

ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН В НАЧАЛЕ XXI В. ЧАСТЬ 2. КРИОСФЕРА И ГИДРОЛОГИЯ

© 2026 г. У. В. Прохорова^{1,*}, Е. В.Bloшкина¹, М. С. Махотин¹, А. В. Весман¹,
А. В. Терехов¹, А. Л. Борисик¹, К. В. Ромашова¹, Р. А. Чернов², И. И. Василевич¹,
В. Э. Демидов¹

¹Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

²Институт географии РАН, Москва, Россия

**uvprokhorova@aari.ru*

Поступила в редакцию 06.05.2025 г.

После доработки 02.07.2025 г.

Принята к публикации 29.12.2025 г.

В настоящий момент на Шпицбергене существует около 1600 ледников, покрывающих 33 200 км² (около 60% архипелага) с общим объёмом льда 6700–6800 км³ и средней толщиной 205 ± 7 м. Некоторые ледники политермические с тёплым базальным льдом. В период 2000–2019 гг. баланс массы ледников в среднем составлял -7 ± 2.1 Гт в год, при этом наибольшие потери наблюдались у небольших ледников на низких высотах. Потепление с начала XXI в. усилило таяние и сократило аккумуляцию снега. Прогнозируется появление зон с нулевой аккумуляцией к 2030–2050 гг. С конца малого ледникового периода образовалось 705 приледниковых озёр. По состоянию на 2008–2012 гг. они занимали площадь 187.4 км² с 274 км ледниковых берегов. Площадь озёр увеличилась на 47% с 1990 по 2022 г, в основном в период 1990–2012 гг. Преобладают озёра, образованные моренные и термокарстовые озёра. По иным опубликованным данным, где использована другая методика, в 2020 г. выявлено 1375 озёр, что свидетельствует об увеличении площади на 36% с 1990 г. Ожидается, что к 2071–2100 гг. в районах с оледенением возрастёт летний сток. Толщина снега, его плотность и водный эквивалент за последние десятилетия демонстрируют очень слабые или незначительные тенденции. Продолжительность залегания снежного покрова немного меняется из-за более позднего начала осени, а время таяния остаётся стабильным. Химический состав снега определяют морские аэрозоли и минеральная пыль, при этом их локальные источники доминируют на низких высотах, а удалённые — на больших. Во время последнего плейстоценового оледенения долинная мерзлота на Шпицбергене, вероятно, исчезала, в то время как плато и вершины сохраняют мерзлоту возрастом до 700 000 лет. В голоцене мерзлота сформировалась до низких высот с толщиной 400–540 м и температурами грунта ниже слоя сезонных колебаний температуры в диапазоне примерно от -2.2 до -5.2 °С. Потепление дестабилизирует мерзлоту преимущественно вдоль западного побережья, в то время как восточные районы более стабильны. Ожидается дальнейшее разрушение мерзлоты при продолжающемся потеплении климата.

Ключевые слова: Арктика, Шпицберген, отступление ледников, снежный покров, речной сток

DOI: 10.7868/S2412376526010131

ВВЕДЕНИЕ

Архипелаг Шпицберген (76.5° – 81° с.ш., 10° – 32° в.д., площадь 61 тыс. км²) — один из основных центров современного оледенения высокоширотной Арктики, в последние десятилетия оказался в уникальном, с физико-географической точки зрения, положении, вблизи центра

так называемого Арктического усиления, т.е. области, где потепление климата существенно опережает среднемировые величины (Isaksen et al., 2022). Как показано в первой части статьи, потеплению здесь подвержен и приземный слой воздуха, и океанические воды, выступающие в качестве основных ландшафтообразующих факторов на архипелаге. Ввиду этого вопросы изучения

недавней динамики криосферы Шпицбергена и моделирование ближайших её перспектив представляют особенный научный интерес.

Несмотря на своё положение в высоких широтах архипелага Шпицберген стал на протяжении XX века одним из наиболее изученных центров оледенения. Первые регулярные экспедиции, в том числе изучавшие криосферу островов, начаты в середине 1950-х гг., и в 1970–1980-х гг. вышли первые фундаментальные обобщения полученных знаний (Оледенение Шпицбергена, 1975; Гляциология Шпицбергена, 1985). В эти же годы климат, как глобальный, так и в районе архипелага, начинает меняться, что вызывает отклик оледенения; география исследований расширяется, совершенствуются методы и технические средства как сбора натуральных данных, так и математического моделирования. На фоне этих процессов и возникла потребность сделать обобщение результатов исследований криосферы Шпицбергена, полученных в первые 25 лет текущего столетия.

Цель второй части статьи — краткое обобщение современного состояния и динамики главных элементов природной среды Шпицбергена (ледников, криолитозоны, снежного покрова, речного стока и приледниковых озёр). Под характеристикой *динамики* элементов природной среды мы понимаем количественные оценки тенденций изменения их основных параметров: площади, баланса массы и термического состояния ледников; влагозапаса, длительности и площади снежного покрова; слоя речного стока и количества приледниковых озёр; температурного режима и распространения многолетнемёрзлых пород.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ДИНАМИКА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

Наземное оледенение. Архипелаг Шпицберген — один из крупнейших центров современного высокоширотного оледенения. Общая площадь ледников составляет 33.2 тыс. км² (около 60% от площади архипелага) (König et al., 2014), что делает наземное оледенение одним из основных компонентов природной среды и её ведущим ландшафтообразующим фактором. Из 1600 (округлённо) ледников архипелага 1335 расположены в пределах острова Западный Шпицберген (RGI 7.0 Consortium, 2023).

Расчёт общего запаса льда на архипелаге, полученный экстраполяцией результатов геофизических съёмки, даёт оценку в 6700 ± 835 км³

(Martín-Español et al., 2015). Схожее значение, 6800 ± 238 км³, было получено на основе моделирования, в соответствии с которым средняя толщина ледников Шпицбергена составляет 205 ± 7 м, а зоны максимальных мощностей оледенения (свыше 500 м) приурочены (см. рис. 1) к острову Северо-Восточная Земля, а также к куполу Хольтедаля и ледникам Земли Улафа V (van Pelt & Frank, 2025).

Основной вид геофизических съёмок, применяемых для изучения ледников, — георадиолокация. Помимо определения мощности льда, метод стал ценным источником информации о внутреннем строении и термической структуре ледников и позволил выявить наличие ледников политермического типа со слоем тёплого (т.е. имеющего температуру, близкую к температуре плавления) льда вблизи ложа (Мачерет и др., 2019). Данный слой, содержащий первые проценты незамёрзшей воды, оказывает значительное влияние на реологические свойства льда и, как следствие, на скорости движения ледников. Наличие в придонной части ледника тёплого льда — один из основных факторов, приводящий к пульсациям ледников (сёрджам), т.е. к их быстрым подвижкам, когда скорость движения ледника значительно возрастает (Jiskoot, 2011). Выполненные на нескольких политермических ледниках архипелага повторные радиолокационные съёмки с интервалом 10 и более лет (Борисик и др., 2021) показали, что помимо общего уменьшения толщины ледников происходит также сокращение их тёплого ядра, что в зависимости от высотного положения ледника может приводить как к постепенному выхолаживанию, так и к отеплению ледника.

Оледенение Шпицбергена сокращается с максимума малого ледникового периода, завершившегося в этом регионе около 1920-х гг. (Farnsworth et al., 2020), причём в первые десятилетия XXI века этот процесс заметно ускорился (van Pelt et al., 2016). Это подтверждается регулярным масс-балансовым мониторингом, который проводится в настоящее время на 14 ледниках архипелага (рис. 2, а). Общий баланс массы оледенения архипелага за период 2000–2019 гг. оценивался в -7 ± 2.1 млрд т в год (Schuler et al., 2020). Наиболее тесная корреляция баланса массы наблюдается с приземной температурой воздуха (Terekhov et al., 2023). Потепление на архипелаге имеет следствие как для летней абляции, увеличивая её интенсивность, так и для зимней аккумуляции: поскольку наибольший тренд на Шпицбергене имеют температуры зимы, то количество морозных дней сокращается, ухудшая условия снегонакопления.

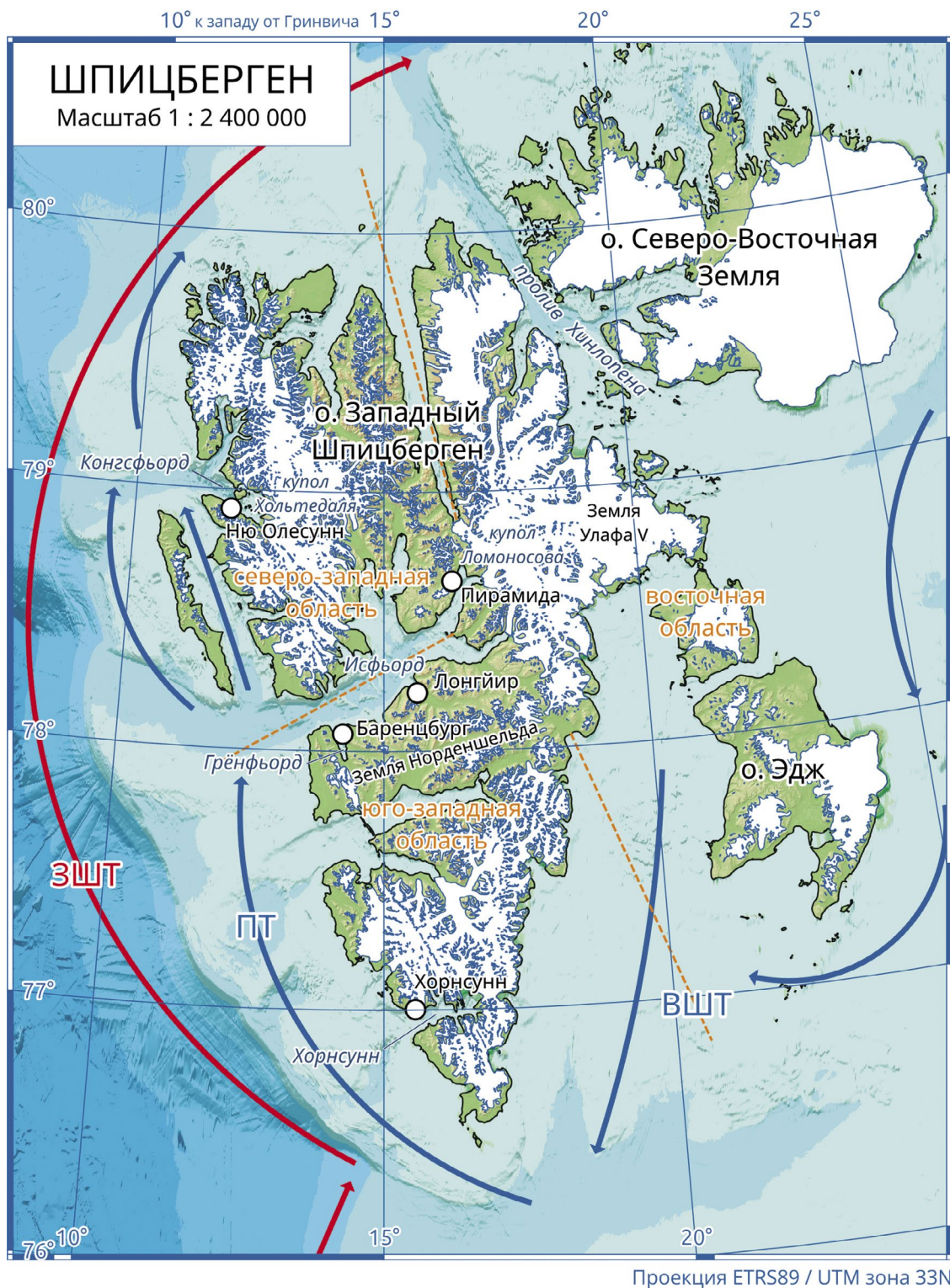


Рис. 1. Физико-географическая карта крупнейших островов архипелага Шпицберген с основными топонимами, упоминаемыми в статье. Применены картографические данные Норвежского полярного института и батиметрические данные GEBCO

Сокращения: ЗШТ — Западно-Шпицбергенское течение; ПТ — Прибрежное течение; ВШТ — Восточно-Шпицбергенское течение

Fig. 1. Map of the largest islands of Svalbard archipelago with the main toponyms mentioned in the article. Cartographic data from the Norwegian Polar Institute and bathymetric data from GEBCO were used

Abbreviations: WSC — West Spitsbergen Current, PT — Coastal Current, ESC — East Spitsbergen Current

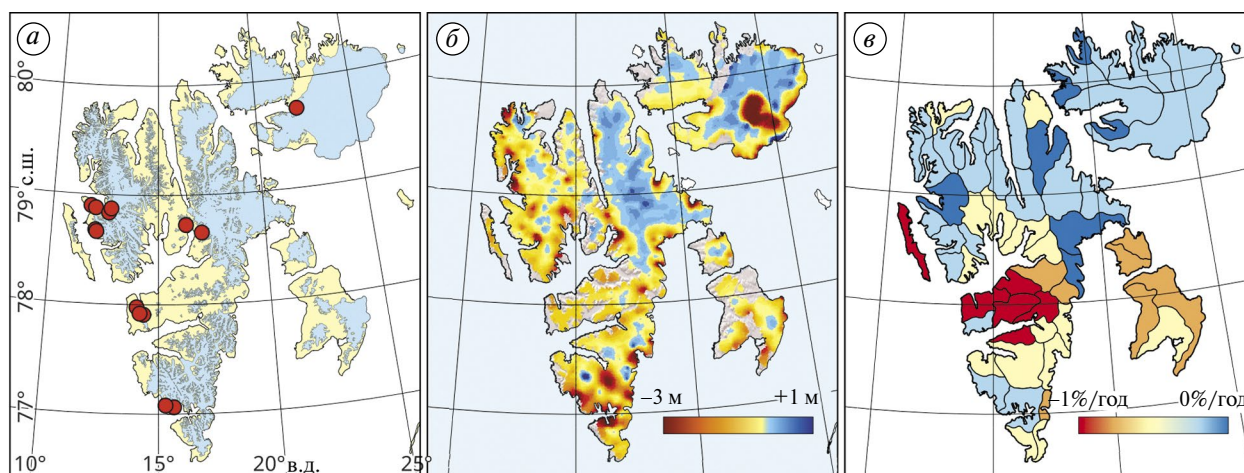


Рис. 2. современные программы по мониторингу баланса массы ледников (а); изменение высоты поверхности ледников с 2003–2008 по 2019 гг. по данным спутниковой альтиметрии, по Sochor et al. (2021) (б); изменения площади ледников за вторую половину XX века, по Hanssen-Bauer et al. (2019) (в)

Fig. 2. Current glacier mass balance monitoring programs (a); change in glacier surface elevation from 2003–2008 to 2019 based on satellite altimetry data, according to Sochor et al. (2021) (б); change in glacier area over the second half of the 20th century, according to Hanssen-Bauer et al. (2019) (в)

Современный баланс массы ледников, и его временная динамика неравномерны по территории архипелага, как показывают дистанционные методы — спутниковая гравиметрия и альтиметрия (Sochor et al., 2021; см. рис. 2, б). Подобная пространственная неравномерность определяется не только горизонтальными градиентами метеорологических элементов. Так, в исследовании (Schuler et al., 2020) выявлена связь с размерами ледников: небольшие ледники, расположенные на низких гипсометрических уровнях, теряют массу быстрее, чем более крупные выводные ледники, берущие начало от куполов, сохранивших область аккумуляции.

Влияние изменений климата на ледники Шпицбергена усугубляется низким высотным расположением. Пик обобщённой гипсометрической кривой для ледников Шпицбергена находится на высоте 450–500 м над ур. моря, что соответствует современной высоте снеговой линии (Noël et al., 2020). В некоторых областях архипелага (например, в окрестностях Баренцбурга) рельеф местности практически не превышает этих отметок, в результате чего ледники в этих районах каждое лето полностью оказываются в области абляции. Как следствие, площадь таких ледников сократилась за последние 80 лет более чем наполовину (см. рис. 2, в).

Примечательно, что с 2016 г. для наземной Арктики зафиксированы шесть наиболее тёплых

летних сезонов за историю измерений, а 2024 г. стал первым, преодолевшим отметку +1.5 °C относительно доиндустриального уровня, и наши мониторинговые программы зафиксировали рекордно низкий баланс массы. Результаты измерений баланса массы ледников Шпицбергена хорошо согласуются с этим наблюдением и, следовательно, отражают не просто региональную климатическую изменчивость, а общую по всей Арктике.

Прогнозы будущей динамики оледенения Шпицбергена показывают, что средний по архипелагу климатический баланс массы останется в ближайшие десятилетия отрицательным. Площадь области аккумуляции уменьшится до нуля уже в 2030–2050-х гг., а фирновый слой сохранится лишь на северо-востоке, на плато Ломоносова (van Pelt et al., 2021). Ожидаемые темпы потери массы на протяжении XXI века вдвое выше, чем в период 1936–2010 гг., а увеличение средней температуры лета на 1 °C приведёт к снижению годового баланса массы на 0.28 м в.э. (Geuyan et al., 2022). Таким образом, будущее сокращение ледников Шпицбергена станет самым значительным за последние несколько тысяч лет, с окончания климатического оптимума голоцена (Farnsworth et al., 2020).

Приледниковые озёра. Сокращение оледенения архипелага Шпицберген, наблюдаемое с начала XX в., привело к освобождению значительных

по площади территорий. Стремительное отступление ледников, таяние мёртвых льдов в толще морен и ледниковый сток способствовали образованию многочисленных озёр среди моренно-грядового рельефа.

До недавнего времени в научной литературе были описаны лишь несколько озёр архипелага ледникового происхождения. Исследования были направлены в основном на определение их химического состава или изучение донных отложений (Holmgren et al., 2009; Walseng et al., 2018). Первые количественные оценки формирования приледниковых озёр архипелага и их инвентаризация были опубликованы в 2022 г. (Чернов, Ромашова, 2022). Авторами было выявлено 705 приледниковых озёр, образовавшихся после малого ледникового периода (Ромашова, Чернов, 2023). На основе дистанционных методов и полевых наблюдений выбраны три морфологических признака, каждый из которых определяет озеро как приледниковое: наличие контакта озера с ледником; расположение озера в пределах конечной морены; в контакте с ней. Морфологические характеристики озёр были определены по состоянию на 2008–2012 гг. (рис. 3). В основу инвентаризации легли картографические мате-

риалы Норвежского полярного института и дистанционные методы исследования; выделение озёр выполнялось вручную.

На основе сочетания трёх морфометрических признаков выделено пять типов приледниковых озёр Шпицбергена (Чернов, Ромашова, 2024): ледниково-подпрудные озёра (22%); моренно-подпрудные озёра (24%); озёра, контактирующие с фронтом ледника (16%); термокарстовые озёра на морене (28%); озёра, контактирующие с конечной мореной, но расположенные за её пределами (10%). Их суммарная площадь на 2008–2012 гг. оценена в 187,4 км², а протяжённость ледяных берегов составляла 274 км.

Временная изменчивость озёр была оценена в работе (Чернов, Ромашова, 2023): за период 1990–2022 гг. Площадь приледниковых озёр увеличилась на 47% (табл. 1). Интенсивнее всего процесс укрупнения озёр происходил в период с 1990 по 2012 г., после чего замедлился. Наиболее активно процесс формирования и увеличения приледниковых озёр протекает на западе архипелага, где ледники отступали быстрее всего. Главным агентом в укрупнении озёр стал процесс разрушения фронтов ледников на контакте с озёрами.

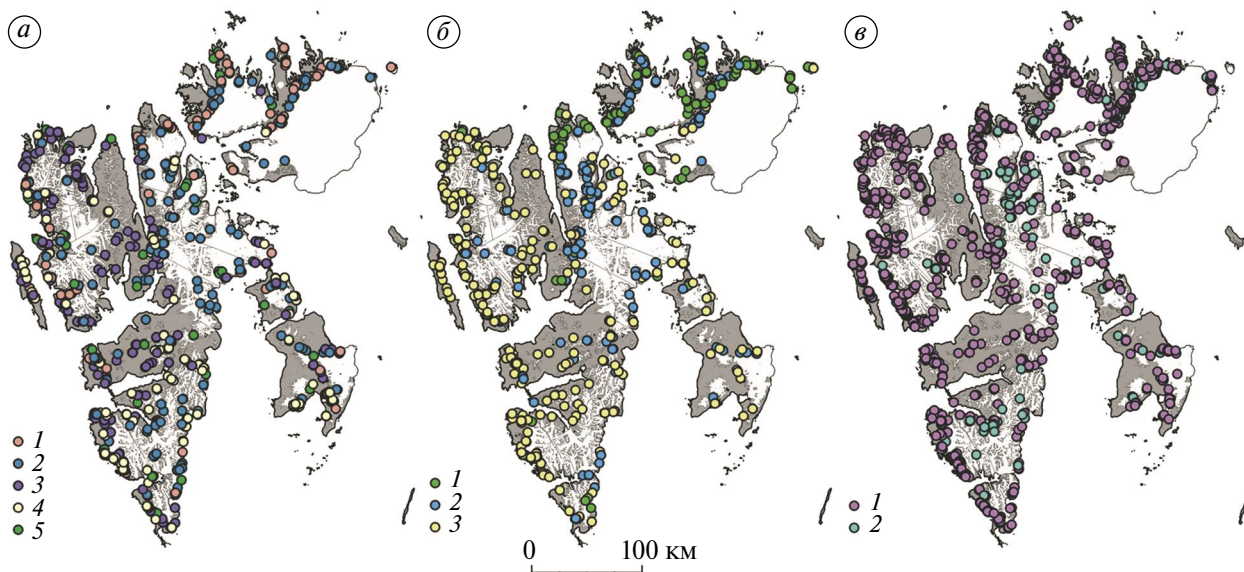


Рис. 3. Приледниковые озёра Шпицбергена по данным трёх исследований: (а) Ромашова, Чернов (2023): 1 — озёра, контактирующие с фронтом ледника, 2 — ледниково-подпрудные озёра, 3 — моренно-подпрудные озёра, 4 — термокарстовые озёра, 5 — озёра, контактирующие с конечной мореной, расположенные за её пределами; (б) Wiczorek et al. (2022): 1 — озёра, подпруженные коренными породами, 2 — ледниково-подпрудные озёра, 3 — моренно-подпрудные озёра; (в) Zhang et al. (2024): 1 — озёра с ледниковым питанием, 2 — ледниково-подпрудные озёра

Fig. 3. Proglacial lakes of Svalbard based on data from three studies: (a) Romashova, Chernov (2023), 1 — lakes in contact with the glacier front, 2 — glacial-dammed lakes, 3 — moraine-dammed lakes, 4 — thermokarst lakes, 5 — lakes in contact with the terminal moraine, located beyond it; (б) Wiczorek et al. (2022), 1 — bedrock-dammed lakes, 2 — ice-dammed lakes, 3 — moraine-dammed lakes; (в) Zhang et al. (2024), 1 — glacier-fed lakes, 2 — ice-dammed lakes

Таблица 1. Современные изменения приледниковых озёр на архипелаге Шпицберген**Table 1.** Modern changes in glacial lakes in the Svalbard archipelago

Годы	Ромашова, Чернов, 2023	Wieczorek et al. 2022	Zhang et al. 2024
	Кол-во / площадь, км ²		
1990–1992	35 > 1 км ² / 87.5	321 / 109.87	723 / 195
2008–2012	705 / 187.4	566 / 146.14	- / -
2020–2022	35 > 1 км ² / 128.9	387 / 168.63	1375 / 264.97

Другой подход был применён в инвентаризации ледников (Wieczorek et al., 2022). В качестве ледниковых рассмотрены только те озёра, которые находятся в непосредственном контакте с ледником. Исходными данными служили аэро- и космические снимки. Озёра выделялись за период 2008–2012 гг., а в остальные годы рассматривались лишь области, расположенные в пределах 50 м от них. Подобный подход упускает образование новых озёр после 2008–2012 гг., а также может стать причиной недоучёта озёр, существовавших ранее.

В результате, инвентаризация Wieczorek и др. (2022) содержит 566 ледниковых озёр, существовавших в 2008–2012 гг. (см. табл. 1). Их типизация (см. рис. 3) выполнена по разработанным ранее классификациям (Emmer et al., 2016; Yao et al., 2018). К недостатку такой типизации можно отнести наличие озёр, не относящихся к какому-либо типу (6 озёр). Авторы отмечают, что моренно-подпрудные озёра составляют более половины всех ледниковых озёр на Шпицбергене (290), за ними следуют ледниково-подпрудные озёра (157), а озёра, подпруженные коренными породами, составляют менее 20% (113). За 1990–2020 гг. Площадь озёр вблизи фронта ледников увеличилась на 53%.

Инвентаризация ледниковых озёр мира Global Glacial Lake Dataset (Zhang et al., 2024) была опубликована в 2024 г. Учёными из Китая. База данных содержит два временных среза — 1990 и 2020 гг. Авторы вручную обрабатывали спутниковые изображения спутников Sentinel-2 и Landsat, близкие к датам завершения сезонной абляции ледников. Минимальная площадь озера при оцифровке составляла 0.002 км². За ледниковые озёра принимались все водоёмы в пределах 10 км вокруг ледников. При оцифровке ледников на архипелаге Шпицберген авторы ориентировались на работу Wieczorek et al. (2022).

В результате по данным Zhang et al. (2024) в 2020 г. На Шпицбергене выделено 1375 озёр (см. рис. 3). Их количество и площадь значительно превосходят аналогичные значения предыдущих исследований. Очевидно, эта разница вызвана различиями подходов к определению ледниковых озёр. Водоёмы разделены на озёра с ледниковым питанием и ледниково-подпрудные озёра. За 1990–2020 гг. площадь приледниковых озёр увеличилась на 36% (см. табл. 1).

Речной сток. Постоянные наблюдения за режимом рек на архипелаге Шпицберген ведутся на небольшом количестве объектов, расположенных в основном у действующих научных центров преимущественно в западной части Шпицбергена (рис. 4). Самые продолжительные мониторинговые наблюдения проводятся Россией, Норвегией, Польшей и Чехией.

Западное побережье архипелага, как и его центральная зона в районе посёлка Лонгйир, — территория с наибольшим ростом среднегодовой температуры воздуха с 1990 г. и с наиболее длительным периодом положительных среднесуточных температур воздуха. В соответствии с климатическими условиями, определяющими формирование речного стока, период его существования продолжается с июня по октябрь (Nowak et al., 2021, Третьяков и др., 2022). Водосборы рек условно разделяются на ледниковые и безледниковые; последние представлены в долгосрочном мониторинге реками Фуглебеккен (Wawrzyniak et al., 2020), Конгресс (Ромашова и др., 2019) и Лондонелва (Krawczyk, Pettersson, 2007). Для этих рек среднегодовой сток напрямую связан с количеством выпадающих атмосферных осадков (табл. 2).

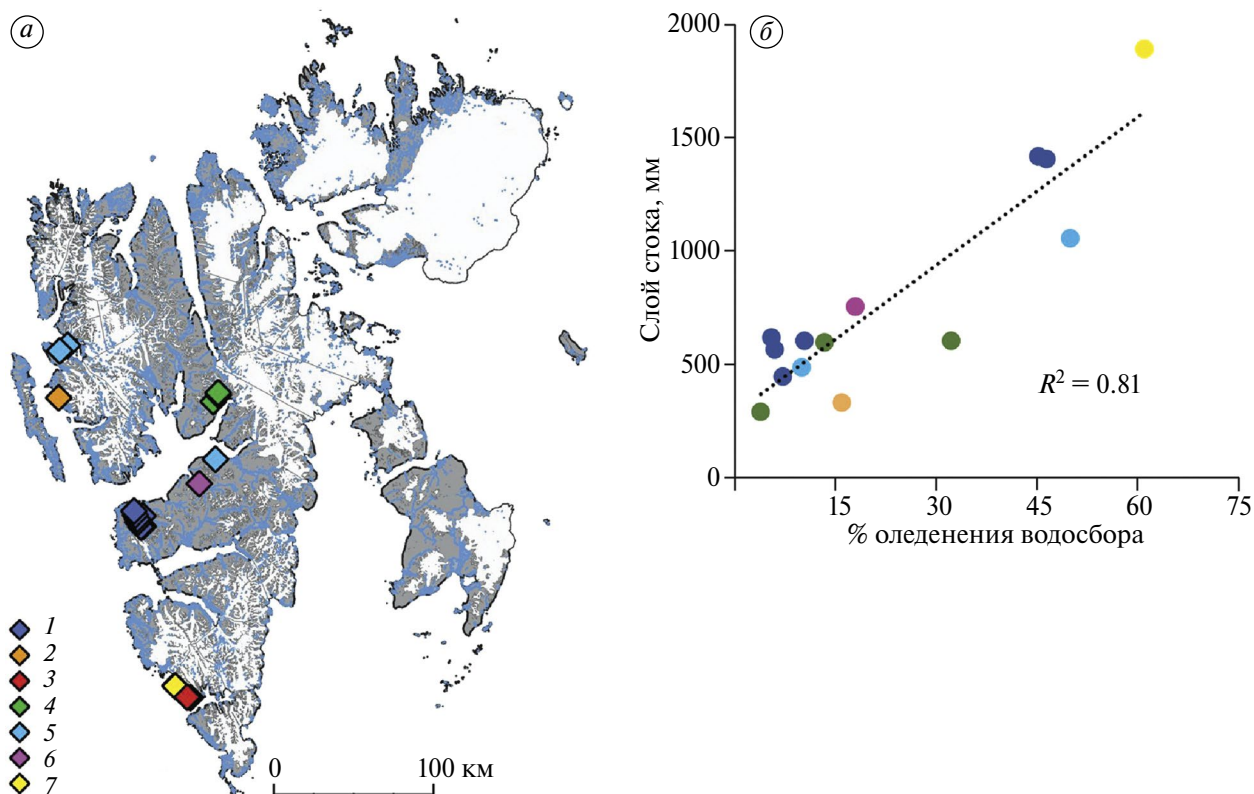


Рис. 4. Мониторинг речного стока архипелага Шпицберген и его результаты. (а) карта-схема расположения мест измерения речного стока, (б, в, д) ежегодные средние слои стока рек, (е) связь слоя стока рек и степени оледенения их водосборов

1 — Арктический и Антарктический институт; Россия, 2 — университет Николая Коперника, Польша; 3 — Институт геофизики Польской академии наук, Польша; 4 — университет имени Масарика, Чехия; 5 — Норвежское управление водных ресурсов и энергетики, Норвегия; 6 — Свальбардский международный университет, Норвегия; 7 — Силезский университет в Катовице, Польша

Fig. 4. Monitoring of river runoff in the Svalbard archipelago and its results. (a) map showing the location of river runoff measurement sites; (б, в, д) annual average river flow layers; (е) relationship between the layer of river runoff and the degree of glaciation of their catchments.

1 — Arctic and Antarctic Institute; Russia; 2 — Nicolaus Copernicus University, Poland; 3 — Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, Poland; 4 — Masaryk University, Czech Republic; 5 — Norwegian Water and Energy Directorate, Norway; 6 — Svalbard International University, Norway; 7 — University of Silesia in Katowice, Poland

Тем не менее для Шпицбергена наиболее характерны реки с ледниковым питанием, однако степень оледенения их водосборов различна. Так, из 17 постоянно наблюдаемых рек семь имеют водосборы с оледенением менее 15%, и их средний годовой сток составляет около 500 мм (см. табл. 2). Годовой сток рек Бертиль, Адвентелва выше — в среднем 676 мм при доле оледенения водосбора 32 и 18% соответственно. Сток реки Вальдемара (16% оледенения водосбора) заметно ниже (Nowak, 2021), но это объясняется высоким расположением гидрометрического створа, всего в 1 км от языка ледника (Sobota, 2014) при общей длине реки около 4.7 км. Таким образом, наблюдения не учитывают значительное количество атмосферных осадков на осталь-

ной части водосбора. Реки Байелва (Gödde et al., 2024), Вереншельда (Osuch et al., 2022), Альдегонда и Бретьерна (Ромашова и др., 2019) наиболее полноводны из наблюдаемых и имеют на более чем 45% своей водосборной территории деградирующие ледники.

Достаточное количество наблюдаемых объектов позволило установить прямую связь слоя стока рек со степенью оледенения их водосборных бассейнов (см. рис. 4, б), характерную для всего западного побережья Шпицбергена. По прогнозу Hanssen-Bauer et al. (2019), к 2071–2100 гг. в ледниковых районах архипелага произойдёт сильное увеличение летнего стока, тогда как в районах, свободных от ледников, сток уменьшится.

Таблица 2. Речной сток архипелага Шпицберген**Table 2.** River runoff of the Svalbard archipelago

Река	Площадь водосбора, км ²	Площадь ледников на водосборе, км ²	Доля оледенения на водосборе, %	Слой стока, мм/год
Эльза (4)*	3.85	0.15	4	287 (2011–2019)
Вальдемара (2)	16	2.5	16	327 (2011–2019)
Фюглебеккен (3)	1.27	0	0	420 (2014–2019)
Грендален (1)	102,9	7.4	7	443 (2021–2024)
Де Гриелва (5)	79.1	7.9	10	482 (2011–2019)
Васстак (1)	11.8	0.71	6	563 (2021–2024)
Фердинанд (4)	5.37	0.72	13	594 (2011–2019)
Гренфьорд (1)	59.5	6.2	10	600 (2021–2024)
Бертиль (4)	12.1	3.9	32	600 (2011–2019)
Брюде (1)	11.4	0.63	6	616 (2021–2024)
Конгресс (1)	13.3	0	0	651 (2020–2024)
Адвентелва (6)	500	90	18	752 (2011–2019)
Лондонелва (5)	0.7	0	0	924 (2011–2019)
Байелва (5)	32	16	50	1053 (2011–2019)
Бретьерна (1)	48.9	22.7	46	1401 (2020–2024)
Альдегонда (1)	11.6	5.25	45	1413 (2020–2024)
Вереншельда (7)	44	26	61	1886 (2011–2019)

* Цифра в скобках обозначает институт или управление, проводящее наблюдения, и расшифрована под рис. 9.

Снежный покров. Снежный покров играет одну из ключевых ролей в водном балансе поверхностных водных объектов арх. Шпицберген, таких как ледники, реки и озёра. В холодный период доля поверхности архипелага, покрытая снегом, может достигать 100% (Gallet et al., 2019). Снежный покров влияет на термический режим ледников и подстилающих пород (Сосновский, Чернов, 2021), а также на наземную и водную экосистемы архипелага.

На характер залегания снега оказывает влияние целый комплекс факторов, преимущественно метеорологических (сумма осадков, температура, скорость и направление ветра) в сочетании с физико-географическими (рельеф, высота, экспозиция района). Отсюда следует, что снежный покров чувствителен к изменениям климата, поэтому его исследование вызывает опре-

делённый интерес у международного научного сообщества архипелага.

Большинство современных исследований снежного покрова посвящены снегу как составляющему элементу баланса массы ледников, физическим свойствам снежного покрова и перспективным методам дистанционного зондирования, его химическому составу, в том числе с точки зрения антропогенного загрязнения (Zdanowicz et al., 2023). Районы исследований сосредоточены вблизи основных поселений архипелага — Лонгйира, Баренцбурга, Нью-Олесунна и Хорнсунна (см. рис. 1). В связи с этим наблюдается недостаток натуральных данных, который восполняется преимущественно моделированием (van Pelt et al., 2019) и дистанционным зондированием (Kierulf et al., 2022).

Согласно последним комплексным исследованиям (van Pelt et al., 2016; van Pelt et al., 2019; Василевич, Третьяков, 2025), ключевые характеристики снежного покрова архипелага Шпицберген — высота, плотность, влагозапас — не претерпевают статистически значимых изменений на протяжении последних 20–60 лет, вопреки динамичным изменениям местного климата. По данным (van Pelt et al., 2016) средний влагозапас за период 1961–2012 гг. для всей территории архипелага составлял 0.68 м в.э. и имел слабо положительный тренд (0.01 м в.э./10 лет). Наименьшие влагозапасы обнаруживаются в крупных долинах центральной и западной частях архипелага, в то время как максимальные — на возвышенностях и ледниках (рис. 5, а). Тренды также пространственно неоднородны и варьируют в пределах от -0.03 м в.э./10 лет в западно-центральной части архипелага до 0.05 м в.э./10 лет в северной (см. рис. 5, б). Эти результаты согласуются с работой (Василевич, Третьяков, 2025), где для водосбора залива Грэнфьорд, в центре юго-западной области, было получено среднее значение влагозапаса, равное 0.35 м в.э. с трендом 0.001 м в.э./10 лет (с 2000 по 2024 г.).

Продолжительность снежного покрова на архипелаге изменяется незначительно, более позднее появление устойчивого снежного покрова напрямую зависит от температуры сентября–октября. В то же время средняя по архипелагу дата схода снежного покрова больше зависит от количества осадков в холодный период, чем от температуры начала лета, а потому остаётся относительно постоянной и приходится на конец июня — начало июля (van Pelt et al., 2016; van Pelt et al., 2019; Василевич, Третьяков, 2025).

Потепление в зимнее время приводит к выпадению жидких осадков на снежный покров. Наиболее часто эти явления отмечаются в южной и западной частях архипелага и преимущественно во временной промежуток с ноября по февраль с максимальной частотой в ноябре (van Pelt et al., 2016, Vickers et al., 2024). В связи с редкой сетью наблюдений и методической сложностью существуют противоположные оценки динамики количества случаев выпадения жидких осадков и её статистической значимости. Однако авторы сходятся во мнении, что оттепели препятствуют формированию устойчивого снежного покрова в начале холодного сезона,

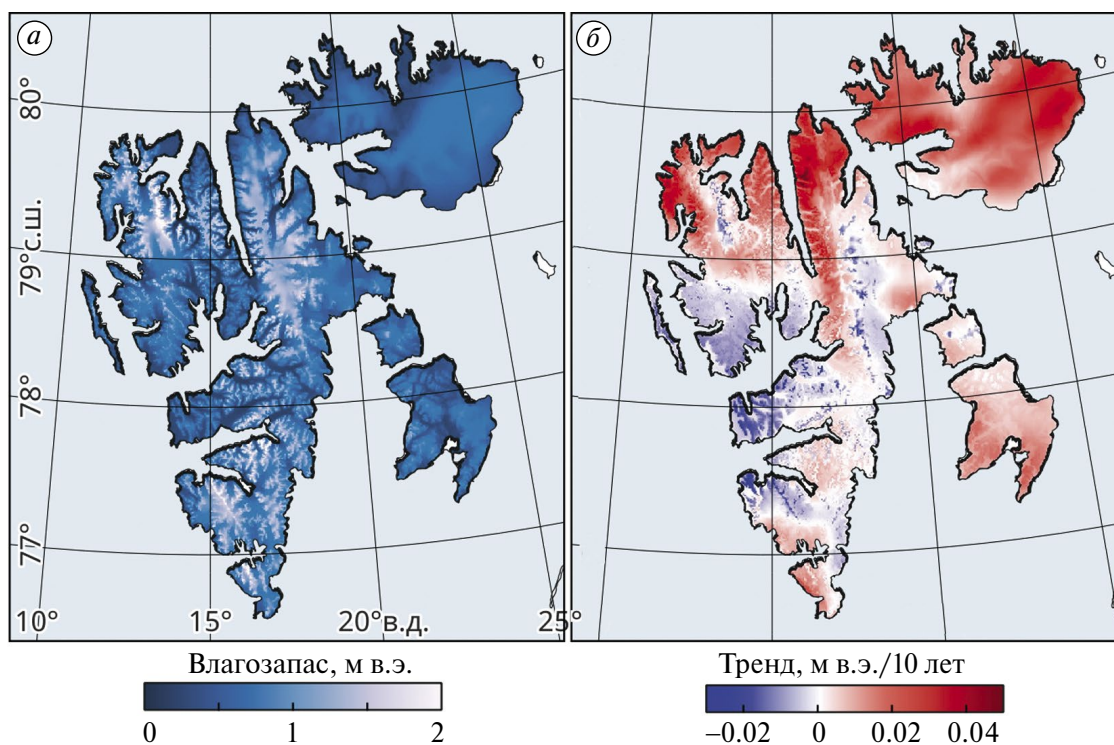


Рис. 5. Средний максимальный сезонный влагозапас снежного покрова в 1961–2012 гг., по (van Pelt et al., 2016): средняя величина (а); тренд (б)

Fig. 5. Seasonal maximum of snow water equivalent in 1961–2012, according to van Pelt et al. (2016): mean value (a); trend (b)

способствуют его полному или частичному стравиванию и образованию притёртой ледяной корки на подстилающей поверхности, что приводит к ограничению доступности кормовой базы для оленей-эндемиков.

Химический состав снежного покрова формируется под влиянием множества факторов, включая как природные, так и антропогенные. Содержание главных ионов в снежном покрове архипелага изменяется в широких пределах (табл. 3). Основной вклад в ионный состав снежного покрова вносят морские аэрозоли (ионы Cl, Na и SO₄) и минеральная пыль, перемещаемая ветровой эрозией с окрестных возвышенностей и содержащая ионы Ca и Mg. Отмечается, что в районах с высотами более 600–700 м влияние на химический состав снежного покрова удалённых источников существенно выше, в то время как в районах с низкими высотами преобладают местные источники аэрозолей, особенно морского генезиса (Spolaor et al., 2020; Barbaro et al., 2021). В работе (Bertò et al., 2021) замечено, что вклад удалённых источников загрязняющих веществ может быть переоценен, в то время как местные источники недооцениваются.

Что касается антропогенного загрязнения снежного покрова, то географическое положение архипелага вкупе с особенностями атмосферной

Таблица 3. Среднее содержание главных ионов в снежном покрове архипелага Шпицберген, по (Barbaro et al., 2021)

Table 3. Average content of major ions in the snow cover of the Svalbard archipelago, after (Barbaro et al., 2021)

Ион	Концентрация, мг/л		
	Средняя	Мин.	Макс.
Cl ⁻	2.04	0.310	7.38
Br ⁻	0.014	0.001	0.080
SO ₄ ²⁻	0.678	0.090	1.88
NO ₃ ⁻	0.142	0,020	0.390
Na ⁺	1.79	0.230	8.21
NH ₄ ⁺	0.012	0.003	0.040
K ⁺	0.059	0.010	0.200
Mg ²⁺	0.176	0.016	0.716
Ca ²⁺	0.164	0.015	0.490

циркуляции Северной Атлантики в целом способствуют достижению антропогенных выбросов из источников материковой Европы (Nawrot et al., 2016). Bertò и соавторы (2021) заключают, что содержание сажи в снежном покрове — это результат комплексного взаимодействия атмосферных, метеорологических и снежных условий. Кроме того, в последние годы отмечается обнаружение частиц микропластика в снежном покрове и в озёрных водах архипелага (Gonzalez-Pleiter et al., 2020; Bergmann et al., 2022).

Криолитозона архипелага Шпицберген в позднем плейстоцене и голоцене динамично реагировала на изменение климата и сокращение ледниковых покровов. В долинах архипелага мерзлота, если и существовала в древности, исчезла за время позднеплейстоценового оледенения (в результате движения льда и соответствующего воздействия теплоты трения), и только мерзлота на плато и горных вершинах, которые либо не перекрывались льдом, либо покрывались лишь тонкими холодными ледниками, может иметь значительный возраст, вплоть до 700 тыс. л.н. (Humlum, 2005).

В раннем и среднем голоцене среднегодовые температуры воздуха на уровне моря на Шпицбергене варьировали в диапазоне от 0 до –3 °С (Humlum, 2005). Поскольку формирование сплошного покрова многолетнемерзлых пород начинается при среднегодовых температурах воздуха ниже –2 °С (French, 2007), то, наиболее вероятно, мерзлота в этот период отсутствовала либо имела незначительное распространение на уровне моря, сохраняясь лишь на отметках более 300–500 м (Humlum, 2005).

Около 4 тыс. л.н. приток тёплых АВ к западному побережью Шпицбергена уменьшился (Koc et al., 1993). Одновременно началось наступление ледников в прибрежных районах, достигшее максимума в малом ледниковом периоде (Svendsen, Mangerud, 1997; Snyder et al., 2000). Современные данные свидетельствуют о том, что мерзлота, многолетние бугры пучения и ледяные жилы в долинах центрального Шпицбергена начали образовываться около 3 тыс. л.н. (Humlum et al., 2003; Humlum, 2005).

К настоящему времени в низовьях долин и вблизи береговой зоны мощность отрицательно-температурных пород достигла около 100–150 м, увеличиваясь до 100–200 м в средних частях долин, на отметках 90 м над ур. моря

(Humlum, 2005) и до 400–540 м на водораздельных участках (Orvin, 1944; Обидин, 1958; Liestøl, 1977; Humlum, 2005).

Связанные с формированием многолетней мерзлоты криогенные формы рельефа развиты на архипелаге повсеместно: это полигоны, полосы, солифлюкционные террасы, пятна-медальоны, каменные кольца, морозобойные трещины, бугры пучения, каменные глетчеры и др. (Humlum et al., 2003; Шарин, 2004; Демидов и Демидов, 2019). Особую группу форм составляют многолетние гидролакколиты (пинго). Их ледяные ядра и налédные источники демонстрируют связь глубоких подмерзлотных вод с поверхностью по сквозным таликам, которые пронизывают криолитозону Шпицбергена по сети тектонических разрывных нарушений (Demidov et al., 2022). Сплошное распространение мёрзлых пород прерывается на участках шельфовых, подозёрных, водно-тепловых и гляциальных таликов (Демидов и др., 2020). Последние обязаны своим появлением отепляющему воздействию политермических ледников архипелага (Orvin, 1944; Обидин, 1958; Демидов и др., 2020).

В современных условиях, когда среднегодовые температуры воздуха на архипелаге не превышают $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$, меняясь от $-4.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ в западных прибрежных районах до $-9.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ на востоке архипелага (Hanssen-Bauer et al., 2019), мерзлота продолжает формироваться повсеместно. Наиболее наглядно современная агградация мерзлоты проявляется в формировании каменных глетчеров на осыпных склонах (Humlum, 2005). Однако в западных прибрежных районах архипелага её состояние в результате потепления становится неустойчивым. В частности, математическое моделирование среднегодовых температур кровли многолетнемёрзлых пород показывает близкие к нулю температуры на стрендфлетах — низменных приморских равнинах Шпицбергена (GlobPermafrost Archive, 2025).

По данным натурных измерений в термометрических скважинах, температура грунтов под слоем сезонных колебаний в районе Лонгйира изменяется от $-2.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ в низовьях долин до $-5.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ на плато (Hanssen-Bauer et al., 2019) и от -2.2 до $-3.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ в долинах и на морских террасах в районе Баренцбурга (Демидов и др., 2024). По данным измерений в Грумантской параметрической скважине (1979–1980), средний

геотермический градиент для терригенных пород мезозоя и кайнозоя составлял $2.9\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, для кремнисто-карбонатных пород пермского возраста — $1.7\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ (Граммберг и др., 1985; Демидов и др., 2020). Кривые среднегодовых температур в слое годовых теплооборотов по наблюдательным скважинам вблизи Баренцбурга имеют безградиентный характер или тенденцию отклоняться с глубиной в сторону отрицательных температур (Демидов и др., 2024); такой же характер кривых регистрировался на архипелаге Шпицберген в советское время в глубоких скважинах (Демидов и др., 2020). Это свидетельствует о воздействии потепления XX–XXI вв. на верхние горизонты криолитозоны.

Недавнее исследование Grünberg и соавторов (2024), посвящённое анализу 25 лет термометрических наблюдений (1998–2023) в районе Нью Олесунна, показало увеличение температуры сезонноталого слоя в $0.6 \pm 0.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ за десятилетие на поверхности и $0.8 \pm 0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ за десятилетие на нижней границе. Период протайки увеличивался на 10–15 сут за десятилетие. При этом тренд температуры многолетнемёрзлых пород составил $0.14 \pm 0.13\text{ }^{\circ}\text{C}$ за десятилетие.

Моделирование хода температур в опорной скважине 8а, пробуренной в 2023 г. в долине Грендален (район пос. Баренцбург), демонстрирует прогнозируемый рост температуры грунтов и опускание кровли многолетней мерзлоты при условии сохранения текущих темпов потепления климата уже в ближайшие 30 лет (рис. 6). Эта скважина расположена в наиболее характерной для усреднения условий архипелага локации — в устьевом отрезке троговой долины, и, кроме того, полученные модельные кривые актуальны для районов с присутствием населённых пунктов, где деградации мерзлоты потенциально приводит к наиболее неблагоприятным последствиям для хозяйственной деятельности на архипелаге.

Таким образом, потепление климата в перспективе приведёт к деградации мерзлоты на архипелаге Шпицберген. Оттайка грунтов ранее всего произойдёт в прибрежной зоне и низовьях долин западного побережья. В дальнейшем можно ожидать увеличения частоты опасных процессов, связанных с деградацией мерзлоты на горных склонах (селей, оползней-сплывов и др.), что ставит вопрос об организации регулярного мониторинга в районе населённых пунктов архипелага.

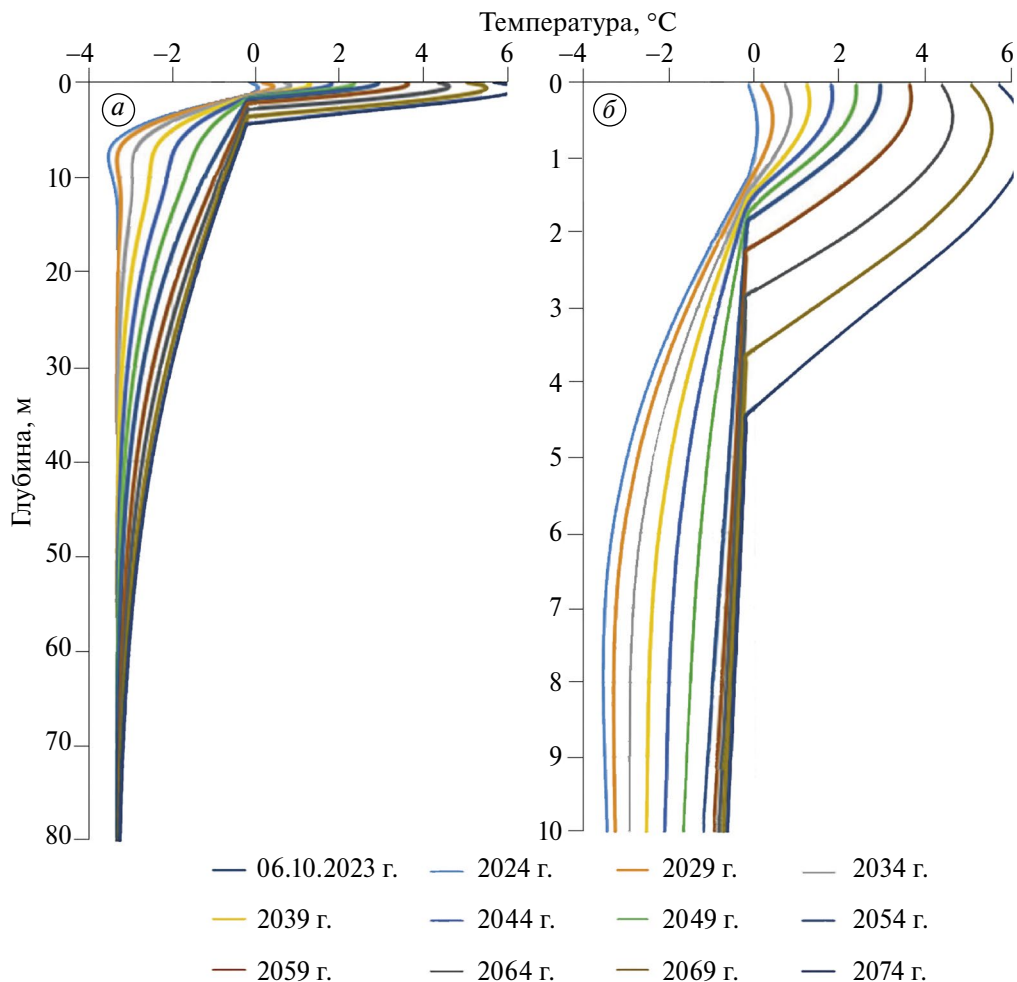


Рис. 6. Результаты прогнозного расчёта температур для скважины в долине Грендален (район пос. Баренцбург): график до глубины 80 м (а); увеличенный фрагмент до глубины 10 м (по Демидов и др., 2024) (б)

Fig. 6. Results of the predictive calculation of temperatures for the borehole in the Grøndalen Valley (Barentsburg area): graph to a depth of 80 m (a); enlarged fragment to a depth of 10 m (Demidov et al., 2024) (b)

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье рассмотрен отклик основных компонентов крио- и гидросферы архипелага Шпицберген на потепление климата, усилившееся в последние два десятилетия. Наименее подверженный изменениям компонент криосферы архипелага — снежный покров, тренды в основных параметрах которого незначительны и разнонаправлены в разных областях архипелага. Это происходит из-за того, что на динамику снежного покрова очевидным образом влияет не только рост температуры воздуха, но и изменчивость осадков, которая имеет гораздо более сложный характер. Тем не менее ледники архипелага стремительно теряют массу и сокращаются по площади, что особенно выражено в тех областях архипелага, где рельеф сравнительно невысок.

Несмотря на быструю потерю массы ледниками Шпицбергена, последствия этого процесса на глобальном уровне остаются малозаметными из-за незначительного вклада в подъём эвстатического уровня Мирового океана: запасы льда в регионе эквивалентны повышению уровня моря всего в 17 ± 2 мм (Martín-Español et al., 2015). Однако на региональном масштабе проявляется ряд существенных эффектов: увеличение пресноводного стока в окружающие моря, сопровождаемое повышенным поступлением биогенных веществ во фьорды (Laufer-Meiser и др., 2021); снижение среднего альбеда поверхности, влияющее на радиационный баланс. Кроме того, из-за отступления ледников на архипелаге появляется больше озёр, а площадь существующих растёт. Результаты последних инвентаризаций указывают на значительный масштаб явления:

число приледниковых озёр, их площадь и темпы изменений озёрных котловин сопоставимы с подобными данными по территории Исландии (Shugar et al., 2020) или юго-западной Гренландии (Carrivick, Quincey, 2014) и значительно превышает горные районы умеренных широт.

Согласно сценарным оценкам (Hanssen-Bauer et al., 2019), сток рек будет увеличиваться до конца столетия. Учитывая прямую зависимость водности рек от площади оледенения в их бассейнах, можно предположить, что пиковые значения стока будут достигнуты в период максимального сокращения ледниковых масс, после чего начнётся устойчивое снижение водного стока.

Мерзлотные процессы на архипелаге прогрессируют — и это может иметь негативные последствия для хозяйственной жизни человека. Так, за последние два десятилетия, в условиях увеличения одновременно мощности деятельного слоя и частоты сильных дождей, широкое распространение получили сели (водокаменные, снеговокаменные, водоснежные) и оползни-сплывы, развивающиеся в толще обломочного материала мощностью около 1–2 м (т.е. в пределах деятельного слоя). Сход оползней и селей, часто взаимосвязанных, приурочен на Шпицбергене к склонам крутизной более 27° (Hestnes et al., 2016), а в зимне-весенний период отмечается сход водоснежных потоков (Демидов и Демидов, 2019).

Термокарстовые процессы, за исключением гляциокарста, не получили широкого развития в горах и долинах Шпицбергена из-за отсутствия мощных залежей подземных льдов. Здесь также нет едомных возвышенностей и термокарстовых аласных равнин, что отличает архипелаг Шпицберген от арктических равнин Евразии, Северной Америки и Новосибирских островов. Однако в единичных случаях, вблизи Баренцбурга отмечено появление достаточно крупных термоцирков (Demidov et al., 2024). В условиях продолжающегося потепления климата можно ожидать увеличения частоты проявления подобных термокарстовых процессов.

Выделены следующие проблемные аспекты современных исследований крио- и гидросферы на архипелаге Шпицберген: 1) измерения речного стока и снежного покрова в настоящее время сконцентрированы вокруг населённых пунктов, а следовательно, приурочены к западной части

острова Западный Шпицберген и к прибрежным районам; 2) в отношении изучения криолитозоны Шпицбергена ещё накоплено недостаточно рядов данных по динамике глубины сезонной протайки грунтов, температурные измерения в скважинах фрагментарны, а глубокие оборудованные термодатчиками скважины единичны.

Перечисленные проблемы намечают перспективные направления для дальнейших работ на архипелаге. Однако особое внимание следует уделить междисциплинарным исследованиям, которые не только рассматривают каждый из компонентов природной среды архипелага по отдельности, но улучшат современные представления о физических процессах и механизмах, регулирующих прямые и обратные связи в экосистеме Шпицбергена в условиях климатических изменений.

Благодарности. Работа выполнена в рамках темы НИТР Росгидромета 5.1 на 2025–2029 гг. “Развитие моделей и методов мониторинга и прогнозирования состояния атмосферы, океана, морского ледяного покрова, ледников и вечной мерзлоты, исследования процессов взаимодействия льда с природными объектами и инженерными сооружениями для Арктики”.

Acknowledgements. The work was carried out within the framework of the NITR program of Roshydromet 5.1 for 2025–2029, “Development of models and methods for monitoring and forecasting the state of the atmosphere, ocean, sea ice cover, glaciers, and permafrost, as well as the study of ice interaction processes with natural objects and engineering structures for the Arctic”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борисик А.Л., Новиков А.Л., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Веркулич С.Р. Строение и динамика ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) по данным повторных георадиолокационных исследований 1999, 2018 и 2019 годов // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 1. С. 26–37.
<https://doi.org/10.31857/S2076673421010069>
- Василевич И.И., Третьяков М.В. Многолетняя изменчивость характеристик снежного покрова водосбора залива Грен-фьорд в начале XXI века // Проблемы Арктики и Антарктики (на рассмотрении)
- Гляциология Шпицбергена / Ред. В.М. Котляков. М.: Наука, 1985. 200 с.
- Грамберг И.С., Школа И.В., Бро Е.Г., Шеходанов В.А., Армишев А.М. Параметрические скважины

- на островах Баренцева и Карского морей // Советская геология. 1985. № 1. С. 95–98.
- Демидов В.Э., Демидов Н.Э. Криогенные процессы, явления и связанные с ними опасности в районе российского рудника Баренцбург на архипелаге Шпицберген // ГеоРиск. 2019. Т. XIII. № 4. С. 48–62.
- Демидов Н.Э., Борисик А.Л., Веркулич С.Р., Веттерих С., Гунар А.Ю., Демидов В.Э., Желтенкова Н.В., Кошурников А.В., Михайлова В.М., Никулина А.Л., Новиков А.Л., Саватюгин Л.М., Сироткин А.Н., Терехов А.В., Угрюмов Ю.В., Ширрмейстер Л. Мерзлотно-гидрогеологические условия западной части Земли Норденшельда (арх. Шпицберген) // Геофизические процессы и биосфера. 2020. Т. 19. № 4. С. 68–93.
<https://doi.org/10.21455/GPB2020.4-6>
- Демидов Н.Э., Гунар А.Ю., Демидов В.Э., Неверов И.А., Новиков А.Л., Угрюмов Ю.В. Деграция мерзлоты и инфраструктура российских поселков Баренцбург и Пирамида на архипелаге Шпицберген // ГеоРиск. 2024. Т. XVIII. № 2. С. 20–34.
<https://doi.org/10.25296/1997-8669-2024-18-2-20-34>
- Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Марчук И.О. Распределение холодного и тёплого льда в ледниках на Земле Норденшельда (Шпицберген) по данным наземного радиозондирования // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 2. С. 149–166.
- Обидин Н.И. Новые данные о подземных водах и вечной мерзлоте советских рудников острова Шпицберген по исследованиям 1952–1954 гг. // Тр. НИИГА. 1958. Т. 85. Вып. 9. С. 129–140.
- Оледенение Шпицбергена (Свальбарда). М.: Наука, 1975. 275 с.
- Ромашова К.В., Чернов Р.А., Василевич И.И. Исследование ледникового стока рек в бассейне залива Грэн-фьорд (Западный Шпицберген) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 1. С. 34–45.
<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-1-34-45>
- Ромашова К.В., Чернов Р.А. Методика инвентаризации приледниковых озер архипелага Шпицберген // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69. № 2. С. 157–170.
<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-157-170>
- Сосновский А.В., Чернов Р.А. Влияние снежного покрова на охлаждение поверхностного слоя ледника Восточный Грэн-фьорд (Шпицберген) // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 1. С. 75–88.
<https://doi.org/10.31857/S2076673421010072>
- Третьяков М.В., Брызгалов В.А., Румянцева Е.В., Ромашова К.В. Пресноводные ресурсы Западного Шпицбергена в современных условиях (многолетние исследования ААНИИ). СПб.: Ротапринт ААНИИ, 2021. 200 с.
- Чернов Р.А., Ромашова К.В. Современное состояние приледниковых озер архипелага Шпицберген // Криосфера Земли. 2022. Т. 26. № 1. С. 36–45.
<https://doi.org/10.15372/KZ20220104>
- Чернов Р.А., Ромашова К.В. Крупные приледниковые озёра архипелага Шпицберген: их состояние в 2008–2012 г. и динамика с 1991 по 2022 г. // Лёд и Снег. 2023. Т. 63. № 4. С. 525–539.
<https://doi.org/10.31857/S207667342304004X>
- Чернов Р.А., Ромашова К.В. Классификация приледниковых озёр Шпицбергена // Криосфера Земли. 2024. Т. 28. № 5. С. 14–20.
- Barbaro E., Koziol K., Björkman M. P., Vega C. P., Zdanowicz C., Martma T., Gallet J.-C., Kępski D., Larose C., Luks B., Tolle F., Schuler T.V., Uszczyk A., Spolaor A. Measurement Report: Spatial Variations in Ionic Chemistry and Water-Stable Isotopes in the Snowpack on Glaciers Across Svalbard During the 2015–2016 Snow Accumulation Season // Atmos. Chem. Phys. 2021. V. 21. P. 3163–3180.
<https://doi.org/10.5194/acp-21-3163-2021>
- Beszczynska-Moller A., Fahrbach E., Schauer U., Hansen E. Variability in Atlantic Water Temperature and Transport at the Entrance to the Arctic Ocean, 1997–2010 // ICES Journal of Marine Science. 2012. V. 69. № 5. P. 852–863.
<https://doi.org/10.1093/icesjms/fss056>
- Bergmann M., Collard F., Fabres J., Gabrielsen G.W., Provencher J.F., Rochman C.M., van Sebille E., Tekman M.B. Plastic Pollution in the Arctic // Nature Reviews Earth & Environment. 2022. V. 3. P. 323–337.
<https://doi.org/10.1038/s43017-022-00279-8>
- Bertò M., Cappelletti D., Barbaro E., Varin C., Gallet J.-C., Markowicz K., Rozwadowska A., Mazzola M., Crocchi-anti S., Poto L., Laj P., Barbante C., Spolaor A. Variability in Black Carbon Mass Concentration in Surface Snow at Svalbard // Atmos. Chem. Phys. 2021. V. 21. P. 12479–12493.
<https://doi.org/10.5194/acp-21-12479-2021>
- Carrivick J.L., Quincey D.J. Progressive Increase in Number and Volume of Ice Marginal Lakes on the Western Margin of the Greenland Ice Sheet // Global and Planetary Change. 2014. V. 116. P. 156–163.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.02.009>
- Demidov V.E., Demidov, N.E., Verkulich, S.R., Wetterich, S. Distribution of Pingos on Svalbard // Geomorphology. 2022. V. 412. 108326 p.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108326>
- Emmer A., Klimeš J., Mergili M., Vilímek V., Cochachin A. 882 Lakes of the Cordillera Blanca: an Inventory, Classification, Evolution and Assessment of Susceptibility to Outburst Floods // Catena. V. 147. P. 269–279.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.07.032>
- Farnsworth W.R. Holocene Glacial History of Svalbard: Status, Perspectives and Challenges // Earth-Science Reviews. 2020. V. 208. 103. 249 p.

- French H.* The Periglacial Environment. 3rd ed. Chichester: Wiley, 2007. 458 p.
- Gallet J.-C., Björkman M., Borstad C., Hodson A., Jacobbi H.-W., Larose C., Luks B., Spolaor A., Schuler T., Urazgildeeva A., Zdanowicz C.* Snow Research in Svalbard: Current Status and Knowledge Gaps. SESS Report 2018 — The State of Environmental Science in Svalbard. Svalbard Integrated Arctic Earth Observing System. 2018. P. 82–107.
<https://doi.org/10.5281/zenodo.4778366>
- Geyman E.C., van Pelt W.J.J., Maloof A.C., Aas H.F., Kohler J.* Historical Glacier Change on Svalbard Predicts Doubling of Mass Loss by 2100 // *Nature*. 2022. V. 601. P. 374–379.
<https://doi.org/10.1038/s41586-021-04314-4>
- Gerland S., Hall R.* Variability of Fast-Ice Thickness in Spitsbergen Fjords. *Annals of Glaciology*. 2006. V. 44. P. 231–239.
<https://doi.org/10.3189/172756406781811367>
- Geyman E.C., van Pelt W.J.J., Maloof A.C., Aas H.F., Kohler J.* Historical Glacier Change on Svalbard Predicts Doubling of Mass Loss by 2100. *Nature*. 2022. V. 601. P. 374–379.
<https://doi.org/10.1038/s41586-021-04314-4>
- Gödde A., Borghild M., Mikkelsen Ø.* Seasonal Dynamics of Chemistry in an Arctic Glacier-Fed River // *Science of the Total Environment*. 2024. V. 954. 176645 p.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2024.176645>
- González-Pleiter M., Velázquez D., Edo C., Carretero O., Gago J., Barón-Sola A., Hernández L.E., Yousef I., Quesada A., Leganés F., Rosal R., Fernández-Piñas F.* Fibers Spreading Worldwide: Microplastics and Other Anthropogenic Litter in an Arctic Freshwater Lake // *Science of the Total Environment*. 2020. V. 722. 137904 p.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.137904>
- GlobPermafrost Archive. 2025. Электронный ресурс: <https://globpermafrost.info/> Дата обращения: 26.06.2025.
- Grünberg, I., Groenke, B., Westermann, S., & Boike, J.* Permafrost and Active Layer Temperature and Freeze/Thaw Timing Reflect Climatic Trends at Bayelva, Svalbard // *Journ. of Geophys. Research: Earth Surface*. 2024. V. 129. e2024JF007648.
<https://doi.org/10.1029/2024JF007648>
- Hanssen-Bauer I.* Climate in Svalbard 2100 // A knowledge base for climate adaptation. 2019. 208 p.
- Hestnes E., Bakkehoi S., Jaedicke C.* Longyearbyen, Svalbard — Vulnerability and Risk Management of an Arctic Settlement Under Changing Climate — a Challenge to Authorities and Experts. Proceedings of the International Snow Science Workshop, Breckenridge, USA. 2016 P. 363–370.
- Holmgren S.U.* The Holocene–Anthropocene Transition in Lakes of Western Spitsbergen, Svalbard (Norwegian High Arctic): Climate Change and Nitrogen Deposition // *Journ. of Paleolimnology*. 2010. V. 43. №. 2. P. 393–412.
- Humlum O., Instanes A., Sollid J.L.* Permafrost in Svalbard: A Review of Research History, Climatic Background and Engineering Challenges // *Polar research*. 2003. V. 22 № 2. P. 191–215.
- Humlum O.* Holocene Permafrost Aggradation in Svalbard // *Geological Society, London, Special Publications*. 2005. V. 242. P. 119–130.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.242.01.11>
- Jiskoot H.* Glacier Surging // *Encyclopedia of snow, ice and glaciers Earth Sciences*. 2011. P. 415–428
https://doi.org/10.1007/978-90-481-2642-2_559
- Kierulf H.P., van Pelt W.J.J., Petrov L., Dähnn M., Kirkvik A.-S., Omang O.* Seasonal Glacier and Snow Loading in Svalbard Recovered from Geodetic Observations // *Geophysical Journal International*. 2022. V. 229. № 1. P. 408–425.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggab482>
- König M., Nuth C., Kohler J., Moholdt G., Pettersen R.* A Digital Glacier Database for Svalbard // *Global land ice measurements from space*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2014. P. 229–239.
- Krawczyk W.E., Pettersson L.E.* Chemical Denudation Rates and Carbon Dioxide Drawdown in an Ice-Free Polar Karst Catchment: Londonelva, Svalbard // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2007. V. 18. № 4. P. 337–350.
<https://doi.org/10.1002/ppp.599>
- Lang C., Fettweis X., Erpicum M.* Stable Climate and Surface Mass Balance in Svalbard over 1979–2013 Despite the Arctic Warming // *The Cryosphere*. 2015. V. 9. № 1. P. 83–101.
- Liestøl O.* Pingos, Springs, and Permafrost in Spitsbergen // *Norsk Polarinstitutt Årbok 1975*. 1977. P. 7–29.
- Nawrot A.P., Migala K., Luks B., Pakszys P., Głowacki P.* Chemistry of Snow Cover and Acidic Snowfall During a Season with a High Level of Air Pollution on the Hans Glacier, Spitsbergen // *Polar Science*. 2016. V. 10. № 3. P. 249–261.
<https://doi.org/10.1016/j.polar>
- Noël B., Jakobs C.L., van Pelt W.J.J., Lhermitte S., Wouters B., Kohler J., Hagen J.O., Liks B., Reijmer C.H., van de Berg W.J., van den Broeke M.R.* Low Elevation of Svalbard Glaciers Drives High Mass Loss Variability // *Nature Communications*. 2020. V. 11. № 1. 4597 p.
- Nowak A., Hodgkins R., Nikulina A., Osuch M., Wawrzyniak T., Kavan J., Lepkowska E., Majerska M., Romashova K., Vasilevich I., Sobota I., Rachlewicz G.* From Land to Fjords: The Review of Svalbard Hydrology from 1970 to 2019. SESS report 2020. Svalbard Integrated Arctic Earth Observing System, Longyearbyen. 2021. P. 176–201.
<https://doi.org/10.5281/zenodo.4294063>

- Orvin A.K.* Litt om Kilder pa Svalbard // Norsk Geografisk Tidsskrift. 1944. V. 10. № 1. P. 16–38.
- Osuch M., Wawrzyniak T., Łepkowska E.* Changes in the Flow Regime of High Arctic Catchments with Different Stages of Glaciation, SW Spitsbergen // Science of the Total Environment. 2022. V. 817. 152924 p. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.152924>
- RGI 7.0 Consortium, 2023. Randolph Glacier Inventory — A Dataset of Global Glacier Outlines, Version 7.0. Boulder, Colorado USA. NSIDC: National Snow and Ice Data Center // Электронный ресурс: <https://doi.org/10.5067/f6jmovy5navz> (Дата обращения: 14.04.2015).
- Schuler T.V., Kohler J., Elagina N., Hagen J.O.M., Hodson A.J., Jania J.A., Käb A.M., Luks B., Małeckı J., Moholdt G., Pohjola V.A., Sobota I., van Pelt W.J.J.* Reconciling Svalbard Glacier Mass Balance // Frontiers in Earth Science. 2020. V. 8. 156. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00156>
- Shugar D.H., Burr A., Haritashya U.K., Kargel J.S., Watson C.S., Kennedy M.C., Stratman K.* Rapid Worldwide Growth of Glacial Lakes Since 1990 // Nature climate change. 2020. V. 10. P. 939–945. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0855-4>
- Snyder J.A., Werner A., Miller G.H.* Holocene Cirque Glacier Activity in Western Spitsbergen, Svalbard: Sediment Records from Proglacial Linnevatnet // Holocene. 2000. V. 10. P. 555–563.
- Sobota I.* Changes in Dynamics and Runoff from the High Arctic Glacial Catchment of Waldemarbreen, Svalbard // Geomorphology. 2014. V. 212. P. 16–27. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.04.001>
- Sochor L., Seehaus T., Braun M.H.* Increased Ice Thinning over Svalbard Measured by ICESat/ICESat-2 Laser Altimetry // Remote Sensing. 2021. V. 13. № 11. P. 2089 <https://doi.org/10.3390/rs13112089>
- Spolaor A., Moroni B., Luks B., Nawrot A., Roman M., Larose C., Stachnik Ł., Bruschi F., Kozioł K., Pawlak F., Turetta C., Barbaro E., Gallet J.-C., Cappelletti D.* Investigation on the Sources and Impact of Trace Elements in the Annual Snowpack and the Firn in the Hansbreen (Southwest Spitsbergen) // Front. Earth Sci. 2021. V. 8. 536036 p. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.536036>
- Terekhov A., Prokhorova U., Verkulich S., Demidov V., Sidorova O., Anisimov M., Romashova K.* Two Decades of Mass-Balance Observations on Aldegondabreen, Spitsbergen: Interannual Variability and Sensitivity to Climate Change // Annals of Glaciology. 2023. V. 64. № 92. P. 225–235. <https://doi.org/10.1017/aog.2023.40>
- van Pelt W.J.J., Kohler J., Liston G.E., Hagen J.O., Luks B., Reijmer C.H., Pohjola V.A.* Multidecadal Climate and Seasonal Snow Conditions in Svalbard // Journal of Geophysical Research: Earth Surface. 2016. V. 121. № 11. P. 2100–2117.
- van Pelt W.J.J., Pohjola V., Pettersson, R., Marchenko S., Kohler J., Luks B., Hagen J.O., Schuler T.V., Dunse T., Noël B., Reijmer C.* A Long-Term Dataset of Climatic Mass Balance, Snow Conditions, and Runoff in Svalbard (1957–2018) // The Cryosphere. 2019. V. 13. № 9. P. 2259–2280.
- van Pelt W.J.J., Schuler T.V., Pohjola V.A., Pettersson R.* Accelerating Future Mass Loss of Svalbard Glaciers from a Multi-Model Ensemble // Journal of Glaciology. 2021. V. 67. № 263. P. 485–499.
- van Pelt W., Frank, T.* New glacier thickness and bed topography maps for Svalbard // The Cryosphere. 2025. № 19. P. 1–17. <https://doi.org/10.5194/tc-19-1-2025>
- Walseng B., Jensen T., Dimante-Deimantovica I., Christoffersen K.S., Chertoprud M., Chertoprud E., Novichkova A., Hessen D.O.* Freshwater Diversity in Svalbard: Providing Baseline Data for Ecosystems in Change // Polar Biology. 2018. V. 41. № 10. P. 1995–2005.
- Wawrzyniak T., Majerska M., Osuch M.* Hydrometeorological Observations in 24h Resolution in the Fuglebekken Catchment (Svalbard) [dataset]. 2020 // Электронный ресурс: <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.921921> (Дата обращения: 14.04.2025).
- Wieczorek I., Strzelecki M.C., Stachnik Ł., Yde J.C., Małeckı J.* Post-Little Ice Age Glacial Lake Evolution in Svalbard: Inventory of Lake Changes and Lake Types // Journal of Glaciology. 2023. V. 69. № 277. P. 1449–1465. <https://doi.org/10.1017/jog.2023.34>
- Wouters B., Gardner A., Moholdt, G.* Global Glacier Mass Loss During the GRACE Satellite Mission (2002–2016) // Front. Earth Sci. 2019. V. 7. P. 96.
- Yao X., Liu S., Han L., Sun M.* Definition and Classification System of Glacial Lake for Inventory and Hazards Study // Journal of Geographical Sciences. 2018. V. 28. P. 193–205. <https://doi.org/10.1007/s11442-018-1467-z>
- Zdanowicz C., Gallet J.-C., Salvatori R., Malnes E., Isaksen K., Hübner C., Jones E., Lihavainen H.* An Agenda for the Future of Arctic Snow Research: the View from Svalbard // Polar Research. 2024. V. 42. <https://doi.org/10.33265/polar.v42.8827>
- Zhang T., Wang W., An B.* Heterogeneous Changes in Global Glacial Lakes Under Coupled Climate Warming and Glacier Thinning // Communications Earth & Environment. 2024. V. 5. № 1. P. 374.

Citation: Prokhorova U.V., Bloskina E.V., Mahotin M.S., Vesman A.V., Terekhov A.V., Borisik A.L., Romashova K.V., Chernov R.A., Vasilevich I.I., Demidov V.E. Environmental Changes in Svalbard at the Beginning of the 21st Century. Part 2. Cryosphere and Hydrology. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (4): 183–202. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376526010131

Environmental Changes in Svalbard at the Beginning of the 21st Century. Part 2. Cryosphere and Hydrology

© 2026 U. V. Prokhorova^{a, #}, E. V. Bloskina^a, M. S. Mahotin^a,
A. V. Vesman^a, A. V. Terekhov^a, A. L. Borisik^a, K. V. Romashova^a,
R. A. Chernov^b, I. I. Vasilevich^a, V. E. Demidov^a

^aArctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia

^bInstitute of Geography, Russian Academy of Science, Moscow, Russia

[#]uvprokhorova@aari.ru

Received May 6, 2025; revised July 2, 2025; accepted December 29, 2025

This is the second part of the review of the same authors published in this issue/Both parts present the assessment of Svalbard's natural environment in the early 21st century. Here, we analyze glaciers, periglacial lakes, river discharges, snow cover and permafrost, and demonstrate that the Svalbard Archipelago is undergoing a noticeable transformation caused mainly by influence of the climate warming on hydrology, terrain, and ecosystems. There are about 1,600 glaciers on Spitsbergen, covering 33,200 km² (~60% of the archipelago) with a total ice volume of 6,700–6,800 km³ and average thickness 205 ± 7 m. Some glaciers are polythermal with a presence of temperate basal ice. In 2000–2019, the glacier mass balance averaged annually 7 ± 2.1 Gt yr⁻¹, with the largest losses observed in small glaciers at low altitudes. The climate warming intensifies ablation and reduced accumulation. Formations of zero accumulation zones are projected by 2030–2050. Since the end of the Little Ice Age, 705 periglacial lakes were formed. In 2008–2012, they covered 187.4 km², with 274 km of glacial seashores. The area of lakes increased by 47% from 1990 to 2022, mainly between 1990 and 2012. Moraine-dammed and thermokarst lakes dominant. A special global dataset with another methodology having been used, identified 1,375 lakes in 2020, thus testifying increase of the area by 36% since 1990. Monitoring of the river streamflow is concentrated on western catchments. Runoff proceeds from June to October. Volume of annual discharge is strongly correlated with the proportion of glaciation in the catchment. Summer discharge is expected to be increased in glaciated areas by 2071–2100. Snow depth, its density, and water equivalent have very weak or no trends in recent decades. Duration of snow cover varies slightly due to later beginning of autumn; but melting time remains stable. The chemical composition of snow is determined by marine aerosols and mineral dust, with local sources dominating at lower altitudes, and distant sources — at higher altitudes. During the last Pleistocene glaciation, the valley permafrost on Svalbard did likely disappear, while plateaus and peaks still retained permafrost up to 700,000 years old. In the Holocene, permafrost had been formed up low altitudes reaching thickness of 400–540 m with its ground temperatures ranging approximately from –2.2 to –5.2 °C below the layer of seasonal temperature variation. Warming destabilizes permafrost mostly along the western coast; the eastern regions remain more stable. Further degradation is expected under continued climate warming.

Keywords: Arctic, climate changes, polar amplification, atlantification, glacier retreat, sea ice

REFERENCES

- Borisik A.L., Novikov A.L., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Verkulich S.R. Structure and dynamics of Aldegonda Glacier (Western Spitsbergen) Based on Repeated GPR Surveys in 1999, 2018, and 2019. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021, 61 (1): 26–37. <https://doi.org/10.31857/S2076673421010069> [In Russian].
- Vasilevich I.I., Tretyakov M.V. Long-Term Variability of Snow Cover Characteristics in the Watershed of Gronfjord Bay in the Early 21st Century. *Problemy Arktiki i Antarktiki. Problems of Arctic and Antarctic*. 2025. (under consideration) [In Russian].
- Glytsiologiya Shpitsbergena*. Glaciology of Spitsbergen. Moscow: Nauka, 1985: 200 p. [In Russian]
- Gramberg I.S., Shkola I.V., Bro E.G., Shekhodanov V.A., Armishev A.M. Parametric Boreholes on the Islands

- of the Barents and Kara Seas. *Sovetskaya Geologiya. Soviet Geology*. 1985, (1): 95–98. [In Russian].
- Demidov V.E., Demidov N.E. Cryogenic Processes, Phenomena and Associated Hazards in the Area of the Russian Barentsburg Mine, Svalbard Archipelago. *GeoRisk*. 2019, 13 (4): 48–62. [In Russian].
- Demidov N.E., Borisik A.L., Verkulich S.R., Vetterich S., Gunar A.Yu., Demidov V.E., Zheltenkova N.V., Koshurnikov A.V., Mikhailova V.M., Nikulina A.L., Novikov A.L., Savyatyugin L.M., Sirotkin A.N., Terekhov A.V., Ugryumov Yu.V., Shirmeister L. Permafrost-Hydrogeological Conditions of the Western Part of Nordenskiöld Land (Svalbard Archipelago). *Geofizicheskie Protessy i Biosfera. Geophysical Processes and Biosphere*. 2020, 19 (4): 68–93. <https://doi.org/10.21455/GPB2020.4-6> [In Russian].
- Demidov N.E., Gunar A.Yu., Demidov V.E., Neverov I.A., Novikov A.L., Ugryumov Yu.V. Permafrost Degradation and Infrastructure of Russian Settlements Barentsburg and Pyramiden on the Svalbard Archipelago. *GeoRisk*. 2024, 18 (2): 20–34. <https://doi.org/10.25296/1997-8669-2024-18-2-20-34> [In Russian].
- Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Marchuk I.O. Distribution of Cold and Warm Ice in Glaciers of Nordenskiöld Land (Svalbard) from Ground-Penetrating Radar Data. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019, 59 (2): 149–166. [In Russian].
- Obidin N.I. New Data on Groundwater and Permafrost of Soviet Mines on Spitsbergen from Investigations of 1952–1954. *Trudy NIIGA. Proceedings of NIIGA*. 1958, 85 (9): 129–140. [In Russian].
- Oledenenie Shpitsbergena. The Glaciation of Spitsbergen (Svalbard). Moscow: Nauka, 1975: 275 p. [In Russian].
- Romashova K.V., Chernov R.A., Vasilevich I.I. Study of Glacier Runoff of Rivers in the Grønfjord Bay Basin (Western Spitsbergen). *Problemy Arktiki i Antarktiki. Problems of Arctic and Antarctic*. 2019, 65 (1): 34–45. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-1-34-45> [In Russian].
- Romashova K.V., Chernov R.A. Methodology of Inventorying Proglacial Lakes of the Svalbard Archipelago. *Problemy Arktiki i Antarktiki. Problems of Arctic and Antarctic*. 2023, 69 (2): 157–170. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-157-170> [In Russian].
- Sosnovskiy A.V., Chernov R.A. Influence of Snow Cover on Cooling of the Surface Layer of the Vostochny Grønfjord Glacier (Spitsbergen). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021, 61 (1): 75–88. <https://doi.org/10.31857/S2076673421010072> [In Russian].
- Tretjakov M.V., Bryzgalov V.A., Rumiantseva E.V., Romashova K.V. *Presnovodnye resursy Zapadnogo Shpicbergena v sovremennykh usloviyakh (mnogoletnie issledovaniya AANII)*. Freshwater Resources of Western Spitsbergen in Modern Conditions (Long-Term Studies of the AARI). Saint Petersburg: Arctic and Antarctic Research Institute, 2021: 200 p. [In Russian].
- Chernov R.A., Romashova K.V. Current State of Proglacial Lakes in the Svalbard Archipelago. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2022, 26 (1): 36–45. <https://doi.org/10.15372/KZ20220104> [In Russian].
- Chernov R.A., Romashova K.V. Large Proglacial Lakes of the Svalbard Archipelago: Their State in 2008–2012 and Dynamics from 1991 to 2022. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (4): 525–539. <https://doi.org/10.31857/S207667342304004X> [In Russian].
- Chernov R.A., Romashova K.V. Classification of Proglacial Lakes in Svalbard. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2024, 28 (5): 14–20. [In Russian].
- Barbaro E., Koziol K., Björkman M.P., Vega C.P., Zdanowicz C., Martma T., Gallet J.-C., Kepski D., Larose C., Luks B., Tolle F., Schuler T.V., Uszczyk A., Spolaor A. Measurement Report: Spatial Variations in Ionic Chemistry and Water-Stable Isotopes in the Snowpack on Glaciers Across Svalbard During the 2015–2016 Snow Accumulation Season. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2021, 21: 3163–3180. <https://doi.org/10.5194/acp-21-3163-2021>
- Beszczynska-Moller A., Fahrbach E., Schauer U., Hansen E. Variability in Atlantic Water Temperature and Transport at the Entrance to the Arctic Ocean, 1997–2010. *ICES Journal of Marine Science*. 2012, 69 (5): 852–863. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fss056>
- Bergmann M., Collard F., Fabres J., Gabrielsen G.W., Provencher J.F., Rochman C.M., van Sebille E., Tekman M.B. Plastic Pollution in the Arctic. *Nature Reviews Earth & Environment*. 2022, 3: 323–337. <https://doi.org/10.1038/s43017-022-00279-8>
- Bertò M., Cappelletti D., Barbaro E., Varin C., Gallet J.-C., Markowicz K., Rozwadowska A., Mazzola M., Crocchiante S., Poto L., Laj P., Barbante C., Spolaor A. Variability in Black Carbon Mass Concentration in Surface Snow at Svalbard. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2021, 21: 12479–12493. <https://doi.org/10.5194/acp-21-12479-2021>
- Carrivick J.L., Quincey D.J. Progressive Increase in Number and Volume of Ice Marginal Lakes on the Western Margin of the Greenland Ice Sheet. *Global and Planetary Change*. 2014, 116: 156–163. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.02.009>
- Demidov V.E., Demidov N.E., Verkulich S.R., Wetterich S. Distribution of Pingos on Svalbard. *Geomorphology*. 2022, 412: 108326. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108326>
- Emmer A., Klimeš J., Mergili M., Vilímek V., Cochachin A. 882 Lakes of the Cordillera Blanca: an Inventory, Classification, Evolution and Assessment of Susceptibility to Outburst Floods. *Catena*. 2016, 147: 269–279. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.07.032>

- Farnsworth W.R.* Holocene Glacial History of Svalbard: Status, Perspectives and Challenges. *Earth-Science Reviews*. 2020, 208: 103249.
- French H.* The Periglacial Environment. 3rd ed. Chichester: Wiley, 2007: 458 p.
- Gallet J.-C., Björkman M., Borstad C., Hodson A., Jacobbi H.-W., Larose C., Luks B., Spolaor A., Schuler T., Urazgildeeva A., Zdanowicz C.* Snow Research in Svalbard: Current Status and Knowledge Gaps. SESS report 2018. The State of Environmental Science in Svalbard. Svalbard Integrated Arctic Earth Observing System. 2018: 82–107.
<https://doi.org/10.5281/zenodo.4778366>
- Gerland S., Hall R.* Variability of Fast-Ice Thickness in Spitsbergen Fjords. *Annals of Glaciology*. 2006, 44: 231–239.
<https://doi.org/10.3189/172756406781811367>
- Geyman E.C., van Pelt W.J.J., Maloof A.C., Aas H.F., Kohler J.* Historical Glacier Change on Svalbard Predicts Doubling of Mass Loss by 2100. *Nature*. 2022, 601: 374–379.
<https://doi.org/10.1038/s41586-021-04314-4>
- Gödde A., Borghild M., Mikkelsen Ø.* Seasonal Dynamics of Chemistry in an Arctic Glacier-Fed River. *Science of the Total Environment*. 2024, 954: 176645.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2024.176645>
- González-Pleiter M., Velázquez D., Edo C., Carretero O., Gago J., Barón-Sola Á., Hernández L.E., Yousef I., Quesada A., Leganés F., Rosal R., Fernández-Piñas F.* Fibers Spreading Worldwide: Microplastics and other Anthropogenic Litter in an Arctic Freshwater Lake. *Science of the Total Environment*. 2020, 722: 137904.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.137904>
- GlobPermafrost Archive. Retrieved from: <https://globpermafrost.info/> (Last access: June 26, 2025).
- Grünberg, I., Groenke, B., Westermann, S., Boike, J.* Permafrost and Active Layer Temperature and Freeze/Thaw Timing Reflect Climatic Trends at Bayelva, Svalbard. *Journ. of Geophys. Research: Earth Surface*. 2024, 129: e2024JF007648.
<https://doi.org/10.1029/2024JF007648>
- Hanssen-Bauer I.* Climate in Svalbard 2100. A Knowledge Base for Climate Adaptation. 2019: 208 p.
- Hestnes E., Bakkehoi S., Jaedicke C.* Longyearbyen, Svalbard — Vulnerability and Risk Management of an Arctic Settlement Under Changing Climate — A Challenge to Authorities and Experts. *Proceedings of the International Snow Science Workshop, Breckenridge, USA*. 2016: 363–370.
- Holmgren S.U.* The Holocene–Anthropocene Transition in Lakes of Western Spitsbergen, Svalbard (Norwegian High Arctic): Climate Change and Nitrogen Deposition. *Journal of Paleolimnology*. 2010, 43 (2): 393–412.
- Humlum O., Instanes A., Sollid J.L.* Permafrost in Svalbard: A Review of Research History, Climatic Background and Engineering Challenges. *Polar research*. 2003, 22 (2): 191–215.
- Humlum O.* Holocene Permafrost Aggradation in Svalbard. Geological Society, London, Special Publications. 2005, 242: 119–130.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.242.01.11>
- Jiskoot H.* Glacier Surging. *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers Earth Sciences*. 2011: 415–428.
https://doi.org/10.1007/978-90-481-2642-2_559
- Kierulf H.P., van Pelt W.J.J., Petrov L., Dähnn M., Kirkvik A.-S., Omang O.* Seasonal Glacier and Snow Loading in Svalbard Recovered from Geodetic Observations. *Geophysical Journal International*. 2022, 229 (1): 408–425.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggab482>
- König M., Nuth C., Kohler J., Moholdt G., Pettersen R.* A Digital Glacier Database for Svalbard, Global Land Ice Measurements from Space. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. 2014: 229–239.
- Krawczyk W.E., Pettersson L.E.* Chemical Denudation Rates and Carbon Dioxide Drawdown in an Ice-Free Polar Karst Catchment: Londonelva, Svalbard. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2007, 18 (4): 337–350.
<https://doi.org/10.1002/ppp.599>
- Lang C., Fettweis X., Erpicum M.* Stable Climate and Surface Mass Balance in Svalbard over 1979–2013 Despite the Arctic Warming. *The Cryosphere*. 2015, 9 (1): 83–101.
- Liestøl O.* Pingos, Springs, and Permafrost in Spitsbergen. *Norsk Polarinstittutt Årbok 1975*. 1977: 7–29.
- Nawrot A.P., Mięka K., Luks B., Pakszys P., Głowacki P.* Chemistry of Snow Cover and Acidic Snowfall During a Season with a High Level of Air Pollution on the Hans Glacier, Spitsbergen. *Polar Science*. 2016, 10 (3): 249–261.
<https://doi.org/10.1016/j.polar>
- Noël B., Jakobs C.L., van Pelt W.J.J., Lhermitte S., Wouters B., Kohler J., Hagen J.O., Liks B., Reijmer C.H., van de Berg W.J., van den Broeke M.R.* Low Elevation of Svalbard Glaciers Drives High Mass Loss Variability. *Nature Communications*. 2020, 11 (1): 4597.
- Nowak A., Hodgkins R., Nikulina A., Osuch M., Wawrzyniak T., Kavan J., Łepkowska E., Majerska M., Romashova K., Vasilevich I., Sobota I., Rachlewicz G.* From Land to Fjords: The Review of Svalbard Hydrology from 1970 to 2019. SESS Report 2020. Svalbard Integrated Arctic Earth Observing System, Longyearbyen. 2021: 176–201.
<https://doi.org/10.5281/zenodo.4294063>
- Orvin A.K.* Litt om Kilder på Svalbard. *Norsk Geografisk Tidsskrift*. 1944, 10 (1): 16–38.
- Osuch M., Wawrzyniak T., Łepkowska E.* Changes in the Flow Regime of High Arctic Catchments with Different Stages of Glaciation, SW Spitsbergen. *Science of the Total Environment*. 2022, 817: 152924.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.152924>

- RGI 7.0 Consortium, 2023. Randolph Glacier Inventory — A Dataset of Global Glacier Outlines, Version 7.0. Boulder, Colorado USA. NSIDC: National Snow and Ice Data Center. Retrieved from: <https://doi.org/10.5067/f6jmovy5navz> (Last access: April 14, 2025).
- Schuler T.V., Kohler J., Elagina N., Hagen J.O.M., Hodson A.J., Jania J.A., Kääb A.M., Luks B., Matecki J., Moholdt G., Pohjola V.A., Sobota I., van Pelt W.J.J. Reconciling Svalbard Glacier Mass Balance. *Frontiers in Earth Science*. 2020, 8: 156. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00156>
- Shugar D.H., Burr A., Haritashya U.K., Kargel J.S., Watson C.S., Kennedy M.C., Stratman K. Rapid Worldwide Growth of Glacial Lakes Since 1990. *Nature Climate Change*. 2020, 10: 939–945. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0855-4>
- Snyder J.A., Werner A., Miller G.H. Holocene Cirque Glacier Activity in Western Spitsbergen, Svalbard: Sediment Records from Proglacial Linnevatnet. *Holocene*. 2000, 10: 555–563.
- Sobota I. Changes in Dynamics and Runoff from the High Arctic Glacial Catchment of Waldemarbreen, Svalbard. *Geomorphology*. 2014, 212: 16–27. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.04.001>
- Sochor L., Seehaus T., Braun M.H. Increased Ice Thinning over Svalbard Measured by ICESat/ICESat-2 Laser Altimetry. *Remote Sensing*. 2021, 13 (11): 2089. <https://doi.org/10.3390/rs13112089>
- Spolaor A., Moroni B., Luks B., Nawrot A., Roman M., Larose C., Stachnik Ł., Bruschi F., Kozioł K., Pawlak F., Turetta C., Barbaro E., Gallet J.-C., Cappelletti D. Investigation on the Sources and Impact of Trace Elements in the Annual Snowpack and the Firn in the Hansbreen (Southwest Spitsbergen). *Front. Earth Sci.* 2021, 8: 536036. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.536036>
- Terekhov A., Prokhorova U., Verkulich S., Demidov V., Sidorova O., Anisimov M., Romashova K. Two Decades of Mass-Balance Observations on Aldegondabreen, Spitsbergen: Interannual Variability and Sensitivity to Climate Change. *Annals of Glaciology*. 2023, 64 (92): 225–235. <https://doi.org/10.1017/aog.2023.40>
- van Pelt W.J.J., Kohler J., Liston G.E., Hagen J.O., Luks B., Reijmer C. H., Pohjola V.A. Multidecadal Climate and Seasonal Snow Conditions in Svalbard. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2016, 121 (11): 2100–2117.
- van Pelt W.J.J., Pohjola V., Pettersson, R., Marchenko S., Kohler J., Luks B., Hagen J.O., Schuler T.V., Dunse T., Noël B., Reijmer C. A Long-Term Dataset of Climatic Mass Balance, Snow Conditions, and Runoff in Svalbard (1957–2018). *The Cryosphere*. 2019, 13 (9): 2259–2280.
- van Pelt W.J.J., Schuler T.V., Pohjola V.A., Pettersson R. Accelerating Future Mass Loss of Svalbard Glaciers from a Multi-Model Ensemble. *Journal of Glaciology*. 2021, 67 (263): 485–499.
- van Pelt W., Frank, T. New Glacier Thickness and Bed Topography Maps for Svalbard. *The Cryosphere*. 2025, 19: 1–17. <https://doi.org/10.5194/tc-19-1-2025>
- Walseng B., Jensen T., Dimante-Deimantovica I., Christoffersen K.S., Chertoprud M., Chertoprud E., Novichkova A., Hessen D.O. Freshwater Diversity in Svalbard: Providing Baseline Data for Ecosystems in Change. *Polar Biology*. 2018, 41 (10): 1995–2005.
- Wawrzyniak, T., Majerska M., Osuch M. Hydrometeorological Observations in 24h Resolution in the Fuglebekken Catchment (Svalbard) [dataset]. 2020, Retrieved from: <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.921921> (Last access: April 14, 2025).
- Wieczorek I., Strzelecki M.C., Stachnik Ł., Yde J.C., Małcki J. Post-Little Ice Age Glacial Lake Evolution in Svalbard: Inventory of Lake Changes and Lake Types. *Journal of Glaciology*. 2023, 69 (277): 1449–1465. <https://doi.org/10.1017/jog.2023.34>
- Wouters B., Gardner A., Moholdt G. Global Glacier Mass Loss During the GRACE Satellite Mission (2002–2016). *Front. Earth Sci.* 2019, 7: 96.
- Yao X., Liu S., Han, L., Sun M. Definition and Classification System of Glacial Lake for Inventory and Hazards Study. *Journal of Geographical Sciences*. 2018, 28: 193–205. <https://doi.org/10.1007/s11442-018-1467-z>
- Zdanowicz C., Gallet J.-C., Salvatori R., Malnes E., Isaksson K., Hübner C., Jones E., Lihavainen H. An Agenda for the Future of Arctic Snow Research: The View from Svalbard. *Polar Research*. 2024, 42. <https://doi.org/10.33265/polar.v42.8827>
- Zhang T., Wang W., An B. Heterogeneous Changes in Global Glacial Lakes Under Coupled Climate Warming and Glacier Thinning. *Communications Earth & Environment*. 2024, 5 (1): 374.