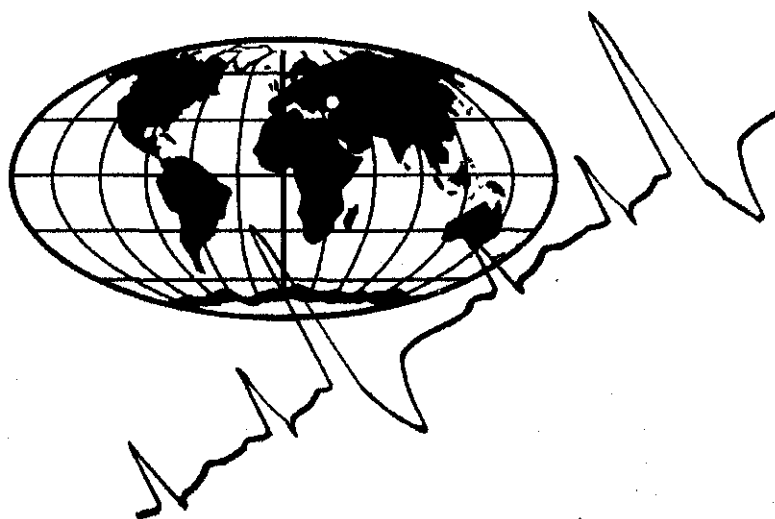


ISSN 2220-5861

РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ
ИНСТИТУТ ПРИРОДНО-ТЕХНИЧЕСКИХ СИСТЕМ

СИСТЕМЫ КОНТРОЛЯ
ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Выпуск 6 (26)



Севастополь

2016

<i>Высочина Е.С., Ерёмин Я.О., Величко В.А., Басан С.Н.</i> Особенности вариаций температуры воздуха, наблюдаемые после воздействия вспышек на Солнце.	80
Климатические исследования	
<i>Марчукова О.В., Воскресенская Е.Н., Маслова В.Н., Лубков А.С.</i> Ланья 2016 года в рамках пространственной классификации.	84
<i>Рыбак О.О., Рыбак Е.А., Морозова П.А.</i> Моделирование и прогноз баланса массы горных ледников Центрального Кавказа в условиях климатических изменений.	93
<i>Рыбалко Е.А., Баранова Н.В.</i> Разработка математической модели пространственного распределения морозоопасности на территории республики Крым применительно к культуре винограда.	101
Мониторинг биологических систем	
<i>Мельников В.В., Климова Т.Н., Игнатъев С.М., Вдодович И.В., Серебренников А.Н., Галаговец Е.А., Мельник Л.А., Гребнева Е.А., Бирюкова М.А.</i> Исследование качественных и количественных характеристик распределения планктона в процессе развития прибрежного апвеллинга у берегов Западного Крыма в июне 2016 г.	106
<i>Дрюккер В.В., Дутова Н.В., Горшкова А.С.</i> Мониторинг автохтонных бактериофагов – нового трофического звена различных биотопов глубоководного озера Байкал.	115
<i>Потапов С.А., Бутина Т.В., Белых О.И.</i> Межгодовая динамика численности и вертикальное распределение вирусоподобных частиц в планктоне оз. Байкал.	120
Экология природопользования	
<i>Сафонов В.А., Мамонтов Н.С., Восканян А.А., Варминская Н.И.</i> Исследование аэродинамического состояния солнечной электростанции ООО «Энерджи Севастополь».	125
<i>Сухов А.К., Дологлонян А.В.</i> Использование гидродинамических камер в составе теплообменного оборудования АЭС и ТЭС.	133
<i>Савватеева Т.П., Савватеева О.А.</i> Паспорт безопасности территории субъектов и муниципальных образований РФ как средство минимизации угроз техногенного и природного характера.	139
Алфавитный указатель авторов.	146

МОДЕЛИРОВАНИЕ И ПРОГНОЗ БАЛАНСА МАССЫ ГОРНЫХ ЛЕДНИКОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА В УСЛОВИЯХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ

О.О. Рыбак^{1,2}, Е.А. Рыбак^{2,1}, П.А. Морозова^{3,1}

¹Филиал Института природно-технических систем, г. Сочи, Курортный проспект, 99/18

E-mail: orybak@vub.ac.be

²Сочинский научно-исследовательский центр РАН, г. Сочи, ул. Театральная, 8а

E-mail: elena.rybak@gmail.com

³Институт географии РАН, г. Москва, ул. Вавилова, 39

E-mail: morozova_polina@mail.ru

Значительные участки ледников на Центральном Кавказе покрыты обломочным материалом (моренным чехлом). Моренный чехол, толщина которого превышает пороговое значение, служит теплоизолятором для находящегося под ним слоя льда. При толщине ниже критической моренный чехол усиливает таяние. Для мониторинга и прогноза состояния горных ледников и аккуратного расчета ледникового стока необходимо принимать во внимание особенности теплообмена заморененных участков. В статье описана математическая модель баланса массы горного ледника, участки которого покрыты моренным чехлом различной толщины.

Ключевые слова: горный ледник, Кавказ, климат, баланс массы, математическая модель, мониторинг, прогноз.

Введение. Роль горного оледенения в экономике рекреационно-ориентированных регионов трудно переоценить. Горные ледники регулируют речной сток на окружающих территориях. До трети его годовой величины приходится на ледниковый сток, доля которого в тёплый период года может увеличиваться до 70% [1]. Ледниковый сток поступает в реки в вегетационный период, когда потребность в воде особенно велика. Немаловажно, что сокращение горного оледенения затрагивает и такую важную отрасль, как туризм [2], что особенно критично в свете существующих планов его развития на Северном Кавказе.

Значительные участки областей таяния ледников во многих горных системах мира 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 [3]. Если тонкий и дисперсный моренный покров не превышает некоторого критического значения (приблизительно 2 см), то его наличие способствует усилению абляции через механизм уменьшения альбедо. Если

характерная толщина моренного чехла превышает пороговое значение, абляция под ним снижается вследствие того, что моренный покров выполняет теплоизолирующую функцию.

Среди заморененных ледников больше всего на Центральном Кавказе распространены простые долинные ледники [4], примеры которых представлены на рис. 1. Ледник Джанкуат, для условий которого проводятся тестовые расчеты в настоящей статье (рис. 2), является наиболее изученным среди ледников мира.

Эмпирическое соотношение между толщиной моренного чехла и скоростью абляции впервые было установлено более полувека назад [5]. Пороговое значение толщины моренного чехла, которое определяет, ускоряет или замедляет слой осыпных пород скорость абляции, зависит от местного климата и типа морены [6]. За последние десятилетия была разработана не одна математическая модель теплообмена заморененных участков горных ледников. Следует отметить, что эмпирические и полуэмпирические модели скорости абляции под моренным чехлом в значительной степени привязаны к конкретным условиям [7].

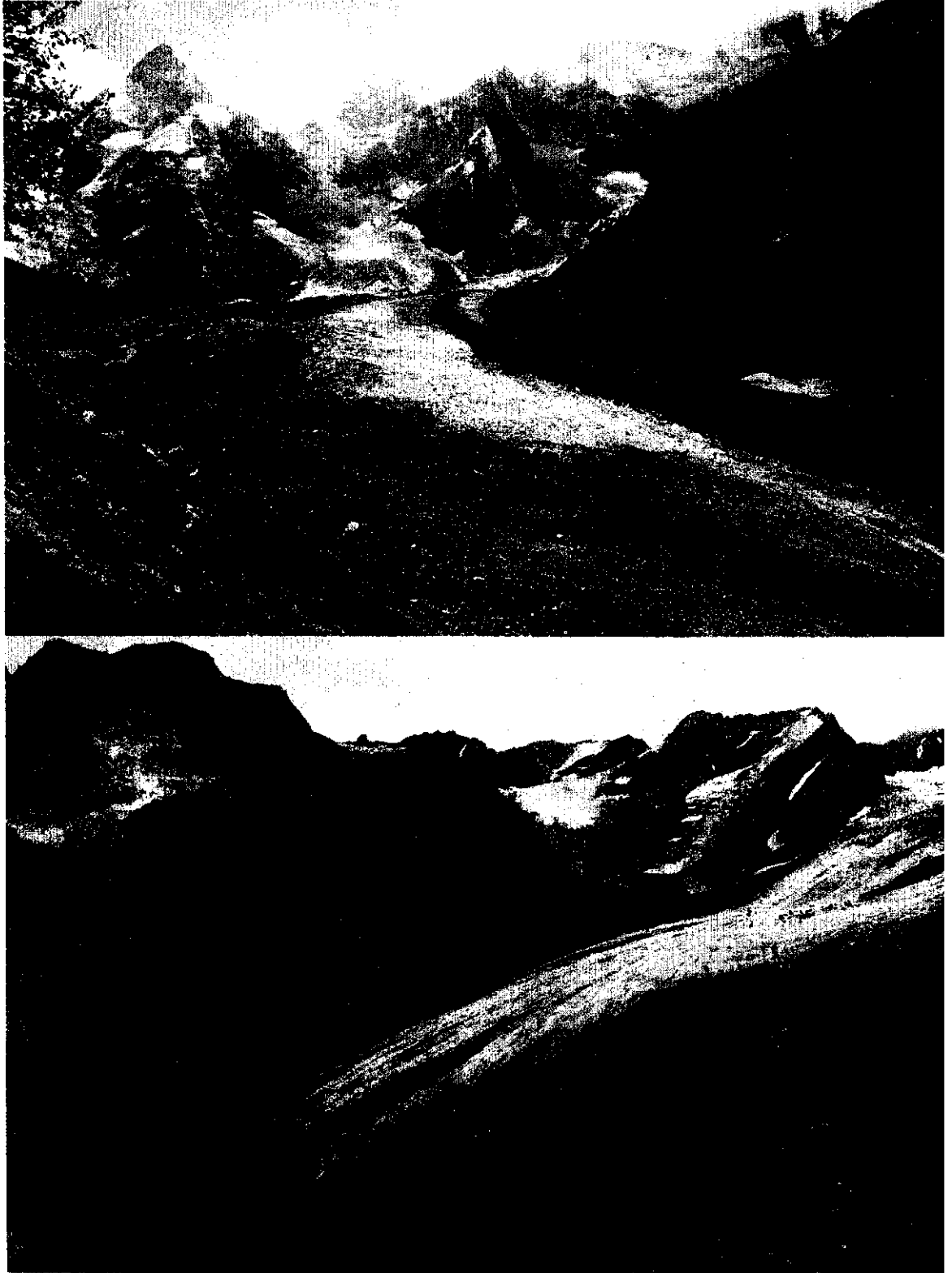


Рис. 1. Нижние части ледников Центрального Кавказа Башкара (вверху) и Джанкуат (внизу), значительные участки которых покрыты моренным чехлом (фото О.О. Рыбака, август 2014 г.)



Рис. 2. Участки, покрытые обломочным материалом у правого (а) и левого борта (б) в прифронтальной части ледника Джанкуат (фото О.О. Рыбака, август 2014 г.).

Универсальный подход к организации мониторинга баланса массы и проноса величины ледникового стока предполагает разработку математической модели, основанной на базовых физических принципах и минимально зависящей от разного рода эмпирических соотношений.

В связи с тем, что на большинстве станций не ведутся прямые метеорологические наблюдения, а исходные характеристики моренного чехла (толщина, юристость 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 [8], которые были несколько модифицированы (в частности было добавлено параметрическое описание потоков явного и скрытого тепла на незаморенных участках). В основе описания теплообмена заморенных участков лежат методы и алгоритмы, описанные в [9]. Программный код реализован на языке FORTRAN90. На текущем этапе работы код был верифицирован и проверен на реальных наблюдаемых данных. В статье приводятся результаты расчетов распределения температуры в моренном чехле и оценки скоростей таяния под

ним, рассчитанные для теплофизических свойств морены ледника Джанкуат.

1. **Энергетический баланс на поверхности ледника.** Энергетический баланс E на поверхности ледника (рис. 3) определим как

$$E = SW(1 - \alpha) - E_{eff} + SHF + LHF, \quad (1)$$

где первый член в правой части представляет собой поглощенную коротковолновую радиацию, второй – излучение поверхности с учетом противоизлучения атмосферы, третий – поток явного турбулентного тепла, четвертый – поток скрытого турбулентного тепла. В (1) не учтены некоторые другие компоненты теплового баланса, вклад которых в приходную и расходную часть не превышает порядка ошибок определения основных компонентов (1) [10]. Альbedo поверхности α экспоненциально убывает в зависимости от толщины снежного покрова d :

$$\alpha = \alpha_s + (\alpha_i - \alpha_s) \exp\left(-\frac{d}{d^*}\right), \quad (2)$$

где α_i и α_s – типичные значения альbedo соответственно для льда и снега; d^* – настраиваемый параметр (характерный масштаб снежного покрова).

Приходящая (коротковолновая) солнечная радиация SW состоит из двух компонент – прямой и рассеянной, $SW = Q_{dir} + Q_{dif}$, которые, в свою очередь, рассчитываются как

$$Q_{dir} = \delta f_{dir} S \tau \sin(h_s + \gamma_s), \quad (3)$$

$$Q_{dif} = f_{dif} S \tau \sin(h_s), \quad (4)$$

где h_s – высота солнца; f_{dir} и f_{dif} – условные доли соответственно прямой и рассеянной радиации в суммарной радиации, приходящей на поверхность Земли, которые зависят от многих факторов. Множитель $\delta = 1$, если затенение от окружающего рельефа в соответствующем узле пространственной сетки отсутствует, и $\delta = 0$, если узел сетки находится

ся в тени. Угол γ_s между проекцией солнца на горизонтальную плоскость и поверхностью ледника в каждом узле сетки рассчитывается как

$$\gamma_s = \tan[\varphi + \cos(a - \xi)], \quad (5)$$

где φ – уклон поверхности ледника; a – текущий азимут солнца, зависящий от географических координат и времени суток; ξ – ориентация поверхности ледника.

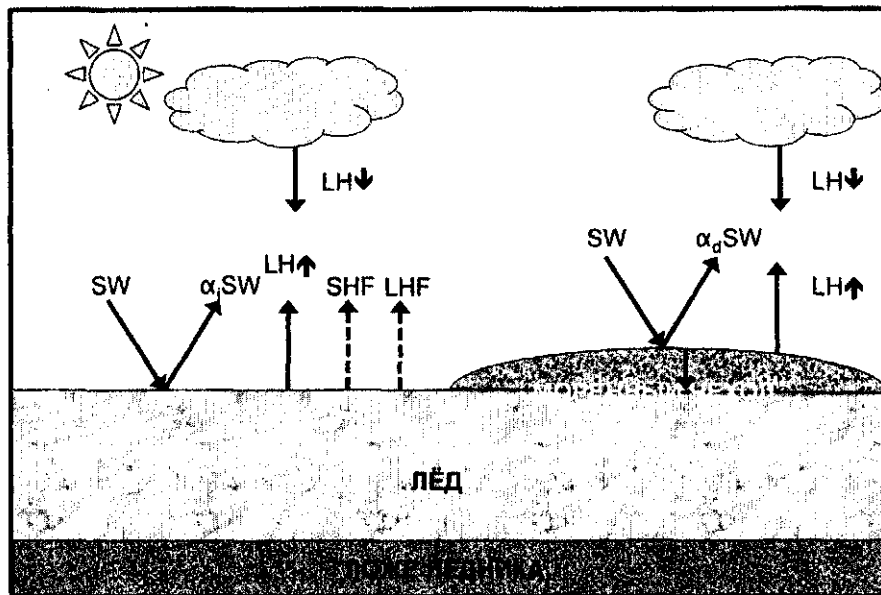


Рис. 3. Схематическое представление составляющих энергетического баланса на поверхности горного ледника

Солнечная радиация, приходящая на горизонтальную поверхность, рассчитывается с учетом прозрачности атмосферы τ_a

$$SW = \tau_a S_0, \quad (6)$$

где S_0 – солнечная постоянная (солнечная радиация у верхней границы атмосферы), τ_a зависит от абсолютной высоты подстилающей поверхности z :

$$\tau_a = \tau_0 + \theta z, \quad (7)$$

где θ – эмпирический коэффициент пропорциональности.

Поскольку теплообмен в толще ледника не рассматривается, считается, что

температура тонкого поверхностного слоя льда T_S совпадает с приземной температурой воздуха T_A , но не может быть выше температуры таяния T_0 .

$$\begin{aligned} T_S &= T_A & T_A &\leq T_0 \\ T_S &= T_0 & T_A &> T_0 \end{aligned} \quad (8)$$

где T_A – приземная температура воздуха. Ежечасные значения T_A определяются из среднесуточной температуры \bar{T}_A :

$$T_A = \bar{T}_A - \tilde{T}_A \cos\left(2\pi \frac{t}{24}\right), \quad (9)$$

где \tilde{T}_A – суточная амплитуда; $t = 0, \dots, 23$ – время в часах. Это ключевой настрой-

ваемый параметр, от которого зависит интенсивность поверхностного таяния, и, следовательно, объем стока. \tilde{T}_A определяется в соответствии с метеонаблюдениями.

Эффективное излучение, складывающееся из длинноволнового излучения земной поверхности и противоизлучения атмосферы, $L \uparrow - L \downarrow$ (на рис. 3) определяется по формуле Брента с поправкой на облачность n :

$$E_{eff} = \sigma T_S^4 (a_1 + b_1 e^{1/2}) (1 - \bar{c}n), \quad (10)$$

где σ – постоянная Стефана-Больцмана; a_1 , b_1 и \bar{c} – эмпирические коэффициенты; e – упругость водяного пара.

Для оценки величин потоков явного (SHF) и скрытого (LHF) тепла существует два класса методов:

1. метод расчета по т.н. аэродинамическим формулам (см., например, [9]);
2. упрощенный метод расчета только для области таяния (абляции), если $T_A > T_0$ [11]:

$$SHF = L_m K_S (T_A - T_0) v p, \quad (11)$$

$$LHF = L_m K_L (e - e_s) v, \quad (12)$$

где L_m – удельная теплота плавления; v – модуль скорости ветра; p – атмосферное давление; e_s – упругость насыщения; K_S и K_L – эмпирические коэффициенты. Согласно (11) и (12), SHF всегда положителен, а LHF всегда отрицателен. Величины параметров в уравнениях (2)–(7) и (10)–(12) взяты из [12, 13].

Величина E определяет количество энергии, доступной для таяния снега/льда M :

$$M = \max(E, 0) / L_m \quad T_S \geq T_0 \\ M = 0 \quad T_S < T_0, \quad (13)$$

которая является ключевой переменной в массобалансовых расчетах.

2. Энергетический баланс на заморенной поверхности. На заморенных участках доминирующую роль играет контактный теплообмен [7]. На верхней границе моренного чехла для расчета баланса энергии потока явного

турбулентного тепла в нынешней версии модели игнорируются. Это, разумеется, существенное упрощение реального положения дел [10], сделанное в технических целях для тестирования блока теплопроводности и подморенного таяния

$$E = SW(1 - \alpha) - E_{eff} - G. \quad (14)$$

В (14) альbedo равняется альbedo морены α_{db} а G – тепло, поступающее в слой морены вследствие теплопроводности. Напомним, что в отличие от моренного слоя поверхностный слой льда в нашей модели считается бесконечно тонким (т.н. скин-слоем).

Для расчета E_{eff} по формуле (10) для обозначения температуры поверхности будем использовать обозначение T_d . На T_d , естественно, не распространяется ограничение (13). Распределение тепла в толще моренного чехла описывается одномерным уравнением теплопроводности [3]:

$$\rho_m c_m \frac{\partial T_d}{\partial t} = k_m \frac{\partial^2 T_d}{\partial z^2}, \quad (15)$$

где ρ_m , c_m и k_m соответственно плотность, теплоемкость и теплопроводность моренного чехла. Последние рассчитываются, исходя из представления о моренном субстрате, как о смеси породы и воздуха:

$$c_m = c_g (1 - \kappa) + c_a \kappa \\ \rho_m = \rho_g (1 - \kappa) + \rho_a \kappa, \quad (16) \\ k_m = k_g (1 - \kappa) + k_a \kappa$$

где κ – пористость морены, ρ_g , c_g и k_g – плотность, теплоемкость и теплопроводность породы, а ρ_a , c_a и k_a – воздуха. Поскольку три последние величины малы по сравнению с тремя первыми, вторые слагаемые в правых частях (16) мы опускаем.

Скорость таяния в под моренным чехлом рассчитывается как

$$M = \frac{Q_m}{\rho_i L_m}, \quad (17)$$

где Q_m – направленный вниз поток тепла на нижней границе чехла; ρ_i – плотность

льда. Поскольку рассматривается теплопоток под чехлом только для сезона абляции, то считается, что температура на поверхности льда под слоем морены постоянна в течение этого сезона $T_s = T_0$.

Уравнение (15) решается численно безусловно устойчивым методом прогонки с итеративным определением верхнего граничного условия, поскольку последнее (уравнение (14)) само зависит от температуры поверхности.

3. Баланс массы на поверхности ледника. Годовой баланс массы на поверхности ледника за один модельный год, SMB , выражается как разность между аккумуляцией AC и стоком RO :

$$SMB = \sum_1^{365} [ACC - RO]. \quad (17)$$

Аккумуляция рассчитывается как сумма выпавших твердых и жидких осадков, $ACC = PS + PL$, из которой вычитается количество испарившейся влаги с поверхности SU (пропорциональна LE). Здесь мы пренебрегаем перераспределением твердых осадков после выпадения (метелевый перенос). Величина стока складывается из растаявшего снега и льда M и суммы жидких осадков. Доли PS и PL в общем количестве осадков зависят от T_A . Считается, что твердые осадки PS выпадают при температуре воздуха ниже 2°C [12].

4. Результаты расчетов. Тестовые расчеты скорости таяния под моренным чехлом проводились для теплофизических свойств морены ледника Джанкуат [3] (табл. 1). Его площадь – $2,7 \text{ км}^2$, площадь поверхностной морены на нем по данным 2010 г. – чуть больше $0,3 \text{ км}^2$ [4]. Для долинных и карово-долинных ледников, составляющих основную массу оледенения Центрального Кавказа, средняя площадь равна $3,6$ и $1,6 \text{ км}^2$ при средней площади морены $0,3$ и $0,1 \text{ км}^2$ соответственно [4]. Другими словами, Джанкуат является репрезентативным, во всяком случае, типичным ледником в регионе.

Распределение температуры в моренном чехле толщиной $0,5$; 1 и 10 м

приведены на рис. 4. На рис. 5 показаны соответствующие скорости таяния. Все расчеты были сделаны для приходящей солнечной радиации на горизонтальную поверхность по состоянию на 1 августа при условной облачности 5 баллов.

Таблица 1. Численные значения модельных параметров

Климат		
n	Общая облачность	0,5
Лед [3]		
c_i	Теплоемкость	$1,88 \times 10^3$ Дж·кг ⁻¹ ·К ⁻¹
ρ_i	Плотность	880 кг·м^{-3}
Морена [3]		
c_d	Теплоемкость	$1,25 \times 10^3$ Дж·кг ⁻¹ ·К ⁻¹
k_d	Теплопроводность	$2,8 \text{ Вт·м}^{-1}·\text{К}^{-1}$
α_d	Альbedo	0,10
κ	Пористость	0,43
ρ_d	Плотность (гранит)	2600 кг·м^{-3}

Рассчитанные по состоянию на условную дату 1 августа переменные SW и E_{eff} , формирующие верхние граничные условия для теплового потока вглубь моренного чехла (рис. 4), в целом соответствуют величинам, которые были рассчитаны по инструментальным наблюдениям [10].

То же самое относится к расчетной величине скорости таяния (рис. 5). При том, что последняя величина в значительной степени зависит от погодных условий, ее характерные оценки, полученные в модельных расчетах, сопоставимы с аналогичными оценками в [9, 10]. 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. Заметим, что принятое в работе упрощенное нижнее граничное условие постоянства температуры на точке таяния становится

все менее реалистичным по мере увеличения толщины моренного чехла.

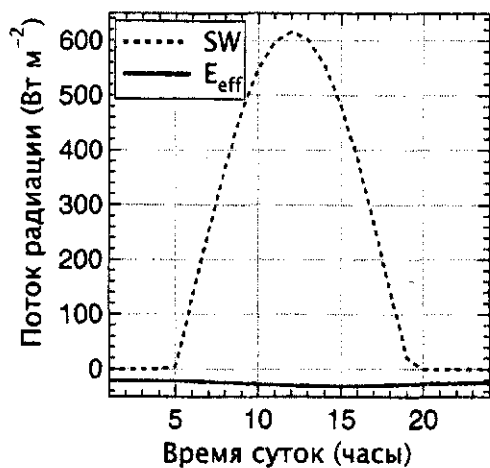


Рис. 4. Рассчитанные потоки коротковолновой радиации, поступающей на условную горизонтальную поверхность ледника (SW) и эффективное излучение (E_{eff}) для 1 августа и высоты 2800 м н.у.м.

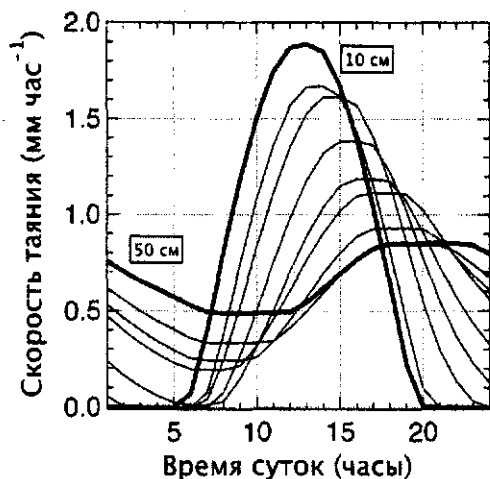


Рис. 5. Скорость таяния льда под слоем морены ($\text{мм}\cdot\text{час}^{-1}$) для условной даты 1 августа при толщине морены от 10 до 50 см при шаге 5 см

Заключение. В работе описана относительно простая энерго-массобалансовая модель поверхности ледника, включающая описание теплообменных процессов замороженных участков. Проведено тестирование блока модели, отвечающего за расчет абляции под моренным чехлом. Показано, что с помощью принятого расчетного алгоритма возможно в целом реалистично описывать

процесс таяния льда под моренным чехлом.

В будущем нами планируется продолжить работу с разработанной моделью. В частности предполагается следующее:

1. Подключить к модели алгоритм инициации процесса абляции под моренным чехлом;
2. Учесть в тепловом балансе замороженных участков потоки скрытого и явного тепла;
3. Заменить постоянной соотношение между прямой и рассеянной радиацией на функцию, зависящую от задаваемых погодных условий;
4. Учесть влияние степени дисперсности обломочного материала на среднее альbedo поверхности и среднюю по площади скорость таяния;
5. Провести серию экспериментов по исследованию чувствительности модели к вариациям ключевых параметров — альbedo поверхности, и физическим характеристикам моренного материала;
6. Провести сравнение расчетных величин составляющих теплового баланса с рассчитанными по инструментальным наблюдениям на автоматической метеостанции непосредственно на леднике Джанкуат и произвести соответствующую настройку модельных параметров.
7. Провести апробацию модели в численных экспериментах эволюции ледника Джанкуат.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 15-05-00567).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Панов В.Д. Эволюция оледенения современного Кавказа: дис. в виде науч. докл. докт. геогр. наук. Ростов на/Д, 2001. 58 с.
2. Elsasser H., Bürki R. Climate change as a threat to tourism in the Alps // Climate Research. 2002. V. 20. P. 253–257.

doi: 10.3354/cr020253.

3. 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.

4. Поповнин В.В., Резепкин А.А., Туелидзе Л.Г. Разрастание поверхностной морены на языке ледника Джанкуат за период прямого гляциологического мониторинга // Криосфера Земли. 2015. Т. 19. № 1. С. 89–98.

5. 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.

6. Conway H., Rasmussen L.A. Summer temperature profiles within supraglacial debris on Khumbu Glacier, Nepal // IAHS Publ. 2000. № 264. P. 89–96.

7. 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.

8. Reconstruction of the surface mass balance of Morteratschgletscher since 1865 / J. Nemeš, P. Huybrechts, O. Rybak, J. Oerlemans // Annals of Glaciology. 2009. V. 50. P. 126–134.

9. 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.

10. Резепкин А.А. Поверхностная морена как фактор эволюции горного ледника: дис. ... канд. геогр. наук. М: Геогр. ф-т МГУ, 2013. 160 с.

11. Braithwaite R.J., Olesen O.B. A simple energy-balance model to calculate ice ablation at the margin of the Greenland ice sheet // Journal of Glaciology. 1990. V. 36. P. 222–228.

12. Калибровка математической модели динамики ледника Марух, Западный Кавказ / О.О. Рыбак, Е.А. Рыбак, С.С. Кутузов [и др.] // Лед и Снег. 2015. № 2 (130). С. 9–20.

13. Рыбак О.О., Володин Е.М. Использование энергобалансовой модели для включения криосферной компоненты в климатическую модель. Часть I. Описание модели и расчетные климатические поля приземной температуры воздуха и осадков // Метеорология и гидрология. 2015. № 11. С. 33–45.

MODELING AND PREDICTION OF MASS BALANCE OF MOUNTAIN GLACIERS IN CENTRAL CAUCASUS UNDER CONDITIONS OF LIMATE CHANGE

O.O. Rybak^{1,2}, E.A. Rybak^{2,1}, P.A. Morozova^{3,1}

¹Branch of Institute of Natural and Technical Systems, Sochi, Kurortny Av., 99/18

²Scientific Research Center, Russian Academy of Sciences, Sochi, Teatralnaya St., 8a

³Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Vavilova St., 39

Considerable areas in Central Caucasus are covered with debris. When thickness of the debris layer exceeds certain threshold value, it serves as a kind of insulator for underlying ice. In case thickness of the debris layer is lower than the threshold value, it amplifies melting rate of ice. For the purpose of monitoring and prediction of state of mountain glaciers and for accurate calculation of ice run off it is necessary to take into account peculiarities of heat exchange processes of debris-covered areas. Mathematical model described in the paper aims at correct simulation of mass balance of a mountain glacier partially covered with debris layer of varying depth.

Key words: mountain glacier, Caucasus, climate, mass balance mathematical model, monitoring, prediction.