4	<u><0.39</u> 0	0.32	3.4
21	Надежда	1	973	7.8	7.18	426	311 92	7.4 4	9.7 4	0.76 0	85.2 83	9.1 15	2.4 2	<u><0.39</u> 0	0.32	2.2
22	SGX-17100	2	960	7.6– 8.5	7.34— 7.42	439	305 92	6.2 3	9.6 4	3.5 1	82.0 77	12.5 20	3.4	<u>0.41</u> 0	0.40- 0.64	3.0- 3.4
23	SGX-17106	2	930	9.4– 95	7.46— 7.62	379	272 93	<u>5.3</u> 3	6.8 3	1.8 1	80.6 80	11.6 18	1.70 1	<u><0.39</u> 0	0.30- 0.42	1.7— 2.3
24	Род. на туфовой площадке	1	570	10	8.00	321	238 94	<u>4.8</u> 3	3.8 2	1.8 1	<u>50.5</u> 59	20.4 39	1.6 2	<u><0.39</u> 0	1.4	1.3
25	Грифон	6	545	7.7— 14	7.25— 7.85	343	<u>261</u> 91	7.0 4	10.7 5	1.0 0	79.3 83	8.6 15	2.3 0 2	<u><0.39</u> 0	0.64- 2.3	1.5- 2.5
26	Источник № 33	4	510	9.2- 10	7.55— 7.75	321	229 92	<u>5.8</u> 4	<u>5.6</u> 3	3.4 1	65.1 78	<u>9.7</u> 19	<2.3 0	<u><0.39</u> 0	0.38- 1.4	1.7- 2.4

Подземные родниковые воды

Формирование подземных вод во всех бассейнах происходит в зоне аэрации первого водоносного горизонта в условиях повышенной трещиноватости карстующихся пород. Их химический состав определяется совокупностью факторов: характером поступления и распределения атмосферных вод, химическим и минеральным составом горных пород и почв, процессами выветривания, временем циркуляции в породах.

В бассейне р. Кучук-Узенбаш выходы родников с дебитом 0.2—10 л/с отмечаются во всем высотном диапазоне водосбора (табл. 3). Из них родники Беш-Текне и Эки-Текне находятся в верхнем ярусе бассейна на отметках выше 800 м, а Левый и Правый Азменын-Чокрак выходят в днище долины р. Кучук-Узенбаш вблизи г/п Многоречье. В вертикальном профиле водосбора по направлению от верхних отметок вниз отмечается увеличение содержания концентрации Mg²⁺ в подземных водах (табл. 3). Воды родников, область разгрузки которых выше 800 м, преимущественно гидрокарбонатные кальциевые. Ниже этой отметки тип

воды меняется на гидрокарбонатный магниево-кальпиевый.

Минерализация вод в родниках меняется в диапазоне 240-470 мг/л, причем разгружающихся в верхнем ярусе — ≤300 мг/л, а в днище долины - > 400 мг/л. Реакция среды - от нейтральной до слабощелочной (рН 7.3-8.1). Очевидно, что отмеченные различия химического состава обусловлены характером процессов в водосборах родников и их литологическими особенностями. Трещинно-карстовые воды родников верхнего яруса, согласно схеме гидродинамической зональности, могут рассматриваться как представители эпикарстовых вод, питающихся напрямую осадками, где ведущий процесс – растворение известняков агрессивными атмосферными водами. Благодаря большей емкости эпикарстовой зоны эти воды должны обеспечивать значительное питание карстовых рек.

Снижение агрессивности CO_2 с глубиной способствует затуханию реакций растворения, что сопровождается увеличением минерализации вод (табл. 4). Воды родников, разгружающихся в днище долины (Левый и Правый Азменын-Чо-

крак), очевидно, относятся к трещинно-жильным водам с замедленной циркуляцией (или грунтовым водам — согласно принятой генетической классификации вод в гидрологии). Воды этого типа подпитывают речные воды в периоды низкого стока, обладают выраженными гидрохимическими чертами и формируют базисную составляющую речного стока.

Другая закономерность химического состава подземных родниковых вод — увеличение концентрации SO_4^{2-} в водах родников с уменьшением высот отметок их выходов в профиле водосбора. Проявленные закономерности в масштабе бассейна р. Кучук-Узенбаш согласуются с гидрохимической зональностью подземных вод, проведенной ранее в масштабе профиля Главной гряды Крымских гор [21].

В бассейне р. Тонас тенденция изменения химического состава родниковых вод с изменением высоты местности несколько размыта. Преимущественный тип воды – гидрокарбонатный кальциевый. Гидрокарбонатные магниево-кальциевые воды отмечаются в отдельных родниках, область разгрузки которых приурочена к низким высотным отметкам (балки Через-Дере, Кузгунны-Дере, родник Танасу-5), и в скважине в с. Красноселовка, расположенной в днище долины р. Тонас. В водах родников, отобранных выше 700 м н.у.м., в анионном ряду преобладает НСО₃- (>90%-экв.). Прослеживается тенденция, аналогичная тенденции в бассейне р. Кучук-Узенбаш, – увеличение концентрации SO₄²⁻ в водах родников, разгружающихся ниже 700 м н.у.м., до 9–16%-экв. Очевидно, что трещинно-карстовые воды верхнего яруса бассейна (родники в истоках р. Бай-Су, Кузгунны, колодец Испанец) – представители водной массы зоны эпикарста, они также могут участвовать в формировании стока р. Тонас. Воды родников с повышенным содержанием $SO_4^{\ 2-}$ и Mg^{2+} — трещинно-жильные воды глубокой циркуляции, репрезентативные по отношению к грунтовой базисной составляющей речного стока.

Подземные воды бассейна Красной пещеры представлены родниками, разгружающимися в диапазоне высот 500—1000 м, при этом воды родников на высотных отметках >900 м пред-

ставляют трещинно-карстовые воды (зоны эпикарста), $<600\,\mathrm{m}$ — дериваты подземного потока Красной пещеры. Воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, с минерализацией $280-450\,\mathrm{mr/n}$ и рН <8 — относительно низкой на фоне других бассейнов (табл. 3). В вертикальном профиле водосбора вертикальная зональность, связанная со сменой типа воды и направленным изменением концентраций $\mathrm{SO_4^{2-}}$ и $\mathrm{Mg^{2^+}}$, не выражена.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Отмеченная выше смена кальциевого типа вод на магниево-кальциевый по мере усиления внутрибассейновой трансформации химического состава вод объясняется процессами вторичной доломитизации рифогенных тел, состоящих преимущественно из СаСО,, за счет перераспределения MgCa(CO₃), в ходе литификации известкового осадка. По данным [21], избирательная доломитизация отчетливо видна при исследовании шлихов под микроскопом при значительном содержании MgCO₃ (~5% общего веса) в породе. Доломитизация известняков верхней юры подтверждается и современными лабораторными методами [2]. Магниево-кальциевый состав вод родников, разгружающихся на низких высотах, особенно выражен в водосборах рек Кучук-Узенбаш и Тонас.

Для бассейна Красной пещеры лишь в одной точке отбора (№ 24, табл. 3) отмечено повышенное содержание Mg²⁺. Возможная причина отсутствия сигнала повышения Mg²⁺ в родниках нижнего яруса – выполнение опробования преимущественно в зимний сезон при обильном поступлении атмосферных осадков. Не исключено, что магниевый подтип вод будет наиболее ярко проявляться во время высоких паводков за счет сработки глубокого подземного запаса вод. Такой характер изменения концентрации Mg²⁺ в зависимости от расхода зафиксирован в Аянском источнике (рис. 4в). Анализ выборки проб воды р. Кизилкобинки показал, что в 26% случаев, преимущественно в зимний период высокого стока, содержание Mg²⁺> 25%-экв. Вероятно, это признак сработки базисных карстовых вод смеси трещинно-жильных вод и каналовых вод фреатической зоны.

Повышенная концентрация SO_4^{2-} в водах р. Кучук-Узенбаш и отдельных родников, в том числе и бассейна р. Тонас, обусловлена близким залеганием к поверхности отложений юрского флиша, в составе которого имеются как первичные источники серы — пирит, сероводород, так и вторичные минералы — мирабилит, гипс, барит. По данным [21], в породах верхней и средней юры содержание пирита в шлифах достигает 15%.

Содержание Si в водах бассейна р. Тонас выше по сравнению с другими бассейнами, что обусловлено широким распространением терригенных песчано-глинистых отложений с высоким содержанием кремнезема. Увеличение концентрации Si в летне-осенний период обусловлено его лучшей растворимостью в щелочной среде, тогда как зимой в речных водах увеличивается концентрация CO_2 и формируется углекислотная агрессивность среды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В исследуемых речных бассейнах выделено пять типов вод: атмосферные, поверхностно-склоновые, речные, воды крупных карстовых водоносных систем, подземные воды родников с небольшим дебитом; дано описание их гидрохимического состава и специфики его формирования. Пространственные различия содержания Si в исследуемых водах водосборов обусловлены особенностями их литогенеза. Терригенноосадочные отложения с высоким содержанием кремнезема в р. Тонас обеспечивают более высокий фон концентрации Si практически во всех типах вод, циркулирующих в бассейне.

Высотная гидрохимическая зональность, проявляющаяся в увеличении концентрации SO_4^{2-} и Mg^{2+} в водах подземного родникового стока с уменьшением высотных отметок области разгрузки родников, выявлена в бассейнах рек Кучук-Узенбаш и Тонас. Трещинно-карстовые гидрокарбонатные кальциевые воды источников, имеющих разгрузку в верхнем ярусе бассейнов (>700 м н.у.м.), согласно схеме гидрогеологической зональности подземных вод территорий эпигенного открытого карста, могут рассматриваться как представители эпикарстовых вод.

Трещинно-жильные воды замедленной циркуляции гидрокарбонатного магниево-кальциевого состава с содержанием $SO_4^2 \ge 10\%$ -экв., выходы которых приурочены к низким высотным отметкам, могут рассматриваться как источники базисного подземного питания речного стока.

Для исследованных речных бассейнов и КВС установлены характерные зависимости изменения ряда гидрохимических характеристик от изменения внешних условий и водности объектов, которые демонстрируют смену характера их питания. Выявленные контрасты химического состава вод позволят в перспективе выполнить оценку генетических составляющих стока карстовых речных бассейнов и крупных КВС.

Авторы выражают благодарность П.А. Беляковой, К.В. Сучковой, В.Ф. Толкачевой (ИВП РАН) и Е.Г. Амеличеву, В.Г. Науменко (Крымский федеральный университет им. В.И. Вернадского) за участие в полевых работах, а также О.П. Букреевой, Р.В. Гоголевой, В.А. Русаковой, М.В. Сергеевой, З.В. Чучалиной, Н.Ю. Панковой, Р.И. Мосан (Иваньковская НИС ИВП РАН) за выполнение химических анализов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Васильевский П.М., Желтов П.И.* Гидрогеологические исследования горы Чатырдаг в 1927 г. // Тр. ВГРО НКТП СССР. 1932. Вып. 142. 88 с.
- Габдуллин Р.Р., Бадулина Н.В., Бакай Е.А. и др.
 Строение и условия формирования отложений беденекирской свиты (Титонский ярус) Горного Крыма // Вест. МГУ. Сер. 4. Геология. 2017. № 6. С. 46–54.
- 3. Геология СССР. Т. 8. Крым. М.: Недра, 1969. 575 с.
- 4. *Головкинский Н.А.* Источники Чатырдага и Бабугана. Симферополь: Спиро, 1893. 35 с.
- Горные страны Европейской части СССР и Кавказ.
 Наука, 1974. 360 с.
- 6. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:50000. Крымская серия. Ялтинский геологический район (листы L-36-117-B, Г; L-36-129-A, Б, В) / Составили Ванина М.В., Фиколина Л.А., Писарева М.Н., Корбут Е.Б., Петрова Н.Б. Киев: Укргеология, 1986.
- 7. Дублянский В.Н., Вахрушев Б.А., Амеличев Г.Н., Шутов Ю.И. Красная пещера. Опыт комплексных

- карстологических исследований. М.: РУДН, 2002. 190 с.
- 8. Дублянский В.Н., Кикнадзе Т.З. Гидрогеология карста Альпийской складчатой области юга СССР. М.: Наука, 1984. 128 с.
- 9. Дублянский Ю.В., Климчук А.Б., Амеличев Г.Н. и др. Изотопный состав атмосферных осадков и карстовых источников северо-западного склона Крымских гор // Спелеология и карстология. 2012. № 9. С. 14—21.
- Задорожная Л.П., Васильев И.Н. Строение карбонатной толщи Ялтинского массива // Комплексные изыскания при строительстве гидротоннеля в карстовой области Горного Крыма. Симферополь, 1971. С. 58–85.
- 11. *Каюкова Е.П.* Использование гидрохимических данных для оценки элементов водного баланса (на примере бассейна р. Бодрак, юго-западный Крым) // Вест. СПБУ. Сер. 7. Геология. География. 2016. № 4. С. 25–36.
- 12. *Каюкова Е.П., Барабошкина Т.А., Филимонова Е.А.* Гидрогеохимические особенности подземных вод бассейна р. Бодрак (Качинское поднятие Горного Крыма) // Вест. МГУ. Сер. 4. Геология. 2020. № 4. С. 55—63.
- 13. *Климчук А.Б.* Эпикарст: гидрогеология. морфогенез и эволюция. Симферополь: Сонат, 2009. 112 с.
- 14. *Новиков Д.А., Копылова Ю.Г., Черных А.В. и др.* Новые изотопно-гидрогеохимические данные по составу природных вод Байдарской долины (Крымский полуостров) // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 12. С. 1705—1726.
- 15. Овсяный Е.И., Орехова Н.А. Гидрохимический режим реки Черной (Крым): экологические аспек-

- ты // Морской гидрофиз. журн. 2018. Т. 34. № 1 (199). С. 82—94.
- 16. *Рухлов Н.В.* Обзор речных долин горной части Крыма. Петроград: Типография Киршбаума. 1915. 491 с.
- 17. *Харитонова Н.А., Филимонова Е.А., Кортунов Е.А. и др.* Изотопно-геохимические характеристики природных вод юго-западной части Крымского полуострова // Вод. ресурсы 2022. Т. 49. № 4. С. 474—491.
- 18. *Чуринов М.В.* Трещинно-карстовые воды Чатыр-Дага и перспектива их использования // Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. Вып.17. М., 1959. С. 22—30.
- 19. *Шестопалов В.М., Климчук А.Б., Токарев С.В., Амеличев Г.Н.* Оценка уязвимости подземных вод районов открытого карста (на примере массива Ай-Петри, Крым) // Спелеология и карстология. 2009. № 2. С. 11–29.
- 20. *Шутов Ю.И.* Взаимосвязь поверхностных и подземных вод на склонах Главной гряды Крымских гор // Информ. Бюл. "Метеорология и гидрология". 1967. № 12. С. 167—171.
- 21. *Шутов Ю.И.* Гидрохимическая зональность подземных вод в центральной части Главной гряды Крымских гор // Бюл. МОИП. Отд. геологии. 1966. Т. XLI. № 5. С. 98–110.
- 22. *Шутов Ю.И.* Обводненность и типы вод Ялтинского горного массива // Комплексные изыскания при строительстве гидротоннелля в карстовой области Горного Крыма. Симферополь, 1971. С. 124–151.
- 23. *Юдин В.В.* Тектоника Карабийского массива в Крыму // Уч. зап. КФУ. География. Геология. 2019. Т. 5 (71). № 1. С. 270—302.

ГИДРОХИМИЯ, ГИДРОБИОЛОГИЯ, ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

УЛК 550.46

ПРИМЕНЕНИЕ ЦЕНТРИФУГИРОВАНИЯ ДЛЯ РАЗДЕЛЕНИЯ ВЗВЕШЕННЫХ И КОЛЛОИДНЫХ ФОРМ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ АНАЛИЗЕ РЕЧНЫХ ВОЛ: ВОЗМОЖНОСТИ И ОГРАНИЧЕНИЯ

© 2024 г. В. М. Шулькин*

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, 690041 Россия *e-mail: shulkin@tigdvo.ru

> Поступила в редакцию 23.11.2023 г. После доработки 23.11.2023 г.

> Принята к публикации 22.02.2024 г.

Показаны возможности использования центрифугирования при сепарации взвешенных форм от растворенных и коллоидных при химическом анализе речных вод на примере рек юга Дальнего Востока РФ. Для характеристики содержания коллоидных и взвешенных частиц в нефильтрованных водах, а также в центрифугатах и фильтратах использован метод динамического рассеяния света (ДРС). Исходя из сравнения интенсивности ДРС в центрифугатах и в фильтратах 0.45 мкм рассчитана нативная плотность пелитовых и крупно-коллоилных частии речной взвеси, что позволило соотнести режимы центрифугирования с размером осаждающихся частиц в диапазоне от 0.45 до 3 мкм. Химический анализ супернатантов речных вод, полученных при различных режимах центрифугирования, позволил оценить распределение химических элементов между растворенными/коллоидными ($< 0.45 \, \text{мкм}$), крупно-коллоидными ($0.45-1 \, \text{мкм}$) и пелитовыми (1-3 мкм) фракциями. Обнаружена значимая линейная связь между интенсивностью ДРС и концентрацией в центрифугатах Fe, Al, Ti, Th, Sc, РЗЭ-химических элементов с высокой долей крупно-коллоидных и взвешенных форм, что подтверждает возможность оценки содержания коллоидных частиц в центрифугатах по интенсивности ДРС. Недостаток центрифугирования – сложность его использования в полевых условиях.

Ключевые слова: речные воды, коллоидные и взвешенные формы химических элементов, центрифугирование, динамическое рассеяние света.

DOI: 10.31857/S0321059624040123 EDN: AOSPMG

ВВЕДЕНИЕ

Разделение взвешенных и растворенных/коллоидных форм нахождения химических элементов и соединений — необходимая процедура химического анализа природных, особенно речных, вод в большинстве стран, включая РФ [3, 4, 25]. Это обусловлено значительной долей взвешенных форм в обшем содержании многих химических элементов в речных водах [1, 5]. При этом взвешенные и коллоидные/растворенные формы имеют различную миграционную способность и биодоступность. Качество вод по содержанию многих химических соединений нормируется по концентрации растворенных/коллоидных форм [3].

Наиболее распространенный метод сепарации взвешенных форм от растворенных/колло-

¹ Работа выполнена при поддержке РНФ (проект 23-27-00029).

идных – фильтрация пробы воды через различные мембраны с размером пор 0.45 или 0.2 мкм. Применение фильтров 0.45 мкм имеет достаточно длинную историю [16], но не имеет строгого научного обоснования, а является результатом договоренности. Все более широкое использование в последнее время фильтров 0.2 мкм обусловлено тем, что эти мембраны задерживают практически все бактерии [13]: таким образом. кроме разделения взвешенных и растворенных/ коллоидных форм достигается стерилизация фильтратов. В то же время с точки зрения коллоидной химии граница взвешенных и коллоидных частиц — 1 мкм [10]. Таким образом, в настоящее время часть крупных коллоидов 0.45-1.0 мкм (0.2–1.0 мкм) при фильтрации определяется как взвесь, а концентрация растворенных/коллоидных форм, определяемая в фильтрате, занижается. Однако главный недостаток использования мембранных фильтров 0.45/0.20 мкм в том, что

в ходе фильтрации имеет место кольматирование (закупорка) пор и их эффективный диаметр может уменьшаться при этом на порядок и более [17, 19, 23]. Соответственно, будет происходить неконтролируемое занижение концентрации в фильтрате таких элементов, как Fe, Al, Ti и других, для которых характерна достаточно большая роль коллоидных форм (<0.45 мкм) в речных водах [7, 19]. Если не учитывать влияние кольматации, очевидно, что будет наблюдаться смещение оценки качества вод, расчета сорбционных равновесий и геохимических потоков. Для снижения влияния кольматации предлагалось несколько способов: использование капсульных фильтров с высокой фильтрующей способностью [25], смена мембранных фильтров в ходе фильтрации [19], уменьшение объема фильтруемой воды [23].

Альтернативный метод разделения взвешенных и растворенных/коллоидных форм, при котором кольматация отсутствует, — центрифугирование, когда взвешенные частицы осаждаются на дно центрифужных пробирок, а растворенные и коллоидные формы остаются в центрифугате (супернатанте). Условия центрифугирования определяются в соответствии с законом Стокса:

$$t = 18\eta \ln(R_1/R_2) / \omega^2 D^2(d_p - d_w), \tag{1}$$

где t — время центрифугирования частиц (агрегатов) диаметра D (см) и плотностью $d_{_p}$ (г/см³) в воде с плотностью $d_{_w} = 1.0$ г/см³ и динамической вязкостью $\eta = 0.01$ мПа*с), угловой скоростью вращения ω (рад/с) и расстояниями от оси вращения до уровня осаждения $R_{_1}$ и до уровня поверхности суспензии $R_{_2}$ [15].

Наиболее часто и успешно для разделения частиц различного размера центрифугирование используется в почвоведении [20, 24]. Поскольку генетически речная взвесь в значительной степени представлена продуктами денудации почвенного покрова, применение центрифугирования для сепарации взвешенных и коллоидных форм химических элементов в речном стоке кажется вполне логичным. Основная трудность при этом связана с отсутствием прямых данных о плотности частиц речной взвеси, которые необходимы для расчета времени и интенсивности центрифугирования.

Материал речной взвеси, собранный на мембранах или с помощью проточного центрифугирования из большого объема воды и высушенный при 80-105°C, имеет плотность 2.0-2.5 г/см³ в соответствии со своей преимущественно алюмосиликатной природой. Валовый химический состав взвеси [1, 5] подтверждает ее алюмосиликатную основу с возможной примесью гидроксидов Fe и органического вещества. Однако из данных по плотности высущенного материала не следует, что речная взвесь в нативном состоянии будет иметь ту же плотность. Например, агрегаты, образующиеся при размывании и взмучивании речного ила, имели плотность 1.65 г/см³ [12]. Электронная микроскопия супернатанта после пятичасового центрифугирования речной воды при 4000 об/мин обнаруживает частицы размером ≥0.4 мкм, что авторы объясняли наличием в речной взвеси органоминеральных агрегатов малой плотности [14]. Очевидно, что необходимы независимые методы контроля степени разделения взвешенных и коллоидных частиц центрифугированием. Наиболее мощные и универсальные разновидности полевого фракционирования в потоке (flow field flow fractionation, FFFF) [15], которые все чаще применяются для изучения распределения химических элементов по всему размерному спектру коллоидных и взвешенных частиц в речных водах [11]. Однако эти методы трудоемки и требуют дорогостоящей аппаратуры. Более простой метод контроля количества коллоидных и взвешенных частиц, остающихся в супернатанте, – динамическое рассеяния света (ДРС) [18]. Метод оценивает флуктуации рассеяния лазерного луча за счет броуновского движения частиц размером 0.001-10.0 мкм, которые зависят в том числе и от размера частиц, что позволяет при определенных условиях рассчитать распределение частиц по размерам. В [14] показано, что в полидисперсных природных водах этот расчет может быть в лучшем случае приблизительным. Тем не менее информация об общей интенсивности ДРС дает представление о содержании коллоидных и взвешенных частиц в воде [26], в том числе в фильтратах и центрифугатах [8]. Предполагаем, что интенсивность ДРС пропорциональна общему содержанию частиц в воде, а капсульные фильтры с размером пор 0.45 мкм, мало подверженные кольматации, обеспечивают эффективное отделение частиц соответствующего размера.

524 ШУЛЬКИН

В таком случае, приравнивая интенсивность ДРС в фильтрате после капсульного фильтра 0.45 мкм к интенсивности ДРС в супернатанте, можно рассчитать плотность осаждающихся частиц >0.45 мкм и затем соотнести использованные режимы центрифугирования с частицами речной взвеси определенного размера. С использованием такого подхода предполагается охарактеризовать возможности центрифугирования при различных режимах для разделения частиц в диапазонах 0.45-1 мкм и 1-3 мкм, контролируя методом ДРС содержание взвешенных и коллоидных частиц в центрифугатах и фильтратах. Это первая задача данной работы. Вторая задача — оценить распределение химических элементов между тонкой пелитовой взвесью (1-3 мкм), крупными коллоидами (0.45-1 мкм) и растворенными/коллоидными формами (<0.45 мкм) по изменению концентрации элементов в супернатантах, полученных при различных условиях центрифугирования.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Объекты исследований

Для центрифугирования при различных режимах использовались пробы воды, отобранные в нижнем течении р. Раздольной – реки бореальной зоны на юге Приморского края РФ с площадью водосбора 16.8 тыс. км², средним расходом воды 75 м³/с, средним содержанием взвеси 55 мг/л. Верхняя половина бассейна расположена на территории КНР. Плотность населения колеблется от 30 чел/км² на территории КНР до 39 чел/км² в Приморском крае. Практически весь водосбор р. Раздольной активно используется для сельского хозяйства. Кроме того, на берегах реки расположены селитебные зоны, включая третий по величине город Приморского края $P\Phi$ — г. Уссурийск с населением $180\,000$ чел. и развитой промышленностью. Соответственно, химический состав вод р. Раздольной характеризуется повышенными концентрациями ряда химических элементов и соединений [2, 6]. Пробы р. Раздольной для центрифугирования при различных режимах отбирали в нижнем течении (п. Тереховка) с сентября по декабрь 2022 г. на фоне постепенного снижения водного стока от муссонного паводка до предзимней межени и соответствующего уменьшения содержания взвеси от 125.7 до 14.2 мг/л. Основные характеристики проб речных вод, использованных для центрифугирования при различных режимах, приведены в табл. 1.

Кроме того, для характеристики зависимости интенсивности ДРС от количества взвеси в речных водах, а также для сравнения фильтратов через капсульный фильтр 0.45 мкм и супернатантов при наиболее интенсивном режиме центрифугирования (30 при 4500 об/мин) использовали еще 20 проб из других рек южных районов ДВ РФ (Туманная, Нарва, Амба, Раздольная, Уссури, и Амур) с содержанием взвеси в диапазоне от 4.6 до 450 мг/л, отобранных с октября 2022 г. по апрель 2023 г. Район работ с точками отбора проб представлен на рис. 1а.

Отбор и сепарация проб

Пробы речной воды отбирались с берега в двухлитровую полиэтиленовую емкость, закрепленную на пластиковом шесте. Емкости предварительно отмывали детергентом, замачивали на несколько дней бидистиллированной водой, затем ополаскивали деионизованной водой (18 $M\Omega$) и сушили, а при отборе несколько раз ополаскивали отбираемой водой. Проводимость, температуру, рН измеряли на месте отбора. Пробы упаковывали в пластиковые пакеты и герметичные пластиковые ящики и доставляли в лабораторию в течение нескольких часов.

Таблица 1. Гидрохимические параметры проб вод р. Раздольной, использованных для сепарации центрифугированием и фильтрацией (EC — электропроводность, мкС/см, SS — содержание взвеси, мг/л; pH — pH ед., нитраты — мгN/л, DOC — растворенный органический углерод, хлориды и сульфаты — мг/л)

Проба	Дата	EC	SS	рН	DOC	Cl-	SO ₄ ²⁻	N-NO ₃ -
R223	08.09.2022	99	125.7	6.88	8.83	5.9	8.6	0.52
R224	27.10.2022	114	32.0	7.62	5.74	7.3	10.1	0.77
R225	28.11.2022	121	29.4	7.30	4.89	6.7	11.4	1.51
R226	20.12.2022	160	14.2	7.16	4.95	7.5	17.3	1.22

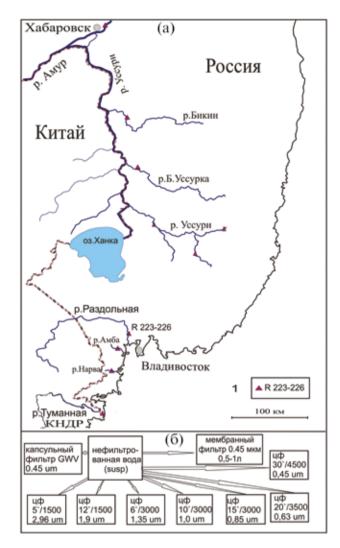


Рис. 1. Схема расположения точек отбора проб речной воды, R 223-226 — место отбора проб для центрифугирования при различных режимах (а); схема обработки проб речной воды (б).

Общая схема обработки проб приведена на рис. 16. В лаборатории пробы разделяли на несколько аликвот при интенсивном перемешивании. В исходной необработанной пробе определяли интенсивность ДРС. Вторую аликвоту (0.3—0.4 л) фильтровали через капсульный фильтр "Pall GWV" с размером пор 0.45 мкм, мало подверженный кольматированию из-за большой площади фильтрующей поверхности (700 см²). Параллельную аликвоту 0.5—1.0 л фильтровали через предварительно взвешенные мембранные фильтры "Millipore Durapore" диаметром 47 мм с размером пор 0.45 мкм для определения содержания взвеси гравиметрически [4].

Еще 7 аликвот центрифугировали в 50 мл полипропиленовых пробирках на центрифугах "Elmi" и "Heraus Multifuge" при различных режимах: 5'/1500, 12'/1500, 6'/3000, 10'/3000, 15'/3000, 20'/3500, 30'/4500 об/мин. Центрифужные пробирки, фильтры, фильтровальное оборудование обрабатывали 0.1H HCl, затем многократно споласкивали деионизованной водой ($18\ M\Omega$) и пробой. Все процедуры центрифугирования и фильтрации сопровождались холостыми пробами, т. е. проводили манипуляции с использованием деионизованной воды, которая затем подвергалась химическому анализу как проба.

Отбирали по 5—10 мл центрифугатов (супернатантов) и фильтратов для определения интенсивности ДРС. Оставшуюся часть (40 мл) подкисляли 0.8 мл дважды перегнанной концентрированной НNО₃ до рН 1 для последующего определения концентрации химических элементов от Li до U методом ИСП-МС. Кроме того, в центрифугатах 10'/3000 и 30'/4500 об/мин, а также в фильтратах через капсульный фильтр определяли концентрацию растворенного углерода (РОУ, мг/л), сульфатов, хлоридов и нитратов. Анализ ИСП-МС проводился в ЦКП ДВГИ ДВО РАН, все остальные анализы — в ЦКП ЦЛЭДГИС ТИГ ДВО РАН.

Определение интенсивности ДРС

Интенсивность ДРС определяли на приборе "PHOTOCOR Compact Z". В приборе используется термостабилизируемый полупроводниковый лазер 638 нм с регулируемой мощностью 10-200 мВт и возможностью уменьшения интенсивности рассеянного света (аттенюатор), имеется система термостатирования с точностью 0.1°C и встроенный коррелятор "Photocor FC" с минимальным временем выборки 10 нс. Объем пробы — 1.5-3 мл. Обработка результатов проводилась в программе "DynaLS". Съемку проводили в кюветах из оптического полиметилметакрилата. Исходные гомогенизированные пробы, а также фильтраты и центрифугаты снимали в двух-трех повторностях. Кроме того, исходные пробы несколько раз переснимали с интервалом от 1-3 дней до 2-3 мес. для оценки возможного дрейфа прибора и процессов необратимой коагуляции в пробах при хранении при 4° С. При параллельных измерениях и хранении изменения интенсивности ДРС были $\leq 5\%$ от первоначального значения. Использовалась мощность лазера 15 мВт с аттенюатором 1, время накопления сигнала — 3 мин.

Метод ДРС, называемый также фотонной корреляционной спектроскопией (ФКС), основан на анализе вариаций рассеяния света лазера за счет броуновского движения взвешенных и коллоидных частиц. Анализ корреляционной функции этих флуктуаций интенсивности рассеяния позволяет рассчитать коэффициент диффузии дисперсных частиц и затем вычислить "гидродинамический" размер частиц, вызывающих рассеяние [22]. Для монодисперсных систем возможно математически точное определение размера частиц по флуктуациям интенсивности рассеяния. Для полидисперсных систем расчетное распределение частиц по размерам следует рассматривать как ориентировочное [9, 14]. Однако общая интенсивность рассеяния ДРС оказывается пропорциональной содержанию взвеси в исходных речных водах с высоким коэффициентом детерминации (рис. 2), что позволяет использовать величину интенсивности рассеяния ДРС как показатель содержания частиц и в центрифугатах, и в фильтратах [8].

Определение концентрации химических элементов и соединений в центрифугатах и фильтратах

Центрифугаты (супернатанты) и фильтра-

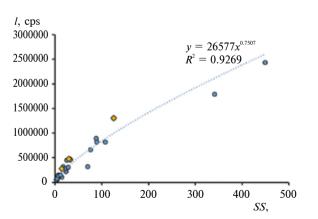


Рис. 2. Интенсивность ДРС (I, cps, counting per sec, имп/с) исходных проб речных вод с различным содержанием взвеси (SS, мг/л), ромбами помечены пробы, использованные для центрифугирования.

ты, подкисленные азотной кислотой до рН 1, хранились в холодильнике несколько недель до анализа на приборе "Agilent 7700" (ЦКП ДВГИ ДВО РАН). Проверка правильности результатов осуществлялась регулярным анализом разбавленных стандартов донных отложений BCSS-1 и воды CRM-TMDW-A. Разница с паспортными данными ≤15%. Результаты холостых проб при фильтрации составляли <10 от концентраций, определяемых в пробах для большинства микроэлементов.

Электропроводность как мера общей минерализации измерялась прибором "YSI Pro Plus". Величину рН измеряли "Hanna HI9126" при отборе с точностью ± 0.02 единицы рН. Фильтраты и центрифугаты для анализа РОУ и анионов хранились в холодильнике. РОУ определяли высокотемпературным каталитическим окислением на приборе "Shimadzu TOC-V срп" с точностью $\pm 5\%$ относительных. Холостые пробы при определении РОУ ≤ 0.1 мг/л. Анионы $\mathrm{SO_4^{2-}}$, $\mathrm{Cl^-}$ и $\mathrm{NO_3^-}$ определяли методом ионной хроматографии на "Shimadzu LC-10" с точностью $\pm 4-5\%$. Содержание взвеси SS оценивали взвешиванием фильтров до и после фильтрации 500 мл проб воды и сушки при $80^{\circ}\mathrm{C}$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Оценка размера частиц речной взвеси, осаждающихся при различных условиях центрифугирования

Интенсивность ДРС супернатантов закономерно снижалась при увеличении времени и скорости центрифугирования (рис. 3а). Это согласуется с исходной гипотезой о пропорциональности содержания частиц и интенсивности ДРС в речных водах и подтверждает возможность использования центрифугирования для разделения коллоидных и взвешенных частиц. Вместе с тем при большинстве режимов центрифугирования, рассчитанных исходя из плотности частиц 2.5 и 1.65 г/см³, использованных в работах по разделению частиц почв [12, 24], интенсивность ДРС в супернатантах оказалась существенно больше, чем в растворах, полученных после фильтрации через капсульный фильтр 0.45 мкм (рис. 3а). Только при увеличении времени центрифугирования до 30' при 4500 об/мин интенсивность ДРС

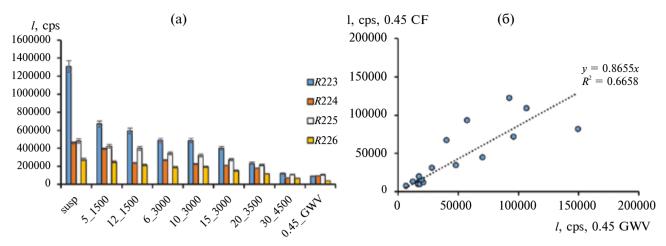


Рис. 3. Интенсивность ДРС (I, срs) в исходных пробах воды р. Раздольной (susp) и при различных режимах центрифугирования и фильтрации через капсульный фильтр (0.45_GWV), вертикальные линии — стандартное отклонение параллелей и повторов (а); Сравнение интенсивности ДРС (I, срs) в супернатантах, полученных центрифугированием 30' при 4500 об/мин (CF 0.45), и в фильтратах через капсульные фильтры (GWV 0.45) во всех изученных реках юга ДВ РФ, опробованных с сентября 2022 по май 2023 г. (б).

в супернатанте становится сравнима с таковой в фильтрате 0.45 мкм (рис. 3б). Это позволяет предположить, что при режиме центрифугирования 30'/4500 об/мин осаждаются все частицы крупнее 0.45 мкм или их большинство.

Тогда в соответствии с формулой (1) плотность частиц речной взвеси при центрифугировании можно рассчитать, и она составит 1.184 г/см³. Столь незначительная объемная плотность указывает на миграцию в речном потоке алюмосиликатной взвеси р. Раздольной в виде агрегатов малой плотности, вероятно, с примесью органического материала. По крайней мере это справедливо для пелитовой составляющей взвеси.

С использованием рассчитанной плотности 1.184 г/см^3 оценен по формуле (1) минимальный размер частиц, осаждающихся при использованных режимах центрифугирования: 5'/1500 - 2.96 мкм, 12'/1500 - 1.9 мкм, 6'/3000 - 1.35 мкм, 10'/3000 - 1.0 мкм, 15'/3000 - 0.85 мкм, 20'/3500 - 0.63 мкм, 30'/4500 - 0.45 мкм.

Необходимо отметить, что, хотя интенсивность ДРС супернатантов при центрифугировании в течение 30' при 4500 об/мин находится на одном уровне с интенсивностью ДРС фильтратов 0.45 мкм, вариации величины интенсивности ДРС в фильтратах и центрифугатах одной и

той же пробы достигают 30%. Однако в среднем для вод рек юга ДВ РФ, отобранных с сентября 2022 г. по май 2023 г., интенсивность ДРС в центрифугатах 30'/4500 была лишь на 13.5% меньше, чем в фильтратах через капсульный фильтр 0.45 мкм (рис. 3б).

Более детальный анализ динамики снижения интенсивности ДРС центрифугатов по мере уменьшения диаметра осаждающихся частиц речной взвеси свидетельствует о заметном изменении динамики с уменьшением минимального размера частиц, остающихся в супернатанте (рис. 4). При уменьшении минимального размера осаждающихся частиц от 3 до 1 мкм интенсивность ДРС снижается на 20-30%, однако затем при дальнейшем уменьшении от 1 до 0.45 мкм интенсивность ДРС падает в 3-4 раза, т. е. снижение происходит по логарифмическому закону со значимым коэффициентом детерминации. Если принять, что интенсивность ДРС пропорциональна содержанию частиц, то это значит, что масса фракции 1-3 мкм в изученных пробах воды р. Раздольной заметно меньше, чем фракции 0.45-1.0 мкм.

В настоящее время отсутствуют надежные и корректные методы определения массы частиц отдельных фракций речной взвеси в пробах объемом 10-50 мл, в которых проводили химический

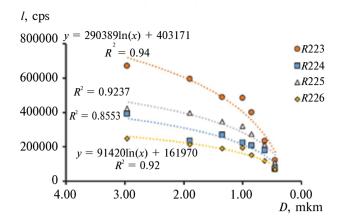


Рис. 4. Динамика снижения интенсивности ДРС при уменьшении диаметра частиц, остающихся в супернатанте, для проб р. Раздольной с различным содержанием взвеси.

анализ и измеряли интенсивность ДРС. Однако ускоренное уменьшение интенсивности ДРС после центрифугирования фракции <1 мкм, вероятно, указывает на значительную долю крупных коллоидов 0.45—1.0 мкм в составе пелитовой составляющей взвеси р. Раздольной мельче 3 мкм. Кроме этого, очевидно закономерное снижение масштабов уменьшения интенсивности ДРС от пробы R223, отобранной в паводковый период и содержащей 125.7 мг/л взвеси, к пробе R226, отобранной в межень перед ледоставом и содержащей лишь 14.2 мг/л взвеси. В пробе R223 интенсивность ДРС снижается в 5.5 раз при интенсификации центрифугирования, а в пробе R226 — только в 3.7 раза (рис. 4).

Таким образом, изменение интенсивности ДРС супернатантов при увеличении скорости и времени центрифугирования соответствует общей тенденции зависимости интенсивности ДРС от содержания частиц в воде и может быть использовано для характеристики эффективности центрифугирования при разделении крупных коллоидов и взвешенных частиц. Судя по соотношению интенсивности ДРС в центрифугатах и в фильтратах, крупноколлоидная и пелитовая взвесь находится в речной воде в виде агрегатов объемной плотностью 1.184 г/см³. Режим центрифугирования 30' при 4500 об/мин обеспечивает осаждение взвешенных и коллоидных частиц крупнее 0.45 мкм, а 10' при 3000 об/мин крупнее 1 мкм. В водах р. Раздольной, судя по динамике снижения интенсивности ДРС с увеличением скорости центрифугирования, содержание крупных коллоидов (0.45-1.0 мкм) больше, чем пелитового материала (1-3 мкм).

Таким образом, исходя из данных ДРС, центрифугирование речных вод позволяет достаточно корректно разделить фракции <0.45, 0.45-1.0и 1-3 мкм. Преимущество центрифугирования по сравнению с фильтрацией – отсутствие влияния кольматирования, которое неизбежно при использовании стандартных мембранных фильтров [7]. Недостаток использования центрифугирования для сепарации коллоидных и взвешенных частиц – то, что интенсивность ДРС, по которой определяется эффективность центрифугирования, может быть прямо соотнесена с массовой концентрацией взвешенных частиц только для исходных проб речной воды (рис. 2). Прямое определение массовой концентрации крупных коллоидов и тонкой взвеси в отдельных фракциях, выделенных центрифугированием, не представляется возможным, а интенсивность ДРС – относительная интегральная оценка содержания частиц в воде, зависящая от их и количества, и формы, и распределения по размерам [14]. Кроме того, использование центрифугирования для сепарации проб в полевых условиях на месте отбора менее удобно по сравнению с фильтрацией, а часто просто невозможно.

Изменение химического состава супернатантов при различных режимах иентрифугирования

Очевидно, что изменение концентрации химических элементов в супернатантах, полученных при различной интенсивности центрифугирования, будет зависеть от доли взвешенных и крупноколлоидных форм, способных к осаждению, в общем содержании элемента в воде. Если доминируют растворенные ионные формы и комплексы, или мелкие коллоиды, не осаждающиеся при использовавшихся режимах центрифугирования, концентрация ских элементов в супернатантах будет оставаться постоянной. Однако формы, связанные со взвесью (> 1.0 мкм) или крупными коллоидами (0.45-1.0 мкм), будут осаждаться, и концентрация в супернатанте должна уменьшаться с увеличением интенсивности центрифугирования, т. е. с уменьшением размера осаждающихся частиц.

Действительно, концентрация в центрифугатах элементов с резким доминированием растворенных ионных форм в речных водах (Na, K, Ca, Mg, B. Sr) не зависит от интенсивности центрифугирования, и это наблюдалось при всех изученных водных режимах для р. Раздольной (рис. 5а, 5б, пример для Na и Sr). Концентрация растворенного органического углерода (РОУ) также не обнаруживает заметного снижения при интенсификации центрифугирования и уменьшения рассчитанного размера осаждаемых частиц от 3 до 0.45 мкм (рис. 5в). Это свидетельствует о нахождении органического углерода в речных водах в растворенных и мелкоколлоидных формах, что подтверждается детальными исследованиями речных вод с использованием ультрафильтрации [21]. Для Мо постоянная концентрация в центрифугатах наблюдается в большинстве случаев, за исключением паводка (R223), когда концентрация Мо снижалась в 1.5 раза при интенсификации центрифугирования (рис. 5г). В то же время для большого числа элементов также с преобладанием растворенных форм в речных водах (Li, Si, Mn, Co, Ni, Cu, As, Se, Rb, Cs, Ba, U), относительно постоянная концентрация в центрифугатах наблюдается, напротив, только для пробы R226, отобранной в предзимнюю межень в декабре при низком содержании взвеси

(14.2 мг/л). При повышении содержания взвеси до 29—32 мг/л (R224, 225), особенно в паводок (R223) при количестве взвеси 126 мг/л, имеет место заметное (в 1.6—2.2 раза) снижение концентрации по мере возрастания скорости центрифугирования и уменьшения размера осаждающихся частиц (рис. 5д, 5е, пример для Ni и As). Это свидетельствует о миграции заметной части этих элементов в высокую воду в виде тонкой пелитовой взвеси (1—3 мкм) и крупных коллоидов (0.45—1.0 мкм).

Наиболее выраженное снижение концентрации в супернатантах при интенсификации центрифугирования демонстрируют Fe, Al, Ti, Th, Sc, P39 (рис. 6) — химические элементы, для которых характерна максимальная доля взвешенных и крупно-коллоидных форм при миграции в речных водах [1, 21]. При уменьшении расчетного размера осаждающихся частиц от 3 до 0.45 мкм концентрация этих металлов уменьшается в 2—9 раз для Fe, Al, Ti и в 1.8—6 раз для РЗЭ и других элементов-гидролизатов.

Обращает на себя внимание очевидное сходство темпов уменьшения интенсивности ДРС (рис. 4) и снижения концентрации этих элементов-гидролизатов (рис. 6) в центрифугатах при

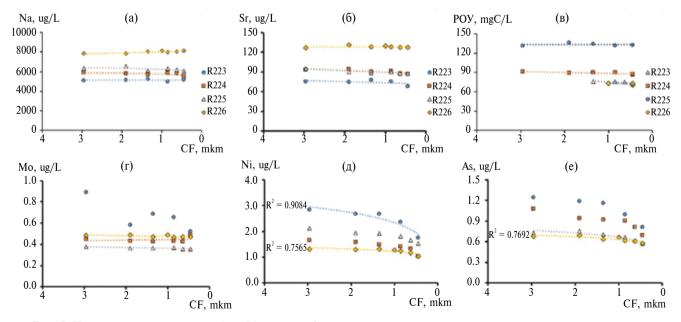


Рис. 5. Изменение концентрации (мкг/л) в центрифугатах с уменьшением минимального размера осаждающихся частиц (СF мкм) для химических элементов (Na, Sr, POУ, Mo, Ni, As), существующих в речных водах преимущественно в растворенных формах.

530 ШУЛЬКИН

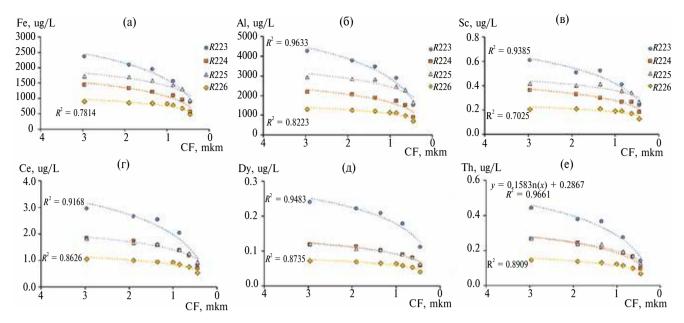


Рис. 6. Изменение концентрации (мкг/л) в центрифугатах с уменьшением минимального размера осаждающихся частиц (СF мкм) для химических элементов с высокой долей взвешенных и крупно-коллоидных форм в речных водах (Fe, Al, Sc, Ce, Dy, Th).

уменьшении минимального размера осаждающихся частиц. Соответственно, наблюдается значимая положительная линейная связь между концентрацией Fe, Al, Sc, Ce, Dy, Th в центрифугатах и интенсивностью в них ДРС. Связь со значимыми коэффициентами детерминации между концентрацией металлов и интенсивностью ДРС в центрифугатах имеет место и для отдель-

но взятых проб, и для выборки всех изученных проб, независимо от водного режима (рис. 7). Это подтверждает предположение о контроле концентрации Fe, Al, Th, Sc, P3Э в супернатантах содержанием остающихся там при центрифугировании крупных коллоидов (0.45—1.0 мкм) и пелитовой взвеси (1—3 мкм), что в свою очередь отражается на интенсивности ДРС. Кроме того,

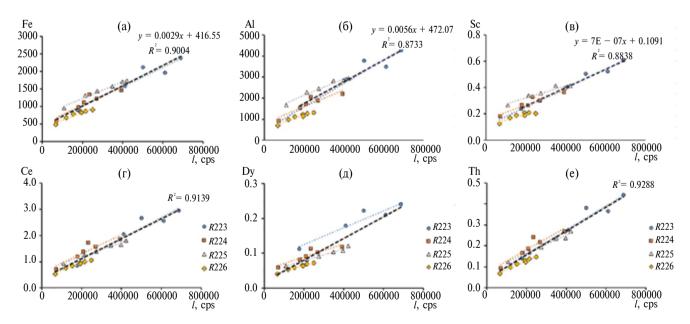


Рис. 7. Зависимость концентрации в центрифугатах от интенсивности ДРС (I, cps/имп/c) для химических элементов (мкг/л) с высокой долей взвешенных и крупно-коллоидных форм (Fe, Al, Sc, Ce, Dy, Th).

это — доказательство того, что интенсивность ДРС в центрифугатах пропорциональна содержанию крупных коллоидов и тонкой взвеси, поскольку данные ИСП-МС-анализа — массовые концентрации.

Для химических элементов, мигрирующих в речных водах в ионных формах (Na, Sr, Mo), связь концентрации в центрифугатах с интенсивностью ДРС отсутствует, а для элементов с высокой сезонной изменчивостью концентрации (Mn, Cu, As) — наблюдается только в пределах отдельных опробований.

Значимая связь между концентрацией ряда металлов и интенсивностью ДРС в центрифугатах (рис. 7) дает основания считать концентрацию

этих химических элементов пропорциональной содержанию коллоидных частиц. Кроме того, устойчивый тренд снижения концентрации при увеличении интенсивности центрифугирования (рис. 5, 6) позволяет рассчитать распределение Fe, Al, Ti, РЗЭ и других элементов-гидролизатов между тонким пелитом (1-3 мкм), крупными коллоидами (0.45-1.0 мкм) и формами < 0.45 мкм. Для этого предлагается использовать концентрацию химических элементов в центрифугатах после 30' при 4500 об/мин (<0.45 мкм), 10' при 3000 об/мин (1 мкм), и 5' при 1500 об/мин (3 мкм). Результаты расчета (рис. 8а-8д) подтверждают, что по крайней мере для р. Раздольной доля Fe, Al, Ti, P39, находящихся в воде в составе крупных коллоидов 0.45-1.0 мкм, часто превышает концентрацию растворенных форм

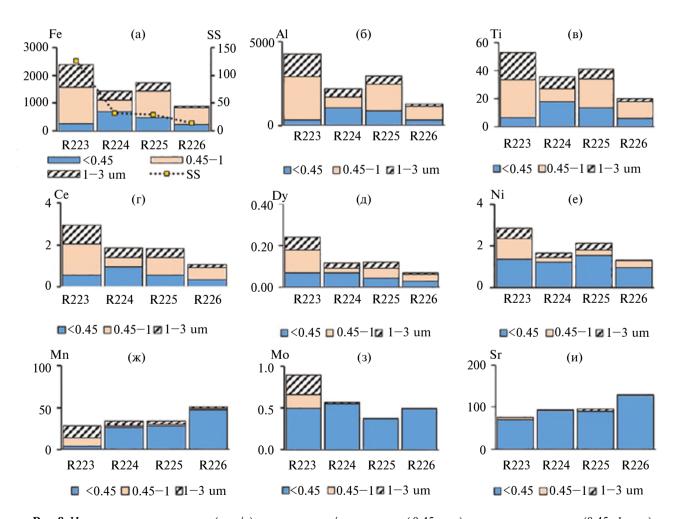


Рис. 8. Изменение концентрации (мкг/л) растворенных/коллоидных ($0.45\,$ мкм), крупно-коллоидных ($0.45-1\,$ мкм), тонко-пелитовых ($1-3\,$ мкм) форм некоторых химических элементов в водах р. Раздольной от осеннего паводка (R223) до предзимней межени (R226) на фоне снижения содержания взвеси (SS) от 126 до 14 мг/л (a).

<0.45 мкм. При этом прямая связь между концентрацией и долей крупно-коллоидных форм этих металлов и содержанием взвеси отсутствует. Концентрация этих же металлов в тонко-пелитовых фракциях (1—3 мкм), как правило, меньше, чем в крупно-коллоидных (0.45—1.0 мкм) и растворенных (<0.45 мкм), и в отличие от них, контролируется прежде всего содержанием взвеси в речных водах (рис. 8а, пример для Fe).</p>

Аналогичный расчет, проведенный для химических элементов с преобладанием растворенных/коллоидных форм < 0.45 мкм (рис. 8e-83), показал, что в межень доля крупно-коллоидных форм ≤20% от общей концентрации форм <3 мкм. Однако в паводки (R223) доля крупно-коллоидных форм Ni, Mo (рис. 8e, 83), а также Cu, As, Rb (не показаны) повышается до 40-50% от общей концентрации. Наиболее заметно влияние водного режима на распределение Мп: в паводки доли крупно-коллоидных (0.45–1.0 мкм) и тонко-пелитовых (1–3 мкм) форм возрастают до 80%, а в межень ≤5% (рис. 8ж). Химические элементы с резким доминированием растворенных форм <0.45 мкм (Na, K, Ca, Mg, B, Sr), характеризующиеся близкой концентрацией в супернатантах, независимо от интенсивности центрифугирования, демонстрируют незначимую долю крупно-коллоидных и тонко-пелитовых форм (рис. 8и, пример Sr).

Таким образом, химический анализ супернатантов, полученных при сепарации речных вод центрифугированием с различной интенсивностью, позволяет оценить распределение химических элементов между тонко-пелитовыми (1-3 мкм), крупно-коллоидными (0.45-1.0 мкм) и растворенными/коллоидными (<0.45 мкм) фракциями. При этом выделяется три группы элементов. Первая группа – элементы-гидролизаты (Fe, Al, Ti, Th, Sc, P39), демонстрирующие тяготение к крупно-коллоидным и тонко-пелитовым фракциям даже при малом содержании взвеси. Во вторую группу входит большая группа элементов (Li, Si, Mn, Co, Ni, Cu, As, Se, Rb, Cs, Ba, U), разных по своим химическим свойствам, но схожих преобладанием растворенных форм в водах р. Раздольной при большинстве типов водных режимов, за исключением паводков. Доля крупных коллоидов, особенно тонко-пелитовой взвеси, в миграции этих элементов зависит от водного режима и содержания взвеси, достигая максимума в паводки. В третью группу входят элементы с доминированием растворенных форм при всех водных режимах (Na, K, Ca, Mg, B, Sr), для которых крупно-коллоидные и тонко-пелитовые формы, по данным центрифугирования, не характерны. Особенности распределения химических элементов между фракциями разного размера, по данным центрифугирования, не противоречат результатам, полученным методами каскадной фильтрации [13, 21].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании анализа интенсивности ДРС и химического состава супернатантов и фильтратов показано, что центрифугирование речных вод в течение 30' при 4500 об/мин отделяет взвесь от растворенных и коллоидных форм < 0.45 мкм с эффективностью, близкой к фильтрации через капсульный фильтр 0.45 мкм. Исходя из равенства интенсивности ДРС в центрифугатах и в фильтратах 0.45 мкм рассчитана нативная плотность пелитовых и крупно-коллоидных частиц речной взвеси, что позволило связать режимы центрифугирования с размерами осаждающихся частиц в диапазоне от 0.45 до 3 мкм. Химический анализ супернатантов речных вод, полученных при разных режимах центрифугирования, позволил оценить распределение химических элементов между растворенными/коллоидными (<0.45 мкм), крупно-коллоидными (0.45-1.0 мкм) и тонкими пелитовыми (1-3 мкм)фракциями. Показано, что в изученных речных водах р. Раздольной концентрация крупно-коллоидных (0.45-1.0 мкм) форм элементов-гидролизатов (Fe, Al, Ti, Th, Sc, P39), как правило, превышает концентрацию и растворенных/коллоидных форм < 0.45 мкм, и фракций 1-3 мкм. Обнаружена значимая линейная связь между интенсивностью ДРС и концентрацией в центрифугатах Fe, Al, Ti, Th, Sc, P39 – химических элементов с высокой долей крупно-коллоидных и взвешенных форм, что подтверждает возможность оценки содержания коллоидных частиц в центрифугатах по интенсивности ДРС. Недостаток центрифугирования - сложность его использования в полевых условиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Гордеев В.В., Лисицын А.П.* Геохимическое взаимодействие пресноводной и морской гидросфер // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 5—6. С. 721—744.
- 2. Михайлик Т.А., Тищенко П.Я., Колтунов А.М., Тищенко П.П., Швецова М.Г. Влияние реки Раздольной на экологическое состояние вод Амурского залива (Японское море) // Вод. ресурсы. 2011. № 4. С. 474—484.
- РД 52.24.353-2012 Отбор проб поверхностных вод суши и очищенных сточных вод. М.: Росгидромет, ГХИ, 2012. 35 с
- 4. РД 52.24.468-2019 Массовая концентрация взвешенных веществ и сухого остатка в водах. М.: Росгидромет, ГХИ, 2019. 23 с
- 5. Савенко В.С. Химический состав взвешенных наносов рек мира. М.: ГЕОС, 2006. 175 с.
- 6. Шулькин В.М., Богданова Н.Н., Перепелятников Л.В. Пространственно-временная изменчивость химического состава речных вод юга Дальнего Востока РФ // Вод. ресурсы. 2009. № 4. С. 1—12.
- 7. *Шулькин В.М., Богданова Н.Н., Еловский Е.В.* Влияние кольматирования фильтров на определение концентрации истинно-растворенных и коллоидных форм миграции химических элементов в речных водах // Вод. ресурсы. 2022. Т. 49. № 1. С. 91—102. DOI: 10.31857/S0321059622010163
- Шулькин В.М. Использование метода динамического рассеяния света для оценки эффективности разделения взвешенных и коллоидных частиц речных вод фильтрацией и центрифугированием // Изв. Томского политех. ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2023. Т. 334. № 10. С. 88–97.
- Bhattacharjee S. DLS and zeta potential What they are and what they are not // J. Controlled Release. 2016.
 V. 235. P. 337–351.
- 10. *Buffle J.*, *Wilkinson K.J.*, *Stoll S.*, *Filella M.*, *Zhang J.* A generalized description of aquatic colloidal interactions: the three-colloidal component approach // Environ. Sci. Technol. 1998. 32. P. 2887–2899.
- 11. Cuss C.W., Donner M.W., Grant-Weaver I., Noernberg T., Pelletier R., Sinnatamby R.N., Shotyk W. Measuring the distribution of trace elements amongst dissolved colloidal species as a fingerprint for the contribution of tributaries to large boreal rivers // Sci. Total Environ. 2018. V. 642. P. 1242–1251.
- 12. *Droppo I.G.*, *Nackaerts K.*, *Walling D.E.*, *Williamset N.* Can flocs and water stable soil aggregates be differen-

- tiated within fluvial systems? // Catena. 2005. V. 60. P. 1-18.
- 13. Drozdova O. Yu., Aleshina A.R., Tikhonov V.V., Lapits-kiy S.A., Pokrovsky O.S. Coagulation of organo-mineral colloids and formation of low molecular weight organic and metal complexes in boreal humic river water under UV-irradiation // Chemosphere. 2020. 250. 126216.
 - https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2020.126216
- 14. Filella M., Zhang J., Newman M.E., Buffle J. Analytical applications of photon correlation spectroscopy for size distribution measurements of natural colloidal suspensions: capabilities and limitations // Colloids Surfaces A. Physicochem. Eng. Aspects. 1997. V. 120. P. 27–46.
- 15. Gimbert L.J., Haygarth P.M., Beckett R., Worsfold P.J. Comparison of centrifugation and filtration techniques for the size fractionation of colloidal material in soil suspensions using sedimentation field-flow fractionation // Environ. Sci. Technol. 2005. V. 39. № 6. P. 1731–1735.
- Goldberg E. D., Baker M., Fox D. L. Microfiltration in oceanographic research // J. Mar. Res. 1952. V. 11. P. 194–203.
- Horowitz A.J., Lum K.R., Garbarino J.R., Hall G.E.M., Lemieux C., Demas C.R. Problems associated with using filtration to define dissolved trace element concentrations in natural water samples // Environ. Sci.Technol. 1996. V. 30. 954.
- Langevina D., Raspauda E., Mariota S. Towards reproducible measurement of nanoparticle size using dynamic light scattering: Important controls and considerations // NanoImpact. 2018. V. 10. P. 161–167.
- 19. *Morrison M., Benoit G.*, Filtration artifacts caused by overloading membrane filters // Environ. Sci. Technol. 2001. V. 35. P. 3774–3779.
- Nguen D. N., Grybos M., Rabiet M., Deluchat V. How do colloid separation and sediment storage methods affect water mobilizable colloids and phosphorus? An insight into dam reservoir sediment // Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering Aspects. 2020. V. 606. P. 125505.
- Pokrovsky O.S., Schott J. Iron colloids/organic matter associated transport of major and trace elements in small boreal rivers and their estuaries (NW Russia) // Chem. Geol. 2002. V. 190. P. 141–179.
- 22. *Schmitz K.S.* An Introduction to Dynamic Light Scattering by Macromolecules. Boston: Acad. Press, 1990. 472 p.

534 ШУЛЬКИН

- Shiller A.M. Syringe filtration methods for examining dissolved and colloidal trace element distributions in remote field locations // Environ. Sci. Technol. 2003. V. 37. P. 3953–3957.
- 24. Tang Z., Wu L., Luo Y., Christie P. Size fractionation and characterization of nanocolloidal particles in soils // Environ. Geochem. Health. 2009. V. 31. P. 1–10. DOI 10.1007/s10653-008-9131-7
- 25. Wilde F.D., Radtke D.B., Gibs Jacob, Iwatsubo R.T. Processing of water samples (ver. 2.2). U.S. Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations. 2004 with updates through 2009. Book 9. Chap. A5. April 2004. 2015. http://pubs.water.usgs.gov/twri9A5
- 26. Xu. R. Light scattering: A review of particle characterization applications // Particuol. 2015. V. 18. P. 11–21.