

УДК 556.53

25.00.00 Науки о Земле

РАСЧЕТ СКОРОСТИ ТАЯНИЯ УЧАСТКОВ ГОРНОГО ЛЕДНИКА, ПОКРЫТЫХ МОРЕННЫМ ЧЕХЛОМ

Рыбак Олег Олегович

Д.физ.-мат.н.

SPIN-код 9678-9709

1. Филиал Института природно-технических систем г. Сочи, Россия, главный научный сотрудник.
2. Сочинский научно-исследовательский центр РАН, г. Сочи, Россия, главный научный сотрудник.
1. 354024 г. Сочи, Курортный проспект, 99/18
2. 354000 г. Сочи, ул. Театральная, 8-а
o.o.rybak@gmail.com

Рыбак Елена Алексеевна

К.физ.-мат.н.

SPIN-код 9833-6628

1. Сочинский научно-исследовательский центр РАН, г. Сочи, Россия, вед. н. сотр.
2. Филиал Института природно-технических систем г. Сочи, Россия, вед. н. сотр.
1. 354024 г. Сочи, Курортный проспект, 99/18
2. 354000 г. Сочи, ул. Театральная, 8-а

Значительные участки областей таяния ледников во многих горных системах мира покрыты моренным материалом (моренным чехлом), который по своим теплофизическим характеристикам резко отличается от ледяной поверхности. Моренный чехол предопределяет интенсивность абляции и ледникового стока на занятых им частях ледников и, в зависимости от мощности чехла, ускоряет таяние или играет бронирующую роль. Для корректного описания скорости таяния в математической модели требуется введение блока для расчета теплообмена заморененной поверхности ледника с атмосферой. В настоящей статье рассматривается алгоритм расчета таяния льда под моренным чехлом, который дополняет ранее разработанную модель поверхностного баланса массы. Приводятся результаты расчетов распределения температуры в моренном чехле и оценки скоростей таяния под ним, рассчитанные для теплофизических свойств морены ледника Джанкуат на Центральном Кавказе

Ключевые слова: МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ, ЛЕД, ГОРНЫЙ ЛЕДНИК, КЛИМАТ, БАЛАНС МАССЫ, МОРЕНА, МОРЕННЫЙ ЧЕХОЛ, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАВКАЗ

Doi: 10.21515/1990-4665-133-078

UDC 556.53

Earth Sciences

CALCULATION OF MELTING RATE OF DEBRIS-COVERED AREAS OF A MOUNTAIN GLACIER

Rybak Oleg Olegovich

Doctor of Science (physics and mathematics)

1. Branch of the Institute of Natural and Technical Systems, Sochi, Russia; senior scientist
2. Sochi Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Sochi, Russia; senior scientist
1. 354024 Sochi, Kurortny Avenue, 99/18
2. 354000 Sochi, Theatralnaya, 8-a
orybak@vub.ac.be

Rybak Elena Alekseevna

Candidate of Science (physics and mathematics)

1. Sochi Research Center of the Russian Academy of Sciences, Sochi, Russia; lead scientist
2. Branch of the Institute of Natural and Technical Systems, Sochi, Russia; lead scientist
1. 354024 Sochi, Kurortny Avenue, 99/18
2. 354000 Sochi, Theatralnaya, 8-a

Considerable parts of the ablation zones of mountain glaciers in various mountain systems of the World are covered with rocks (debris). Heat and physical properties of debris layer are very different from those of ice. Debris layer determines ablation rate and ice run-off regime. Dependently on thickness, it can accelerate ablation or totally isolate ice cover from melting. To describe ablation rate in a mathematical model correctly, one needs to include in it a block responsible for heat exchange of debris-covered areas with the atmosphere. In the paper, we consider an algorithm for calculation of ablation rate under the layer of debris, which is to be incorporated to the surface mass balance model. We also describe results of calculations of temperature distribution in a debris layer and estimates of ablation rate under the latter. All calculations were carried out for heat and physical properties of Djankuat Glacier in the Central Caucasus

Keywords: MATHEMATICAL MODEL, ICE, MOUNTAIN GLACIER, CLIMATE, MASS BALANCE, MORAIN, DEBRIS COVER, CENTRAL CAUCASUS

Введение

Криосфера Земли является составной частью климатической системы планеты. Сокращение криосферы, в том числе площади горных ледников, представляет собой одно из самых наглядных проявлений глобального потепления. Горные ледники являются, по-видимому, наиболее уязвимой частью криосферы с точки зрения реакции на изменение климатических условий. Горные ледники регулируют речной сток. Так, до трети его годовой величины в горных и предгорных регионах приходится именно на ледниковый сток, доля которого в теплый период года может увеличиваться до 70% и даже более [6]. При этом ледниковый сток поступает в реки в период таяния ледников, который совпадает по времени по времени с вегетационным периодом, когда потребность в воде особенно велика. Сокращение горного оледенения опосредовано влияет на экономику горных и предгорных регионов. Согласно последним оценкам [3, 6], площадь ледников на северном склоне Большого Кавказа в XX в. сократилась более чем наполовину. В условиях изменяющегося климата тенденция к сокращению горного оледенения в этом регионе, вероятно, сохранится. В то же время надежные прогностические оценки эволюции горных ледников невозможны без применения математических моделей, а также без исследований тенденций изменений регионального климата и без мониторинга горного оледенения.

Значительные участки областей таяния ледников во многих горных системах мира, в том числе на Кавказе, покрыты обломочным и осыпным материалом различного генезиса. Поверхностная морена по своим теплофизическим характеристикам резко отличается от ледяной поверхности. Моренный чехол предопределяет интенсивность абляции и стока на занятых им частях ледников [7]. Если тонкий и дисперсный моренный покров не превышает некоторого критического значения (приблизительно 2 см), то его наличие способствует усилению абляции

через механизм уменьшения альбедо [10, 12, 13]. Так, если характерное альбедо льда лежит в пределах 0,2-0,4, то характерное альбедо осыпного материала 0,05-0,15. Если толщина моренного чехла превышает пороговое значение, абляция под ним снижается вследствие того, что моренный покров выполняет теплоизолирующую функцию. Здесь, заметим, необходимо принимать во внимание и пористость пород, слагающих моренный чехол [1].

В связи с тем, что на большинстве ледников не ведутся прямые метеорологические и масс-балансовые наблюдения, а исходные характеристики моренного чехла (толщина, пористость и другие теплофизические свойства) зачастую можно определить только приблизительно, результаты расчетов будут иметь некоторую неопределенность. Задача состоит в том, чтобы по возможности снизить ее величину. В этих целях нами была разработана относительно простая модель баланса массы на поверхности горного ледника. В ее основе лежат алгоритмы, описанные в [11], которые были несколько модифицированы (в частности было добавлено параметрическое описание потоков явного и скрытого тепла на незаморенных участках) [8, 9]. Программный код реализован на языке FORTRAN90. На текущем этапе работы код был верифицирован и проверен на реальных наблюдаемых данных. В настоящей статье описывается алгоритм расчета таяния льда под моренным чехлом, который дополняет модель [8, 9], а также приводятся результаты расчетов распределения температуры в моренном чехле и оценки скоростей таяния под ним, рассчитанные для теплофизических свойств морены ледника Джанкуат.

1. Объект исследования

Тестирование модели проводится для заморенных участков ледника Джанкуат. Ледник Джанкуат на Центральном Кавказе (рис. 1)

является уникальным природным объектом. Это один из немногих горных ледников в мире, где непрерывные масс-балансовые наблюдения продолжаются на протяжении последних пятидесяти лет. Его площадь – $2,7 \text{ км}^2$, площадь поверхностной морены (рис. 2) на нем по данным 2010 г. – чуть больше $0,3 \text{ км}^2$ [4]. Средняя площадь долинных и карово-долинных ледников, составляющих основную массу оледенения Центрального Кавказа, составляет, соответственно, $3,6$ и $1,6 \text{ км}^2$ при средней площади морены $0,3$ и $0,1 \text{ км}^2$ [4]. Другими словами, Джанкуат является репрезентативным, во всяком случае, типичным ледником в регионе.

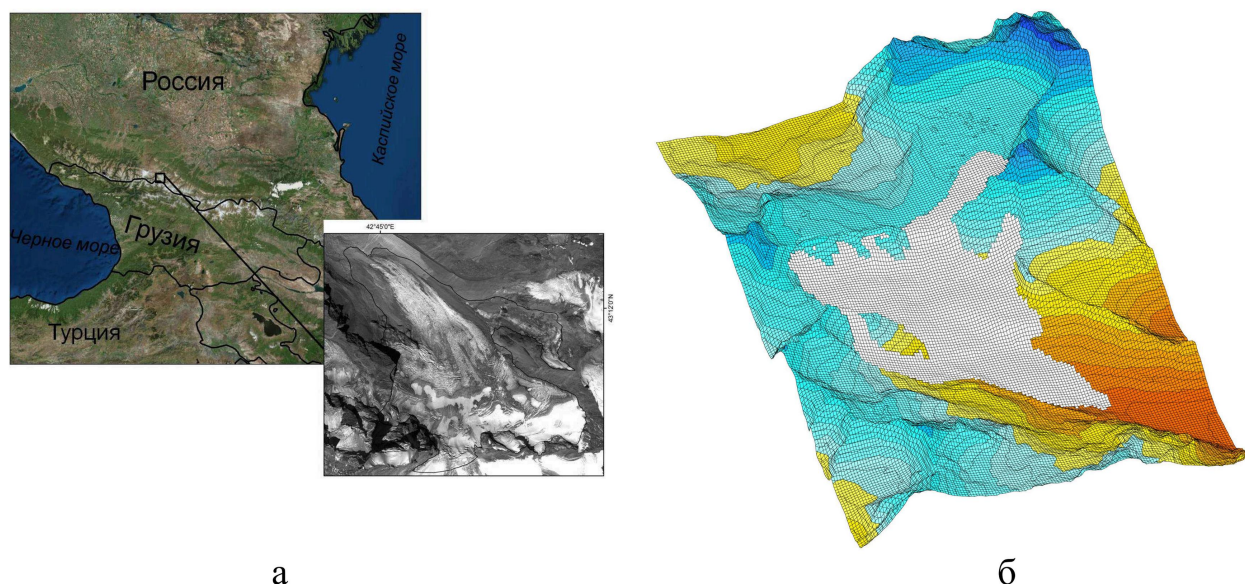


Рисунок 1 - Расположение ледника Джанкуат (а) и вид на него из космоса. Цифровая модель рельефа ледника и его окрестностей (б). Область, покрытая льдом, выделена серым цветом.

2. Энергетический баланс на заморенной поверхности

Формализация энергетического баланса на поверхности льда, свободной от моренного материала, рассмотрена в [8, 9]. Механизмы, определяющие энергетический баланс на заморенных участках, существенно от него отличаются. В первую очередь, это связано со свойствами самого моренного материала, значительно отличающихся от свойств льда. Речь, прежде всего, идет об альбедо поверхности,

характерные значения которого у материала, слагающего моренный чехол в несколько раз ниже, чем альбедо льда. Это приводит к повышенному, по сравнению со льдом, количеству поглощенной коротковолновой солнечной радиации. Большую роль играют также большая плотность, наличие пористости и т.д. В схематической форме потоки тепла на чистом и заморененных участках ледника показаны на рис. 2.

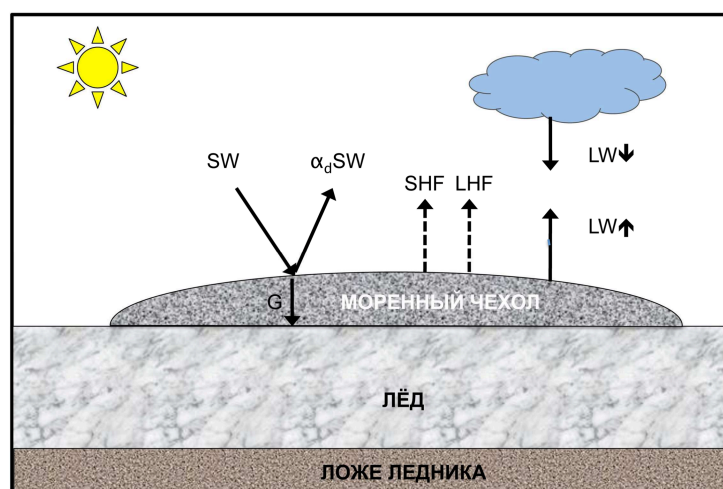


Рисунок 2 – Потоки тепла на поверхности ледника, покрытой моренным чехлом.

Формально энергетический баланс на поверхности моренного чехла, E , записывается как

$$E = SW(1 - \alpha_d) + E_{eff} + SHF + LHF + G. \quad (1)$$

Первый член в правой части в (1) представляет собой поглощенную коротковолновую радиацию, второй – излучение поверхности с учетом противоизлучения атмосферы, третий – поток явного турбулентного тепла, четвертый – поток скрытого турбулентного тепла. Поток коротковолновой радиации определяется в зависимости от широты местности, времени суток, прозрачности атмосферы, наклона поверхности. Эффективное излучение (баланс длинноволновой радиации – сумма длинноволнового излучения земной поверхности $LW \uparrow$ и противоизлучения атмосферы $LW \downarrow$ на рис. 2) рассчитывается по формуле Брента с учетом влияния

облачности:

$$E_{eff} = \sigma T_S^4 (a_1 + b_1 e^{1/2}) (1 - \bar{c}n), \quad (2)$$

где T_S – температура поверхности моренного чехла (K), n – балл облачности, который в настоящей работе выступает настраиваемым параметром, e – парциальное давление водяного пара в приземном слое воздуха (Н м^{-2}).

В ур. (1) не принимаются во внимание крайне незначительные по своему вкладу в тепловой баланс потоки тепла, например, поток тепла, который несет просачивающаяся дождевая вода.

Значения констант в ур. 2 и в последующих собраны в табл. 1.

Турбулентные потоки явного и скрытого тепла (SHF и LHF в ур. 1) рассчитываются по аэродинамическим (bulk) формулам, следуя, в целом, методике, изложенной в [14]. Сначала оценивается динамическая устойчивость приземного слоя и рассчитывается объемное число Ричардсона:

$$R_b = \frac{g(T_a - T_S)(z_a - z_{0m})}{T_m}, \quad (3)$$

где $T_m = (T_a + T_S)/2$ – средняя температура воздуха в приземном слое. Далее R_b используется для определения безразмерных функций устойчивости для момента, тепла и влаги (соответственно Φ_m , Φ_h и Φ_v). В случае устойчивого приземного слоя, $R_b \geq 0$

$$(\Phi_m \Phi_h)^{-1} = (\Phi_m \Phi_v)^{-1} = (1 - 5R_b)^2. \quad (4)$$

Если слой неустойчивый, $R_b < 0$, то

$$(\Phi_m \Phi_h)^{-1} = (\Phi_m \Phi_v)^{-1} = (1 - 16R_b)^{0.75}. \quad (5)$$

Далее, значения турбулентного потока явного тепла определяются в соответствии со следующими формулами:

$$SHF = \rho_a \frac{c_a k_{vk}^2 u (T_a - T_s)}{\left[\ln \left(\frac{z_a}{z_{0m}} \right) \right] \left[\ln \left(\frac{z_a}{z_{0v}} \right) \right]} (\Phi_m \Phi_h)^{-1}, \quad (6)$$

где теплоемкость $c_a = c_{ad}(1 + 0,84q_a)$, $\rho_a = p_a M_a / RT_a$ - плотность воздуха, $p_a = p_0 (1 - \gamma z / T_a)^{\frac{gM_a}{R\gamma}}$ - давление воздуха на высоте z . Поток скрытого тепла рассчитывается как

$$LHF = \rho_a \frac{L_v k_{vk}^2 u (q_a - q_s)}{\left[\ln \left(\frac{z_a}{z_{0m}} \right) \right] \left[\ln \left(\frac{z_a}{z_{0q}} \right) \right]} (\Phi_m \Phi_v)^{-1}, \quad (7)$$

где u – скорость приземного ветра, ms^{-1} , q_a и q_s – удельная влажность на высоте z_a и на поверхности (настраиваемые параметры), значения параметров шероховатости условно считаются равными z_{0m} . Поток скрытого тепла (7) отличен от нуля только в случае 100% -ной относительной влажности на поверхности моренного чехла [14]. Этот специальный случай не обсуждается в настоящей работе (его предполагается рассмотреть в дальнейшем), и, таким образом, LHF фактически не влияет на величину энергетического баланса.

G – тепло, поступающее вследствие контактного теплообмена в слой морены, или излучаемое им в атмосферу. Напомним, что в отличие от моренного слоя поверхностный слой льда (в том числе и под моренным чехлом) в нашей модели считается бесконечно тонким (т.н. скин-слой) [8]. Внутрь слоя морены (краевое условие на верхней границе) поступает тепло

$$G_s = k_d (dT_d / dz)_s, \quad (8)$$

которое у его нижней поверхности определяется как

$$G_b = k_d (dT_d / dz)_b. \quad (9)$$

Распределение температуры внутри моренного слоя, T_d , описывается

одномерным уравнением теплопроводности [1]:

$$\rho_d c_d \frac{\partial T_d}{\partial t} = k_d \frac{\partial^2 T_d}{\partial z^2}. \quad (10)$$

Теплоемкость, плотность и теплопроводность моренного материала рассчитываются, исходя из представления о моренном субстрате, как о смеси породы и воздуха (и, вообще говоря, воды) [1]:

$$\begin{aligned} c_d &= c_g(1 - \kappa) + c_a \kappa \\ \rho_d &= \rho_g(1 - \kappa) + \rho_a \kappa. \\ k_d &= k_g(1 - \kappa) + k_a \kappa \end{aligned} \quad (11)$$

Поскольку вторые слагаемые в правых частях (11) малы по сравнению с тремя первыми, они могут быть опущены.

Уравнение (10) решается численно, безусловно, устойчивым методом прогонки. Краевое условие (8) в конечно-разностной форме запишется как

$$G_s \approx k_d \left(\frac{T_d^{m=2} - T_s}{\Delta z} \right), \quad (12)$$

где m – номер узла в конечно-разностном разбиении моренного слоя, $m=1, \dots, M$ (рис. 3). Поскольку температура поверхности T_s входит в уравнения (2) и (6) для расчета потоков тепла на поверхности моренного чехла, то для определения граничного условия необходимо применить итеративный подход. Для этого используется метод Ньютона-Рафсона:

$$T_s^{N+1} = T_s^N - f(T_s^N) / f'(T_s^N), \quad (13)$$

где T_s^{N+1} - значение температуры на итерации $N+1$, $N=1, \dots, N_{\max}$; $f(T_s^N)$ - это сумма функций в правой части уравнения (1), а $f'(T_s^N)$ - соответственно ее производная.

Таблица 1 – Значения констант в уравнениях 1-12.

Параметр	Ед. измерения	Наименование	Значение
a_1	-	Параметр в ур. (2)	0,526
b_1	-	Параметр в ур. (2)	0,02057
$\bar{c}$	-	Параметр в ур. (2)	1,0
c_{ad}	Дж·кг ⁻¹ ·К ⁻¹	Удельная теплоемкость сухого воздуха	1005
c_g	Дж·кг ⁻¹ ·К ⁻¹	Теплоемкость морены	$1,25 \times 10^3$
c_i	Дж·кг ⁻¹ ·К ⁻¹	Теплоемкость льда	$1,88 \times 10^3$
k_d	Вт·м ⁻¹ ·К ⁻¹	Теплопроводность морены	2,8
k_{vk}	-	Постоянная Кармана	0,41
g	м с ⁻²	Ускорение свободного падения	9,81
L_m	Дж кг ⁻¹	Удельная теплота плавления	$3,35 \times 10^5$
L_v	Дж кг ⁻¹	Удельная теплота испарения	$2,476 \times 10^6$
M_a	кг моль ⁻¹	Молярная масса сухого воздуха	0,0296
$N_{\max}$	-	Максимальное число итераций при нахождении верхнего граничного условия в слое морены	100
p_0	Па	Стандартное давление на уровне моря	101325
R	Дж моль ⁻¹ К ⁻¹	Универсальная газовая постоянная	8,3145
T_0	К	Температура замерзания пресной воды	273,15
z_a	м	Условная толщина приземного слоя воздуха	2,0
z_{0m}	м	Шероховатость моренного чехла	0.01
α_g	-	Альбеда морены	0,10
γ	К м ⁻¹	Вертикальный градиент температуры воздуха	0,0065
ε	-	Постоянная в ур. Стефана-Больцмана	0,98
κ	-	Пористость морены	0,43
μ	°С	Точность расчетов температуры на верхней границе моренного чехла	0,01
ρ_a	кг м ⁻³	Плотность приземного воздуха	1,2754
ρ_g	кг м ⁻³	Плотность морены (гранит)	2600
ρ_i	кг м ⁻³	Плотность льда	910
σ	Вт м ⁻² К ⁻⁴	Постоянная Стефана-Больцмана	$5,67 \times 10^{-8}$

Значение температуры моренного субстрата в самом верхнем узле ($N=1$) является рассчитываемым граничным условием ($T_d^{N=1} = T_s$). Для остановки расчетов используется условие $|T_s^{N+1} - T_s^N| < \mu$. Если это условие не было достигнуто за заданное максимальное количество итераций $N_{\max}$,

то в качестве результата берется среднее значение последних двух итераций.

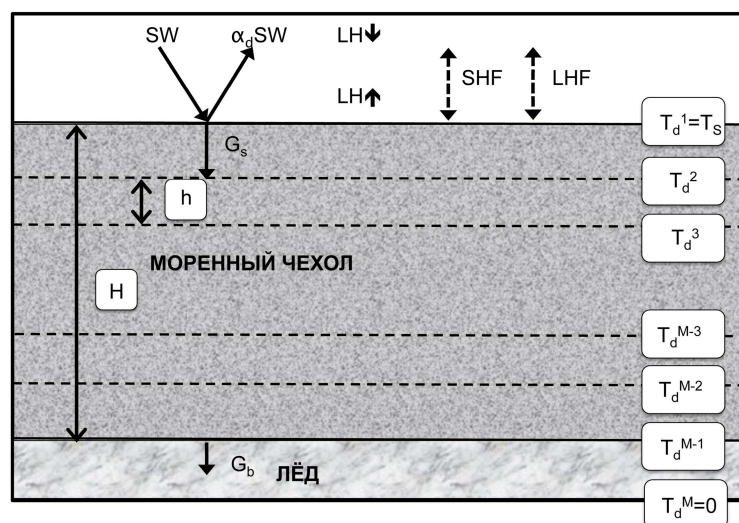


Рисунок 3 – Поток тепла на верхней поверхности моренного в его тоще и на нижней границе (моренный чехол – лед).

3. Расчет величины таяния льда под моренным чехлом

Количество талой воды M под моренным чехлом рассчитывается как

$$M = G_b / (\rho_i L_m), \quad (12)$$

где G_b – направленный вниз поток тепла на нижней границе чехла (9). Поскольку рассматривается теплоток под чехлом только для сезона абляции, то считается, что температура на поверхности льда под слоем морены постоянна в течение этого сезона и равна температуре таяния $T_I = T_0$.

Нами была проведена серия тестовых расчетов для условий июля 2007 г. Поскольку в дальнейшем разработанный блок расчетов таяния под моренным чехлом предполагается включить в общую модель динамики горного ледника и использовать в прогностических численных экспериментах, было целесообразно «привязать» расчетную приземную температуру воздуха над ледником к источнику данных за пределами ледника. В прогностических расчетах в качестве таковой предполагается использовать модельную температуру воздуха, которая в соответствии с

процедурой даунскейлинга должна трансформироваться от характерного пространственного масштаба несколько сот километров до пространственного масштаба, принятого в модели ледника (25 м) [5]. В настоящей работе в качестве внешнего по отношению к леднику источника, вместо результатов глобального климатического моделирования были использованы данные о среднесуточной температуре воздуха на сетевой гидрометеостанции (гмс) Терскол, приведенные к высоте 3000 м над уровнем моря (у.м.) [9]. Суточный ход приземной температуры воздуха (значения каждые 3 часа) задается простой гармонической формулой:

$$T_a = \bar{T}_a - \tilde{T}_a \cos\left(2\pi \frac{t}{24}\right), \quad (13)$$

где $\tilde{T}_a$ – суточная амплитуда; $t = 0, 3, 6, \dots, 21$ – время в часах, $\bar{T}_a$ – среднесуточное значение (в данном случае – приведенная к высоте 3000 м над у.м. температура на гмс Терскол). $\tilde{T}_a$ является настраиваемым параметром и определяется (параметризуется) в соответствии с метеонаблюдениями.

Скорость ветра, которая является критической величиной для расчета потоков турбулентного тепла, была задана, как постоянная величина (2 м с^{-1}). Расчеты производились для условий безоблачного неба. Характеристики моренного чехла (альбедо, плотность, теплопроводность, теплоемкость, пористость – см. табл. 1) соответствовали показателям ледника Джанкуат [1]. Отметим, что последняя характеристика – пористость – играет немаловажную роль в расчете вертикально распределения температуры в моренном слое. Дело в том, что моренный чехол, как уже упоминалось выше, является трехкомпонентной средой – смесью камней, воды и воздуха [1], однако в математической модели целесообразно его представление в виде однокомпонентной среды,

пористость которой является обобщающей теплофизической характеристикой, позволяющей в упрощенном виде охарактеризовать такую смесь.

Тестирование показало, что нахождение граничного условия с использованием схемы Ньютона-Рафсона с использованием точности расчетов $\mu=0.01$ °C требует незначительного числа итераций (как правило, не более десяти).

Максимальные в течение суток расчетные значения температуры поверхности моренного чехла превышают аналогичные значения приземной температуры воздуха (рис. 4). Низкое значение альбедо моренного субстрата является причиной нагрева поверхности за счет поглощенной коротковолновой радиации, значения которой в середине июля достигают или несколько превышают 800 Вт м^{-2} (рис. 5). Эта величина представляется корректной, так как согласно наблюдениям на гмс Терскол, интенсивность суммарной солнечной радиации в околополуденное время и в отсутствии облачности составляет $1,391 \text{ кал см}^{-2} \text{ мин}^{-1}$, что составляет $971,38 \text{ Вт м}^{-2}$ [2, стр.67], или с учетом значения альбедо морены (0,10 – табл. 1) соответствует $874,24 \text{ Вт м}^{-2}$. Разница между температурой поверхности морены и температурой воздуха является причиной того, что в послеполуденное время достигает максимума поток явного турбулентного тепла, который смягчает степень нагрева за счет коротковолновой радиации. Характерная его величина достигает -500 Вт м^{-2} , что один-два порядка (за редкими исключениями, обусловленными специфическими синоптическими ситуациями [2]) превышает поток явного турбулентного тепла над поверхностью льда и, в отличие, от поверхности льда в зоне абляции не компенсируется (полностью или частично) потоком скрытого турбулентного тепла. Суточный ход эффективного излучения, которое всегда отрицательно,

имеет существенно меньшую амплитуду, чем поглощенная радиация (приблизительно от -100 до -180 Вт м⁻²).

Распределение температуры в толще моренного чехла зависит от толщины последнего. Его расчеты проводились для диапазона от 5 см до 2 м. В качестве начального распределения использовался линейный вертикальный профиль температуры: в верхнем узле температура поверхности чехла принималась равной температуре воздуха, в нижнем узле (на границе со льдом) принималась равной нулю (и поддерживалась таковой в течение всего времени расчетов). На рис. 6а показано вертикальное распределение температуры каждые 3 часа для толщины чехла $H=0,6$ м. Отметим, что в 0 часов и в 3 часа температура в верхней части слоя растет с глубиной, что является следствием термической инерции моренного субстрата. Характерно также запаздывание температуры моренного субстрата на некоторой глубине от температуры на поверхности. В частности, температура на глубине 30 см на 1°C в 9 часов меньше, чем в 21 час и в 0 часов, хотя температура на поверхности на 5°C больше. Качественно аналогичной результат был для ледника Вьядже в Итальянских Альпах [14].

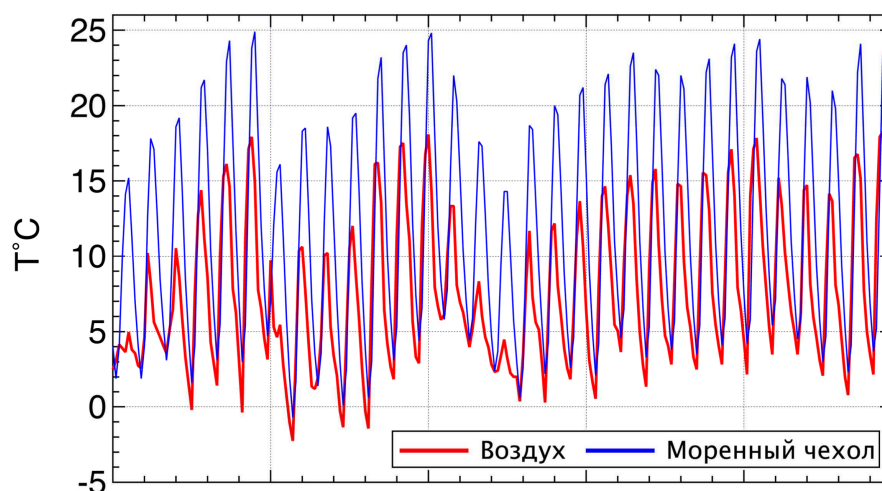


Рисунок 4 – Наблюдаемая приземная температура воздуха (°C) на гмс Терскол (в стандартные сроки наблюдений каждые 3 часа), приведенная к абсолютной высоте автоматической метеостанции Джанкуат, и расчетная температура поверхности

моренного чехла в июле 2007 г. на абс. высоте 3000 м в условиях безоблачного неба и скорости ветра 2 м/с.

Скорость таяния под моренным чехлом нелинейно растет с уменьшением толщины чехла (рис. 6б). Этот, в общем-то, тривиальный результат, описанный ранее в многочисленных исследованиях и подтвержденный прямыми измерениями [10, 12, 14], служит для верификации примененного алгоритма расчетов. Дневные суммы таяния, рассчитанные для перечисленных выше метеорологических условий (рис. 7), естественным образом зависят от температуры воздуха и колеблются в пределах 6,5-9,5 мм сут⁻¹ под слоем толщиной 0,6 м.

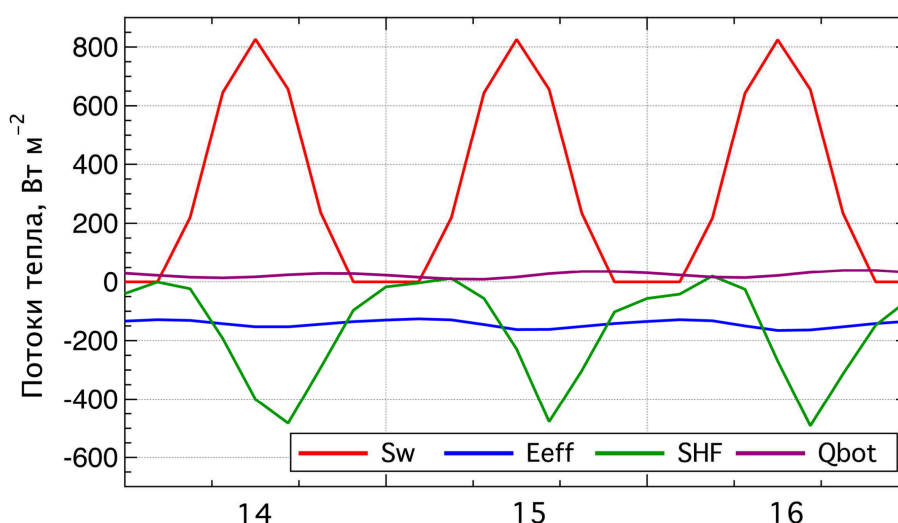


Рисунок 5 – Расчетные потоки тепла (Вт м⁻²) на поверхности моренного чехла (Sw – поглощенная коротковолновая радиация, Eeff – эффективное излучение, SHF – явное турбулентное тепло) и под слоем морены толщиной 0,6 м (Qbot) 14-16 июля 2007 г. на высоте 3000 м в условиях безоблачного неба и скорости ветра 2 м/с.

Разумеется, в реальных погодных условиях, когда меняется скорость ветра, облачность и т.д., зависимость от температуры воздуха будет менее выраженной. Заметим, однако, что в прогностических модельных расчетах перечисленные выше характеристики целесообразно задавать в виде настраиваемых параметров. Естественно, что дневные суммы будут зависеть от толщины слоя (см. рис. 6б). Кроме того, амплитуда суточных

колебаний скорости таяния закономерно снижается по мере увеличения толщины моренного чехла, а сам максимум смещается во времени, постепенно все больше отставая от максимума радиационного баланса на поверхности моренного слоя.

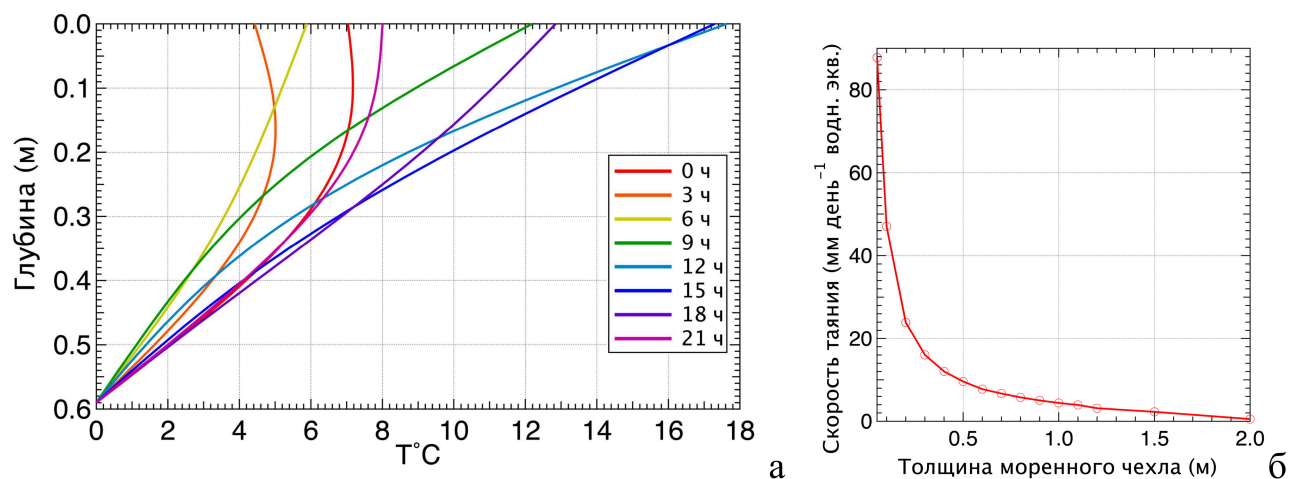


Рисунок 6 – Расчетное вертикальное распределение температуры ($^{\circ}\text{C}$) моренного субстрата в слое толщиной 0,6 м (а), рассчитанное для 15 июля 2007 г. Зависимость средней для июля 2007 г. скорости таяния от толщины моренного чехла (мм день⁻¹ водн. экв.) (б).

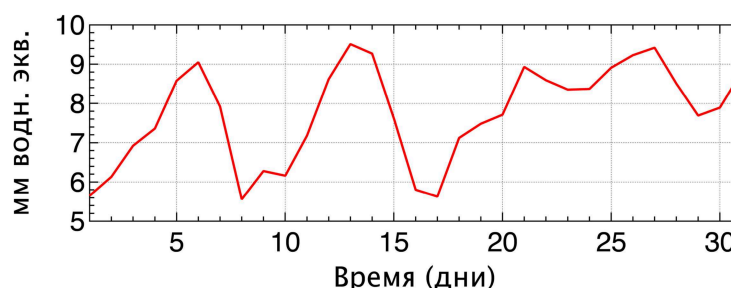


Рисунок 7 – Скорость таяния (мм сут⁻¹ водн. экв.) в июле 2007 г. под слоем морены толщиной 0,6 м высоте 3000 м в условиях безоблачного неба и скорости ветра 2 м/с.

Заключение

В статье был описан метод расчета скорости таяния участков горных ледников под моренным чехлом. Поверхностная морена может выступать как в качестве усилителя таяния (до определенной критической толщины несколько сантиметров, зависящей от физических свойств пород, составляющих моренный чехол), так и качестве изолятора. Вторая роль более важна, так как толщина моренного чехла, как правило, значительно

больше критической. В связи с тем, что значительные площади ледников в разных регионах мира покрыты моренным чехлом, для корректных расчетов ледникового стока необходимо принимать во внимание бронирующую роль поверхностной морены. Для верификации модели был выбран типичный для Центрального Кавказа ледник Джанкуат, где систематические наблюдения проводятся на протяжении последнего полувека. Разработанный и протестированный модельный блок предполагается в будущем встроить в динамическую модель горного ледника и использовать для прогностических расчетов.

Литература

1. Божинский А.Н., Красс М.С., Поповнин В.В. Роль моренного чехла в теплофизике горных ледников // Материалы гляциологических исследований. 1985. Вып. 52. С. 31–46.
2. Голубев Г.Н., Дюргеров М.Б., Маркин В.А. и др. Ледник Джанкуат (Центральный Кавказ). Водно-ледовый и тепловой баланс горноледниковых бассейнов. Л.: Гидрометеиздат, 1978, 183 с.
3. Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Василенко Е.В. и др. Оценка объема ледников Большого Кавказа по данным радиозондирования и моделирования // Криосфера Земли. 2015. Т. 19. № 1. С. 78–88.
4. Лаврентьев И.И., Кутузов С.С., Петраков Д.А. и др. Толщина, объем льда и подледный рельеф ледника Джанкуат (Центральный Кавказ) // Лед и Снег. 2014. № 4 (128). С. 7–19.
5. Морозова П.А., Рыбак О.О. Использование данных регионального климатического моделирования для расчета баланса массы горных ледников // Системы контроля окружающей среды. Севастополь: ИПТС. 2016. Вып. 5 (25). С. 84–89.
6. Панов В.Д. Эволюция оледенения современного Кавказа: Дисс. в виде науч. док. на соиск. уч. степ. д-ра геогр. наук. Ростов-на-Дону. РГУ. 2001. 58 с.
7. Поповнин В.В., Резепкин А.А., Тиелидзе Л.Г. Разрастание поверхностной морены на языке ледника Джанкуат за период прямого гляциологического мониторинга // Криосфера Земли. 2015. Т. 19. № 1. С. 89–98.
8. Рыбак О.О., Рыбак Е.А., Морозова П.А. Моделирование и прогноз баланса массы горных ледников Центрального Кавказа в условиях климатических изменений // Системы контроля окружающей среды. Севастополь: ИПТС. 2016. Вып. 6 (26). С. 93–100.
9. Рыбак О.О., Рыбак Е.А. Применение данных сетевых метеостанций для расчета баланса массы ледников (на примере ледника Джанкуат, Центральный Кавказ) // Системы контроля окружающей среды. Севастополь: ИПТС. 2017. Вып. 9 (29). С. 100–108.
10. Conway H., Rasmussen L.A. Summer temperature profiles within supraglacial debris on Khumbu Glacier, Nepal // IAHS Publ. 2000. № 264. P. 89–96.

11. Nemec J., Huybrechts P., Rybak O., Oerlemans J. Reconstruction of the surface mass balance of Morteratschgletscher since 1865 // *Annals of Glaciology*. 2009. V. 50. P. 126–134.
12. Nicholson L., Benn D.I. Calculating ice melt beneath a debris layer using meteorological data // *Journal of Glaciology*. 2006. V. 52 (178). P. 463–468.
13. Østrem G. Ice melting under a thin layer of moraine and the existence of ice cores in moraine ridges // *Geografiska Annaler, Series A*. 1959. V. 31. P. 228–230.
14. Reid T.D., Brock B.W. An energy-balance model for debris-covered glaciers including heat conduction through the debris layer // *Journal of Glaciology*. 2010. V. 56 (199). P. 903–916.

References

1. Bozhinskij A.N., Krass M.S., Popovnin V.V. Rol' morennogo chekhla v teplofizike gornyh lednikov // *Materialy glyaciologicheskikh issledovanij*. 1985. Vyp. 52. S. 31–46.
2. Golubev G.N., Dyurgerov M.B., Markin V.A. i dr. Lednik Dzhankuat (Central'nyj Kavkaz). Vodno-ledovyy i teplovoj balans gornolednikovyyh bassejnov. L.: Gidrometeoizdat, 1978, 183 s.
3. Kutuzov S.S., Lavrent'ev I.I., Vasilenko E.V. i dr. Ocenka ob'ema lednikov Bol'shogo Kavkaza po dannym radiozondirovaniya i modelirovaniya // *Kriosfera Zemli*. 2015. T. 19. № 1. S. 78–88.
4. Lavrent'ev I.I., Kutuzov S.S., Petrakov D.A. i dr. Tolshchina, ob'em l'da i podlednyj rel'ef lednika Dzhankuat (Central'nyj Kavkaz) // *Led i Sneg*. 2014. № 4 (128). S. 7–19.
5. Morozova P.A., Rybak O.O. Ispolzovanie dannyh regional'nogo klimaticheskogo modelirovaniya dlya rascheta balansa massy gornyh lednikov // *Sistemy kontrolya okruzhayushchej sredy*. Sevastopol': IPTS. 2016. Vyp. 5 (25). S. 84–89.
6. Panov V.D. EHvolyuciya oledeneniya sovremennogo Kavkaza: Diss. v vide nauch. dok. na soisk. uch. step. d-ra geogr. nauk. Rostov-na-Donu. RGU. 2001. 58 s.
7. Popovnin V.V., Rejepkin A.A., Tielidze L.G. Razrastanie poverhnostnoj moreny na yazyke lednika Dzhankuat za period pryamogo glyaciologicheskogo monitoringa // *Kriosfera Zemli*. 2015. T. 19. № 1. S. 89–98.
8. Rybak O.O., Rybak E.A., Morozova P.A. Modelirovanie i prognoz balansa massy gornyh lednikov Central'nogo Kavkaza v usloviyah klimaticheskikh izmenenij // *Sistemy kontrolya okruzhayushchej sredy*. Sevastopol': IPTS. 2016. Vyp. 6 (26). S. 93–100.
9. Rybak O.O., Rybak E.A. Primenenie dannyh setevyh metostancij dlya rascheta balansa massy lednikov (na primere lednika Dzhankuat, Central'nyj Kavkaz) // *Sistemy kontrolya okruzhayushchej sredy*. Sevastopol': IPTS. 2017. Vyp. 9 (29). S. 100–108.
10. Conway H., Rasmussen L.A. Summer temperature profiles within supraglacial debris on Khumbu Glacier, Nepal // *IAHS Publ*. 2000. № 264. P. 89–96.
11. Nemec J., Huybrechts P., Rybak O., Oerlemans J. Reconstruction of the surface mass balance of Morteratschgletscher since 1865 // *Annals of Glaciology*. 2009. V. 50. P. 126–134.
12. Nicholson L., Benn D.I. Calculating ice melt beneath a debris layer using meteorological data // *Journal of Glaciology*. 2006. V. 52 (178). P. 463–468.
13. Østrem G. Ice melting under a thin layer of moraine and the existence of ice cores in moraine ridges // *Geografiska Annaler, Series A*. 1959. V. 31. P. 228–230.
14. Reid T.D., Brock B.W. An energy-balance model for debris-covered glaciers including heat conduction through the debris layer // *Journal of Glaciology*. 2010. V. 56 (199). P. 903–916.