

РАСЧЕТ СОСТАВЛЯЮЩИХ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА ЛЕДНИКА АЛЬДЕГОНДА (ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН) В ПЕРИОД АБЛЯЦИИ ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ 2019 ГОДА

У.В. Прохорова¹, А.В. Терехов¹, Б.В. Иванов^{1,2}, С.Р. Веркулич¹

¹ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,
199397, С.-Петербург, ул. Беринга, 38, Россия; uliana@niersc.spb.ru, antonvterekhov@gmail.com, verkulich@aari.ru

² Санкт-Петербургский государственный университет,
199011, С.-Петербург, Университетская наб., 7/9, Россия; b_ivanov@aari.ru

Рассчитаны компоненты теплового баланса поверхности для горно-долинного ледника Альдегонда (о. Западный Шпицберген) на основе физической модели с распределенными параметрами. В качестве исходных использованы данные метеорологических и актинометрических наблюдений на леднике в период абляции 2019 г., цифровая модель рельефа, а также данные дистанционного зондирования для оценки отражательных характеристик поверхности. В результате моделирования получено пространственное распределение значений потока тепла, затрачиваемого на таяние, с разрешением в одни сутки. По расчетам, средний за период радиационный баланс составил 89 Вт/м², что примерно на порядок больше притока тепла от турбулентных потоков (11 Вт/м²). Для верификации результатов использованы данные гляциологического масс-балансового мониторинга на основе абляционных реек. Показано, что прогнозируемые величины слоя стаявшего льда достаточно хорошо согласуются с измерениями по рейкам. Несмотря на то что модель систематически завышает величину таяния, среднее по леднику значение не выходит за пределы доверительного интервала наблюдаемой величины.

Ключевые слова: Шпицберген, горный ледник, абляция, тепловой баланс, физическое моделирование.

CALCULATION OF THE HEAT BALANCE COMPONENTS OF THE ALDEGONDA GLACIER (WESTERN SPITSBERGEN) DURING THE ABLATION PERIOD ACCORDING TO THE OBSERVATIONS OF 2019

U. V. Prokhorova¹, A. V. Terekhov¹, B. V. Ivanov^{1,2}, S. R. Verkulich¹

¹ Arctic and Antarctic Research Institute, Bering str. 38, St. Petersburg, 199397, Russia; uliana@niersc.spb.ru

² Saint Petersburg State University, Universitetskaya emb. 7/9, St. Petersburg, 199011, Russia

Surface heat balance components have been calculated for the mountain valley Aldegonda Glacier (West Spitsbergen Island) based on a physical model with distributed parameters. The meteorological and actinometric observations on the glacier during the ablation period of 2019, a digital elevation model, as well as the remote sensing data needed for assessment of the reflective characteristics of the surface have been used as the input data. As a result of modeling, a spatial distribution of the values of the heat flux spent on melting with a resolution of one day has been obtained. According to the calculations, the average radiation balance for the period has been 89 W/m², which is approximately an order of magnitude higher than the heat inflow from turbulent flows (11 W/m²). The obtained results have been verified using data on the glaciological mass balance monitoring based on ablation stakes. Predicted thickness of melted ice layer is in good agreement with the measurements on ablation stakes. The model systematically overestimates the magnitude of ice melt, but the glacier-average value remains within the confidence interval of the observed value.

Key words: Svalbard, mountain glacier, glacier ablation, heat balance, physical modelling.

ВВЕДЕНИЕ

На протяжении последних десятилетий в районе архипелага Шпицберген наблюдается устойчивое потепление, темпы которого превышают среднемировые из-за эффектов “арктического усиления” [Nordli et al., 2014; Gjeltén et al., 2016; Isaksen et al., 2016]. Количество атмосферных осадков также имеет тенденцию роста, но выраженную в гораздо меньшей степени [Førland et al., 2020], вследствие чего зимнее снегонакопление на ледниках архипелага не способно компенсировать их летнее таяние. Поэтому общий баланс массы оледенения архипелага Шпицберген де-

монстрирует отрицательный тренд и составляет (-7 ± 4) млрд т/год (без учета откалывания айсбергов от выводных ледников) [Schuler et al., 2020]. В свете этих фактов мониторинг и прогнозирование масс-балансовых характеристик ледников архипелага, безусловно, являются актуальными научными задачами.

В настоящее время для оценки абляции арктических ледников используются модели, базирующиеся на эмпирической зависимости таяния от температуры воздуха [Кренке, Ходаков, 1966; Чернов и др., 2019; Ohmura, 2001; Hock, 2003] и дающие

интегральную оценку абляции по всему леднику, и модели, в основе которых лежит уравнение теплового баланса ледника [Hock, 2005]. Последние требуют большого количества пространственно распределенных параметров и используются реже в связи с меньшим количеством проводимых на ледниках актинометрических наблюдений, а также из-за трудностей оценки турбулентных потоков и отражательных характеристик поверхности. Тем не менее теплбалансовые модели для сезонных и межгодовых оценок баланса массы применялись и демонстрировали хорошие результаты для ледников на севере Канады [Wheler, Flowers, 2011], в швейцарских Альпах [Klok, Oerlemans, 2002], на Кавказе [Волошина, 1966, 2001; Рец и др., 2011; Торопов и др., 2018] и на Западном Шпицбергене [Священников, Рагулина, 2010; Arnold et al., 2006; Van Pelt, 2012; Karner et al., 2013].

Теплбалансовые модели абляции, базирующиеся на термодинамическом подходе, позволяют количественно охарактеризовать вклад того или иного метеорологического параметра в таяние на поверхности ледника и выявить механизмы взаимодействия между элементами климатической системы (криосфера–атмосфера).

В работе изложены результаты оценки составляющих теплового баланса поверхности ледника Альдегонда, выполненной на основе данных натуральных экспериментов в августе 2019 г. Тепловой баланс рассчитан с применением теплбалан-

совой модели с шагом одни сутки. Полученное по результатам моделирования пространственное распределение абляции сравнивалось с данными гляциологических измерений по абляционным рейкам за тот же период. Ледник Альдегонда типичен по своим размерам и диапазону высот для центральной части о. Западный Шпицберген, где сокращение оледенения происходит наиболее быстрыми темпами, поэтому полученные результаты можно экстраполировать на всю горно-ледниковую систему архипелага.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Горно-долинный ледник Альдегонда (норв. *Aldegondabreen*) расположен на западном берегу залива Грэн-фьорд, остров Западный Шпицберген (рис. 1). Почти вся поверхность ледника расположена в высотном интервале от ~120 до 450 м над уровнем моря, максимальные отметки достигают 600 м. Поверхность ледника достаточно однородна с точки зрения рельефа и расчленена слабо, в основном несколькими продольными водотоками. Рельеф не имеет резких перепадов уклона или ледопадов, несколько трещин имеются только в самых верховьях. По наблюдениям авторов, признаки интенсивного движения льда отсутствуют. Небольшая площадь ледника ($5.54 \pm 0.28 \text{ км}^2$ на момент исследования) и близость от населенного пункта Баренцбург, где расположена логистическая база Российского научного центра на архипе-

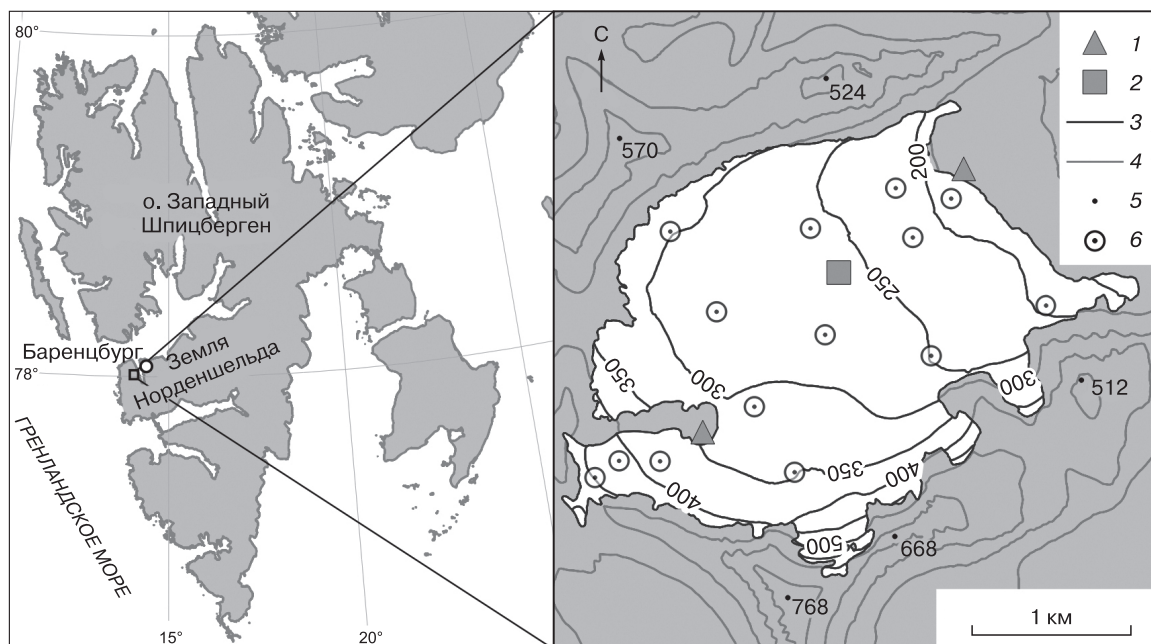


Рис. 1. Схема расположения ледника Альдегонда и сети наблюдений на нем:

1 – постоянно действующие автоматические метеорологические станции; 2 – теплбалансовая мачта в августе 2019 г.; 3 – изогипсы поверхности ледника; 4, 5 – изогипсы окружающего рельефа, а также отметки его высот (высоты даны от уровня моря по данным ЦМР ArcticDEM на 2013 г.); 6 – абляционные рейки.

лаге, предопределили его выбор в качестве объекта ежегодного масс-балансового мониторинга на основе измерений с помощью абляционных реек. Последнее обстоятельство дает возможность верифицировать результаты моделирования, представленные в данной работе. Высотный диапазон ледника условно разбит на 50-метровые интервалы; 14 абляционных реек расставлены по поверхности ледника таким образом, чтобы в каждый из интервалов попадала хотя бы одна рейка (см. рис. 1). В наибольших по площади высотных интервалах установлено несколько реек, чтобы учесть возможные неравномерности затенения скальным обрамлением, а также неоднородности рельефа. Это позволяет проанализировать не только зависимость величины слоя таяния от высоты, но и особенности его пространственного распределения.

По данным метеостанции Росгидромета, расположенной в пос. Баренцбург, в последние десятилетия средние значения приземной температуры воздуха летних месяцев и начала осени (июнь–сентябрь) являются положительными. Примерно в этот же период активное таяние ледников происходит и в районе залива Грэн-фьорд. На леднике Альдегонда снежный покров сходит практически полностью к третьей декаде июля, вся ледовая поверхность оказывается ниже снеговой линии к концу лета.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Оценка составляющих теплового баланса и величин абляции на поверхности ледника Альдегонда в августе 2019 г. проведена на основе физической модели с пространственно распределенными параметрами. Исходные метеорологические данные были получены во время натурных наблюдений, выполненных авторами в Российской научной арктической экспедиции на архипелаге Шпицберген (РАЭ-Ш), Государственного научного центра Российской Федерации “Арктический и антарктический научно-исследовательский институт” (ГНЦ РФ АНИИ) в августе 2019 г.

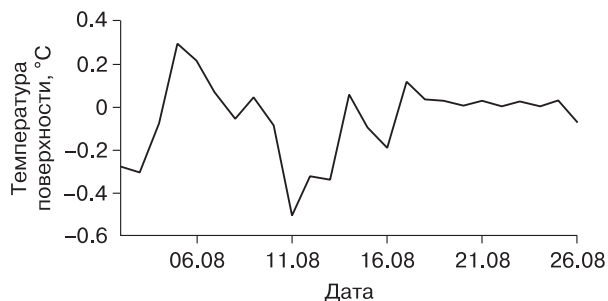


Рис. 2. Межсуточная изменчивость ИК температуры поверхности ледника Альдегонда за период наблюдений 2019 г. в точке установки ТБМ.

Натурные данные и их интерполяция. Теплобалансовые наблюдения выполнялись в августе в условиях отсутствия на поверхности снежного покрова.

Основной объем исходных для моделирования данных получен при помощи теплобалансовой мачты (ТБМ), установленной в центральной части ледника, на высоте около 260 м над уровнем моря в период со 2 по 26 августа 2019 г. Место установки было признано репрезентативным, поскольку поверхность ледника здесь максимально однородна, относительно плоская и не затенена склонами (см. рис. 1). ТБМ оснащена актинометрическими датчиками для оценки коротко- и длинноволновых составляющих радиационного баланса поверхности. К ним относятся: пиранометры Янишевского М-80, фиксирующие суммарную (приходящую) и отраженную солнечную радиацию в спектральном диапазоне 330–2800 нм, а также инфракрасные (ИК) радиометры APOGEE, позволяющие измерить температуру (°C) поверхности ледника и воздуха, на основе последних было рассчитано нисходящее длинноволновое излучение атмосферы. Для оценки турбулентного теплообмена между поверхностью ледника и атмосферой ТБМ была оснащена датчиками температуры воздуха, атмосферного давления, относительной влажности и скорости ветра из комплекта автоматических метеостанций (АМС) HOBO. Регистрация данных производилась логгерами LICOR-1400 и Campbell Scientific с дискретностью 5 минут.

Экстраполяция данных о температуре воздуха, относительной влажности и атмосферном давлении на всю поверхность ледника осуществлялась с привлечением цифровой модели рельефа (ЦМР) ArcticDEM на 2013 г., охватывающей без пропусков всю площадь поверхности ледника и прилегающие борта долины, а также значения вертикальных градиентов указанных метеорологических величин. Вертикальные градиенты были оценены с помощью двух АМС HOBO, установленных на перекрытых мореной выходах скальных пород в нижней части ледника и в районе его вершины (см. рис. 1). Метеостанции были оснащены датчиками температуры и относительной влажности воздуха, скорости и направления ветра, атмосферного давления. Станции работают круглогодично, с дискретностью измерений 1 ч.

Один из немногих метеорологических параметров, который вводится в модель нераспределенным, т. е. постоянным по всей поверхности ледника, – это скорость приземного ветра (моделирование поля ветра по поверхности ледника представляет собой самостоятельную и крайне сложную задачу). Температура таящей поверхности ледника, вследствие своих незначительных изменений (от -0.4 до $+0.3$ °C) по измерениям на ТБМ (рис. 2), была принята постоянной и равной

0 °С. Парциальное давление также принималось константой (6.11 гПа).

Расчет величин таяния на основе модели.

Для оценки величин таяния используется уравнение теплового баланса поверхности. Затраты тепла на таяние оцениваются как остаточный член уравнения

$$A = Q(1 - \alpha) + I + P + LE + G, \quad (1)$$

где A – затраты тепла на таяние; Q – приходящая коротковолновая радиация; α – альbedo подстилающей поверхности; I – длинноволновый радиационный баланс; P, LE – вертикальные турбулентные потоки явного и скрытого тепла; G – поток тепла в глубь ледника. Временной шаг моделирования равен одним суткам, поэтому все потоки в уравнении (1) вычисляются как среднесуточные. Ниже рассмотрен расчет каждого из компонентов.

Коротковолновый баланс, представленный в уравнении (1) слагаемым $Q(1 - \alpha)$, определяется потоком приходящей коротковолновой радиации Q и отражательными характеристиками поверхности α . Для распространения значений приходящего потока, полученных в точке установки ТБМ, на всю поверхность ледника, необходимо учесть эффекты затенения и морфометрию рельефа (уклон и экспозицию). Авторами использовался алгоритм “Potential Incoming Solar Radiation”, реализованный в ГИС SAGA, который позволяет оценить освещенность рельефа в зависимости от астрономических факторов (зенитный и часовой угол Солнца, время его восхода и заката) и рельефа (уклон, экспозиция и затенение окружающими возвышенностями) [Böhner, Antonić, 2009]. Моделирование проводилось с шагом 15 мин. Измеренное на поверхности ледника значение Q сравнивалось с полученным в соответствующей точке модели, вычислялся масштабный коэффициент и на его основе корректировалось модельное поле. Полученное таким образом пространственное распределение среднесуточного потока коротковолновой радиации использовалось в дальнейших расчетах.

Альbedo поверхности ледника (α) очень неоднородно в пространстве и может существенно меняться во времени в зависимости от наличия или отсутствия свежеснежного покрова, а также от естественной загрязненности поверхности ледника [Ivanov, Svyashchennikov, 2015]. Поэтому точечные или маршрутные измерения на поверхности ледника не позволяют корректно оценить эти особенности. Логичным решением является оценка пространственного распределения величин альbedo с использованием спутниковой информации. Для этой цели были использованы безоблачные изображения, полученные спутником Landsat-8 второго уровня обработки с пространственным разрешением 30 м. Набор снимков на каждую дату содержит данные семи спектральных каналов оп-

тического диапазона, пересчитанные в величины коэффициентов спектральной яркости поверхности (англ. *surface reflectance*) путем устранения атмосферных эффектов и разности освещенности.

Для получения интегральной величины по значениям спектрального альbedo поверхности в отдельных диапазонах волн была использована формула, предложенная в работе [Liang, 2001] и адаптированная для спутника Landsat-8 [Naegeli et al., 2017]. Формула представляет собой уравнение множественной линейной регрессии, в котором предикторами выступают пять из семи спектральных каналов Landsat-8:

$$\alpha = 0.356b_2 + 0.130b_4 + 0.373b_5 + 0.085b_6 + 0.072b_7 - 0.0018, \quad (2)$$

где b_i – коэффициент спектральной яркости поверхности в i -м спектральном канале Landsat-8. В работе [Naegeli et al., 2019] показано, что такой расчет позволяет надежно получать альbedo поверхности горных ледников. Для дат между моментами съемки величины интегрального альbedo получены путем линейной интерполяции ближайших по времени снимков.

Длинноволновый баланс (или эффективное излучение земной поверхности – разность восходящего и нисходящего длинноволнового излучения) вычислялся по методике, описанной в [König-Langlo, Augsteine, 1994]. В соответствии с этим подходом длинноволновый баланс подстилающей поверхности равен

$$I = \varepsilon\sigma T_s^4 - \varepsilon_a(n, T, e)\sigma T^4, \quad (3)$$

где T_s – температура поверхности, К; ε – излучательная способность поверхности, принятая для льда 0.98; σ – постоянная Стефана–Больцмана, равная $5.669 \cdot 10^{-8}$ Вт/(м²·К⁴).

Однако, поскольку в период таяния температура поверхности ледника в используемой модели, по данным наблюдений, равна 0 °С (см. рис. 2), восходящее излучение (первое слагаемое уравнения (3)) было принято нами постоянным и равным 316 Вт/м².

Второе слагаемое уравнения (3) – нисходящее излучение атмосферы, где ε_a – излучательная способность атмосферы, являющаяся функцией количества облачности n , температуры воздуха T и упругости водяного пара e на высоте 2 м. Исчерпывающий обзор существующих подходов к оценке излучательной способности атмосферы приведен в работе [König-Langlo, Augsteine, 1994]. Нами использована эмпирическая зависимость, адаптированная авторами указанной статьи к условиям архипелага Шпицберген:

$$\varepsilon_a = a_k + b_k n,$$

где n – количество общей облачности по данным визуальных наблюдений, д.е.; a_k, b_k – эмпирические

коэффициенты ($a_k = 0.765, b_k = 0.22$). Для интерполяции значений по всей поверхности ледника также учитывался градиент температуры воздуха с высотой, который был вычислен по данным АМС, установленных в верхней и нижней частях ледника (см. рис. 1). Размеры морены, на которой установлена верхняя АМС, невелики, а нижняя АМС расположена в непосредственной близости к леднику, поэтому есть все основания предполагать, что измеренный температурный градиент такой же, как надо льдом.

Для расчета турбулентных потоков явного (P) и скрытого (LE) тепла использовался метод, изложенный в работе [Munro, 1990], основанный на полуэмпирической теории турбулентности Монина–Обухова. Этот подход успешно применялся для моделирования таяния горных ледников, а результаты представлены в ряде работ [Hock, 2005; Wheler, Flowers, 2011]. Для оценки величин P, LE применяются аэродинамические формулы, в которые входят значения скорости ветра, температуры и относительной влажности воздуха на одной высоте над поверхностью (z) и значения метеохарактеристик на поверхности (s):

$$P = C_H \rho_a \rho_a u_z (T_z - T_s),$$

$$LE = C_E L_v \rho_a u_z \left(\frac{0.622}{p} \right) (e_z - e_s),$$

где C_H, C_E – коэффициенты турбулентного теплообмена; ρ_a – плотность воздуха, рассчитанная на основе его температуры и давления; C_p – удельная теплоемкость воздуха ($C_p = 1010$ Дж/(кг·К)); L_v – скрытая теплота парообразования ($L_v = 2.514 \cdot 10^6$ Дж/кг). Скорость ветра u_z , температура воздуха T_z и давление p измерены на высоте $z = 1.6$ м. Величины T_s и e_s представляют собой температуру тающей поверхности и упругость водяного пара вблизи нее. Парциальное давление водяного пара на высоте z вычислялось на основе измеренной относительной влажности воздуха.

Коэффициенты турбулентного теплообмена рассчитываются по следующим формулам [Hock, Holmgren, 1996]:

$$C_{H,E} = \frac{k^2}{\left[\ln(z/z_M) - \Psi_M(z/L) \right] \left[\ln(z/z_{H,E}) - \Psi_{H,E}(z/L) \right]}, \quad (4)$$

где $k = 0.4$ – постоянная Кармана; $z_M, z_{H,E}$ – шероховатость поверхности для ветра, тепла и водяного пара; $\Psi_M, \Psi_{H,E}$ – универсальные функции; L – значение параметра Монина–Обухова. Значения шероховатости заданы авторами как $z_M = 10$ мм, $z_{H,E} = z_M/100$. Эти значения были выбраны авторами на основе обзора аналогичных расчетов, выполненных для условий поверхности других ледников [Wheler, Flowers, 2011].

Значения функций $\Psi_M, \Psi_{H,E}$ были рассчитаны в соответствии с работой [Beljaars, Holtslag, 1991] и характеризуют условия устойчивой стратификации приземного слоя воздуха, преобладающие над поверхностью ледников в летний сезон:

$$-\Psi_M = \frac{az}{L} + b \left(\frac{z-c}{L-d} \right) \exp \left(-d \frac{z}{L} \right) + \frac{bc}{d},$$

$$-\Psi_{H,E} = \left(1 + \frac{2az}{3L} \right)^{1.5} + b \left(\frac{z-c}{L-d} \right) \exp \left(-d \frac{z}{L} \right) + \frac{bc}{d} - 1,$$

где a, b, c, d – эмпирические коэффициенты равные 0.7, 0.75, 5.0, 0.35 соответственно. Авторы [Wheler, Flowers, 2011] показали, что эти значения функций универсальности дают приемлемый результат при моделировании абляции.

Для расчетов по приведенным выше формулам требуются значения параметра Монина–Обухова L , который был определен с помощью следующих выражений:

$$L = \frac{\rho C_p u_*^3 T_z}{kgP}; \quad (5)$$

$$u_* = \frac{ku_z}{\ln(z/z_M) - \Psi_M}, \quad (6)$$

где u_* – динамическая скорость.

Таким образом, расчет параметра Монина–Обухова требует знания искомого потока явного тепла. В таких случаях используется итерационная процедура. На первом шаге отношение z/L (функция устойчивости) полагается равным нулю, что упрощает формулу (4), и на основе этого считается приближенное значение потока явного тепла, которое затем подставляется в формулы (5), (6) для получения параметра Монина–Обухова. На следующей итерации значение L подставляется в формулу (4), и расчеты повторяются до тех пор, пока расчетное значение потока P не станет отличаться от значения, полученного на предыдущем шаге на величину 0.1 Вт/м².

В работе [Священников, Рагулина, 2010] анализируется изотермия, обнаруженная в верхнем слое ледника Альдегонда в период абляции, ее толщина составляет 40–50 см. При этом температура изотермического слоя соответствует температуре плавления льда. Это позволяет определять толщину растаявшего в течение суток слоя льда (в единицах водного эквивалента (в.э.)) по потоку тепла, затрачиваемого на таяние ледника:

$$A_i = \frac{N_i \rho_i \Delta h_i}{\Delta t_i},$$

где A_i – поток тепла, затрачиваемый на таяние, Вт/м²; N_i – удельная теплота плавления льда, принятая $3.33 \cdot 10^5$ Дж/кг; ρ_i – плотность льда, принимаемая равной 916.7 кг/м³; Δh_i – толщина растаявшего льда, мм в.э.; Δt_i – интервал времени, с.

Гляциологические данные. Для верификации результатов, полученных на основе моделирования, используются данные натурных наблюдений поверхности с помощью 14 абляционных реек [Исследования..., 2019], равномерно распределенных по поверхности ледника практически во всем его высотном диапазоне (см. рис. 1). Средние по площади ледника величины поверхностного таяния рассчитаны на основе высотного профиля абляции, полученного путем аппроксимации линейной зависимостью значений таяния на отдельных рейках. Средние значения в 50-метровых высотных интервалах умножаются на долю площади этой высотной зоны в общей площади ледника и суммируются.

Для расчета погрешности средних по леднику величин абляции льда была использована методика, подробно рассмотренная в работе [Klug et al., 2018]. Она включает два критерия: среднеквадратическое отклонение линейной высотной зависимости абляции относительно фактических измерений, а также точность и репрезентативность отсчетов по рейкам. Погрешность в оценке плотности льда не учитывается.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Количественная оценка составляющих теплового баланса и абляции льда. Как следует из рис. 3, а, б, среднесуточные положительные значения составляющих теплового баланса поверхности (коротковолновый баланс 2 и турбулентный теплообмен 4) имеют тенденцию к уменьшению своих абсолютных значений, что связано с сокращением продолжительности светового дня и понижением температуры воздуха. Длинноволновый баланс поверхности не имеет такой тенденции (см. рис. 3, б, 3), так как в большей степени определяется количеством облачности. Изменения по абсолютной величине энергии, затрачиваемой на таяние льда (см. рис. 3, а, 1), в целом повторяют колебания величины коротковолнового баланса поверхности, что наглядно демонстрирует его определяющую роль в таянии на поверхности ледника.

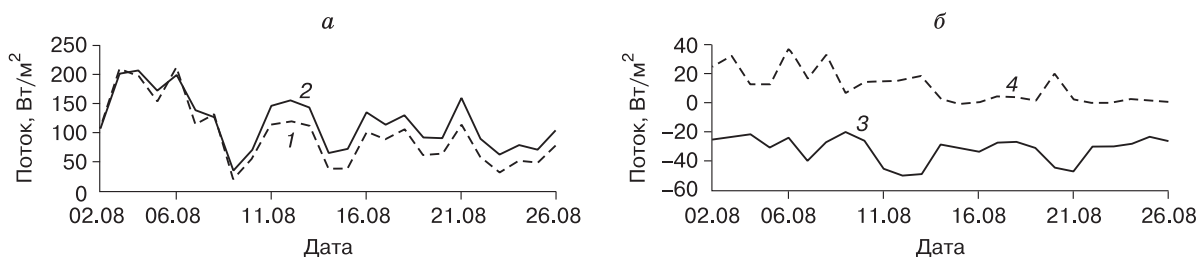


Рис. 3. Межсуточная изменчивость составляющих теплового баланса за период со 2 по 26 августа 2019 г.

а: затраты тепла на таяние льда (1), коротковолновый баланс (2); б: длинноволновый баланс (3), турбулентный теплообмен между атмосферой и подстилающей поверхностью (4).

Пространственное распределение составляющих радиационного баланса (среднемесячных величин) в период максимальной абляции представлено на рис. 4. Коротковолновый баланс, определяющийся величинами приходящей коротковолновой радиации (см. рис. 4, а) и альбедо (см. рис. 4, б), свидетельствует о том, что наибольший приток солнечной радиации приходится на северо-восточную часть ледника. Это объясняется азимутом и крутизной поверхности ледника, большей по сравнению с другими участками затененностью его южной части, а также минимальными величинами альбедо в районе языка и вдоль всего северного борта.

Длинноволновый баланс поверхности ледника в период абляции полностью определяется величиной противоизлучения атмосферы, поскольку направленное вверх длинноволновое излучение поверхности принято неизменным вследствие постоянства температуры тающего льда, полученной по данным инструментальных наблюдений. Из рис. 4, в следует, что противоизлучение атмосферы уменьшается с уменьшением высоты поверхности ледника над уровнем моря.

Максимальные величины таяния по модельным расчетам составили 1000–1200 мм в.э. за месяц, минимальные 200–300 мм в.э. за месяц. Согласно нашим расчетам, основным фактором, определяющим пространственные особенности таяния, является коротковолновый радиационный баланс поверхности ледника, поскольку он наиболее изменчив в пространстве. Именно поэтому характер пространственного распределения поверхностного таяния (рис. 5, а) во многом повторяет пространственные особенности распределения альбедо и приходящей солнечной радиации (см. рис. 4, а, б).

Существует несколько способов оценки количественного соотношения составляющих теплового баланса, различающихся тем, какую именно величину принимать за 100 %. Первый способ (используемый, например, в работе [Ohmura, 2001]) заключается в том, чтобы найти долю каждого из положительных компонентов баланса от их суммы. Соотношение компонентов, рассчитанное та-

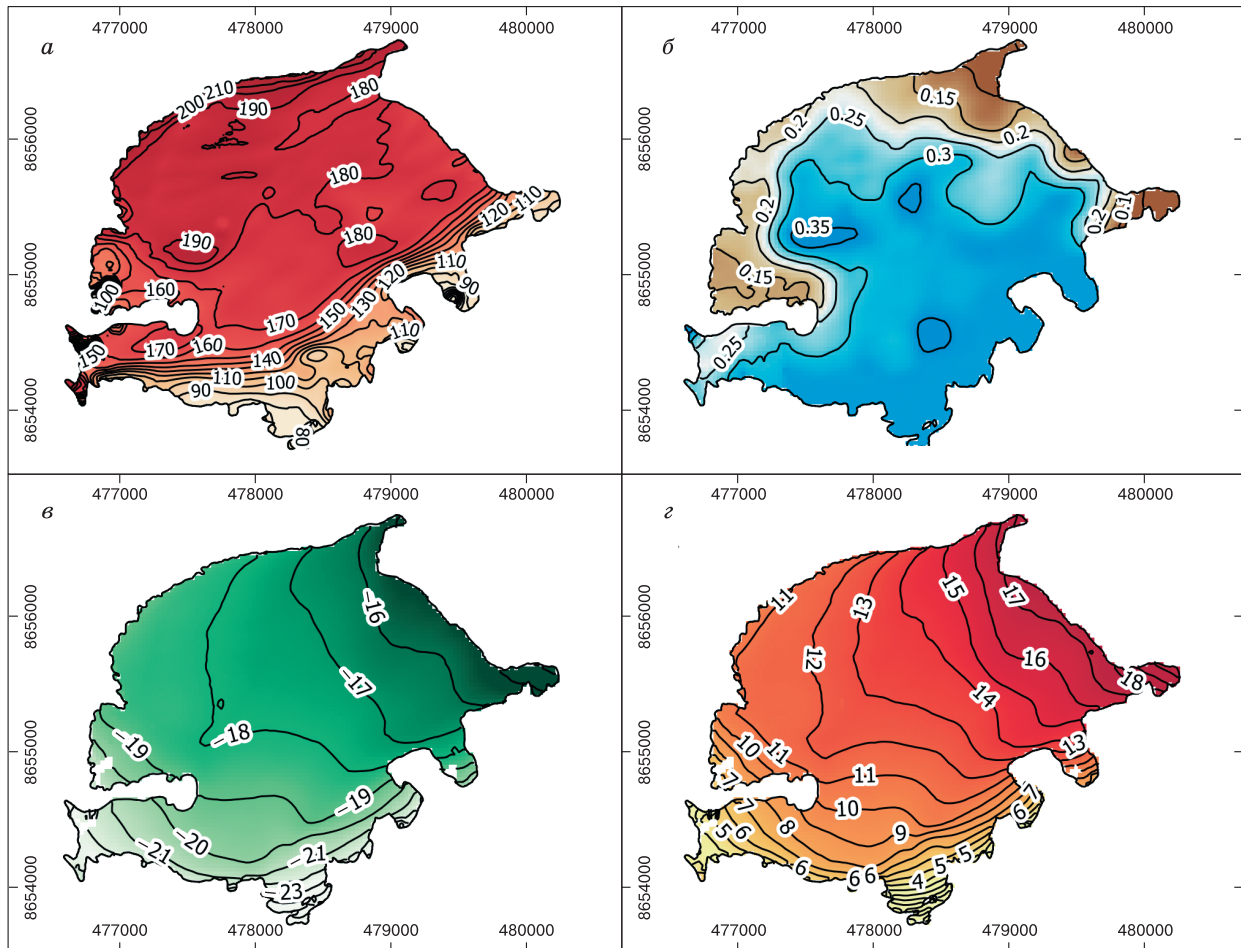


Рис. 4. Среднемесячные значения составляющих теплового баланса поверхности ледника Альдегонда в августе 2019 г.

a – проходящая коротковолновая радиация ($\text{Вт}/\text{м}^2$); *b* – альbedo подстилающей поверхности (д.е.); *v* – длинноволновый баланс поверхности ($\text{Вт}/\text{м}^2$); *z* – турбулентный теплообмен между подстилающей поверхностью и атмосферой ($\text{Вт}/\text{м}^2$). Координаты даны в проекции UTM (Universal Transverse Mercator), зона 33 на эллипсоиде WGS84.

ким образом, приведено в табл. 1. В рамках другого подхода [Торопов и др., 2018] полный радиационный баланс рассматривается в качестве отдельной составляющей, а турбулентные потоки – двумя другими. В сравнении с предыдущим способом доля турбулентных потоков сильно растет, поскольку радиационный баланс содержит в себе отрицательный компонент – длинноволновое излучение поверхности. Соотношение компонентов, рассчитанное таким образом, приведено в табл. 2.

В любом случае, турбулентный теплообмен (см. рис. 4, *z*, табл. 1, 2) вносит наименьший вклад, оцениваемый в 3 или 11 % в зависимости от способа расчета, что практически на порядок меньше вклада радиационного баланса. Аналогичный вывод сделан в работе Н.С. Арнольда с соавт. [Arnold et al., 2006] для ледника Ловен Средний, располо-

женного близ Нью-Алесунна (примерно в 100 км севернее Баренцбурга) и сопоставимого по размерам и диапазону высот с рассматриваемым авторами ледником.

Верификация модели. Для оценки точности использованной модели теплового баланса поверхности ледника сравним модельные расчеты величин таяния в точках установки абляционных реек и значения, полученные с помощью фактических измерений по этим же рейкам. Дополнительно рассчитаем среднее по поверхности ледника таяние, поскольку именно этот показатель является одной из основных характеристик баланса массы.

На рис. 5, *b* приведена диаграмма рассеяния, иллюстрирующая взаимосвязь между модельными и измеренными величинами таяния у абляционных реек. Уравнение линейной регрессии имеет

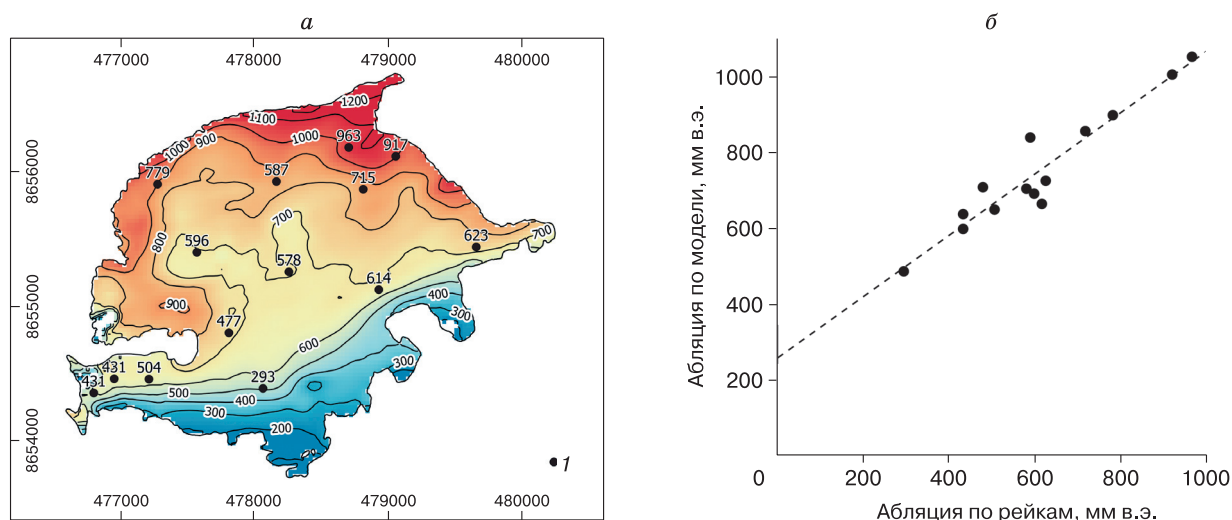


Рис. 5. Сравнение величин таяния на поверхности ледника Альдегонда в августе 2019 г. по модельным и натурным данным:

a – пространственное распределение таяния (мм в.э.); *1* – значения абляции по рейкам (координаты даны в проекции UTM, зона 33 на эллипсоиде WGS84); *б* – отклонения результатов моделирования от фактически измеренных значений.

вид $y = 0.81x + 257.97$, коэффициенты значимы ($p = 0.05$). Коэффициент корреляции составляет 0.95, коэффициент детерминации $R^2 = 0.90$. В среднем величина абляции на поверхности ледника, полученная на основе теплобалансовой модели, равна 698 мм в.э./месяц, по рейкам составляет (615 ± 150) мм в.э./месяц. Таким образом, модельные оценки среднего по всей поверхности ледника таяния попадают в доверительный интервал средней величины, рассчитанной на основе натуральных наблюдений.

Возможные источники ошибок модельных расчетов. Абсолютные значения разностей рассчитанных и измеренных величин таяния, по мнению авторов, недостаточно информативны для анализа источников ошибок, поскольку и те, и другие значения для перевода в единицы водного эквивалента умножаются на коэффициент перевода, равный отношению плотности льда к плотности воды. В данной работе плотность льда была принята максимально возможной (916.7 кг/м^3), хотя в общем случае лед на поверхности ледника менее плотный из-за включения пузырьков атмосферного воздуха. Использование другой величины плотности льда пропорционально уменьшит эти разности. Поэтому авторы попытались оценить ошибки модели в значениях теплового потока, а не толщины стаявшего слоя, исключив тем самым плотность льда как дополнительный вносящий погрешность фактор. С этой целью на основе фактически измеренных величин абляции рассчитано количество тепла, которое необходимо для того, чтобы обеспечить это таяние (рис. 6).

Из рис. 6, *a* следует, что, несмотря на высокое значение коэффициента корреляции, модель систематически завышает значения затрат на таяние льда относительно измеренных по абляционным рейкам, причем эта разность изменяется с изменением высоты поверхности ледника над уровнем моря (см. рис. 6, *б*). В нашем случае разность увеличивается примерно от 10 до 30 Вт/м². Объяснение можно привести следующее. Поскольку соотношение составляющих теплового баланса поверхности ледника таково, что его наибольшей положительной частью является приходящая коротковолновая солнечная радиация, модель становится наиболее чувствительной к погрешностям оценки именно этой составляющей. В частности,

Таблица 1. Соотношение компонентов теплового баланса ледника Альдегонда, рассчитанное в соответствии с [Ohmura et al., 2001]

| Поглощенная коротковолновая радиация | | Нисходящая длинноволновая радиация | | Сумма турбулентных потоков | |
|--------------------------------------|----|------------------------------------|----|----------------------------|---|
| Вт/м ² | % | Вт/м ² | % | Вт/м ² | % |
| 121 | 29 | 278 | 68 | 11 | 3 |

Таблица 2. Соотношение компонентов теплового баланса ледника Альдегонда, рассчитанное в соответствии с [Торопов и др., 2018]

| Радиационный баланс | | Поток явного тепла | | Поток скрытого тепла | |
|---------------------|----|--------------------|----|----------------------|---|
| Вт/м ² | % | Вт/м ² | % | Вт/м ² | % |
| 89 | 89 | 10 | 10 | 1 | 1 |

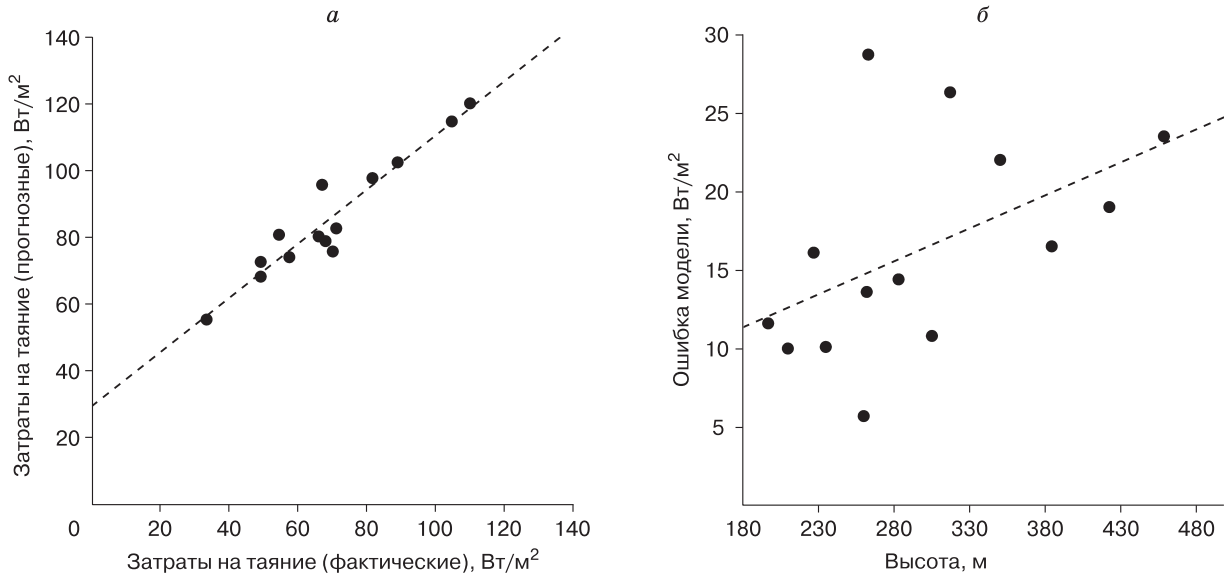


Рис. 6. Ошибка модели в единицах потока тепла:

а – отклонения результатов моделирования от фактически измеренных значений; *б* – их высотная зависимость.

значительную долю погрешности может вносить заниженное альbedo. Из-за особенностей экспозиции ледника и конфигурации обрамляющих его хребтов площадь затененных участков в это время года растет с высотой. Известно [Liang, 2001], что значения отражательной способности поверхности, полученные по спутниковым данным, могут быть несколько занижены на участках с низкой освещенностью. Тем не менее связать ошибки модели только с неточностью определения альbedo было не совсем корректно. При средней за период наблюдений величине коротковолновой радиации, приходящей на поверхность ледника ($\approx 250 \text{ Вт/м}^2$), систематическая погрешность расчета альbedo должна составлять в среднем по поверхности ледника величину не менее 10 %, что нереалистично.

Следующим наиболее возможным источником ошибок модели является тот факт, что в ней не учитывается структура поверхностного слоя льда, что имеет два следствия. Во-первых, не учитывается поток тепла вглубь от изотермического слоя к нижележащим слоям ледника вследствие его теплопроводности. Однако величина такого потока в период максимальной абляции горного ледника, расположенного в похожих климатических условиях, составляет не более -5 Вт/м^2 [Hock, Holmgren, 1996], что также само по себе не может объяснять всю ошибку модели, но может составлять некоторую ее часть. Во-вторых, в модели не учитывается проникновение коротковолновой солнечной радиации внутрь толщи льда (в радиационный активный слой). Значительная часть солнечной энергии, в первую очередь в ульт-

рафиолетовой и ближней инфракрасной частях спектра, поглощается непосредственно под поверхностью ледника, поскольку проникновение энергии в толщу экспоненциально убывает с глубиной в соответствии с законом Бугера–Ламберта. Однако некоторая часть коротковолновой радиации проникает ниже изотермического слоя, что вносит в рассматриваемую модель систематическую положительную ошибку, выявленную на основе натуральных данных.

Таким образом, дальнейшее развитие теплобалансовой модели таяния ледника авторы связывают с более детальным описанием (параметризацией) процессов, связанных с теплопередачей в глубь толщи ледника и с более реалистичным описанием плотности поверхностного слоя льда и его структуры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные модельные оценки пространственного распределения величин абляции сравнились с результатами натуральных измерений по абляционным рейкам за тот же период. Коэффициент корреляции составил 0.95, коэффициент детерминации $R^2 = 0.90$. Величина абляции поверхности ледника, полученная на основе теплобалансовой модели, в среднем составила 698 мм в.э./месяц, аналогичная величина по рейкам равна (615 ± 150) мм в.э./месяц. Таким образом, модельные оценки не выходят за пределы доверительного интервала оценок, полученных на основе натуральных наблюдений.

Согласно расчетам авторов, основным фактором, определяющим таяние, является радиацион-

ный баланс поверхности ледника, а турбулентный теплообмен вносит в таяние на порядок меньший вклад (3 или 11 % в зависимости от способа оценки соотношения компонентов). Близкий результат был получен и в ряде других работ [Arnold *et al.*, 2006; Van As, 2011; Jakobs *et al.*, 2019]. Характер пространственного распределения таяния во многом повторяет пространственные особенности распределения альbedo и приходящей солнечной радиации, поскольку именно для этих величин отмечена наибольшая изменчивость на поверхности ледника.

Благодарности. Авторы выражают благодарность участникам и руководству экспедиции “Шпицберген–2019” РАЭ-Ш за помощь в организации и выполнении сезонных полевых работ.

Работа выполнена в рамках темы 5.1.4 плана НИТР Росгидромета.

Литература

- Волошина А.П.** Тепловой баланс поверхности высокогорных ледников в летний период: на примере Эльбруса. М., Наука, 1966, 150 с.
- Волошина А.П.** Метеорология горных ледников // Материалы гляциол. исслед., 2001, вып. 92, с. 3–138.
- Исследования** современного состояния и анализ предшествовавших изменений характеристик природной среды архипелага Шпицберген: отчет о НИР (заключ.) / ААНИИ; науч. рук. Веркулич С.Р. Тема 1.5.3.7 ЦНТП Росгидромета на 2017–2019 гг. СПб., 2019, 247 с.
- Кренке А.Н., Ходаков В.Г.** О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха // Материалы гляциол. исслед., 1966, вып. 12, с. 153–164.
- Рец Е.П., Фролова Н.Л., Поповнин В.В.** Моделирование таяния поверхности горного ледника // Лед и снег, 2011, т. 51, № 4, с. 24–31.
- Священников П.Н., Рагулина Г.А.** Оценка поверхностного таяния ледника Альдегонда, арх. Шпицберген // Природа шельфа и архипелагов европейской Арктики. Комплексные исследования природы Шпицбергена. М., ГЕОС, 2010, с. 469–474.
- Торопов П.А., Шестакова А.А., Смирнов А.М., Поповнин В.В.** Оценка компонентов теплового баланса ледника Джанкуат (Центральный Кавказ) в период абляции в 2007–2015 годах // Криосфера Земли, 2018, т. XXII, № 4, с. 42–54.
- Чернов Р.А., Кудиков А.В., Вшивцева Т.В., Осокин Н.И.** Оценка поверхностной абляции и баланса массы ледника Восточный Грэнфьорд (Западный Шпицберген) // Лед и снег, 2019, т. 59, № 1, с. 59–66.
- Arnold N.S., Rees W.G., Hodson A.J., Kohler J.** Topographic controls on the surface energy balance of a high Arctic valley glacier // J. Geophys. Res.: Earth Surface, 2006, vol. 111, No. F2.
- Beljaars A.C.M., Holtslag A.A.M.** Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models // J. Appl. Meteor., 1991, vol. 30, p. 327–341.
- Böhner J., Antonić O.** Land-surface parameters specific to topoclimatology // Developm. Soil Science, 2009, vol. 33, p. 195–226.
- Førland E.J., Isaksen K., Lutz J. et al.** Measured and modeled historical precipitation trends for Svalbard // J. Hydrometeorol., 2020, vol. 21, p. 1279–1296. – <https://doi.org/10.1175/JHM-D-19-0252.1>
- Gjeltén H.M., Nordli Ø., Isaksen K.** Air temperature variations and gradients along the coast and fjords of western Spitsbergen // Polar Res., 2016, vol. 35, No. 1, DOI: 10.3402/polar.v35.29878.
- Hock R.** Temperature index melt modelling in mountain areas // J. Hydrol., 2003, vol. 282, p. 104–115.
- Hock R.** Glacier melt: a review of processes and their modelling // Progress in Phys. Geography, 2005, vol. 29, No. 3, p. 362–391.
- Hock R., Holmgren B.** Some aspects of energy balance and ablation of Storglaciären, northern Sweden // Geografiska Ann.: Ser. A. Phys. Geography, 1996, vol. 78, No. 2–3, p. 121–131.
- Isaksen K., Nordli Ø., Førland E.J. et al.** Recent warming on Spitsbergen – Influence of atmospheric circulation and sea ice cover // J. Geophys. Res. Atmos., 2016, vol. 121, No. 11, p. 913–931, DOI: 10.1002/2016JD025606.
- Ivanov B.V., Svyashchennikov P.N.** Albedo of the snow-glacier surface of Svalbard // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Phys., 2015, vol. 51, No. 9, p. 943–948.
- Jakobs C.L., Reijmer C.H., Kuipers Munneke P. et al.** Quantifying the snowmelt-albedo feedback at Neumayer Station, East Antarctica // The Cryosphere, 2019, vol. 13, No. 5, p. 1473–1485.
- Karner F., Obleitner F., Krismer T. et al.** A decade of energy and mass balance investigations on the glacier Kongsvegen, Svalbard // J. Geophys. Res.: Atmospheres, 2013, vol. 118, No. 10, p. 3986–4000. – <https://doi.org/10.1029/2012JD018342>
- Klok E., Oerlemans J.** Model study of the spatial distribution of the energy and mass balance of Morteratschgletscher, Switzerland // J. Glaciol., 2002, vol. 48 (163), p. 505–518, DOI: 10.3189/172756502781831133.
- Klug C., Bollmann E., Galos S.P. et al.** Geodetic reanalysis of annual glaciological mass balances (2001–2011) of Hintereisferner, Austria // The Cryosphere, 2018, vol. 12, p. 833–849. – <https://doi.org/10.5194/tc-12-833-2018>
- König-Langlo G., Augsteine E.** Parameterization of the downward long-wave radiation at the Earth’s surface in polar regions // Meteorologische Zeitschrift, 1994, vol. 3, No. 6, p. 343–347.
- Liang S.** Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I: Algorithms // Remote Sens. Environ., 2001, vol. 76, p. 213–238.
- Munro D.S.** Comparisons of melt energy computations and ablatometer measurements on melting ice and snow // Arct. Alp. Res., 1990, vol. 22 (2), p. 153–162.
- Naegeli K., Damm A., Huss M. et al.** Cross-comparison of albedo products for glacier surfaces derived from airborne and satellite (Sentinel-2 and Landsat 8) optical data // Remote Sens., 2017, vol. 9, p. 110.
- Naegeli K., Huss M., Hoelzle M.** Change detection of bare-ice albedo in the Swiss Alps // The Cryosphere, 2019, vol. 13, p. 397–412. – <https://doi.org/10.5194/tc-13-397-2019>
- Nordli Ø., Przybylak R., Ogilvie A.E.G., Isaksen K.** Long-term temperature trends and variability on Spitsbergen: the extended Svalbard Airport temperature series, 1898–2012 // Polar Res., 2014, vol. 33 (1), p. 21349, DOI: 10.3402/polar.v33.21349.
- Ohmura A.** Physical basis for the temperature-based melt-index method // J. Appl. Meteorol., 2001, vol. 40, p. 753–761.
- Schuler T.V., Kohler J., Elagina N. et al.** Reconciling Svalbard glacier mass balance // Frontiers in Earth Sci., 2020, vol. 8, article 156.

Van As D. Warming, glacier melt and surface energy budget from weather station observations in the Melville Bay region of northwest Greenland // *J. Glaciol.*, 2011, vol. 57, No. 202, p. 208–220.

Van Pelt W.J.J., Oerlemans J., Reijmer C.H. et al. Simulating melt, runoff and refreezing on Nordenskiöldbreen, Svalbard, using a coupled snow and energy balance model // *The Cryosphere*, 2012, vol. 6, p. 641–659.

Wheler B.A., Flowers G.E. Glacier subsurface heat-flux characterizations for energy-balance modelling in the Donjek Range, southwest Yukon, Canada // *J. Glaciol.*, 2011, vol. 57, No. 201, p. 121–133.

References

Voloshina A.P. Teplovoi balans poverhnosti visokogornikh lednikov v letniy period: na primere Elbrusa [Heat Balance of a Surface of High-mountain Glaciers During Summer Period: Case Study of Elbrus]. Moscow, Nauka, 1966, 150 p. (in Russian).

Voloshina A.P. Meteorology of the mountain glaciers. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy [Data of Glaciological Studies], 2001, No. 92, p. 3–138 (in Russian).

Issledovaniya sovremennogo sostoyaniya i analiz predshestvovavshikh izmeneniy kharakteristik prirodnoy sredy arhipelaga Shpitsbergen: otchet o NIR (zakliuch.) [The study of present-day state and the analysis of past changes of characteristics of Svalbard archipelago environment: Scientific report (final report). Scientific Report]. St. Petersburg, 2019, 247 p. (in Russian).

Krenke A.N., Khodakov V.G. On the connection between surface melting of glaciers and air temperature. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy [Data of Glaciological Studies], 1966, No. 12, p. 153–164 (in Russian).

Rets E.P., Frolova N.L., Popovnin V.V. Modelling of surface ablation of a mountain glacier. *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2011, vol. 51, No. 4, p. 24–31 (in Russian).

Svyaschennikov P.N., Ragulina G.A. Estimation of surface ablation of Aldegonda glacier, Svalbard archipelago. In: Priroda shelfov i arhipelagov evropeiskoi Arktiki. Kompleksnie issledovaniya prirodi Shpitsbergena [Nature of shelves and archipelagos of the European Arctic. Comprehensive studies of Svalbard nature]. Moscow, GEOS, p. 469–474 (in Russian).

Toropov P.A., Shestakova A.A., Smirnov A.M., Popovnin V.V. Evaluation of the components of the heat balance of the Djankuat glacier (Central Caucasus) during the period of ablation in 2007–2015. *Earth's Cryosphere*, 2018, vol. XXII, No. 4, p. 37–48.

Chernov R.A., Kudikov A.V., Vshivtseva T.V., Osokin N.I. Estimation of the surface ablation and mass balance of Eustre Grønfjordbreen (Spitsbergen). *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2019, vol. 59, No. 1, p. 59–66 (in Russian).

Arnold N.S., Rees W.G., Hodson A.J., Kohler J. Topographic controls on the surface energy balance of a high Arctic valley glacier. *J. Geophys. Res.: Earth Surface*, 2006, vol. 111, No. F2.

Beljaars A.C.M., Holtslag A.A.M. Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models. *J. Appl. Meteor.*, 1991, vol. 30, p. 327–341.

Böhner J., Antonic O. Land surface parameters specific to topo-climatology. *Developm. Soil Sciences*, 2009, vol. 33, p. 195–226.

Førland E.J., Isaksen K., Lutz J. et al. Measured and modeled historical precipitation trends for Svalbard. *J. Hydrometeor.*, 2020, vol. 21, p. 1279–1296.

Gjelten H.M., Nordli Ø., Isaksen K. et al. Air temperature variations and gradients along the coast and fjords of western Spitsbergen. *Polar Res.*, 2016, vol. 35, No. 1, DOI: 10.3402/polar.v35.29878.

Hock R. Temperature index melt modelling in mountain areas. *J. Hydrol.*, 2003, vol. 282, p. 104–115.

Hock R. Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Progress in Phys. Geography*, 2005, vol. 29, No. 3, p. 362–391.

Hock R., Holmgren B. Some aspects of energy balance and ablation of Storglaciaren, northern Sweden. *Geografiska Ann.: Ser. A. Phys. Geography*, 1996, vol. 78, No. 2–3, p. 121–131.

Isaksen K., Nordli Ø., Førland E.J. et al. Recent warming on Spitsbergen – Influence of atmospheric circulation and sea ice cover. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 2016, vol. 121, No. 11, p. 913–931.

Ivanov B.V., Svyaschennikov P.N. Albedo of the snow-glacier surface of Svalbard. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Phys.*, 2015, vol. 51, No. 9, p. 943–948.

Jakobs C.L., Reijmer C.H., Kuipers Munneke P. et al. Quantifying the snowmelt-albedo feedback at Neumayer Station, East Antarctica. *The Cryosphere*, 2019, vol. 13, No. 5, p. 1473–1485.

Karner F., Obleitner F., Krismer T. et al. A decade of energy and mass balance investigations on the glacier Kongsvegen, Svalbard. *J. Geophys. Res.: Atmospheres*, 2013, vol. 118, No. 10, p. 3986–4000.

Klok E., Oerlemans J. Model study of the spatial distribution of the energy and mass balance of Morteratschgletscher, Switzerland. *J. Glaciol.*, 2002, vol. 48 (163), p. 505–518.

Klug C., Bollmann E., Galos S.P. et al. Geodetic reanalysis of annual glaciological mass balances (2001–2011) of Hintereisferner, Austria. *The Cryosphere*, 2018, vol. 12, p. 833–849.

König-Langlo G., Augsteine E. Parameterization of the downward long-wave radiation at the Earth's surface in polar regions. *Meteorologische Zeitschrift*, 1994, vol. 3, No. 6, p. 343–347.

Liang S. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I: Algorithms. *Remote Sens. Environ.*, 2001, vol. 76, p. 213–238.

Munro D.S. Comparisons of melt energy computations and ablatometer measurements on melting ice and snow. *Arct. Alp. Res.*, 1990, vol. 22 (2), p. 153–162.

Naegeli K., Damm A., Huss M. et al. Cross-comparison of albedo products for glacier surfaces derived from airborne and satellite (Sentinel-2 and Landsat 8) optical data. *Remote Sens.*, 2017, vol. 9, p. 110.

Naegeli K., Huss M., Hoelzle M. Change detection of bare-ice albedo in the Swiss Alps. *The Cryosphere*, 2019, vol. 13, p. 397–412.

Nordli Ø., Przybylak R., Ogilvie A.E.G., Isaksen K. Long-term temperature trends and variability on Spitsbergen: the extended Svalbard Airport temperature series, 1898–2012. *Polar Res.*, 2014, vol. 33 (1), p. 21349.

Ohmura A. Physical basis for the temperature-based melt-index method. *J. Appl. Meteorol.*, 2001, vol. 40, p. 753–761.

Schuler T.V., Kohler J., Elagina N. et al. Reconciling Svalbard glacier mass balance. *Frontiers in Earth Sci.*, 2020, vol. 8, article 156.

Van As D. Warming, glacier melt and surface energy budget from weather station observations in the Melville Bay region of northwest Greenland. *J. Glaciol.*, 2011, vol. 57, No. 202, p. 208–220.

Van Pelt W.J.J., Oerlemans J., Reijmer C.H. et al. Simulating melt, runoff and refreezing on Nordenskiöldbreen, Svalbard, using a coupled snow and energy balance model. *The Cryosphere*, 2012, vol. 6, p. 641–659.

Wheler B.A., Flowers G.E. Glacier subsurface heat-flux characterizations for energy-balance modelling in the Donjek Range, southwest Yukon, Canada. *J. Glaciol.*, 2011, vol. 57, No. 201, p. 121–133.

Поступила в редакцию 22 сентября 2020 г., после доработки – 17 января 2021 г., принята к публикации 19 января 2021 г.