

ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

УДК 551.324.86

ИССЛЕДОВАНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ПОВЕРХНОСТНОГО СТОКА ЛЕДНИКА ВОСТОЧНЫЙ ГРЕНФЬОРД (ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН)

© 2023 г. Р. А. Чернов

Институт географии РАН, Москва, Россия

e-mail: rob31@mail.ru

Поступила в редакцию 27.04.2022 г.

После доработки 17.06.2022 г.

Принята к публикации 06.03.2023 г.

Рассмотрены характеристики двух систем поверхностного стока полярного ледника — гидросети ледниковых водотоков и коры таяния. Полевые методы выявили принципиальные различия этих систем в отношении области дренирования, особенностях движения талой воды и режиме стока. Расчёт поверхностного стока показал — в гидросети максимум стока приходится на пик снеготаяния в июле, сток в коре таяния, наоборот, становится преобладающим во второй половине лета, в августе.

Ключевые слова: ледник, поверхностный сток, ледниковые водотоки, меандрирование, скорость транзита талой воды, кора таяния, микроручьи

DOI: 10.31857/S2076673423010040, **EDN:** INDXQE

ВВЕДЕНИЕ

На поверхности полярных ледников значительное количество талой воды образуется лишь в краткий период летнего таяния. Запасы воды зависят от интенсивности таяния и скорости её оттока. В летний период сток воды с поверхности ледника происходит двумя способами — в ледниковых водотоках и в пористом слое льда (коре таяния). Некоторая часть текущей по поверхности воды перехватывается трещинами и ледниковыми колодцами, поэтому часть поверхностного стока проникает в толщу ледника (McGrath et al., 2011; Colgan et al., 2011).

В настоящий момент значительное внимание уделяется вопросам проникновения талой воды с поверхности ледников в их толщу, так как эти процессы влияют на термический режим и характер их движения (Fountain, 1998; Глазовский, 2014). Современные дистанционные методы позволяют регистрировать значительные запасы воды на полярных ледниках, так как гидросеть водотоков и наледниковые озёра хорошо дешифрируются на спутниковых снимках высокого разрешения (Cooper, 2018). Тем не менее, сведения о характеристиках поверхностного стока на полярных ледниках по-прежнему редки из-за труднодоступности и трудоёмкости полевых измерений.

На пологих ледниках область абляции охватывает значительные пространства и при отсутствии трещин поверхностный сток становится основ-

ным. Наиболее характерное явление в летний период, связанное с поверхностным стоком — возникновение гидросети поверхностных водотоков (Parker, 1975; Голубев, 1976; Knighton, 1981; Ходаков, Гохман, 1984; Karlstrom, 2013). На многих ледниках Шпицбергена длина поверхностных водотоков может достигать нескольких километров, а ледяные каньоны, которые образуются ими, формируют серьезные препятствия для передвижения по ледникам. Ежегодно летнее таяние снега на ледниках и сток талой воды обеспечивают развитие новых водотоков и поддерживают русла многолетних водотоков. Несмотря на то, что в области абляции поверхность льда ежегодно понижается, крупные водотоки сохраняют своё положение за счёт углубления русел (Голубев, 1976).

Гидросеть ледниковых водотоков лишь отчасти подобна речным сетям, так как они формируются на поверхности, скорость понижения которой несоизмерима с эрозией русел. Масштаб меандрирования ледниковых русел и скорость изменения их формы также заметно отличаются от речных потоков (Голубев, 1976; Ходаков, Гохман, 1984). Для гидрологических задач вода на поверхности ледника, которая переносится поверхностными и внутренними водотоками, важна для оценки времени добегания талых вод и прогноза паводков. В области аккумуляции ледников запасы воды на поверхности — источник внутреннего питания ледников. Исследование движения воды на поверхности ледников в коре таяния (не-

русловой сток) редко попадали в поле зрения исследователей в арктических широтах. В отличие от ледников умеренных широт, где преобладает русловой сток, на полярных ледниках этот элемент поверхностного стока может быть определяющим. Отдельные аспекты движения воды на поверхности горных ледников рассмотрены в работах (Shreve, 1972; Голубев, 1976). На ледниках Шпицбергена получены сведения о наледниковых и внутриледниковых водотоках и рассмотрены условия врезания водотоков в лёд и геометрические характеристики ледниковых водотоков (Загороднов, Зотиков, 1981; Ходаков, Гохман, 1984; Чернов, 2003; Karlstrom, 2013). На ряде ледников получены фрагментарные описания элементов их внутренней дренажной сети (Мавлюдов, 2003; Соловьянова, Мавлюдов, 2004), геофизическими методами определены некоторые черты её пространственного положения в толще ледника Альдегонда (Борисик и др., 2021). На основе полевых исследований и расчётных методов получены оценки величины ледникового стока (Ромашова, Чернов, 2019).

Цель работы — определение характеристик движения воды на поверхности полярного ледника и оценка соотношения руслового и неруслового стока в ходе летнего таяния. Работа отражает сведения о характере движения воды на леднике Восточный Гренфьорд (Западный Шпицберген), полученные в ходе полевых гляциологических исследований с 2015 по 2021 г. В настоящее время на фоне интенсивного сокращения горных ледников Шпицбергена и расширения их области абляции сведения об их гидрологии приобретают все большую актуальность. Исследования характеристик поверхностного стока на ледниках Арктики дают возможность расчётными методами оценивать величину стока в ледниковых бассейнах, прогнозировать летние паводки и оценивать запасы воды на ледниках дистанционными методами.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

В связи с климатическими изменениями горное оледенение Шпицбергена стремительно сокращается, при этом в разных частях Шпицбергена скорость отступания ледников неодинакова (Nuth et al., 2013; Чернов, Муравьев, 2018; Chernov et al., 2019). В западной части Шпицбергена оно особенно заметно, и на рубеже XXI века этот процесс ускорился (Чернов и др., 2019). В районе исследований — в западной части Земли Норденшельда большинство ледников лежат ниже климатической снеговой линии и в последние годы наблюдается рекордное таяние на ледниках (Сидорова и др., 2018). Ежегодно в нижних частях горных ледников рассматриваемого региона поверхность льда в среднем понижается на 2.5–3.5 м

(Чернов и др., 2018; Ромашева, Чернов, 2019), что определяет интенсивный ледниковый сток в июле и августе.

Ледник Восточный Гренфьорд расположен в 17 км южнее пос. Баренцбург на западе Земли Норденшельда. С 2002 г. сотрудники Института географии РАН проводят наблюдения летнего таяния на леднике, а с 2015 г. данные о балансе массы ледников передаются во Всемирную службу мониторинга ледников (WGMS). Площадь ледника составляет 6.1 км², максимальная длина и ширина соответственно 5.5 и 1.7 км. Перепад высот на леднике около 400 м, его нижний конец находится на уровне 37 м над ур. моря. Ледник имеет северную экспозицию, уклон его поверхности изменяется от 4 до 7°, средний уклон равен 4.7°. Трещины на леднике встречаются лишь на ледоразделах в диапазоне высот 380–440 м (рис. 1). За последние 80 лет ледник сократился вдвое по площади, его удельный баланс массы был отрицательным с 1970-х годов (Чернов, Муравьев, 2018). По данным гляциологических измерений Института географии РАН за последние 5 лет средний баланс массы ледника составил около –1550 мм в.э. В летний сезон снежный покров на леднике стаивает полностью; до 2015 г. на леднике была небольшая фирновая область, но в последующие годы она исчезла.

В первых числах июля поверхность ледника начинает освобождаться от снега и в течение двух месяцев снеговая линия быстро поднимается до высоты 400–440 м над ур. моря. К концу августа лишь небольшие площади снежного покрова остаются в тени скал в верховье ледника. По мере подъема снеговой линии на леднике развивается сеть временных ледниковых водотоков. Диссипация энергии водных потоков приводит к врезанию русел в толщу ледника и образованию меандров (см. рис. 1, а). Наиболее крупные русла сохраняют свое положение из года в год, в нижней части ледника русла водотоков представляют собой ледяные каньоны глубиной до 8 м. После схода снежного покрова на поверхности ледника образуется бугристый рельеф и формируется пористый слой льда — кора таяния (см. рис. 1, б). Формирование коры таяния на ледниковой поверхности типично для полярных ледников в условиях продолжительного светового дня и небольших значений суточной абляции. В верхнем слое льда при воздействии солнечной радиации образуется множество микроканалов — пор, которые обнаруживаются до глубины 10–20 см (Cooper, 2018). Образование каналов и пустот приводит к снижению плотности этого слоя льда, поэтому некоторое количество талой воды постоянно находится в порах коры таяния в зависимости от условий микрорельефа поверхности.

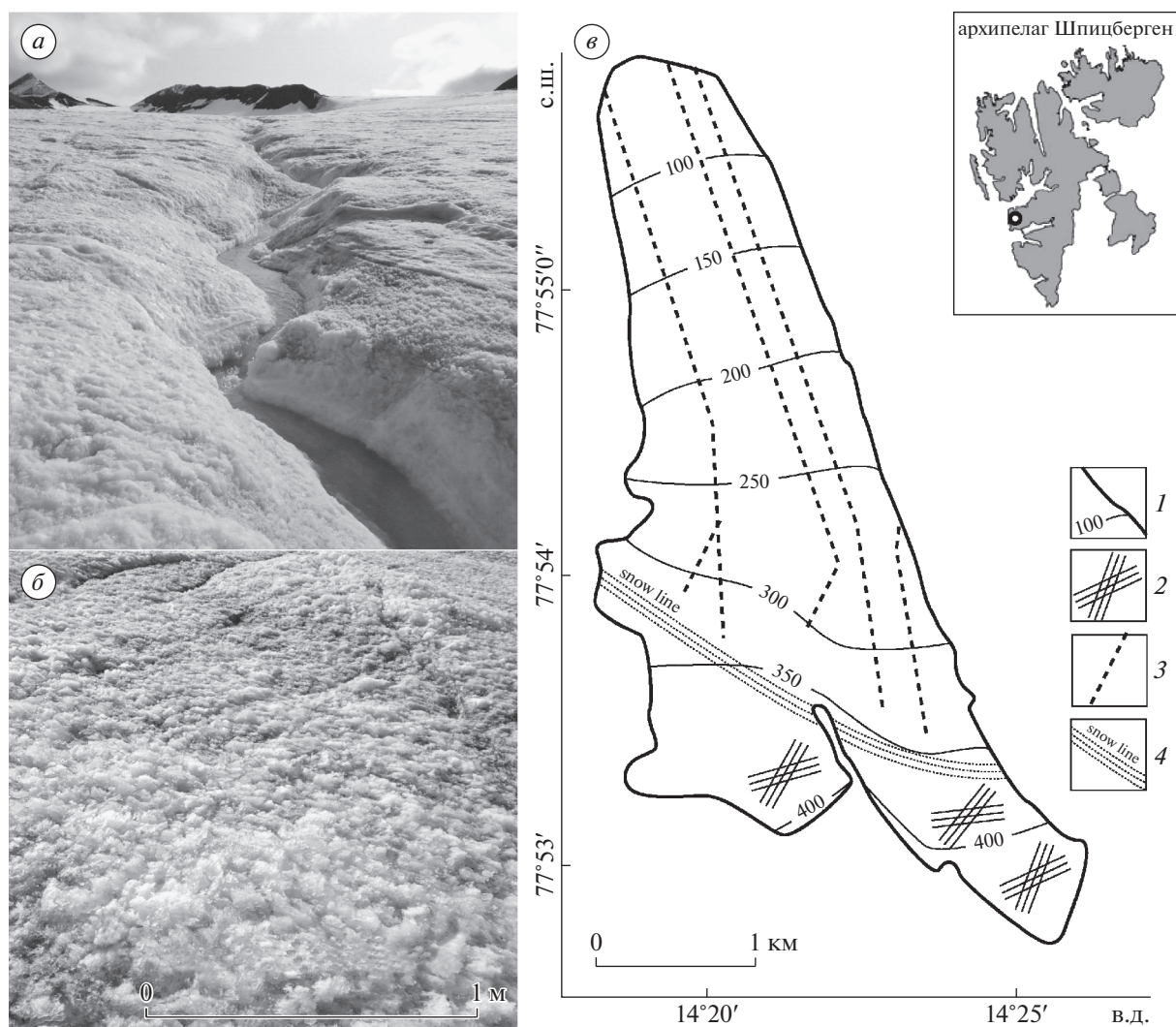


Рис. 1. Поверхность ледника Восточный Гренфьорд: *а* – ледниковый водоток; *б* – кора таяния; *в* – схема ледника: 1 – контур ледника; 2 – зона трещин; 3 – крупные водотоки; 4 – положение снеговой линии в середине августа.

Fig. 1. The surface of the Eustre Grøn fjordbreen Glacier: *a* – glacial watercourse; *b* – weathering crust; *v* – scheme of the glacier: 1 – glacier outline; 2 – crevasses zone; 3 – large supraglacial streams; 4 – position of the snow line in mid-August.

В летний период на западе Земли Норден-шельда характерны положительные температуры воздуха, как на побережье, так и в области распространения ледников. Средняя многолетняя температура июля за последние 10 лет на уровне 70 м (пос. Баренцбург) составила около 7°C , август обычно на $1.0\text{--}1.5^{\circ}\text{C}$ холоднее июля. Количество жидких осадков невелико и в среднем за месяц не превышает 30 мм в.э. Твёрдые осадки случаются летом крайне редко, и только на незначительной площади в верховьях ледников. Измерения АМС, установленной около подножия ледника Восточный Гренфьорд, выявили лишь небольшие различия метеоусловий между побережьем и моренами ледника. Различия температуры воздуха на станции Баренцбург и АМС составляет 0.5°C , а понижение температуры при переходе на ледни-

ковую поверхность принято равным 1.0°C (Чернов и др., 2019).

Хотя период таяния и соответственно период существования коры таяния и гидросети водотоков очень короткий, их существование играет огромную роль в жизни ледников, так как основные потери массы льда горных ледников Шпицбергена происходят именно в июле и августе.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования поверхностного стока проводились на леднике Восточный Гренфьорд в августе с 2015 по 2021 г. Суточное таяние льда измерялось с помощью реек, забуренных в лед (Чернов и др., 2019), и по измерению уровня тросика, растянутого между рейками в центральной части ледника

(средняя высота 200 м). Одновременно с помощью логгеров измерялась температура воздуха непосредственно над поверхностью ледника на уровне 1 м. По данным среднесуточной температуры воздуха над поверхностью ледника и величины таяния льда определялся температурный коэффициент таяния.

Для оценки поверхностного стока проводились определения характеристик ледниковых водотоков и коры таяния на разных высотных уровнях ледника. Для этого измерены геометрические характеристики отдельных водотоков — ширина русла, его глубина и скорость течения воды на этом участке. Измерения выполнялись во второй половине дня в отсутствии жидких осадков и при положительной температуре воздуха. Измерения скорости течения воды и расхода воды в водотоках проводили на однородных по ширине участках русел поплавковым методом. На этих участках с помощью рейки измеряли ширину и глубину потока воды. Определены водотоки различного масштаба от небольших ручьев до крупных многолетних водотоков, текущих в ледяных каньонах. Расход воды в руслах рассчитывали, как произведение средней скорости водного потока и площади сечения русла. Погрешность измерений расхода воды вычисляли как среднеквадратичную погрешность измерений площади сечений и скорости. Для небольших водотоков погрешность составляла около 25%, для крупных водотоков менее 10%.

Скорость транзита воды определяли как отношение кратчайшего расстояния между двумя створами и времени добегания воды от верхнего створа к нижнему. Скорость транзита воды меньше скорости потока воды, так как русло водотока содержит петли. Эту величину определяли методом окрашивания потока воды. Рассматривался участок водотока, содержащий не менее 10 петель меандрирования, и маркировались два створа. В зависимости от масштаба водотока расстояние между створами составляло 25, 50 или 100 м. Крупные водотоки с расходом воды более $0.5 \text{ м}^3/\text{с}$ содержали петли с размерами до 10 м, поэтому для них выбиралось максимальное расстояние. Для измерения расстояния между створами русла использовали рулетку или мерную рейку. Растворимый краситель вливали в водоток на верхнем створе и ниже по леднику в нижнем створе. Далее, регистрировали момент появления пятна красителя, который размывался и окрашивал поток воды. Точность измерений составляла 5 секунд, что и определяло основную погрешность измерения скорости транзита.

Измерения скорости горизонтального перемещения талой воды в коре таяния выполнены методом окрашивания. Раствор красителя объемом 0.1 л выливался на поверхность льда и окрашивал воду в порах коры таяния. Движение воды в порах

и след красителя фиксировался на расстоянии от 1 до 8 м. Толщину коры таяния рассчитывали путем вырубания лунок в верхнем слое пористого льда до уровня сплошного льда. Уровень воды в лунке указывал на слой воды в пористом льду и определялся с точностью до 0.5 см. Плотность пористого льда коры таяния измерена взвешиванием кусков льда и определением их объема способом вытеснения объема воды в колбе (перед погружением куски льда обернуты тонкой пленкой).

Высотное понижение температуры воздуха рассчитывали на основе установленного высотного градиента температуры равного -0.7°C . Скачок температуры при переходе на ледниковую поверхность принят равным 1.0°C (Сидорова и др., 2019; Чернов и др., 2019).

Поверхностный сток с ледника в летние периоды 2019 и 2020 гг. рассчитывали с применением коэффициента таяния равного 9.5 мм в.э. на 1° тепла, который получен экспериментально на уровне 200 м. Усредненная скорость подъема снеговой линии за период с 1 июля по 31 августа принята равной 6.0 м/сут. При этом принималось, что 1 июля снеговая линия располагалась на нижней границе ледника, а в конце августа она поднималась до уровня 400 м. Расчёт площади ледника, покрытого сезонным снегом в указанный период, проводили с учётом ширины ледника, соответствующей уровню положения снеговой линии. Принято, что величина поверхностного стока за сутки соответствует суточной таянию в зоне, покрытой сезонным снегом, и в зоне открытого льда, для руслового и не руслового стока, соответственно. Условия внутреннего питания ледника не учитываются, так как с 2015 г. ледник не имеет фирновой области, а область ледяного питания на нем мала. Наложённый лёд под снежным покровом, образованный весной, стаивает в течение нескольких суток после схода снега.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В период активного снеготаяния на поверхности ледника быстро развивается сеть ледниковых водотоков. Небольшие водотоки формируются около снеговой границы, так как получают питание непосредственно от водонасыщенного снежного покрова и снежных болот. Пологие участки на леднике, где образуются снежные болота — источник крупных водотоков. На исследуемом леднике их положение определено областью повышенного снегонакопления в верховьях ледника (Вшивцева, Чернов, 2016).

Полевые измерения гидросети носят фрагментарный характер, где можно выделить характерную особенность развития гидросети в летний период — по мере подъема снеговой линии гидросеть на леднике деградирует. В 2015 г. в первой

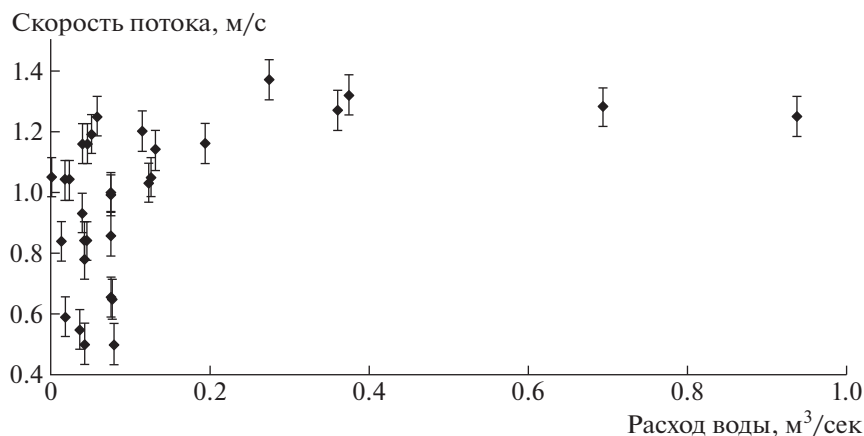


Рис. 2. Скорость транзита воды в водотоках в зависимости от расхода воды.

Fig. 2. The rate of water transit in streams depending on the water flow.

декаде августа суммарный расход воды в водотоках составлял около 3 м³/с на уровне 220 м. На профиле измерено 30 ледниковых водотоков с расходом свыше 50 л/с, из них более 70% объёма воды протекает в пяти водотоках с расходом более 100 л/с, остальная часть относится к многочисленным небольшим водотокам. В 2017–2019 и 2021 гг. во второй половине августа суммарный расход в водотоках на том же уровне был заметно ниже. Гидросеть представлена лишь тремя крупными водотоками с суммарным расходом воды в них менее 1 м³/с. Снеговая линия находилась на уровне около 400 м, поэтому таяние снега, питающее сеть водотоков, было меньше. Водотоки с небольшим расходом воды фактически отсутствовали в нижней части ледника на удалении от источника питания – снеговой линии.

Другая особенность развития гидросети связана с формированием формы русел во льду в зависимости от расхода воды в них. Всего в разные периоды измерено 80 водотоков. Диапазон величины расхода воды в водотоках очень широк, от 1 до 10³ л/с, при ширине русел от 0.1 до 1.2 м. Скорость потока воды лежит в диапазоне от 0.6 м/с (для небольших водотоков) до 2.2 м/с для крупных водотоков шириной более 1 м. Глубина русел изменялась от нескольких сантиметров до 0.5 м. Предположительно, различие в геометрических параметрах русел и скоростях потока воды должны обуславливать заметные различия в скорости транзита воды вниз по леднику. В действительности, скорость транзита воды по руслам различается мало, так как степень меандрирования водотоков разного масштаба различна.

Меандрирование русел ледниковых водотоков, обусловленное диссипацией кинетической энергии, в наибольшей степени выражено у крупных водотоков. Удлинение петель русел приводит к тому, что водный поток проходит более длин-

ный путь между высотными уровнями, и чем крупнее водоток, тем более протяженны его петли в направлении, перпендикулярном уклону. По данным 2015 г. измерения скорости транзита талой воды в зависимости от расхода воды показаны на рис. 2.

Величина скорости транзита воды в небольших водотоках с малым расходом имеет значительный разброс. В крупных водотоках скорость транзита асимптотически приближается к значению 1.2 м/с, что определено оптимальными значениями диссипации энергии водного потока в ледяных каналах. Для небольших водотоков с расходами в пределах 100–200 л/с среднее значение скорости транзита равно 0.98 ± 0.25 м/с. Разброс значений определен точностью метода и возможным несоответствием геометрии канала и суточного расхода воды в нем. Для гидрологических расчетов интерес представляет скорость транзита крупных водотоков, так как они переносят основную часть руслового стока.

Принципиально отличается от руслового стока движение талой воды в коре таяния. Оно скрыто в её толще, но регистрируется методом окрашивания на всех уровнях ледника, где происходит её образование. Кора таяния получает свое максимальное развитие в ясные дни при отсутствии осадков, но образуется и при пасмурной погоде. Наблюдения на леднике Восточный Гренфьорд показывают, что вследствие неравномерного таяния микрорельеф поверхности льда имеет бугры высотой от 0.1 до 0.5 м. Они в большей степени выражены в центральной части ледника, чем на языке. С некоторого уровня в дневные часы в ложбинах между буграми собирается талая вода, которая высачивается из коры таяния, образуя микроручьи. Появление микроручьев указывает на то, что на отдельных участках происходит водонасыщение коры таяния.

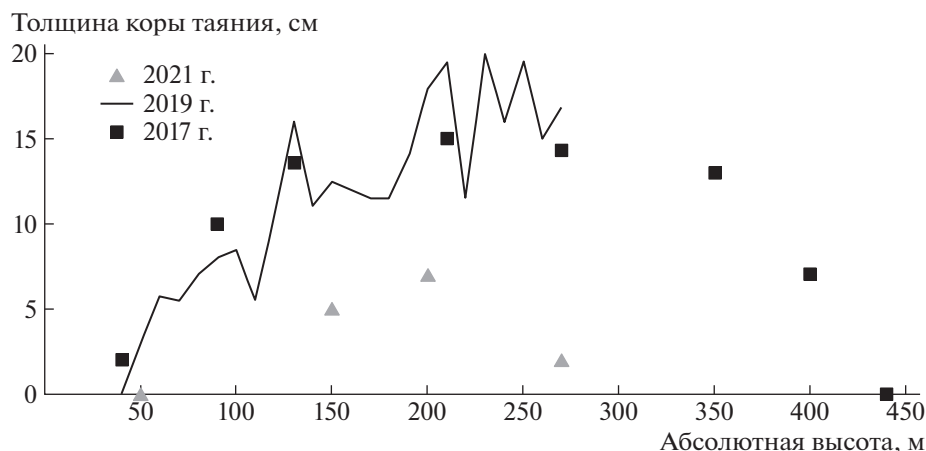


Рис. 3. Толщина коры таяния на леднике Восточный Гренфьорд в зависимости от высоты.

Fig. 3. The thickness of the weathering crust on the Eustre Grönfjordsbreen Glacier depending on the height.

Толщина коры таяния измерена на разных высотах ледника в отдельных точках (по три замера на каждой точке) по оси ледника. Измерения 18 августа 2019 г. показали, что в условиях переменной облачности и в отсутствии осадков толщина коры таяния достигает 20 см. Толщина коры таяния возрастает с высотой (рис. 3) из-за уменьшения суточного таяния по мере роста высоты. Схожие результаты получены в середине августа 2017 г. при близких погодных условиях. В конце августа 2021 г. была пасмурная и дождливая погода; вследствие этого кора таяния на леднике оказалась слаборазвитой, а в верхней части ледника она фактически отсутствовала (см. рис. 3).

В ходе измерений отмечено, что толщина коры таяния заметно отличается в соседних точках, что определено бугристым рельефом поверхности. Поэтому в 2019 г. толщину коры таяния измеряли на отдельных горизонтальных профилях длиной 100 м с шагом 5 м. На высотах 60, 150 и 277 м средние значения этой величины составили 5.7, 12.5 и 16.8 см соответственно. Полученные средние значения вполне соответствуют измерениям на высотных профилях при стандартной ошибке измерений 2.8 см. Отмечено, что при значительной изменчивости в пространстве толщины коры уровень воды в ней оставался всегда небольшим и составлял 3–5 см. Талая вода заполняет нижний пористый слой коры таяния менее чем наполовину.

Методом взвешивания измерена плотность льда в коре таяния. Монолитный лёд имел плотность в среднем 0.88 г/см^3 , плотность нижнего слоя пористого льда изменялась в диапазоне $0.65\text{--}0.75 \text{ г/см}^3$, что совпадает с оценками других авторов (Голубев, 1976). Отсюда пористость льда составляет 15–26% и по нашей оценке в среднем равна 20%. Поскольку уровень воды в лунках не превышает 5 см, максимальный запас воды в по-

ристом льду составляет 10 мм в.э. Предположено, что запас воды в коре может меняться в течение суток в зависимости от погодных условий, но эти изменения невелики.

Величина запаса воды в коре таяния оказалась меньше, чем значение суточного таяния на большей части поверхности ледника. Избыток талой воды приводит к её горизонтальному движению, высачиванию в ложбины между буграми и образованию микроручьев. Движение воды в микроручьях усиливает сток в коре таяния на нижней части ледника. Ледниковые водотоки получают из коры таяния лишь небольшую часть воды, дренируя ледяные берега; на основной площади ледника эти системы стока существуют независимо. Лишь на языке ледника потоки микроручьев среди островков коры таяния переносят часть воды в крупные водотоки, чему способствует уклон поверхности в сторону каньонов.

Поскольку область абляции льда во второй половине лета непрерывно расширяется и образуется кора таяния, движение воды в ней представляет особый интерес. С помощью окрашивания мы определили скорости перемещения талой воды в коре таяния (6–8 опытов на точке) на трёх уровнях. Средняя скорость движения воды на высоте 150, 202 и 340 м была равна 0.42, 0.41 и 0.46 см/сек соответственно. Диапазон изменений этой величины составил от 0.15 до 0.60 см/с, а средняя скорость перемещения воды в коре таяния равнялась 0.0042 м/с . Эта величина принята для расчета поверхностного стока в коре таяния без учета микроручьев. Предположительно, образование микроручьев — это эффективный механизм усиления стока в коре таяния, когда происходит её насыщение водой. При этом запас воды в коре непосредственно связан с величиной суточной абляции льда и скоростью перемещения воды в порах.

Абляция льда на леднике описывается высотной зависимостью, близкой к линейной функции (Чернов и др., 2019; Сидорова и др., 2019). Для оценочного расчета абляции определен модуль среднесуточной величины высотного градиента абляции — 0.06 мм в.э./м за сутки, или 0.06 кг/м за сутки. Значение суточной абляции на некоторой высоте ледника h можно оценить линейной функцией:

$$A = A_0 + a \cdot H, \quad (1)$$

где H — перепад высот между высотой снеговой линии в данный момент и h (м); A_0 — величина суточной абляции на уровне снеговой линии, выраженная в количестве талой воды, образующейся на площади в 1 м² за сутки, принятой равной 7 мм в.э., или 7 кг для уровня 400 м (из расчета средней величины абляции на этой высоте).

Масса талой воды движется по леднику, и её величина должна увеличиваться нелинейно, так как на более низких уровнях величина абляции больше. Масса талой воды, протекающей через 1 погонный метр на высоте h , должна соответствовать суммарному суточному таянию льда выше по линии тока, в противном случае талая вода должна накапливаться на поверхности льда. Интегрируя (1), получим выражение для массы воды на высоте h или, иначе, количество воды, протекающей на этом уровне через 1 погонный метр поперечного профиля за сутки:

$$Pa = A_0 \cdot H + 1/2 \cdot a \cdot H^2 \quad (2)$$

Масса воды, текущей в коре таяния, равна произведению водозапаса в коре таяния и средней скорости движения воды в ней — mv , где m — водозапас (кг), v — скорость движения воды (м/с). Однако избыток воды высачивается в виде микроручьев в ложбины между ледяными буграми, поэтому сток за сутки в микроручьях $P_{\text{руч}}$ равен разности массы воды от таяния льда за сутки (2) и массы воды, протекающей через кору таяния за сутки $m \cdot v \cdot t$ (кг·м/сут). Здесь величина t — сутки (сек).

$$P_{\text{руч}} = A_0 \cdot H + 1/2 \cdot a \cdot H^2 - m \cdot v \cdot t \quad (3)$$

Суточный расход воды, протекающий в микроручьях на 1 пог. метр за сутки, равен отношению $P_{\text{руч}}$ и плотности воды ρ ($\rho = 1000$ кг/м³). Таким образом, по мере удаления от снеговой линии расход воды в микроручьях будет расти пропорционально H^2 . При этом увеличение водозапаса в коре таяния m снижает величину стока в микроручьях, так как часть воды продолжает медленно двигаться в порах коры. Расчёт доли суточного стока воды в микроручьях в зависимости от запаса воды в коре таяния показан на рис. 4. При возрастании величины суточной абляции на уровне снеговой линии в два раза (до 14 мм в.э.)

доля стока в микроручьях увеличивается в среднем на 20%. При развитой коре таяния и значительном запасе воды в ней (см. рис. 4, кривые 1 и 2) заметное влияние на сток обнаруживается лишь в нижней части ледника на его языке. В центральной и верхней частях ледника поверхностный сток полностью идёт в толще коры таяния. Именно это состояние ледника наблюдалось в конце августа 2017 и 2019 гг. (см. рис. 3), когда на большей части ледниковой поверхности отсутствовали микроручья. Они отмечены лишь на языке ледника, где толщина коры таяния уменьшается, а количество воды в ней превысило величину её водозапаса. В условиях слабо развитой коры таяния (см. рис. 3, 2021 г.) талая вода движется преимущественно в микроручьях (см. рис. 4, кривые 4 и 5).

Расчёты показали важные различия характера движения талой воды в двух системах поверхностного стока. Однако они не дают представления о соотношении величины стока между ними. В конце летнего сезона по мере сокращения площади ледника, покрытого снежным покровом, происходит деградация гидросети. Предположено, что величина стока в коре таяния увеличивается с расширением площади открытого льда при отступании снеговой линии. Расчёт таяния снега и льда по мере подъёма снеговой линии с учётом изменения площади, покрытой снегом, проведён на основе данных о температуре воздуха над ледником, приведенной к высоте 200 м. Предположено, что суточное таяние тождественно суточному стоку. Это вполне очевидно для руслового стока, так как при средней скорости транзита талой воды в руслах около 1 м/с время добега талой воды составляет 1–1.5 часа, но лишь приблизительно соответствует суточному стоку в коре таяния и микроручьях, где скорости движения талой воды меньше. В последнем случае, величина суточного стока в коре таяния определяется погодными условиями предыдущих дней.

Расчёт поверхностного стока представлен на рис. 5. Величина суточного таяния и соответственно поверхностного стока рассчитана с учётом коэффициента таяния, который получен экспериментально на высоте 200 м по измерениям температуры воздуха логгером, абляции льда и влажного снега. В расчёте плотность влажного снега принята равной 0.45 г/см³ (по измерениям в летний период), что почти вдвое меньше плотности ледникового льда.

Результаты показывают, что в июле преобладает русловый сток, так как велика площадь ледника, закрытого сезонным снегом. В августе растёт величина стока в коре таяния, площадь которой пропорциональна открытой площади ледника. Суммарный поверхностный сток за два летних месяца на 15–17% меньше величины летней абляции на

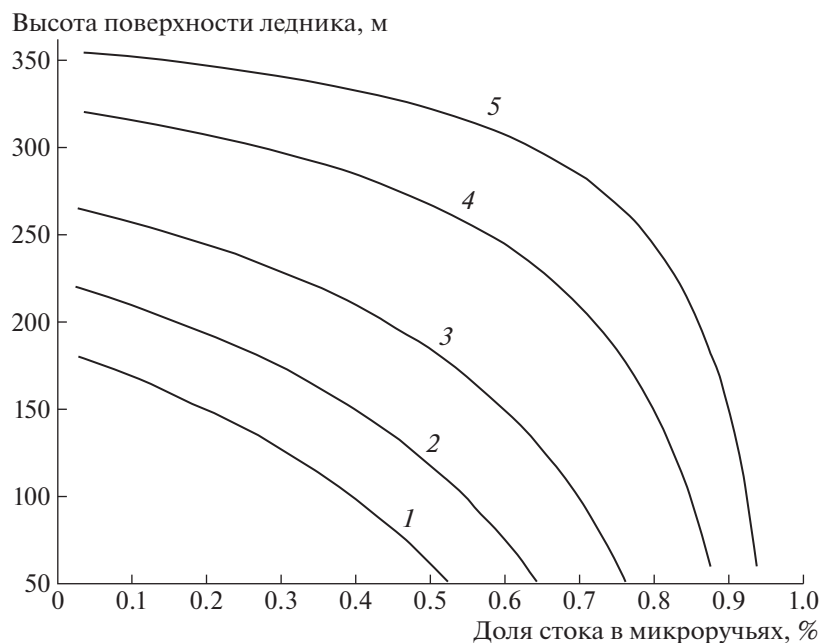


Рис. 4. Доля микроручьев в поверхностном стоке в зависимости от высоты поверхности ледника для разного запаса воды в коре таяния: 1 — 8 мм; 2 — 6 мм; 3 — 4 мм; 4 — 2 мм; 5 — 1 мм.

Fig. 4. The proportion of microstreams in the surface runoff depending on the height of the glacier surface for different water reserves weathering crust: 1 — 8 mm; 2 — 6 mm; 3 — 4 mm; 4 — 2 mm; 5 — 1 mm.

леднике, установленной гляциологическими методами. Этот результат выглядит правдоподобным, так как в расчёте не учитывается таяние, которое продолжается в сентябре и не учтена небольшая величина стока по внутренним каналам ледника, которая составляет (2–3%).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

В условиях Западного Шпицбергена летние дни с ясной погодой сравнительно редки, формирование мощного слоя коры таяния на ледниках наблюдается часто. Измерения толщины коры таяния выявило заметные различия в оценках, приведённых ранее в отечественной литературе для ледников умеренных широт (Гляциологический словарь, 1984). На вершинах бугров толщина коры таяния часто превышала 20 см. По-видимому, уровень рассеянной солнечной радиации в условиях продолжительного светового дня — важный фактор для формирования мощного слоя пористого льда (см. рис. 3).

Открытым вопросом остаётся водосодержание этого слоя, так как редкие измерения уровня воды в нем дают лишь приближённую оценку. Тем не менее, величина пористости коры таяния не вызывает сомнений, так как измерения совпадают со значениями других авторов (Голубев, 1976; Cooper et al., 2018). Даже если на отдельных участках микрорельефа кора таяния будет полностью

наполнена водой до поверхности льда, при средней толщине коры около 15 см запас воды в коре таяния не превысит 30 мм. Отмечено, что водозапас в коре таяния и скорость горизонтального перемещения воды через кору таяния слабо различаются на разных высотах ледника, то есть эта составляющая поверхностного стока в типичных условиях сравнительно стабильна.

Значительные изменения этой величины могут наблюдаться лишь в периоды продолжительных дождей, когда кора таяния не формируется на леднике и исчезает в течение нескольких суток. Тогда поверхностный сток в области абляции выглядит иначе, в отсутствии коры таяния происходило зарождение небольших русел водотоков непосредственно на льду. Талая вода формировала новую гидросеть в ложбинах между ледяными буграми. В остальных случаях возникновение новых русел фактически всегда связано со структурными неоднородностями на поверхности ледника, препятствующими стоку, как, например, со смкнутыми трещинами.

Питание водой из коры таяния гидросети несущественно, что может быть особенностью исследуемого ледника — широкого и пологого. Поступление воды из коры таяния может заметно повлиять лишь на расход воды в малых водотоках, так как вполне очевидно, что водотоки дренируют свою береговую зону и забирают воду из коры таяния. Расчёт показывает, что за счёт дренирова-

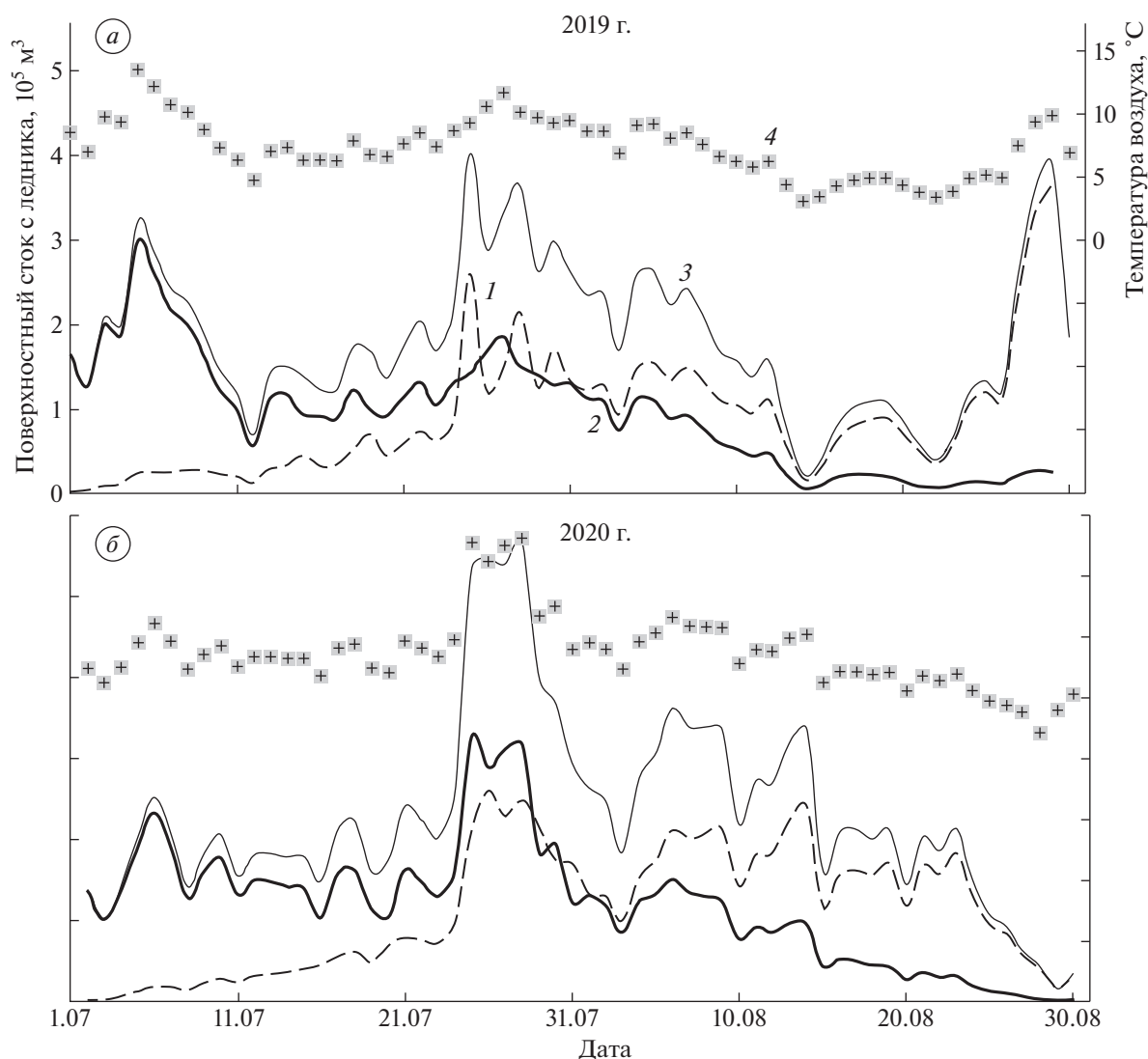


Рис. 5. Поверхностный сток ледника Восточный Гренфьорд и температура воздуха (пос. Баренцбург): 1 – поверхностный сток в коре таяния; 2 – в гидросети; 3 – суммарный сток; 4 – средняя суточная температура воздуха (Баренцбург).

Fig. 5. Surface runoff of the East Grenfjord Glacier and air temperature (Barentsburg settlement): 1 – the weathering crust; 2 – hydronetwork; 3 – total runoff; 4 – average daily air temperature (Barentsburg).

ния берегов расход воды в водотоке длиной 2–3 км (с расходом около 200 л/сут) увеличивается лишь на 2–3%. Для крупных водотоков этот фактор фактически не значим.

Отмечено, что гидросеть водотоков формируется в период активного снеготаяния и по мере подъёма снеговой линии и исчезновения снеговых болот постепенно деградирует. К концу лета на языке ледника фактически отсутствуют небольшие водотоки, так как суточная абляция льда приводит к понижению поверхности ледника на 2–3 см в сутки, поэтому русла водотоков, не обеспеченных водой, исчезают достаточно быстро, в течение нескольких суток. При этом крупные водотоки сохраняются на протяжении всего лета,

так как они выработали себе глубокие русла в период летних паводков (см. рис 1, в). В отличие от русловой сети водотоков, кора таяния формируется постоянно и ежесуточно обновляется вместе с понижением поверхности ледника при воздействии погодных условий.

Представления о поверхностном стоке в двух системах, дренирующих разные зоны ледника, позволяют провести сравнения их режима стока. Результаты расчёта поверхностного стока показывают, что пока идёт активное снеготаяние, преобладает русловый сток (см. рис. 5). В июле величина поверхностного стока в руслах в среднем составляет $150000 \text{ м}^3/\text{сут}$, а в пике достигает $300000 \text{ м}^3/\text{сут}$. В конце июля–начале августа соотношение пло-

шадей ледника, покрытого снежным покровом и открытого льда, изменяются настолько, что поверхностный сток в коре таяния начинает преобладать.

По сообщению гидролога К.В. Ромашова (ААНИИ) в 2019/20 г. максимальные величины стока наблюдались в периоды резкого повышения температуры воздуха в последней декаде июля. После этого русловой сток постепенно снижался к концу августа до малых значений. Подобную картину качественно отображает график поверхностного стока (см. рис. 5). Общая величина стока соответствует гляциологическим данным — изменениям стока в гидросети на леднике (см. рис. 5). 20 августа 2019 г. расход воды в реке у ледника не превышал $0.5\text{--}0.7\text{ м}^3/\text{с}$, что соответствует расчётной величине суточного стока в этот день.

Отмечено, что в конце летнего периода гидросеть водотоков деградирует, и значительная масса талой воды движется вниз по леднику в коре таяния и микроручьях. Поверхность ледника представляет собой огромное пространство с редкими водотоками, которое аккумулирует воду на всей площади. Так как характер движения талой воды изменяется в течение сезона, то для гидрологических расчётов важны изменения режима поверхностного стока на полярных ледниках.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрены характеристики стока талой воды на поверхности ледника Восточный Гренфьорд (Западный Шпицберген), который представлен двумя системами — гидросетью ледниковых водотоков и корой таяния. Они обеспечивают отток талой воды из различных областей ледника. Водотоки отводят талую воду от границы снеговой линии и дренируют снежные болота. Сток в коре таяния определяется перемещением воды в толще пористого слоя льда, в микроручьях на поверхности ледника и охватывает область открытой поверхности ледника ниже снеговой линии.

В период активного таяния в ледниковых водотоках скорость транзита воды в значительной степени регулируется меандрированием их русел и для водотоков различного масштаба она находится в узком диапазоне $1.0\text{--}1.2\text{ м/с}$. Сток непосредственно в коре таяния происходит с небольшой скоростью около 0.004 м/с ; на основе полевых измерений не выявлено заметных пространственных различий этой величины. Поверхностный сток на льду должен непрерывно увеличиваться по мере движения талой воды вниз по леднику пропорционально росту абляции. Показано, что в зависимости от возможного максимального запаса воды в коре таяния, с определенного уровня на поверхности ледника формируются микроручьи,

которые дренируют избыток талой воды в коре таяния. Их доля в стоке увеличивается вниз по леднику и становится преобладающей на языке ледника. Оценка величины поверхностного стока в обеих системах указывает, что соотношение объёмов суточного стока изменяется в течение лета по мере подъёма снеговой линии и изменения интенсивности суточного таяния. В июле объём стока определяется преимущественно гидросетью водотоков, но в конце летнего сезона, когда снеговая линия поднимается в верховья ледника, сток в коре таяния становится преобладающим.

Благодарности. Полевые работы проводились в рамках комплексных исследований гляциологической экспедиции Института географии РАН на Шпицбергене. Анализ данных выполнен в рамках темы государственного задания Института географии РАН 0148-2019-0004/AAAA-A19-119022190172-5 (FMGE-2019-0004) “Оледенение и сопутствующие природные процессы при изменениях климата”. Автор благодарит за помощь в проведении полевых исследований сотрудника ААНИИ О.Р. Сидорову.

Acknowledgments. Field work was carried out as part of a comprehensive study of the glaciological expedition on Svalbard of the Institute of Geography of the RAS. The data analysis was carried out within the framework of the state task of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences 0148-2019-0004/AAAA-A19-119022190172-5 (FMGE-2019-0004). The author would like to thank O.R. Sidorova (AARI) for her help in conducting field research.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борисик А.Л., Новиков А.Л., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Веркулич С.Р. Стрoение 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>
- Вишницова Т.В., Чернов Р.А. Пространственное распределение снежного покрова и поле температур в верхнем слое политермического ледника // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 373–380.
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-3-373-380>
- Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я. Вода в ледниках. Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований. М.: Изд-во ГЕОС, 2014. 528 с.
- Гляциологический словарь. Под ред. В.М. Котлякова. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 527 с.
- Голубев Г.Н. Гидрология ледников. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 247 с.
- Загороднов В.С., Зотиков И.А. Внутриледниковые каналы // МГИ. 1981. № 41. С. 200–202.
- Мавлюдов Б.Р. Особенности дренажных систем некоторых ледников Шпицбергена // МГИ. Вып. 95. 2003. С. 141–147.

- Ромашова К.В., Чернов Р.А., Василевич И.И. Исследование ледникового стока рек в бассейне залива Гренфьорд (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>
- Сидорова О.Р., Тарасов Г.В., Веркулич С.Р., Чернов Р.А. Изменчивость поверхностной абляции горных ледников Западного Шпицбергена // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 4. С. 438–448. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-4-438-448>
- Соловьянова И.Ю., Мавлюдов Б.Р. Некоторые особенности распространения поверхностных водотоков на ледниках о. Западный Шпицберген // Комплексные исследования природы Шпицбергена. 2004. Вып. 4. С. 216–229.
- Ходаков В.Г., Гохман В.В. Механизм формирования русел водотоков во льду // МГИ. 1984. № 51. С. 63–66.
- Чернов Р.А. О развитии поверхностных водотоков на ледниках Западного Шпицбергена // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Изд-во Кольского науч. центра РАН. 2003. № 3. С. 151–155.
- Чернов Р.А., Кудиков А.В., Вишневца Т.В., Осокин Н.И. Оценка поверхностной абляции и баланса массы ледника Восточный Гренфьорд (Западный Шпицберген) // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 1. С. 59–66.
- Чернов Р.А., Муравьев А.Я. Современные изменения площади ледников западной части Земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген) // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 4. С. 462–472. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-4-462-472>
- Chernov R.A., Muraviev A.Ya., Topoleva A.N. Degradation of the mountain glaciation of Prins Karls Forland (Svalbard) // Earth's Cryosphere. 2019. V. XXIII. № 5. P. 62–69. <https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2019-5>
- Colgan W., Rajaram H., Anderson R., Phillips T., Joughin I. The annual glaciohydrology cycle in the ablation zone of the Greenland ice sheet: Part 1. Hydrology model. 2011. Journ. of Glaciology. 2011. V. 57. № 204. P. 697–709.
- Cooper M.G., Smith L.C., Rennermalm A.K., Miede C., Pitcher L.H., Ryan J.C., Yang K., Cooley S.W. Meltwater storage in low-density near-surface bare ice in the Greenland ice sheet ablation zone // Journ. of Cryosphere. 2018. № 12. P. 955–970. <https://doi.org/10.5194/tc-12-955-2018>
- Fountain A.G., Walder J.S. Water flow through temperature glaciers // Rev. Geophys. 1998. № 36 (3). P. 299–328.
- Karlstrom L., Gajjar P., Manga M. Meander formation in supraglacial streams // Journ. of Geophys. Research. Earth surface. 2013. V. 118. P. 1–11.
- Knighton A.D. Channel form and flow characteristics of supraglacial streams, Austre Okstindbreen, Norway // Arctic and Alpine Research. 1981. № 13 (3). P. 295–306.
- Mcgrath D., Colgan W., Steffen K., Lauffenburger P., Balog J. Assessing the summer water budget of a moulin basin in the Sermeq Avannarleq ablation region, Greenland ice sheet // Journ. of Glaciology. 2011. V. 57. № 205. P. 954–963.
- Nuth C., Kohler J., König M., von Deschwanden A. Decadal changes from a multi-temporal glacier inventory of Svalbard // The Cryosphere. 2013. V. 7. P. 1603–1621.
- Parker G. Meandering of supraglacial melt streams // Water Resources. 1975. № 11 (4). P. 551–552.
- Shreve R.L. Movement of water in glaciers // Journ. of Glaciology. 1972. № 11. P. 205–214.
- Weather in Barentsburg // Электронный ресурс. URL: <http://tp5.ru/> (дата обращения: 01.10.2021).

Citation: Chernov R.A. Study of characteristics of the supraglacial runoff of the Austre Grønfjordbreen, Spitsbergen. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (1): 48–59 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423010040

Study of Characteristics of the Supraglacial Runoff of the Austre Grønfjordbreen, Spitsbergen

R. A. Chernov

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
e-mail: rob31@mail.ru

Surface runoff on the glacier is represented by two aquifers: a hydro-network of streams and a porous layer of melting crust in which meltwater moves. The first one transfers water from the snowmelt zone, and the second one drains the ablation area. Data on the state of the melting crust at various levels of the glacier and the speed of water movement in it had been obtained. The water store in the melting crust were estimated, the effect of daily ablation on the runoff in the pores and micro-streams was shown. With a limited water supply in the melting crust, the increase in runoff takes place due to the formation of micro-streams having no channels. As the distance from the snow line increases and the ablation becomes more intensive, the portion of streams becomes greater. Observations on the glacier made at different levels showed a qualitative agreement with our estimates. As for the hydro-network, water discharges in watercourses of various sizes and the rate of water transit in them were estimated. It is shown that the meandering of the channels results in regulation of the rate of water transit. For small streams with water flow rate smaller than 200 l/s, this speed turned out

to be 0.98 ± 0.25 m/s, for larger streams it was equal to 1.20 ± 0.11 m/s. Calculations of snow and ice melt based on the air temperature above the glacier made possible to estimate the channel runoff in both, the hydro-network, and the weathering crust. During the period of active snowmelt, when the snow line moves lower, the main contribution to the surface runoff is made by the hydro-network of watercourses. As the snow line rises and the area of open ice increases, the share of runoff in the weathering crust increases. By the end of the summer period, runoff in the weathering crust becomes predominant.

Keywords: Glacier, surface meltwater runoff, supraglacial streams, meandering, meltwater transit rate, weathering crust, microstreams

REFERENCES

- Borisik A.L., Novikov A.L., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Verkulich S.R. The structure and dynamics of the Aldegonda glacier (Western Spitsbergen) according to the data of repeated georadar studies in 1999, 2018 and 2019. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021, 61 (1): 26–37 [In Russian].
<https://doi.org/10.31857/S2076673421010069>.
- Vshivtseva T.V., Chernov R.A. Spatial distribution of snow cover and temperature in the upper layer of a polythermal glacier. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (3): 373–380 [In Russian].
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-3-373-380>
- Glazovsky A.F., Macheret U.Y. Water in glaciers. Methods and results of geophysical and remote sensing. Moscow: GEOS, 2014: 528 p. [In Russian].
- Kotlyakov V.M. Ed. *Glyaciologicheskij slovar'*. Glaciological dictionary. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984: 527 p. [In Russian].
- Golubev G.N. *Gidrologiya lednikov*. Hydrology of glaciers. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1976: 247 p. [In Russian].
- Zagorodnov V.S., Zotikov I.A. Intraglacial channels. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1981, 41: 200–202 [In Russian].
- Mavlyudov B.R. Features of drainage systems of some Svalbard glaciers. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2003, 95: 141–147 [In Russian].
- Romashova K.V., Chernov R.A., Vasilevich I.I. Study of the glacial runoff of rivers in the Grönfjord basin (Western Svalbard). *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2019, 65 (1): 34–45 [In Russian].
<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-1-34-45>
- Sidorova O.R., Tarasov G.V., Verkulich S.R., Chernov R.A. Variability of surface ablation of mountain glaciers in Western Svalbard. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2019, 65 (4): 438–448 [In Russian].
<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-4-438-448>
- Solovyanova I.Yu., Mavlyudov B.R. Some features of the distribution of surface streams on the glaciers of West Spitsbergen. *Kompleksnye issledovaniya prirody Shpicbergena*. Comprehensive studies of the nature of Svalbard. 2004, 4: 216–229 [In Russian].
- Khodakov V.G., Gokhman V.V. Mechanism of formation of water streams in ice. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1984, 51: 63–66 [In Russian].
- Chernov R.A. On the development of surface streams on the glaciers of Western Svalbard. *Kompleksnye issledovaniya prirody Shpicbergena*. Comprehensive studies of the nature of Svalbard. Proc. of the Russian Academy of Sciences. 2003, 3: 151–155 [In Russian].
- Chernov R.A., Kudikov A.V., Vshivtseva T.V., Osokin N.I. Estimation of the surface ablation and mass balance of Austre Grönfjordbreen (Spitsbergen). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 59 (1): 59–66 [In Russian].
- Chernov R.A., Muraviev A.Y. Contemporary changes in the area of glaciers in the western part of the Nordenskjöld Land (Svalbard). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (4): 462–472 [In Russian].
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-4-462-472>.
- Chernov R.A., Muraviev A.Ya., Topoleva A.N. Degradation of the mountain glaciation of Prins Karls Forland (Svalbard). *Earth's Cryosphere*. 2019, XXIII (5): 62–69.
[https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2019-5\(62-69\)](https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2019-5(62-69)).
- Colgan W., Rajaram H., Anderson R., Phillips T., Joughin I. The annual glaciology cycle in the ablation zone of the Greenland ice sheet: Part 1. Hydrology model. 2011. *Journ. of Glaciology*. 2011, 57 (204), 697–709.
- Cooper M.G., Smith L.C., Rennermalm A.K., Miede C., Pitcher L.H., Ryan J.C., Yang K., Cooley S.W. Meltwater storage in low-density near-surface bare ice in the Greenland ice sheet ablation zone. *Journ. of Cryosphere*. 2018, 12: 955–970.
<https://doi.org/10.5194/tc-12-955-2018>.
- Fountain A.G., Walder J.S. Water flow through temperature glaciers. *Rev. Geophysics*. 1998, 36 (3): 299–328.
- Karlstrom L., Gajjar P., Manga M. Meander formation in supraglacial streams. *Journ. of Geophys. Research: Earth surface*. 2013, 118: 1–11.
- Knighton A.D. Channel form and flow characteristics of supraglacial streams, Austre Okstindbreen, Norway. *Arctic and Alpine Research*, 1981, 13 (3): 295–306.
- Mcgrath D., Colgan W., Steffen K., Lauffenburger P., Balog J. Assessing the summer water budget of a moulin basin in the Sermeq Avannarleq ablation region, Greenland ice sheet. *Journ. of Glaciology*. 2011, 57 (205): 954–963.
- Nuth C., Kohler J., König M., Deschwanden A., Hagen J.O., Kääb A., Moholdt G., Pettersson R. Decadal changes from a multi-temporal glacier inventory of Svalbard. *The Cryosphere*. 2013, 7: 1603–1621.
- Parker G. Meandering of supraglacial melt streams. *Water Resources*. 1975, 11 (4): 551–552.
- Shreve R.L. Movement of water in glaciers. *Journ. of Glaciology*. 1972, 11: 205–214.
- Weather in Barentsburg: <http://rp5.ru/> (last access: 01.10.2021).