



**НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК ТАДЖИКИСТАНА
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР ЭКОЛОГИИ И
ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ (ДУШАНБЕ)**

**МАТЕРИАЛЫ
МЕЖДУНАРОДНОЙ НАУЧНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ
«СОХРАНЕНИЕ ЛЕДНИКОВ И ЭФФЕКТИВНОЕ
ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ВОДНЫХ РЕСУРСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ
АЗИИ», ПОСВЯЩЕННАЯ «2025 - МЕЖДУНАРОДНОМУ
ГОДУ СОХРАНЕНИЯ ЛЕДНИКОВ»**

Таджикистан, г. Душанбе, 9-10 октября 2024 г.

Душанбе, 2024

**НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК ТАДЖИКИСТАНА
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР ЭКОЛОГИИ
И ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ (ДУШАНБЕ)**

**СОХРАНЕНИЕ ЛЕДНИКОВ
И ЭФФЕКТИВНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ
ВОДНЫХ РЕСУРСОВ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ**

ДУШАНБЕ – 2024

УДК: 551-56/58/575

Сохранение ледников и эффективное использование водных ресурсов Центральной Азии.

Душанбе: Дониш, 2024. 189 с.

В сборник включены материалы Международной научной конференции «Сохранение ледников и эффективное использование водных ресурсов Центральной Азии», посвященной «2025–международному году сохранения ледников». Представленные материалы затрагивают актуальные вопросы изучения ледников и водных ресурсов с применением инновационных методов исследований, а также рекомендации по сохранению ледников. В материалах также освещены многолетние колебания климатических показателей и деградации ледников, изменение снежного покрова, последствия изменения климата на ледники и водные ресурсы Центральной Азии.

Сборник предназначен учёным и специалистам в области гляциологии гидрологии, экологии и охраны окружающей среды.

Preservation of glaciers and sustainable use of water resources of Central Asia.

Dushanbe: Donish Publish House, 2024. 189 p.

The Conference proceeding includes materials of the International Scientific Conference «Preservation of glaciers and sustainable use of water resources of Central Asia» dedicated to the «2025 – International year of glaciers preservation». The presented materials touch upon current issues of studying glaciers and water resources, using innovative research methods, as well as recommendations for preserving glaciers. The materials also cover long-term fluctuations in climate indicators and glaciers degradation, changes in snow cover, the effects of climate change on glaciers and water resources in Central Asia.

The Conference proceeding is intended for scientists and specialists in the field of glaciology, hydrology, ecology, and environmental protection.

Ответственный редактор: член-корреспондент Национальной академии наук Таджикистана, доктор биологических наук А.С.Саидов

Рецензенты:

- доктор географических наук, профессор Х.М. Мухаббатов
- кандидат географических наук А.Ш. Хомидов

© Научно-исследовательский центр
экологии и окружающей среды
Центральной Азии (Душанбе), 2024

ПРЕДИСЛОВИЕ

За последние десятилетия стремительное таяние ледников под влиянием изменения климата стало глобальной угрозой планеты. По некоторым прогнозам, в условиях меняющегося климата к концу текущего столетия могут исчезнуть до треть ледников мира. Таяние ледников нарушает экологический баланс, создает существенные угрозы для водного цикла нашей планеты. В горных регионах этот процесс усугубляет такие стихийные бедствия как движения ледников, наводнения, лавины, сели, которые приносят огромный экономический ущерб, порой человеческих жертв.

Быстрое таяние ледников является тревожным процессом и требует от мирового сообщества принятия эффективных мер и совместных усилий по их сохранению.

Территория Таджикистана в геологическом прошлом подвергалась большому оледенению. Площадь ледников Таджикистана занимает более 8000 км², что составляет более 6% территории страны. По экспертным оценкам, до 2050 г. объём ледников может сократиться до 50%.

Ледники Таджикистана являются не только бесценными источниками пресной воды, но и регуляторами водных ресурсов и климата Центральной Азии.

Республика Таджикистан под руководством Основателя мира и Национального единства – Лидера нации, Президента Республики Таджикистан уважаемого Эмомали Рахмона вносит большой вклад в решении глобальных экологических проблем, в том числе водной проблематики.

По инициативе Президента Республики Таджикистан уважаемого Эмомали Рахмона 14 декабря 2022 года на 77-ой сессии Генеральной Ассамблеи Организацией Объединенных Наций была принята Резолюция «2025 год – Международный год сохранения ледников». Согласно этой резолюции, 21 марта объявлен Международным днём сохранения ледников. Принятая Резолюция также предусматривает создание Международного трастового фонда при ООН для содействия в сохранении ледников.

Учитывая актуальность изучения ледников, в 2017 г. в структуре Национальной академии наук Таджикистана был создан Государственное научное учреждение «Центр изучения ледников», который проводит многоплановые исследования по изучению ледников Тад-

Таджикистана с применением инновационных методов и новых технологий. Эти исследования основаны на оценке динамики изменения ледников, их объёма, движения ледников, отслеживания ледниковых озёр и оценка их риска. Для изучения ледников в Таджикистане широко применяются методы дистанционного зондирования, ГИС-технологий, беспилотные летательные аппараты и космические снимки.

Учитывая актуальность проблемы сохранения ледников и устойчивого использования водных ресурсов, Национальная академия наук Таджикистана регулярно проводит научные конференции по обсуждению водной проблематике.

Международная научная конференция «Сохранение ледников и эффективное использование водных ресурсов Центральной Азии, посвященная «2025 – Международному году сохранения ледников» проводится Научно-исследовательским центром экологии и окружающей среды (Душанбе) Национальной академии наук Таджикистана в сотрудничестве с Институтом водных проблем, энергетики и экологии НАНТ, Государственным научным учреждением «Центр изучения ледников» НАНТ и Синьзянским институтом экологии и географии Китайской академии наук. На обсуждении конференции были внесены актуальные вопросы изучения ледников и водных ресурсов с применением инновационных методов исследований, а также освещены многолетние колебания климатических показателей и деградации ледников, изменение снежного покрова, последствия изменения климата на ледники и водные ресурсы Центральной Азии.

Обсуждаемые на конференции доклады в преддверии «2025 – Международному году сохранения ледников» несомненно способствуют обмену информацией между учёными и экспертами по внедрению современных методов изучения ледников, смягчению риска воздействия стихийных бедствий, связанных с изменением климата, расширению научного сотрудничества по детальному изучению ледников Центральной Азии и принятия превентивных мер по устойчивому использованию водных ресурсов.

ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗУЧЕНИЯ ЛЕДНИКА ФЕДЧЕНКО В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Каюмов А.К.

Государственное научное учреждение

«Центр изучения ледников»

Национальной академии наук Таджикистана»

г. Душанбе, Таджикистан. E-mail: abdkaumov@mail.ru

Ледник Федченко - самый большой ледник не только на Памире, но и в мире за пределами полярных регионов. Площадь ледника составляет около 700 квадратных километров. Среди ледников Евразии он уступает по площади только Каракорумским ледникам Сиачен (длина 76 км, площадь 750 кв. км.) и Балторо (длина 62 км, площадь 750 кв. км).

Район ледника Федченко, долгое время был белым пятном на картах Памира, являющийся крупнейшим узлом современного оледенения Средней Азии. Русский исследователь, энтомолог В.Ф. Ошанин в 1878 г. открыл ледник Федченко.

Рассвет исследования ледников приходится на 60-80-е гг. прошлого века. Результатом этих работ, стало создание «Каталога ледников СССР», куда и вошли ледники Таджикистана, в том числе ледники системы Федченко [3]. Количества и площадь ледниковых систем характеризуется в нём по состоянию на 1940–1970-е гг.

К сожалению, после 90-х годов прошлого столетия систематическое наблюдение на этом крупном леднике и на других ледниках были прекращены.

Об этом В.М. Котляков [9] пишет так: «Наземные методы сбора данных ограничены труднодоступностью высоких гор. А в последние годы это усложняется ещё и тем, что в высокогорье Памира полностью ликвидированы стационарные пункты наблюдений и измерений».

За последние 40-50 лет исследование ледников бассейна Федченко носит фрагментарный характер, который не отражает реальную ситуацию оледенения на этом ледниковом узле. Эти работы обобщены в публикациях [5-8].

Цель исследования - оценить современное состояние ледника Федченко на основе данных дистанционного зондирования и провести ретроспективный анализ оледенения его бассейна в условиях из-

менения климата, а также определить перспективы и необходимость систематических исследований ледника.

Районы исследования

Ледник Федченко расположен в Таджикистане в горах Северо-Западного Памира на территории Горно-Бадахшанской автономной области. В районе ледника Федченко находятся высочайшие горные хребты и вершины Республики Таджикистан: хребет Академии Наук с высшей точкой Пик И. Сомони (7495 м), Язгулемский хребет с вершиной Пик Революции (6974 м), Гармо (6595 м), а также хребет Северный Танымас. Максимальная амплитуда колебания высот в бассейне ледника Федченко достигает 4.6 тыс. м.

Здесь сосредоточены такие крупные ледники, как Федченко, Бивачный, Наливкина и др. В целом, в систему ледника Федченко [3] входит 100 ледников, из которых 26 являются притоками главного ледника, но они сами представляют собой сложные долинные ледники. Из ледника Федченко вытекает река Сельдара, которая, сливаясь с реками Баяндкиик и Сауксай, даёт начало реке Муксу - истоку Вахша.

Методы исследований

Для оценки современного состояния оледенения бассейна ледника Федченко использованы методы дистанционного зондирования для интегрального анализа полученных данных. Спутниковые снимки скачивались с портала Геологической службы США (USGS) (<http://earthexplorer.usgs.gov>), в открытом доступе в исследуемом регионе с наименьшей облачностью и с датой съёмки, соответствующей концу периода таяния ледников (август - начало сентября). Были выбраны мультиспектральные космические снимки Landsat 1-5 MSS с пространственным разрешением 60 м соответственно от 10.09.1972 г. и Landsat 7 ETM от 07.09.2011 г. с пространственным разрешением 30 м (панхроматический канал – 15 м). Для повышения уровня достоверности полученных данных были использованы спутниковые снимки Sentinel 2A от 17.08.2021 г. с пространственным разрешением 10 м с минимальной облачностью на всех снимках. Указанные снимки импортировали в ArcGIS и использовались для расчёта площади открытых частей ледников и оценки положения их концов в 1977 и 2021 гг. Контуры ледников обрабатывались вручную с привлечением контура ледников базы GLIMS. Чтобы определить точность дешифрирования

границ, проводили повторную векторизацию ледников, погрешность определения их площади на снимках составила не более 5% [11,13].

Результаты работы. Наблюдение за процессом таяния льда было проведено [3] на трех видах поверхности ледника: на поверхности льда, свободной от морены, на обнажениях льда среди морены и на поверхности ледника, покрытого сплошным моренным чехлом различной мощности. Анализ данных показал, что средняя величина стаивания чистого льда на леднике Федченко за период абляции за 1959 г. на $+1^{\circ}\text{C}$ составила для интервала высот 2920-3650 м – 6.0 мм, для 3650-3960 м – 6.2 мм, для 3960-4750 м – 7.2 мм [3].

Проведённый анализ динамики отступления языковой части ледника Федченко на основе исторических данных и данных спутниковых снимков показал динамическое отступление этого ледника (рис. 1).

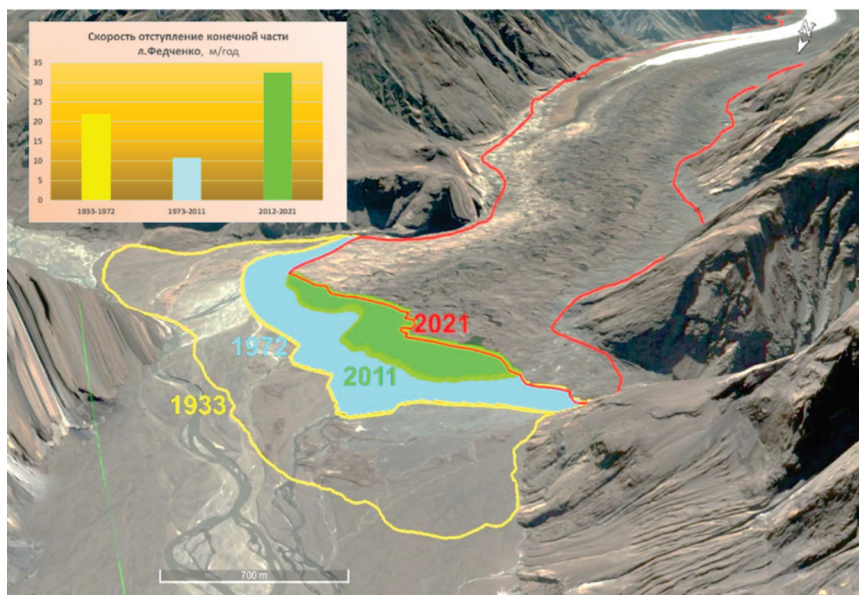


Рис. 1. Динамика отступления зоны абляции на леднике Федченко за период 1933-2021 гг.

За 88 лет (1933-2021 гг.) ледник отступил на 1555 м, что составляет 4.5 км^2 . Отступление ледника имеет наибольшую скорость в последнее десятилетие, что составляет 32 м/год, что равно $0.053 \text{ км}^2/\text{год}$. Отступление ледника Федченко в 70-е годы имеет минимальное значение, что соответствует минимальным значениям температурного режима на леднике. Самые теплые годы считаются 2010-2021 гг.

Анализ исторических данных [3] показывает, что иначе ведут себя ледники Кызкурганской группы этой же системы ледника Федченко. В тот же период эти ледники активно наступали, даже авторы утверждали, что не исключена возможность, что они вновь соединятся с ледником Федченко. В частности, ледник Улугбека с 1959 по 1964 г. наступил на 480 м и продолжал свое продвижение со скоростью до 100 м в год.

По-видимому, продвижение этих ледников прекратилось после 70-х гг., и они начали отступать. Анализ спутниковых данных показал, что ледник Улугбека за 1977-2021 гг. отступил назад на 292 м. Следует отметить, что в основном эти ледники пульсирующие (рис. 2 и 3). Например, ледник Косиненко за 1977-1997 гг. продвинулся на 1255 м, но за период 1977-2021 гг. в целом отступил на 522 м, т. е. продвижение за период 1997-2021 г. - 700 м, что составляет 15 м/год (рис. 3).

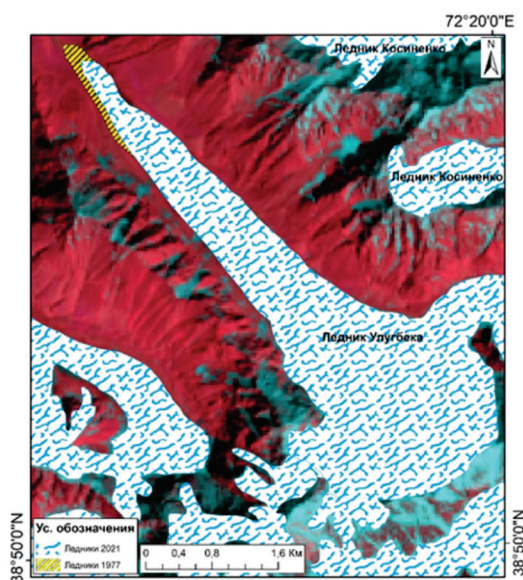


Рис. 2. Динамика изменения ледника Косиненко за период 1977-2021 гг.



Рис. 3. Динамика изменения ледника Улугбека за период 1977-2021 гг.

Согласно историческим данным, в период Ляхшского оледенения длина ледника Федченко составляла почти 170 км и охватывала целиком Селдара и доходила до Ляхша. В настоящее время ледник Федченко имеет длину 76 км. В начале века, в результате деградации ледник

Федченко потерял связь с целой системой ледников-притоков, таких как Малый Танымас, Косиненко, Улугбек, Алерт и др. и к началу 60-х годов эти ледники стали самостоятельными ледниками у них появились свои конечные морены [3]. За этот период, только четыре крупных ледника (Федченко, Бивачный, Малый Танымас и Косиненко) уменьшались примерно на 1.7 км^3 льда, а общая площадь оледенения бассейна сократилась более чем на 8 км^2 .

По данным [3] длина ледника Федченко 77 км, а открытой части основного ствола составляет 71.5 км, т.е. 5.5 км покрыто мореной. Площадь ледника 156 км^2 , в открытой части имеет 127.3 км^2 , то есть 28.7 км^2 покрыта мореной. Всего по району оледенения 100 ледников общей площадью 824 км^2 , общий объём льда в системе ледника Федченко равен 144.362 км^3 .

В обзорах, составленных в ходе подготовки Национальных сообщений указывается [4-8], что с 1928 по 1958 гг. ледник Федченко отступил на 460 метров, потеряв 8 км^2 своей площади. В этот период понижение уровня поверхности языка ледника Федченко за 30-летний период составило 10 м, в результате чего ледник потерял 1.17 км^3 льда. В то же время фирновая область ледника поднялась примерно на 12 м, что дало 0.63 км^3 прироста вещества ледника. С 1955 по 1978 гг. он отступил на 247 метров, потеряв 0.91 км^2 площади. С 1979 по 1991 гг., ледник отступил еще на 240 м, при этом потерял 2.3 км^2 площадь.

Таким образом, за 63 года ледник Федченко отступил на 947 м потерял $11,2 \text{ км}^2$ льда, что составляет 15 м/год, а потери площади составляет $0.177 \text{ км}^2/\text{год}$.

Последние десятилетия ледник Федченко отступает со скоростью 20 метров в год, его поверхность оседла: с 1976 по 1991 гг. - на 15 м в нижней части ледника, с 1976 по 1980 гг. она оседала - на 2.3 м в год. Позднее оседание уменьшилось до 0.5 м в год.

По данным [14-16], длина ледника Федченко составляет 72 км, объём льда 165 км^3 , площадь ледника 580 км^2 , то есть, если эти данные сравнивать с данными первых инструментальных исследований, то площадь ледника уменьшилась на 69 км^2 или на 10.7 %. Длина ледника сократилась на 4 км или на 5.2%.

По нашим данным, длина ледника Федченко, с учетом отступления на 1 км уменьшилась и составляет 76 км, а площадь оледенения увеличивалась и составляет 824 км^2 , возможно это связано, с насту-

плением некоторых ледников бассейна. Для точного ответа необходимо провести комплексное детальное обследование ледника.

В 1979 г. толщина языка ледника Федченко составляла 40 - 45 м, а в 1998 г. - всего 20-25 м. Даже в 20 км от конца ледника, в районе его большого правого притока - Бивачного ледник Федченко осел на это время на 9 м [3].

Для ледников, покрытых мареной, изменение высоты поверхности ледника имеет более важное значение, чем изменения площади. Следовательно, для таких ледников изменение объёма является гораздо лучшим индикатором, связанным с климатом реакций ледников, чем изменения площади ледника. Такие данные мы получили на леднике Кызылсу во время экспедиции в 2021 г. Наши исследования четко показали, что таяние поверхности ледника имеет зависимость от толщины моренного покрова (Отчет экспедиции, 2021 г.).

В ранних публикациях [6] нами было отмечено, что снижение поверхности ледника основного ствола Федченко на всем протяжении деградируется и снижается по-разному, то есть степени деградации поверхности ледника в области языка (2900 м) и высоте 5000 метров отличается в десять раз.

Таблица 2

Снижение поверхности ледника основного ствола
Федченко в зависимости от высоты [6]

Высота над ур. м.	2910	3200	3600	4000	4500	5000
Уменьшения высоты поверхности ледника Федченко	95	65	55	25	15	10

По данным [4-8], сведения о леднике Федченко, составленные на основе опубликованных работ начала XX века (первые инструментальные замеры проводили в 1928 г., а регулярные исследования начали проводить с 1933 г.) приводятся разные цифры. По этим данным, длина ледника составляет от 72 до 77 км, он отступал на 1 км и потерял около 5 км³ льда, по площади изменился почти на 0.5 %, по длине на 1.5 %, а по объему на 3.5%.

При анализе спутниковых данных ледника Федченко за 88 лет (1933-2021 гг.) мы получили данные о том, что ледник отступил на 1555 м, что составляет 4.5 км². Отступление ледника имеет наибольшую скорость в последнее десятилетие, что составляет 32 м/год, а

площадь уменьшается на $0.053 \text{ км}^2/\text{год}$. Отступление ледника Федченко в 70-е годы имеет минимальное значение 10.8 м/год , а площадь соответственно составляла $0.031 \text{ км}^2/\text{год}$, что соответствует минимальным значениям температурного режима на леднике. Самыми теплыми годами за все время инструментальных исследований считается 2010-2020 гг.

Таким образом, несмотря на интенсивное таяние ледника Федченко, особенно в зоне абляции, на сегодняшний день он остается одним из крупнейших континентальных ледников Мира. Появление такого крупного оледенения как системы ледника Федченко обусловлено благоприятным сочетанием орографических и климатических условий, способствующих обильному накоплению осадков в верхней зоне горного обрамления бассейна.

Несмотря на некоторые отличия в цифровых показателях разных авторов, полученных в разные годы и разными методическими подходами, в целом, современное состояние ледника Федченко, характеризуется, как интенсивно тающий ледник на фоне глобального потепления климата. Обработка спутниковых данных неоспоримо доказывает, что деградация ледника в последние десятилетние идёт интенсивно, о чем свидетельствуют как наши данные, так и данные зарубежных авторов.

Возможно, некоторое отличие наших данных от данных других авторов заключается в методологическом подходе.

Моделирование и прогнозы состояния ледников на фоне глобального потепления на среднесрочные и долгосрочные перспективы, независимо от того, что имеются некоторые отличия в значениях, не утешительные. По некоторым сценариям модели до 2050 и 2100 гг. ледники катастрофически деградируют, и ледник Федченко не является исключением, с которым связано снижение гидрологического режима основных рек Амударьи и Сырдарьи.

Неоспоримым фактом резкой деградации оледенения системы Федченко является, то что некоторые ледники вследствие сокращения длины и площади отошли назад на многие километры от тела основного ствола ледника Федченко и стали самостоятельными ледниками.

На COP-26 (Конференция сторон по изменению климата) в 2021 г., которая проходила в Глазго, отмечали что несмотря на усилие многих государств и реализацию Парижского соглашения, на данный момент

глобальная температура повышается и естественно усиливается отрицательное воздействие на природные объекты, особенно на ледники.

Следует отметить, что несмотря на все преимущества или недостатки Каталога СССР [3], необходимо принимать его за основу, так как других данных об инструментальных исследованиях о леднике Федченко нет. Такой же подход существует к другим данным которые были опубликованы в прошлом веке.

Авторы [16] анализируя архивные данные пришли к такому выводу, что имеется три карты ледника Федченко, показывающие его состояние в трех разных точках времени с интервалом примерно в 25 лет. Оценка этих карт оказалась сложной, так как они сильно отличались с геометрической точки зрения. Карта 1958 г. содержала ряд отличий от карты 1928 г., на которой она фактически была основана. Современная карта, основанная на съемке 1979 г. и опубликованная в 1985 г., имеет в своей основе совершенно иную, однородную геодезическую систему отсчёта по сравнению с картами, сделанными во время экспедиций.

Однако в связи с развитием технологий и появления цифровой карты и дистанционного зондирования появляется возможность унифицировать и стандартизировать методы исследования на международном уровне, что бы полученные данные были сопоставимы и реально оценивали состояние оледенения любого региона. Для этого необходимо разработать платформы для широкомасштабного обмена информацией и методологией, а также разработать механизм усиления институционального и кадрового потенциала на международном уровне.

Необходимо усилить международное сотрудничество, но при этом надо разработать на основе современной технологии сопоставимые методы оценки ледников, а затем в зависимости от специфики и особенности оледенения разработать международные стандарты для сопоставимости данных разных авторов, которые проводили исследования в одном регионе, а также сопоставление данных разных регионов.

В этом аспекте имеются первые шаги для разработки такой технологии. Это определение баланса массы ледника (проект ЦИКАДА для Центральной Азия), а также расширение института Национальных корреспондентов для организации Мировой системы мониторинга ледников (GSMG). Второе это простое измерение отступления

языковой части ледника за определённое время, но здесь имеются свои трудности, так как в открытом доступе космические съемки имеют разрешение от 10 до 60 метров, что для ежегодного мониторинга очень трудно, не говоря о том, что для краткосрочного мониторинга, особенно для ледников площадью меньше одного квадратного километра эти снимки не приемлемы.

Следует отметить, что ледники меньше одного километра в условиях глобального потепления [6] являются самыми уязвимыми и ранними признаками деградации оледенения определённого региона. Для определённого региона такие типы ледников имеют важное народнохозяйственное значение в предгорьях и среднегорьях, а также играют немаловажную роль в сохранении экосистемы в этих регионах. Ярким таким примером в Таджикистане является оледенения бассейна реки Зарафшан, где из 1200 ледников 40 процентов имеют площадь меньше, чем один квадратный километр. По нашим прогностическим данным, именно ледники, которые имеют площадь меньше одного квадратного километра вероятно, исчезнут к 2050 г. [6]. Такие же данные получили Lambrecht et al., 2013 при моделировании изменения климата и деградации ледников. О том, что некоторые ледники системы Федченко могут наступать в определенные периоды имеются сведения в Каталоге ледников [3, 10]. Даже там указывается [3], что скорость наступления ледника достигает до 100 м в год. Такие ледники в системе ледника Федченко, как правило, являются пульсирующими.

Таким образом необходимо возобновить систематические экспедиционные и стационарные изучения ледника Федченко, которые были прекращены после 90-х годов. Главное надо возобновить фундаментальные исследования на леднике Федченко, а также на других ледниках, только так можно реально оценить состояние ледников и прогнозировать доступ населения к воде в среднесрочной и долгосрочной перспективе.

В заключение следует отметить, что такие гляциологические стационарные станции на территории Таджикистана необходимо установить в бассейне крупных рек как Хингоб, Зарафшан и Пяндж.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. Москва: Институт географии РАН, 1997, 392 с.

2. Атлас Таджикской ССР. М.: ГУГК, 1968, 200 с.
3. Каталог ледников СССР. Бассейн реки Муксу, Система ледника Федченко. Л.: Гидрометеиздат. Т. 14. Вып. 3. Часть 8. 1968, 64 с.
4. Каюмов А., Махмадалиев Б., Новиков В. Второе национальное сообщение Республики Таджикистан по Рамочной конвенции ООН об изменении клима. Душанбе, 2008, 86 с.
5. Каюмов А., Махмадалиев Б., Новиков В., Каримов Ю. Национальный план действий Республики Таджикистан по смягчению последствий изменения климата. Душанбе, 2003, 234 с.
6. Каюмов А.К., Новиков В.В. Третье национальное сообщение Республики Таджикистан по Рамочной конвенции ООН об изменении климата. Душанбе, 2014, 166 с.
7. Каюмов А.К. Первая комплексная международная научная экспедиция по изучению состояния ледников и экологической ситуации в верховьях рек Вахш и Пяндж. Ч.1. Ледники и гидрология. Душанбе: «Ирфон», 2013, 150 с.
8. Каюмов А.К., Салимов Т.О. Изменение климата и водные ресурсы Таджикистана. Душанбе: «Ирфон», 2013, 80 с.
9. Котляков В. М., Десинов Л. В., Десинов С. Л., Рудаков В. А. Подвижки ледников Памира в первые 20 лет XXI века // Доклады Российской академии наук. Науки о земле, 2020, Т. 495, № 1, с. 64-68.
10. Котляков В.М., Десинов Л.В., Рудаков В.А. Подвижка ледника Бивачного в 2012–2015 годах // Лёд и Снег, 2015, № 2 (130), с. 133–140.
11. Коновалов В.Г., Вильямс М.В. Многолетие колебания оледенения и стока рек Центральной Азии в современных климатических условиях // Метеорология и гидрология, 2005, №9, с.70-83.
12. Ледник Федченко. Т 1,2. Ташкент: Издание АН УзССР, 1962.
13. Щетинников А.С. Морфология оледенения речных бассейнов Памиро-Алая по состоянию на 1980 год (справочник). Ташкент, 1997, 148 с.
14. Aizen, V.B. et al., Stable-isotope and trace element time series from Fedchenko glacier (Pamirs) snow/firn cores // J. Glaciol., 2009, 55(190), p. 275-291.
15. Brunner K., Franz A. L. N. Braun chrome extension://efaidnbmnnnibpcajpcglclefindmkaj/viewer.html?pdf
16. Lambrecht A., Mayer C., Bohleber P., Aizen V. High altitude accumulation and preserved climate information in the western Pamir, observations

- from the Fedchenko Glacier accumulation basin // Journal of Glaciology, 2020. 66 (256), p. 219-230.
17. Vladimir G. Konovalov, Victor A. Rudakov. Determine of Glacier Characteristics by Remote Sensing Data // Journal of Siberian Federal University. Engineering & Technologies. 2015, 8(1), p. 98-107.

МОНИТОРИНГ ОПАСНО-ПУЛЬСИРУЮЩИХ ЛЕДНИКОВ ВЕРХОВЬЯ БАССЕЙНА РЕКИ ВАНЧ

Сафаров М.С.* **, Фазылов А.Р.***, Гулаёзов М.Ш.** ,****,
Муродов М.Х.****, ***** , Наврузшоев Х.Д.*****

* *Северо-Западный институт эко-среды и ресурсов,
Китайской академии наук,*

г. Ланьчжоу, КНР. E-mail: mustafo-2010@mail.ru

** *Научно-исследовательский центр экологии
и окружающей среды Центральной Азии (Душанбе),
г. Душанбе, Таджикистан. E-mail: majid1983@mail.ru*

****Институт водных проблем,
гидроэнергетики и экологии НАНТ*

г. Душанбе, Таджикистан. E-mail: alifazilov53@gmail.com

**** *Синьцзянский институт экологии и географии,
Китайской академии наук,*

г. Урумчи, КНР. Email: majid1983@mail.ru

***** *Государственное научное учреждение
«Центр изучения ледников Национальной
академии наук Таджикистана»*

E-mail: murod_murodov_9595@mail.ru

***** *Институт исследований горных сообществ,
Университет Центральной Азии*

г. Душанбе, Таджикистан. E-mail: nhd140704@gmail.com

Таджикистан - горная страна, расположенная в юго-восточной части Центральной Азии, является одним из центров современного оледенения в мире. Примерно 93% его территории характеризуются высокими горными хребтами, которые обеспечивают жизненно важные водные ресурсы для населяющих долины ниже по течению [1]. Ледники Таджикистана не только служат важнейшими запасами пресной воды, но и играют важную роль в регулировании местных гидрологи-

ческих циклов. Однако быстрые темпы изменения климата вызвали тревожные сдвиги в динамике ледников по всему региону, что привело к серьезным угрозам экологической стабильности и безопасности населения [2].

Поскольку наблюдается процесс глобального повышения температуры то, многие ледники в Таджикистане отступают беспрецедентными темпами. Это отступление приводит к образованию ледниковых озер, которые представляют значительную опасность для местного населения и инфраструктуры [3]. При превышении удерживающей способности, ледниковые озера могут быстро истощаться, что ведёт к их прорыву, характеризующиеся катастрофическим, внезапным выбросом больших объемов воды, часто сопровождаемые осадками и мусором, что разрушением инфраструктуры, сельскохозяйственных объектов и к сожалению, не редко сопровождающиеся человеческими жертвами. При этом, взаимодействие между таянием ледников и сезонными осадками может усугубить риск вторичных опасностей, в виде гляциальных селей, существенно воздействующие на сообщества, расположенные ниже по течению.

Ввиду того, что большая часть активности ледников происходит в отдаленных горных районах, местные сообщества могут не получать своевременную информацию о потенциальных угрозах, что серьезно подрывает их готовность и усилия по реагированию [4]. Установлено, что ежегодные случаи возникновения опасностей, связанных с ледниками, которые приводят к пагубным последствиям, включая разрушение домов, инфраструктуры и гибель людей, что подчеркивает важность упреждающего мониторинга и управления рисками. В центре внимания данного исследования находятся два конкретных ледника: ледник Хирсон (Медвежий) и ледник Мегдор (Русское географическое общество), которые расположены в бассейне реки Ванч.

Ледник Хирсон, простирающийся на 15.8 км в длину и занимающий площадь 25.3 км², известен своим динамичным поведением. Он берет начало на западном склоне хребта Академии наук на высоте более 4500 м над ур. м., а его язык находится на высоте примерно 3000 м над ур. м. Ледник Мегдор, также расположенный в Центральном Памире, является крупнейшим ледником в бассейне реки Ванч. Его протяженность составляет 24.2 км, а площадь - 64.4 км². Было обнаружено, что на этом леднике есть небольшие ледниковые озера, которые повышают риск возникновения селей в периоды быстрого таяния.

Беспилотные летательные аппараты (БПЛА), представляющие собой многообещающий инструмент, позволяющий расширить наше представление об особенностях ледниковых систем, в условиях изменения окружающей среды, способствуют быстрому и эффективному получению материалов аэрофотосъемок высокого разрешения, что позволяет исследователям проводить подробный и оперативный мониторинг реального состояния ледников и связанные с ними риски опасностей. Целью настоящих исследований было восполнение существующих пробелов путем использования технологии БПЛА для мониторинга состояния пульсирующих ледников в контексте опасных природных явлений.

Ниже представляется информация о технологии и технических средствах реализации исследований с применением БПЛА.

Исследования ледников Хирсон и Мегдор с использованием БПЛА проводились в августе 2023 г. (рис. 1). Успешной реализации способствовала детальная предварительная работа с формированием дорожной карты исследований. При этом, траектории полёта были тщательно разработаны, что позволило охватить языки обоих ледников и получить визуализацию их динамических особенностей. С помощью БПЛА были получены снимки высокого разрешения и ортофотопланы, облегчающие анализ состояния ледников с течением времени. Исследование интегрировало геопространственные инструменты для обработки собранных аэрофотоданных, в том числе и Pix4dmapper.

Результаты исследования позволили установить, что оба ледника в настоящее время находятся в состоянии покоя. Вместе с тем, следует подчеркнуть, что анализ существующих архивных данных позволяет утверждать наличие сложной и динамичной траектории для этих ледников. В частности, ледник Хирсон демонстрирует движение с 1916 г., причем особенно выраженный подъем произошел в 1951 г., со значительным продвижением в 1963 г. (рис. 2), что быстрое его продвижение спровоцировало образования значительной ледяной плотины вдоль реки Абдукаххор. Выявлено, что ледник продвинулся на впечатляющие 1750 метров с поразительной скоростью до 100 метров в день, при этом толщина льда достигала 160 метров [5-7]. Особенно заметными были нагоны в 1963 и 1973 гг., вызвавшие прорывы ледниковых озер ниже по течению.

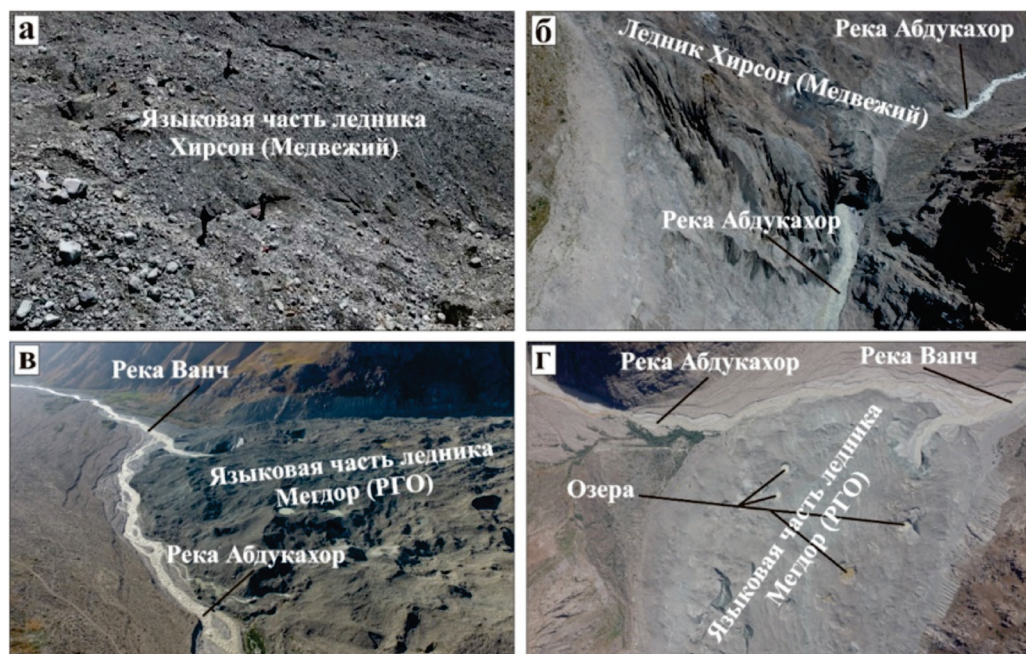


Рис. 1. Языковая часть ледников Хирсон и Мегдор. Фото М.С. Сафарова.

В период с 1973 по 1983 гг. накопление массы ледника Хирсон в фирновой области в среднем составляло 27.7 млн тонн в год. Это было снижением по сравнению со средним показателем предыдущей фазы нагона в 30.2 млн тонн, что отражает стабилизацию динамики ледника. Последующие нагоны ледника были зафиксированы в 1989, 2001 и 2011 гг. [6, 8-9].

Следует отметить, что ледник Мегдор продемонстрировал значительное движение, особенно в 1960-е и 1970-е гг. с активной внутренней динамикой. Однако с течением десятилетий эти скорости движения постепенно уменьшались. Исследуемый ледник также испытал заметное отступление, расширившись на 2.6 километра в середине XX века с реактивацией нагонов, зарегистрированной в 1965 г. Колебания в поведении ледника продолжались по крайней мере до марта 2008 г. Такие факторы, как каменные лавины и эрозия от реки Абдукахор, ещё больше усложнили его динамику [6, 10].

Анализ и оценка существующих исторических данных позволили констатировать, что, оба ледника испытали несколько нагонов, их общее продвижение стабилизировалось, что указывает на потенциальные изменения в их долгосрочном поведении. Снимки с БПЛА

выявили явные признаки отступления ледникового языка, особенно заметные в зонах с более низкими высотами, что свидетельствует о значительном изменении гидрологического баланса, которое можно отнести к продолжающемуся изменению климата. В частности, аэрофотосъемка, проведенная в 2023 г., задокументировала около 22 озер и прудов общей площадью 365 м² на леднике Хирсон и 75 озер общей площадью около 15 345 м² на леднике Мегдор.



Рис. 2. Пульсация ледника Хирсон её влияние на реку Абдукаххор.
а и в - озеро, подпруженное наступающим языком ледника Хирсон на реке
Абдукаххор в 1963 г. и наступающий язык ледника Хирсон летом 1989 г.
Фото К.П. Рототаева [8]; б-г - аэрофотоснимки ледника в 2023 г.

Используя общедоступные данные и известный геодезический подход была оценена динамика изменений поверхности ледника с 2000 по 2019 гг. для проверки достоверности результатов исследования [11-13], позволившие установить, что одновременное падение высот поверхности в центральной части и увеличение высоты в языковой части. В частности, была обнаружена, что средняя часть исследуемого ледника сократилась на 9.2 м (в год) в процессе изменения поверхности ледника между 2000 и 2019 годами, тогда как языковая часть имела максимальный рост 2.4 м. Полученные данные подтверждают быстрое таяние изучаемого ледника, который быстро перемещается от своей верхней части к нижней, в результате которого ледник постепенно теряет массу в области абляции.

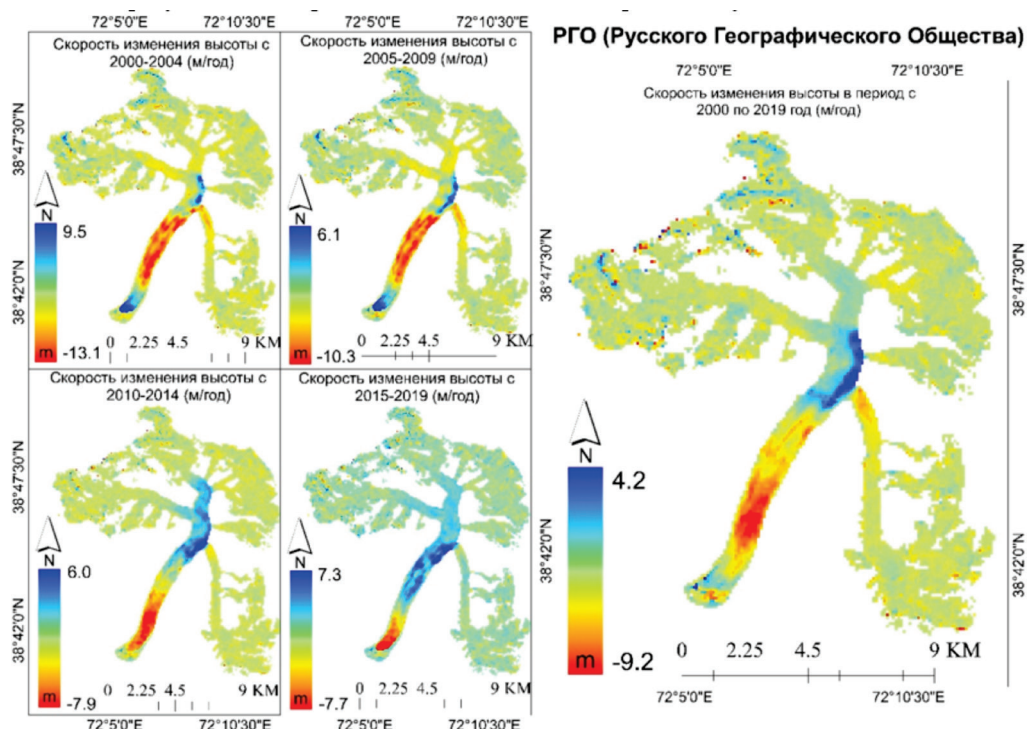


Рис. 3. Изменение высоты поверхности ледника Мегдор с 2000 по 2019 гг. м/год–1. Изменения высоты ледника в период 2000-2019 гг. Холодные цвета указывают на положительный баланс массы, тогда как теплые цвета указывают на отрицательные значения высоты.

Наблюдения подтверждают факт обширной истории пульсаций обоих ледников, характерные заметными продвижениями и конечными сдвигами. Динамика этих ледников не только способствует образованию ледяных плотин и прорывоопасных озер, но и усугубляет риски опасностей ниже по течению. Вышеизложенное позволяет утверждать, что назрела востребованность необходимости всесторонних и адаптивных протоколов исследований, позволяющих эффективно осуществлять мониторинг состояния ледников, особенно в условиях изменения климата.

Таким образом, результаты исследований позволяют рекомендовать необходимость постоянного надзора и разработки комплекса мер управления состоянием ледников Хирсон и Мегдор. Данные, полученные в ходе этого исследования, представляют собой важный ресурс для улучшения нашего понимания современного состояния

ледников и последствий их деградации для гидрологических систем в регионе Памира и являются основой для будущих исследований с применением современных технологий и технических средств, в том числе с применением БПЛА.

ЛИТЕРАТУРА

1. Четвертое национальное сообщение Республики Таджикистан по Рамочной конвенции ООН об изменении климата. Душанбе, 2022, 260 с.
2. Орловский Н.С., Зонн И.С., Костяной А.Г., Жильцов С.С. Изменение климата и водные ресурсы Центральной Азии // Вестник Дипломатической академии МИД России. Россия и мир. 2019. № 1(19), с. 56-78.
3. Сафаров М.С., Фазылов А.Р. Селевая активность в бассейне реки Арчакапа // Известия НАНТ. Отд. физ.-мат., хим., геол. и тех. наук. 2022. № 2(187), с. 125-135.
4. Пирмамадов У. Селевые потоки, вызванные прорывом гляциальных высокогорных озер на территории Таджикистана. Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита. Тр. Второй конференции, посвященной 100-летию С.М. Флейшмана. 2012, с. 72-73.
5. Забиров Р.Д. (1955). Оледенение Памира. М., Географгиз, 372 с.
6. Осипова Г.Б., Цветков Д.Г., Щетинников А.С., Рудак М.С. Каталог пульсирующих ледников Памира. Под ред. В.М.Котлякова. Гляциологическая ассоциация, М.: 1998, 134 с.
7. Хромова Т.Е., Тюфлин А.С., Качалин А.Б. и др. Уникальные циклические пульсации ледника Медвежий // Доклады РАН. 2018. Т. 483, №5, с. 543-548.
8. Осипова Г.Б. Пятьдесят лет исследований Института географии РАН на леднике Медвежьем, Западный Памир // Лёд и Снег. 2015. 55(1), с. 129-140.
9. Котляков В.М., Десинов Л.В. Подвижка ледника Медвежьего в 2011 году // Лёд и Снег. 2012. 52(1), с. 128-131.
10. Восидов Ф.К., Курбонов Н.Б., Митусов А.В., Халимов А.М. Дистанционный мониторинг подвижка ледника Русского географического общества в условиях изменения климата. Региональные проблемы дистанционного зондирования Земли: Материалы VIII-ой Международной научной конференции; электронное научное издание,

Красноярск, 14–17 сентября 2021 г. Красноярск: Сибирский федеральный университет, 2021, с. 155-161.

11. Hugonnet R., McNabb R., Berthier E., Menounos B., Nuth C., Girod L. et al. Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century // Nature, 2021, 592 (7856), p. 726-731.
12. Ananicheva, M. Estimation of the areas, volumes and heights of the boundary of the feeding of glacier systems of the Northeast of Russia from the space images of the beginning of the 21st century // Ice and Snow, 2014, 1, p. 35-48.
13. Murodov M., Li L., Safarov M., Lv M., Murodov A., Gulakhmadov A., Khusrav K., Qiu Y. A Comprehensive Examination of the Medvezhiy Glacier's Surges in West Pamir (1968-2023) // Remote Sensing. 2024; 16(10):1730. <https://doi.org/10.3390/rs16101730>

РЕЗУЛЬТАТЫ КОСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ПУЛЬСИРУЮЩИХ ЛЕДНИКОВ ПАМИРА В ХХІ ВЕКЕ

Десинов С.Л., Рудаков В.А., Ивонин И.Л.

Институт географии РАН

Москва, Россия. E-mail: sdesinov@yandex.ru

Пульсирующие ледники являются особенными образованиями, которые демонстрируют периодические всплески активности и продвижения, а затем спокойствия и отступления. Горная система Памира обладает многими десятками таких ледников.

Учёные Института географии РАН занимаются мониторингом ледников Памира уже более 50 лет. Применялись и применяются самые разные методы исследований – наземные, воздушные и космические.

Целью данной статьи является демонстрация основных результатов космического мониторинга пульсирующих ледников Памира в ХХІ веке и обзор современных технологий, используемых для этой цели.

Памирские горы, часто называемые «Крышей мира», расположены в юго-восточной части Центральной Азии, в пределах Республики Таджикистан. Этот регион известен своими высокогорными ландшафтами и экстремальными климатическими условиями. Высочайшие вершины Памира, такие как Пик Исмоила Сомони (бывший Пик Коммунизма) и Пик Ленина, превышают 7000 м над ур. м. [1].

Ледники Памира занимают значительную часть региона, образуя уникальные гляциологические системы, которые существенно влияют на локальную гидрологию и климат. Разнообразие типов ледников в этой области обусловлено большим диапазоном высот и климатических условий.

Пульсирующие ледники также известные как динамически нестабильные, характеризуются периодическими всплесками активности. В нормальном состоянии эти ледники движутся медленно, но через определенные интервалы времени они могут ускоряться, увеличивая скорость течения во много раз. Этот процесс часто сопровождается значительным перераспределением объема льда от верховьев ледника в конечной его части.

Применяемые типы спутниковой съемки:

1. Оптическая съёмка с борта МКС. Выполняется начиная с 2001 г. в рамках эксперимента «Ураган». Используются профессиональные фотоаппараты. Разрешение на местности получается около 5 м.

2. Данные со спутников дистанционного зондирования (Канопус. Ресурс-Ф, Landsat, Sentinel-2). Разрешение до 10 м. Учитывая масштаб явлений, этого более чем достаточно для оценки скорости движения и расстояния, пройденного льдом.

В основу современного этапа работ были положены исследования учёных Института географии РАН 1970-1990-х гг., итогом которых стало создание Каталога пульсирующих ледников Памира [6]. Далее будут показаны некоторые результаты, достигнутые Группой дистанционного зондирования ИГРАН в данном направлении.

Несмотря на общую деградацию ледового покрова Земли на Памире она чувствуется пока слабо. Если в некоторых горных районах (например, Альпы) ряд ранее пульсировавших ледников потеряли значительную долю своей массы и более от них нестабильности ожидать не приходится, то в описываемом нами регионе таких обстоятельств не отмечено. Практически все ледники, помеченные как динамически нестабильные в исследованиях 1970–1980-х гг., продолжают демонстрировать такие признаки. Более того, найдены пульсации у новых. Если некоторые с тех пор ещё не пульсировали, то скорее всего просто потому, что период их пульсации достаточно большой и время ещё не настало. Но мониторинг продолжается и в дальнейшем мы ожидаем новых явлений.

Результаты исследований

Ледник Дидадь

Находится в бассейне реки Сурхоб, на южном склоне. Отмечены признаки подвижек в 1897 и 1929 гг., хорошо описана подвижка 1974 г. во время которой часть ледника оторвалась и сошла вниз по долине. Нами исследована подвижка 2015-2016 гг., которая привела к увеличению длины ледника почти на 50%. Существенную роль в этом процессе сыграли обильные порции лавинного снега, возможно, продуцированные сейсмическими событиями.

Ледники № 501 и № 503

Находятся недалеко от ледника Дидадь. В 2017–2019 гг. на ледниках № 501 и № 503 были зафиксированы внутренние подвижки, при которых волны активизации не вышли за пределы их языков. Основной причиной развития пульсаций стали обвалы горных пород с крутых северных склонов хребта. В трёх случаях причиной этих обвалов могли стать землетрясения.

Ледники № 504, № 505 и № 506

Эти ледники действовали более резко, обрушив в направлении реки Сурхоб большое количество льда, воды и камней, и в некоторых случаях потоки достигли окраины города Таджикабад. Такие события представляют значительную угрозу для локальных сообществ и инфраструктуры.

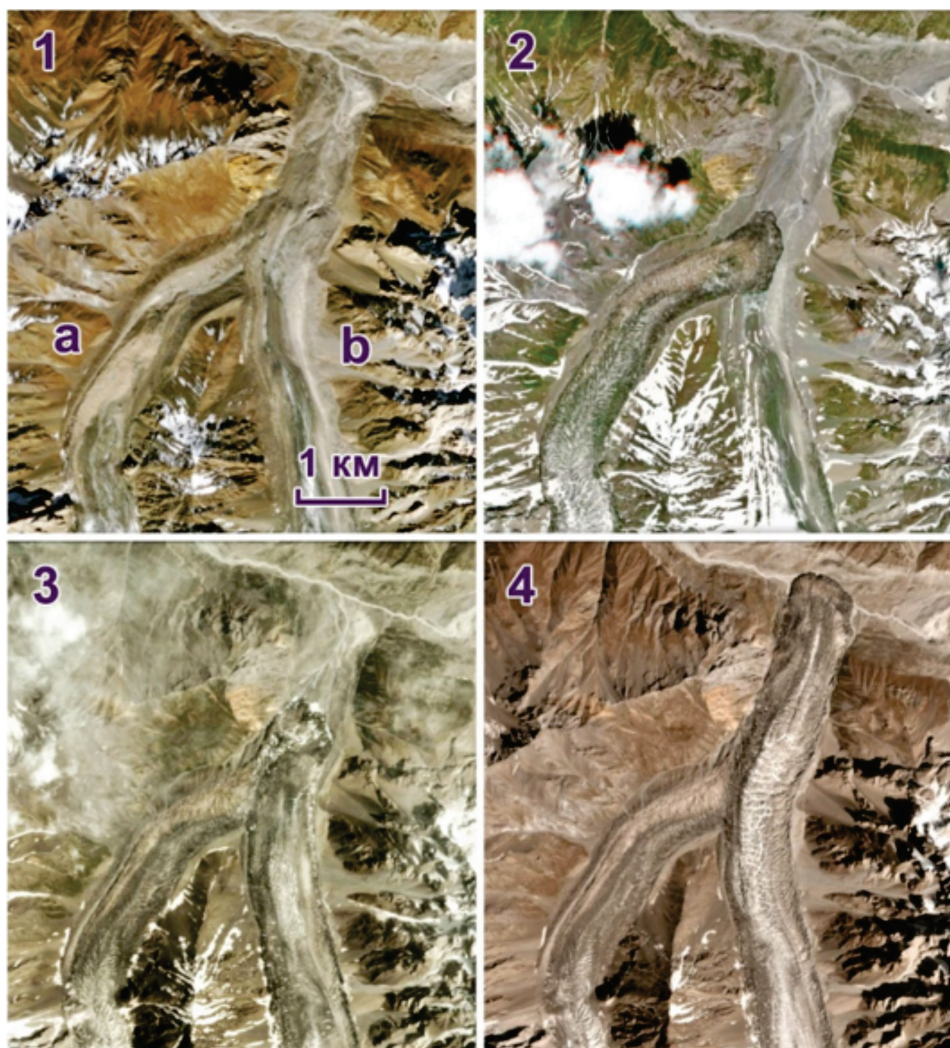
Ледники № 85 и № 88

Расположены в долине Вайзирек, бассейн реки Обихингоб. Занимают два отвилка одной долины. Ледник № 88 продвигался вперёд в 1975-1978 гг., подвижка ледника № 85 отмечена в 1990-1992 гг. Нами зафиксирована парная подвижка ледников в 2013-2017 гг. Продвижение вниз по долине составило 2 км, лёд ледников достиг реки Вайзирек и перегородил её долину, однако без образования подпрудного озера.

Ледник Дорофеева

Является левым притоком ледника Гандо, бассейн реки Обихингоб. Средний период пульсации – 20 лет. Нами отмечена подвижка в 2018-2021 гг. Общее продвижение составило 2300 м, лёд ледника Дорофеева практически полностью перекрыл ледник Гандо.

В той же долине отмечена небольшая активность ледников № 193, № 198 и № 199.



*Рис. 1. Этапы подвижки ледников № 85 и № 88.
 1 – сентябрь 2013 г.; 2 – июль 2015 г.; 3 – август 2016 г.;
 4 – август 2017 г.; а – ледник №88; б – ледник №85.*

Ледник Сугран

Это один из самых известных крупных пульсирующих ледников Памира, находится в бассейне реки Муксу. Его последние подвижки зафиксированы в 1976-1980 гг. и 2002-2005 гг. Начиная с 2019 г. наблюдается активизация основного ледника и нескольких притоков. Фронт активизации прошёл около 3 км вниз, однако находится пока в средней части ледника, в 10 км от его окончания.

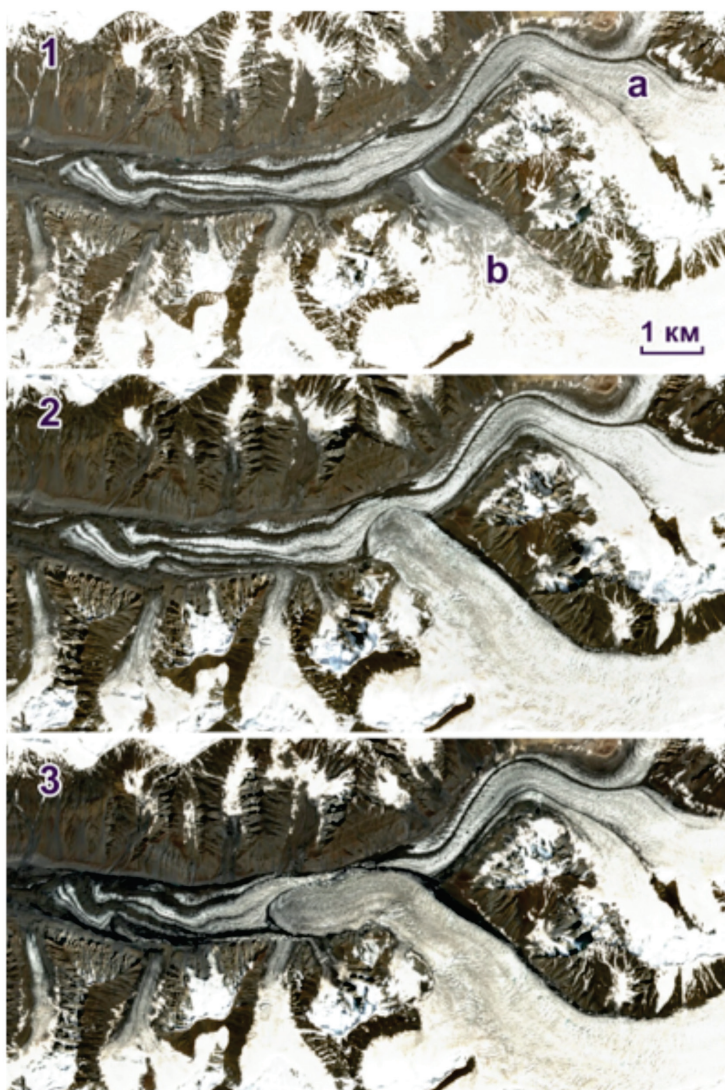


Рис. 2. Система ледников Гандо и Дорофеева.
 1 – август 2017 г.; 2 – сентябрь 2019 г.; 3 – сентябрь 2021 г.;
 а – ледник Гандо; б – ледник Дорофеева.

Ледник Бырс

Находится в долине Суграна, на правом борту. Подвижки отмечены в 1983 и 2007 гг. Новая волна активизации была замечена в 2014 г. К 2020 г. она достигла нижней точки ледника. За 2021-2022 гг. ледник продвинулся на 300 м вперёд. Однако картина была не такая впечатляющая, как ранее. При предыдущих подвижках лёд растекался на

весь конус выноса в виде огромной лапы, однако в последний раз он продвинулся вперёд лишь узким языком вдоль левого борта долины.

Ледник Вали

Расположен на правом борту долины Сауксай. Зафиксированы подвижки 1977 и 2001-2002 гг. Вновь начал продвижение вперёд в 2018 г. и к 2021 г. увеличил свою длину на 1450 м., не дойдя 300 м до реки Сауксай.

Таким образом, несмотря на глобальное изменение климата на Памире продолжаются ледниковые пульсации. Их признаки [5] отмечены у большого количества ледников в бассейнах разных рек. Учитывая большую площадь горной системы и труднодоступность территории, космический мониторинг остаётся приоритетным методом исследования динамики ледников.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. М.: Институт географии РАН, 1997. Ч. 1, 238 с.
2. Голубев Г.Н. Гидрология ледников. Л.: ГИМИЗ, 1976, 248 с.
3. Десинов Л.В., Рототаев К.П. Карта «Пульсирующие ледники Памира» // Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. Т. 1 / Отв. ред. В.М. Котляков. М.: Российская академия наук, 1997, 147 с.
4. Десинов С.Л. Последние подвижки ледников в западной части хребта Петра Первого (Памир) // Криосфера Земли. 2021. Т. 25, № 4, с. 47-56.
5. Инструкция по составлению Каталога пульсирующих ледников СССР // Материалы гляциол. исслед., 1982, вып. 44, с. 208-234.
6. Каталог пульсирующих ледников Памира. Материалы гляциол. исслед., 1998, вып. 85, с. 3-136.
7. Котляков В.М., Десинов Л.В., Десинов С.Л., Рудаков В.А. Подвижки ледников Памира в первые 20 лет XXI века // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 405. № 1, с. 64-68.
8. Котляков В. М., Десинов Л. В., Рудаков В.А. Подвижка ледника Бивачного в 2012-2015 гг. // Лед и снег. 2015. Т. 55, № 2, с. 133-140.
9. Котляков В.М., Осипова Г.Б., Цветков Д.Г. Космический мониторинг пульсирующих ледников Памира // Изв. РАН. Сер. геогр. 2008. № 4.

К ВОПРОСУ МОНИТОРИНГА ТРУДНОДОСТУПНЫХ ЛЕДНИКОВ ТАДЖИКИСТАНА НОВЫМИ ТЕХНОЛОГИЯМИ

Шозиёев Ш.П.* , Шозиёев Г.П.**

**Институт геологии, сейсмостойкого
строительства и сейсмологии НАНТ*

г. Душанбе, Таджикистан, E-mail: shokarim@mail.ru

***GSTeAM*

г. Душанбе, Таджикистан. E-mail: gulturod@mail.ru

Современная эпоха глобального потепления негативно повлияла на состояние ледников Таджикистана. В результате этого территория страны подвержена многочисленным стихийным бедствиям. Данный вопрос требует от научного сообщества должного внимания, так как природные катастрофы оказывают негативное воздействие на население (детей, людей с ограниченными возможностями, пожилых людей), экономику и окружающую среду. На фоне многочисленных природных явлений продолжается деградация ледников Таджикистана, что ведёт к сохранению опасных явлений ледниковой зоны. В основном это относится к сильно забронированным морено-ледниковым комплексам (например, РГО и др.), где в будущем не исключается вероятность возникновения и развития очагов селевой опасности.

Использование спутниковой альтиметрии (лазерной, радарной) и гравиметрии, с помощью которых определяют динамику ледника и объем накопленной массы льда на ледниках, является затратным из-за высокой стоимости спутниковых данных. Эти подходы доступны только странам с развитой космической системой [1]. Однако для решения проблемы, связанной с таянием ледников на территории Таджикистана, предлагается внедрение новых технологий.

Современный мир не может обойтись без новых технологий, инноваций. Авторами в предыдущих работах уже были предложены использование "роя детекторов" [2] для изучения широких атмосферных ливней от космических лучей.

Инновационные технологии позволяют более продуктивно выполнять задачи по обеспечению безопасности жизнедеятельности населения. Переход к использованию высоких технологий является важнейшим звеном научно-технического прогресса на современном этапе развития наблюдения за ледниками. Использование беспилот-

ных летательных аппаратов в роли модели Matrice 210 V2 даёт некоторые преимущества, упрощает выполнение сложных задач (рис. 1). Контроль осуществляется с помощью приложения DJI Pilot. Приложение для управления полетом выполняется в ручном и автоматических режимах. Программа совместима с промышленными дронами DJI, который позволяет пилотам



Рис. 1. БПЛА модель Matrice 210 V2.

там возможность для эффективного управления. Функционал программы позволяет создавать параметры полета и управлять ею во время полета, а также управляет функциями записи фото, видео и другими сенсорами сбора данных. Подключаемый дистанционный пульт управления эргономичен и прост, а посредством программы CrystalSky можно повышать качество картинки HD или FullHD [3]. Посредством дополнения к программному обеспечению оператор может изменить траекторию полета в нужное и удобное направление съемки ледника. Использование БПЛА или «дронов», оснащенных специальными датчиками (фотокамера, датчик температуры и давления, эхолокационная система, магнитометрический комплекс и др.) для мониторинга ледников является наименее затратным способом [3]. На основании применения такого подхода можно получить материал для дальнейшего анализа динамики ледников и физических аспектов природных катастроф, связанных с ледниками [4].

На основании полученного материала с использованием БПЛА можно решить следующие задачи:

- Построить 3D модель ледника по аэрофотоматериалам;
- Определить скорость таяния ледников в зависимости от изменения давления и температуры в районе ледника с применением спектрального вейвлетного анализа данных датчиков давления и температуры;
- Произвести обновление карты геоморфологической гляциальной зоны по результатам дешифрирования аэрофотоматериалов (специальными программами Python);

- Изучить динамику цикла наступления и отступления ледника по результатам полевой геолого-геоморфологической съемки;
- Установить пульсирующие ледники и произвести классификацию по степени их опасности;
- Определить фазу активного наступления ледников;
- Определить физические параметры льда (прозрачность, плотность, скорость движения и др.);
- Изучить процесс деградации ледников и другие аспекты.

Накопленные знания по гляциологии и криологии с внедрением новых технологий в систему мониторинга и анализа состояния ледников Таджикистана позволяют в будущем спрогнозировать степень их опасности и предотвратить катастрофы, связанные с ледниками.

БПЛА позволяют получать высокоточные данные о состоянии ледников в реальном времени, что существенно улучшает мониторинг и оценку состояния ледников. В отличие от спутниковых технологий, которые могут иметь ограниченную разрешающую способность и высокую стоимость, БПЛА обеспечивают более детальное и частое наблюдение за изменениями в ледниковых зонах. Кроме того, БПЛА можно оснастить различными типами сенсоров, что позволяет проводить комплексный анализ, включая оценку температуры поверхности льда, измерение его толщины и определение изменений в геоморфологии ледников. Такой подход также позволяет оперативно реагировать на возникающие изменения и катастрофические события, проводя выездные обследования труднодоступных или опасных участков.

Использование БПЛА помогает в создании точных 3D моделей ледников, что позволяет лучше понять их структуру и динамику. Данные, полученные с помощью БПЛА, могут быть использованы для разработки и обновления карт ледников, анализа их поведения и прогнозирования потенциальных опасностей, таких как лавины или ледниковые отрывы.

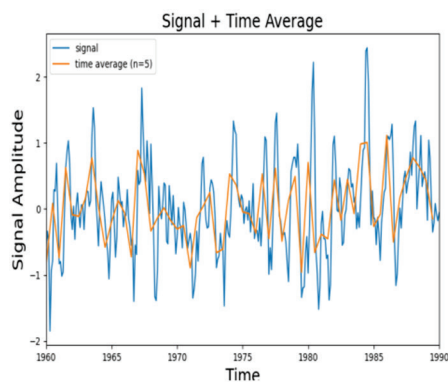
В условиях изменения климата множество разрушений и катастроф вызывается движением ледников. Устойчивость ледников обычно рассчитывается методами движения сплошных сред. Однако консистенция ледников непрерывно изменяется во времени и медленно преобразовывается в более полные структуры. Суммарное влияние различных факторов можно выразить с помощью вектора ползучести для каждой точки ледника. Вектор ползучести представляет

собой смещение точки за принятый промежуток времени. Физические проблемы, связанные с ледовыми катастрофами подобны обрушению склонов [4].

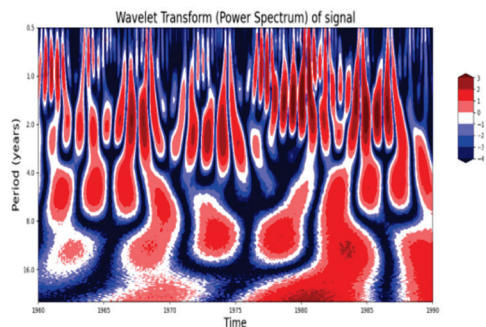
Два крупных события, связанные с ледниками и озерами гляциального происхождения, произошедшие на территории Памира и десятки мелкие события свидетельствуют о таком механизме. Авторами этих работ не учитывается термический режим район исследования перед, во время и после события, где также проведен анализ спутниковых снимков [5, 6, 7].

Механическое поведение ледников зависит от температуры, скорость таяния ледника, скорость нагружения (аккумуляция) и других факторов [4]. Поэтому предложенные модели на механических представлениях выражены вектором ползучести не позволяют произвести оценки вероятности и условия возникновения пульсации. Разогревание холодного ледника может способствовать внезапному и быстрому движению. Однако пульсация ледников происходит и в холодных, и в теплых условиях, но статистический анализ из-за отсутствия данных до сих пор не производились. Постоянное накопление данных на территории ледника сенсорами установленные на дронах позволяет пересмотреть эти модели и модифицировать предложенные модели с учетом вертикального градиента давления и температуры, влажности и других факторов.

Определение скорость таяния ледников в зависимости от изменения давления и температуры в районе ледника; применение спектрального вейвлетного анализа данных датчиков давления и температуры позволяет определить периодичность параметров в районе ледника. В метод вейвлетного анализа предлагается следующее: ширина оконной функции для низких частот увеличивается, а для высоких частот – уменьшится. Новое оконное преобразование получалось в результате растяжения (сжатия) и смещения по времени одной порождающей (так называемой скейлинг-функции – *scaling function*, *scalet*) функции. Эта порождающая функция была названа вейвлетом Д. Морле. Данный подход широко применяются для фильтрации, обработки временных данных (медицине, экономике, сжатие данных) и т.д. [8, 9].



а)



б)

*Рис. 2. Среднегодовая температура в районе ледника Федченко:
а) годовой ход температуры, б) вейвлет анализ температуры.*

На основании применения БПЛА в получении данных и использование рекомендованных подходов можно получить материал для дальнейшего анализа динамики ледников и физических аспектов природных катастроф, связанных с ледниками на территории Таджикистана, а также планировать мероприятий по их предотвращению и смягчению последствий. Повышается эффективность реагирования на подготовке и последствия стихийных бедствий за счет внедрения перспективных инновационных технологий, в частности использования беспилотных летательных аппаратов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лёд и снег. т. 57, №2, 2017, 288 с.
2. Шозиёев Г.П., Шозиёев Ш.П., "Рой детекторов" и их применение в физике. Вестник Филиала МГУ в г. Душанбе, том 1, № 1, с. 92-99.
3. Учебно-методическое пособие по использованию беспилотных летательных аппаратов. Алматы, 2020, 64 с.
4. Шейдеггер А.Е. Физические аспекты природных катастроф. Пер. с англ. Ред. И.С. Комарова. М.: «Недра», 1981, 232 с.
5. Докукин М.Д., Черноморец С.С., Савернюк Е.А., Запорожченко Э.В., Бобов Р.А., Пирмамадов У.Р. Барсемская селевая катастрофа на Памире в 2015 году и её аналоги на Центральном Кавказе // Геориск, т. XIII, №1, 2019, с. 26-36.
6. Шозиёев Г.П., Шозиёева Ч.П. Оценка размеров озера Барсемкул и его экологическая опасность. Сб. докл. Современные проблемы

- экологии: доклады XIX Междунар. науч.-техн. конференции. ТТУ, Тула, 2017, с. 101-102.
7. Наврузшоев Х.Д., Фазылов А.Р. Дистанционный мониторинг прорывоопасных ледниковых озёр бассейна реки Гунт (Таджикистан) // Вестник Хорогского государственного университета, № 3(19), 2021, с. 129-138.
 8. Воробьев В.И., Грибунин В.Г. Теория и практика вейвлет-преобразования. Санкт-Петербург, ВУС, 1999, 204 с.
 9. Добеши И. Десять лекций по вейвлетам. Москва, "РХД", 2001, 464 с.

САМОСОХРАНЕНИЕ ЛЕДНИКОВ ТЯНЬ-ШАНЯ ПУТЁМ ИХ ТРАНСФОРМАЦИИ В МОРЕНО-ЛЕДНИКОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Ерохин С.А., Тузова Т.В.

*Институт водных проблем и гидроэнергетики НАН КР
г. Бишкек, Кыргызская Республика. E-mail: tv_tuzova@mail.ru*

В процессе неоднократных осцилляций горно-долинных ледников Тянь-Шаня за период так называемой «малой ледниковой эпохи» сформировались современные активно развивающиеся геологические образования - морено-ледниковые комплексы (МКЛ). Каждый из них представляет геологическое тело, сложенное набором фациально-литологических разновидностей, включая ледовую составляющую рыхлообломочных горных пород гляциального генезиса, определяющих строение и форму МКЛ [1]. Поскольку они проявляются на дневной поверхности в процессе деградации ледников, то каждый тип МКЛ отражает определённый этап или стадию этого процесса.

В настоящее время на Тянь-Шане наблюдается деградация ледников, начавшаяся после «малой ледниковой эпохи», которая закончилась в середине 19-го века. Процесс деградации на Тянь-Шане не был постоянным. Он прерывался отдельными кратковременными наступлениями ледников как в отдельных долинах, так и целых регионах, центрах горного оледенения. Эти ледниковые осцилляции (колебания объёма ледников) значительно осложнили форму и содержание тех морено-ледниковых образований, которые проявились на дневной поверхности после отступления ледников.

Как показали наши многолетние исследования МКЛ Тянь-Шаня, многообразие их форм обусловлено взаимодействием двух факторов

ледникового литогенеза - аккумуляционным (А) и термокарстово-эрозионным (ТЭ) [2].

Первый фактор отражает действие процессов, направленных на насыщение ледника рыхлообломочным материалом из разрушенных выветриванием горных пород, слагающих борта и днище горной долины. Он определяет насыщенность ледника обломочным материалом и его способность аккумулировать этот материал в зоне моренообразования. Под действием этого фактора формируются аккумулятивные элементы рельефа МКЛ, такие как фронтальный и береговые валы конечной морены, холмисто-грядовый рельеф основной морены, конечно-моренный язык.

Второй фактор отражает действие процессов таяния и размыва мореноледниковых образований. Активность термокарстовых процессов, эрозионная энергия потоков талых вод, стекающих с ледника, способность этих потоков размывать накопления рыхлообломочного моренного материала в приконцевой части ледника определяют характер действия второго фактора. Он проявляется в строении МКЛ в виде абляционно-эрозионных форм морено-ледниковых образований, состоящих из внутриморенных и присклоновых депрессий, термокарстовых воронок и ложбин.

От соотношения факторов А и ТЭ зависит форма, состав и строение МКЛ. Форма морено-ледниковых образований и количество представляющих их элементов рельефа, значительно изменяются у разных горно-долинных ледников. Диапазон изменений весьма велик: от полного отсутствия таких элементов, до настолько большого их количества и размеров, что все они сливаются в одно мощное морено-ледниковое образование – конечно-моренный язык.

В процессе наших исследований ледников Тянь-Шаня [2] установлено, что роль фактора ТЭ наиболее значительна у гигантских ледников гималайского или древовидного типа, а роль фактора А у них минимальная. Обратная ситуация наблюдается на небольших простых долинных ледниках или ледниках присклонового и склонового типа. Здесь роль фактора А в формировании МКЛ становится максимальной, а фактор Э играет незначительную роль. Следовательно, по мере увеличения роли фактора А в процессе моренообразования и уменьшения фактора ТЭ состав и строение МКЛ. В этом процессе прослеживается ряд стадий, каждой из которых соответствует свой тип МКЛ с характерным для него строением и формой.

Всего нами было выделено 6 типов МКЛ, отражающих определенный этап или стадию регрессии ледника [2]. Первый тип представлен ледниками-гигантами гималайского или древовидного типа, такими как Иныльчек, Каинды, Мушкетова. Водность этих ледников и энергия потоков талых ледниковых вод для них настолько велики, что весь обломочный материал, приносимый ледником, уносится за пределы зоны моренообразования. Поэтому МКЛ первого типа характеризуются маломощными чехлами моренного материала на склонах троговой долины и останцев береговых морен (рис. 1).



Рис. 1. Морено-ледниковый комплекс 1-го типа в долине р. Аксу-западная, левом притоке р. Чон-Кемин с малыми валами боковых морен без конечно-моренных образований.

Второй тип МКЛ формируется на ледниках, где центральную часть зоны моренообразования занимает обширная внутриморенная депрессия, почти полностью открытая вниз по долине, так как вал фронтальной морены размыт потоками талых ледниковых вод (рис. 2). Валы боковых морен здесь хорошо выражены. Ровное днище внутриморенной депрессии между валами боковых морен покрывает флювиогляциальное зандровое поле, открытое вниз по долине. Такие МКЛ образовались на Зеравшанском леднике, на ледниках Тушинского в долине р. Иссык-Ата (северный склон Кыргызского хребта) и Западный Джеты-Огуз (северный склон Терской-Алатоо).

Третий тип МКЛ представлен, кроме валов боковых морен, валом и фронтальной морены, за которым между боковыми валами формируется внутриморенная депрессия. Размывающая энергия потоков талых вод на ледниках, формирующих этот тип МКЛ, ещё настолько велика, что её хватает, чтобы промыть в вале фронтальной морены проран. Поэтому внутри-моренная депрессия у них открыта через проран вниз в долину (рис. 3). Примерами МКЛ третьего типа могут служить комплексы на ледниках Конурленг (северный склон Тескей-Алатоо), Давыдова (до периода работ рудника Кумтор), Южный Карасай на горном массиве Акшийрак, Наливкина в хребте Кокшал-Тау.



Рис. 2. Морено-ледниковый комплекс 2-го типа в приконцевой части ледника Курумды (бассейн р. Тон) с явно выраженными валами боковых морен.

МКЛ четвертого типа формируются на ледниках, у которых размывающей энергии потоков талых вод не хватает для размыва вала фронтальной морены и формирования в нём прорана. Внутриморенная депрессия на этих комплексах полностью замкнута и на её днище обычно формируется озеро (рис. 4). Примерами являются МКЛ на ледниках Петрова и Главный Коянды на горном массиве Акшийрак; Сары-

тор, Карабаткак и Тургенъ-Аксу на северном склоне Терской-Алатоо; Джардыкаинды на Кыргызском хребте; Дугова на Алайском хребте.



Рис. 3. Морено-ледниковый комплекс 3-го типа в долине р. Конурленг (сев. склон Терской-Алатоо). Внутриморенная депрессия замыкается валом фронтальной морены, расчленённой водотоком талых ледниковых вод - показан стрелкой.

Пятый тип МКЛ формируется в условиях, когда количество обломочного материала, поступающего в приконцевую часть ледника, настолько превышает энергию размыва, что береговые и фронтальная морены сливаются в единый конечно-моренный язык, который благодаря высокому содержанию в своем теле погребенных льдов движется вниз по долине самостоятельно. На его поверхности появляются валы сползания. Между конечно-моренным языком и языком ледника образуется депрессия, в которой обычно формируется озеро (рис. 5). В качестве примеров МКЛ этого типа можно привести комплексы забронированных ледников северного склона Кыргызского хребта: Кентор, Салык, Ашутор, Чонкурчак, Кургактор, Кольтор, Желамыш и др.



Рис. 4. Морено-ледниковый комплекс 4-го типа на леднике Джардыкаинды с дугообразным валом конечно-моренных образований и внутриморенной депрессией с озером в её днище.



Рис. 5. Морено-ледниковый комплекс 5-го типа в верховьях левой боковой долины р. Аксу с конечно-моренным языком, внутриморенной депрессией и ванной озера в её расширении.

Энергия размыва на МКЛ 6-го типа ещё ниже, чем на комплексах 5-го типа. Конечно-моренный язык сползает вниз в долину и может продвинуться на несколько километров. Внутриморенная депрессия либо не выражена, либо превращается в узкую извилистую ложбину, вытянутую вдоль осевой линии конечно-моренного языка (рис. 6).



Рис. 6. Морено-ледниковый комплекс 6-го типа в верховьях долины р. Чонкурчак (сев. склон Кыргызского хребта) с узкой ложбиной внутриморенной депрессии вдоль осевой линии конечно-моренного языка.

Примеров МКЛ 6-го типа много. Они образуются на забронированных ледниках в долинах северного склона Кыргызского хребта, в долинах Терскей- и Кунгей-Алатоо.

Каждый из шести типов МКЛ отражает определенный этап регрессии формирующего их ледника, то есть, тип МКЛ является своеобразным критерием, по которому можно определить, на какой стадии регрессии находится ледник - процесс начинается с первой стадии и заканчивается шестой. Это своего рода самосохранение ледников, его трансформация в МКЛ по схеме: конечно-моренные образования – внутри-моренная депрессия – каменный глетчер.

Эта схема напоминает схему Ивероновой-Лаврушина: дуга фронтальной морены – холмисто-грядовый рельеф – каменный глетчер [3, 4]. Однако по их схеме формируются только моренно-ледниковые образования одной ледниковой осцилляции, т.е. части МКЛ.

Для исключения терминологической путаницы мы назвали морено-ледниковые образования одной осцилляции ледника подкомплексом. Поскольку подкомплекс - только часть МКЛ, то все тело последнего будут составлять несколько подкомплексов, в зависимости от количества ледниковых осцилляций. В процессе формирования морено-ледниковых комплексов, в период малой ледниковой эпохи, насчитывалось от 3 до 7 ледниковых осцилляций [1, 5]. По результатам наших исследований их было 5 (рис. 7) [2]. Следовательно, из такого же числа подкомплексов может состоять и МКЛ.



Рис. 7. После каждой ледниковой осцилляции к телу моренно-ледникового комплекса Тезтор (бассейн р. Адыгене, притока р. Ала-Арча) добавлялись новые формы моренно-ледниковых образований, обозначенные цифрами.

Анализ процесса трансформации ледников от стадии к стадии позволяет выявить некоторые его закономерности:

1. Под действием осцилляций язык ледника все больше насыщается обломочным материалом и покрывается чехлом поверхностной морены, которая бронирует ледник и замедляет его таяние. Ледник трансформируется в моренно-ледниковый комплекс.

2. Процесс трансформации, хотя и имеет общие для всех ледников признаки, но протекает на каждом леднике своеобразно. Это свое-

образии обусловлено отличиями в морфологии и геологии тех горных долин, в которых развиваются ледники. В этом процессе ледники проходят шесть стадий трансформации, каждой из которых соответствует свой тип морено-ледниковых комплексов с характерным для этого типа строением и формой.

3. Продолжительность каждой стадии процесса трансформации горно-долинных ледников в моренно-ледниковые комплексы зависит от своеобразия геологических и метеорологических условий горных долин.

Закключение. Под действием осцилляций горно-долинные ледники за период малой ледниковой эпохи самосохраняются, трансформируясь в моренно-ледниковые комплексы. В этом процессе ледники проходят шесть стадий трансформации, каждой из которых соответствует свой тип морено-ледниковых комплексов с характерным для этого типа строением и формой. Ледники, находящиеся на одной стадии трансформации, объединяются в один тип. По количеству стадий трансформации ледники разделяются на 6 типов. Закономерный переход ледника в процессе трансформации из одного класса в другой позволяет прогнозировать ход его дальнейшего развития.

ЛИТЕРАТУРА

1. Герасимов Ю.В. Малая ледниковая эпоха Тянь-Шаня. // Гляциологические исследования в Центральном Тянь-Шане. Фрунзе: Илим, 1984, с. 83-99.
2. Ерохин С.А., Тузова Т.В., Маматканов Д.М. Типы морено-ледниковых комплексов как критерии регрессии горно-долинного оледенения Тянь-Шаня. Сб. научных трудов № 66. Грузинский технический университет. Ин-т водного хоз-ва. Тбилиси, 2011, с. 42-45.
3. Иверонова М.И. Процессы формирования современных морен в Тянь-Шане // Работы Тянь-Шаньской физико-географ. станции. Вып. 2. Л.: 1952, с. 33-54.
4. Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976, 238 с.
5. Шатравин В., Маматканов Д. и др. Ледовые ресурсы Тянь-Шаня в забронированных ледниках. //Наука, новые технологии и инновации Кыргызстана, №3, 2018, с.110-114.

ВОЗОБНОВЛЕНИЕ ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ЛЕДНИКЕ СЕВЕРЦОВА (ГИССАРСКИЙ ХРЕБЕТ) И ИХ ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Хисматуллин Т.И., Петров М.А., Акбаров Ф.Н., Мамиров Х.А.,
Суванкулов С.С., Зулпихаров Г.Б.

*Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева
г. Ташкент, Узбекистан. E-mail: timkhism@gmail.com*

Горное оледенение – один из важнейших компонентов природной среды нивально-гляциальной зоны Средней Азии. Именно в этой зоне формируются и сохраняются запасы пресной воды, что имеет жизненно важное значение в засушливом климате Средней Азии.

Долина реки Кашкадарья издревле была одним из крупных сельскохозяйственных оазисов, где культивировались поливное земледелие. В настоящее время, ввиду значительного роста населения и продолжающегося экономического развития в регионе, потребность в воде увеличилась многократно по сравнению с прошлым столетием, когда были начаты регулярные научные исследования нивально-гляциального пояса на территории Республики Узбекистан. Наиболее населённые районы Кашкадарьинской области - Шахрисабзский и Китабский, сравнительно хорошо обеспечены водой в период летнего дефицита благодаря снежно-ледниковым водам, стекающим с Гиссарского хребта и питающим реку Акдарью – главную составляющую р. Кашкадарья. Остальные районы Кашкадарьинской области в летнее время обеспечены водой преимущественно за счёт водохранилищ, подводных каналов, водяных скважин. Важнейшим качеством водного режима р. Акдарья является пик стока в июне-июле, в период максимального водопотребления в народном хозяйстве, что обеспечивается именно наличием в структуре стока ледниковой составляющей [1].

В июле 2024 г. коллективом Центра гляциальной геологии Института геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева в рамках научно-исследовательского проекта ГРР №5 «Изучение геологических особенностей ледниковых отложений и прогноз оледенения», была организована и проведена экспедиция на ледник Северцова (рис. 1), являющийся крупнейшим в бассейне р. Кашкадарья, расположенным в приосевой зоне северного склона Гиссарского хребта, у перевала

Гава. Ледник имеет северо-западную экспозицию и присклоновый морфологический тип [2]. До этого сотрудниками Центра работы на этом леднике выполнялись в 1996, 1989 и 1974-1975 гг.

В 1996 г. основные работы были выполнены вместе с коллегами из Байройтского университета ФРГ. Работы были направлены на восстановление палеогляциологических характеристик ледника Северцова.

В 1989 г. был выполнен полный цикл абляционно-скоростных и гидрометрических, а также метеорологических измерений. Кроме того, была выполнена крупномасштабная топографическая съёмка ледника.



Рис. 1. Ледник Северцова и исток реки Ханакасу, вид с вершины горы Хазрети Султан. Фото Т.И. Хисматуллина.

Наиболее масштабные работы на леднике были сделаны в ходе экспедиций 1974-1975 гг., выполненные коллективом Центра, в то время являвшегося Лабораторией гляциологии при ИГиГ им. Х.М. Абдуллаева АН УзССР совместно с сотрудниками снеголавинной станции «Ледник Северцова» УГМС УзССР. Полевая часть исследований в июле-августе 1974 г. включала в себя гляциологические (определение величин таяния ледника и скоростей его движения), гидрологические (включая гидрохимические), метеорологические (включая измерения в приповерхностном 20 см слое), геолого-геоморфологические измерения и наблюдения. В 1975 г. перечисленные наблюдения были повторены, а также были поставлены новые эксперименты по определению интенсивности и величины солнечной радиации в различ-

ных частях ледника, фильтрации талых вод и добегания ледниковых вод, а также по установлению следов древнего оледенения [1].

До указанной экспедиции 1974-1975 гг. на леднике проводились как эпизодические исследования (начиная с посещения ледника в 1894 г. А.С. Борщевским, который и присвоил данному леднику имя знаменитого исследователя Средней Азии Николая Алексеевича Северцова), так и с 1957 г. регулярные геодезические работы, выполненные сотрудниками УГМС УзССР и САРНИГМИ [1].

По сравнению с предыдущими экспедициями, предпринятая в июле 2024 г. отличалась меньшим масштабом работ. Были выполнены (рис. 2, включает в себя участок работ на леднике и у базового лагеря):

- Установка абляционных реек (в количестве 5) в верхней части языка ледника;
- Снегомерные работы лавинным щупом для получения общего представления о снегонакоплении на момент работ: в верхней левой части ледника (по маршруту) значения варьировали в широких пределах от 40 см до >300 см, преимущественно в районе 250 см и постепенно снижаясь в центральной языковой части ледника.
- Отбор пробы глинистых пород в русле ручья, протекающего слева от замороженного языка ледника;
- Отбор пробы льда и проб воды по верхнему течению р. Ханакасу;
- Маршрутные наблюдения с фотофиксацией на различных морфологических элементах ледника.

На этапе камеральных работ по подготовке к экспедиции, а также в процессе начальной обработки полевых данных, использован программный комплекс ESRI ArcGIS Pro. С помощью инструмента идентификации («Explore») установлено, что предоставленный сервисом Махаг через функцию «базовой карты» («Basemap») спутниковый снимок сделан 21 июля 2022 г., что на первичном этапе достаточно для грубой оценки состояния ледника. Результаты полевого обследования показали, что с 2022 г. общее состояние ледника значительно не изменилось, но в 2024 г. наблюдается гораздо больший объём снегонакопления – почти вся поверхность льда, не закрытая моренным чехлом, покрыта снегом с разреженным крупно-глыбовым обломочным материалом, снесённым со скальной стенки, к которой, с частыми бергшрундами, примыкает тыловая часть ледника.

Количество и размеры обломочного материала увеличивается при приближении к скале, местами формируя типичные ледниковые

стола (иногда именуемые «ледниковыми грибами») (рис. 3). Один участок открытого льда был обнаружен левее (по течению) заморенного языка ледника (рис. 3), на наклонном участке продольного профиля, где и была отобрана проба льда (см. соответствующую отметку на рис. 1, в виду масштабирования пересекающуюся с отметкой С-АБЛ1). Другой участок – в крайней левой верхней части ледника, на склоне, переходящем в перевал, ведущий к приледниковым озёрам, которые можно видеть в левой части снимка на рис. 2.

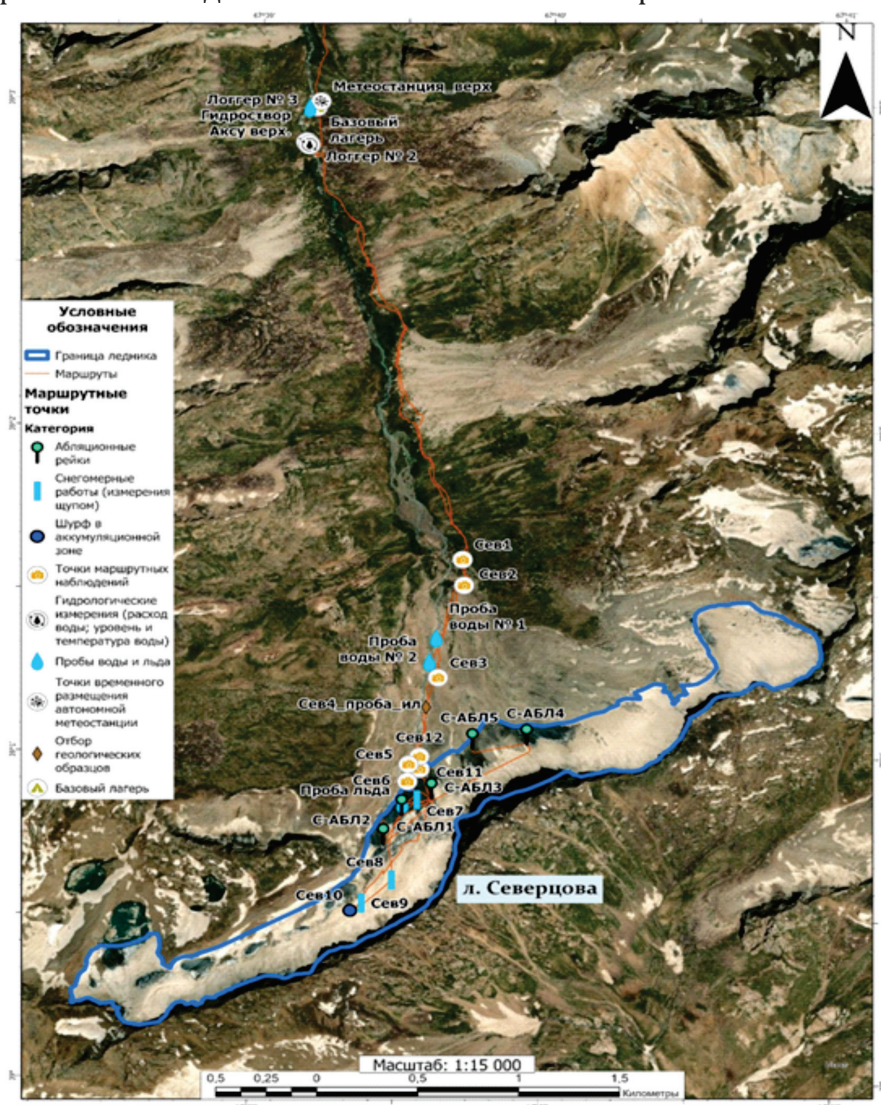


Рис. 2. Карта фактического материала экспедиции на леднике Северцова в июле 2024 г.



Рис. 3. Слева – один из немногих зафиксированных в ходе экспедиции 2024 г. участков открытого льда на леднике Северцова, где и была отобрана проба льда; справа – ледниковый стол («гриб») и общий вид поверхности вблизи тыловой стенки ледника. Фото Т.И. Хисматуллина.

В сети Интернет удалось получить спутниковый снимок Corona от 8 октября 1964 г. [3], что позволяет нам уже сейчас примерно оценить характер и масштабы динамики ледника Северцова в период с 1967 по 2022 гг. (рис. 4).

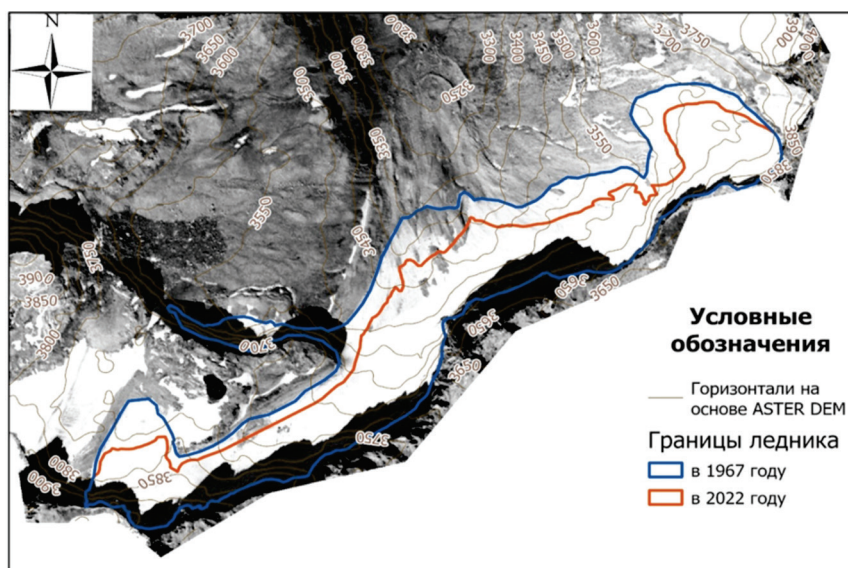


Рис. 4. Карта-схема сравнения границ леднике Северцова в 1964 и 2022 гг. с использованием снимка Corona 1967 г. в качестве подложки. Проекция снимка – WGS 1984 (WKID 4326). Хотя для снимка Maxar 2022 г. используется WGS 1984 Web Mercator (auxiliary sphere) (WKID 3857), визуально снимки совпадают достаточно точно, чтобы с допустимой погрешностью оконтурить и сравнить состояния ледника на разные временные периоды.

В ArcGIS Pro с помощью инструмента «Посчитать геометрию» («Calculate geometry»), были определены площади обоих контуров: ≈ 2.2 и ≈ 1.5 км² для контуров 1967 и 2022 гг. соответственно. Разумеется, существует определенная погрешность в определении площадей ледников через ГИС-функционал, обусловленная субъективностью дешифровки оператором, геодезическими искажениями, разрешением снимков и их визуальными дефектами, наличием снежного и моренного покровов на леднике, и т. д. На данном этапе решено исходить из этих значений в оценке динамики ледника. Есть также значения, приведённые в Каталоге ледников СССР 1968-1969 гг. – 2.6 и 2.5 км² для всего ледника и его открытой части соответственно [2]. Стоит отметить, что цифры в Каталоге ледников приведены не по состоянию на дату его публикации, а по крупномасштабным картам издания 1963 г. при помощи палетки с квадратными ячейками площадью 1 мм², что также могло поспособствовать ошибкам определения значений. Исходя из данных, полученных в ГИС по вышеуказанным снимкам, предварительно мы можем утверждать, что за последние 60 лет убыль ледника по площади составила ≈ 32 %.

Измерения расхода воды в р. Ханакасу проводились примерно в 7 км от истока (фронта ледника) вблизи базового лагеря (рис. 2, метка «Гидроствор») методом установки гидрологического створа с помощью портативного электромагнитного измерителя скорости водного потока («вертушки»). В табл. 1 приведены результаты измерений.

Таблица 1

Результаты измерений расходов воды в
р. Ханакасу вблизи ледника Северцова

Дата измерения	Время измерения	Расход Q, м ³ /с
11.07	8:45	2.34
12.07	10:40	3.83
12.07	17:50	4.08
13.07	11:10	3.45
13.07	13:40	3.47

Вблизи базового лагеря на время пребывания экспедиционной группы также была установлена переносная автоматическая метеостанция (рис. 2, метка «Метеостанция верх», также в течение суток метеостанция работала вблизи бывшей снеголавинной станции ниже

по течению р. Ханакасу). На рис. 5 приведены результаты температурных измерений.

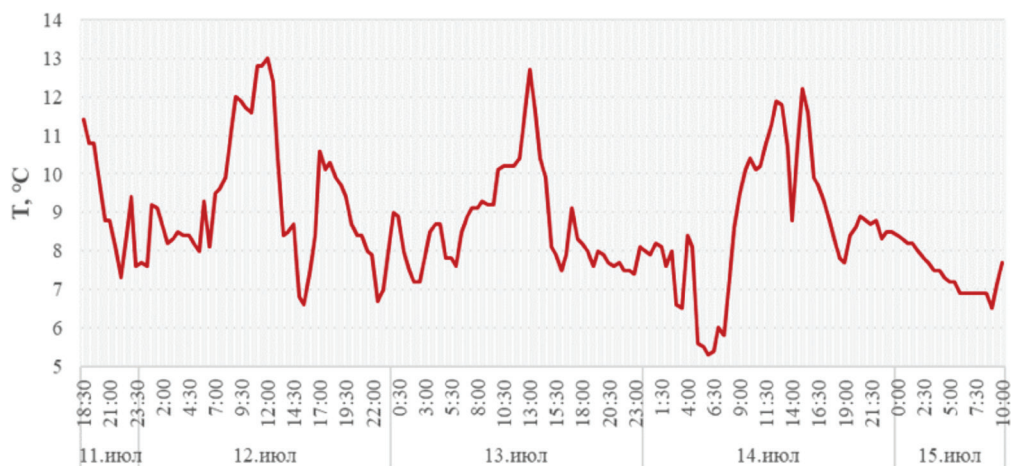


Рис. 5. График измерений температуры в базовом лагере (≈7 км от ледника Северцова). По оси абсцисс – дата и время, по оси ординат – температура в °C.

Установка абляционных реек позволит возобновить и продолжить масс-балансовые наблюдения на леднике Северцова, что является основным фокусом планируемых в дальнейшем работ на данном гляциологическом объекте. Столь же приоритетным является продолжение гидрологических наблюдений на р. Ханакасу вблизи ледника для дальнейшей увязки данных баланса массы ледника и жидкого стока с него. По возможности, планируются также геохимические исследования (отборы проб воды и снега), оценка скоростей движения ледника по смещению абляционных реек, геолого-геоморфологические и метеорологические исследования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Крейтер А.А. и др. Отчёт по теме «Изучение режима, условий образования и развития ледников бассейна Кашкадарьи» (1974-1975 гг. раздел 3.6.1.2. тема №22) / Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева АН УзССР. Ташкент, 1975. 268 с.
2. Каталог ледников СССР. Том 14, вып. 3, ч.3, ч. 4. Л.: Гидрометеиздат, 1969, 76 с.

3. Center for Advanced Spatial Technologies, University of Arkansas/U.S. Geological Survey – Corona Imagery 1011-1039: <https://corona.cast.uark.edu/atlas>

MITIGATING ICE SHEETS AND MOUNTAIN GLACIERS MELT WITH GEOENGINEERING: A COMPREHENSIVE REVIEW

Feiteng Wang

Key Laboratory of Cryospheric Science and Frozen

Soil Engineering, Northwest

Institute of Eco-Environment and Resources,

Chinese Academy of Sciences,

Lanzhou, China. E-mail: wangfeiteng@lzb.ac.cn

Introduction

The Second Committee at the 77th session of the UN General Assembly unanimously adopted Tajikistan's initiative to declare 2025 as the International Year of Glaciers' Preservation and to proclaim 21 March of each year the World Day of Glaciers, to be starting in 2025 (United Nations, 2022). The International Year of Glaciers' Preservation and World Day of Glaciers highlights the importance of glaciers as an integral component of the hydrological cycle and the serious impact of their accelerated melting on climate, the environment, human health, and sustainable development. The world's snow, glaciers, and ice sheets are essential long-term renewable sources of freshwater, whether in polar regions, in the mountains or in downstream regions.

The review synthesizes findings from recent studies of geoengineering research in glaciers and ice sheets, highlighting advancements, challenges, and the feasibility of implementing geoengineering techniques in diverse glacial environments. Furthermore, it explores the environmental, economic, and ethical implications of deploying geoengineering solutions, providing a comprehensive understanding of their role in climate change mitigation and glacier preservation.

Current status of geoengineering research in glaciers and ice sheets

Geoengineering strategies for glaciers and ice sheets are primarily concentrated on radiative intervention engineering, glacier geotechnical engineering, and other engineering approaches (Fig. 1 and Table 1).

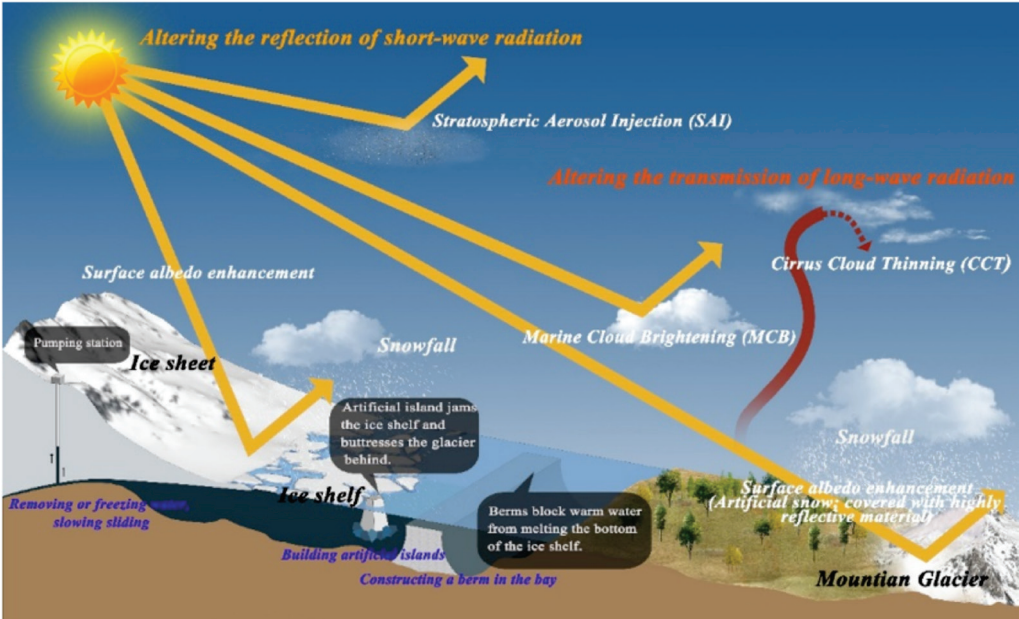


Fig. 1. Diagram of the concept of geoengineering to mitigate the melting of ice sheets and mountain glaciers.

Table 1

List of geoengineering techniques to mitigate ice sheets and mountain glaciers ablation and relevant references

Technique	Mechanism	References
Stratospheric Aerosol Injection (SAI)	The injected aerosols scatter and reflect sunlight, reducing the amount of solar radiation.	Duan et al. 2018; Quaglia et al. 2024; Lee et al. 2021; Robock et al. 2008
Marine Cloud Brightening (MCB)	Spraying fine sea salt particles into marine clouds to increase their reflectivity, thereby cooling the Earth by reflecting more sunlight back into space.	Kravitz et al. 2013; Duan et al., 2018; Zhao et al. 2021
Cirrus Cloud Thinning (CCT)	Seeding cirrus clouds to reduce their coverage, enhancing heat escape from the Earth and decreasing their warming effect.	Duan et al., 2018; Lohmann et al. 2007; Gruber et al. 2019; Muri et al. 2014

Ice sheet geotechnical engineering	Restriction of polar outlet ice sheets (e.g. berms, buttressing, basal freezing, bed drying) to prevent ice mass loss.	Lockley et al. 2020; Moore et al. 2018; Wolovick and Moore. 2018
Albedo enhancing	Placement reflective materials to increase and thicken sea ice, increasing albedo.	Desch et al. 2017; Field et al. 2018; Wang et al. 2020; Huss et al. 2021

Geoengineering for Ice sheets

The IPCC Special Report on Global Warming of 1.5°C reiterates that even if global warming is limited to 1.5°C within the 21st century, sea levels will continue to rise beyond 2100 (Allen et al., 2018). Even minor sea-level rise can cause significant damage. Projections indicate that a 2°C temperature increase by mid-century will raise the global ocean level by approximately 20 cm, with sea levels in most major coastal cities exceeding current levels by over 1 meter. Under various future climate scenarios, Hinkel et al. (2014) predict that, without coastal defenses, up to 1 million people could be displaced annually, and 100 million to 500 million people may require temporary relocation, indirectly affecting the majority of the global population. Sea-level rise could also result in annual economic losses of up to \$50 trillion, devastating coastal cities and island nations.

The ice sheet has become the largest single source of sea-level rise (Dowdeswell, 2006; Fettweis et al., 2013; Hofer et al., 2020). Therefore, addressing the sea-level rise caused by the melting of ice sheets is an urgent task in combating climate change. SRM is often proposed as a means to avoid critical climate thresholds, such as large-scale ice sheet mass loss. In recent years, some geoengineering researchers have turned their attention to polar ice sheets, advocating for geoengineering research directed specifically at these ice sheets. Nevertheless, the body of literature on SRM's impact on polar ice sheets is quite limited (Irvine et al., 2018; McCusker et al., 2015; Moore et al., 2019; Fettweis et al., 2021). Irvine et al. (2018) suggest that SRM could prevent significant melting of the Greenland Ice Sheet by offsetting only 60% of the radiative forcing increase from a quadrupling of atmospheric CO₂, thereby eliminating the ice sheet's contribution to sea-level rise. Applegate and Keller (2015) utilized ice sheet models to demonstrate that SRM-induced enhancement of planetary albedo

could indeed slow the melting rate of the Greenland Ice Sheet, substantially reducing sea-level rise in the short term, although it cannot fully halt the process. To further verify the feasibility of SRM across a broader region of ice sheets, model simulations suggest that aggressive SRM deployment to lower the solar constant could effectively prevent ice sheet collapse or slow melt rates (Sutter et al., 2023; Fettweis et al., 2021). Moore et al. (2023) used the SICOPOLIS model to simulate changes in the Greenland Ice Sheet from 1990 to 2090 under three scenarios, finding that under RCP8.5, ice loss would result in approximately 90 mm of sea-level rise; under RCP4.5, about 60.6 mm; and under GeoMIP G4, only around 37.6 mm. The edges of the ice sheet benefit most under GeoMIP G4. SAI, a relatively inexpensive and technically simple geoengineering technique, holds significant promise (Lo et al., 2018). Simulations indicate that it can reduce polar region temperatures (Yue et al., 2021), thereby slowing ice sheet mass loss by 15-20%, which suggests that SRM could play a role in protecting ice sheets (Moore et al., 2019; Fettweis et al., 2021). However, SAI does not effectively counteract changes in surface and upper-atmospheric circulation driven by increased greenhouse gases, which lead to persistent warm water upwelling near ice shelves, making it inadequate for ensuring long-term ice sheet stability (McCusker et al., 2015).

As previously discussed, the accelerated melting of ice sheets is driven by several factors, including climate warming (Khan et al., 2014; Zwally et al., 2011), ice-albedo feedback (Ryan et al., 2019; Ryan et al., 2022), warm water intrusions from ocean currents (Jordan et al., 2023), basal lubrication from surface meltwater (Schoof, 2010), and the increased flow of ice streams and glaciers into the ocean (Bevan et al., 2012). Therefore, mitigating ice sheet melt not only involves deploying SRM and adjusting planetary albedo but also includes large-scale engineering efforts to stabilize icebergs formed from ice shelf disintegration (Moore et al., 2018) and using artificial measures to enhance the albedo of ice sheet surfaces (Field et al., 2018; Li et al., 2022). Addressing the mechanisms behind ice sheet melting, Moore et al. (2018) formally proposed geotechnical construction methods such as blocking warm water, supporting ice shelves, and drying subglacial streams. Wolovick et al. (2018) used an ice sheet model to simulate the dynamics of Thwaites Glacier with and without barriers at the ice shelf front. Their simulations showed that when barriers prevented deep warm water from reaching the ice shelf front, basal melting ceased, and the glacier's front and grounding line advanced. Building artificial barriers or supports could potentially

delay, slow down, or even reverse the collapse of Thwaites Glacier. Gürses et al. (2019) conducted numerical simulations of the Amundsen Sea region in West Antarctica under a submerged barrier scenario, finding that such barriers could successfully inhibit warm water inflow and reduce ice shelf melting. These warm water masses would be redirected to the more stable Getz Ice Shelf, thus enhancing the overall stability of the West Antarctic Ice Sheet despite some increased basal melting of the Getz Ice Shelf. Moore et al. (2018) suggested that glacier geoengineering on a similar scale could delay the complete melting of much of Greenland and Antarctica's land ice by several centuries, thereby providing valuable time to address global warming. Additionally, there are various other ice sheet protection studies, such as using environmentally friendly materials to cover ice surfaces, significantly increasing sea ice by reflecting more solar radiation (Li et al., 2022; Field et al., 2018); managing Arctic ice layers by using wind to transport water onto the ice surface to accelerate freezing, thereby thickening ice or preserving more sea ice (Desch et al., 2017; Zampieri et al., 2019); increasing snowfall in ice sheet regions to stabilize the West Antarctic Ice Sheet (Feldmann et al., 2019); and introducing large herbivores to permafrost regions to inhibit vegetation growth, increase albedo, and lower permafrost temperatures (Moore et al., 2021; Macias-Fauria et al., 2020). The impacts of these methods will be localized, and there is currently considerable uncertainty about their feasibility and cooling efficiency. Geoengineering targeted at ice sheets is a complex system involving numerical simulations, project design, engineering trials, and political and legal considerations. International research teams are currently focused on numerical simulations and project designs. However, the areas covered by these simulations are quite limited, and their results need to be validated and compared using different models. Moreover, geoengineering in Polar Regions is a contentious and intricate field. Any large-scale implementation must carefully consider ethical, environmental, economic, and technical factors.

Geoengineering for Mountain Glaciers

Global temperature rise accelerates glacier melting through multiple mechanisms. It increases the positive degree-days, elevates ice temperatures, and reduces cold storage in glaciers. Furthermore, the upward shift of the snowline enlarges the ablation zone, decreases the overall albedo of the glacier, and further accelerates melting, leading to significant glacier fragmentation. Therefore, the protection of mountain glaciers involves both mitigating greenhouse gas emissions to control temperature rise

and artificially enhancing glacier albedo. Large-scale geoengineering for mountain glacier protection and stabilization is still in its infancy, with limited research. However, existing studies suggest that SAI may help preserve mountain glaciers by reducing summer temperatures (Zhao et al., 2017). Zhao et al. (2017) found that SAI could lower summer temperatures, thereby protecting high-mountain Asia glaciers. Their simulations indicated that under the G3 scenario (adding stratospheric sulfate aerosols or injecting SO₂ into the stratosphere to stabilize the net radiative forcing at the top of the atmosphere at the 2020 level, with aerosol injection stopping after 2070) in 2069, glacier area retreat was 40% less than under the RCP4.5 scenarios. This effect was also superior to that of the G4 scenario (starting from 2020, injecting 5 Tg SO₂ into the stratosphere annually under RCP4.5, with injection stopping after 2070), providing scientific evidence to support policy decisions in climate change mitigation and adaptation. Most researchers, considering the dispersed distribution of glaciers, propose micro-engineering based on geoengineering mechanisms. For instance, Oerlemans et al. (2017) have used computer models to simulate that artificial snow augmentation could prevent the thickness of Switzerland's Morteratsch Glacier from diminishing by 400-500 meters under current CO₂ emission scenarios. Wang et al., (2020) used natural snow to increase ice surface reflectivity and reduce absorbed solar radiation, reduced glacier mass loss by 42-54%. Furthermore, Fischer et al. (2016) have summarized a decade of studies in the Alps, investigating the snow and ice preservation capabilities of various materials and techniques (foam, sawdust, wood chips, waterproof sheets, and geotextiles). Their research indicates that placing geotextiles on the snow surface in spring significantly reduces glacier melt, which can greatly reduce ablation rate within a shorter period of time (Olefs and Lehning, 2010; Fischer et al., 2016; Senese et al., 2020). Geotextiles, with their high albedo, reflect more shortwave solar radiation than melting ice surfaces; their thermal properties reduce melt due to lower turbulent heat fluxes, and their semi-permeable nature inhibits water pooling, mitigating the warming effect of percolating water (Fischer et al., 2016). Since the early 21st century, numerous mountain glaciers or glacier ski resorts in Austria, China, France, Germany, Italy, and Switzerland have experimented with geotextiles to protect glaciers based on micro-geoengineering principles (Huss et al., 2021, Xie et al., 2023; Liu et al., 2022;). Currently, approximately 0.18 km² of Swiss glaciers, about 0.02% of the total glacier area, are covered with geotextiles, preserving 350,000 m³ of glacier ice annually (Huss

et al., 2021). Other countries, such as Austria, Armenia, China and Italy, have also conducted glacier protection trials using geotextiles, showing a reduction in melt rates by 40-60% (Huss et al., 2021; Wang et al., 2023). This is primarily because solar radiation is a major energy source for glacier melting. Changes in the albedo of a glacier significantly alter the amount of solar shortwave radiation absorbed by the ice (Zhang et al., 2021). Even small-scale variations in albedo can result in considerable differences in melt rates, thereby affecting the overall melting process of the glacier. Consequently, covering glaciers with geotextiles or other high-reflectivity materials has become a popular method due to its simplicity and immediate effectiveness in reducing melt rates (Huss et al., 2021).

Recommendations and Prospects

The current scientific consensus indicates that reducing greenhouse gas emissions and promoting energy efficiency should be the top priorities. Although geoengineering technologies show potential in slowing glacier and ice sheet melting, they should not be prioritized as large-scale solutions. Here, we identify some broad areas for future research to narrow uncertainties on this important issue. These overlap in considerable degree and could be integrated in research planning going forward.

(1) Prioritizing Emission Reduction and Energy Efficiency

Efforts to improve engineering solutions should not overshadow the importance of energy efficiency and emission reduction, which are key to addressing climate change. Despite the urgency, global emissions and CO₂ levels hit record highs in 2022, with high-income countries not meeting emission reduction targets and low- and middle-income countries seeing increased emissions. Immediate and significant actions are required from all nations: high-income countries must speed up emission cuts and support lower-income countries financially and technically, while the latter need to balance development with reducing fossil fuel reliance. Delaying action could lead to over-dependence on uncertain carbon removal technologies. Enhanced international collaboration, investment in clean energy, and stricter emission standards are essential. Significant emission reductions can be made through better energy efficiency, renewable energy promotion, and optimization of energy use in industry and transport. A global shift to a low-carbon economy requires concerted efforts from governments and businesses to meet the Paris Agreement's climate goals.

(2) Integrating innovative climate change mitigation technologies and Multidimensional Strategies

SRM technologies include SAI, MCB, CCT, space-based mirrors, surface albedo modification, and radiation management techniques. These methods aim to address mountain glacier and ice sheet melting by integrating advanced technologies and strategies. Future efforts should focus on effectively combining these technologies to maximize their impact. Key considerations involve assessing the innovative potential of each technology, such as enhancing carbon absorption or adjusting Earth's radiation balance to slow down melting. Combining traditional and emerging climate restoration technologies can mitigate glacier melt and regulate the climate system. Research should also explore cost-effective, small-scale interventions, like artificial snow augmentation and high-albedo material coverings, while improving their environmental friendliness and long-term effectiveness. Future research should develop new environmentally friendly materials and technologies, such as biodegradable reflective materials and low-energy artificial snowmaking equipment, to enhance surface albedo with reduced environmental impacts.

(3) Proactive Construction of Ethical and Legal Frameworks

Geoengineering technologies raise ethical and legal concerns, including environmental justice and intergenerational responsibility. Implementing these technologies, which aim to combat global warming or slow ice melt, requires international cooperation due to their impact on coastal security and water resources. Research should focus on developing ethical and legal frameworks to guide technology use and ensure compliance with standards. Establishing governance structures and research protocols early on is vital to address potential injustices and facilitate open dialogue among stakeholders. Coordinated international efforts can reduce duplication and focus research on key issues, improving efficiency and addressing social and political risks, particularly those related to climate change mitigation delays.

(4) Integrated Assessment and Global Governance Development

Geoengineering technologies should consider social, economic, and environmental impacts, including effects on glaciers and ice sheets. Future studies should be interdisciplinary, evaluating short- and long-term effects on communities, economies, ecosystems, and ice stability. Integrated models are needed to assess cost-effectiveness and risks, providing evidence for decision-making. Understanding the risks and impacts on climate, ecosystems, societies, and the cryosphere is vital for clear societal guidance. Developing geoengineering within a global governance framework is essential due to

the global challenge of melting glaciers and ice sheets. Establishing global research alliances, regional cooperation, and transnational governance can improve technology development, data sharing, and policy coordination. Innovative governance mechanisms, including those supported by global climate funds, can ensure fair resource allocation and promote the sharing of technological achievements in preserving glaciers and stabilizing the climate.

In summary, geoengineering technologies hold significant potential in mitigating the melting of mountain glaciers and ice sheets. Future research should focus on technological innovation and integration, intelligent monitoring and regulation, comprehensive evaluation, and global cooperation to ensure that geoengineering technologies can safely and effectively address the severe challenges posed by climate change and promote sustainable development in global climate governance.

THE IMPACT OF BLACK CARBON AEROSOLS ON GLACIER MELTING

Xin Zhang

*Key Laboratory of Cryospheric Science and Frozen Soil Engineering,
Northwest Institute of Eco-Environment and Resources,
Chinese Academy of Sciences
Lanzhou, China. E-mail: zhangxin@nieer.ac.cn*

Introduction

Black carbon aerosols, the product of incomplete combustion of fossil fuels and biomass, possess strong light absorption properties and can affect the energy balance of the earth-atmosphere system through direct and indirect radiative forcing (Bond et al., 2013; Petzold et al., 2013). According to the Fourth and Fifth Assessment Reports of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), the global annual mean radiative forcing resulting from the interaction of seven aerosol components is notable. Compared to other aerosols, black carbon aerosols contribute a significant positive radiative forcing of +0.4 (+0.05~+0.8) W/m² (IPCC et al., 2013). The sources of black carbon can be divided into anthropogenic and natural sources, with anthropogenic black carbon having an increasingly significant impact on the global climate. Black carbon in the atmosphere absorbs solar shortwave

radiation, causing atmospheric warming and exerting a pronounced greenhouse effect (Ramanathan et al., 2008; Jacobson et al., 2010).

Glaciers are products of climate and are highly sensitive to climatic changes, particularly in the context of global warming. The accelerated melting and retreat of glaciers caused by global warming has led to rising sea levels and increasingly severe issues related to water resources, water cycles, and ecological environments (Immerzeel et al., 2010; Zemp et al., 2015). Additionally, glaciers serve as unique environmental media, with their chemical compositions derived from atmospheric wet and dry deposition, making them natural archives of atmospheric components that store a variety of chemicals from the atmosphere. As such, glaciers are crucial indicators of climate and environmental changes. Atmospheric pollutants reach the glacier surface through wet and dry deposition, influencing glacier melting through snow and ice surface processes and ablation processes (Flanner et al., 2007; Ramanathan et al., 2013; Qian et al., 2014; Gabbi et al., 2015). The Fifth Assessment Report of the IPCC notes that the radiative forcing caused by black carbon on snow and ice surfaces is 0.04 (0.02-0.09) W/m² (IPCC, 2013). Black carbon aerosols possess unique physicochemical properties, with strong absorption capabilities for visible light and certain infrared spectra. They play a vital role in various chemical and photochemical reactions, heterogeneous reactions, and gas-particle conversion processes in the atmosphere, underscoring the significance of observational studies on black carbon aerosols in different regional contexts.

Observational studies of black carbon (BC) aerosols have been conducted in the Tibetan Plateau and its surrounding regions, analyzing their concentration levels, chemical compositions, and spatial patterns (Wang et al., 2013; Chen et al., 2019; Dai et al., 2021). In the Arctic, research has investigated the long-term trends and seasonal variations of chemical compositions of nine types of aerosols, including BC, and four particle optical properties across ten sites, revealing changes in the contributions of anthropogenic and natural aerosols (Schmale et al., 2022). With the advancement of carbon isotope techniques, the use of carbon isotopes to differentiate BC sources has become widely adopted. Studies on the carbon isotopes of BC aerosols in the atmosphere and snow/ice on the Tibetan Plateau, focusing on BC predominantly from biomass burning, have proposed countermeasures to reduce biomass burning and mitigate glacier melting (Li et al., 2016). The concentrations of BC in the atmosphere, snow pits, and ice cores serve as essential input parameters. Based on

atmospheric BC concentration data, the dry deposition fluxes of pollutants can be estimated, further calculating the impact of BC aerosols on glacier ablation (Yasunari et al., 2010). BC in ice cores is used to assess the influence of pollutants on glacier ablation over historical periods (Gabbi et al., 2015). For instance, studies have found that BC in snow and ice during the early 20th century contributed to a radiative forcing of approximately 9-22 W m⁻², increasing the annual average glacier ablation by 0.9 meters, which led to the premature end of the Little Ice Age in Europe (Painter et al., 2013). Through BC and other light-absorbing aerosols in snow pits and surface snow, the impacts on albedo and glacier ablation can be estimated (Zhang et al., 2017; Kang et al., 2019). For example, BC and dust on snow surfaces have been found to reduce snow albedo, accelerating snowmelt, resulting in an average advancement of snowmelt by 17±6 days and a 10-15 day earlier peak in meltwater runoff in the French Alps and Pyrenees from 1979 to 2018 (Réveillet et al., 2022). In the Antarctic Peninsula and associated islands, the radiative forcing caused by BC is accelerating snowmelt, with an average annual reduction of up to 23 mm water equivalent in snowpack during summer (Cordero et al., 2022). Long-range transported BC aerosols also significantly impact glacial regions, as evidenced by studies showing that increased BC concentrations in South Asia lead to reduced summer precipitation in southern Tibet, further accelerating glacier melting in the region (Yang et al., 2022). Therefore, collaborative research on BC aerosols and cryosphere changes has become a hot frontier in global and regional cryosphere studies. The aforementioned studies have revealed the spatiotemporal distribution and sources of BC aerosols in the atmosphere and snow/ice, as well as their radiative forcing and impacts on snow/ice ablation. However, two key gaps remain: First, most studies focus on the Tibetan Plateau, while observations of BC aerosols in the atmosphere and snow/ice in arid to semi-arid regions like the Tianshan Mountains are still scarce. Only a few studies (Xu et al., 2012) have explored BC aerosol concentrations and short-term impacts, lacking long-term, continuous, and synchronized observations and comprehensive analyses of aerosol and snow/ice chemistry in this region. Second, there is a need for deeper research into the synergies between BC aerosols and cryosphere changes, as well as the impacts of pollutants on glacier ablation.

This study will focus on the analysis of black carbon (BC) concentrations in snow pit samples collected from Urumqi Glacier No.1 (UG), Da gu Glacier

(DG), Laohugu Glacier No.12 (LHG) and Muztagh Ata Glacier (MSTG), assess the impact on the reduced albedo and estimate the glacier melting (Fig. 1). In addition, this study will explore the potential sources of black carbon deposited on the glaciers.

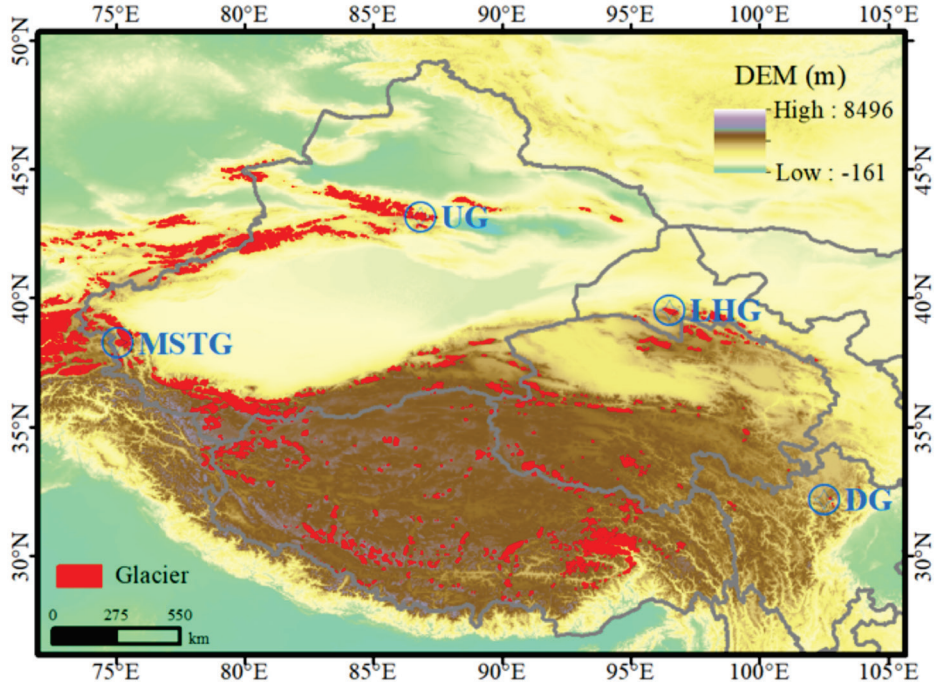


Fig. 1. Location and sampling sites.

Methods

Snow sampling and analyses

Five pits representing snow accumulation were dug in May and June 2020, and a total of 50 samples were taken. 500 ml samples were taken following the ‘dirty hands, clean hands’ protocol, and stored in Nalgene® bottles. After sampling, the bottles were kept frozen and transported to the State Key Laboratory of Cryospheric Science (SKLCS) of Northwest Institute of Eco-Environment and Resources in Lanzhou.

In the laboratory, snow and ice samples were placed at room temperature and melted in a cleanroom. When the samples were completely melted, we used the quartz fiber filters (Tissuquartz 2500QAT-UP 47 mm, Pall™) to filter the samples. The vacuum pump was used to accelerate melting and the Nalgene® bottles and filter devices were flushed to allow full filtration (Xu et al. 2006; Wang et al. 2012). The filters were weighed before and after

filtration using a micro-balance (Liang You FA2104, accuracy: 0.1 mg). We calculated the difference between the weight before filtering and the weight after filtering as the mass of insoluble dust. From the melted samples, particles in the size range of 0.57 to 387.15 μm equivalent spherical diameter were counted using an Accusizer 780A. The estimated total uncertainty for particle concentrations is <1% (including background counts and random counting error). The MD was weighed by a micro-balance (Liang You FA2104, accuracy: 0.1 mg). We calculated the difference between the weight before filtering and the weight after filtering.

The sample deposited on each filter covered an area of approximately 12.56 cm^2 , and 0.5 cm^2 punches of the filters were used for EC analysis. A thermal-optical reflectance method for carbon analysis, Desert Research Institute Model (DRI)® Model 2001A OC/EC, was used to measure the particulate organic and EC mass on the filters (measurement range: 0.2–750 $\mu\text{gC cm}^{-2}$). Measurements followed the Interagency Monitoring of Protected Visual Environments (IMPROVE) thermal-optical reflectance protocol (Chow et al., 2004). The OC was gradually heated in a non-oxidizing atmosphere at 120, 250, 450, and 550°C, and the EC was heated in an oxidizing atmosphere of 98% He and 2% oxygen at 550, 700 and 800°C. The uncertainty of analysis was approximately 15% for BC and 16% for OC (Xu et al., 2009).

Snow albedo and melt calculation

We evaluated EC and MD in snow of glaciers using the Snow, Ice, and Aerosol Radiative (SNICAR) model (Flanner et al., 2007; Wang et al., 2017; Zhao et al., 2014), which can simulate the change of snow albedo for a given EC and MD concentration. Details concerning the simulations of albedo have been introduced in the previous work (Yasunari et al., 2010; Ming et al., 2013a). Snow densities and snow grain size were taken as measured. Clear sky and direct radiation were chosen for the very low cloud amount (~ 1).

To estimate the glacier melt enhanced by BC and dust, a model was constructed in which the absorptivity of the snow was multiplied with the daily average incoming solar short-wave radiation from the automatic weather station (AWS) near the Urumqi glacier No.1. The detailed information for the simulation of glacier melt has been illustrated by Schmale et al. (2017).

In this model, average albedo reduction for snow was derived from the SNICAR model to calculate melt aged snow (MeltAged snow, Eq. 1) (Schmale et al., 2017).

$$\text{Melt}_{\text{Aged snow}} = N_{T>0} \times \Delta\alpha \times \text{SW} \times \text{SCP} \quad (1)$$

Where, $N_{T>0}$ is the number of days with temperature $> 0^{\circ}\text{C}$, $\Delta\alpha$ is the albedo reduction between clean and contaminated aged snow, SW is the shortwave radiation, and SCP is the average aged snow cover percentage.

Results and discussion

BC concentrations in snow

As can be seen from Fig. 2, BC and OC concentrations of snow pits had more obvious changes with depth on the Urumqi Glacier No.1 in 2020. BC concentrations were in the range of 105 to 4188 ppb with an average of 554 ppb, while dust concentrations were in the range of 8 to 1751 ppm with an average of 129 ppm. The highest BC concentrations were associated with the strong glacier surface melting effects rather than new deposition.

At the depth of 100~110 cm, the glacier ice (here it is the superimposed ice) underlying the snow-pack formed in the middle of autumn contained a large amount of BC and dust, which exceeded 4188 ppb and 1751 ppm, respectively. These relatively high values could be associated with the pollutants from cities and deserts (Dong et al., 2016) and the glacier surface melting conditions of glacier.

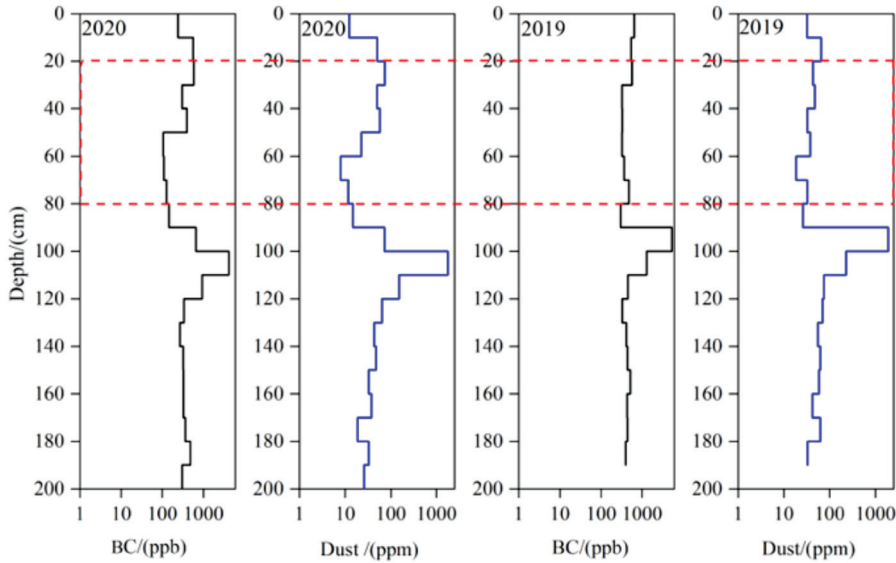


Fig. 2. BC and dust concentrations of snow-packs in Urumqi Glacier No.1 (UG).

We compared BC concentrations in Urumqi Glacier No.1 (UG) with Da gu Glacier (DG), Laohugu Glacier No.12 (LHG), Muztagh Ata Glacier (MSTG) in High Asia (Fig. 3). Due to the different sampling dates and snow types, fig

3 could only provide an approximate distribution of BC. By comparison, it could be concluded that BC concentrations of the Urumqi Glacier No.1 were at a relatively high level in the High Asia, this might be attributed to regional and local emissions (Qu et al., 2014; Li et al., 2017; Dong et al., 2016; Zhang et al., 2017). Previous research has suggested that local emissions and long-distance transported pollutants from Central Asia could also be potential contributors to BC and dust in the Urumqi River Valley (Dong et al., 2016; Zhang et al., 2020). BC concentrations in this work showed small difference relative to that reported concentrations on Urumqi Glacier No.1, for example, BC concentrations were in the range of 250 to 500 ng g⁻¹ in the summer of 2004 (Xu et al., 2012). The proportion of BC in UG was significantly higher than that in Da gu Glacier (DG) and Laohugu Glacier No.12. The proportion of BC in UG was lower than that in Muztagh Ata Glacier (MSTG), which may be due to the fact that MSTG glacier is more vulnerable to the pollution beyond China. The epidemic has not yet fully erupted beyond China in the study period. The OC/BC ratio were 1.04, 2.4, 1.8, 1.85 at LHG, DG, UG, and MSTG. The highest OC/BC ratio was 3.2 at the depth of 10~20 cm in UG. Higher OC/BC ratio indicated that local emissions were mainly caused by biomass combustion.

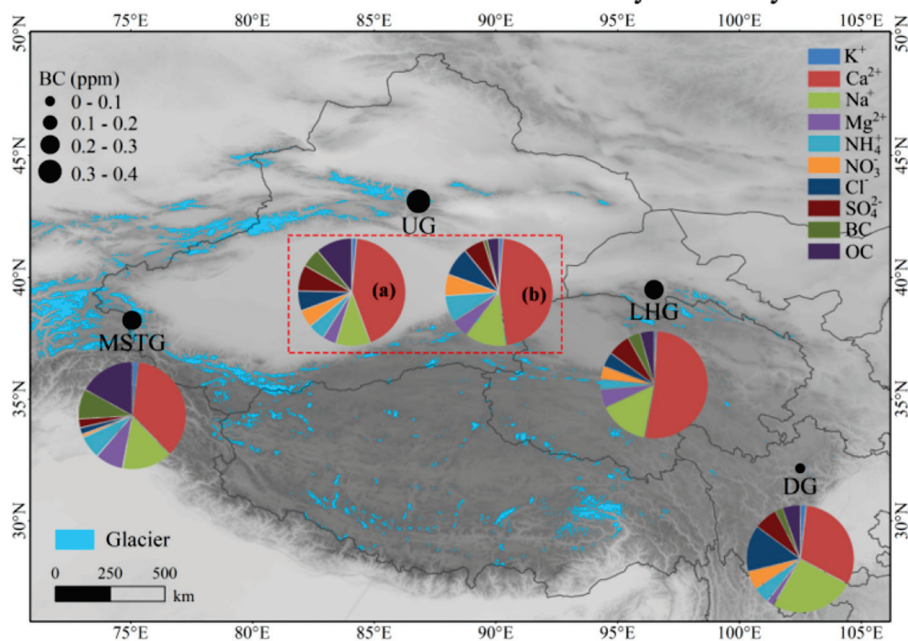


Fig. 3. Spatial distribution of BC concentrations in the TP and surrounding region. The pie chart shows the proportion of BC to other chemical components.

Provenance of air masses

In order to discuss potential sources of black carbon and water-soluble ions in the snow pit, the HYSPLIT model was applied to determine the potential origin of air masses arriving at the study area. We calculated 72-hours backward trajectories at 500 m above ground level during December 2019 to May 2020, and we divided the trajectories into three clusters (Fig. 4). It could be found that the clustering results were different in the four glaciers. The air mass in Urumqi glacier No. 1 mainly originated from the arid regions east of central Asia and the regions of Tianshan, this may lead to a large number of dust particles in the dust source area of Central Asia. In Glacier No.12, a large part of the air mass (cluster 1, 52.05%) is derived from the westerly direction during the dust activity of winter and spring festivals, which may contribute greatly to the terrestrial mineral sources of black carbon and ions in snow ice in Glacier No.12. In Muztagata glacier, the air mass source in the southwest accounts for a large proportion (cluster 3, 54.92%), which may indicate that the source of air mass in the southwest is a large proportion, which may indicate that the source of precipitation in this area is affected by water vapor in the southwest Indian Ocean, this has a great impact on ion sources and black carbon transport. The air mass in the Dagü glacier mainly originated from the Qinghai-Tibet Plateau Region (cluster 1, 34.56%; cluster 3; 31.42%), the atmospheric environment in this area is good, the pollution emission is relatively small, and the influence on Dagü glacier is not great. In conclusion, this transport route and source of atmospheric air mass have different effects on chemical ion sources and black carbon transport in glacial snow cover.

The average value of $c(\text{NO}_3^-)/c(\text{SO}_4^{2-})$ at UG is 0.88, which is less than 1. Based on the air mass backward trajectories analysis, combining with $c(\text{NO}_3^-)/c(\text{SO}_4^{2-})$ of snowpit between UG, we proposed that the high levels of concentration of NO_3^- and SO_4^{2-} mainly originated from coal-burning pollution in winter. Although glaciers distribute in remote areas that far from human habitation, they still could be influenced by human activity when there is proper weather condition.

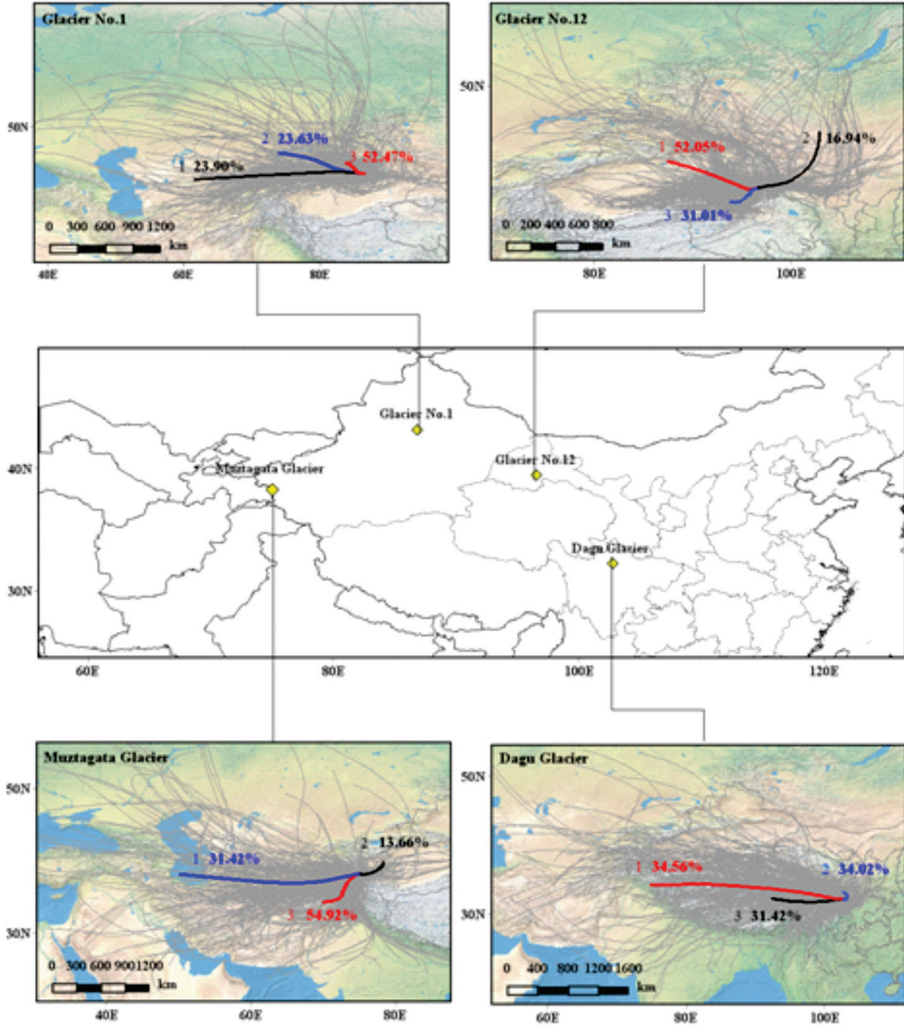


Fig. 4. The 5-day backward air-mass trajectories calculated by the HYSPLIT model ending at four glaciers.

Albedo reduction

In recent years, in order to research the RF and the role of climate change of LAIs, SNICAR model was used to simulate the varying of snow albedo induced by BC and MD. It should be noted that SNICAR model could not simulate the effect of OC in snow due to the optical properties of OC was unreliable (Flanner et al., 2007). Details concerning the simulations of albedo have been introduced in the previous work (Yasunari et al., 2010; Ming et al., 2013a).

Table 1

Scheme	Grain size	BC	DUST	Albedo	Δ Albedo
1	350	31	3	0.936112	0.06
2	350	157	22	0.874969	
3	350	310	30	0.844774	0.15
4	350	1570	220	0.693074	
5	750	31	3	0.910399	0.08
6	750	157	22	0.825829	
7	750	310	30	0.785263	0.18
8	750	1570	220	0.604338	

Parameters for sensitivity analysis with SNICAR model for Urumqi Glacier No.1 was listed Table 1. Based on the melting conditions of glacier surface, the samples were divided into eight scheme. The influence of BC and MD on reducing albedo of Urumqi Glacier No.1 in eight melting conditions was showed in Fig. 6. The sensitivity analysis suggest that BC and MD could reduce the albedo about 0.06 and 0.08 for grain size was 350 μm and 750 μm , respective. Considering the enrichment of BC in the process of glacier melting, BC and MD could reduce the albedo about 0.15 and 0.18 for grain size was 350 μm and 750 μm . Therefore, the reduction of albedo by surface BC and MD were the main factor accelerated glaciers retreating in the context of global warming.

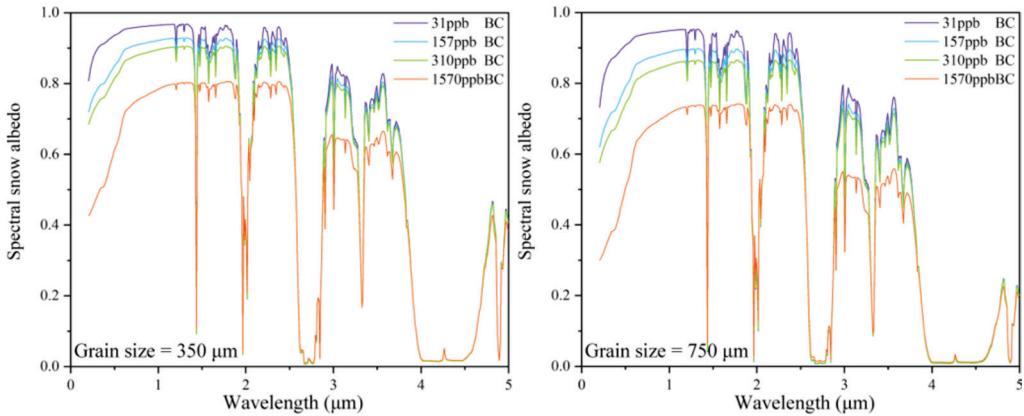


Fig. 5. Modeled snow albedo showing the decrease in visible albedo as BC concentration increases at different grain size (350 μm and 750 μm).

Based on the estimation of albedo reduction by BC & dust and related meteorological parameters in the study region, the calculation indicated that BC and dust can enhanced glacier melt by 26.2 cm w.e. during the melting season for the Schemes 3 and 4, which accounted about 15% of the total glacier melt.

SUFFUSION AND THERMO KARST MORaine FUNNELS NATURE OF THE RGO PAMIRS GLACIER IN TAJIKISTAN

Karimov F.H., Davlyatova M.Z.

**Institute of Geology, Earthquake Engineering
and Seismology of the NAST*

***Tajik National University*

Dushanbe, Tajikistan. E-mail: farshed_karimov@rambler.ru

Introduction

The experience of hydrological surveys of the mountain-valley RGO glacier in Northwestern Pamirs of Tajikistan shows that funnel-shaped subsidence with characteristic linear dimensions of up to 100 m in order of magnitude can occur on their surfaces [1-3]. In general, such phenomena are known for grounds in areas with loose loess-like soils, carbonate, sandy or frozen rocks [4-6]. The general origin for the formation of such funnels is stipulated by low consolidation of rocks, their relatively high friability, porosity and filtration properties. In loess-like soils, as a result of moisture filtration, carbonate particles, which play a cementing role in these soils, are washed out and the soil surface subsides; in carbonate soils, in the same way, as a result of filtration and leaching, soil subsidence is formed and karst cavities arise; in sandy soils, the smallest fractions are washed out with surfaces in depth, creating mechanical instability of the surface; in frozen soils, as a result of melting ice and filtration of the resulting water deep into the massif, volumes in the upper layers are also released, the balance of parts of the soil is disturbed, the resulting voids are filled with nearby dispersed material and, thereby, subsidence occur [4-9].

In the present work, based on the well-known concepts of hydrology and hydrogeology, the nature of the funnels formed in the moraine of the RGO glacier in Tajikistan is considered.

This article uses observational materials obtained during field work in August 2021 in the Vanj Valley in the northwestern Pamirs [3]. The RGO

glacier, which received its name in honor of the Russian Geographical Society, is one of the pulsating glaciers of Tajikistan [1-3]. The glacier is the biggest one in the Vanj valley being about 24 km long and 64 km² in square.

The moraine of the RGO glacier is an accumulation of debris that is removed from the glacier bed as a result of its movement. When the underlying soil freezes due to the action of high pressures, adhesion and friction, the ice “plows through” the underlying rocks and thereby removes debris from them, which accumulates either in the form of lines along the edges of the glacier for a lateral moraine, or in the middle part on its surface for median, inside in the middle part for internal, at the bottom for bottom ones. If the material is deposited in front of the frontal part, then it is a terminal moraine. After the next movement, the glacier retreats, and the removed and remaining debris forms a terminal moraine. The thickness of the terminal moraine of the RGO glacier reaches several tens of meters. This is a massif of rocks from thin clays and fine sand to pebbles and separate boulders, chaotically mixed, loose and uncemented in structure. Currently, the very front part of the marginal moraine looks like a massif with linear dimensions of about 1 km, in places dissected by linear crevices and circus-shaped funnels descending from top to bottom along the mountain slope. The funnels are connected in series by passages-channels cut through by water. Numerous funnel-shaped sediments with depths of up to tens of meters are filled with water to varying degrees (Fig. 1).



Fig. 1. Potholes-channels and funnels with water inside the RGO glacier's moraine.

The diameters of the craters reach several tens of meters, their slope angles compose at an average 30-50°, which indicates the intensive development of erosion processes in the body of the moraine, the removal of debris from the bed and its accumulation below the frontal ablation zone of the glacier (Fig. 1-3).

Research methods include analysis of field observations based on physical modeling of water filtration in moraine rocks, processes of suffusion and thermo karst, analytical calculations within the framework of the scheme of extreme equilibrium state of bodies on an inclined plane, like in the cases of consequential landslides.



Fig. 1. Potholes-channels and funnels with water inside the RGO glacier's moraine.

Suffusion

The removal of material can occur both under the influence of waters of external origin, for instance from precipitation, and from waters formed as a result of thawing of a glacier, firn under the influence of sunlight, as well as from glacial dendrites. Atmospheric precipitation in the area, where the moraine of the RGO glacier is located, is relatively frequent during each year. The presence of water channels between neighboring funnels (Fig. 1) indicates a certain role of the glacier's own meltwater and firn in

the development of suffusion. Large channels form along the edges of the moraine. Due to the relatively high speed in the central part of the glacier and the lower speed near the sides, more material accumulates in the former; an elevated, ridged relief of lakes is formed along the glacier line. The large channels turned up closer to the sides. In the very anterior parts of the moraine there is a gentle, valley-like relief with wave-like arcs of debris carried out by past glacier surging as a sander's valley.



Fig. 3. The lower terminal moraine of the RGO glacier and the water outflow into the rivers Abdukagor – Vanj juncture.

As shown in Fig. 1-3, the walls of the funnels have a layered structure with alternating layers of sand, clay of varying degrees of granularity and pebbles. Fine layers of sand and clay make up a seasonal, annual ribbon, the so-called. ribbon dispersed rocks. In the summer seasons, during the period of intense melting of glaciers, infiltrating streams bring into the reservoir to a greater extent suspension of fine sand, dust and clay particles. In winter, melting is slow, and only thin clay particles can be introduced. Vertical deformations of the rings indicate processes of unevenness and heterogeneity in the accumulation of moraine material (Fig. 2). When entering the funnel, the ducts partially spread almost horizontally, and then flow into it in the form of streams (Fig. 3).

Mechanism of funnel formation

Obviously, the leaching of finely dispersed material should first begin from those places on the moraine surface that are favorable for the accumulation of moisture. These can be linear ditches between oozes and, in addition, local depressions along the profiles of these ditches (Fig. 4). At the same time, washing off the surface fine fraction leads to the release of cavities here, in which even more water can accumulate, which means that filtration processes, for example, according to Darcy, and suffusion are accelerated. A positive feedback loop of processes arises: an increase in the speed of water flow leads to the activation of suffusion, and the activation of suffusion leads to an increase in flow.

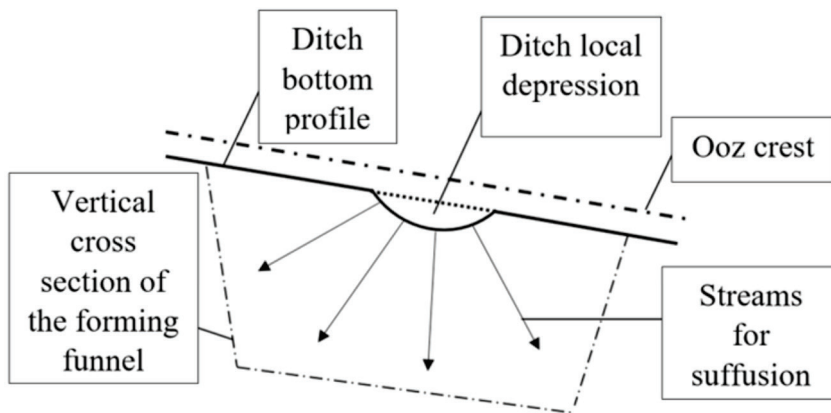


Fig. 4. Linear furrow profile with local reducing.

Let's find the critical conditions for breaking the equilibrium of a particle on the surface of a funnel filled with water using the principle of extreme equilibrium [10]. A particle located on the surface of a funnel, the angle of repose of which is α , is acted upon by two groups of forces: gravitational force P , hydrodynamic pressure of the water flow F_h and viscous friction F_μ , which contribute to its flushing, and normal pressure forces of gravitational nature N_p , hydrostatic pressure forces N_h , friction F_k , clutches F_c , preventing flushing (Fig. 5). The Archimedes force F_A in the presented diagram obviously contributes to the separation of the particle from the surface of the funnel and belongs to the first group of forces, however, unlike them, it acts vertically upward. Infiltration is shown here using its velocity vector u .

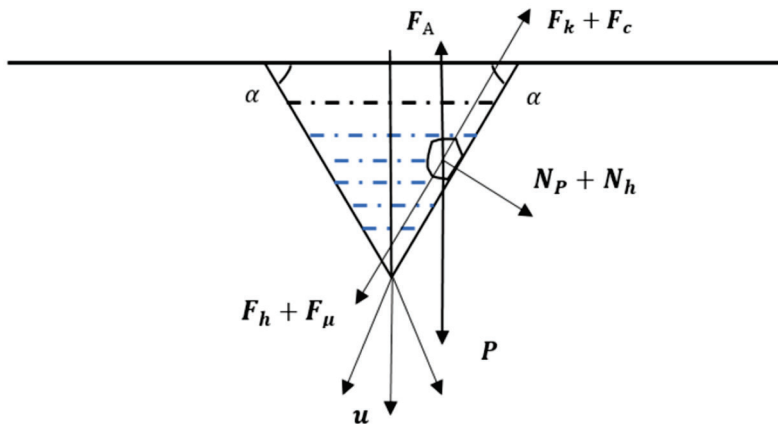


Fig. 5. Scheme of washing off particles from the funnel surface.

For simplicity, we assume that the particle is isometric at the three-dimensional rectangular coordinate system. Let us then denote the areas in all three directions by the symbol S and the volume of the particle by V . From the condition of equilibrium of the particle on the surface of the funnel, written in vector form (1) and in the projection of forces on the direction parallel to the slope of the funnel (2), one can obtain the following equalities:

$$P = F_k + F_c + F_A + F_\mu + F_h, \quad (1)$$

$$\rho V g \sin \alpha = k \rho V g \cos \alpha + c S + \rho_w V g - A \mu v \sqrt{S} - \rho_w v^2 S, \quad (2)$$

where ρ is the density of the particle, ρ_w is the density of water, k is the coefficient of sliding friction of the particle, c is the coefficient of cohesion to the funnel surface, μ is the dynamic coefficient of viscosity of water, v is the speed of the water flow acting on the particle.

Let's assume that the water flow velocity is small enough, so as $v \approx 0$ and it can be neglected. Indeed, a violation of the equilibrium position of a particle can occur without the action of hydrodynamic forces. Then equality (2) can be reduced to the following form:

$$\operatorname{tg} \alpha = k + \frac{c}{(\rho - \rho_w) g h \cos \alpha}, \quad (3)$$

where h is the characteristic linear particle size from the expression $V = hS$. For a cubic particle, this is its edge, height.

Solving (3) relatively on $\operatorname{tg} \alpha$ leads to the following critical condition for breaking the stability of a particle:

$$\operatorname{tg}\alpha = \frac{k + b\sqrt{k^2 + 1 - b^2}}{1 - b^2}, \quad (4)$$

where the designation is introduced for the b as

$$b = \frac{c}{(\rho - \rho_w)gh}.$$

From expressions (3) and (4) the natural conclusion follows that for greater friction, i.e. k , the angle of repose of the funnel is greater, closer to a right angle. If $b > 1$, then condition (4) is not satisfied, at no angles can there be a violation of equilibrium, at extremely high adhesion or for small, dusty particles, their stability is maintained. For non-cohesive soil, when $c=0$, and, therefore, $b=0$, the $\operatorname{tg}\alpha=k$, i.e. the angle of repose is equal to the angle of internal friction in accordance with the well-known theorem (in [11] for the references), but with taking into the account moistening condition. It follows from (3) that for greater adhesion, the angle of repose is greater, and, in addition, the larger the particle size and the greater its density, the smaller the angle of repose of the funnel. The latter conclusion is consistent with the findings of an analysis of the stability of stones on mountain slopes, the larger the stones, the more likely they are to roll down the slope [11]: larger stones accumulate in the lower part of the slope. This can also explain the flattening of the walls of the funnels downwards and the transformation of the conical shape of the subsidence area into a funnel-shaped one (Fig. 2).

Substituting into (4) the characteristic values $k = 0,1 \div 0,3$ and $c = 0 \div 50$ N/m² for weakly cohesive soils [4,7,9,11], taking for the density difference between soil particles water 1000 kg/m³ and taking into account the variety of types of contact interactions between soil particles, we arrive at the following critical values of the funnel repose angle for particles with $h=0,01$ m, which are consistent with the actually observed values:

$$\operatorname{tg}\alpha \approx 0,15 \div 0,90, \alpha \approx 100 \div 400.$$

For smaller particles, for example with $h=0,001$ m, stability can be violated only at sufficiently low adhesion as $0 \div 5$ N/m² and relatively large angles of repose.

Thermo karst

The considered processes of formation of funnels in the zone of the terminal moraine of the RGO glacier were the result of suffusion. In this zone, the ice retreated up the slope of the gorge. However, in the upper zones of the moraine, where funnels also form, subsurface occurrences of ice

strata are observed. Frozen soils are common here, which are structurally unstable and subsidence [8, 9]. Therefore, in this part of the RGO glacier, in principle, the funnels can also be of thermo karst origin. Also, as in the case of suffusion, relatively small depressions in the relief can act as crater nucleation centers, where water accumulates, which infiltrates through the sand cover and reaches the ice body. At 0°C there is about a state of thermodynamic equilibrium of free water and ice fractions. However, as the air warms up, the water temperature rises and becomes higher than the temperature of the ice, it melts and thus water accumulates in the ice fraction. A positive feedback occurs: heating causes melting, an increase in the volume of water activates melting, etc. Apparently, it is this kind of water that fills the funnels in the upper parts of the glacier moraine (Fig. 1). If paths for water filtration from a volume of melted ice are opened, then thermo karst is formed in this volume, and further subsidence of a thin layer of rocks overlying the thermo karst leads to the formation of a funnel. In the intermediate zone of moraine between suffusion and thermo karst, one can expect the action of a mixed mechanism of sinkhole formation.

The movement of the uppermost, covering layers of the moraine, apparently, can be facilitated by differences in the coefficients of thermal expansion of the rocks composing the slope. The heat capacity and thermal diffusivity of cover rocks is much higher than that of ice. Therefore, the periodicity of the solar heat flux can cause periodic expansion and contraction of the cover, leading to its general displacement down the slope [12].

Conclusions

Observations at the terminal moraine site of the RGO glacier in Tajikistan showed that characteristic funnel-shaped relief forms compose its moraine body. Funnels up to several tens of meters in diameter and depth form a hydrodynamic network. In the lower zone of the terminal moraine, where there are about no ice bodies, the action of the suffusion mechanism of the formation of funnels is possible, in the upper zone, where ice bodies exist, the action of the thermo karst mechanism is possible, and in the intermediate zone, the action of both mechanisms can act simultaneously. Theoretical calculations have shown that the action of the forces of gravity, friction and cohesion of moraine soils, at least to a first approximation, provide grounds for an adequate interpretation of the results of field observations of the formation of its funnels.

REFERENCES

1. Pilguy Yu.N., Saidov M.S., Khomidov A.Sh., Shakirdzhanova G.N. Glaciers of Tajikistan in conditions of climate change. Dushanbe: Scientific Research Center of the Agency for Land Management, Geodesy and Cartography under the Government of the Republic of Tajikistan, 2008, 116 p. (in Russian).
2. Kotlyakov V.M., Desinov L.V., Desinov S.K., Rudakov V.A. Pamirs glaciers in 2020 // Ice and Snow, vol. 61, No. 3, 2021, p. 471-480 (in Russian).
3. Karimov F.H. Features of the geomorphology of the marginal moraine of the RGO glacier in Tajikistan // Proceedings of IGSSS NAST, vol. 4, 2022, p. 244-255 (in Russian).
4. Marot D., Benamar A. Suffusion, transport and filtration of fine particles in granular soil // Erosion of geomaterials, Edited by S. Boneli, Publisher: Wiley-ISTE. 2012, p. 39-79.
5. Rychagov G.I. Geomorphology. M.: "Yurait", 2018, 396 p. (in Russian).
6. Kodieh R., Gelet D., Marot A., Fino Z. A study of suffusion kinetics inspired from experimental data: comparison of three different approaches // Acta Geotechnica vol. 16 (2), 2021, p. 347-365.
7. Scheidegger A.E. Physical aspects of natural catastrophes. Amsterdam, Oxford, New York: Elsevier, 1975, 232 p.
8. Encyclopedia of Ice, Snow and Glaciers. / Singh V.P., Singh P., Haritashia U.K. (Eds.). // Dordrecht: Springer, 2011, 1253 p.
9. Cuffey K.M., Paterson W.S.B. The Physics of Glaciers. Oxford: Butterworth-Heinemann is an imprint of Elsevier, 2010, 705 p.
10. Kittel Ch., Knight W.D., Ruderman M.A., Helmholz A.C., Moyer B.J. Mechanics. Berkeley: McGraw-Hill Co., 1973, 426 p.
11. Karimov F.H. About granular composition of rocks on eroded mountain slopes // Science and Innovations, No 3, 2019, p. 49-57 (in Russian).
12. Karimov F.H. On physical mechanisms of rocks erosion. Proceedings of the International scientific conference. Kurgan-Tube: Kurgan-Tube N. Hisraw State University, 2012, p. 239-248 (in Russian).

HYDROLOGICAL RESPONSE TO CLIMATE CHANGE IN A GLACIERIZED CATCHMENT IN EASTERN TIEN SHAN, CENTRAL ASIA

Yufeng Jia

*State Key Laboratory of Cryospheric Science, Northwest Institute
of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences
Lanzhou, China. E-mail: jiayufeng@nieer.ac.cn*

Study area

The Urumqi glacier No. 1 catchment (UG1C; 43°05′-43°09′N, 86°47′-86°53′E) was monitored by the Urumqi Glacier No. 1 hydrometeorological station (UG1HMS). Built in 1959 at the front of Urumqi Glacier No. 1 (UG1) with an altitude of 3693 m, this gauging station was proposed to be used in measuring glacial runoff. The catchment is elevated ranging from 3693 to 4484 m a.s.l., with an area of 3.34 km². Currently, 46% of the area is covered by UG1 (Figure 1). There are seven glaciers in the upstream of the Urumqi River basin. UG1 is the largest glacier at the source of Urumqi River.

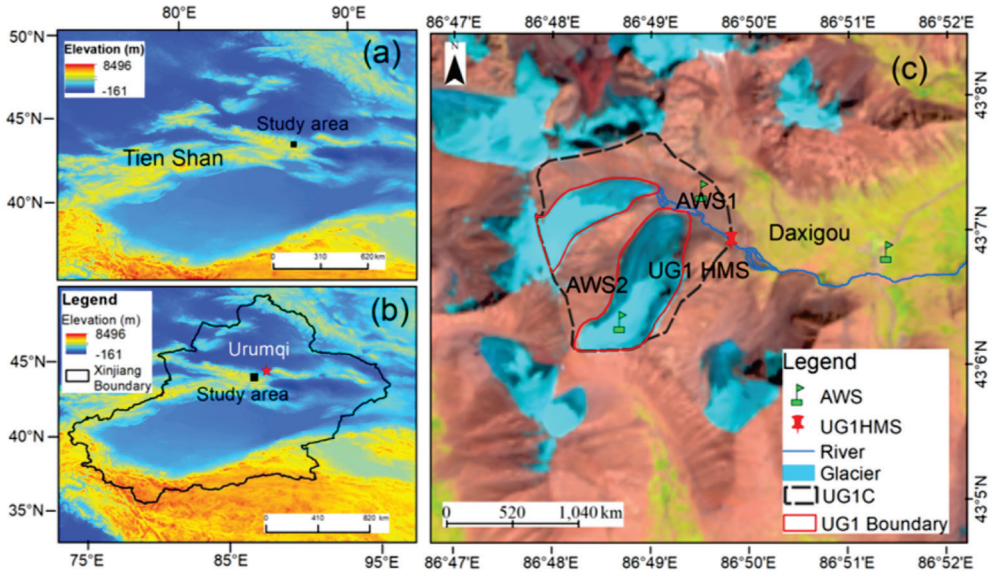


Fig. 1. Maps showing (a) the location of study area in the eastern Tien Shan (black square) and (b) location of study site in Xinjiang Uygur Autonomous Region (black square) and (c) locations of AWSs, Urumqi Glacier No. 1 catchment (UG1C) and Urumqi Glacier No. 1 hydro-meteorological station (UG1HMS). The study catchment is outlined in black (inset c).

Materials and methods

Datasets

To run the model, the geographical data and meteorological data are used. In addition, observed discharge data are needed to calibrate and validate the model.

Methods

In this study, a glacio-hydrologic degree-day model (GHDM) was introduced to compute the daily glacier mass balance of UG1 and catchment runoff (ice melt, snowmelt and rainfall runoff) of UG1C.

Results

Seasonal characteristics of hydrologic components

Figure 2 represents the 5-day moving average modelled daily hydrographs of rainfall runoff, snowmelt runoff, ice melt runoff, and total runoff regarding UG1HMS from 1980 to 2019. The early summer runoff begins in mid-April, initiating with the snow runoff derived from winter snow accumulation of the preceding year within both the glacier surface and non-glacierized area of the catchment. As winter snow accumulation melts away, snow melt runoff, more depends on the amount of fresh snowfall. It peaks in July with a maximum daily value of 4.47 mm around 22nd July.

Ice melt runoff, is positively correlated with temperature and inversely related to the amount of snow accumulated on the glacier surface. It begins in early June when winter snow accumulation on the ablation zone of the glacier melts out. Rainfall runoff is positively related to temperature and precipitation. The generation process begins in May when the temperature rises to 0°C, and the rainfall runoff reaches its peak around mid-July with a maximum value of 2.47 mm. The total runoff, added by three hydrologic components, obtained a relatively stable peak stage around 17th July-7th August with an average daily value of 8.33 mm from a superposition of maximal snow melt, maximal ice melt, and maximal rainfall runoff. Different peak times of different hydrologic components extended and stabilized the high value period of total runoff, which benefits downstream water utilization.

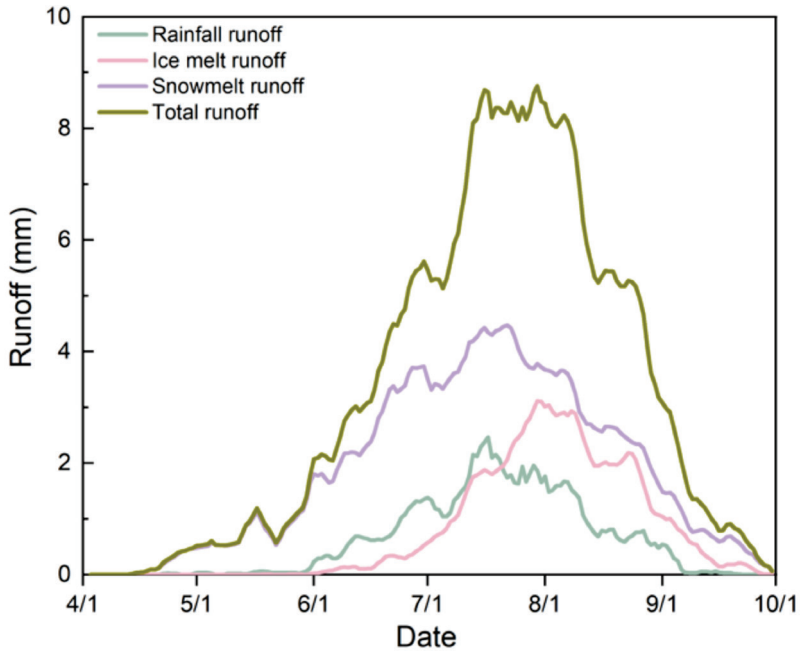


Fig. 2. 5-day moving average modelled daily hydrographs (April to September) of total runoff and different hydrologic components (rainfall runoff, snow melt and ice melt runoff) from 1980 to 2019.

Annual characteristics and changes of hydrologic components

Figure 3 illustrates temporal variations of hydrologic component. Over the entire modelled period from 1980 to 2019, the average annual runoff of UG1C is $217.19 \times 10^4 \text{ m}^3$. The highest proportion of 52% of total UG1C runoff is from snow melt runoff, with 31% from ice melt runoff and 17% from rainfall runoff. In the past four decades, the values of ice melt runoff fluctuated between $6.88 \times 10^4 \text{ m}^3$ and $144.57 \times 10^4 \text{ m}^3$, with a mean of $66.48 \times 10^4 \text{ m}^3$. The values of snow melt runoff from both glacierized area and non-glacierized area ranges from $71.54 \times 10^4 \text{ m}^3$ to $149.46 \times 10^4 \text{ m}^3$ with a mean of $113.56 \times 10^4 \text{ m}^3$. The rainfall runoff with a mean value of $37.29 \times 10^4 \text{ m}^3$ contributes to a comparatively small proportion of the total runoff. The runoff derived from the glacierized area is commonly defined as glacier runoff, which is composed of ice melt runoff, snow melt runoff, and rainfall runoff over the glacierized area. The average value of glacier runoff for the past four decades is $160.55 \times 10^4 \text{ m}^3$, accounting for 76% of the total runoff. At the same period, the runoff from non-glacierized area is $52.14 \times 10^4 \text{ m}^3$, accounting for 24% of the total runoff. This means that 51%

of glacierized area in the UG1C has produced 76% glacier runoff, indicating the tremendous significance of glacier melts to mountainous streamflow.

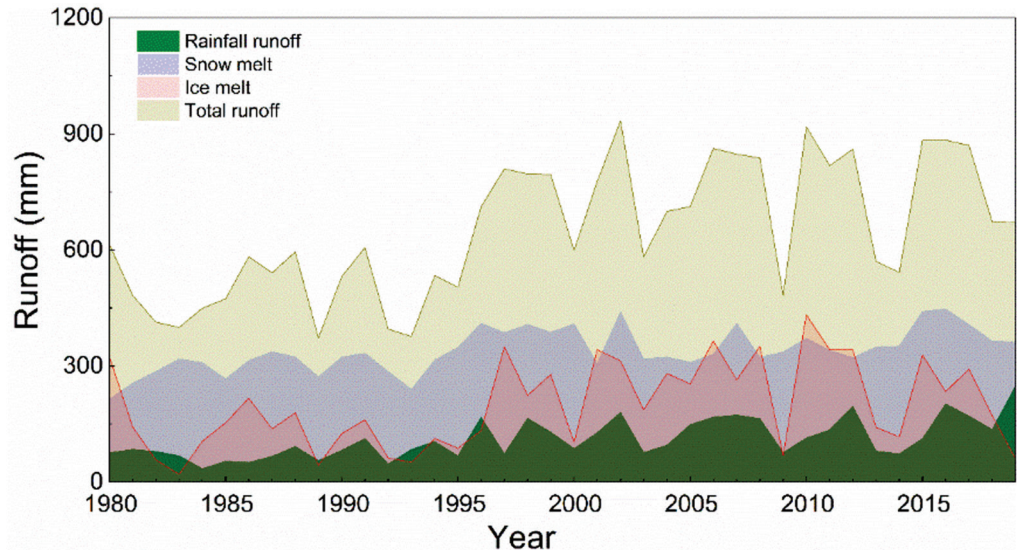


Fig. 3. Annual rainfall runoff, snowmelt runoff, ice melt runoff and total runoff At UG1C from 1980 to 2019.

Interdecadal changes and the response to climate change of hydrologic components

Figure 4 shows the comparisons of 5-day moving average daily hydrographs of various hydrologic components (rainfall runoff, snow melt runoff, and ice melt runoff) and total runoff at a decadal scale. It indicates that all hydrologic components have increased overall in the last three decades. Nevertheless, there are obvious differences in terms of the amplification and timing among hydrologic components, which were closely correlated with meteorological variables. Rainfall runoff increased dramatically from June through to September, while the main increase in snow melt runoff occurred in June and July, and ice melt runoff occurred in August and September. As a result, total runoff increased in all months from May to September. The increase in maximum values of all runoff components, coupled with a 10-day advancement in the peak water of snowmelt runoff and a 9-day delay of ice melt, results in an enhanced and stabilized period of high streamflow.

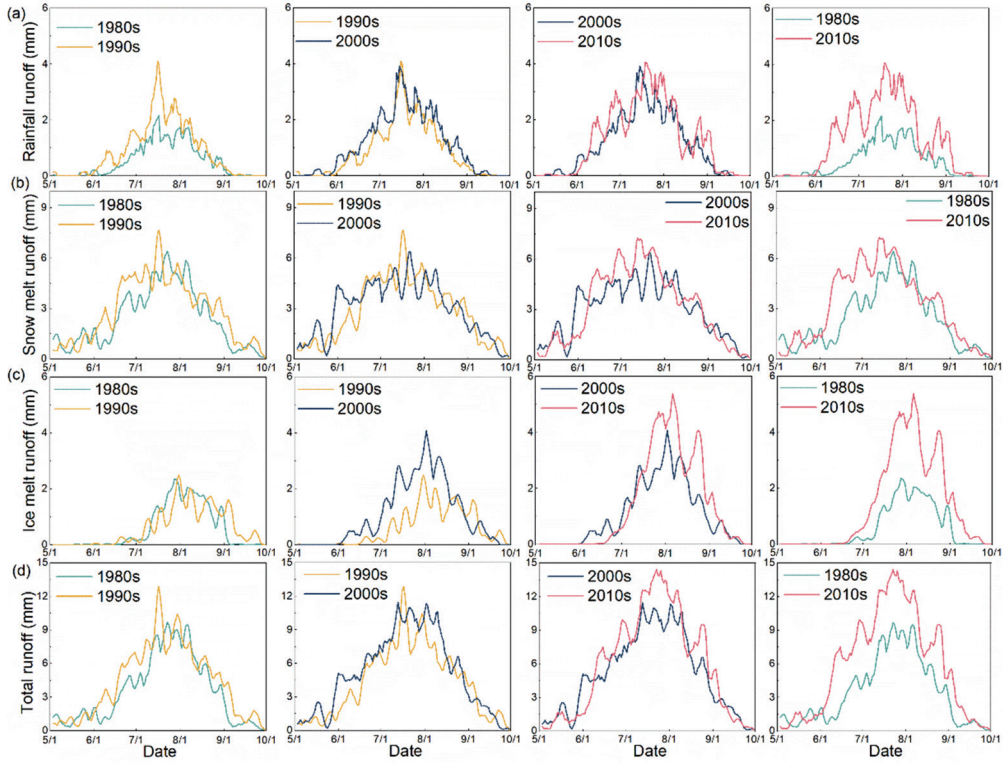


Fig. 4. Decadal comparisons of 5-day moving average rainfall runoff (a), snow melt (b), ice melt runoff (c), and total runoff (d) from May to September in the 1980s, 1990s, 2000s and 2010s.

Discussion

It is found that during the period 1996-2019, opposite to continuous rising of temperature, ice melt runoff shows an unexpected decreasing trend (Fig. 5). In order to evaluate the impact of glacier area changes on ice runoff generation in the historical record, a sensitivity test was conducted by using constant area value (unchanged glacier area) to a moving window period in the model runs. The result shows that from 1996 to 2019, the melt season temperature increased by 15%, and the average modelled ice melt decreased by 16% under the area reduction (Fig. 5). If the area remains unchanged in the model run, the ice melt runoff would have increased by 3%. The negative effect of ice melt runoff from glacier area change here was sufficient for offsetting the positive impact of increasing temperature on ice melt runoff. Therefore, according to the sensitivity test, the peak value of the ice melt runoff over the past four decades has occurred during the period 1996-2019, most likely around 2010.

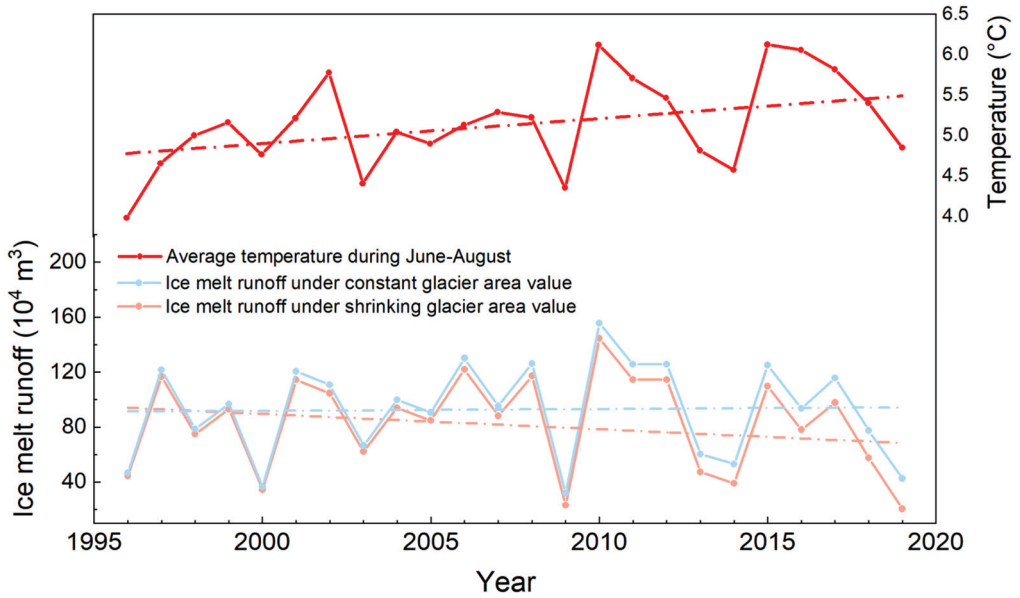


Fig. 5. Long term changes of annual ice melt runoff and linear trends calculating by constant and shrinking glacier area values, together with annual temperature (June-August) at Daxigou meteorological station from 1996 to 2019.

Conclusion

(1) 51% of glacierized area in the UG1C produced 76% of the total runoff. (2) Over the past four decades, the annual total runoff increased by $122.46 \times 10^4 \text{ m}^3$ (44%), 70% of which is believed resulted from increased meltwater (30% from snow melt and 40% from ice melt) and the rest 30% resulted from the increased precipitation. (3) The increase in maximum values of all runoff components, coupled with a 10-day advancement in the MVD of snow melt and a 9-day delay in the MVD of ice melt, results in an enhanced and stabilized period of high streamflow. (4) The different ways that the glacier melts in response to temperature by changing glacier mass balance on a daily scale versus precipitation can positively stabilize streamflow, showing a strong capacity of the glacier as a natural adjustment to streamflow which benefits downstream water utilization. (5) Based on sensitivity test of the model it is found that the maximum volume of ice melt runoff during the past four decades appeared during the period 1996-2019, most likely around 2010.

ПРЕВЕНТИВНЫЕ МЕРЫ СНИЖЕНИЯ РИСКА ПРОРЫВА ПРИЛЕДНИКОВЫХ ОЗЕР

Фазылов А.Р.*, Наврузшоев Х.Д.**,

Сафаров М.С.***, ****, Гулаёзов М.Ш.***, *****

**Институт водных проблем, гидроэнергетики
и экологии НАН Таджикистана*

г. Душанбе, Таджикистан. E-mail: alifazilov53@gmail.com

*** Институт исследований горных сообществ,
Университет Центральной Азии*

г. Душанбе, Таджикистан. E-mail: nhd140704@gmail.com

**** Научно-исследовательский центр экологии
и окружающей среды Центральной Азии (Душанбе)*

г. Душанбе, Таджикистан. E-mail: majid1983@mail.ru

***** Северо-Западный институт экосреды и ресурсов,
Китайской академии наук*

г. Ланьчжоу, КНР. E-mail: mustafo-2010@mail.ru

******Синьцзянский институт экологии и географии,
Китайской академии наук*

г. Урумчи, КНР. E-mail: majid1983@mail.ru

Актуальность исследования прорывоопасных высокогорных озер в последние годы возрастает в связи с быстрыми климатическими изменениями, наиболее сильно проявляющимися в областях современного горного оледенения, к которым относятся и горные зоны Республики Таджикистан.

Эффективное решение проблем, связанных с исследованием горных прорывоопасных озер, налаживание механизма по их мониторингу как на национальном, так и на региональном уровне, требует последовательных, целенаправленных и рассчитанных на длительную перспективу совместных действий. Они должны объединить усилия правительств, структур гражданского общества, деловых кругов, ученых, а также наладить дальнейшее развитие международного сотрудничества.

Среди опасных природных процессов, характерных для территории Центральной Азии, особой катастрофичностью отличаются селевые потоки, образующиеся при прорывах горных озер. В зону их

поражения попадают многие населенные пункты, автодороги, линии электропередач, трубопроводы, земельные угодья и пастбища.

К прорывоопасным можно отнести внутриледниковые озера, которые образуются во внутри ледниковых емкостях. Они невидимы с поверхности и проявляются во время непосредственного их прорыва. Такие прорывы обычно обуславливают формирование мощных гляциальных селей. Внутриледниковые емкости образуются далеко не на каждом леднике, а там, где имеются ледопады со сложной разветвленной системой внутриледниковых каналов (<https://www.filial-nic-mkur.tj/knigi/18.pdf>).

Прорывы горных и ледниковых озер, представляющие серьезную природную, экологическую и гидрологическую опасность, характерны для многих высокогорных регионов мира, в том числе и для Республики Таджикистан.

В Таджикистане насчитывается 1449 озер общей площадью 716 км², 80 % из которых находятся в горных и высокогорных районах на абсолютных высотах 2300–5100 м над ур. м.

Исследования распространения высокогорных гляциальных озер в верховьях р. Амударья, в том числе бассейна реки Гунт, в основном организованы для защиты территории и поселений, подверженных воздействию стихийных бедствий, связанных с прорывами горных озер. В общей системе объектов воспринимающими влияние последствий прорыва озер являются ГЭС, созданные на территории бассейна р. Гунт, а также г. Хорог Горно-Бадахшанской автономной области [1].

Естественно в современных условиях мониторинг состояния ледников и прорывоопасных озер является одним из основных, наиболее востребованных «инструментов» прогнозирования возможного прорыва и что немало важно осуществления раннего оповещения населения, проживающего в низовьях.

Среди стихийных разрушительных процессов в горах особое место занимают гляциальные сели, отличающиеся большими объемами выноса грязекаменного материала и внезапностью схода. В основном гляциальные селевые катастрофы происходят в результате прорывов ледниковых озер [2].

Гляциальные сели, как известно, являются производной как процесса деградации оледенения, вызванного глобальным изменением климата, так и интенсивности, и направленного развития современной тектоники. Наиболее высокая их активность свойственна этапам

отступления ледников, когда в концевой части ледника образуются озёра. На территории Республики Таджикистан существуют 542 озер гляциального происхождения [3]. Наиболее опасными из них являются ледниковые озера, переполнение которых ведет к их прорыву и, как следствие образованию селей. Так, вследствие прорыва гляциального озера в Даштдаре, (Западный Памир) возникла прорывная волна, образовавшая крупный селевой поток объемом 1.2 млн. м³ осадков, который полностью разрушил населенный пункт Дашт и стал причиной гибели 24 чел. [4].

Использование технологии дистанционного зондирования представляет собой наиболее оптимальный и целесообразный метод проведения исследований в труднодоступных высокогорных зонах, каковым является также и бассейн реки Гунт, обеспечивающий возможность комплексной оценки опасности на значительных по площади территориях. Проблема исследования горных озер в значительной степени актуальна для территорий, заселенных по речным долинам [5-7].

Одним из направлений исследований является осуществление батиметрических съёмок, в ходе которых, а также при моделировании прорывных паводков и селей проводятся также инвентаризация высокогорных озёр, оценка их состояния, степени устойчивости плотин и характеристика долин рек ниже по течению до населенных пунктов, находящихся в потенциально опасной зоне. Установлено, что в пределах деградирующих моренно-ледниковых комплексов расположены наиболее опасные группы озёр, для которых характерны большие объёмы содержащейся в них воды, каскадное расположение, неустойчивые плотины, а также нестабильное состояние берегов и ложа. Кроме того, наблюдаются сокращение площадей ледников, сопровождающееся появлением новых озёр у их краевых частей, формирование эрозионных врезов в местах впадения притоков и стока воды из озера; просадки по краям озёрных запруд на участках стока и в нижнем бьефе. Данные факторы свидетельствуют о возможности постепенного или быстрого перехода исследуемых озёр от безопасного к прорывоопасному состоянию. Данная тенденция, очевидно, будет усиливаться в связи с наблюдающимися в данном регионе изменениями климата [8].

По результатам анализа батиметрических съёмок озёр составляются диаграммы распределения их площадей, объёмов и максимальных глубины, а также определяется безопасная отметка уровня воды в нём. Данные о рельефе озерной перемычки очень важны для проектирования профилактического опорожнения прорывоопасного озера. Карта рельефа озерной перемычки составляется по данным тахеометрической съёмки, на основе которых, в частности, определяются длина и глубина эвакуационного канала, объём и стоимость работ. Полученная отметка, служить также основой для установления отметки входного оголовка сифонов и т.д. (рис. 1 [9]).

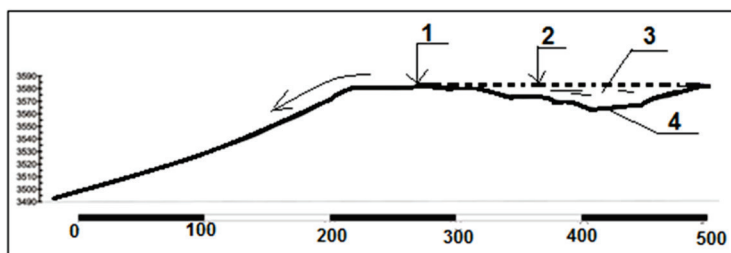


Рис. 1. Продольный профиль озерной котловины и озерной перемычки на озере № 6. Условные обозначения: 1-отметка порога для устройства водосбросных (эвакуационных) каналов; 2-расчетная (сбросная) безопасная отметка уровня воды в озере; 3-озеро; 4-дно озера.

Аварийная мелиорация моренного озера в бывшем СССР была впервые проведена в Иле Алатау. В 1964–1970 гг. для снижения уровня моренного озера № 2, расположенного у конца ледника Туйыксу в верховьях Киши Алматы успешно использовались сифоны (рис. 2) [9].

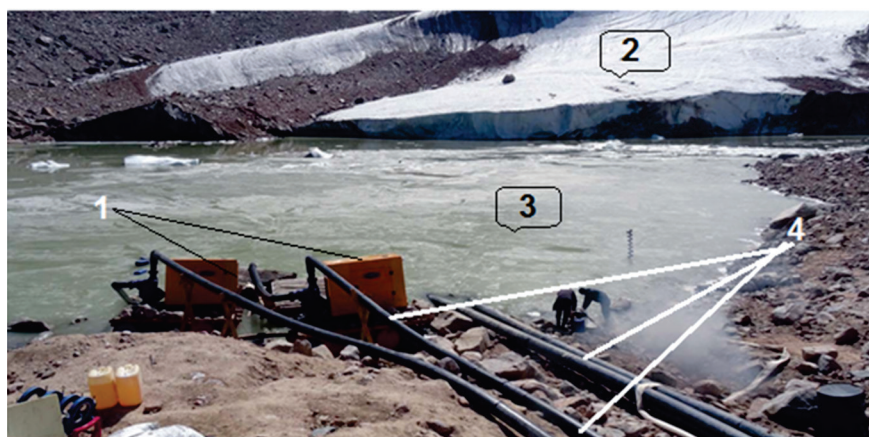


Рис. 2. Откачка воды из приледникового озера насосами и сифонами. 1 – сифоны, 2 – ледник, 3 – озеро, 4 – отводящие (сбросные) трубопроводы.

Опорожнения озер приводят к обнажению моренных отложений, и тем самым на этих участках активизируются криогенные явления, которые способствуют образованию новых очагов селей. Тем не менее, эффективность такого превентивного метода определяется и оправдывается разрядкой напряженности ситуаций и предотвращением формирования катастрофических селей гляциального генезиса [9].

В настоящее время специалистами и учеными Казахстана накоплен огромный опыт по предотвращению прорыва ледниковых озер.

В частности, в связи с появлением опасности селевых явлений в бассейне р. Киши Алматы у ледника М. Маметовой с 1976 г. проводятся превентивные мероприятия по уменьшению объема воды в озере № 6. Основная идея работ заключалась в использовании природной энергии воды (эрозионный размыв грунта, высокая транспортирующая способность потока, интенсивный теплообмен) для формирования искусственного эрозионного канала (вреза) в теле морены, постепенного вхождения вresa в озеро и контролируемого сброса озерных вод.

Технологически это реализовывалось с помощью брезентовых экранов и мягких затворов (рис. 3). Брезентовые листы (полотнища) в русле и акватории озера должны были играть роль противозерозионных и противофльтрационных экранов, которые максимально снижали возможность обводнения талого массива и, следовательно, неконтролируемого прорыва озерной перемычки. Кроме того, это позволяло поддерживать продолжительность попусков и объем сбрасываемой воды, который не должен был превышать величину естественного стока.

Одним из надежных и перспективных технологий предотвращения риска прорыва приледниковых озер является устройство так называемых эвакуационных каналов.

В основу работ был положен способ опорожнения по поверхностному эвакуационному каналу-траншее (рис. 4, 5), который прокладывался в теле перемычки, в стороне от существующего русла, без проведения взрывных работ и затем осуществлялся контролируемый сброс водной массы. Это обеспечивало повышение безопасности лежащих территорий, так как исключало попадание сбросных вод в ниже расположенный селевые врезы и формирование в нем грязекаменного селевого потока.

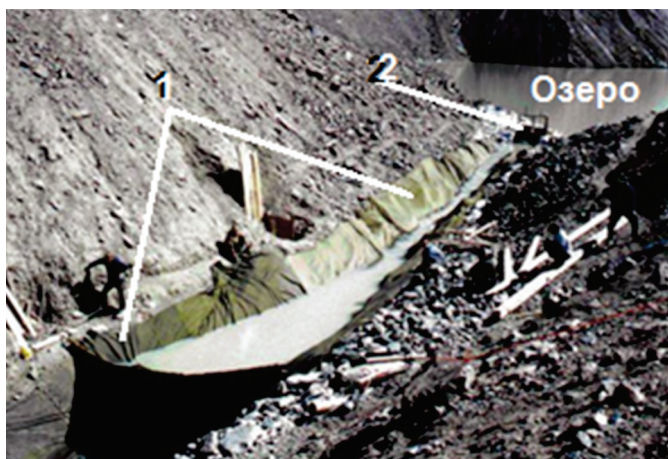


Рис. 3. Работы на озере № 6 у ледника М. Маметовой в бассейне р. Киши Алматы [8]. 1 - брезентовый экран; 2 - мягкий затвор.

Для селей гляциального генезиса в качестве прогностических признаков предлагались температурный фон, положение нулевой изотермы, степень увлажненности, солнечная радиация, атмосферные осадки, режим стока, состояние озерных перемычек.

Как показала практика, использование только метеорологических показателей при прогнозе прорыва высокогорных водоемов не приводит к положительным результатам. Более эффективным представляется использование связи температуры воздуха с талым стоком в конкретном бассейне, а также со стоками смежных ледниковых бассейнов. Незакономерное изменение режима стока, резкое уменьшение уровня воды в водоемах могут служить предикторами прогноза прорыва поверхностных и подземных водоемов. Однако для использования упомянутых предикторов необходимы оперативные количественные данные о характеристиках водоемов, состоянии озерных перемычек и сети поверхностного и подземного стока.

Желательно иметь данные о температуре воды и воздуха, положении сезонной снеговой линии на леднике, на моренно-ледниковом комплексе которого находится селеопасный водоем.

Таким образом, научно обоснованным набором измеряемых параметров на моренных озерах является: температура воздуха, осадки, температура воды в озере, уровень воды в озере, скорость изменения уровня воды в озере, приток воды в озеро, расход воды, вытекающей из озера, температура грунта озерной перемычки, влажность грунта озерной перемычки, сейсмодатчик и датчик схода селя [9].



Рис. 4. Потенциально опасное озеро Манишук Маметовой.



Рис. 5. Прокладка эвакуационного канала (1) для опорожнения приледникового озера с использованием экскаватора и бульдозера.
Фото А.Р. Фазылова (23.08.2017 г.).

Вышеизложенное позволяет нам для условий горных приледниковых озер Таджикистана рекомендовать концептуально-методологические основы, а также проверенные на практике технологии и технические средства превентивных мер снижения риска прорыва озер, разработанных учеными и практиками Республики Казахстан.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тукеев О.В. Селевые явления Памира: катастрофы, закономерности, прогноз. М.: Научный мир. 2002, 176 с.

2. Пирмамадов У.Р., Бобов Р.А., Раимбеков Ю.Х., Мародасейнов Ф.О., Зикиллобеков И.И., Черноморец С.С., Савернюк Е.А., Кидяева В.М., Крыленко И.В., Крыленко И.Н., Висхаджиева К.С. Риск и последствия прорывов высокогорных озёр Таджикистана. В сб.: Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита. Труды 6-й Международной конференции (Душанбе-Хорог, Таджикистан). Том 1. Душанбе: ООО «Промоушн», 2020, с. 1-24.
3. Наврузшоев Х.Д. Фазылов А.Р. Дистанционный мониторинг прорывоопасных ледниковых озёр бассейна реки Гунт (Таджикистан) // Вестник Хорогского университета. Естественные науки. 2021. № 3(19), с. 129-138.
4. Саидов М.С. Фазылов А.Р., Саидов С.М. Риски стихийных бедствий, связанные с дегляциацией (Памир). Материалы Международной научной конференции, посвященной 15-летию со дня образования ЦАИИЗ. Дистанционные и наземные исследования Земли. Бишкек. МоЮР, 2019, с. 214-218.
5. Huggel C., Käab A., Haeberli W., Teyssie P., & Paul F. Remote sensing based assessment of hazards from glacier lake outbursts: a case study in the Swiss Alps. Canadian Geotechnical Journal, 2002, 39(2), p. 316-330.
6. Кидяева В.М., Черноморец С.С., Савернюк Е.А., Крыленко И.Н., Докукин М.Д., Висхаджиева К.С., Бобов Р.А., Пирмамадов У.Р., Мародасейнов Ф.О., Раимбеков Ю.Х., Курбонмамадов Д.А. Моделирование прорывов горных озер и селевых потоков в Горно-Бадахшанской автономной области, Таджикистан. Третьи Виноградовские чтения. Грани гидрологии. Материалы Междунар. научн. конф. СПб.: 2018, с. 897-902.
7. Сафаров М.С. Фазылов А.Р., Гулаёзов М.Ш., Наврузшоев Х.Д., Мамаджанов Ю.М. Мониторинг и анализ современного состояния природных опасностей в Таджикистане: интеграция БПЛА и данных дистанционного зондирования // // Водные ресурсы, энергетика и экология. 2024, т.4, №1, с. 151-166.
8. Медеу А. Р. Селевые явления Юго-Восточного Казахстана: Основы управления. Алматы, 2011. Т. 1, 284 с.
9. Медеу А.Р., Благовещенский В.П., Баймолдаев Т.А., Киренская Т.Л., Степанов Б.С. Селевые явления Юго-Восточного Казахстана: Основы мониторинга в Иле Алатау. Алматы: Институт географии, 2018. Т. 2. Ч. 2, 288 с.

АНАЛИЗ СОВРЕМЕННОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ПАМИРА

Мамадризохонов А.А.* , Носирзода У.** , Ватаншоева Н.***

**Хорогский государственный университет им.М.Назаршоева*

г. Хорог, Таджикистан. E-mail: akbar63@mail.ru

***Института гуманитарных наук им.Б.Искандарова НАНТ*

г. Хорог, Таджикистан. E-mail: nosirov@mail.ru

****Институт геологии, сейсмостойкого*

строительства и сейсмологии НАНТ

г. Душанбе, Таджикистан. E-mail: vatanshoeva-nilu@mail.ru

Вопросы сохранения и рационального использования горных ледников часто оцениваются на основе односторонних и краткосрочных представлений и интересов. Недостаточно учитываются процессы их изменения, динамика и возможные последствия, которые могут происходить в среднесрочном и долгосрочном плане. Последствия недостаточного внимания и неправильных решений прошлых лет относительно данной проблематике, отсутствие достоверных данных, основанных на целенаправленное исследование, сбора данных и обмена информацией о ледниках региона, проведенные мероприятия в данном секторе, которые зачастую основывались на неточных данных и недостаточном анализе ситуации, учет их использования стали причиной сдерживания выработки интегрированных и устойчивых решений в области сохранения и рационального использования горных ледников.

Для разработки эффективного механизма управления деятельности, связанной с сохранением и рациональным использованием горных ледников, в представленной работе сделана попытка охарактеризовать ледников, расположенных в отдельных горных хребтах Памира.

Горная экосистема Памира является самой высокогорной частью стран СНГ, где горные поднятия представляют собой систему мощных хребтов. В этих относительно высоких хребтов создавались благоприятные условия рельефа для развития оледенения, формировались крупнейшие ледники Средней Азии, выраженные, прежде всего, в огромных абсолютных высотах, в наличии выровненных поверхностей и глубоких узких затемненных ущелий.

Хребет Академии наук является центральным элементом в узле оледенения Северо-Западного Памира. На этом хребте сосредоточено

около 3200 км² льда и снега, что составляет примерно 40% от всего оледенения Памира. Крупнейший ледник Памира - ледник Федченко протягивается от северного склона Язгулямского хребта вдоль восточного основания хребта Академии наук. Длина ледника Федченко составляет 77 км, а его ширина варьируется от 1500 м в самых узких местах до 3100 м в самых широких. Общая площадь льда и фирна достигает 907 км². Ледник Федченко является не только крупнейшим ледником Памира, но и одним из крупнейших ледников в мире, находящихся вне полярных зон. Размеры и влияние на гидрологию региона этого ледника делают важнейшим объектом для изучения климатических изменений и их последствий. Характеристика этого ледника предоставляет ключевые данные для оценки состояния всего ледникового покрова Памира. Кроме ледника Федченко, на хребте Академии наук расположены и другие, не менее значимые ледники (табл. 1) [1-3].

Хребет Петра Первого отделяется от хребта Академии наук у западного основания пика Исмоила Сомони и простирается на запад до слияния рек Сурхоб и Обихингоу. Один из крупнейших ледников на северном склоне хребта Петра Первого – ледник Баралмос имеет два выхода, формирующих ручьи: один стекает по северному склону и впадает в реку Муксу, другой – по южному и впадает в бассейн реки Обихингоу. На этом хребте также расположены ледники Саграт, Фортамбек и Гандо.

Таблица 1

Основные ледники хребта Академии наук

Наименование ледника	Площадь (кв. км)	Длина (км)
<i>Федченко</i>	651.7	77
<i>Малый Танимас</i>	55.0	
<i>Аюджилга</i>	32	
<i>Мушкетов</i>	31	
<i>Гармо</i>	114.6	27.5
<i>РГО*</i>	82.2	21.5
<i>Медвежий</i>	25.3	15.8
<i>Абдукаххор</i>	26	11.4
<i>Мазардара</i>	25.7	

*РГО - Российское Географического Общество.

Площадь оледенения северного склона хребта Петра Первого составляет 385 км², а южного – 123 км². На южном склоне зарегистрировано 16 ледников, из которых два имеют длину более 8 км, а четыре – менее 2 км. Среди крупных ледников южного склона выделяются ледник Девлохан длиной 10.5 км и ледник Гандо длиной 22.5 км. Ледник Девлохан хорошо известен благодаря работе К.К. Маркова (1936), а ледник Гандо – работе Е.В. Тимашева (1949). В восточной части хребта наиболее крупными ледниками являются Зюрузамин (10.2 км), Петра Первого (13.3 км), Баралмос (7.0 км), Музгази (Ошанин) (9.8 км), Шагази (6.5 км), Сагран (24.2 км), Бырс (9.8 км), Шини Бини (8.8 км) и Фортамбек (27.2 км) [4, 5, 10].

Крупнейший ледник северного склона Дарвазского хребта – ледник Гармо. Этот ледник питается лавинами и круто падающими фирновыми полями, принимая притоки таких ледников как ледник Шокальского (12 км), ледник Вавилова (11 км), ледник Беляева (9.0 км) и ледник Липского (5.0 км). Длина ледника Гармо составляет 27.5 км, ширина варьируется от 1200 до 1700 м, а общая площадь ледника вместе с притоками и фирновыми полями достигает 135 км².

Хребет Петра Первого и его ледники играют ключевую роль в гидрологии и климате региона. Эти ледники влияют на сток таких крупных рек как Муксу и Обихингоб, что имеет важное значение для экосистемы и населения региона. Хребет Петра Первого, с его сложным рельефом и мощными ледниковыми массивами, представляет собой уникальную природную систему, требующую тщательного изучения и охраны.

Описание размеров и динамики ледников, таких как ледники Девлохан и Гандо, а также ледник Гармо, подчеркивает значимость мониторинга изменений в ледниковых системах. Ледники являются индикаторами климатических изменений и их поведение может предоставить ценную информацию о текущих и будущих климатических трендах.

Детализация ледниковых систем, включая многочисленные притоки и фирновые поля, такие как у ледника Гармо, демонстрирует сложность и разнообразие ледниковых процессов. Понимание этих систем требует междисциплинарного подхода, включающего географические, климатические и экологические исследования.

Таким образом, исследование ледников хребта Петра Первого и Дарвазского хребта не только предоставляет важную информацию о

состоянии ледников Памира, но и способствует пониманию глобальных климатических процессов и их влияния на региональную гидрологию и экосистемы.

Вдоль левого края ледника Гармо простирается несколько хребтов. Среди них выделяется ледник Мусибин, длина которого составляет 10.8 км. На западной части, вдоль северного склона Пашимгарского хребта, расположены несколько небольших ледников общей площадью около 6 км². На Мазарском хребте сосредоточено множество ледников, включая ледник Зорди-Бироусо длиной 8.2 км, центральный ледник Ситарги длиной 6.1 км и восточный ледник Сагдар длиной 5.5 км. В истоках реки Батрут, впадающей в Обихингоб, расположен сложный двойной долинный ледник Батрут, одна ветвь которого имеет длину 8.2 км, а другая – 7.0 км. К юго-востоку от ледника Батрут находятся два крупных долинных ледника: ледник Скогач длиной 11 км и ледник Миёнаду длиной 8.0 км [7-10].

На северо-восточном склоне Мазарского хребта, включая ледники в истоках реки Бохуда, насчитывается 11 ледников, из которых 9 имеют длину более 5.0 км. В долине Обимазор, характеризующейся мощным современным оледенением, находятся два крупных ледника: Дарвазский и Мазорский. Дарвазский ледник имеет длину 16.5 км и общую площадь 26 км². Мазорский ледник, расположенный к востоку от Дарвазского, имеет длину 15.5 км и ширину 600–900 м [1, 2].

Описание различных хребтов и ледников вдоль ледника Гармо и в долине Обимазор подчеркивает сложный рельеф региона, который создаёт условия для формирования разнообразных ледниковых форм. Разнообразие размеров и типов ледников, таких как двойной долинный ледник Батрут и крупные ледники Скогач и Минаду, демонстрирует, как рельефные особенности влияют на динамику и распространение оледенения.

Ледники, такие как Дарвазский и Мазарский, играют важную роль в формировании водного режима рек региона, включая реку Батрут и Обихингоб. Эти ледники питают важные водотоки, обеспечивая стабильный водосток в условиях сезонных и климатических колебаний. Размеры и положение этих ледников подчеркивают их значимость для гидрологической системы всего региона.

Крупные ледники Мусибин, Зорди-Бироусо и Ситарги служат важными индикаторами климатических изменений в регионе. Мониторинг этих ледников позволяет отслеживать изменения температуры,

количества осадков и других климатических факторов, что важно для оценки текущих и будущих экологических изменений.

Ледники южного склона Дарваза относятся к бассейну реки Ванч, являющейся одним из крупных правых притоков Пянджа. Истоки Ванча берут начало у ледников, расположенных на стыке Дарвазского и Ванчского хребтов с хребтом Академии наук. Среди них наиболее значимый ледник РГО (Российское географическое общество), ледник Медвежий и ледник Абдукаххор.

Ледник РГО представляет собой типичный долинный ледник. Его общая длина составляет 21.5 км, а площадь – 82.2 км², что делает его одним из крупнейших ледников региона, простирающимся до основания пика Гармо. К западу от ледника РГО на Дарвазском хребте отсутствуют ледники подобного масштаба. В верховьях каждой долины можно найти до 5-6 ледников, однако их размеры редко превышают 1.5-2.0 км [1-4].

Наибольшие ледники сосредоточены в районе пика Арнавад, где находятся два долинных ледника: Сед (6.8 км) и Арнавад (4.9 км в длину и 250 м в ширину). Площадь оледенения Дарвазского хребта, за исключением ледников Гармо и РГО, составляет 513.57 км². В бассейне реки Обихингоб площадь ледников и фирновых полей составляет 377.52 км², в Ванчском бассейне – 96.05 км², и непосредственно в бассейне Пянджа - 40 км². Всего на Дарвазе зарегистрировано 154 ледника, среди которых много крупных долинных ледников размером от 4 до 17 км [1, 4, 7, 8].

На Ванчском хребте наиболее крупные ледники находятся на стыке с хребтом Академии наук и тесно связаны с ним. Среди них ледник Абдукаххор, длина которого составляет 11.4 км при ширине 600-1000 м. Ещё одним из значительных ледников на этом стыке является ледник Медвежий со средней шириной 500 м и длиной языка 7.0 км, а общая длина ледника с областью питания достигает 15.8 км [2, 5, 6].

Ледники южного склона Дарваза играют важную роль в формировании водного режима реки Ванч и других притоков Пянджа. Эти ледники являются основными источниками питания рек, особенно в весенне-летний период, когда таяние снега и льда усиливает сток рек. Ледники РГО и Медвежий имеют значительное влияние на гидрологию региона, делая их ключевыми объектами для изучения и мониторинга.

Ледники региона, особенно такие крупные ледники как Абдукахор и Медвежий, служат важными индикаторами климатических изменений. Их размеры, динамика и структура позволяют отслеживать изменения температуры и осадков в регионе.

Ледники Дарвазского и Ванчского хребтов имеют важное значение для экосистем региона. Они не только поддерживают водный баланс, но и способствуют поддержанию уникальных высокогорных экосистем. В частности, большие долинные ледники, такие как ледник РГО и Сед, создают уникальные условия для существования редких видов флоры и фауны.

Описанные ледники играют ключевую роль в обеспечении устойчивости водных и экосистемных процессов в регионе. Их сохранение важно для поддержания экологического баланса и предотвращения возможных негативных последствий глобального потепления, таких как снижение водных ресурсов и деградация экосистем.

Количество ледников на северном склоне Ванджского хребта составляет 49 однако, большая часть из них мелкие. На южном склоне насчитывается 23 ледника, из которых 9 имеют длину менее 2.0 км, а 6 - более 4.0 км.

На Язгулемском хребте, начиная от основания пика Революции, расположены одни из крупнейших ледников Памира, такие как ледник Федченко и ледник Грумм-Грижимайло. Ледник Грумм-Грижимайло имеет длину 36.6 км и ширину от 700 до 1700 м. Помимо этого, на хребте находятся другие крупные ледники, такие как Верхний Музкулак (11 км), Малый Музкулак (8.2 км) и Нижний Музкулак (4.8 км) [1, 5, 8].

Крупные ледники северного склона Язгулемского хребта относятся к бассейну реки Язгулем. К ним относятся ледник Мазордара, длина которого составляет 17.5 км и ледник Ракзоу, расположенный в верховьях долины Ракзоу с длиной 17.4 км [1, 8].

На северном склоне Язгулемского хребта, площадь ледников от перевала Одуди до горы Ляп-Назар составляет 141 км², в то время как на южном склоне ледники занимают площадь в 98 км². Количество зарегистрированных ледников на северном склоне достигает 34, а на южном - 26. Наиболее крупные ледники северного склона включают Биджирафский (11 км), Богуздаринский (7.5 км) и Раштдаринский (8.0 км). На южном склоне наиболее крупными являются ледник Радоц (8.2 км), Бадж (6.2 км) и Ракзовдара (6.5 км) [1, 5, 8].

Общее количество зарегистрированных ледников Язгулемского хребта составляет 98, не считая многих десятков мелких ледников. Общая площадь оледенения, даже без учета ледника Федченко, достигает 770 км².

На Рушано-Базардаринском хребте зарегистрировано 245 ледников общей площадью 974 км², из которых на северный склон приходится 193 ледника с площадью 238.5 км². Среди крупных ледников этого склона выделяется ледник Марковского, длина которого составляет 11 км, а площадь поверхности - 38 км² [9].

К востоку от этого ледника расположены два крупных ледника южного склона: ледник Сафедоб, находящийся в истоке реки Сафедобдара, и ледник Уар, в истоках правой составляющей реки Андервадж. Ледник Сафедоб имеет длину 11 км и площадь 21.5 км², а ледник Уар - длину 8.5 км и площадь 20 км², расположенный на озерном плато на стыке Рушанского хребта с хребтом Базардара [9, 10].

Язгулемский и Ванчский хребты, наряду с Рушано-Базардаринским хребтом, демонстрируют значительное разнообразие ледниковых систем, отражающее как климатические условия, так и топографические особенности региона. Разнообразие размеров и количества ледников позволяет детально изучать процессы формирования ледников, их динамику и влияние на окружающую среду.

Ледники этих хребтов играют ключевую роль в поддержании водного баланса региона, обеспечивая стабильный водный сток в летние месяцы. Особенно это важно для рек, таких как Язгулем и Вандж, которые питаются водами крупных ледников, включая Федченко и Грумм-Грижимайло. Эти ледники также формируют водоразделы и поддерживают устойчивость гидрологических систем.

Ледниковые системы Язгулемского и Ванчского хребтов создают уникальные условия для существования разнообразных экосистем, от альпийских лугов до высокогорных ледниковых пустынь. Разнообразие размеров и распределение ледников способствует сохранению биологического разнообразия в регионе, обеспечивая различные экологические ниши для флоры и фауны.

Изучение ледников Язгулемского и Ванчского хребтов является важным для понимания их текущего состояния и прогнозирования будущих изменений под влиянием климатических факторов. Учитывая их важность для водного баланса и экосистем, необходимо про-

водить постоянный мониторинг и разрабатывать стратегии для их сохранения и устойчивого использования.

В пределах Шугнанского и Шахдаринского хребтов зарегистрировано 193 ледника, длина каждой из которых превышает 1.5 км. В западной оконечности Шугнанского хребта сосредоточено 140 ледников, а общая площадь всех ледников и фирновых полей в данном районе достигает 736.13 км² [7, 10].

Современное оледенение Шугнанского хребта сконцентрировано в основном в его центральной части, в истоках рек Ривакдара, Варшидз, Немосдара и Дурумдара. Здесь расположен самый крупный ледник хребта - ледник Варшидз, длина которого составляет 6.4 км, ширина - 900 м, площадь - 8.8 км². Его конец находится на высоте 4350 м. Также стоит отметить ледник Рог длиной 4.4 км и ледник в истоках реки Акмамед длиной 4.5 км. Общее число ледников Шугнанского хребта достигает 36, из которых 21 расположен на северном склоне и 15 на южном. Особенностью ледников Шугнанского хребта является незначительная разница в высоте между снеговой линией и нижним концом ледников [5, 9, 10].

Оледенение Шахдаринского хребта охватывает площадь 252.41 км². Самый крупный ледник южного склона - ледник Зугванд находится у восточного основания пика Карла Маркса. Длина ледника достигает 8.6 км, а площадь - 7.0 км². Рядом с ним, к востоку, расположен ледник Киштиджароб длиной 7.7 км. Среди крупных ледников северного склона следует отметить ледник Карла Маркса в истоках реки Шабай, длина которого превышает 5.0 км [9, 10].

Анализируя вышеизложенное, можно заключить, что в настоящее время горные ледники Памира в целом характеризуются отрицательным балансом массы, что приводит к их отступлению, сокращению площади и объема. Однако на общем фоне некоторые ледники демонстрируют кратковременное наступление, после чего быстро переходят к стадии отступления. Этот процесс сопровождается накоплением морен у нижних концов ледников, что создает потенциальную угрозу образования подпрудных озер. Прорывы этих озер могут вызвать разрушительные гляциальные сели, несущие значительное количество обломочного материала.

Учитывая вышеизложенные факты, необходимо усилить научно-исследовательские работы по сохранению и рациональному использованию горных ледников Таджикистана. Важно шире при-

менять современные достижения науки и передовой опыт других горных регионов в области гляциологии. Эффективное решение данной проблемы направлены на повышение ясности, улучшение структуры и обоснование вывода о необходимости научных исследований и практических действий по сохранению горных ледников, а также позволит предотвратить возможные катастрофические последствия и сохранить ледниковые экосистемы для будущих поколений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агаханянц О.Е. Основные проблемы физической географии Памира. Ч. 1. Душанбе, 1965, 239 с.
2. Фуломнабиев Д., Имомназаров Ф. Табиат ва сарватҳои табиӣ ВМКБ. Хоруғ, 2004, 69 с.
3. Забиров Р.Д. Оледенение Памира. М.: Географгиз, 1955, 372 с.
4. История Горно-Бадахшанской автономной области. Т. 1. Душанбе: «Пайванд», 2005, 494 с.
5. Ледники – водные ресурсы Таджикистана в условиях изменения климата. Режим доступа: http://www.cawater-info.net/library/rus/water_resources_tj.pdf/
6. Мамадризохонов А.А., Фуломнабиев Д., Миршоев К. Географияи Вилояти Мухтори Кухистони Бадахшон. Душанбе, 2020, 302 с.
7. Мамадшерзодшоев У., Джонбобоев Н., Яминова М. Памир: природа, история, культура. Учеб. пособие. Бишкек. 2007, 74 с.
8. Мухаббатов Х.М. Проблемы природопользования в горных регионах Таджикистана, Душанбе «Дониш», 2015, 565 с.
9. Наврузшоев Х.Д. Деградация ледников южного склона Рушанского хребта по космическим снимкам и каталогу ледников СССР // Известия Академии наук Республики Таджикистан. Отд. физ.-мат., хим., геол. и тех. наук. 2020. № 4(181), с. 137-147.
10. Каюмов А., Наврузшоев Х.Д., Кабутов Х.К. Крупные ледники бассейна реки Гунт (Памир, Таджикистан) // Водные ресурсы, энергетика и экология. №1(1). Душанбе, 2021, с. 43-50.

THE PROGRESS OF IN SITU GLACIER OBSERVATION AND THIRD GLACIER INVENTORY OF XINJIANG UYGUR AUTONOMOUS REGION (XUAR), CENTRAL ASIA

Zhongqin Li, Zexin Zhan, Yufeng Jia

*State Key Laboratory of Cryospheric Science, Northwest Institute
of Eco-Environment and Resource, Chinese Academy of Sciences
Lanzhou, China. E-mail: lizq@lzb.ac.cn*

There are nearly half of the glaciers in China distributed in the Xinjiang Uygur Autonomous Region (XUAR) in northwestern China, where the largest glacierized centers outside polar region are nourished by the highest mountain ranges on earth such as Karakoram, western Kunlun Mountains, eastern Pamir and Tian Shan etc. Glaciers are water tower in this vast arid land in northwestern China. Up-to-date glacier inventory is highly demanded. Based on the latest glacier inventory compilation techniques including those for the first and second Chinese glacier inventories, we currently compiled the third glacier inventory of XUAR, named as Chinese Glacier Inventory of Xinjiang 2020 (CGI-X2020).

In CGI-X2020, glacier volume (an important parameter in the glacier inventory) was calculated by the scaling method. To attain more accurate glacier area-volume scaling parameters and estimate ice reserves in Xinjiang, it was necessary to consider the spatial heterogeneity of the scaling factors. To this end, a new empirical formula was established using glacier areas and volumes from 20 glaciers of different area classes, evenly distributed across various mountain regions in Xinjiang such as glacier Urumqi No.1, Tomur, Muztagh No.16, etc. Ice thickness distributions and volumes for 20 glaciers were modelled using the shear-stress-based ice thickness inversion model and validated using Ground Penetrating Radar (GPR) data collected over the past five years.

According to GIX2020, by 2020, there are 24,441 glaciers in XUAR, covering an area of 23,528.1755 km², among which 1154 glaciers are debris-covered, with a total debris-covered area of 847.2114 km². The largest glacier, Yengisogat glacier in Karakorum has an area of 368.9947 km². There are 15 glaciers larger than 100 km², accounting for 31.19% of the total glacier area in XUAR. The glacierized area in Kunlun Mountains, Tian Shan and Karakoram account for 39.53%, 29.95% and 20.13% of the total glacier coverage in XUAR, respectively. Glaciers in Altai Mountain are the least distributed, accounting for only 0.66% of the glacier area in XUAR.

ВЛИЯНИЕ ПЫЛЕВЫХ ВТОРЖЕНИЯ НА РАДИАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АТМОСФЕРЫ В РАЗЛИЧНЫХ РЕГИОНАХ ТАДЖИКИСТАНА

Абдуллозода С.Ф.*, Шерализода Н.Ш.***, Вахобов Р.Р.*

**Физико-технический институт им. С.У. Умарова НАНТ
г. Душанбе, Таджикистан. E-mail: sabur.f.abdullaev@gmail.com*

****Центр изучения ледников НАНТ*

г. Душанбе, Таджикистан. E-mail: nazrialo@mail.ru

Таджикистан расположен в пылевом поясе на пути десяти крупных пустынь Сахары, пустыня Ирана (Дашти Лут и Дашти Кабир), пустыня Аравии и пустынь Центральной Азии (Аралкум, Кызылкум и Каракум), а также Такла-Макан и Гоби, где с апреля до конца ноября происходят ежегодно пылевые вторжения. Пылевые вторжения обычно поступают с юга и запада страны и достигают столицы страны г. Душанбе [1-2]. В связи с тем, что г. Душанбе окружен холмами и горами, пыль, попадающая в столицу, длительное время (от 2-3 до 10 дней) сохраняется в атмосфере города и оказывает существенное влияние на качества воздуха. Например, летом 2001 г. в атмосфере г. Душанбе почти 29 суток преобладала пыль [3-4].

В июле 2021 г. с помощью солнечного фотометра CIMEL-318B (производство Франция) Душанбинской сети AERONET было зарегистрировано несколько пылевых вторжений. Критерий при регистрации пылевых вторжений приведены в табл. 1. На рис. 1 показан динамика изменения оптической толщины атмосферного аэрозоля за июль 2021 г.

Используя спутниковые данные [5] за июль 2021 г. зарегистрированы данные о нескольких типах излучения, таких как:

- ALLSKY_KT — Индекс прозрачности инсоляции всего неба (безразмерный). На рис. 2 показаны изменения показателя прозрачности всей инсоляции неба для пустыни Айвадж, атмосферы г/ Душанбе и ледника Федченко.

- Расчеты показали, что коэффициент корреляции между г. Душанбе и Айваджом значительно (0.87), между г. Душанбе и Федченко (0.55) корреляция выше среднее, но между Айваджом и Федченко он гораздо меньше (0.28).

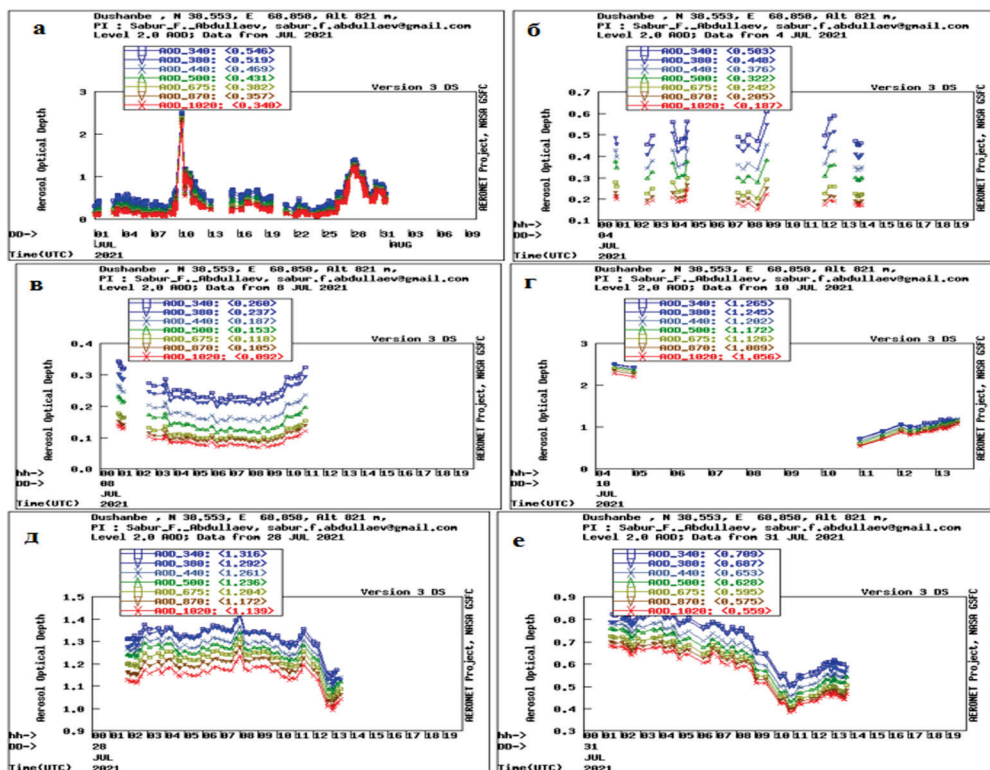


Рис. 1. Динамика изменения оптической толщины атмосферного аэрозоля за июль месяц 2021 г.: обычный день г. Душанбе - 4 июля 2021 г. (а); день новолуния - 8 июля 2021 г. (б); день сильной пыли - 10 июля 2021 г. (в); 28 июля 2021 г. (г) и день пылевых облаков - 31 июля 2021 г. (д).

Таблица 1

Характеристика видов атмосферного аэрозоля

Типы аэрозолей	$\tau(\lambda)$	$\alpha(\lambda)$
чистый континентальный	< 0.2	> 1.0
свежие морепродукты	< 0.2	< 0.9
антропогенный/пожарный	> 0.3	> 1.0
крупные частицы/пыль	> 0.6	< 0.7
только пыль	> 0.6	< 0.2

- ALLSKY_SFC_PAR_TOT - PAR фотосинтетически активное излучение (Вт/м^2). На рис. 3 показано изменение фотосинтетически активной радиации во всем небе (рис. 3а) и его чистой части (рис. 3б) для пустыни Айвадж, атмосферы г. Душанбе и ледника Федченко.

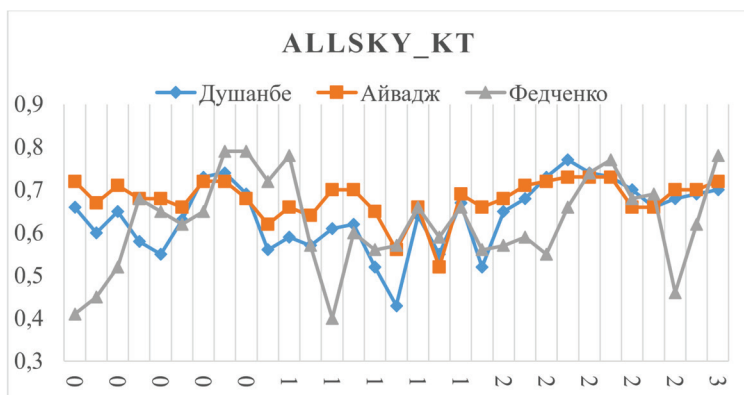


Рис. 2. Изменение показателя прозрачности всей инсоляции неба для пустыни Айвадж, атмосферы г. Душанбе и ледника Федченко.

ALLSKY_SFC_UVA — All Sky UV-A (Вт/м^2), ALLSKY_SFC_UVB — All Sky UV-B (Вт/м^2) и ALLSKY_SFC_UV_INDEX - индекс ультрафиолетовой радиации (безразмерный).

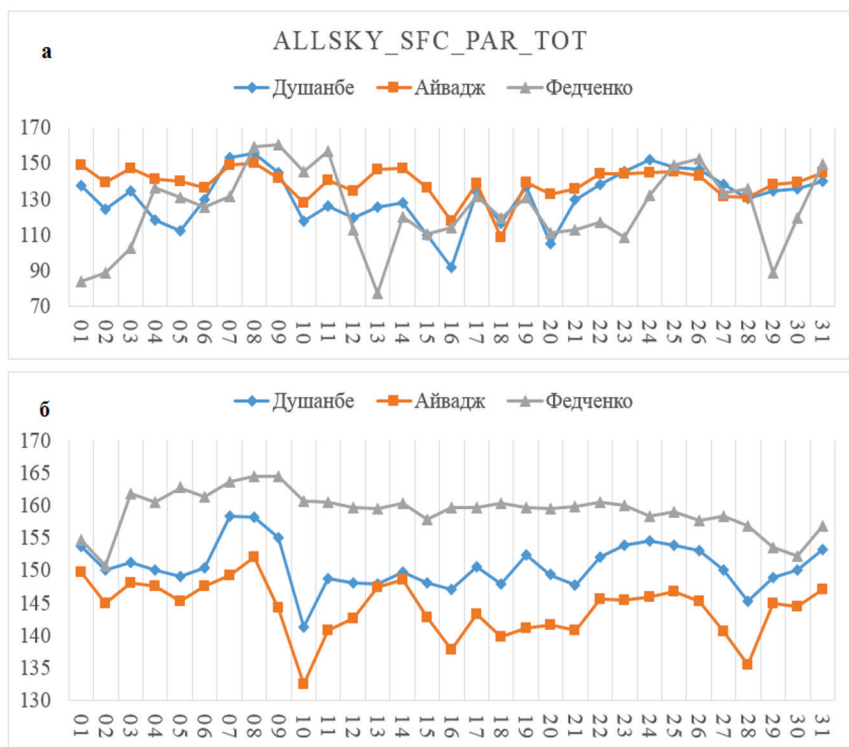


Рис. 3. Изменение фотосинтетически активной радиации во всем небе (а) и его чистой части (б) для пустыни Айвадж, атмосферы г. Душанбе и ледника Федченко.

На рис. 4 показан суточный ход УФ-излучения А (рис. 4а) и Б (рис.4б), а также его индекс (рис. 4в) для пустыни Айвадж, атмосферы г. Душанбе и ледника Федченко в июле 2021 г.

Одним из наиболее важных факторов является ультрафиолетовый индекс (УФИ), международный стандарт определения количества ультрафиолетового излучения, разработанный Всемирной организацией здравоохранения (ВОЗ), Программой ООН по окружающей среде (ЮНЕП) и Всемирной метеорологической организацией (ВМО). Он призван подчеркнуть потенциальные негативные последствия УФ-излучения и побудить людей защищать себя. Чем выше УФ-излучение, тем выше вероятность повреждения кожи и глаз и тем больше времени требуется для возникновения такого повреждения. Солнцезащитный крем следует использовать, когда УФ-индекс равен 3 или выше. Индекс ультрафиолетового излучения характеризует уровень попадания ультрафиолетового излучения Солнца на поверхность Земли и определяет степень опасности этого излучения для человека. Область ультрафиолетового излучения включает волны в диапазоне 100 – 400 нм и разделяется условно на три группы: УФ-А (UVA) (315–400 нм); UVB (280–315 нм) и UV-C (UVC) (100–280 нм).

Все излучение УФ-С, достигающее Земли от Солнца, и около 90% диапазона УФ-В поглощается озоном, водяным паром, кислородом и углекислым газом (диоксидом углерода). Влияние атмосферы на распространение УФ-А -излучения значительно меньше. Таким образом, УФ-излучение, достигающее поверхности Земли, состоит в основном из УФ-излучения А и небольшого количества УФ-В-излучения.

Индекс уровня воздействия УФ [6], если он равен 2 и менее, как «низкий» от 3 до 5 – «средний» от 6 до 7 – «высокий» и «очень высокий» в диапазоне 8-10, а также «тяжелый» 11.

Среднемесячное значение ультрафиолета - А (рис. 4а) для г. Душанбе составляет – 17.40, для пустыни Айвадж – 17.51, для ледника Федченко – 17.87 Вт/м². Среднемесячное значение ультрафиолета В (рис. 4б) составляет - 0.46 для г. Душанбе, 0.44 для пустыни Айвадж и 0.52 Вт/м² для ледника Федченко. А это говорит о чистоте горного воздуха, но с другой стороны, создает риск обжечь кожу в горах. Например, с 08-11; 24-26 и 31 июля 2021 г. зарегистрирован индекс более 3, что это значение требует защиты от солнца. А для загрязненных дней – наличия облаков, аэрозолей, пыли эти значения значительно ниже среднего значения и не требуют защиты от солнечных лучей.

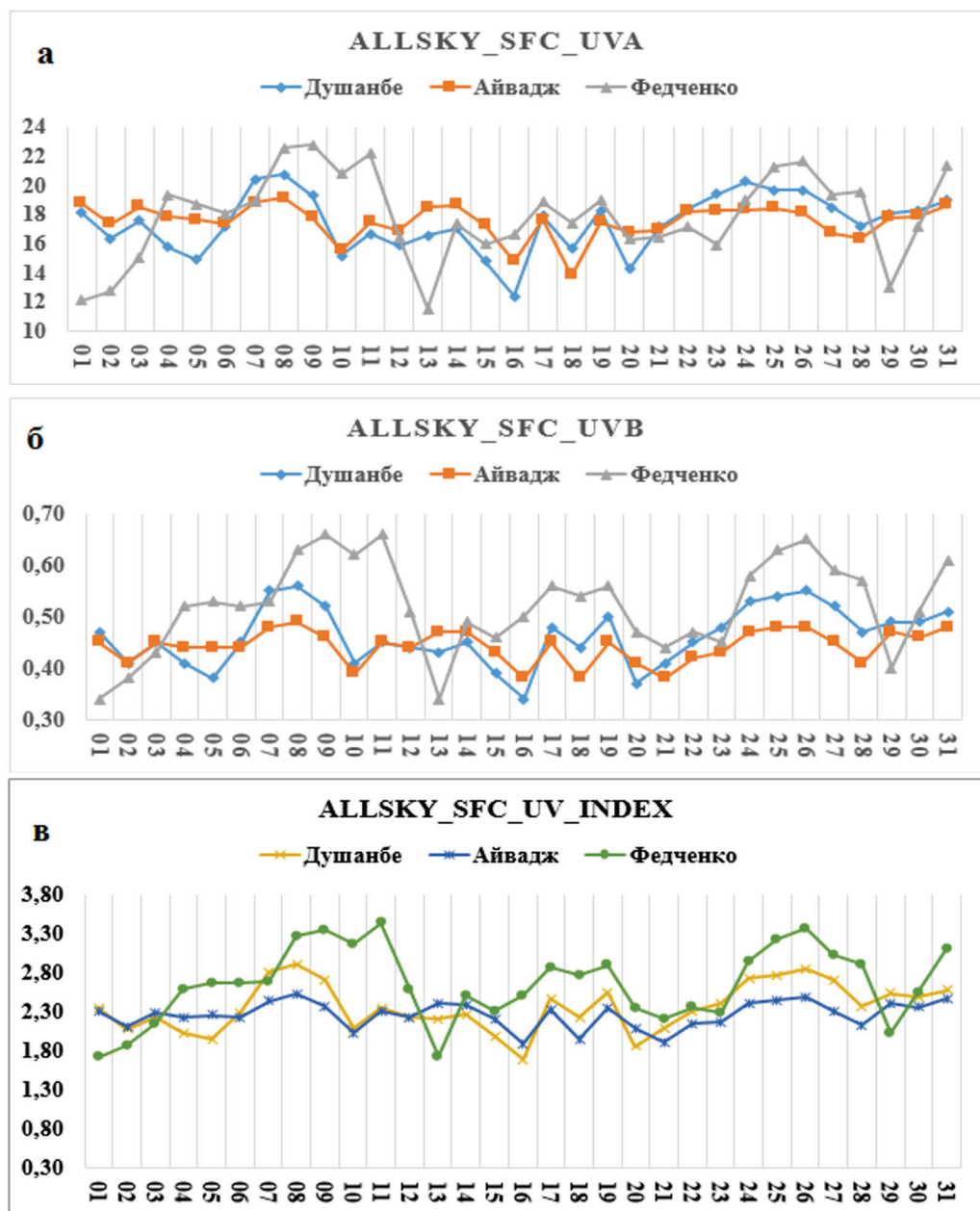


Рис. 4. Суточный ход ультрафиолета А (а) и Б (б), а также его индекса (в) для пустыни Айвадж, атмосферы г. Душанбе и ледника Федченко в июле 2021 г.

Среднемесячное значение ультрафиолета - А (рис. 4а) для г. Душанбе составляет – 17.40, для пустыни Айвадж – 17.51, для ледника Федченко – 17.87 Вт/м². Среднемесячное значение ультрафиолета В (рис. 4б) составляет - 0.46 для г. Душанбе, 0.44 для пустыни Айвадж и 0.52 Вт/м² для ледника Федченко. А это говорит о чистоте горного воздуха, но с другой стороны, создает риск обжечь кожу в горах. Например, с 08-11; 24-26 и 31 июля 2021 г. зарегистрирован индекс более 3, что это значение требует защиты от солнца. А для загрязненных дней – наличия облаков, аэрозолей, пыли эти значения значительно ниже среднего значения и не требуют защиты от солнечных лучей.

В результате исследований было установлено, что пылевое вторжение в Таджикистан 10 июля 2021 г. достигла ледника Федченко. Доказательством этого вывода являются минимумы, зафиксированные в трех регионах, представленные на рисунках 2-5.

Используя модель HYSPLIT [7] на рисунке 5, обратной траектории (рис. 5а и рис. 5в) и последующий траектории (рис. 5б и рис. 5г) направления воздушного потока, вошедшего в Таджикистан 10 июля 2021 г. и перенесенного из него в другие страны на высоты 500 м, 1500 м и 2500 м от уровня земли (рис. 5а и рис. 5в) и ансамбля из 27 траектории на высоту 1500 м (рис. 5б и рис. 5г) за 7 дней (168 часов) предлагаются. Как было установлено, пыль до южной и западной границы Таджикистана имеет источники на севере Африки - пустыня Сахара, пустыни Ирана (Дашти Кабир и Дашти Лут) и пустыни Центральной Азии (Аралкум, Каракум и Кызылкум) и проникли в Таджикистан с его запада и юга (рис. 5а и рис. 5в). Затем часть пыли переместилась на северо-запад Таджикистана в соседние страны (рис. 5б и рис. 5г). В этом направлении пыль пересекла ледники Таджикистана (особенно ледник Федченко), о чем свидетельствуют рис. 2-4 и минимумы на рис. 5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Nazarov B. I., Maslov V.A., Abdullaev S.F. Optical and Microphysical Parameters of Arid Dust Aerosol // Atmospheric and Oceanic Physics, 2010. V. 46. N 4. P. 468–474.
2. Hofer J., Althausen D., Abdullaev S.F. et al. Long-term profiling of mineral dust and pollution aerosol with multiwavelength polarization Raman lidar at the Central Asian site of Dushanbe, Tajikistan: case studies // Atmos. Chem. Phys., 17, 1459-1457, <https://doi.org/10.5194/acp-17-14559-145772017>.

3. Abdullaev S. F., Sokolik I.N. Main Characteristics of Dust Storm sand Their Radiative Impacts: With a Focuson Tajikistan // J. Atmos. Sci. Res., 2, <https://doi.org/10.30564/jasr.v2i2.352>, 2019 .
4. Abdullaev S. F., Sokolik I.N. Assessment of the Influences of Dust Storms on Cotton Production in Tajikistan // Landscape Series, Vol. 17, Garik Gutman et al. (Eds): Landscape Dynamics of Drylands across Greater Central Asia: People, Societies and Ecosystems, https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-030-30742-4_6
5. <https://power.larc.nasa.gov/data-access-viewer/>
6. <https://meteoinfo.ru/uvi>
7. <https://www.ready.noaa.gov/hypub-bin/trajtype.pl?run type=archive>

WATER CYCLE IN THE AGUASTIC SYSTEM OF THE UPPER REACHES OF VAKSH RIVER

Abdushukurov D.A.*, Lentschke J.**, Azimov S.*, Shaymuradov F.*

**Institute of Water Problem, Hydropower and Ecology
of the National Academy of Sciences of Tajikistan.*

Dushanbe, Tajikistan. E-mail: abdushukurov.dj@gmail.com

***Humboldt-Universitaet zu Berlin*

The team of authors prepared a project that was registered by the International Scientific and Technical Center (ISTC) as project TJ0009 "Genesis and water cycle for the Vakhsh River in Central Tajikistan". The project is currently being reviewed by the ISTC expert council.

The main goals of the project are: determining the genesis (origin) of water and its circulation in natural environments in the Vakhsh River basin; determining the balance of surface and groundwater. Development of a mathematical model of water balance for the Vakhsh River.

In nature, all waters of the hydrosphere on land are subject to circulation and renewal. To study the processes of formation the surface and groundwater, isotope methods are increasingly used

The Vakhsh is a very important river for the energy sector of Tajikistan on which a cascade of Vakhsh hydroelectric power stations operates, including the largest in Central Asia, the Nurek and Rogun hydroelectric power stations. Vakhsh, together with Pyanj, forms the Amu Darya. The length of the river is 524 km, the drainage basin area is 39100 km², the average annual water flow in the lower reaches is 666 m³/s. In the Vakhsh

River basin there are 569 mountain lakes with a total area of 1737 km², mostly located at altitudes of 2800-3500 m. At the mouth of the Vakhsh there is a marshy area-reserve "Tigrovaya Balka". There are 42 lakes with an area of 550 km² on the territory of the reserve. The water surface in the reservoir of the Nurek hydroelectric power station is 98 km², and the Rogun hydroelectric power station is 170 km². Without taking into account the water surface of the Vakhsh River itself, the total water surface in the basin is 2555 km². This is a large area from which intense evaporation of moisture occurs, especially in summer. A study of the wind rose in the basin showed that in the Garm village, at the upper point of the Rogun reservoir, in July, during the hottest period, when maximum evaporation of water from the surface of reservoirs occurs, the winds blow strictly to the north towards to the mountains and to the end point of the Vakhsh valley Fedchenko glacier and its foothills. This phenomenon allows to collect all the evaporated moisture on glaciers and their surroundings. Water is recollected in to the Vakhsh River and reservoirs.

The study of the balance of groundwater will be carried out using several methods, including the water-salt balance of water, and the concentrations of metals and substances dissolved in water.

The main objectives of the project are:

Study of the genesis (origin) of water in the river basin using a stable isotope analyzer "Picaro L2110-I", (Fig. 1); 2. study of surface flows using the Doppler flow meter "River Cat" Scitec USA 3 (Fig. 2). Study of the hydrochemistry of water in the river basin. studying the water-salt balance of water using Hydro-Lab devices; 4. study of the concentration of metals and substances dissolved in water with mass spectrometer 5. Study of meteorological data (amount of precipitation and wind patterns (according to archival data).

For different seasons of the year (high water and low-water periods), calculations will be made of the amount of moisture (water) transferred back to the mountains; water flows carried by underground rivers and the general water balance of the river for the upper reaches of the Vakhsh.

In summer, during the hottest period, when maximum evaporation of water from the surface of reservoirs occurs, the winds blow strictly to the north towards to the mountains and to the end point of the Vakhsh valley, the Fedchenko glacier and its foothills. This phenomenon allows to collect all the evaporated moisture on glaciers and their surroundings. Water is recollected in the Vakhsh River and reservoirs.

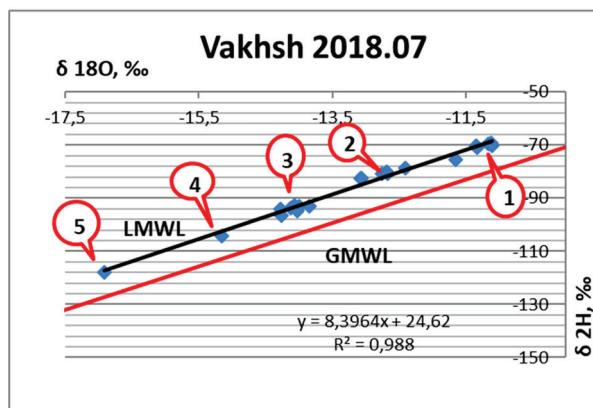
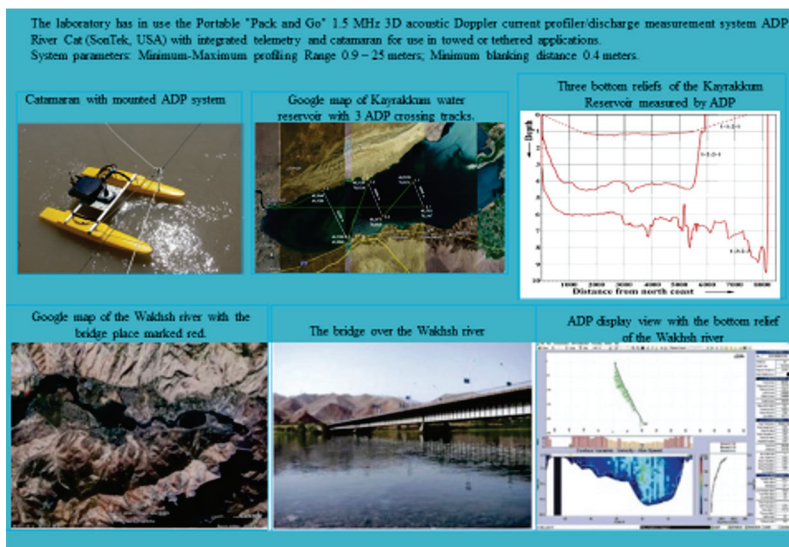


Fig. 1. Isotope ratios for the water of the Vakhsh and its tributaries.



Study of meteorological data.

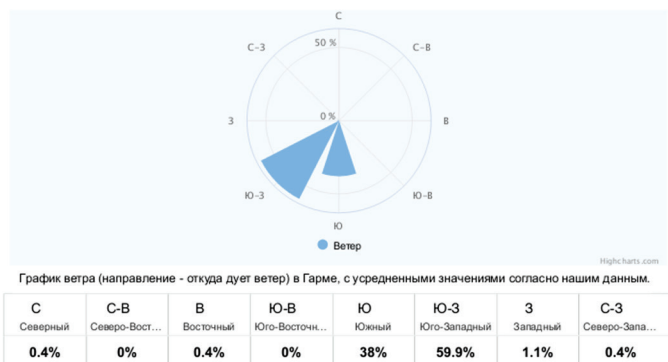


Fig 2. Wind rose in the village of Garm, at the top point of the Rogun reservoir in the July month.

In our early studies of the Vakhsh River, it was established that an underground river flows under the river itself, the flow of which depends on the height of the water in existing reservoirs.

LITERATURE

1. D.A. Abdushukurov, J. Lentschke, M. Fleischner & D. Tetzlaff. "Genesis of the waters of the Vaksh and Vansh rivers regarding isotopic composition", Journal of Environmental Science, Computer Science and Engineering & Technology.
2. D.A. Abdushukurov, "Heavy metals in the waters of Tajikistan's Rivers", International Journal of Scientific & Engineering Research, Vol. 7, 2016, p. 63-73.
3. D.A. Abdushukurov, D. Abdusamadzoda, O.G. Dulu, and M.V. Frontasyeva, «Geochemical and Isotope Anomalies in Sioma River Gorge, Western Tajikistan», Radiation, MDPI, 2021, 1, 145–152. <https://doi.org/10.3390/radiation1020013>
4. D. Abdusamadzoda, D.A. Abdushukurov, I. Zinichovskai, O.G. Dulu, K.N. Vergel Assessment of the ecological and geochemical conditions in surface sediments of the Varzob river, Tajikistan//Microchemical Journal, 158 (2020).
5. D. Abdusamadzoda, D.A. Abdushukurov, O.G. Dulu and I. Zinichovskai «Assessment of the Toxic Metals Pollution of Soil and Sediment in Zarafshon Valley, Northwest Tajikistan (Part II) », /, // Toxics, 2020, 8, 113; doi:10.3390/toxics8040113.
6. D. Abdusamadzoda, D.A. Abdushukurov, O.G. Dulu, I. Zinichovskai, N.S. Yushin, M.V. Frontasyeva. "Investigations of the Atmospheric Deposition of Major and Trace Elements in Western Tajikistan by Using the *Hylocomium splendens* Moss as Bioindicators" [Текст], //Archives of Environmental Contamination and Toxicology. 2019, 78(1): 60-67 DOI: <https://doi.org/10.1007/s00244-019-00687->
7. D.A. Abdushukurov, D. Abdusamadzoda, A. A. Djuraev, O. G. Dulu, M. V. Frontasyeva . "Distribution of radioactive isotopes in the mountain and piedmont regions of Central Tajikistan Varzob river valley" [Текст] / // J Radioanalytical and Nuclear Chemistry, v. 318, #3, pp. 1873-1879 (2018). <https://doi.org/10.1007/s10967-018-6206-5>
8. D. Abdusamadzoda, D.A. Abdushukurov, I. Zinichovskai, O.G. Dulu, K.N. Vergel. «Assessment of the ecological and geochemical conditions in surface sediments of the Varzob river, Tajikistan», Microchemical Journal, 158 (2020), 105173.

ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА ГОРНЫХ РЕК (НА ПРИМЕРЕ БАСЕЙНА РЕКИ ПСКЕМ)

Виногоров А.А.

*Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова,
г. Москва, Российская Федерация. E-mail: aleks.vinogorov@yandex.ru*

Важнейшим направлением развития гидрологической науки является изучение формирования режима горных рек, поскольку его закономерности подчиняются совершенно особым законам, нежели у равнинных водотоков. Для абсолютного большинства рек, протекающих в горах, характерны турбулентный режим потока с высокими скоростями течения, снежно-ледниковое питание (для районов с многолетним горным оледенением), температурный режим, зависимый от высотной поясности, и некоторые другие особенности.

В качестве примера горной речной системы был взят бассейн реки Пскем, относящейся к реке Чирчик, притоку р. Сыр-Дарья, который характеризуется высокой степенью гидрологической изученности, значительной продолжительностью как гидрологических, так и метеорологических наблюдений. Сам район, расположенный в 70 км к северо-востоку от Ташкента и относящийся к Республикам Узбекистан и Казахстан представляет собой узкую межгорную долину в западной части Тянь-Шаня с размерами 30 на 120 км и вытянутостью на северо-восток. Из 2840 км² площади около 100 км² занимает многолетний и сезонный ледовый покров. Бассейн реки состоит из трех частей – водосборов рек Майдантал и Ойгаинг, сливающихся в Пскем, и собственно бассейн р. Пскем, занимающий нижнюю часть речной долины.

Для оценки влияния различных факторов на формирование горного стока с бассейна р. Пскем, были использованы данные гидрологических ежегодников за 1961-2020 гг., банки метеорологических данных (гр5). В ходе работы был проведен всесторонний анализ динамики климатических изменений за данный временной промежуток, был произведен корреляционный анализ, который позволяет выявить временные промежутки, когда изучаемый фактор имел наиболее сильное влияние на динамику водного стока. Для этой цели были использованы данные метеорологической станции «Пскем» в пос. Муллала (нижняя часть долины) и снеголавинной станции «Ойгаинг» в верхней части долины. Для выявления дополнительной и уточненной

информации о формировании водного стока были использованы метеорологические данные реанализа ERA5.

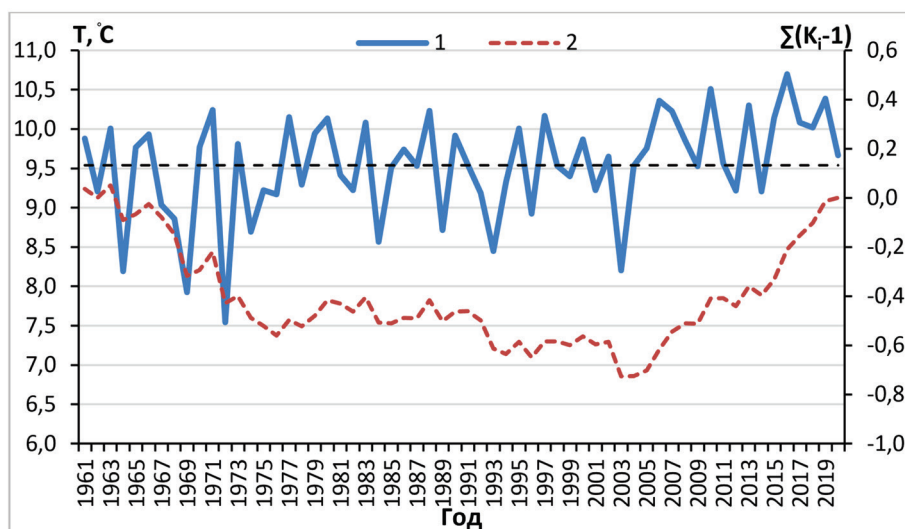


Рис. 1. Среднегодовые значения температуры воздуха (1) и их разностно-интегральная кривая (2), характерные для метеостанции «Пскем» в пос. Муллала за 1961–2020 гг. (среднее значение T , °C равно $+9.54^{\circ}\text{C}$).

В предыдущем веке наблюдалось чередование периодов повышенного и пониженного выпадения осадков, а также чередование условно «холодных» и «теплых» периодов. Как показывают изменения сезонных температур воздуха за исследуемый период (рис. 1), начиная с конца 1990-х – начала 2000-х гг. наметился устойчивый тренд на повышение значений. А анализ данных по динамике количества осадков показал, что после десятилетий с повышенным годовым выпадением осадков (1960 и 1990-е гг.) среднегодовое количество осадков в последнее десятилетие значительно сократилось. Особенно изменения заметны на графиков осадков и средней температуры в холодный период года, что не может не отражаться на речном стоке.

Бассейн реки Пскем отличается большой площадью горного оледенения. Климатические особенности и сложная орография способствуют значительному накоплению влаги в нивально-гляциальном поясе, начинающимся от высоты 3000 м. Так по состоянию на 1968 г. в бассейне реки было около 250 ледников с общей площадью 127.8 км^2 , т. е. 4.5% от его общей площади. Однако к 2010 г. их общая площадь

уменьшилась до 93.6 км² (на 23% по сравнению с 1968 г.), причем за период 1960-1980-х гг. их площадь ежегодно уменьшалась на 0.62%, а в 1980-2000-х – на 0.39% в год, а их общее количество увеличилось на 40% [1].

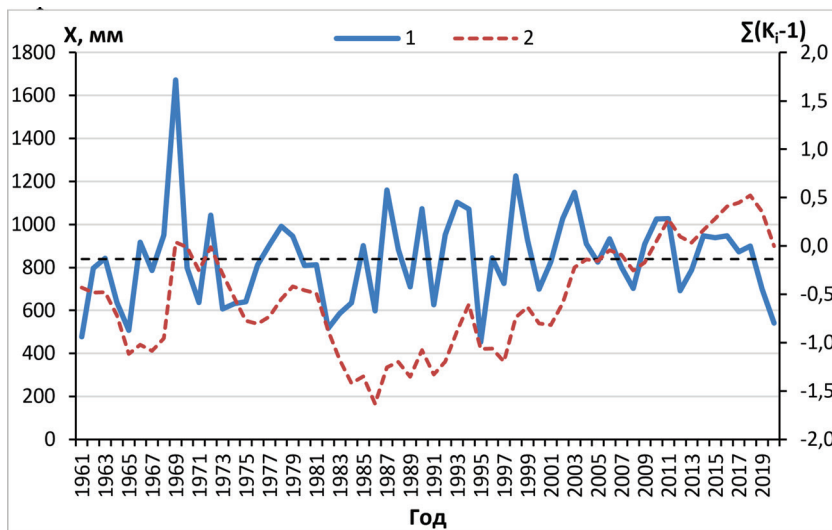


Рис. 2. Среднегодовые значения сумм осадков (1) и их разностно-интегральная кривая (2), характерные для метеостанции «Пскем» в пос. Муллала за 1961-2020 гг. (среднее значение (X) равно 840 мм).

При изучении динамики средних годовых расходов воды за 1961-2020 гг. и построенных разностно-интегральных кривых (РИК) за исследуемый период (рис. 3) было выявлено наличие двух 30-летних циклов водности. В первый цикл среднегодовые расходы воды в реке Пскем составляли от 60 до 140 м³/с (в 1965-1973 гг. – выше 80 м³/с). Максимум был зафиксирован в 1969 г. (136.4 м³/с), после чего в 1970-1980 гг. произошло снижение этой величины до 50-90 м³/с (с непродолжительным периодом повышенной водности в 1978-1981 гг.). В конце 1980-х годов начался новый цикл повышенной водности бассейна, для которого уже было характерно чередование многоводных и маловодных лет с устойчивым возрастающим трендом (среднегодовой расход в 1980-1990 гг. – 60-100 м³/с. С началом нового века (и началом устойчивой тенденции климата к потеплению) наступило время постепенного спада. Так в самый последний год исследуемого периода (2020 г.) был зафиксирован самый минимальный расход воды за 60 лет – 51.3 м³/с, что говорит о наиболее выраженном маловодье.

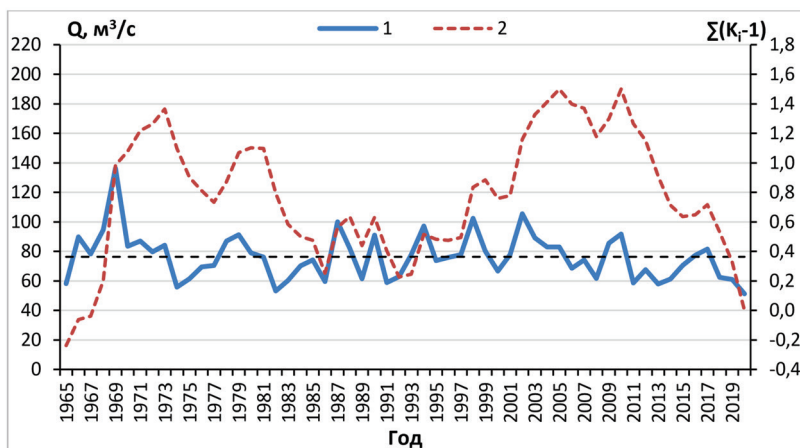


Рис. 3. Средние годовые значения расходов воды (1) и их разностно-интегральная кривая (2), характерные для гидрологического поста на реке Пскем в пос. Муллала за 1965-2020 гг. (среднее значение – 76,4 м³/с).

Отдельно стоит рассмотреть и динамику типов питания. Для определения преобладающего типа питания речной системы был использован коэффициент, разработанный В.Л. Шульцем δ [2], рассчитываемый по формуле:

$$\delta = \frac{W_{VII} - W_{IX}}{W_{III} - W_{VI}},$$

где W_{VII} - W_{IX} – сток за июль-сентябрь, W_{III} - W_{VI} – сток за март-июнь.

Согласно данной методике для каждого гидрологического поста был построен график коэффициента Шульца (рис. 4).

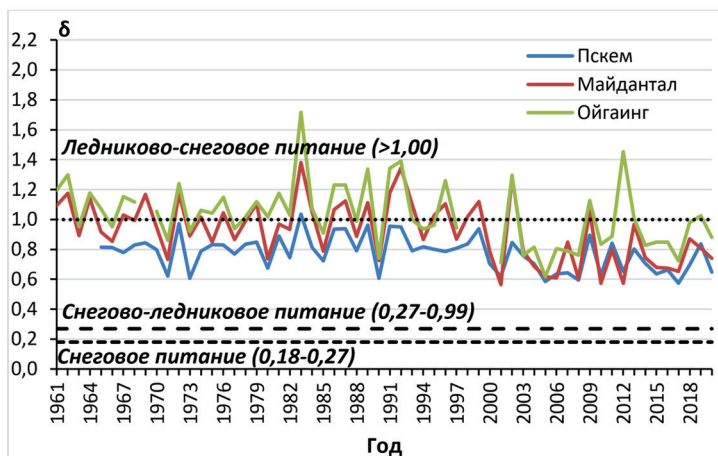


Рис. 4. Многолетняя динамика значения коэффициента Шульца δ по гидрологическим постам на р. Пскем (пос. Муллала), р. Майдантал и р. Ойгаинг (ст. «Майдантал»).

Согласно получившимся значениям, реки нижней части речной системы (основной бассейн р. Пскем) имели преимущественно снегово-ледниковое питание. Реки высокой части долины (системы Ойгаинга и Майдантала) относились к типу ледниково-снегового питания. Это подтверждают данные многолетних наблюдений: среднегодовое значение коэффициента Шульца для рек Пскем, Ойгаинг и Майдантал равны 0.78, 1.03, 0.93 соответственно [3]. В отдельные годы в общей речной системе р. Пскем преобладал один тип питания (в 1983 г. – ледниково-снеговой, в 1990 г. – снегово-ледниковый). Интересно, что, уже начиная с рубежа веков, питание рек систем Ойгаинга и Майдантала резко сменилось с ледниково-снегового на снегово-ледниковое, что не в последнюю очередь связано с потеплением климата и значительным сокращением площадей и объема горного оледенения.

Основные факторы формирования стока делятся на постоянные – физико-географические (к которым относятся размер бассейна, расположение основных горных хребтов, распределение площадей по высотным зонам, экспозиция, растительность и почвенно-геологические особенности) и переменные – гидрометеорологические условия, к ним относятся и климатические факторы [4]. Они все действуют одновременно и при анализе условий формирования стока должны рассматриваться в комплексе.

Бассейн р. Пскем находится в Западной части Тянь-Шаня и расположен на высотах от 800 до 4000 м над ур. м. Верхнюю часть бассейна можно разделить на несколько подбассейнов, относящихся к рекам Ойгаинг и Майдантал, чье слияние и образует главную реку бассейна. Притоки основной реки, Майдантал и Ойгаинг, протекают по глубоким и узким долинам с крутыми склонами, насыщенными многочисленными моренами [5]. Горные хребты, окаймляющие долину, ориентируют ее устье и ее среднегорную часть на юго-запад. Следовательно, Пскемская долина подвержена влиянию климатических вторжений с юго-запада, запада и северо-запада, а также влиянию юго-западной периферии Сибирского антициклона. Устье долины обращено к юго-западу, и она подвержена циклональным вторжениям с юга Каспийского моря и полярных воздушных масс, чем и объясняется довольно большое годовое количество осадков [2].

Отдельное значение в формировании годового стока играет распределение склонов по экспозиции. На левобережной части бассейна преобладают склоны северных экспозиций, что говорит о замедлен-

ном снеготаянии на значительной части бассейна. Склоны южных экспозиций преимущественно встречаются на правобережье нижней части бассейна. Для данной территории должно быть характерно более продолжительное и неравномерно распределенное (вне зависимости от высоты) таяние снежного покрова.

Для горных рек Средней Азии, самым главным фактором формирования стока является поступление талых вод из снежного покрова и из ледников. Снежный покров в исследуемом бассейне начинает образовываться в октябре-ноябре, в нижней части бассейна этот процесс затягивается до декабря. продолжительность залегания устойчивого снежного покрова – 117 и 176 дней соответственно на нижней метеорологической станции «Пскем» в пос. Муллала и верхней станции «Ойгаинг» [6].

Для временного анализа связи между количеством осадков, выпавших за холодный период года (ноябрь-март или ноябрь-апрель) и общим объемам стока за вегетационный период на исследуемых створах рек (апрель-сентябрь, март-октябрь, и март-сентябрь) были рассчитаны парные коэффициенты корреляции между суммами месячных данных этих двух показателями в различных вариантах. Для описания связи во всем бассейне были использованы данные по месячному стоку по гидрологическому посту на р. Пскем в пос. Муллала (табл. 1.). Были проведены корреляции данных за 20 лет, 30 лет и за весь период (60 лет). В качестве исходных метеорологических данных были взяты среднемесячные значения осадков для метеостанций «Пскем» и «Ойгаинг» за 1961-2020 годы. Также были взяты среднемесячные данные реанализа ERA5.

Таблица 1

Парные коэффициенты корреляции между количеством осадков, выпавших в холодный период (ноябрь-март/апрель) и количеством стока в р. Пскем (пос. Муллала) за вегетационный период

Период	Сток (W) по сезонам	Р (ст. «Пскем»)		Р (ст. «Ойгаинг»)		Р (реанализ ERA5)	
		XI-III	XI-IV	XI-III	XI-IV	XI-III	XI-IV
1961-1990 (30 лет)	IV-IX	0.775	0.825	0.863	0.877	0.754	0.787
	III-X	0.775	0.823	0.845	0.858	0.726	0.759
1991-2020 (30 лет)	IV-IX	0.403	0.577	0.593	0.688	0.419	0.515
	III-X	0.414	0.577	0.583	0.671	0.422	0.515
1961-2020 (60 лет)	IV-IX	0.573	0.689	0.737	0.786	0.611	0.675
	III-X	0.577	0.687	0.722	0.767	0.598	0.660

Другим фактором, который влияет на общую динамику водного стока, является количество выпавших дождевых осадков в летний период. Поскольку в бассейне р. Пскем осадки в виде снега могут выпадать с ноября по март в нижней части и с октября по апрель в верхней части бассейна, то для рассмотрения следует ограничиться временем вегетационного периода (с апреля по сентябрь), которое одновременно является и временем половодья.

Таблица 2

Связь количества осадков в теплый период года
(апрель-октябрь) со стоком в вегетационный период

Период	Ст. «Пскем»	Ст. «Ойгаинг»	Реанализ (ERA5)
1961-1990 (30 лет)	0.652	0.574	0.856
1991-2020 (30 лет)	0.565	0.466	0.702
1961-2020 (60 лет)	0.573	0.491	0.792

Данные реанализа показывают довольно приемлемые значения корреляции, особенно в случае дождевого стока. Стоит отметить, что наиболее высокие коэффициенты корреляции наблюдались в первые 30 лет периода наблюдений (до 0.70-0.90), а во втором тридцатилетии эти же значения становятся меньше (до 0.40-0.60).

Отдельным фактором, влияющим на величину естественного стока, является испарение, однако в горных районах оно незначительно, поскольку согласно данным реанализа ERA5 общее испарение на территории Пскемской долины не превышает 3-4 мм в июне-июле. Еще одним фактором, который незначительно влияет на формирование водного стока в теплый период года, является подземный сток – общее количество воды, которое поступает в речную систему из грунтовых вод. В зимнюю межень практически весь сток сформирован грунтовыми водами (ок. 20-30 м³/с).

Последним рассматриваемым фактором был ледниковый сток. В качестве метода оценки влияния ледникового стока используем сравнение коэффициентов парной корреляции между среднемесячными температурами воздуха и количеством стока по месяцам вегетационного периода на реках Майдантал и Ойгаинг, так как именно в их бассейне находится большинство всех ледников данного речного бассейна (табл. 3). Как показывают данные корреляции за 30-летние периоды, месяцами с наибольшими значениями корреляции между температурой и стоком является апрель и июнь. Однако в первом случае

имеет место быть интенсивное весеннее снеготаяние, наибольшая интенсивность которого характерна именно для этого месяца. Коэффициенты корреляции в летний период наиболее велики в июне, когда половодье достигает своего пика и происходит наиболее интенсивное таяние ледникового покрова в Пскемской долине. Для реки Ойгаинг наилучшие значения корреляции отмечались в июле первых 30 лет (до 0.6 по данным станции «Ойгаинг»). В то же время для р. Майдантал, коэффициенты корреляции заметно меньше.

Таблица 3

Связь температур воздуха в теплый период года
(апрель-сентябрь) со стоком в вегетационный период

Период	Сток (W)	Среднемесячные температуры воздуха			
		р. Ойгаинг		р. Майдантал	
		Ст. «Ойгаинг»	Реанализ ERA5	Ст. «Ойгаинг»	Реанализ ERA5
1961-2020 (60 лет)	IV	0.433	0.535	0.488	0.578
	V	0.204	0.307	0.290	0.358
	VI	0.465	0.388	0.386	0,322
	VII	0.040	0.023	0.013	-0.015
	VIII	0.233	0.216	0.148	0.134
	IX	0.162	0.124	0.253	0.132

Неравномерность сезонной динамики коэффициентов корреляции объясняется особенностями формирования талого стока в долине. В апреле-мае происходит процесс постепенного стаивания снежной массы, в результате которого формируется подавляющая часть годового стока. Пик половодья приходится на июнь: именно для данного месяца характерны самые высокие коэффициенты корреляции. В июле, когда сток начинает уменьшаться, связи между температурой и стоком практически нет. Это также говорит о том, что ледниковый сток в данном месяце невелик и не вызывает серьезного влияния на общую динамику. Согласно табл. 3, существует ещё один максимум корреляции – в августе, однако это не означает того, что ледниковый сток каким-то образом увеличивается. А в сентябре начинается постепенное понижение температуры в высокогорной местности и ледниковый сток практически прекращается. Работ, в которых рассматривается ледниковый сток и его вклад в общий сток рек относительно немного, что связано с трудностью измерения стока с ледников в полевых условиях. Однако существуют физико-статистические модели с ледников в бассейнах рек Средней Азии.

В результате корреляционного анализа факторов, влияющих на формирование годового стока с бассейна р. Пскем можно сделать вывод о том, что наибольшее влияние имеет сток талых снеговых вод, после чего идут подземный, ледниковый и дождевой сток. Однако влияние на особенности годовой динамики подземный и ледниковый сток имеют опосредованное: их вклад в формирование картины годового стока незначителен, поскольку первый из них в течение года изменяется очень слабо, а второй постоянен и характерен только для летнего периода, когда изотерма нулевой температуры достигает высоты ледников.

Гораздо большее влияние на общую картину годового стока оказывают гидрометеорологические факторы, такие как общее количество снегозапасов и количество выпавших осадков за вегетационный период. Заметны высокие степени корреляции между значениями дождевых осадков в вегетационный период и общего количества осадков за холодный период года со стоком в вегетационный период, в рамках которого и наблюдается половодье.

Межгодовая динамика говорит о следующем: в 1960-1970 гг. и 2000-2010 гг. между снеговым и общим стоком наблюдались высокие степени корреляции, в 1980-1990 гг. их значение хоть и не потеряло своей значимости, но несколько ослабло. Связано это с резко возросшим количеством дождевых осадков, особенно в 1990-е годы. С начала нового века наметился тренд на постепенное увеличение влияния талого стока на фоне постепенного повышения температур воздуха и уменьшения водности бассейна.

ЛИТЕРАТУРА

1. Семакова Э., Семаков Д. Изменения ледников в бассейне р. Пскем. Узбекистан, 2022.
2. Шульц В.Л. Реки Средней Азии. Л.: Гидрометеиздат, 1965, 170 с.
3. Turgunov D.M., Khikmatov F.H. Estimation of the low-water norm in the mountain rivers of Central Asia // European Sciences review. Austria, 2018. № 3-4, 102 p.
4. Руководство по гидрологическим прогнозам. Вып. 1. Долгосрочные прогнозы элементов водного режима рек и водохранилищ. Гидрометцентр СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1989, с. 210-224.
5. Шернаев А.У. Роль и значение окружающих гор в формировании реки Пскем // Экономика и социум. 2022, №6(97), с. 930-938.

6. Тилляходжаева З.Д., Мамараимов А.Ж., Мамадалиев Н.Р. Режим формирования водных ресурсов в бассейне реки Пскем в зимний период 2020-2021 гг. // Экономика и социум. 2021, №9(88), с. 755-764.

УСТОЙЧИВОЕ УПРАВЛЕНИЕ ВОДНЫМИ РЕСУРСАМИ РЕКИ САРЫ-ДЖАЗ КЫРГЫЗСКОЙ РЕСПУБЛИКИ

Жолдошова Н.А., Абдулдаев М.С.

*Институт водных проблем, гидроэнергетики НАН КР,
г. Бишкек, Кыргызстан. E-mail: nurzada.zholdoshova@internet.ru*

До настоящего времени водные ресурсы бассейна реки Сары-Джаз, собственно, в Кыргызстане не используются. Постоянного населения в бассейне практически нет, земли издавна используются как зимние пастбища, поскольку осадков здесь выпадает мало и зимой скоту легко добывать корм из-под тонкого слоя снега. Бассейн реки Сары-Джаз изолирован от остальной территории республики высокими горными хребтами, весь речной сток уходит в соседний Китай и на освоение ресурсов бассейна в Республике практически не обращали внимания. В 1959 г. была отправлена экспедиция гидроэнергетиков, задачей которой была предварительная оценка потенциальных гидроэнергетических ресурсов и возможности их использования путем строительства каскада гидроэлектростанций. В процессе работ были определены створы и местоположения плотин ГЭС. Предлагалось энергетическое использование стока реки Сары-Джаз путем строительства четырёх гидроэлектростанций, расположенных на стволе реки.

Гидрологическая изученность и водный режим рек

В гидрологическом отношении бассейн реки Сары-Джаз изучен недостаточно. Режимные наблюдения за стоком проводились на реках Куйлю, Сары-Джаз, Акшийряк, Иныльчек и Кайинды [1]. На территории Кыргызстана длина реки составляет 198 км [1].

Продолжительность наблюдений не превышает 15-20 лет. Сток реки Сары-Джаз в пограничном с Китаем створе остается неизученным, поэтому параметры стока в этом створе получены расчетными методами.

Режим и тип питания рек бассейна

По гидрологическому режиму реки бассейна относятся к Тянь-Шанскому типу с двумя ярко выраженными фазами стока – осенне-летним

половодьем и осенне-зимней меженью. В период половодья ярко обозначены два паводка снеговой – апрель-июнь, когда питание осуществляется за счет сезонных осадков, накопившихся в горах за холодный период, и ледниковый – июль-сентябрь, за счет таяние ледников. На рис. 1, 2, 3 представлены гидрографы стока рек Сары-Джаз, Куйлю и Акшийряк за экстремальные годы - многоводный и маловодный.

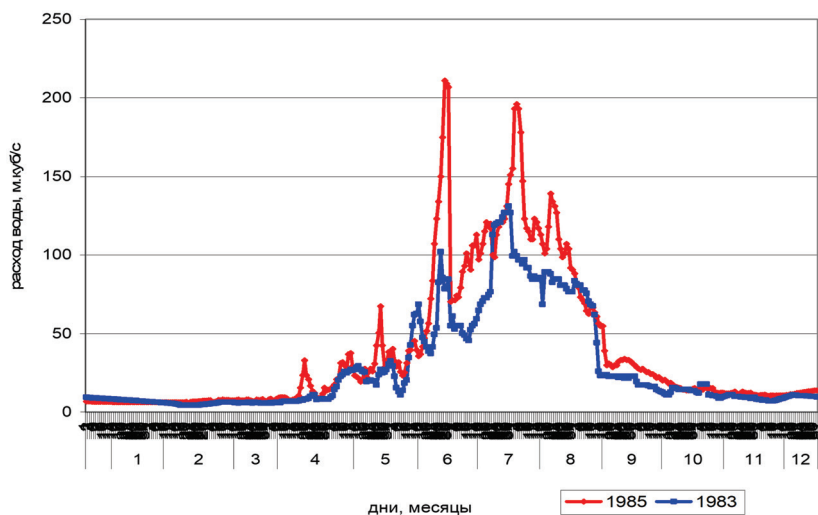


Рис. 1. Гидрографы стока реки Сары-Джаз за годы различной водности.

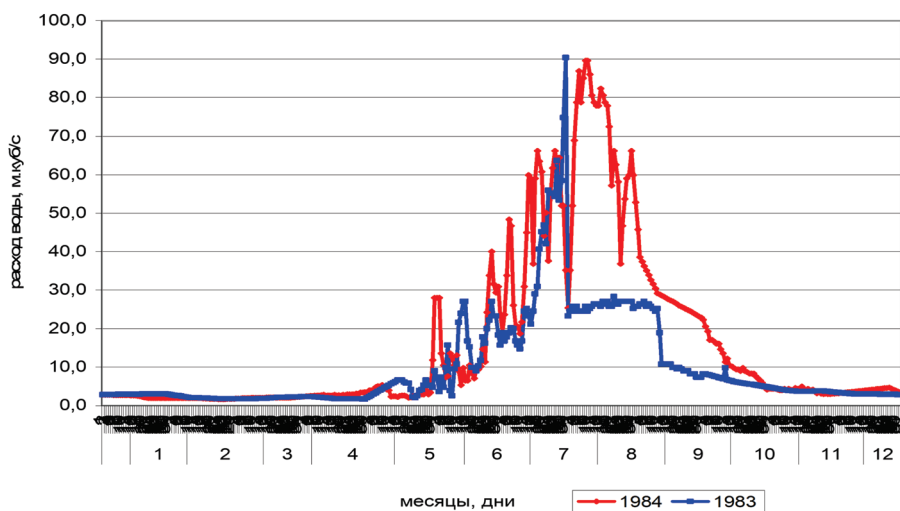


Рис. 2. Гидрографы стока реки Куйлю за годы различной водности.

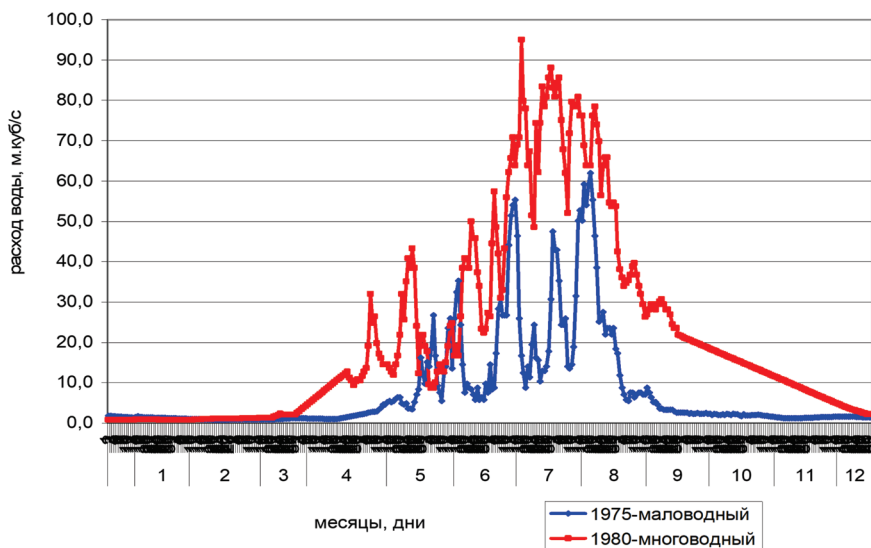


Рис. 3. Гидрографы стока реки Акишйряк за годы различной водности.

По показателю типа питания (отношение объема стока за июль-сентябрь к объему за март-июнь) реки бассейна относятся к ледниково-снеговому питанию, поскольку величина его находится в пределах 2.3-2.9.

Внутригодовое распределение стока

Во внутригодовом распределении стока (рис. 4-8) основной объем стока приходится на июль-сентябрь, в июле, августе наблюдаются максимальные расходы воды, которые формируются в основном ледниковым стоком.

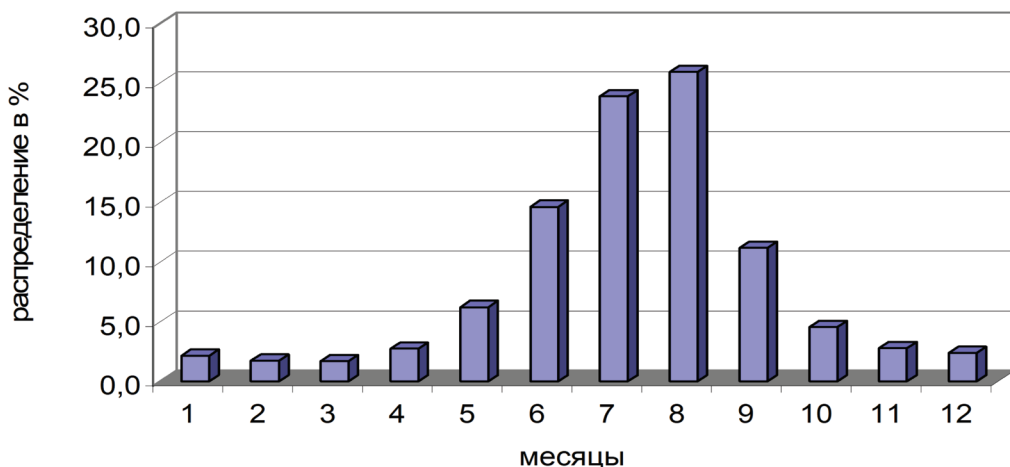


Рис. 4. Распределение стока по месяцам в % от годового стока реки Сары-Джаз.

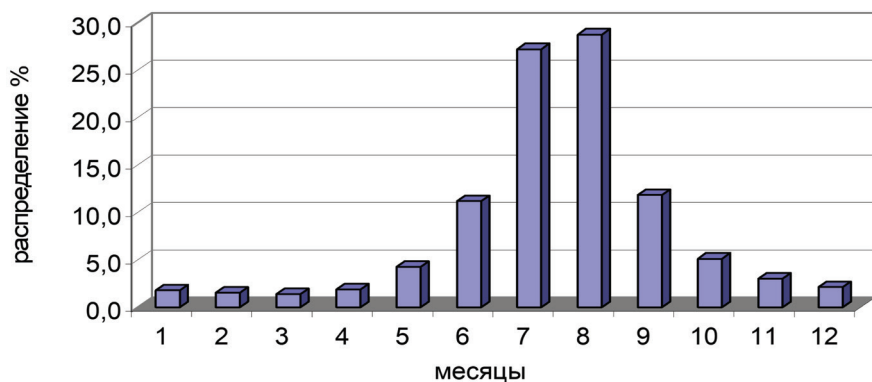


Рис. 5. Распределение стока по месяцам в % от годового реки Куйлю.

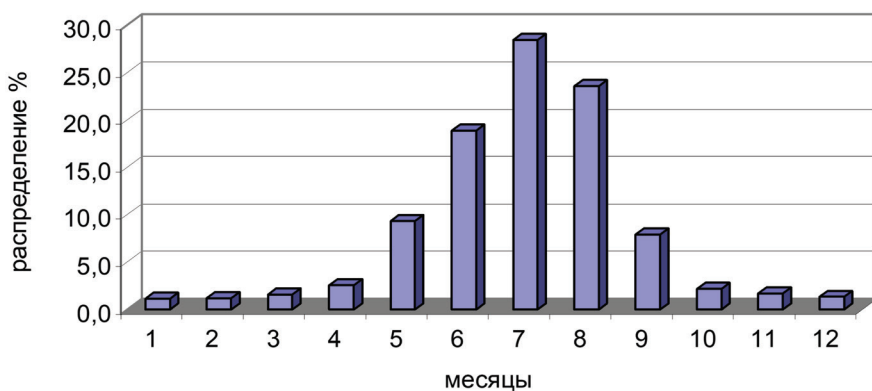


Рис. 6. Распределение стока по месяцам в % от годового реки Ашийряк.

О большой роли ледникового питания можно судить по внутригодовому распределению стока по месяцам и сезонам на наиболее крупных притоках реки Сары-Джаз (табл. 1).

Таблица 1

Внутригодовое распределение стока по летним месяцам и сезонам
(в % от годового объема стока)

Река	Месяцы половодья					Сезоны		
	5	6	7	8	9	7 - 9	5 - 6	10 - 4
						лето	весна	осень-зима
Верховья Сары-Джаз	7.3	16.4	23.9	24.2	10.0	58.1	23.7	18.2
Куйлю	4.1	13.1	28.8	27.5	8.7	65.0	17.2	17.8
Иныльчек	3.7	9.9	25.8	38.0	9.4	73.2	13.6	13.2
Акшийряк	6.4	19.1	27.9	26.6	7.0	61.5	25.5	13.0

Половодье и максимальные расходы воды

Половодье является основной фазой гидрологического режима. На реках бассейна половодье начинается в апреле или начале мая, заканчивается в сентябре.

После прохождения первого пика паводка (апрель-июнь) от таяния сезонных снегов, накопившихся в горах за холодный период (октябрь-март), отмечается второй (июль, август) более мощный – от таяния ледников и «снежников» высокогорья. После этого наступает равномерный спад с небольшими пиками талого или дождевого происхождения до середины сентября, переходящий в постепенное убывание расходов воды (меженный сток) до начала половодья следующего года (рис. 6, 7).

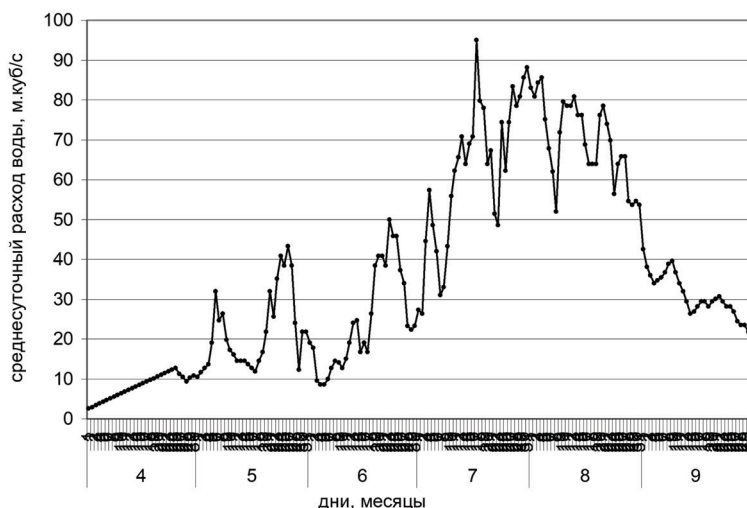


Рис. 6. Гидрограф половодья р. Акшийряк.

Река Акшийряк - самый большой по площади и длине приток реки Сары-Джаз, имеющий наибольшее оледенение. Бассейн реки имеет сложное строение с разветвленной гидрографической сетью [3].

Реки Куйлю и Учкуль текут в относительно прямолинейных долинах с плоским галечным дном, шириной 200-500 м и умеренно разветвленный руслами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ключевая территория биоразнообразия Сары-Джаз и Хан-Тенгри. <https://map.kg/fotobaza/123-kljucevaja-territorija-bioraznoobrazija-sary-dzhaz-i-han-tengri.html>

2. Актуальные проблемы геологии и географии Тянь-Шаня и сопредельных территорий. Материалы международной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения исследователя геологии Тянь-Шаня В. Г. Королева. Бишкек, Институт геологии НАН КР, 2020, 558 с.
3. Сарычат-Эрташский государственный заповедник. <https://triptokyrghyzstan.com/ru/destinations/places/sarychat-ertashskiy-zapovednik>.

ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА СТОК РЕКИ БУКТЫРМА: ОЦЕНКА И ПРОГНОЗ

Нурбацина А.А., Турсунова А.А.

Институт географии и водной безопасности

г. Алматы, Казахстан. E-mail: aliya.nurbatsina@gmail.com

Введение

Глобальное потепление, которое с середины 70-х гг. прошлого столетия идёт высокими темпами, приводит к увеличению продолжительности теплого периода, интенсивному таянию сезонного снега и увеличению числа паводковых и селевых явлений на реках Центральной Азии. Периодичность критических аномалий выпадения осадков, либо резкое таяние снежного покрова при «дружности» весны могут привести к формированию или слишком большого, или слишком маленького объема водных ресурсов, следствием которого являются наводнения или засухи [1].

Управление водными ресурсами в пространственном изменении представляет наибольшую сложность, так как несёт в себе не только процессы изменения климатических условий, а также подстилающей поверхности, в условиях антропогенного воздействия. Примером является бассейн реки Буктырма, которая является одной из наиболее крупных рек на Алтае, расположенный в верховьях реки в узкой долине гор, а в низовьях выходит на более плоскую поверхность. На состояние ландшафта в бассейне оказали влияние горнопромышленное производство, вырубка лесов на склонах, гидроэнергетическое строительство, распашка земель, а также пастбищная деградация. Создание Буктырминского водохранилища обусловило изменение гидротермического режима ландшафтов речного бассейна, проявившегося в условиях ороклиматического барьера увеличением осадков [2].

Объект и материалы исследования

Река Буктырма. Одна из наиболее крупных рек на Алтае, относящихся к притокам Ертиса (рис. 1). Длина реки составляет 336 км, площадь водосбора 12 660 км². Начало берёт из Буктырминского озера, на высоте 2600 м с хребта Южного Алтая. Впадает в Буктырминское водохранилище, основные притоки: Белая Берель, Сарымсакты, Тургусун и др. Рельеф местности, прилегающей к долине реки, горный, пересеченный. Ширина долины 5 - 6 километров (в сужениях 0,3 - 0,4 километра). Питание смешанное: 50 - 55% снегового, 25 - 35% дождевого, 15% грунтового. Средний годовой расход воды 214 м³/с. В нижнем течении реки имеются объекты энергетической промышленности, река и ее притоки используются для орошения и водоснабжения населенных пунктов. Высшая точка бассейна находится на высоте 4506 м над ур. м., устье реки Буктырмы лежит на 4 км ниже.



Рис. 1. Гидрография и рельеф водосбора реки Буктырма – с. Лесная Пристань [3].

Большое влияние на формирование поверхностного стока в гляциально-нивальном поясе оказывает наличие вечной мерзлоты. Неглубоко залегающая вечная мерзлота в течение всего теплого периода года служит хорошим водоупором, по которому осуществляется по-

верхностный сток талых и дождевых вод с минимальными потерями на инфильтрацию. Основные компоненты горной криосферы, определяющие условия формирования возобновляемых водных ресурсов Казахстана и стран Центральной Азии – снежный покров, ледники и подземные льды (погребенные ледники, льды каменных глетчеров и вечной мерзлоты). Стремительное сокращение ледников Центральной Азии за последние полвека и крайне неблагоприятные прогнозы, согласно которым оледенение главных бассейнов рек региона уже в течение текущего столетия может сократиться в разы относительно современного либо исчезнуть вовсе [3-8], стали причиной все более пристального внимания ученых к проблемам климатообусловленных изменений горной криосферы.

Площадь оледенения Казахстана в период с 1955-1956 гг. по 2015 г. с 1744.8 до 1032.1 км², то есть на 712,7 км² и относительное уменьшение площади льда составило 40.8 % (0.68 % в год). В конце 60-х гг. прошлого века был составлен первый Каталог ледников Казахстанского Алтая с характеристикой их состояния на начало второй половины столетия (1950-1955 гг.). По данным этого Каталога, на территории рассматриваемых бассейнов насчитывалось 323 ледника с чистой площадью (без конечных морен стадии фернау) 71.4 км² и объемом льда 2.41 км³ [9].

По данным [10], с 1955-1956 гг. по 2015 г. число ледников в Казахстанском Алтае сократилось на 60%, в частности в бассейне верховья Буктырмы на 40,5%. Соответственно их площадь сократилась в Казахстанском Алтае с 71.4 до 37.2 км² на 47.9 %, в бассейне верховья Буктырмы с 23.3 до 12.94 км² на 44.4 % (рис. 2) [11, 12].

Как видно из указанного выше графика, наблюдается тенденция небольшого повышения стока для гидрологического поста.

На рис. 3 представлен график межгодового хода средних значений расходов воды за период апрель – сентябрь (вегетационный период) для указанного объекта.

В качестве метеорологических станций, расположенных на территории бассейна Буктырма, выбраны следующие станции: Катон-Карагай, Лениногорск, Улькен-Нарын, Теректы. Для выбранных метеорологических станций подготовлены доступные данные по температуре воздуха и осадкам. На рис. 4 представлены графики межгодового хода сезонных температур воздуха и осадков для указанных метеостанций.

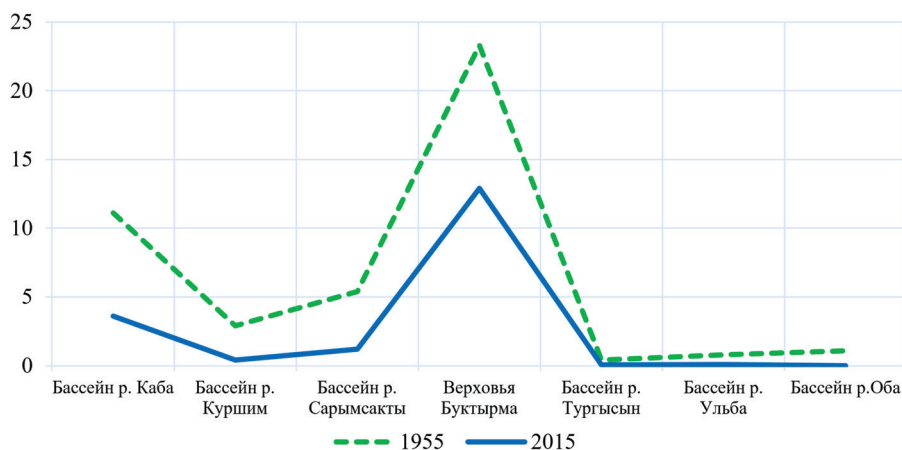


Рис. 2. Площадь оледенения бассейнов рек Казахстанского Алтая по состоянию на 1955 и 2015 гг.

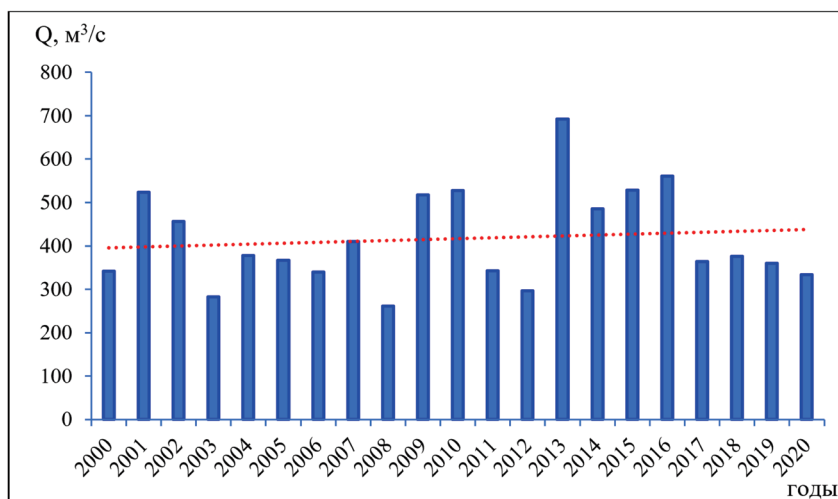


Рис. 2. Площадь оледенения бассейнов рек Казахстанского Алтая по состоянию на 1955 и 2015 гг.

Как видно из представленных графиков, наблюдается тенденция увеличения температуры воздуха в периоды январь – март, апрель – сентябрь. По осадкам в период накопления снеготопливных запасов (январь – март) особых тенденций их изменений не выявлено, за теплый же период апрель - июнь идет небольшой спад в количестве выпавших осадков.

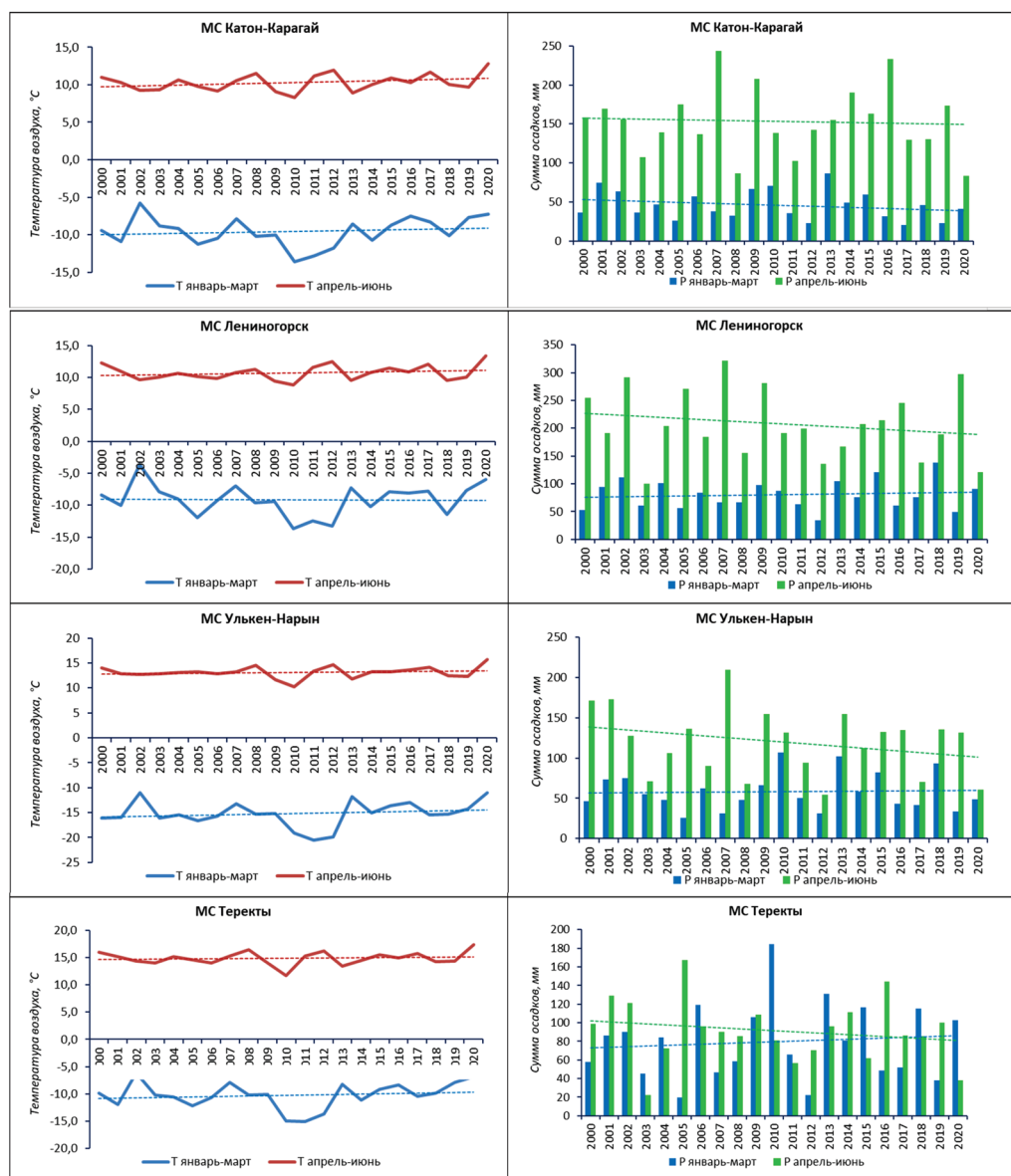


Рис. 4. Графики межгодового хода сезонных значений температуры воздуха и осадков.

Методология использования гидрологической модели SWIM

Модель SWIM представляет собой физико-математическую модель тепло- и влагообмена поверхности суши с атмосферой, вегетационных и биогеохимических процессов [13].

На данный момент SWIM включает в себя описание следующих процессов формирования теплового и водного режима различных экосистем суши: перехват жидких и твердых атмосферных осадков растительным покровом, а также их последующее испарение и возможное таяние или замерзание; формирование снежного покрова под пологом леса и на открытых участках в холодный период года (аккумуляция достигших поверхности почвы твердых осадков, их испарение, таяние и возможное замерзание талой воды в снеге в случае понижения температуры воздуха до отрицательных значений); формирование поверхностного стока и впитывание воды (поступающей на поверхность почвы вследствие выпадения жидких осадков или таяния снега) в почву; формирование водного баланса зоны аэрации (включающего в себя транспирацию, физическое испарения воды почвой, водообмен с грунтовыми водами и изменение почвенных влагозапасов); формирование теплового баланса и ее термического режима; промерзание и оттаивание почвы.

Для ввода модели в оперативную практику необходимо её тщательное тестирование и проверка результатов на качество [14-16].

Для проведения калибровки модели для речного бассейна учитываются более 35 параметров, основными из которых являются: коэффициенты шероховатости русла, параметры максимальной водоемкости почвы, параметры испарения, параметры грунтовых вод, параметры эрозии почвы, параметры первоначального запаса влаги в грунтах, параметры русла, параметры снегонакопления и снеготаяния, коэффициенты изменения характеристик с высотой, параметры поймы реки.

Подготовка ГИС-слоев по рекам Буктырма

Для поста р. Буктырма - с. Лесная Пристань площадь водосбора составляет 10700 км², средний расход 215 м³/сек. За период с 1954 г. наибольший расход наблюдался 28.04.2015 г. 2740 м³/сек. Наименьший расход, в период открытого русла был измерен 23.10.2004 г. – 38.9 м³/сек. Наименьший расход, в зимний период наблюдался 18.12.1970 г. – 9.0 м³/сек.

Были подготовлены вспомогательные карты в приложении ArcGIS – ArcMap 10.2 (рис. 5).

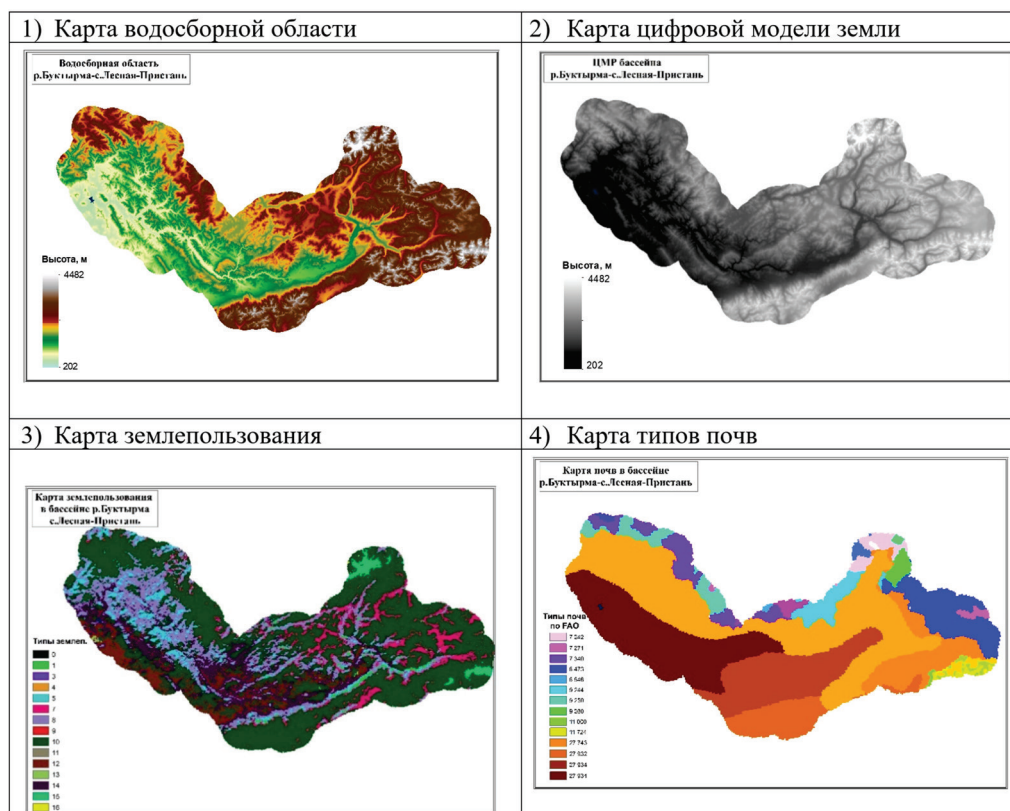


Рис. 5. Вспомогательные карты для водосбора реки Буктырма с буферной зоной 10 км.

На основе построенных вспомогательных карт получена краткая основная характеристика водосбора р. Буктырма. Наименьшая высота водосбора составляет 202 м, наибольшая - 4482 м, средняя высота водосбора составляет - 2342 м. Территория бассейна подразделена на 15 видов землепользования, согласно продукта «Globe Land 30» и 14 типов почв, согласно классификации по FAO.

Проекция изменения стока по климатическим сценариям

Климатические сценарии охватывают целый ряд возможных будущих факторов, в том числе идеализированные допущения о выбросах или концентрациях. Они включают иллюстративные сигнальные сценарии на период 2000-2100 гг. и модельные эксперименты с парниковыми газами и концентрациями аэрозолей на постоянном уровне после 2000 или 2100 г.

В это исследование было решено включить сценарии умеренных и высоких выбросов до конца XXI века. С этой целью все прогнозы

были рассчитаны в соответствии с траекториями концентрации РТК 4.5 (сценарий умеренных выбросов) и РТК 8.5 (сценарий высоких выбросов) на период с 1950 по 2100 гг.

На рис. 6 показана сезонная динамика речного стока для р. Буктырма - с. Лесная Пристань с 2010 по 2099 гг., интервалом 30 лет.

Согласно полученным результатам, по сценарию гср 4.5, изменения в стоке воды на исследуемом посту до 2040 г. будут незначительными и приближены к режиму реки в настоящее время. После 2070-х гг. наблюдается увеличение водности реки в апреле месяце в 2,5 раза. Пик половодья, за счет поступившего большого количества воды в апреле, в мае месяце уменьшится. Начало половодья также приходится на март месяц.

По сценарию гср 8.5 изменения в стоке воды, на период до 2040 г., будут незначительными и приближены к режиму реки в настоящее время. В период с 2041 по 2070 гг. наблюдается увеличение водности реки в апреле месяце в 2.5 раза. В 2071-2099 гг., согласно сценарию, пик половодья будет смещен с мая на апрель месяца.

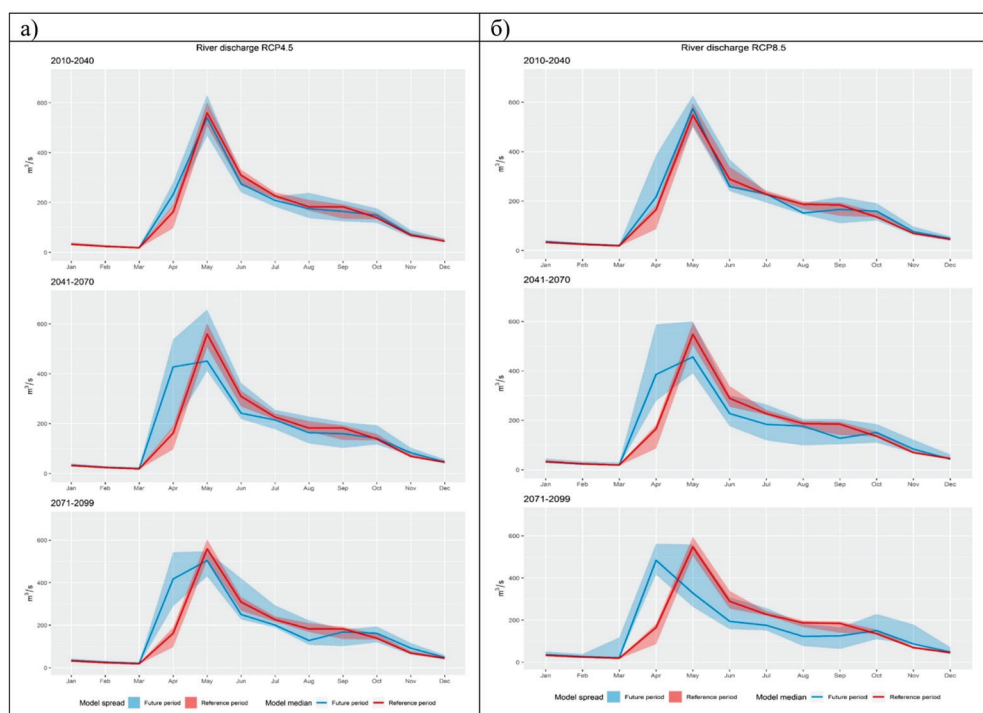


Рис. 6. Сезонная динамика стока реки Буктырма – с. Лесная-Пристань по данным сценариев, а) по гср 4.5, б) по гср 8.5.

Выводы

Используя климатические сценарии глобальных моделей данных по CMIP 5, на основе гидрологической модели SWIM, были получены проекции стока воды до 2099 г. Анализ полученных результатов (по сценариям гср 4.5 и гср 8.5), показал, что изменения в стоке воды до 2040 г. будут незначительными и приближены к режиму реки в настоящее время. В период с 2041 по 2070 гг. наблюдается увеличение водности реки в апреле месяце примерно в 2.5 раза, в числовом значении с 170 до $\sim 400 \text{ м}^3/\text{с}$. Высокие уровни воды будут держаться на протяжении месяца. В 2071-2099 гг. по данным сценария гср 4.5, пик половодья в мае месяце уменьшится, но в апреле ожидается резкое увеличение уровня воды, по данным сценария гср 8.5, пик половодья будет смещен с мая на апрель месяц.

Результаты водности реки по сценариям показывают значительное изменение временного и количественного распределения водности рек в будущем столетии. Основное влияние на поверхностный сток будет оказывать процесс таяния ледников. Вклад от деградации ледников в сток рек может давать увеличение пика половодья до 1.5 раза. После 2041 г. наиболее заметное увеличение осадков предполагается, в основном, зимой, а также увеличение ливневых осадков весной, поэтому интенсивное снеготаяние и дожди спровоцируют высокие весенние паводки, в 2-2.5 раза превосходящие паводки на настоящий момент. В период с 2071 по 2099 гг. максимальный объем – пик поверхностного стока – сместится на более ранний период, так как повышение температуры воздуха приведет к более раннему началу половодья на реках. Более ранние сроки начала снеготаяния приведут к сокращению периода снегонакопления в бассейнах исследуемых рек, уменьшению промерзания почвы, и снижению водности рек, по сравнению с периодом 2041-2070 гг.

ЛИТЕРАТУРА

1. Руководство по гидрологической практике. Управление водными ресурсами и практика применения гидрологических методов (ВМО - № 168, 6 изд.), Женева. 2012, т. 2.
2. <http://www.dissercat.com/content/izmenchivost-i-antropogennaya-transformatsiya-stoka-r-bukhtarmy-yugo-zapadnyi-altai#ixzz5Xlv2tygP>.

3. Aliya Nurbatsina, Alexander Pak, Vokhid Hamidov, Anastasia Lobanova and Iulii Didovets. Climate Change and Hydrology in Central Asia: A Survey of Selected River Basins. Report. Zoï Environment Network, Geneva, 2019.
4. Вилесов Е.Н., Уваров В.Н. Эволюция современного оледенения Зайлиского Алатау в XX веке. Алматы, 2001, 252 с.
5. Kraaijenbrink P.A., Bierkens M.F., Lutz A.F., Immerzeel W. Impact of a global temperature rise of 1.5 degrees Celsius on Asia's glaciers // Nature 549, 2017, p. 257.
6. Shangguan D., Liu S., Ding Y., Ding L., Xiong L., Cai D., Li G., Lu A., Zhang S., Zhang Y. Monitoring the glacier changes in the Muztag Ata and Konggur mountains, east Pamirs, based on Chinese Glacier Inventory and recent satellite imagery // Ann. Glaciol., 2006, 43, p. 79-85.
7. Farinotti D et al. Substantial glacier mass loss in the Tien Shan over the past 50 years // Nature Geosci., 2015, 8, p. 716-722.
8. Северский И.В., Токмагамбетов Т.Г. Современная деградация оледенения гор Юго-Восточного Казахстана // Гидрометеорология и экология. 2004, № 1, с. 72-86.
9. Farinotti D. Substantial glacier mass loss in the Tien Shan over the past 50 years // Nature Geosci. 2015, 8, p. 716-722.
10. Вилесов Е.Н. Изменение размеров горного оледенения Казахстана за вторую половину 20-начало 21 в. // Гидрометеорология и экология, 2016, №2, с. 43-65.
11. Вилесов Е.Н. Изменение размеров и состояния ледников Казахстана за 60 лет (1955-2015 гг.) // Лед и снег, 2018, т. 58, №2, с. 159-170.
12. <http://www.pik-potsdam.de/~wortmann/m.swim/doc/>.
13. Нурбацина А.А., Дидовец Ю., Лобанова А. Адаптация гидрологической модели SWIM для прогнозирования стока равнинных рек Казахстана во время паводков/половодья // Гидрометеорология и экология, № 3, 2019, с. 44-58.
14. Kalashnikova O.Yu., Niyazov J., Nurbatsina A., Kodirov S., Radchenko Yu., Kretova Z. Kyrgyz transboundary rivers' runoff assessment (Syr-darya and Amu-darya river basins) in climate change scenarios // Central Asian Journal of Water Research. doi.org/10.29258/CAJWR/2023-R1. V 9-1/59-88.
15. Didovets Yu. et al. Central Asian rivers under climate change: Impacts assessment in eight representative catchments.

ГЕОГРАФО-ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И КЛИМАТИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ТАДЖИКИСТАНА

Гулаёзов М.Ш.*, ***, Фазылов А.Р.**,

** Научно-исследовательский центр экологии и окружающей
среды Центральной Азии (Душанбе)*

г. Душанбе, Таджикистан. Email: majid1983@mail.ru

*** Институт водных проблем, гидроэнергетики и экологии
НАН Таджикистана*

г. Душанбе, Таджикистан. Email: alifazilov53@gmail.com

***** Синьцзянский институт экологии и географии,
Китайской академии наук*

г Урумчи, КНР. Email: majid1983@mail.ru

Республика Таджикистан горная страна, расположена в юго-восточной части Центральной Азии, в центре Евразийского континента, занимает площадь 142.6 тыс. км² с отметками абсолютных высот от 300 до 7495 м над ур. м. простирается между 36°38' и 41°07' северной широты и между 07°31' и 76°14' восточной долготы (от Гринвича), и вытянута с запада на восток на 690 км [1].

Таджикистан - крупнейший горный регион со сложной орографией и высокой ландшафтно-климатической дифференцированностью с ярко выраженной высотной приуроченностью ландшафтов к определенным ярусам рельефа, а именно к высокогорному, среднегорному, низкогорному, также выделяются межгорно-котловинные и горно-долинные комплексы.

Территория Таджикистана характерна различными физико - географическими условиями местности, местами основательно отличающиеся по комплексу слагающих ее ландшафтных элементов от прилегающих пространств Центральной Азии. Причем присутствуют отдельные районы, по характеру рельефа, высотному положению и по климатическим условиям совершенно не похожи на соседние с ними районы. Обширные же пространства высокогорного Памира являются единственными в своем роде на территории Центральной Азии. По характеру рельефа значительная часть территории Таджикистана представляет собой чередование горных хребтов и ущелий с узкими, иногда замкнутыми долинами и котловинами (рис. 1).

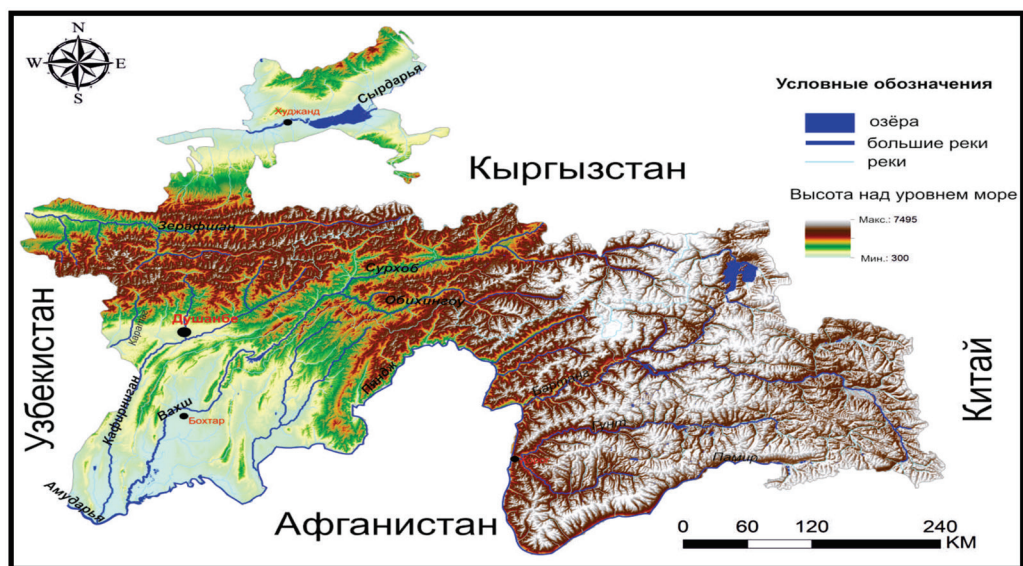


Рис. 1. Физическая карта Таджикистана.

На западе Ферганской долины, в зоне Голодной степи расположена северная территория Таджикистана [2, 3]. Следующая далее к югу широтная полоса начинается на востоке Алайским хребтом (средняя высота около 4000 м над ур. м.), разделяющаяся на две параллельные ветви (северная ветвь - Туркистанский хребет, южная-Матчинский хребет), расположенные на западе. При этом разделяется на два хребта: Зеравшанский и Гиссарский.

Следует отметить, что убывание высоты хребтов в Таджикистане, происходит от востока к западу. К югу от Гиссарского хребта расположена Гиссарская равнина, представляющая собой широтную полосу до 115 км в длину и до 18 км в ширину. Восточная часть Таджикистана занята высоким Памирским нагорьем, представляющий орографический узел ряда горных систем: Тянь-Шанская, Гандукушская, Куэн-лунья, Каракорума и Гамалаев. Высота отдельных гор Памира достигает значительной величины (Пик имени Абуали ибн Сины 7131 м над ур. м, Пик Исмоили Сомони 7495 м над ур. м). Внутренняя часть Памира - система хребтов, долин и бессточных котловин, днища которых на Восточном Памире расположены на высоте 3800-4000 м над ур. м., а разделяющие их хребты поднимаются над нами еще на 1500-2000 м.

Северо-восточные районы Таджикистана (преддверье Памира) заняты горными хребтами Петра I, Дарвазского, Ванчского и Язгулемского и они заняты высокими снежными оледенелыми горами, а их

протяженностью 69.2 тыс. км, в том числе 4 реки длиннее 500 км, 16 рек длиной 100-500 км и 947 рек длиной 10-100 км. Например, крупные реки это: Вахш – 524 км, Бартанг – 528 км, Кафирниган – 387 км, Зерафшан – 310 км (полная длина 877 км), Пяндж – 521 км, Сырдарья (в пределах Таджикистана) – 180 км. Главные речные бассейны по гидрографическому положению выделены в отдельные бассейны: Сырдарья, Вахш, Пяндж, Зерафшан, Кафирниган, Каратаг - Ширкент, Кызылсу-Яхсу (рис. 3). Северо-восточный Памир отнесен к бессточным бассейнам [3].



Рис. 3. Месяцы наибольшего стока рек Таджикистана.

Орфографические особенности Центральной Азии, в том числе и Таджикистана, а также удаленность ее от обширных водных пространств, кладут специфические отпечатки на климатические особенности Центральной Азии, в том числе Таджикистана, а также и на особенности режима водных артерий [3]. Последнее происходит от того, что, климатические факторы являются основными, влияющие на процессы формирования речного стока. Следует отметить, что такое влияние происходит на общем фоне воздействия общих ландшафтных условий на процессы стока в тех или иных речных бассейнах. Причем в зависимости от изменения физико-географических условий, количественные соотношения между величиной стока и влияющими климатическими факторами будут принимать разные формы, хотя общие

также влияет и на температурные условия местности. Одной из особенностей горного климата заключается, прежде всего, в том, что с поднятием вверх понижается атмосферное давление в начале на 10-11 мм., на каждые 100 метров поднятия, а по мере поднятия выше, этот коэффициент уменьшается. Понижение атмосферного давления с высотой, в свою очередь, обуславливает вместе с понижением температуры высотой, уменьшение содержания водных паров в атмосфере.

Удаленный на тысячи километров от источника влаги - океана, Таджикистан отличается резко выраженным континентальным типом субтропического климата, характерными чертами которого являются однообразно сухое и жаркое лето со средними температурами около 300 С, и крайне неустойчивая погода зимы с выпадением осадков и резкими сменами температуры. Годовое количество выпадающих осадков, для этого типа климата, исключительно малая облачность и большая сухость воздуха [3-6].

В зимнее время Таджикистан, как и весь Центрально-Азиатский регион, находится к югу от полосы высокого давления и к югу-западу от области Сибирского антициклона, наблюдаемое во внутренних областях сильно охлаждающегося Азиатского материка, где создаются области высокого давления с центром у озера Байкал.

Несмотря на то, что в течение всей зимы во всем регионе преобладают холодные северо-восточные ветры, исходящие из Сибирского антициклона на территории Таджикистана влияние этого холодного воздушного течения, в силу наличия горных систем, ослабевает, поскольку территория страны загорожена от ветров горами как широкой. Сначала территория защищается горами, окаймляющими с севера Фергану, а далее к югу - горами Алайской системы.

В летнее время, как известно, усиливается область высокого давления Атлантического Океана (Азорский максимум), посылающая на отроги, на восток, в Европу, в связи с чем Таджикистан подпадает под влияние сложной воздушной циркуляции. Исходящие от отрогов воздушные течения проникают в регион в виде северо-западных ветров.

В связи с особенностями орографии Таджикистана - расхождение и понижение горных цепей к западу, наличие открытых к западу продольных долин, в том числе и Гиссарской, на территории республики создаются исключительно благоприятные условия глубокому проникновению в горы, приносимой западными ветрами и влаги.

Особенности географического положения республики, ясность неба, сухость воздуха и сильная инсоляция, создают в летних условиях в Таджикистане значительный нагрев поверхности почвы и прилежащих слоев воздуха. Особенно сильный нагрев почвы и воздуха происходит летом в южной части Таджикистана, в долине рек Пяндж и Амударья, где средняя июльская температура воздуха достигает до 30°C (Дусти). Значительная температура летом характерна и для севера Таджикистана. Так, средняя июльская температура в Худжанде равна 27.6°C, в Аште 27.0°C, в Пенджикенте 25.2°C. Сильному летнему нагреванию низких зон Таджикистана способствует характер рельефа этих районов, так как они имеют вид котловин, окруженных возвышенностями и горами. Полные же формы рельефа, как известно, нагреваются при сходных условиях широты и высоты над уровнем моря, сильнее, чем ровные, платообразные поднятые или выпуклые поверхности. Именно такой характер имеет Гиссарская равнина и долина рек Амударья и Пяндж, где абсолютная температура воздуха достигает до 45°C.

Несколько иные климатические условия имеют высокогорные районы Таджикистана. Здесь с поднятием в горы, количество осадков увеличивается до некоторой предельной высоты, температура воздуха понижается, а безморозный период и период вегетации растительности сокращается. Особенно резко отличаются климатические условия в зимний период в районах Восточного Памира. В силу наличия высоких гор на пути движения воздушных масс, воздух на Восточный Памир приходит более сухим. Разреженность и сухость атмосферы на высоте 3500-4000 м над ур. м, ясность неба, незащищенность земной поверхности облачным покровом от лучеиспускания - все это способствует очень сильному охлаждению поверхности земли. В связи с особенностями орографии, т. е. наличием замкнутых котловин, в которых может скапливаться холодный тяжелый воздух, зима на Памире очень сурова и продолжительна. Средняя многолетняя температура воздуха января месяца для Мургаба равна -17,7°C, а средняя годовая -10°C. Только 5 месяцев на Восточном Памире имеется среднюю температуру выше нуля (май-сентябрь). Морозы по ночам на Памире случаются даже в летние месяцы. Абсолютный минимум температуры воздуха опускается здесь до -46°C и даже -47°C.

Высокогорные области центрального Таджикистана, в силу наличия здесь зимой значительной облачности и отсутствие застоя охлажденных масс воздуха, наблюдается более мягкая зима, чем на Памире.

В этих районах имеет место длительное залегание снежного покрова, иногда в зависимости от высоты на протяжении нескольких месяцев, а на более высоких вершинах гор в течение круглого года. В течение круглого года покрыты вечными снегами и ледниковыми массивами значительная часть горных хребтов северо-восточного Таджикистана. Причем, наличие этих ледниковых массивов оказывает исключительно большое влияние на климатические условия районов, занятых ледниками, а также прилегающих районов.

Значительное разнообразие физико-географических условий в Таджикистане являются причиной неравномерного распределения высоты и продолжительности залегания снега. В частности, в долинах Нижнего Кафирнигана, Куляба, Вахша, Гиссара равнины северной части республики устойчивый снежный покров отсутствует, а в 3-15% территории отсутствуют совсем [6, 7].

Климатические особенности Таджикистана сами по себе довольно многообразны и целиком зависят, как от широтного положения республики, так и от её орографических особенностей. В Таджикистане - стране гор, как и в любой высокогорной стране с большими колебаниями высот, имеет место наличие большое разнообразие климатов и климатических зон, сменяющих друг друга не только в плане, но и в вертикальном направлении. На примере Таджикистана можно проследить все постепенные переходы от степного климата предгорий и низких долин до полярного климата вершин. Существенная разница в климатических условиях, прежде всего, оказывается между периферическими и внутренними областями республики. Это различие особенно резко выступает там, где наружные горные цепи, располагаясь на пути внешних влажных воздушных течений, перехватывают их влагу и конденсируют ее на своих склонах.

Горы Таджикистана не только являются важнейшим источником водных, энергетических и биологических ресурсов страны и региона, но и играют ключевую роль в выживании экосистемы региона. Резкое таяние ледников Таджикистана и участвовавшие стихийные явления в последние десятилетия свидетельствуют о том, что горные районы наиболее остро реагируют на все атмосферно-климатические изменения, и их население наиболее уязвимо к любым глобальным изменениям и вызовам [8].

Сложность рельефа территории Таджикистана, широкая высотная градация, обуславливают, как уже выше отмечено, большое раз-

нообразии климатических зон и районов. Климатические районы, как правило, охватывают пространства более или менее однородные в отношении географического положения, имеют одинаковые абсолютные высоты и устройства поверхности. Два или несколько климатических районов сходных или близких между собой, но разделенные между собой другими климатическими районами, отличающимися от них, могут быть объединены в область господства того или иного типа климата.

Для территории Таджикистана характерны следующие типы климата:

Пустынный климат - очень жаркий и сухой летом, резко континентальный, с большими суточными и годовыми колебаниями температуры. Годовое количество осадков менее 250 мм. Относительная влажность и облачность очень малы. Облачность в среднем за год равна 27-30%. Пустынный тип климата охватывает наиболее низкие части Таджикистана, имеющие высотные отметки в 350-450 м над ур.м. свойственен небольшому участку Таджикистана по правому берегу Амударьи и нижнему течению рек Вахш и Кафирниган.

Степной климат предгорий - сравнительно сухой и жаркий летом, но уже с большим количеством осадков, чем пустынный климат, величина их колеблется от 250-500 мм и выше и характерен для более возвышенных мест, чем пустынный и расположены по шлейфам и предгорьям хребтов: Туркестанского, Гиссарского, Петра I, Дарвазского, а также среднему течению реки Зеравшан (Пенджикентский район), и областей краснокветных низкогорий южного Таджикистана. Значительная территория характерная данным климатом лежит в пределах от 500 до 1000 м над ур. м., в особенности на среднем течении р. Кафирниган.

Горный климат - более влажный и прохладный со значительным равномерным распределением осадков в течение года, с температурой уменьшающаяся по мере увеличения абсолютной высоты. Область господства данного типа климата охватывает средние зоны гор с высотами от 1500 до 3500 м над ур. м. переходя постепенно в верхних горизонтах гор в полярный климат. Горный тип климата свойствен центральному Таджикистану и Западному Памиру (горному Бадахшану), а также верхнему течению р. Кафирниган и ряду его притоков.

Высокогорный-пустынный климат - резко-континентальный с чрезвычайно резкими и большими суточными и годовыми колеба-

ниями температуры свойствен Восточному Памиру. Средние годовые амплитуды температуры более 30°C. Разность между абсолютными крайними температурами доходит до 80°C. Зимы очень суровы с абсолютными минимумами до -50°C и ниже. Морозы случаются во все месяца года. Количество осадков наименьшее по всей Средней Азии – менее 130 мм (Мургаб 73 мм, Каракуль 62 мм).

Каждому из вышеуказанных типов климата свойственен определенный ландшафт, являющийся результатом его воздействия.

Подтверждено, что область господства каждого из перечисленных типов климата занимает различные высоты. Так, область пустынного климата охватывает наиболее низкие части территории Таджикистана, представляющие, либо широкие речные террасы, сложенные из аллювиальных отложений, либо шлейфы гор, образованные пролювиальными выносами обломочных продуктов разрушения этих гор.

Области степного климата представляют по преимуществу более высокие части горных шлейфов, предгорных наклонных равнин или невысокие, обычно сильно расчлененные, в виде холмистого ландшафта, предгорья.

Области горного климата могут быть разделены на ряд главных вертикальных поясов:

а) Низкогорный, где температура воздуха близка к температуре прилегающих равнин, но количество осадков больше, чем в них. По высоте он охватывает высоты от 1500 до 1700 м над ур. м., представляя переходную зону от степной зоны к горным условиям. Характерной особенностью данного пояса в ландшафтном отношении является то, что он имеет много общего с зоной сухих степей.

б) Средний горный пояс характерен значительным понижением температуры воздуха, со значительным увеличением количества осадков по сравнению с нижележащими районами и распространяется на высоты от 1500 - до 3000-3500 м над ур. м. и охватывающая большую часть площадей гор.

в) Высокогорный или альпийский пояс, отличается тем, что температура воздуха очень низка, а количество осадков значительно убывает по сравнению с нижележащими зонами. Начальной высотой данного являются высоты 3000-3500 м над ур. м. и простирается вверх до самых вершин гор. В пределах этого пояса проходит снеговая линия, служащая важной зональной границей, делящей альпийский пояс на

2 части: нижнюю (собственно альпийскую) и верхнюю (нивальную) зоны.

Таким образом, описанные выше типы климата, а также климатические зоны, само собой разумеется, относятся к обширным областям территории Таджикистана. Однако внутри этих областей, внутри отдельных климатических районов, в условиях Таджикистана исключительно развиты микроклиматические - местные условия, обуславливаемые особенностями местоположения данного района, пункта. Всем перечисленным выше климатическим зонам и поясам свойственны определенный рельеф местности, растительный покров, характер почвы и др. В пределах одной и той же микроклиматической зоны изменение почвенного и растительного покрова не зря считается показателем изменения климатических условий, т.к. достаточно тесная связь их несомненна.

ЛИТЕРАТУРА

1. Цели устойчивого развития. Режим доступа: <https://ru.wikipedia.org>
2. Таджикистан: природа и природные ресурсы. Дониш: Душанбе, 1982, 600 с.
3. Реки и озёра Таджикистана. Главное Управление по гидрометеорологии и наблюдениями за природной средой. Душанбе, 2003, 23 с.
4. Первое Национальное сообщение Республики Таджикистан по Рамочной Конвенции ООН об изменении климата. Министерство охраны природы. Главное Управление по гидрометеорологии и наблюдениям за природной средой. Душанбе. 2002, 136 с.
5. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Общая климатология. Ч. 1-2. Методы климатологической обработки наблюдений. 1952 г., 488 с.
6. Мухаббатов Х.М, Яблоков А.А. Снежный покров Таджикистана. Душанбе: Ирфон, 2008, 119 с.
7. Гулаёзов М.Ш. Мониторинг залегания снежного покрова в Таджикистане // Наука и инновация». Серия геологических и технических наук. 2022, №1, с.141-146.
8. Выступление Президента Республики Таджикистан Эмомали Рахмона на конференции «Рио+20» ООН в Рио-де-Жанейро, 20 июня соли 2012// Чумхурият, 22 июня, 2012 г. <http://avesta.tj/2012/06/21/e-rahmon-na-konferentsii-rio-20-zatronul-vodnyj-vopros>.

ТРАНСГРАНИЧНЫЕ ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И ПРОБЛЕМЫ ИХ КВОТИРОВАНИЯ

Рафиков В.А.

*Национальный университет Узбекистана им. Мирзо Улугбека,
г. Ташкент, Узбекистан, E-mail: uz-hydrolog@mail.ru*

Введение

Постсоветский опыт водообеспечения Узбекистана, по-видимому, представляет интерес для обобщений [17, 21, 26]. Эта многоаспектная тематика, несомненно, заслуживает очень тщательной и основательной разработки. Однако и предварительные наработки по отдельным аспектам хотя бы в форме эссе, по-видимому, также актуальны.

Концепт предлагаемого эссе исходит из факта биогеофизического единства речного стока южного склона бассейна Аральского моря, который предопределяет начальные условия упорядочения использования и охраны трансграничных вод этой части субконтинента [30]. Неупорядоченное использование этих вод приносит беспорядок в водообеспечении прибрежных стран, из-за чего происходят наведенные маловодья или затопления отдельных территорий, усложняется управляемость водных ресурсов в условиях неопределенности и ограниченности горизонта планирования и т. д. К тому же, ныне межотраслевые противоречия советского периода перешли на уровень межгосударственных отношений. От их устранения в значительной мере зависят перспективы водообеспечения. Но проблематика конфликтов, насколько это возможно, «выведена за скобки» эссе и ограничена обсуждением её некоторых естественнонаучных и методологических аспектов.

Водообеспеченность

Основными источниками водообеспечения субконтинента являются большие реки Амударья и Сырдарья с притоками. Стокообразование происходит, главным образом, в горных системах Тянь-Шаня и Памиро-Алая. На равнинах сток рассеивается или протекает транзитом. Аральское море – общий базис стока для обеих больших рек [32]. Население субконтинента истари удовлетворяло хозяйственно-питьевые нужды в воде и обеспечивало ею орошаемое земледелие – основу экологической ниши расселившихся здесь этносов. Из этих речных систем вначале XX века в этой части субконтинента орошалось

примерно 4.5 млн га земель [11], а в конце – около 8 млн га [26]. Проводилась реконструкция староорошаемых и освоение новых земель в комплексе с мелиорацией [12]. В средний по водности год в пределах Содружества Независимых Государств (СНГ) объём речного стока по наблюдениям оценивался [9, 13, 14, 17, 18, 19, 20, 23, 26, 27, 28, 29, 32] примерно в $110.2 \pm 5.5 \text{ км}^3$ (Доверительный интервал принят равным 5%, т. е. соответствующим прецизионным измерениям). Из этого объёма: на Амударье – Пяндже – $66 \pm 3 \text{ км}^3$ [19] и Сырдарье – Нарыне – 35 ± 2 [18]. В бассейнах больших рек формируется ещё по 6.6 ± 0.3 и $2.6 \pm 0.1 \text{ км}^3$ стока рек со «слепыми концами». Однако речной сток флуктуирует и поэтому в регламентах, но не на практике, прошлых лет его использование ограничивалось величиной года 90% обеспеченности. Без регулирования сток года 90% обеспеченности оценивался по южному склону бассейна Аральского моря в $92.0 \pm 4.7 \text{ км}^3$; Амударье – Пянджу – 58.2 ± 2.9 ; Сырдарье – Нарыну – 26.1 ± 1.3 ; рек со слепыми концами соответственно – 1.5 ± 0.3 и $1.9 \pm 0.1 \text{ км}^3$ [9, 13, 14, 18, 19, 20, 23, 26, 27, 28, 29, 32].

В многоводные годы, к примеру, 10% обеспеченности, объём речного стока достигал в перечисленных выше бассейнах ориентировочно: 136 ± 7 ; 80.4 ± 4 ; 45 ± 2.2 ; 7.5 ± 0.4 ; $3.5 \pm 0.2 \text{ км}^3$ [9, 13, 14, 18, 19, 20, 23, 26, 27, 28, 29, 32].

Размах колебаний объёмов речного стока в многолетнем разрезе был в прошедшую климатическую эпоху, как видно, существенным. Наступающая климатическая эпоха глобального потепления [4], судя по проявляющимся симптомам [6, 7, 26, 29], осложнит условия стокообразования на субконтиненте и сдвинет его в сторону, по-видимому, маловодья. Такая угроза в общем наметилась, что требует от аридных стран заблаговременного принятия, насколько это возможно, «контрмер».

Особенности регулирования речного стока

В интересах экономики в прошедшем веке речной сток рассматриваемой части субконтинента в значительной мере был зарегулирован. В меньшей на Амударье – с коэффициентом регулирования около 0.80, а на Сырдарье почти до 0.90. На Амударье регулирование велось, главным образом, русловыми Нурекским и Туямуунским водохранилищами [38, 14, 28], а на Сырдарье – каскадом Нижнее-Нарынских русловых водохранилищ во главе с Токтогульским ёмкостью 19 км^3 , а также Кайракумским ($\sim 2.6 \text{ км}^3$) и Чардарьинским ($\sim 5 \text{ км}^3$) – на Сыр-

дарье, Андижанским ($\sim 2 \text{ км}^3$) – на Карадарье, Чарвакским ($\sim 2,0 \text{ км}^3$) – на Чирчике и другими [8, 13, 23].

Объём зарегулированного стока 90% обеспеченности на Амударье оценивается примерно в $65 \pm 3 \text{ км}^3$ [28] и на Сырдарье – $33 \pm 1.7 \text{ км}^3$ [27]. Регулированием удовлетворялись требования ирригации, чему значительно способствовали особенности Тянь-Шаньского типа внутри-годового распределения стока.

Удовлетворение ныне требований энергетики поменяло внутри-годовой ход стока. На Вахше и Нарыне сток летних половодий и паводков стал перераспределяться на зиму. Без контррегулирования [3, 9, 15, 16, 25, 26], для которого пока не созданы условия, особенно, в среднем и нижнем течении Амударьи и в среднем течении Сырдарьи в вегетацию ирригация недополучает воду до величины былых лимитов [8, 17, 22, 28].

Водохозяйственные системы

Водохозяйственные системы Узбекистана рассредоточены по бассейнам Амударьи и Сырдарьи, а координация начинается в верховьях и завершается в низовьях больших рек или они обособляются в бассейнах средних и малых «рек со слепыми концами».

В верховьях Амударьи функционирует Сурхандарьинская водохозяйственная система на стоке рек Сурхандарья и Шерабад с притоками и водозаборами в Аму-Зангский машинный из Амударьи и Большой Гиссарский каналы из р. Душанбинка. Эта система обеспечивает преимущественно нужды ирригации и оперирует объёмами речного стока в среднем $5.5\text{-}6.2 \pm 0.3 \text{ км}^3/\text{год}$ [8, 14, 28].

В среднем течении на насосном водозаборе из Амударьи функционируют Каршинская и Бухарская системы с высотой качания соответственно 147 и 85 м. Объёмы водозабора достигают в среднем $6\text{-}6.5 \pm 0.4$ и $4.5\text{-}5.2 \pm 0.3 \text{ км}^3/\text{год}$ [8, 14, 28]. Главный потребитель – орошаемое земледелие.

В нижнем течении обособляются Хорезмская, Турткульская, Правов- и Левобережные дельтовые системы с магистральным питанием соответственно $4.5\text{-}5.0 \pm 0.3$; $1.8\text{-}2.0 \pm 0.1$; $6.0\text{-}6.5 \pm 0.4$ и $5.0\text{-}5.5 \pm 0.3 \text{ км}^3/\text{год}$ [8, 14, 28].

В бассейнах Зарафшана и Кашкадарьи – рек со «слепыми концами», функционируют на их стоке одноимённые водохозяйственные системы. Объём водоподачи в эти системы достигает $4.8\text{-}5.3 \pm 0.3$ и $1.3\text{-}1.5 \pm 0.1 \text{ км}^3/\text{год}$ [8, 14, 28].

Обособленную позицию занимает Навоийская областная водохозяйственная система. Она функционирует в большей части на вторичных ресурсах р. Зарафшон и подпитывается из Амударьи по Навоийскому каналу – концевой части Аму-Бухарского магистрального канала. Она водообеспечивает примерно 100-110 тыс. га орошаемых земель и крупный промузел с мощной тепловой электростанцией. Водопотребление составляет оценочно $2.5-3.0 \pm 0.1$ км³/год.

Таким образом, в большом бассейне Амударьи водозабор в водохозяйственные системы Узбекистана был запрограммирован на уровне $41-47 \pm 3$ км³/год [9, 28]. Он составлялся первичными (речными) и вторичными (возвратными) водными ресурсами.

В бассейне Сырдарьи водозабор в водохозяйственные системы Узбекистана составлял около $22-26 \pm 1.3$ км³/год речных и возвратных вод [8, 13, 27].

В верховьях задействованы Правобережная или Северо-Ферганская и Левобережная или Южно-Ферганская водохозяйственные системы.

Правобережная система образуется Большим Наманганским и Северо-Ферганским каналами с магистральным питанием из р. Нарын и группы малых рек, спадающих с Кураминского, Чаткальского и Атойнакского хребтов. Водозабор в систему достигает $3,3-3.9 \pm 0.2$ км³/год и расходуется в основном на нужды ирригации [8, 13, 27].

Левобережная система образуется каналами им. Ю. Ахунбабаева, Большими Андижанским и Ферганским, Южно-Ферганским, р. Карадарьей с Андижанским водохранилищем и малыми реками, спадающими с Алайского, Туркестанского и Ферганского хребтов. Эта система также частью орошает земли Кыргызстана и Таджикистана. Водозабор на нужды Узбекистана достигал $8.6-10.4 \pm 0.5$ км³/год [8, 13, 27]. Вместе с Кыргызстаном (0.35-0.4) и Таджикистаном (1.6-1.8) изъятия в вегетацию из русла Сырдарьи – Нарына составили около $7.5-10.0 \pm 0.5$ км³/год, при том, как сток малых рек полностью осваивался в пределах Ферганской долины [8, 13]. В среднее течение оттекают речные и возвратные воды общим объёмом около $12-17 \pm 1$ км³/год.

На левобережье среднего течения Сырдарьи – Нарына функционирует Джизак – Голодностепская система, которая обеспечивает водопотребление как узбекистанских областей, так и некоторых районов Таджикистана и Казахстана. В сумме оно оценивалось в $7.8-8.9 \pm 0.5$ км³/год [8, 13, 27] и в разрезе названных государств $5.1-6.1 \pm 0.4$; 1.3 ± 0.1 ;

1.4±0.1 км³/год. Малые реки подпитывают эту систему примерно на 0.5 км³/год.

Правобережье среднего течения Сырдарьи – Нарына занимает Чирчик – Ахангаран – Келесская система (ЧАКИР), которая функционирует на стоке одноимённых рек. Гидротехническая структура системы организована так, что сток Чирчика – Чаткала перераспределяется в бассейны Ахангарана и Келеса. Водопотребление на орошение из системы рассчитывалось на 5.4±0.3 км³/год [8, 13, 27], из них Узбекистан мог иметь до 4.6±0.2 км³/год, Казахстан – 0.7±0.1; Кыргызстан около 0,1. Это при том, что стокообразование в средний по водности год в бассейнах рек достигало примерно 8.2±0.4 км³ [8, 18, 20, 27]. Гарантированные попуски речных и возвратных вод в Чардаринское водохранилище по Сырдарье и из ЧАКИРа лимитировались на уровне 10 км³/год [23, 24, 27], что допускало безвозвратные потери стока верхнего и среднего течений в средний по водности год в пределах 25±1,3 км².

К тому же, из Чардаринского водохранилища проложены отводящие сооружения в бессточную систему Айдар-Арнасайских озёр, с поверхности которых в год испаряется до 4-5±0.5 км³ речных и возвратных вод. Сброс в озёрную систему находился примерно в пределах 4.5-9.5 км³/год [31].

Водохозяйственная ситуация в бассейнах больших рек Амударья и Сырдарья несколько различается по уровням истощения речного стока.

Большая река Амударья из-за безвозвратного изъятия стока в верховьях, среднем и нижнем течениях приобрела в устье «слепой конец» и не доносит свои воды до естественного базиса стока – Аральского моря.

Большая река Сырдарья пока впадает в Сары-Чаганак – залив Аральского моря [21]. Этому способствует транзит, особенно невегетационный период, энергетических попусков с верховьев, незарегулированный сток возвратных вод, регулирование в Чардаринском водохранилище и в гидроузлах низовий.

Водохозяйственный комплекс

Водохозяйственный комплекс страны подразделён на территориально-производственные комплексы. Они также, как и водхозяйственные системы оординированы по частям больших рек.

Водопотребляющие отрасли комплекса составляют орошаемое земледелие (до 90-95% от водозабора), теплоэнергетика, металлургия, химическая и нефте-, газоперерабатывающая промышленность и т.д.

Отрасли водопользователи – это гидроэнергетика, рыбное хозяйство, рекреация, хотя и им присущи безвозвратные потери.

Территориально-производственные комплексы функционально базируются на водохозяйственных системах. Поэтому с некоторыми допущениями водоёмкость водохозяйственного комплекса страны и его территориальных формирований, по-видимому, можно приравнять к водозабору из рек (и других источников).

Согласно действовавшим регламентам Узбекистан на Амударье располагал правом на водозабор $46.2 \text{ км}^3/\text{год}$, в т.ч. на орошение $38 \text{ км}^3/\text{год}$ [28], а на Сырдарье $25.5 \text{ км}^3/\text{год}$, в т.ч. на орошение – $24 \text{ км}^3/\text{год}$ [27]. Общий лимит составлял около $71.7 \text{ км}^3/\text{год}$, в т.ч. на орошение – $60 \text{ км}^3/\text{год}$. Такой объём речного стока и возвратных вод возможно было разбирать в водохозяйственные системы страны при полном исполнении программ их регулирования.

Истощение и истощение, засоление и загрязнение вод

Истощение речного стока – это следствие нарушения условий формирования или деградация источников питания, приводящих к сокращению его объёмов, в финале – полного.

В Центральной Азии деградирует горное оледенение. Его объёмы по некоторым оценкам сократились почти на одну треть [6, 10]. Таяние ледников в начале повышало водность рек, а теперь ледниковое питание сокращается. Нет пока ясности с изменениями снегового и дождевого питания рек, а также – подземного. Так что тенденция истощения вод ещё неустойчивая, но наметилась. Неопределёнными также остаются параметры вероятного сокращения стока.

Тема истощения вод в регионе более чем актуальная и удастся ли её раскрыть без специальных исследований пока не ясно.

Исчерпание речного стока – это следствие его изъятия и сокращения при этом объёмов по стволу, что в финале придаёт устью реки слепой конец. Это явление охватило на субконтиненте малые, средние и большие реки. Исчерпание речного стока обусловило проблему Арала [2].

На общем фоне дефицита водных ресурсов весьма существенное значение приобрело изменение качества вод, как-то их засоление и

загрязнение. Засоление вод обусловлено испарением и транспирацией. Протекает как в форме концентрирования растворённых солей, так и выпадения их в осадок. Эти явления средообразующие, обуславливают засоление почв и других компонентов ландшафтов. Ими охвачены крупные территории.

Загрязнение вод – это ухудшение их качества из-за внесения в водные объекты токсичных и радиоактивных веществ, патогенных микробов, тепла и других поллютантов. Это явление распространяется в форме ареалов от источников загрязнения вод.

В пределе от засоления и загрязнения воды становятся непригодными для использования, в том числе и гидробионтами водных объектов. Это приводит к биоциду населения акваторий, как, например, Аральского моря.

Исчерпание водных ресурсов и негативное изменение качества вод обусловили на субконтиненте обострение экологической обстановки от катастрофического (Аральское море), бедственной (Приаралье) до проблемной (орошаемые и застроенные территории).

Перспективы устойчивого водообеспечения

Ожидаемое маловодье требует заблаговременного наведения взаимоприемлемого порядка использования трансграничных вод. Только солидарная ответственность прибрежных государств по принципу «не вреди» позволит предупредить экоцид, в который перерастает биоцид гидробионтов имеющий место из-за деструкции гидроэкосистем. Без достижения водохозяйственными системами и комплексами передового технологического уровня тотального водосбережения вероятность устойчивого водообеспечения аридных стран ничтожна. Необходимость подготовки к грядущему маловодью очевидна. Об этом свидетельствует опыт двух последних десятилетий, когда даже в условиях повышенной водности наносился экологический вред низовьям и транзитным зонам, а экономические выгоды верховьев [1], по-видимому, оказывались ниже ожидаемых.

Перспективы водообеспечения, прежде всего, требуется основательно оценить в национальных водохозяйственных программах, а затем прийти к соглашению в бассейновых программах с учётом квоты на воду природы, даже в условиях жестокого маловодья.

В этом программировании, по-видимому, заслуживает внимания следующие обстоятельства:

1. На субконтиненте наступает маловодная эпоха. Она отмечается и наблюдениями. Но, в общем, в каких параметрах проявится, маловодье пока остаётся неопределённым.

2. С последнего десятилетия двадцатого века, в бассейнах Амударьи и Сырдарьи изменилось целевое использование речного стока – основного источника водообеспечения всего субконтинента. Для верховых государств, приоритетом предстали гидроэнергоресурсы.

Содержательно учёт перечисленных и вновь выявленных обстоятельств, сведётся к эколого-экономической оптимизации параметров программируемой жизнедеятельности социумов, экологических ниш, растительного и животного населения и т.д. В национальной программе, по-видимому, необходимо руководствоваться идеей формирования единой водохозяйственной системы Узбекистана.

В общем перспективы водообеспечения зависят не только от «казусов природы», но от того как скоро будет наведён порядок в использовании трансграничных вод и как успешно и заблаговременно водохозяйственные системы, и комплексы будут адаптированы к условиям маловодья.

Заключение

Опасность дисфункции водохозяйственных систем и комплексов в пессимальных условиях маловодья и неупорядоченного использования трансграничных вод очевидна, тем более что таковые проявляются всё чаще. Снижение рисков от этих опасностей возможно лишь за счёт их устранения и эффективного водосбережения. Последнее достижимо при модернизации водохозяйственных систем и комплексов. Уже более чем полувековое запаздывание с внедрением водосбережения отразилось на векторе и темпах роста качества жизни населения субконтинента. Парадоксально, но факт: перспективы водообеспечения в маловодную эпоху напрямую зависят от эффективности водосбережения и качества управления водными ресурсами. Поэтому как скоро социумы мобилизуют свои усилия и ресурсы на устранение «завалов истории» и преодолеют их, так на деле проявятся перспективы водообеспечения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асанбеков А.Т. и др. Экономический механизм управления водными ресурсами и основные положения стратегии межгосударственного водodelения. Бишкек: МИГ, 2000, 44 с.

2. Аширбеков Ч.А., Зонн И.С. Арал: История исчезающего моря. Душанбе: МФСА /ЮСАИД, 2003, 86 с.
3. Бахтияров Р.И. и др. О дальнейшем строительстве энерго-ирригационных объектов в бассейне р.Аксу-Дарьи. Ташкент: САО Гидропроект, 1969, 37 с.
4. Борьба с изменениями климата: человеческая солидарность в разумном мире. – Москва: ПРООН / «Весь Мир», 2007, 31 с.
5. Вода жизненно важный ресурс для будущего Узбекистана. Ташкент: ПРООН, 2007, 128 с.
6. Вода основа жизни и человеческого существования. Душанбе: Олсу, 2003, 214 с.
7. Вода и устойчивое развитие Центральной Азии. Бишкек: Элита, 2001, 178 с.
8. Генеральная схема использования орошаемых земель, водных ресурсов и их охрана в Узбекской ССР на период 1991-2005 года: Основные положения. Ташкент: Объединение «Водпроект», 1990, 375 с.
9. Генеральная схема комплексного использования водных ресурсов реки Аму-Дарьи. Ташкент: «Средазгипроводхлопок», 1971, том 1, 383 с.
10. Глобальные экологические конвенции: стратегические направления действий по развитию потенциала. Ташкент: Узгидромет / ПРООН, 2006, 84 с.
11. Давыдов А.И. Земельный фонд Узбекской ССР и его использование. Ташкент: Фан, 1971, 356 с.
12. Духовный А.А., Якубов Х. Пути повышения водообеспеченности орошаемых земель Средней Азии. Ташкет: УзЦНИИНТИ, 1983, 51 с.
13. Ирригация Узбекистана. Том II. Ташкент: Фан, 1975, 360 с.
14. Ирригация Узбекистана. Том III. Ташкент: Фан, 1973, 359 с.
15. Корнаков Г.И., Бостанджогло А.А. О комплексном использовании водно-энергетических ресурсов в Среднеазиатском экономическом районе. Ташкент: САОГИДРОПРОЕКТ, 1988, 29 с.
16. Корнаков Г.И. и др. Существующее состояние и перспективы развития основных отраслей народного хозяйства в бассейне Аму-Дарьи. Ташкент: САОГИДРОПРОЕКТ, 1968, 114 с.
17. Основные положения водной стратегии бассейна Аральского моря. Ташкент: 1996, 209 с.

18. Рубинова Ф.Э. Изменение стока р.Сырдарьи под влиянием водохозяйственного строительства в её бассейне. Москва: Гидрометеиздат, 1979, 139 с.
19. Рубинова Ф.Э. Изменение стока р.Амударьи под влиянием водных мелиораций в её бассейне. Москва: Гидрометеиздат, 1975, 116 с.
20. Рубинова Ф.Э. Влияние водных мелиораций на сток и гидрохимический режим рек бассейна Аральского моря. Москва: Гидрометеиздат, 1987, 161 с.
21. Сарсенбеков Т.Т. и др. Использование и охрана трансграничных рек в странах Центральной Азии. Алматы: Атамира, 2004, 272 с.
22. Схема комплексного использования водных ресурсов бассейна Аральского моря: Основные задачи и направленность работ. Ташкент: Средазгипроводхлопок, 1970, 39 с.
23. Схема комплексного использования водных ресурсов бассейна реки Сырдарьи: Предварительный водный баланс на перспективу. Ташкент: Средазгипроводхлопок, 1969, 126 с.
24. Схема комплексного использования водных ресурсов бассейна реки Сырдарьи. Ташкент: Средазгипроводхлопок, 1971, 122 с.
25. Схема комплексного использования реки Пяндж и реки Амударьи на пограничном участке между СССР и Афганистаном. Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 2008, 138 с.
26. Усиление регионального сотрудничества по рациональному и эффективному использованию водных и энергетических ресурсов в Центральной Азии. Нью-Йорк: ООН, 2003, 125 с.
27. Уточнение схемы комплексного использования и охраны водных ресурсов бассейна р. Сырдарьи. Ташкент: «Средазгипроводхлопок», 1983, 124 с.
28. Уточнение схемы комплексного использования и охраны водных ресурсов бассейна р. Амударьи: Сводная записка. Ташкент: «Средазгипроводхлопок», 1984, 372 с.
29. Хамраев Н.Р., Шерфединов Л.З. Водные ресурсы Центральной Азии: оценки, масштабы использования, изменчивость, значимость для экологической безопасности и социально-экономического развития Узбекистана. Ташкент: ГГП «Узбекгидрогеология», 1994, 118 с.
30. Шерфединов Л.З., Давранова Н.Г., Пак Е.Л. Базовые гидрологические критерии квотирования стока трансграничных рек Центральной Азии. Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 2004, 128 с.

31. Шерфединов Л.З., Махмудов Э.Ж., Якубов М.А. Вариант контррегу-
лирования энергетических попусков на р. Сырдарье // Экологиче-
ский вестник Узбекистана. 2007. №7, с. 19-20.
32. Шульц В.Л. Гидрография Средней Азии. Ташкент: САГУ, 1958, 117 с.

СПОСОБ КАЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ИЗМЕНЧИВОСТИ УРОВНЯ ГРУНТОВЫХ ВОД С ПРИМЕНЕНИЕМ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ (НА ПРИМЕРЕ АНДИЖАНСКОЙ ОБЛАСТИ)

Исмаилова Д.А., Назипова Д.Х., Тё В.С.,
Закирова Г.Б., Хасанбаев Х.Ф.

*Государственное учреждение «Институт гидрогеологии
и инженерной геологии»*

г. Ташкент, Узбекистан. E-mail: radjapivna@mail.ru

Цифровизация разнообразных рабочих процессов способствует упрощению трудоемких задач и повышению производительности труда. В геологической сфере происходит активный перевод множеств операций в цифровой формат, начиная от простого документооборота и заканчивая оперативными решениями сложных задач при выполнении геологических исследований.

Внедрение географических информационных систем (ГИС) в гидрогеологии – одно из ключевых направлений. ГИС-технологии обла- дают широкими возможностями для решения различных задач. Они не только упрощают работу с большим объемом данных, но и повы- шают точность результатов благодаря многочисленным функцио- нальным преимуществам.

С развитием современных технологий появляются возможности для решения большего спектра задач, в частности, в гидрогеологии специалисты обращаются к анализу и оценке больших массивов дан- ных по скважинам. Создаются базы данных, содержащие информацию по наблюдательным пунктам, по которым оцениваются гидродина- мический режим и гидрохимические условия исследуемых террито- рий [1].

На сегодняшний день, при стабильном развитии современных методов гидрогеологических исследований повышается степень воз- можностей применения ГИС-технологий, в том числе и для решения

задач в области мониторинга и управления водными ресурсами. В работе рассматривается способ анализа изменения уровня грунтовых вод (УГВ) в пространстве и времени. Настоящий способ подразумевает проведение качественной оценки изменчивости УГВ.

Изменчивость – это свойство или способность изменяться, варьироваться или подвергаться изменениям. В разных контекстах это слово может иметь различные значения.

В биологии изменчивость – это способность организмов изменять свои признаки и свойства в ответ на изменения окружающей среды. Это может быть связано с генетическими мутациями или адаптациями. В статистике изменчивость (вариабельность) – это мера разброса значений данных относительно среднего значения [2].

В общем контексте изменчивость означает возможность или тенденцию чего-либо меняться или быть непостоянным.

В рамках гидрогеологических исследований термин «изменчивость уровня грунтовых вод» описывает колебания УГВ в определенной местности или области с течением времени. Эти изменения могут быть вызваны различными факторами:

- Эксплуатация водных ресурсов: человеческая деятельность (использование грунтовых вод для сельского хозяйства, промышленности или питьевых нужд) может значительно влиять на УГВ.

- Сезонные изменения: УГВ может колебаться в зависимости от времени года. Например, весной и летом, когда идет таяние снега и более частые дожди, уровень грунтовых вод может быть выше, чем зимой.

- Климатические изменения: долгосрочные изменения климата могут привести к изменениям УГВ. Например, изменение температур и режимов осадков может влиять на водный баланс в регионе.

Таким образом, изменчивость уровня грунтовых вод – это результат взаимодействия природных и антропогенных факторов, которые могут вызывать как краткосрочные, так и долгосрочные колебания уровня подземных вод.

При изучении гидродинамического режима грунтовых вод с привлечением ГИС-технологий используется алгоритм действий, включающий в себя систематизацию данных по скважинам и временным отрезкам, в интервале которых проводились наблюдения; географическую привязку данных по координатам отобранных скважин; создание общей базы данных для дальнейшего использования в рабочей

среде привлекаемого программного обеспечения, обработка данных при помощи инструментов анализа.

Ранее исследователями в качестве первичного способа анализа данных гидродинамического режима в том или ином исследуемом регионе применялись методы изучения УГВ. Полученные результаты показывают схематичное изменение УГВ в пространстве и времени [3].

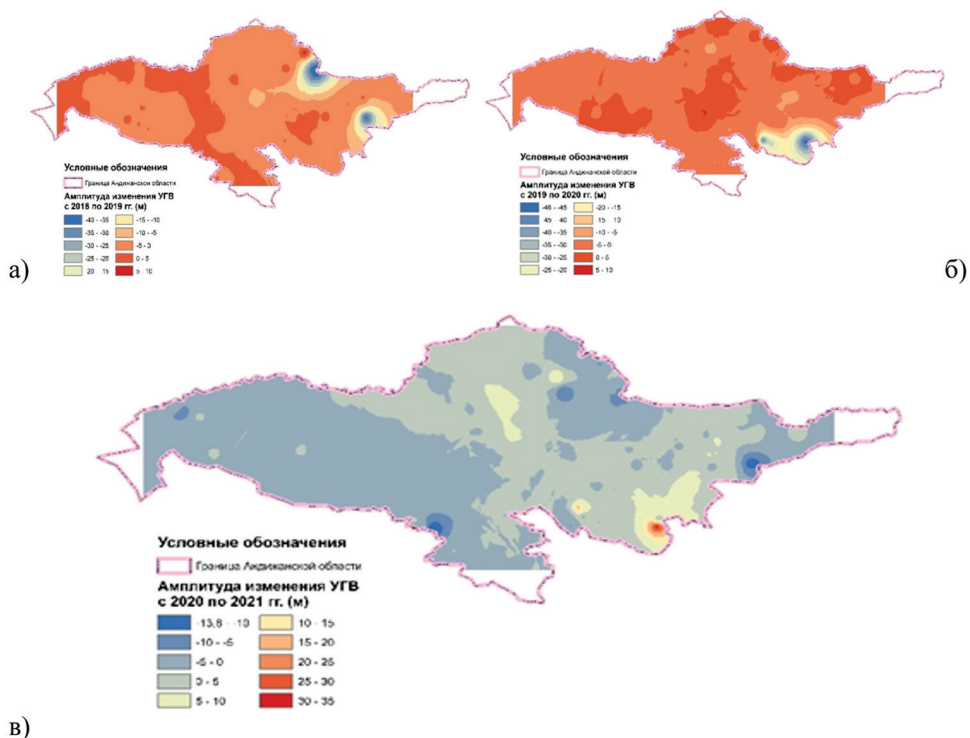


Рис. 1. Схемы амплитуд изменения значений среднегодового УГВ: а – с 2018 по 2019 гг.; б – с 2019 по 2020 гг.; в – с 2020 по 2021 гг. [3].

Рассматривая подробнее результаты анализа амплитуд изменения УГВ можно оценить динамику изменения УГВ по времени (рис. 1). В разные периоды показатели в диапазоне от - 5 до 5 м имеют высокий уровень частоты, характеризующий наибольшее распространение по площади. Значения в других диапазонах имеют низкий уровень частоты, что отражает локальный характер аномалий амплитуд изменения УГВ. Заметим, что разброс данных об амплитудах изменения для каждого периода различный.

Авторами выполнены исследования по изучению и выделению территорий по признаку изменчивости УГВ. Составлены схемы динамики изменения значений среднегодового УГВ, по которым выделены зоны положительных и отрицательных амплитуд изменений значений (рис. 2). Положительные значения указывают на повышение УГВ относительно данных за предыдущий год наблюдений, отрицательные значения – на понижение УГВ.

Оценивая схемы, представленные на рис. 2, можно констатировать о различные распределения зон изменения УГВ в разные периоды с 2018 по 2021 гг. В период с 2018 по 2019 гг. отрицательная динамика изменения (понижение УГВ) преобладает на большей территории Андижанской области, зоны положительных изменений (повышение УГВ) распространены, главным образом, в восточной части. В период с 2019 по 2020 гг. наблюдается аналогичная картина соотношения между зонами отрицательных и положительных изменений, однако участки повышения УГВ отмечаются по всей площади исследования. В период с 2020 по 2021 гг. проявляется ситуация расширения зоны положительных изменений, отмечающиеся преимущественно в западной половине области. В сущности, такой подход следует воспринимать как качественную оценку изменения УГВ, ведь в работе мы классифицируем лишь по направлению изменения, не учитывая количественную характеристику изменения.

Следующим этапом исследований является оценка изменчивости динамики изменения УГВ, а именно колебания УГВ во времени по площади. Способ оценки состоит из оценки вариаций изменчивости, другими словами, анализ распределения зон – не меняющих направление и сменяющих направление изменения УГВ (стабильных и непостоянных). Зоны первого типа можно разделить на постоянно отрицательные и постоянно положительные изменения. Второй тип – зоны, сменяющие направление изменения с отрицательного на положительное и с положительного на отрицательное. Таким образом, на результирующей карте увидим распределение зон 4 классов, указывающих на различный характер изменчивости гидродинамического режима в пределах исследуемой области и в указанных временных рамках (рис. 3).

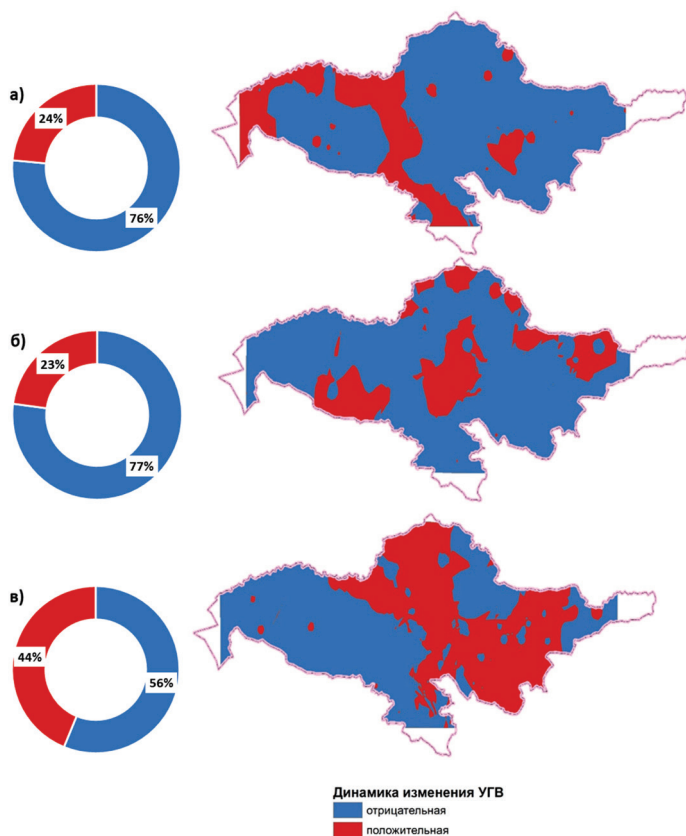


Рис. 2. Схемы динамики изменения значения среднегодового УГВ:
а – с 2018 по 2019 гг.; б – с 2019 по 2020 гг.; в – с 2020 по 2021 гг.

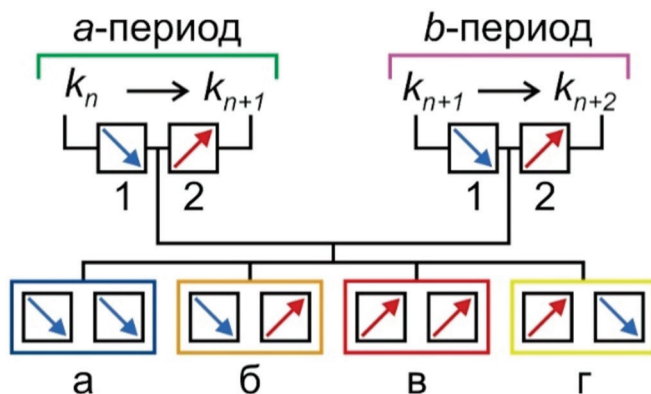


Рис. 3. Схема вариаций изменчивости.

Изменение УГВ: 1 – отрицательное, 2 – положительное; изменчивость УГВ:
а – постоянно отрицательное; б – с отрицательного на положительное;
в – постоянно положительное; г – с положительного на отрицательное.

В ходе работы оценена изменчивость УГВ при сравнении с динамикой изменений в рамках трех временных отрезков: 1) с 2018 по 2019 гг.; 2) с 2019 по 2020 гг.; 3) с 2020 по 2021 гг. Был проведен сравнительный анализ между первым и вторым, а также между вторым и третьим временными интервалами. Получены результирующие схемы, характеризующие распределение зон различной изменчивости УГВ.

На первой схеме отмечается преобладание зон с постоянно отрицательными изменениями (54%). На этих территориях происходило стабильное понижение УГВ (рис. 4а). Также присутствуют зоны, сменяющие направление изменений с положительного на отрицательное (23%). В пределах данных участков предположительно ухудшилось состояние гидродинамического режима. Зоны смены направления с отрицательного на положительное изменение (22%) имеют небольшое распространение в основном в восточной части области. Вероятно, такое изменение можно интерпретировать как процесс восстановления УГВ. Зоны постоянно положительных изменений (1%) отмечены локальным распространением на отдельных участках области.

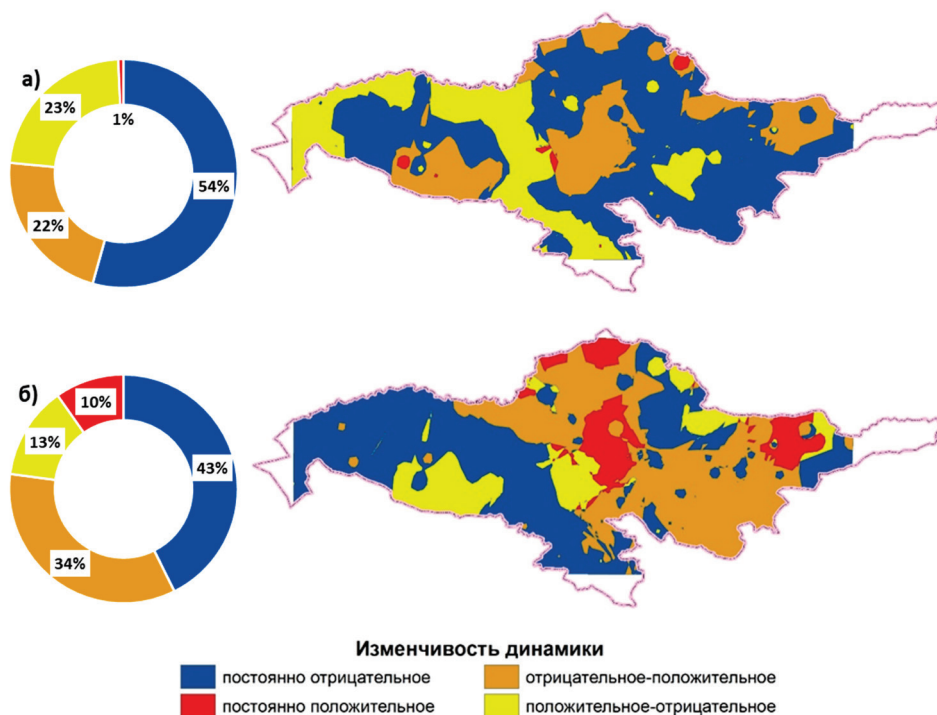


Рис. 4. Схемы изменчивости УГВ: а – 2018-2019 гг. ↔ 2019-2020 гг.; б – 2019-2020 гг. ↔ 2020-2021 гг.

Во втором случае фиксируется смена площади распространения указанных зон изменчивости (рис. 4б). Зоны постоянно отрицательных изменений (43%) смещаются в основном в восточную часть области, также заметно сокращение территорий данного типа изменчивости. Увеличивается площадь зон со сменой направления с отрицательного на положительное изменение (34%). Указанный тип занимает большую часть западной половины исследуемой области. Также отмечается заметное сокращение зон смены с положительного на отрицательное изменение (13%), характеризующихся распределение отдельных участков в разных частях области. В свою очередь, зоны постоянно положительных изменений (10%) проявляются повышением площади распространения.

Так, оценивая распределение зон разного характера изменчивости УГВ в разных временных интервалах отметим, что во втором случае наблюдается повышение степени восстановления УГВ, особенно в западной части Андижанской области. Вероятно, это результат работы гидрогеологических служб, направленных на усиление ведения мониторинга за водными ресурсами и управления их эксплуатации. Немаловажно, что данные, используемые в работе, показывают среднегодовой УГВ на каждый год в период с 2018 по 2021 гг. Поэтому полученные результаты определяют лишь поверхностный (первичный) анализ изменения УГВ во времени. Оценивая результирующие схемы, разнородное и неупорядоченное распределение участков всех типов изменчивости УГВ, напрашивается вывод о том, что это следствие обработки осредненных данных УГВ по годам. Предположительно, при анализе информации в определенные моменты времени картина изменения границ указанных зон могла быть более стабильной и равномерной.

Необходимо подчеркнуть, что настоящая работа направлена на оценку возможностей новых методов и технологий при решении задач ведения мониторинга и повышения эффективности рациональной эксплуатации водных ресурсов. Предложенный способ основан на использовании ГИС-технологий, упрощающих трудоемкий процесс анализа больших массивов данных по скважинам. Применение описанного способа повышает точность исследований, обеспечивает переход от традиционной методики оценки, выполненной вручную, к цифровому методу с высокой степенью достоверности.

Применение ГИС-технологий позволяет визуализировать пространственное распределение водных ресурсов, выявлять тенденции и аномалии. Проведенный анализ выявил значительную изменчивость уровня грунтовых вод в Андижанской области. Это может быть связано с различными природными и антропогенными факторами (климатические изменения, интенсивное использование водных ресурсов для сельского хозяйства и др.). Качественная оценка позволяет более гибко и комплексно подойти к изучению изменчивости грунтовых вод, учитывая широкий спектр факторов и условий. Для более детального понимания изменчивости уровня грунтовых вод рекомендуется проводить дополнительные исследования с использованием ГИС-технологий, а также расширять базу данных и привлекать новые методы анализа.

Таким образом, применение ГИС-технологий предоставляет мощные инструменты для качественной оценки и управления грунтовыми водами. Это особенно важно для регионов, подверженных значительной изменчивости водных ресурсов, таких как Андижанская область.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айтметов Б.Р., Джуманов Ж.Х. Основные принципы разработки и функционирования информационной системы для ведения учета и мониторинга состояния подземных вод // Респуб. илмий-амалий конфер. матер. «Бизнес ва иқтисодиётда рақамли трансформация». Ташкент: Бизнес ва тадбиркорлик олий мактаби, 2023, с. 287-294.
2. Гулаков В.К., Трубавков А.О., Трубаков Е.О. Структуры и алгоритмы обработки многомерных данных. 2-е изд. стер. Санкт-Петербург: Лань, 2021, 356 с.
3. Исмаилова Д.А., Закирова Г.Б., Хасанбаев Х.Ф. Возможности применения ГИС-технологий при обработке данных уровня грунтовых вод (на примере Андижанской области) // Вестник Университета геологических наук, 2024, № 1, с. 14-18.

ВОДОСБЕРЕГАЮЩИЕ ТЕХНОЛОГИИ – ПУТЬ РАЦИОНАЛЬНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ВОДНЫХ РЕСУРСОВ

Пулатов Я.Э.*, Пулатов Ш.Я.** , Розиков А.А*** , Разакова Г.Т.***

**Институт водных проблем, гидроэнергетики и экологии НАНТ*

г. Душанбе, Таджикистан. E-mail: tj_water@mail.ru

***Таджикский аграрный университет им. Ш.Шотемур*

г. Душанбе, Таджикистан. E-mail: sh.pulatov@mail.ru

****Дангаринский государственный университет*

г. Дангара, Таджикистан. rozikov.abdulmutolib@mail.ru

*****ГУ «ТаджикНИИГуМ.*

г.Душанбе, Таджикистан. E-mail: ms.peymon@mail.ru

Водные ресурсы являются основой социально-экономического развития стран региона и важнейшим фактором обеспечения национальной и региональной безопасности и год за годом её значимость растёт, и это требует значительного повышения внимания к рациональному использованию и охране водных ресурсов. Согласно отчётности по водному кадастру, более 90% водных ресурсов региона используется орошаемым земледелием, которое обеспечивает около 30% ВВП и занятость более 60% населения региона.

Одним из основных методов рационального использования водных ресурсов в условиях нарастающего её дефицита и нагрузки, а также деградации орошаемых земель является переход на внедрение водосберегающих технологий. Страны региона должны иметь государственную программу по водосбережению, программу по внедрению основных принципов интегрированного управления водными ресурсами (ИУВР) на основе рыночных механизмов хозяйственной деятельности и государственной поддержки.

В условиях ограниченного и лимитированного вододеления для повышения водообеспеченности стран региона, обеспечения водной, продовольственной, энергетической, экологической безопасности, социально – экономическому развитию и в целом достижению ЦУР, необходимо перейти на водную политику, основанную на «водосбережение».

Поэтому в настоящее время водосбережение и рациональное использование водных ресурсов считается как национальный приоритет и составляет основу национальных стратегий, концепций и го-

сударственных программ. В программных задачах Международного десятилетия действий «Вода для устойчивого развития, 2018-2028 гг.». (Резолюция Генеральной Ассамблеи ООН от 21 декабря 2016 г.) особое место отводится к водосбережению.

Цели в области устойчивого развития (ЦУР), состоящие из 17 целей и 169 целевых показателей, принятых всеми государствами - членами ООН в 2015 г. в рамках «Повестки дня в области устойчивого развития на период до 2030 года», также предусматривают значимость водных ресурсов для их реализации. Особое значение имеет ЦУР 6: «Обеспечение наличия и рационального использования водных ресурсов и санитарии для всех».

Водосбережение, рациональное использование водных ресурсов и бережное отношение к водным ресурсам являются одним из основных принципов Интегрированного управления водными ресурсами (ИУВР). Они заложены в «Программе реформы водного сектора Таджикистана на период 2016-2025 гг.», которая утверждена Постановлением Правительства Республики Таджикистан от 30 декабря 2015 г., № 791 для реализации [1, 2].

Таким образом, в условиях дефицита водных ресурсов и установленного лимита на воду, требуется рациональное использование оросительной воды путём усовершенствования принципов почвенно-мелиоративного и гидромодульного районирования, разработки и внедрения научно-обоснованных режимов орошения и установления водопотребления сельскохозяйственных культур, применение прогрессивных водосберегающих технологий орошения, улучшение мелиоративного состояния земель, а также разработка и внедрение новых, прогрессивных способов техники и технологии орошения, и их оптимизации, обеспечивающих повышение урожайности, увеличение выхода продукции с поливного гектара и введение в оборот новых орошаемых земель, имеет важное научно-прикладное значение [3, 4, 5].

Результаты исследований по изучению сравнительной оценки различных методов получения дополнительного объёма водных ресурсов, показали, что наиболее экономически целесообразным с точки зрения финансовых затрат являются - водосберегающие технологии. Результаты произведенного расчёта средневзвешенных затрат на получение дополнительного (экономного) 1000 м³ объёма воды разными приемами и методами представлены в табл. 1.

Таблица 1

Средневзвешенные затраты для получения
дополнительного 1000м³ воды

№ п/п	Методы получения воды	Затраты в долларах США
1	Опреснение минерализованных вод	1000±250
2	Реабилитация гидромелиоративных систем	800±100
3	Территориальное перераспределение	750±200
4	Очистка сточных вод	120±20
5	Регулирование водохранилищ	70±20
6	Внедрение водосберегающих технологий	3±2

В связи с этим, нами в различных почвенно-климатических условиях Таджикистана (Гиссарской и Вахшской долин, а также Согдийской области) проведены многолетние исследования (2016-2022 гг.), целью которых являлся разработка и внедрение инновационных водо-и ресурсосберегающих, экологически безопасных технологий орошения сельскохозяйственных культур в условиях климатических изменений Республики Таджикистан, позволяющих экономию оросительной воды, рациональное использование водно-земельных ресурсов, повышение урожайности сельскохозяйственных культур и обеспечение продовольственной безопасности [6].

Основные результаты и заключения по водосберегающим технологиям, направленные на эффективные использования водных ресурсов излагаются ниже:

Практика применения бороздкового полива показывает, что сброс оросительной воды при этом составляет 20-30 % и происходит большая ирригационная эрозия почвы (50-150 т/га и более за вегетационный период). Из-за слабой механизации и несовершенства технологии полива производительность труда поливальщика низкая (20-30 га за сезон) и качество полива (коэффициент равномерного увлажнения – 0.6) очень низкое;

Технология капельного орошения хлопчатника в условиях Центрального Таджикистана (рис. 1.). В условиях Центрального Таджикистана для получения 55.5 ц/га хлопка-сырца при капельном орошении необходимо в среднем 3450 м³/га оросительной воды. Для этого необходимо проводить 31 полив, через каждые 3-ое суток. По-

Схема системы капельного орошения. На изображении показан комплекс оборудования для полива: задвижка, датчик давления, песчаный фильтр, насос, обратный клапан, контроллер, электрический фильтр, опрыскиватель пестицидов, дополнительный клапан, насос, скважина/колодезь. Система включает в себя основной и боковой проволочный клапаны, заглушку, трубу из ПВХ, систему орошения и проволочный клапан.



Применение гидрогеля как инновация в области водосбережения. Использование гидрогелей уменьшает количество проводимых вегетационных поливов за счет увеличения межполивного периода, поэтому затраты воды и энергии будут сэкономлены. При внесении в почву гидрогелей происходит аккумулирование большого объёма воды, тем самым обеспечиваются значительное повышение влажности в почве и благоприятные условия для роста и развития растений.

168

пшеницы 2.75 т/га (в неорошаемых условиях богарного земледелия). Рекомендуются вносить гидрогель (желательно с фосфорными удобрениями) в почву рядовым способом посева с предлагаемым усовершенствованным устройством перед вспашкой на глубину 25-30 см.

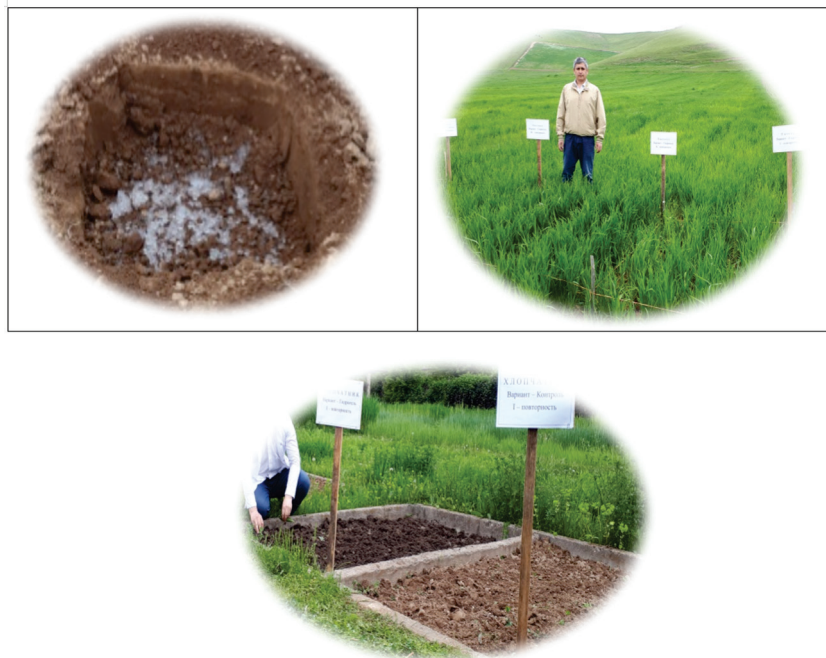


Рис. 2. Полевые исследования с гидрогелем.

Использование гидрогеля обеспечивает повышение влагоудерживающей способности почвы, экономию поливных вод и получение высоких урожаев сельскохозяйственных культур. Лучшие водоудерживающие характеристики гидрогеля дают значимый экономический эффект в орошаемых и богарных условиях Центрального Таджикистана [8, 9].

Оптимизация режима орошения хлопчатника. В условиях типичных сероземов Дангаринского массива с уровнем грунтовых вод ниже 3-х метров оптимальным режимом орошения, обеспечивающим получение наибольшего качественного урожая хлопка-сырца, является схема полива 2-4-1 в расчётных слоях почвы 0-70 см в периоды до цветения и в созревание, 0-100 см – в период цветения-плодообразования. Для соблюдения этих условий средневолокнистому хлопчатнику необходимо 7 поливов, из них два полива до цветения, четыре полива – в период цветения-плодообразования и один полив в период

созревания с оросительной нормой в среднем 7152 м³/га. При этом обеспечивается получение в среднем 40.3 ц/га хлопка-сырца, из которых 37.7 ц/га являются доморозными сборами.

Поливы, проводимые в производственных условиях, не обеспечивают оптимальный водный режим почвы. В этом случае при 4 поливах за вегетацию большими поливными нормами и длинными межполивными периодами предполивная влажность почвы снижается до 45% от НВ, что приводит к существенному снижению урожая – в среднем 13.2 ц/га по сравнению с оптимальным вариантом. При этом оросительная норма на 10.2 % выше, чем на оптимальном варианте [9].

Технология полива люцерны дождеванием. Результаты исследований и производственного испытания по влиянию степени водообеспеченности посевов при дождевании люцерны на её продуктивность показали, что при уменьшении оросительной нормы на 20, 40, 60 %, снижается урожай сена люцерны на 8.9, 31.6 и 46.1% соответственно. А увеличение нормы орошения на 30% приводит к повышению урожая сена всего лишь на 5%. При дождевании люцерны предполивная влажность почвы не должна опускаться ниже 75-80% НВ. Установлено, что с ростом урожая сена люцерны, снижается коэффициент водопотребления от 50.4 до 26.5 м³/ц.

Технология орошения люцерны дождеванием позволит обеспечить стабильную водоподачу, равномерность полива, значительно повысить урожайность люцерны, сэкономить оросительную воду, снизить непроизводительные потери воды, исключить ирригационную эрозию и повысить производительность труда поливальщика [10].

Таким образом, при применении новых инновационных водосберегающих технологий орошения экономия оросительной воды достигает до 50%, повышается урожайность в 2-2.5 раза и производительность труда в 2 раза. Это позволяет освоить новые орошаемые земли, обеспечить продовольственную безопасность и адаптироваться в условиях климатических изменений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Программа реформы водного сектора Таджикистана на период 2016-2025 гг.», Постановление Правительства Республики Таджикистан от 30 декабря 2015 г., № 791.
2. Пулатов Я.Э. Реализация принципов интегрированного управления водных ресурсов в странах Центральной Азии и Кавказа //На-

- циональный доклад GWP (Global water Partnership CAC). Ташкент, 2004, 120 с.
3. Концепция по рациональному использованию и охране водных ресурсов в Республике Таджикистан. Душанбе: Дониш, 2002, 65 с.
 4. Нурматов Н.К. Технология орошения сельскохозяйственных культур на склоновых землях. Душанбе: Ирфон, 1991, 372 с.
 5. Пулатов Я.Э. Водосбережение – основа эффективного водопользования //Мировой опыт и передовые технологии эффективного использования водных ресурсов /Тезисы докладов Международной конференции (Ашхабад, 2-4апреля 2010 г.). Ашхабад, 2010, с. 228-231.
 6. Пулатов Я.Э., Ходжаев Ш.И., Пулатов Ш.Я., Саидумаров С.С. Водосберегающие технологии в области сельского хозяйства // Водные ресурсы, энергетика и экология, 2023, Т. 3, №2, с. 30-38.
 7. Пулатов Я.Э. и др. Рекомендации по применению технологии капельного орошения сельскохозяйственных культур. Душанбе, 2014, 46 с.
 8. Pulatov, Sh.Ya, Pulatov, Ya.E, Matyakubov, B.Sh, Razakova, G. Study of hydrogel application as an innovation in water conservation to increase productivity of water and land resources in Central Tajikistan. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/202456303054>
 9. Пулатов Я.Э., Олимов Х., Разокова Г.Т. и др. Инновационные технологии орошения сельскохозяйственных культур и водонормирование в условиях климатических изменений Таджикистана. Управление водными ресурсами: проблемы и пути устойчивого развития, Т. IV, Душанбе, 2021, с. 92-98.
 10. Пулатов Я.Э., Розиков А. Совершенствование режима орошения хлопчатника в условиях Дангаринской долины Таджикистана // Кишоварз, 2021. 2(91), с. 80-83.
 11. Пулатов Я.Э, Расулов Ф.Н. Дождевание – водосберегающая технология орошения // Водные ресурсы, энергетика и экология. 2022, №2 (1), с. 21-27.

ЭФФЕКТИВНОСТЬ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЛЕЧЕБНЫХ РАДОНОВЫХ ТЕРМ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХОДЖАОБИГАРМ

Разыков Б.Х.

*Международный университет туризма и
предпринимательства Таджикистана*

г. Душанбе, Таджикистан. E-mail: razykov@bk.ru

Введение

Флагманом санаторно-курортного лечения в Таджикистане является курорт Ходжаобигарм, использующий в целях бальнеолечения радоновые термы месторождения Ходжаобигарм. В этой отрасли медицины задействованы геологи, экономисты и врачи, которые работают совместно для оценки и рационального использования природных ресурсов, разработки эффективных лечебных программ и обеспечения экономической устойчивости региона. Геологи изучают состав и свойства терм, обеспечивая их безопасное и эффективное использование. Специалисты в области здравоохранения разрабатывают и внедряют терапевтические программы, основанные на свойствах радоновых терм, обеспечивая улучшение здоровья пациентов. Экономисты анализируют потенциальные выгоды, связанные с применением бальнеотерапии. Эти исследования представляют интерес в плане расчётов социальной эффективности курортного бальнеолечения, способствующего повышению качества жизни пациентов.

География и исторический обзор исследований месторождения

Месторождение радоновых терм Ходжаобигарм находится в Центральном Таджикистане и окружено горами Гиссарского хребта с севера, запада и юга, располагаясь административно в Варзобском районе Республики Таджикистан в 57 км к северу от г. Душанбе на высоте 1780-1870 м над ур. м. в ущелье р. Мазар.

Уникальному месторождению термальных вод Ходжаобигарм посвящено немало трудов путешественников-исследователей, гидрогеологов и учёных нескольких поколений. Первые сведения об этих источниках относятся к концу XIX и началу XX вв. и носят лишь ознакомительный характер. Это работы Д.Е. Гордона (1877), В.И. Липского (1902), В.Н. Вебера (1917). В 1925 г. в книге Н. Корженевского «Физико-географический очерк Средней Азии», в статье И.И. Бездеки и Д.И.

Мушкетова (1925) при описании минеральных источников Таджикистана характеризуются и горячие слабосероводородные источники Ходжаобигарм.

С 1929 г. на горячие источники Ходжаобигарм обращается более пристальное внимание. Иногда с посещением источников, а чаще по компилятивным данным о них, с разной полнотой упоминают о нём А.С. Уклонский (1930), Ю.М. Голубкова (1937), А.С. Кобозев, Т.В. Сазонов, Г.И. Смолко, Э.Э. Карстенс и М.Р. Лавров, Н.Е. Хрисанфов и Г.И. Жуков, Н.А. Огильви, Н.И. Толстихин, А.В. Ернштедт, А.И. Попов (1937) В.А. Александров (1939) и др., при этом приводятся характеристики воды и высказываются различные версии о генезисе горячих источников Ходжаобигарм

Положительные выводы учёных послужили основанием для объявления района источников климато-бальнеологическим курортом республиканского значения, который был организован в 1934г. [1].

Характеристика термальных вод и радонового пара

В настоящее время на базе месторождения функционирует курорт республиканского значения, представленный двумя санаторными учреждениями – Акционерным обществом открытого типа «Ходжаобигарм» (АООТ) на 650 мест, и гостинично-оздоровительным комплексом «Сароб» на 50 мест круглогодично.

На курорте для наружных водных бальнеопроцедур используются термальные воды двух разновидностей, циркулирующие в трещиноватых гранитах среднего палеозоя, и выведенные на участке месторождения разведочно-эксплуатационными скважинами, пробуренными в 1954-1957 и 1963-1967 гг.

Коренные воды месторождения Ходжаобигарм с температурой 90-98^oC поднимаются по тектонической зоне контакта серых и розовых гранитов в северной (гипсометрически более высокой) части «термального склона», не достигая поверхности земли. Термальная вода растекается в делювии в юго-восточном направлении, следуя по уклону кровли розовых гранитов, и разгружается источниками в виде трёх широтных зон. В верхней зоне вскрыты наиболее горячие воды с температурой 92-98^oC (кусты скважин 1 и 2), в средней - с температурой 75-79^oC (скважины 7, 11) и в нижней - 60-68^oC (скважины 6, 8, 12).

Выше по склону от кустов скважин 1 и 2 находится участок, где происходит разгрузка термальной воды, проявляемая на поверхности «термального склона» в виде выходов горячего пара. Термы, попадая

из области высокого в область пониженного атмосферного давления, начинают вскипать и дегазировать [2]. Водяной пар с температурами, варьирующимися в интервале 77-90°C (данные режимных наблюдений 2013-2019 гг.), содержит радон и эффективно используется в пароземанатории курорта для лечения широкого спектра заболеваний.

I-я разновидность вод (основная «термовыводящая зона») - азотные, щелочные (рН 9.1), высокотермальные (Т 93-96.2°C на 26.12.2020) воды, по ионному составу – хлоридно-гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 0.5 г/л, повышенным содержанием кремнекислоты (140-146 мг/л), фтора (9-10 мг/л) и радона 1.4 нКи/л [3]. Воды выводятся на поверхность кустами скважин 1 и 2.

II-я разновидность вод («зона растека») - азотные, щелочные (рН 8.5-8.6), высокотермальные (Т 61.3-76°C) воды, по ионному составу - хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 0.5-0.6 г/л, содержанием кремнекислоты (116-135 мг/л), фтора – 7-8 мг/л и радона 3.1 нКи/л.

Протоколом ГКЗ СССР № 53I4 от 22.12.1967 г. по состоянию изученности на 01.09.1967 г. по категории А+В в количестве 911.4 м³/сут и по категории С1 - 216 м³/сут. Производительность парозабора на 19.09.2019 г. составляла 35.2 л/с [4, с.151-156].

Аналогом термальных вод Ходжаобигарм является минеральная вода «Кульдур» (Хабаровский край, РФ), минеральные ванны, лечебные души и процедуры пароземанатория показаны ЦНИИКиФ при заболеваниях органов движения, кровообращения, гинекологических и органов дыхания [5].

Последние исследования советского периода проводились в 1989 г. ПИ «Курортпроект» (г. Москва), когда определялся химический состав термальных вод и водовмещающих пород месторождения Ходжаобигарм. Поскольку результаты устарели, то в 2017 г. в аналитических лабораториях Дальневосточного геологического и океанологического институтов ДВО РАН были выполнены полные химические анализы термальных вод на 52 элемента.

Исследование изотопного состава кислорода и водорода терм показало, что содержание кислорода-18 составляет 13.1% и остаётся стабильным от скважины к скважине. Изотопный состав близко ложится вдоль глобальной линии метеорных вод, свидетельствуя об инфильтрационном происхождении вод. Низкие значения содержания изотопа трития в термах говорит о достаточно долгом периоде водо-

обмена этих вод и о практически полном отсутствии смешивания с поверхностными горизонтами грунтовых вод [6].

По химическому составу радоновые термы месторождения Ходжаобигарм относятся к маломинерализованным (до 450 мг/л) хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатным натриевым кремнистым водам. Воды обогащены фтором (до 18 мг/л) и рядом других микроэлементов, в том числе радоном (до 22 нКи/л).

Терапевтические свойства термальных вод и радонового пара

С бальнеологической точки зрения термальные воды Ходжаобигарм определяются как бактериологически и химически не загрязненные лечебные воды со стабильным химическим составом и физическими свойствами, демонстрирующими терапевтические эффекты, документированные клиническими испытаниями. Эффект комплексного действия лечебных вод связан с механическими, термическими и химическими факторами.

Механические эффекты лечебных ванн включают снижение мышечного напряжения, улучшение подвижности суставов и облегчение боли.

Термотерапия уменьшает боль, тепло повышает эластичность тканей, то есть сухожилий, связок и суставных капсул, тем самым увеличивая диапазон движений в поражённых суставах и позвоночнике.

Поглощение радона происходит на 95% в лёгких; более 90% его выводится с выдохом в лёгких, а оставшаяся часть выводится через почки и кожу. Парорадоновые процедуры оказывают влияние на гормональную регуляцию, при этом у женщин в менопаузе повышенный уровень эстрадиола и гормона созревания фолликулов облегчает симптомы менопаузы, а у мужчин улучшается количество и подвижность сперматозоидов. У мужчин, страдающих артериальной гипертензией, под влиянием радоновых ванн наблюдается снижение средних показателей артериального давления и повышение уровня ионизированного кальция, паратиреоидного гормона и кальцитонина [7].

Термальные ванны и лечение парорадоном на курорте улучшают периферическое кровообращение и согревание конечностей. При этом уменьшается отёчность, суставные и сухожильно-мышечные боли и повышается физическая работоспособность. Также наблюдается ускоренное выведение вредных продуктов обмена веществ, особенно при таких заболеваниях, как сахарный диабет и подагра. Под влиянием радона нормализуется артериальное давление, особенно у

людей с легкой гипертензией и наблюдается снижение уровня общего холестерина и триглицеридов. Улучшаются также показатели крови, снижается скорость оседания эритроцитов и увеличивается количество гемоглобина и эритроцитов в периферической крови [8].

Описание методов исследования

Для оценки социальной эффективности лечения радоновыми термами месторождения Ходжаобигарм учитывается ряд факторов, включая влияние на качество жизни и трудоспособность пациента, а также косвенные затраты и выгоды для общества. В данном исследовании сравниваются два метода лечения: бальнеолечение и альтернативное медикаментозное лечение для пациентов с хроническим заболеванием опорно-двигательного аппарата. В расчётах были использованы следующие формулы:

1) Экономия на больничных днях:

Экономия = Кол-во сокращенных дней × Средняя дневная зарплата

2) Увеличение продуктивности:

Увеличение продуктивности = % улучшения × Среднемесячная зарплата × Кол-во месяцев

3) Снижение затрат на медикаменты:

Снижение затрат = Первоначальные затраты на медикаменты × % сокращения

Эта методика и формулы обеспечивают комплексный подход к оценке социальной эффективности лечения, учитывая экономические и качественные аспекты жизни пациента.

Результаты

Расчёты социальной эффективности лечения термами и парорадоном

Сравним условия и влияние бальнеолечения и альтернативного медикаментозного лечения на пациента с хроническим заболеванием опорно-двигательного аппарата с точки зрения социальной эффективности.

Условия и влияние бальнеолечения и альтернативного медикаментозного лечения

Бальнеолечение

1. Сокращение больничных дней: 10 дней (при возвращении к работе через месяц).

2. Увеличение продуктивности: 15% улучшение (на основе снижения симптомов и улучшения общего состояния).

3. Снижение затрат на медикаменты: 50% (уменьшение потребности).

Альтернативное лечение

1. Сокращение больничных дней: 5 дней (при частых визитах к врачу).

2. Увеличение продуктивности: 5% улучшение (с учётом побочных эффектов).

3. Затраты на медикаменты: без изменений.

Социальная эффективность в расчётах

Бальнеолечение

1. Экономия на больничных днях (средняя зарплата по РТ – 2013 сом./мес.) [10]:

$10 \text{ дней} \times 67 \text{ сом./день} = 670 \text{ сомони.}$

2. Увеличение продуктивности:

$15\% \times 2013 \text{ сом./мес.} = 302 \text{ сом./мес. (на 6 месяцев} = 1812 \text{ сомони).}$

3. Снижение затрат на медикаменты:

$1850 \text{ сом.} / 2 = 925 \text{ сом.}$

Итого: $670 + 1812 + 925 = 3407 \text{ сомони.}$

Альтернативное лечение

1. Экономия на больничных днях: $5 \text{ дней} \times 67 \text{ сом./день} = 335 \text{ сомони.}$

2. Увеличение продуктивности: $5\% \times 2013 \text{ сом./мес.} \approx 101 \text{ сом./мес. (на 3 месяца} = 303 \text{ сом.).}$

3. Затраты на медикаменты: без изменений.

Итого: $335 + 303 = 638 \text{ сомони.}$

Таким образом, социальная эффективность бальнеолечения составляет 3407 сомони, тогда как альтернативного лечения — 638 сомони.

Обсуждение

Расчёты показали, что общая социальная эффективность бальнеолечения (3407 сомони) значительно превышает эффективность альтернативного лечения (638 сомони) и демонстрирует, что бальнеолечение является более выгодным и эффективным с точки зрения улучшения качества жизни и трудоспособности пациента.

Вместе с тем, бальнеолечение показывает долговременные положительные эффекты, что подтверждается продолжительностью

улучшения продуктивности на протяжении 6 месяцев. В то время как улучшение при альтернативном лечении наблюдается только в течение 3 месяцев, что может потребовать повторных курсов лечения и дополнительных затрат.

Помимо этого, снижение затрат на медикаменты при бальнеолечении делает его более финансово доступным для пациентов. Это особенно важно для людей с хроническими заболеваниями, которые требуют постоянного лечения.

Выводы

Радоновые термы, используемые в лечении на курорте Ходжаобигарм, положительно влияют на оздоровление пациентов. Клинические наблюдения показывают, что использование природного лекарственного сырья в форме терм и парорадона эффективно для излечения многих заболеваний. Использование этих терм в целях бальнеолечения может значительно улучшить качество жизни населения, привлечь местных и зарубежных туристов и способствовать экономическому развитию Варзобского района. Поэтому в междисциплинарном подходе этого аспекта деятельности перед геологами, экономистами и бальнеологами стоит задача разведки, обоснования использования и применения природных лечебных факторов новых месторождений термоминеральных вод Таджикистана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Чуршина Н.М. Минеральные воды Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1992, 105 с.
2. Гордиенко Л.С., Мальцев А.А. Термальные воды курорта Ходжа-Оби-Гарм. Вопросы гидрогеол. и инж. геол. Таджикистана. Душанбе: Ирфон, 1965, 215 с.
3. Гусаров И.И. Результаты радиометрического обследования пароземанатория и водолечебницы на курорте Ходжаобигарм. Москва, 1989.
4. Разыков Б.Х. Технология разработки радонового пара и эксплуатации парозабора месторождения термальных вод Ходжаобигарм. Мат-лы Международ. науч.-практ. конф. «Современные достижения и актуальные проблемы в науках о Земле», 24 мая 2024 г. Душанбе, 2024, 386 с.
5. Разыков Б.Х. Особенности размещения и перспективы промышленного освоения минеральных вод Таджикистана. Душанбе: ООО «Exclusive», 2010, 99 с.

6. Демонова А.Ю., Харитонова Н.А., Корзун А.В., Сардоров А.И., Челноков Г.А. Химический состав азотных термальных вод бальнеоклиматического курорта Ходжа-Оби-Гарм (Таджикистан) // Вестн. Моск. гос. ун-та, сер. Геология, 2017, № 5, с. 77-84.
7. Antonelli, M.; Donelli, D. Effects of balneotherapy and spa therapy on levels of cortisol as a stress biomarker: A systematic review // Int. J. Biometeorol. 2018, 62, p. 913-924.
8. Zdrojewicz, Z.; Bielawska-Bień, K. Radon i promieniowanie jonizujące a organizm człowieka // Postepy. Hig. Med. Dosw. 2004, 58, p. 150-157.
9. Средняя зарплата в Таджикистане в 2023 году выросла на 14.3%. avesta.tj/2024/02/14/srednyaya-zarplata-v-tadzhikistane-v-2023-godu-vyroslo-na-14-3.

СПОСОБ ПОЛУЧЕНИЯ КОАГУЛЯНТОВ ДЛЯ ОЧИСТКИ ПИТЬЕВОЙ ВОДЫ ИЗ ВОДОПРОВОДНОГО ОСАДКА

Ахмадов П.А., Шарифзода Ш.К.,
Рузиев Дж.Р., Амирзода О.Х.

*Институт водных проблем, гидроэнергетики и экологии НАНТ
г. Душанбе, Таджикистан. E-mail: orif2000@mail.ru*

Введение. В действующих нормативных документах водопроводный осадок не рассматривается как опасные или токсичные отходы [1]. Однако важно следует подчеркнуть, что проблемы образования и утилизации водопроводного осадка особенно чрезвычайна и актуальна для города Душанбе, так как более половины (около 60%) населения города обеспечивается централизованным водоснабжением из поверхностных источников, то есть из реки Варзоб. При водоподготовке эти осадки вызывают большую трудность за счет гигроскопичности и высокую влажность, тем самым обуславливает увеличением количества используемых коагулянтов.

До настоящего времени на станциях водоподготовки г. Душанбе водопроводные осадки не обезвоживаются и не утилизируются. В целом, в практике проблема утилизации водопроводных осадков считается мало исследуемой и менее разработанный вопрос, так как относится к наиболее технически сложной и затратной технологии.

Для решения проблемы обработки или утилизации водопроводных осадков необходимо требуется осуществления ряд мероприятий по сокращению объемов его образования (например, путем частичной

Расход кислоты для сернокислотного разложения определялся согласно стехиометрическим расчётам по протекаемым реакциям между кислотами и химическим составом водопроводного осадка. Процесс разложения проводился при комнатной температуре в течение 30 минут. Полученные пульпы отфильтровались с целью отделения растворимой части от твёрдого осадка. Растворимая часть, которая содержит сульфаты алюминия и железа, исследовалась на коагулирующие свойства. Результаты исследования приводятся в табл. 2.

Таблица 2

Результаты испытания полученных коагулянтов
сернокислотным разложением из водопроводного осадка БСР

Т=25-30 °С (при добавление кислоты нагревается до 50-60 °С); $\rho=1,055 \text{ г/см}^3$		
Исходная мутность воды: - 330 мг/л		
Расход коагулянта мг/л	Остаточная мутность воды, (мг/л)	α - степень коагуляции, (%)
2	78.0	76.36
3	52.0	84.25
4	41.30	87.45
5	33	90.0

Как видно из таблицы 2, при добавлении коагулянта от 2 мг/л до 5 мг/л степень коагуляции изменяется от 76.36 до 90.0 %. Проведённые исследования показывают, что полученный коагулянт из водопроводного осадка возможно использовать для повторного предварительного отстаивания.

На основе полученных данных составлены кривые роста эффективности степени коагуляции и снижения мутности воды (рис. 1).



Рис. 1. Кривые эффективности степени коагуляции и снижения мутности воды.

Проведенные исследования показывают, что, чем больше расход коагулянта полученным методом сульфатизации, тем лучше степень коагуляции. Также подобные исследования проводили при более высокой мутности. Результаты проведенных лабораторных испытаний доказывают, что при отстаивании воды с мутностью – 420 мг/л расход сульфатированного коагулянта составляет в объеме 10 мг/л, и степень коагуляции достигает до 99.4% (табл. 3).

Таблица 3

Результаты испытания сульфатированного коагулянта,
полученного из водопроводного осадка

Исходная мутность воды: - 420 мг/л (с использованием сульфатированного коагулянта, полученного из водопроводного осадка)		
Расход коагулянта, мг/л	Остаточная мутность воды, (мг/л)	α - степень коагуляции, (%)
8.0	9.8	97.66
9.0	8.3	98.02
10.0	2.3	99.4

На основе проведенных исследований разработана следующая принципиальная технологическая схема переработки водопроводного осадка методом сульфатизации (рис. 2).

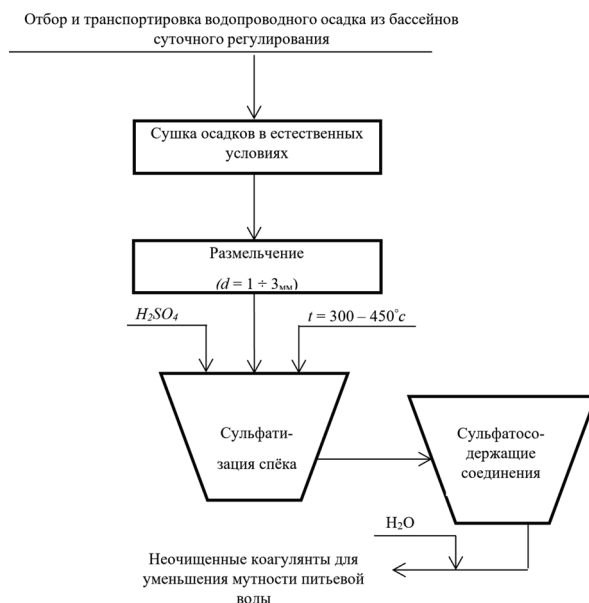


Рис. 2. Принципиальная технологическая схема
переработки водопроводного осадка.

Основными недостатками данного способа являются высокая влажность осадка и неудобства при их отборе и транспортировке, использование большой площади земель для сушки осадка, влияние погодных условий для естественной сушки, негативное влияние на окружающую среду при сульфатизации.

Заключение

1. Результаты проведённых лабораторных исследований являются положительными, и учитывая актуальность проблемы обеспечения населения чистой питьевой водой, рекомендуются для проведения опытно-промышленного испытания полученного коагулянта из водопроводного осадка.

2. Другим направлением утилизации водопроводного осадка является использование его в качестве добавок к сырью строительных материалов, особенно для получения керамического сырья, огнеупорных материалов, компонентов строительных материалов, в том числе цемента, бетонов и защитных покрытий.

3. Для проведения анализов полученного сульфатированного коагулянта согласно требованию стандарта качества питьевой воды необходимо получить заключение следующих компетентных государственных органов: Государственной санитарно-эпидемиологической службы; Агентства по стандартизации, метрологии, сертификации и контроля торговли при Правительстве Республики Таджикистан; Научной медицинской экспертизы.

Кроме того, для определения радиоизотопов в составе сульфатированного коагулянта необходимо получить заключение лаборатории Агентства по химической, биологической, радиационной и ядерной безопасности Национальной академии наук Таджикистана.

ЛИТЕРАТУРА

1. СНИП РТ 40-02-2021 «Водоотведение. Наружные сети и сооружения». г. Душанбе, от 06 апреля 2022 г., №27/р.
2. Любарский В.М. Осадки природных вод и методы их обработки. М.: Стройиздат, 1980, 218 с.
3. Журба М.Г., Чекрышов А.В., Говорова Ж.М. Обработка промывных вод и осадков водопроводных станций: Обзорная информация. Вып. 1. М., ВНИИТПИ, 2001, 46 с.
4. Храменков С. В., Пахомов А. Н., Данилович Д. А., Бакулин С. М., Поршнев В. Н., Коверга А. В., Хамидов М. Г. Обработка осадков станций

ҲИФЗИ ПИРЯХҲО АЗ ОБШАВИИ БАРМАҲАЛ ВА НАҚШИ ПИРЯХҲО ДАР ТАЪМИНИ АМНИЯТИ МИЛЛИИ ТОҶИКИСТОН

Салимова М., Акрамов У., Самиева З.

*Кумитаи ҳифзи муҳити зисти назди Ҳукумати Ҷумҳурии Тоҷикистон
ш. Душанбе, Тоҷикистон. E-mail: salimzoda_mahina@mail.ru*

Дар муҳити табиат таъсири қонуниятҳои табиии вобаста ба об имконияти фаъоли ташаккулёбии системаҳои обтавлидкунӣ ва нигоҳдории обро таъмин менамоянд. Захирашавии барф ва ях дар системаҳои экологӣ имконият медиҳад, ки дар чор фасли сол ҳудуди ин ё он минтақаи табиӣ бо нерӯи ҳаётбахш таъмин карда шавад. Аммо зерӣ таъсири фаъолияти истеҳсоли хизматрасонии инсон, хориҷ гардидани на кам аз садҳо миллион тонна партовҳои CO_2 , CO , CH_4 дар 50 соли охир захира шуда, боиси аз байн рафтани 1000 пирах дар ҳудуди Тоҷикистон гардидааст [1, 2].

Дар экосистемаҳои табиии Тоҷикистон гардиши об дар табиатгули ҳазорсолаи охир барои сукувати мавҷудоти зинда ва муҳити ҳоси онҳо шароити мусоид фароҳам овардааст. Раванди суръат пайдо кардани истифодаи захираҳои табиӣ ва тағйир ёфтани муносибати ҷомеа ба захираҳои обӣ, боиси коҳиш ёфтани масоҳати пирахҳо гардидааст. Масалан, дар ҳавзаи дарёи Варзоб аз 31% то 47%, дар ҳавзаи дарёи Кофарниҳон аз 37% то 64%, дар ҳавзаи дарёи Вахш аз 33% то 65%, ва дар ҳавзаи дарёи Зарафшон аз 41% то 73% коҳиш ёфтани масоҳати пирахҳо ба назар мерасад [3].

Ҷумҳурии Тоҷикистон дар қисмати ҷанубу шарқии Осиёи Миёна, дар минтақаи 30°5' ва 40°5' арзи шимолӣ ва 67°5' ва 75° тӯли шарқӣ воқеъ гардида, дар ташаккулёбии манбаъҳои обӣ нақши муҳим мебозад.

Дар экосистемаҳои Тоҷикистон беш аз 8500 пирах ташаккул ёфтааст ва барои нигоҳдории экосистемаҳои табиии Осиёи Марказӣ аҳамияти муҳим доранд [4].

Масоҳати пирахҳои Тоҷикистон 6220 км²-ро ташкил медиҳад. Пирахҳои Федченко, ки калонтарин пирахҳои Осиёи Марказӣ ба ҳисоб меравад 907 км² масоҳат ва 77 км дарозӣ дошта, ғафсии қабати ях дар он то 1000 метрро ташкил медиҳад.

Реҷаи гидрологии оби пирахҳо қисман дар кӯлҳои кӯҳӣ ба танзим дароварда мешавад. Дар ду даҳсолаи охир таҳти таъсири гармшавии иқлим зиёда аз 25% масоҳати пирахҳои бузург маҳдуд гардидааст, ки боиси тағйирёбии иқлим, бӯҳрони экологӣ дар экосистемаҳои табиӣ минтақаҳои кӯҳӣ ва суръат гирифтани хатари офатҳои табиӣ гардидааст.

Дар ҳавзаи дарёҳои Панҷу Вахш қариб 1700 кӯлҳои хурду миёна мавҷуданд, ки дар байнашон Қарокӯл, Рангкӯл, Зоркӯл, Сарез ва Яшилкӯл нисбатан азимтаранд ва бо таъсири тағйирёбии иқлим ҳолати онҳо ба тағйирот гирифта гардида, боиси ноустувор гардидани ҷоришавии об мегардад.

Дар минтақаҳои табиӣ Тоҷикистон зиёда аз 200 кӯли калонтарин, ки 716 км² масоҳат ва 46.5 км³ ҳаҷм доранд оби нӯшокӣ тавлид меkunанд ва тавозуни табиӣ экосистемаҳоро устувор нигоҳ медоранд.

Тибқи маълумотҳои илмӣ зиёда аз 1000 адад пирахҳои хурду миёна дар Тоҷикистон пурра об шуда, ҳаҷми умумии пирахҳо қариб се маротиба кам гардидааст, ки ба ҳолати экологии экосистемаҳои табиӣ таъсири манфии худро бештар мерасонад [3].

Таъсири таҳдидҳои муосир, суръат гирифтани бӯҳрони экологӣ зарурияти татбиқи барномаи Даҳсолаи байналмилалӣ амал “Об барои рушди устувор” бештар мегардонад.

Санаи 8 март соли 2021 Асосгузори сулҳу ваҳдати миллӣ - Пешвои миллат, Президенти Ҷумҳурии Тоҷикистон муҳтарам Эмомалӣ Раҳмон дар чорабинии сатҳи баланд – “Татбиқи ҳадафу вазифаҳои Рӯзномаи 2030 роҷеъ ба масъалаҳои об”, ки дар қароргоҳи СММ дар шаҳри Нью-Йорк ба таври маҷозӣ баргузор шуд, бештар ба масъалаҳои обшавии пирахҳо, талафёбии захираҳои обӣ, авҷ гирифтани офатҳои табиӣ иброз намуданд, ки бӯҳронҳои обӣ сол аз сол дар ҳолати афзоиш ва таҳдидкунанда қарор хоҳанд гирифт, ки боиси норасоии оби нӯшокӣ дар ҷаҳон мегардад.

Мавриди зикр аст, ки дар асоси Қатъномаи аз ҷониби ҳайати Ҷумҳурии Тоҷикистон пешниҳодшудаи Маҷмаи Умумии СММ аз 18 март соли 2018 таҳти унвони “Бознигарии миёнамуҳлати фарогири Даҳсолаи байналмилалӣ амал “Об барои рушди устувор, 2018-2028” доир шуда, бӯҳронҳои обӣ дар Осиёи Миёна бештар дастгирӣ ёфт ва аз ҷониби 147 кишвари дунё дастгирӣ гардид. Бо ташаббуси Президенти Ҷумҳурии Тоҷикистон муҳтарам Эмомалӣ Раҳмон дар ҷаласаи сатҳи баланд оид ба аҳаммият ва ҳадафҳои эълони Даҳсолаи байналмила-

лии амал “Об барои рушди устувор” солҳои 2018-2028, ки ба татбиқи Ҳадафҳои рушди устувори марбут ба об мусоидат менамояд, дастгирӣ ёфт [4].

Ҷумҳурии Тоҷикистон тайи ду даҳсолаи охир бештар дар ҳалли масъалаҳои таъмини ҷомеа бо оби тоза, талошҳои зиёдеро ҷиҳати пешбурди масъалаҳои ҳифз ва оқилона истифодабарии захираҳои обӣ дар ҳавзаҳо, кишварҳо ва рӯзномаи ҷаҳонии рушд роҳандозӣ менамояд. Бо талошҳои зиёд ва дурандешонаи Асосгузори сулҳу Ваҳдати миллӣ - Пешвои миллат Президенти Ҷумҳурии Тоҷикистон муҳтарам Эмомалӣ Раҳмон 8 Қатъномаи Маҷмаи Умумии Созмони Милали Муттаҳид дар масъалаҳои ҳифзи об ва истифодабарии сарфакоронаи об дар сайёраи Замин қабул шудааст, ки ба ҳифзи пирияхҳо ва барқароркунии ҳолати экологии онҳо заминаи устувор муҳайё месозад.

Роҳҳои ҳалли бӯҳрони экологӣ, аз ҷумла ҳифзи пирияхҳо бо истифода аз барқарор кардани масоҳати ҷангалзорҳои ҳамешасабз метавонад захираҳои зиёди барфро дар табиат ба низом даровард. Табиати кишвари Тоҷикистон барои ташкили ҷангалзорҳои паҳнбарг ва сузанбарг, шароити мусоид дорад. Аз ин рӯ, дар доираи амалисозии Стратегияи сабз, бунёди ҷангалзорҳо ва ҷорӣ намудани технологияи сабзро дар кишвар бояд ҷамаҷониба роҳандозӣ намуд .

АДАБИЁТ

1. Паёми Президенти Ҷумҳурии Тоҷикистон ба Маҷлиси Миллии Ҷумҳурии Тоҷикистон, Душанбе, 2022.
2. Паёми Президенти Ҷумҳурии Тоҷикистон ба Маҷлиси Миллии Ҷумҳурии Тоҷикистон, Душанбе, 2023.
3. Обзоры результативности экологической деятельности Таджикистан, второй обзор, Нью – Йорк и Женева, 2017, 610 с.
4. Илм ва табиат. Душанбе 2024, 46 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Каюмов А.К. <i>Перспективы изучения ледника Федченко в условиях изменения климата</i>	5
Сафаров М.С., Фазылов А.Р., Гулаёзов М.Ш., Муродов М.Х. Наврузшоев Х.Д. <i>Мониторинг опасно-пульсирующих ледников верховья бассейна реки Ванч</i>	15
Десинов С.Л., Рудаков В.А., Ивонин И.Л. <i>Результаты космического мониторинга пульсирующих ледников Памира в XXI веке</i>	22
Шозиёев Ш.П., Шозиёев Г.П. <i>К вопросу мониторинга труднодоступных ледников Таджикистана новыми технологиями</i>	28
Ерохин С.А., Тузова Т.В. <i>Самосохранение ледников Тянь-Шаня путём их трансформации в морено-ледниковые комплексы</i>	33
Хисматуллин Т.И., Петров М.А., Акбаров Ф.Н., Мамиров Х.А. Суванкулов С.С., Зулпихаров Г.Б. <i>Возобновление гляциологических исследований на леднике Северцова (Гиссарский хребет) и их предварительные результаты</i>	42
Feiteng Wang. <i>Mitigating ice sheets and mountain glaciers melt with geoengineering: a comprehensive review</i>	49
Xin Zhang. <i>The impact of black carbon aerosols on glacier melting</i>	57
Karimov F.H., Davlyatova M.Z. <i>Suffusion and thermo karst moraine funnels nature of the RGO Pamirs glacier in Tajikistan</i>	67
Yufeng Jia. <i>Hydrological response to climate change in a glacierized catchment in eastern Tien Shan, Central Asia</i>	76
Фазылов А.Р., Наврузшоев Х.Д. Сафаров М.С., Гулаёзов М.Ш. <i>Превентивные меры снижения риска прорыва приледниковых озер</i>	82
Мамадризохонов А.А., Носирзода У., Ватаншоева Н. <i>Анализ современного оледенения Памира</i>	90

Zhongqin Li, Zexin Zhan, Yufeng Jia. <i>The progress of in situ glacier observation and third glacier inventory of Xinjiang Uygur Autonomous Region (XUAR), Central Asia</i>	99
Абдуллозода С.Ф., Шерализода Н.Ш., Вахобов Р.Р. <i>Влияние пылевых вторжения на радиационные характеристики атмосферы в различных регионах Таджикистана</i>	100
Abdushukurov D.A., Lentschke J., Azimov S., Shaymuradov F. <i>Water cycle in the aguastic system of the upper reaches of Vaksh River</i>	107
Виногоров А.А. <i>Факторы формирования стока горных рек (на примере бассейна реки Пскем)</i>	111
Жолдошова Н.А., Абдулдаев М.С. <i>Устойчивое управление водными ресурсами реки Сары-Джаз Кыргызской Республики</i>	120
Нурбаcina А.А., Турсунова А.А. <i>Влияние изменения климата на сток реки Буктырма: оценка и прогноз</i>	125
Гулаёзов М.Ш., Фазылов А.Р. <i>Географо-гидрологические особенности и климатическая дифференциация Таджикистана</i>	135
Рафиков В.А. <i>Трансграничные водные ресурсы Центральной Азии и проблемы их квотирования</i>	146
Исмаилова Д.А., Назипова Д.Х., Тё В.С., Закирова Г.Б., Хасанбаев Х.Ф. <i>Способ качественной оценки изменчивости уровня грунтовых вод с применением ГИС-технологий (на примере Андижанской области)</i>	156
Пулатов Я.Э., Пулатов Ш.Я., Розиков А.А., Разакова Г.Т. <i>Водосберегающие технологии – путь рационального использования водных ресурсов</i>	164
Разыков Б.Х. <i>Эффективность использования лечебных радоновых терм месторождения Ходжаобигарм</i>	171
Ахмадов П.А., Шарифзода Ш.К., Рузиев Дж.Р., Амирзода О.Х. <i>Способ получения коагулянтов для очистки питьевой воды из водопроводного осадка</i>	178

Салимова М., Акрамов У., Самиева З. <i>Ҳифзи пирахҳо аз обшавии бармаҳал ва нақши пирахҳо дар таъмини амнияти миллии Тоҷикистон</i>	183
---	-----

СОХРАНЕНИЕ ЛЕДНИКОВ И ЭФФЕКТИВНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ВОДНЫХ РЕСУРСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Ответственный редактор:
член-корреспондент Национальной
академии наук Таджикистана,
доктор биологических наук А.С.Саидов

Печатается по решению Редакционно-издательского
совета Национальной академии наук Таджикистана

Қоғази офсет. Андозаи 70x100 1/16.
Љузи чопи шартӣ 47,5. Адади нашр 100 нусха