

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.578.46

ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ СНЕЖНОГО ПОКРОВА ЗИМОЙ В ВЫСОКОГОРНОЙ ЧАСТИ ЭЛЬБРУСА ПО НАТУРНЫМ ДАННЫМ И РЕЗУЛЬТАТАМ МОДЕЛИРОВАНИЯ

© 2023 г. Е. Д. Дроздов^{1,*}, Д. В. Турков², П. А. Торопов^{1,2}, А. Ю. Артамонов³

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

² Институт географии РАН, Москва, Россия

³ Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

*e-mail: drozdov.jeka@yandex.ru

Поступила в редакцию 14.08.2022 г.

После доработки 31.01.2023 г.

Принята к публикации 31.03.2023 г.

На основе данных наблюдений на леднике Гарабаши на юго-восточном склоне Эльбруса в феврале 2021/22 г. проведена верификация LSM SPONSOR для условий периода аккумуляции. Показано, что при значении коэффициента серости 0.98 ошибка моделирования радиационной температуры снежной поверхности не превышает 1°C. Кроме того, модель адекватно воспроизводит термический режим глубоких слоев снежного покрова. Показано, что методическая проблема измерений термического режима в нарушенном снежном покрове может приводить к существенным ошибкам измерения температуры снега. Сравнение результатов моделирования с прямыми измерениями потоков явного тепла по методу eddy covariance показало их хорошее соответствие (коэффициент корреляции более 0.9), хотя для случаев температурной инверсии в приземном слое отмечается систематическое завышение моделью абсолютных значений потоков. На основе данных измерений выявлен факт достаточно высокой повторяемости высоких значений турбулентных потоков в условиях интенсивного радиационного прогрева в сочетании с высокими скоростями ветра, что по всей видимости оказывается типичным для высокогорных районов в зимнее время.

Ключевые слова: горное оледенение, данные наблюдений, численное моделирование, SPONSOR, Эльбрус, ледник Гарабаши

DOI: 10.31857/S2076673423020059, **EDN:** RUFSDM

ВВЕДЕНИЕ

Снежный покров в горных районах определяющим образом влияет на баланс массы и тепловой баланс ледников: прежде всего, через аккумуляцию, альбедный эффект и турбулентный теплообмен с атмосферой. Кроме того, он вносит значительный вклад в формирование речного стока в горах и в значительной степени определяет повторяемости опасных природных явлений. Поэтому задача мониторинга и моделирования снежного покрова в горах имеет важное значение как в рамках развития блока деятельного слоя и речного стока в моделях речной системы, так и для полноценных оценок баланса массы горных ледников (Snow..., 2008), что особенно важно в условиях высоких темпов современного сокращения горного оледенения (Marzeion et al., 2014; High..., 2019). Кроме этого, правильное представление температуры снега важно для воспроизведения в численных моделях погоды и климата теплового баланса подстилающей поверхности,

вертикального переноса и других важных составляющих земной системы. Корректное описание снежного покрова в горах играет ключевую роль в рамках прогноза опасных природных явлений в горах (лавин, водоснежных потоков, селей, пиков половодья), а также для оценки возможностей развития рекреационной инфраструктуры в горах (прежде всего, горнолыжных курортов).

Широкий спектр процессов, определяющих временную изменчивость физических характеристик снега, находит отражение в многообразии численных моделей снежного покрова разной степени сложности (Krinner et al., 2018), каждая из которых нацелена на определенный круг прикладных или фундаментальных задач. При включении снежного покрова в модели земной системы и численные модели прогноза погоды зачастую применяются упрощенные схемы, пренебрегая многими эффектами, оказывающими влияние на снежный покров на поверхности горных ледников, поскольку в данном случае самым важным является

правильное воспроизведение площади, занятой снегом, а также его водно-эквивалентной высоты (Гусев и др., 2015). Как правило, в блоке деятельного слоя суши (важнейшей составляющей любой климатической модели) не учитываются вертикальные профили плотности и температуры снежного покрова, а также его микроструктура и стратиграфия. Кроме перечисленных характеристик снежного покрова, для формирования нижнего граничного условия в задаче численного моделирования атмосферы важны температура поверхности снега и его альbedo. Наиболее физически полные модели снежного покрова, детально описывающие его стратиграфию и микроструктуру, требуют большого количества хорошо измеренных входных параметров и значительных вычислительных ресурсов. Это оправдано, например, для прогнозирования и предупреждения лавинной опасности на локальном и региональном масштабах или точного прогнозирования экстремальных гидрологических событий. Результаты, полученные при помощи различных моделей снежного покрова для горных районов (Boone, Etchevers, 2001), демонстрируют значительные различия в качестве моделирования.

При этом для моделей промежуточной сложности полнота описания физических процессов в снежной толще и высокое качество результатов сочетаются с экономией вычислительных ресурсов и менее жёсткими требованиями к качеству входной информации. К таковым относится блок снежного покрова модели локального теплообмена (Land-Surface Model, LSM) SPONSOR (Шмакин, Турков и др., 2009), разработанной в Институте географии РАН. Многочисленные эксперименты, направленные на исследования снежного покрова в различных регионах Земли (Slater et al., 2001; Etchevers et al., 2004; Krinner et al., 2018; Essery et al., 2020), показывают, что модель SPONSOR является одной из наиболее перспективных для задач оценки динамики снежного покрова в горах на многолетнем масштабе.

Условия формирования снежной толщи в горах существенно отличаются от таковых на равнине. Среди специфических горных факторов следует отметить высоту над ур. моря, крутизну и экспозицию склонов; интенсивный метелевый перенос и метелевую сублимацию; влияние оголённых участков скал и морен через тепловое излучение и турбулентный теплообмен; более высокие по сравнению с равниной значения приходящей коротковолновой радиации и дефицита влажности. Например, в работах (Bintanja, 1995; Romero, Jones, 1996) показано, что только за счёт метелевой сублимации потеря снежной массы может достигать 20% от годовой суммы осадков. Этот процесс особенно интенсивен при высоких скоростях ветра, которые часто наблюдаются выше 3000 м над ур. моря (за счёт близости к средней

тропосфере и эффектов обтекания горных хребтов). Также на примере Центрального Кавказа было показано, что затраты тепла на сублимацию кристаллов во время метелей могут достигать 70 Вт/м², а в случаях ночных метелей — становиться определяющей компонентой теплового баланса поверхности и приземного слоя атмосферы (Дроздов и др., 2021).

По этим причинам существующие модели снежного покрова требуют отдельной верификации и валидации для высокогорных условий. В частности, для снежного блока модели SPONSOR подобных оценок ранее не проводилось. Для этого необходимо, прежде всего, получить достаточное количество высококачественных данных наблюдений, используемых в качестве входной информации (форсинга). Это было реализовано в ходе серии зимних экспедиций на ледник Гарабаши в 2020–2022 гг., в результате которых получены уникальные комплексные данные метеорологических и снегомерных наблюдений на юго-восточном склоне Эльбруса с использованием современного метеорологического оборудования.

Цель работы — анализ натурных данных, полученных на леднике Гарабаши (юго-восточный склон Эльбруса), а также оценка качества моделирования основных характеристик снежного покрова в высокогорном районе с помощью модели LSM SPONSOR на основе результатов моделирования с вышеобозначенными данными измерений; разработка универсального программно-аппаратного комплекса на основе модели LSM SPONSOR и данных прямых наблюдений для количественных оценок динамики снежного покрова в широком спектре природных условий.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Район исследований и методы наблюдений. Ледовый массив Эльбруса занимают около 20% от всего оледенения Кавказа по площади и объёму (Ледники..., 2020). Ледники южного склона охватывают максимальное разнообразие условий нивально-гляциальной зоны Кавказа в высотном диапазоне более двух километров. В качестве объекта исследований был выбран ледник Гарабаши, что обусловлено его логистическим удобством и типичными для Центрального Кавказа значениями площади и длины (Каталог ..., 2021), а также внушительным рядом наблюдений (Ледники и климат..., 2020).

В то же время существенное ограничение для оценки баланса массы ледников Большого Кавказа представляет отсутствие продолжительных метеонаблюдений. На поверхностях самих ледников доступны лишь нерегулярные ряды данных (Волошина, 2001), а в последние несколько деся-

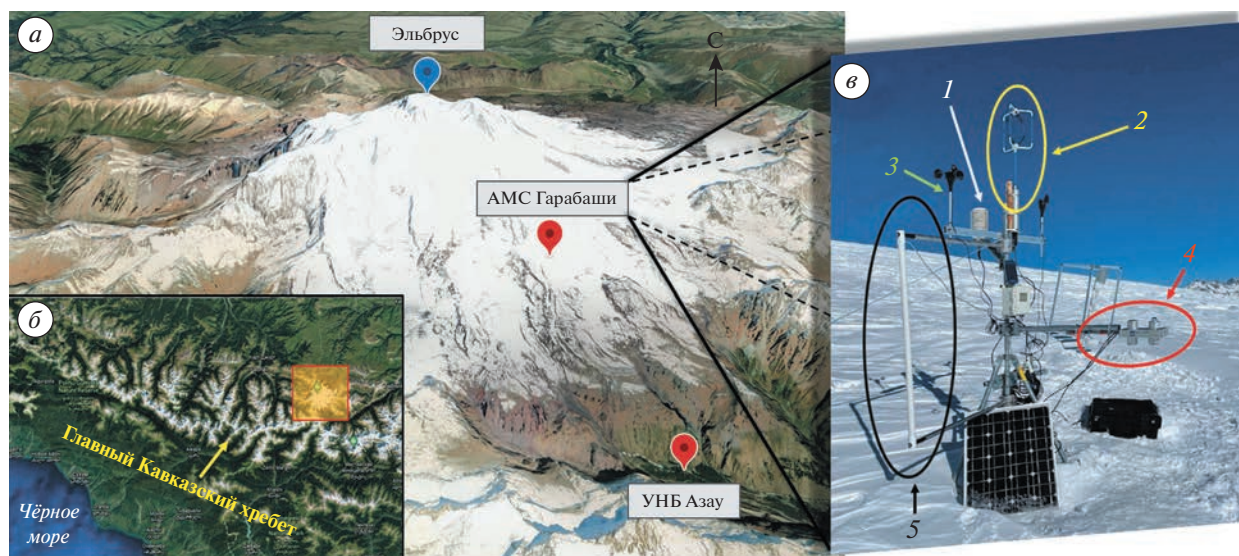


Рис. 1. Район исследований (Эльбрус) (а) с положением на территории Кавказа (б) и измерительный комплекс в верхней части зоны абляции ледника Гарабаши в 2022 г. (в), где 1 – термогигрометр Campbell, 2 – акустический анемометр Gill, 3 – анемометр и румбометр HOBO, 4 – балансомер Kipp&Zonnen, 5 – акустический метелемер ISAW FlowCapt. Пунсонами показаны: “АМС Гарабаши” – измерительный полигон (высота 3850 м над ур. моря) и учебно-научная станция Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова на поляне Азау (2350 м над ур. моря). Для создания данного рисунка использованы материалы Google Earth (www.earth.google.com).

Fig. 1. The study area (Elbrus Mountain) (a) with the position in the Caucasus Mountains (b) and the measurement complex in the upper part of the ablation zone of the Garabashi glacier in 2022 (c), where 1 – Campbell thermohygrometer, 2 – Gill acoustic anemometer, 3 – HOBO anemometer and rumbometer, 4 – Kipp&Zonnen net radiometer, 5 – ISAW FlowCapt acoustic snow-drift sensor. Punsions show: “AMS Garabashi” – a measuring area (altitude 3850 m a.s.l.) and the scientific station of the Lomonosov Moscow State University in Azau village (2350 m a.s.l.). Google Earth materials (www.earth.google.com) were used to create this figure.

тилетий они практически отсутствуют. К тому же, на Центральном Кавказе действуют лишь три метеостанции сети Росгидромета: Терскол, Клухорский перевал и Шаджатмаз. В то же время в работе (Гандин, Каган, 1976) показано, что рекомендуемое расстояние между метеорологическими станциями в условиях сложной орографии в среднем не должно превышать 20 км. Поэтому значения основных метеорологических величин (температуры, скорости ветра, осадков) на поверхностях ледников Эльбруса могут быть получены только путём экстраполяции рядов по данным метеостанции Терскол, расположенной в долине р. Баксан. Однако такой подход не позволяет получить достаточную точность результатов, а для таких величин, как суточные суммы осадков, турбулентные потоки тепла и характеристики подстилающей поверхности, и вовсе оказывается неприемлемым.

В работе (Торопов и др., 2016) показано, что для описания климатического режима высокогорных районов Эльбруса можно использовать данные реанализов ERA-Interim и ERA5 за последние 40–45 лет. Удовлетворительный результат можно получить на масштабах месячного осреднения (суммирования) для осадков, а также компонентов радиационного баланса (Тогоров

et al., 2019). Однако показатели суточной интенсивности осадков, турбулентных потоков тепла и влаги, порывов ветра и температурно-влажностных характеристик подстилающей поверхности в данных реанализов содержат большие ошибки и их использование некорректно (Ледники..., 2020). Поэтому определяющей частью данного исследования стала организация серии ежегодных экспедиций, в ходе которых были получены данные метеорологических наблюдений в области абляции ледника Гарабаши на южном склоне горы Эльбрус на высоте 3850 м над ур. моря (рис. 1). В данной работе будут обсуждаться результаты двух измерительных кампаний в зимний период, проведенных с 27 января по 6 февраля 2021 г. и с 4 по 24 февраля 2022 г. В ходе последнего эпизода наблюдений были получены данные измерений на поверхности горного ледника длительностью до 20 дней. В последний раз такого рода измерения проводились только в конце 1950-х и в 1960-е годы в рамках многочисленных проектов, инициированных в период Международного геофизического года (Оледенение Эльбруса..., 1968).

Площадь измерительного полигона на поверхности ледника составила примерно 400 м². В центре полигона был установлен автоматизированный метеорологический комплекс (см.

рис. 1), на расстоянии 10 м от которой располагались восемь снегомерных рек (с пространственным шагом 10 м).

В результате измерений были получены ежеминутные данные о температуре и влажности воздуха на высоте 2 м (здесь и далее в абзаце в скобках приведена погрешность измерений: $\pm 0.25^\circ\text{C}$ и $\pm 0.1\%$ соответственно), атмосферном давлении (± 1.5 гПа), скорости и направлении ветра ($\pm 4\%$ и $\pm 5^\circ$ соответственно) по данным автоматических метеостанций HOBO и Campbell. Компоненты радиационного баланса измерялись балансометром Hukseflux NR01 и Kipp&Zonen CNR1 ($\pm 10\%$ для дневных сумм и ± 20 Вт/м² для мгновенных измерений), установленных на уровне 1 м над поверхностью. Изюминкой измерительного комплекса стал акустический метелемер ISAW FlowCapt FC4 7, позволивший количественно оценить поток метелевых частиц в приповерхностном слое воздуха. Кроме того, на уровне 2 м над поверхностью посредством акустического анемометра Gill Windmaster измерялись три компоненты скорости ветра ($\pm 1.5\%$ и $\pm 2^\circ$ для скорости и направления ветра и $\pm 2^\circ\text{C}$ для пульсационной температуры), с частотой 20 Гц. Эти измерения позволили в явном виде получить оценки турбулентного теплообмена и потока импульса между атмосферой и подстилающей поверхностью на основе метода турбулентных пульсаций (eddy covariance). По техническим причинам акустический анемометр Gill использовался только в ходе экспедиции 2021 г.

Для измерения термического режима снежного покрова в 2021 г. использовали термометрическую косу GeoPrecision ($\pm 0.1^\circ\text{C}$) (далее – термокоса), а в 2022 г. – датчики iButton ($\pm 1^\circ\text{C}$). С учётом доступного оборудования измерения проводились с временной дискретностью 1 ч и с шагом по вертикали 0.2 м до глубины 3.5 м в 2021 г. и с шагом 0.1 м до глубины 0.3 м в 2022 г. Также в день установки оборудования проводилось шурфование снежного покрова, что позволило получить сведения о начальном вертикальном распределении плотности и водного эквивалента снега.

Модель SPONSOR: общее описание и блок снежного покрова. Пилотная версия численной модели тепловлагообмена на суше (Land-Surface Model, LSM) SPONSOR была разработана в лаборатории климатологии Института географии РАН в 1997 г. (Shmakin, 1998) и изначально задумывалась как схема взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью суши для моделей общей циркуляции атмосферы. В течение 25 лет модель достаточно активно совершенствовалась, участвовала во многих международных тестовых экспериментах (Slater et al., 2001; Etchevers et al., 2004; Krinner et al., 2018; Essery et al., 2020 и др.). В настоящее время модель SPONSOR использу-

ется в автономном режиме, и позволяет решать широкий круг вопросов, связанных с расчётом тепловлагообмена между поверхностью суши и атмосферой, а также с глубокими слоями снежного покрова, почво-грунтов или подстилающего льда.

Модель SPONSOR позволяет рассчитать все составляющие теплового и водного баланса на суше, а также переменные характеристики: эффективную температуру поверхности ландшафта; температуру в почво-грунтах и их влагосодержание; количество замерзшей воды в почво-грунтах; альбедо и т.д. Все перечисленные параметры рассчитываются на каждом шаге по времени, который в зависимости от поставки задачи может меняться от одной минуты до одних суток. Для корректной работы модели на каждом шаге по времени необходимо задавать значения метеорологических переменных (форсинг): температуру и влажность воздуха, скорость ветра, осадки, потоки радиации, атмосферное давление. Также необходимо задавать меняющиеся в зависимости от типа ландшафта характеристики растительности и почво-грунтов, часть из которых может иметь сезонный ход. В качестве нижних граничных условий задается температура грунта на уровне затухания годовых колебаний (в среднем для большинства почв Северной Евразии эта глубина составляет 3–4 м), а также глубина залегания грунтовых вод. Число и толщина расчётных уровней в почво-грунтах могут меняться; в работе использована семиуровневая версия. Детальное описание модели SPONSOR приведено в работах (Shmakin, 1998; Шмакин, Рубинштейн, 2006; Шмакин и др., 2009; Турков, Сократов, 2016). В рамках задачи моделирования снежного покрова на поверхности горного ледника предусмотрена возможность заменить теплофизические характеристики почво-грунта на характеристики льда.

Прогностические переменные модели включают: температуру поверхности и глубинных слоёв почво-грунта и снега, влагосодержание (в том числе и долю замёрзшей воды) почво-грунта и снега для всех расчётных уровней, водный эквивалент, плотность, толщину, кристаллическую структуру и тип всех слоёв снега. Диагностическими переменными служат: турбулентные потоки явного и скрытого тепла, поток тепла в грунт, потоки тепла и влаги в почве и снежной толще, сток воды из колонки, альбедо, теплопроводность, теплоёмкость, максимальная водоудерживающая способность и фазовое состояние воды – снега, а также характеристики растительности (при её наличии).

В LSM SPONSOR модель снежного покрова включена в качестве отдельного блока. Основная структурная единица модели снежного покрова – слой снега. Считается, что в общем случае на каж-

дом шаге по времени при наличии твёрдых осадков формируется отдельный слой снега с определенными начальными свойствами. В дальнейшем под воздействием различных физических процессов свойства слоя плавно или скачкообразно меняются. При росте снежной толщи соседние слои одного типа, близкие по свойствам, могут объединяться, общее же количество слоёв может быть произвольным в зависимости от условий формирования снежного покрова. Снежный покров в модели представлен в виде многослойной среды. В ходе вычислений каждый слой этой среды представлен программным объектом с переменными, соответствующими свойствам снега, а также набором функций, позволяющих работать со слоями как с едиными объектами, т.е. складывать или делить слои, менять их тип и отдельные характеристики и т.п.

Модель снежного покрова включает в себя описание процессов, вносящих наибольший вклад в формирование характеристик снега, важных для описания взаимодействия снежного покрова с атмосферой и почво-грунтом (Шмакин и др., 2009). К ним относятся: образование нового слоя снега; изменение плотности слоёв снега в результате вязкого и ветрового уплотнения; изменение температуры слоев снега за счёт теплообмена с атмосферой и почвой, а также поглощения солнечной радиации и фазовых переходов воды в толще снега; испарение, в том числе метелевое по схеме А.К. Дюнина (Дюнин, 1963); таяние, перенос талой воды и её вторичное замерзание; изменение влажности снега в результате таяния и просачивания талой воды в толщу, а также поглощения жидких осадков; изменение альбедо снега, а также свойств снега за счёт смены его типа (например, при возникновении глубинной изморози или ледяной прослойки). Для определения изменений температуры важную роль играет корректное описание изменяющейся теплоемкости и теплопроводности снега.

Метод расчета вязкого уплотнения сухого снега приведен в статье (Kominami et al., 1998). Коэффициент компрессионной вязкости (Па · с) вычисляется по формуле:

$$\eta = C\rho^a, \quad (1)$$

где ρ — плотность сухого снега (кг/м³); $C = 0.392$ Па с (кг/м³)^{-a}, $a \approx 4$ (безразмерный) — эмпирические параметры.

Температура поверхности снега рассчитывается с помощью уравнения теплового баланса верхнего бесконечно тонкого слоя:

$$S_0(1 - \alpha_{sn}) - S(z) + R + H_s + L_v E_s + B = 0, \quad (2)$$

где S_0 — интенсивность падающей коротковолновой радиации, Вт/м²; α_{sn} — альбедо поверхности в

долях единицы; $S(z)$ — интенсивность радиации, проникшей вглубь снега, Вт/м²; R — баланс длинноволновой радиации, Вт/м²; H_s и $L_v E_s$ — соответственно турбулентные потоки явного и скрытого тепла, Вт/м²; B — кондуктивный поток тепла в снег, Вт/м².

Уравнение (2), нелинейное относительно температуры поверхности, решается методом итераций. Процессы теплообмена и изменения температуры внутри толщи снега описываются уравнением:

$$\rho_{sn} C_{sn} \frac{\partial T_{sn}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_{sn} \frac{\partial T_{sn}}{\partial z} + S(z) \right) + L_i F_{sn}(z), \quad (3)$$

где z — глубина, м; T_{sn} — температура снега, К; ρ_{sn} — плотность снега, кг/м³; C_{sn} — теплоёмкость снега, Дж/кг/К; λ_{sn} — коэффициент теплопроводности снега, в общем случае являющийся функцией от глубины z , Вт/м/К; L_i — удельная теплота таяния/замерзания, Дж/кг; $F_{sn}(z)$ — интенсивность таяния/замерзания воды в снеге, кг/с/м³; $S(z)$ — поток проникающей в снег коротковолновой радиации, Вт/м².

Для решения уравнения (3) используется неявная конечно-разностная схема с прогонкой по вертикали, причем потоки тепла и новая температура каждого из слоёв вычисляются не только для снега, но одновременно и для слоёв почвы.

Альбедо верхнего слоя снега α_{sn} вычисляется по формуле:

$$\alpha_{sn} = (1 - 0.2 f_{age}) \alpha_{sn.new}, \quad (4)$$

где $\alpha_{sn.new}$ — альбедо свежего снега в долях единицы (параметр, может меняться от 0.7 до 0.9); f_{age} — функция возраста снега, которая находится по формуле:

$$f_{age} = \tau_{sn} / (1 + \tau_{sn}), \quad (5)$$

где τ_{sn} — возраст верхнего слоя снега в днях.

Если верхний слой снега талый, то его альбедо может принимать значения от 0.4 до 0.55. Таяние снега происходит, когда температура его поверхности становится равной 0°C. Скорость таяния M (кг/м²/с) определяется как

$$M = E_{melt} / L_i, \quad (6)$$

где L_i — удельная теплота таяния/замерзания, Дж/кг; E_{melt} — затраты тепла на таяние, Вт/м², которые определяются при итерационном решении уравнения (1) как положительная невязка баланса тепла, возникающая при достижении температуры поверхности значения 0°C. Подробно модель снежного покрова описана в работе (Шмакин и др., 2009).

В данной версии модели SPONSOR расчёт теплопроводности снега был изменён по сравнению с базовым вариантом (Шмакин и др., 2009), где использовалась параметризация, разработанная в (Sturm et al., 1997). В настоящее время в модели SPONSOR для снега, плотность которого меньше 400 кг/м^3 , используется параметризация А.В. Павлова (Павлов, 1979):

$$\lambda_{sn} = \lambda_{sn,d} K_p, \quad (7)$$

где:

$$\lambda_{sn,d} = 0.035 + 0.353 \times 10^{-3} \rho_{sn} - 0.206 \times 10^{-6} \rho_{sn}^2 + 2.62 \rho_{sn}^3, \quad (8)$$

$$K_p = 1 + 1.18 \exp(0.15 T_{sn,C}). \quad (9)$$

Здесь λ_{sn} — теплопроводность снега, Вт/(м К); $\lambda_{sn,d}$ — теплопроводность снега при температуре ниже -25°C , когда, по мнению А.В. Павлова, диффузия водяного пара в толще снега практически прекращается и имеет место только кондуктивная теплопроводность; K_p — коэффициент, описывающий влияние диффузии водяного пара в толще снега на теплопроводность; $T_{sn,C}$ — температура снега, $^\circ\text{C}$; ρ_{sn} — плотность снега, кг/м^3 .

Для снега с плотностью выше 400 кг/м^3 , для которого корректность параметризации А.В. Павлова не гарантирована, используется параметризация, предложенная в работе (Осокин и др., 2017):

$$\lambda_{sn} = 9.165 \times 10^{-2} - 3.814 \times 10^{-4} \rho_{sn} + 2.905 \times 10^{-6} \rho_{sn}^2 \dots \quad (10)$$

В работе (Осокин и др., 2017) показано, что расчёты коэффициента теплопроводности по формуле А.В. Павлова при -10°C и по формуле (10) (результатирующей кривой средних значений теплопроводности, вычисленных по данным 20 известных из литературы эмпирических зависимостей) дают хорошее соответствие, поэтому применяется формула А.В. Павлова, так как она учитывает и температурный фактор. При этом надо отметить, что при изменении температуры снега от -10 до -20°C , значение коэффициента теплопроводности (по формуле А.В. Павлова) уменьшается на 20%.

Для глубинной изморози в данной версии модели сохранена параметризация, предложенная в работе (Sturm et al., 1997):

$$\lambda_{sn} = \lambda_{dry} + \frac{51.8}{(T_{sn,C} - 27.8)^2 + 211.2}, \quad (11)$$

где $\lambda_{dry} = 0.06 \text{ Вт/(м К)}$.

Численные эксперименты с моделью SPONSOR.

Эксперименты с моделью SPONSOR проводились по следующей схеме — в качестве начального

условия задавались свойства снежного покрова в соответствии с данными наблюдений, полученными в результате шурфования в момент начала наблюдений в рамках эльбрусских экспедиций 2021/22 г. Весь снежный покров разбивался на начальное количество слоёв, каждый толщиной 20 см. Для каждого из этих слоёв задавались значения температуры, плотности, влажности, водного эквивалента, типов снега в соответствии с данными шурфования. Толща льда ниже границы снежного покрова с вычислительной точки зрения выступала в качестве одной из разновидностей почво-грунта с теплофизическими свойствами, характерными для льда. Слой льда, включённый в модель, разбивался на семь фиксированных слоёв, толщиной (сверху вниз) 1.0; 1.3; 1.5; 1.7; 2.0; 2.5 и 3.0 м соответственно нижняя граница модельного льда располагалась на глубине 13 м от границы раздела снег—лёд. На нижней границе льда задавалась постоянная температура, примерно соответствующая среднегодовой многолетней температуре поверхности в данной точке, равной примерно -7°C (Ледники..., 2020); в толще льда начальная температура распределялась методом линейной интерполяции между глубинной температурой на глубине 13 м и измеренной температурой на границе снег—лёд, а затем в процессе расчётов она могла меняться в результате изменения тепловых потоков. На каждом шаге по времени задавались значения метеопараметров, полученные из данных измерений, а свойства снежной толщи и величины потоков тепла и влаги между поверхностью снега и атмосферой, а также между снегом и подстилающим его льдом рассчитывались по модели. Заданное начальное количество слоёв снега могло меняться в процессе расчётов из-за выпадения осадков в твёрдом виде, а также объединения слоёв с близкими свойствами. Количество слоёв снега меняется как в большую, так и в меньшую сторону в течение периода расчётов в зависимости от частоты выпадения осадков и особенностей трансформации снежного покрова (прежде всего за счёт диффузии водяного пара и замерзания жидкой влаги) и теоретически может быть произвольным.

Численные эксперименты с моделью SPONSOR выполнялись с использованием двух серий наблюдений, первая из которых была реализована с 29 января 00:00 ч по 5 февраля 23:00 2021 г. Мощность снежного покрова на момент шурфования (27 января) составляла 100 см, а данные о термическом режиме и плотности снежного покрова были получены с шагом 20 см. Плотность снега в начале эксперимента менялась в диапазоне от 320 кг/м^3 на глубине 1 м до 210 кг/м^3 вблизи поверхности.

Вторая серия наблюдений проводилась с 5 февраля 00:00 ч по 24 февраля 23:00 ч 2022 г.

Мощность снежного покрова на момент шурфования (29 января) составляла 80 см, а данные о термическом режиме снежного покрова были получены до глубины 30 см с шагом 10 см. Плотность снега в начале эксперимента менялась в диапазоне от 400 кг/м^3 на глубине 0.8 м до 260 кг/м^3 вблизи поверхности. В данной версии модели использовались следующие параметры: альbedo свежего снега — 0.9, альbedo талого снега — 0.55, параметр шероховатости — от 2.5×10^{-4} до 10^{-3} м в зависимости от плотности снега, коэффициент серости (излучения) — 0.98. Шаг по времени в обоих экспериментах составлял один час.

Также стоит отметить, что измерения температуры в снежной толще проводились на уровнях, фиксированных относительно границы раздела лёд—снег, однако при этом вариации положения поверхности снежного покрова за счёт осадков, и метелевого переноса и сублимации могут исчисляться десятками сантиметров в сутки. Поэтому далее для описания результатов измерений и моделирования в качестве вертикальной координаты используется не фиксированная глубина, а толщина снежного покрова, отсчитываемая от его нижней границы, определенной в начале периода измерения по данным шурфирования.

Методика оценки осадков. В ходе полевых наблюдений 2021/22 г. измерения суточных сумм осадков с помощью осадкомеров не проводились, что значительно ограничило возможность точного восстановления баланса массы снежного покрова. С другой стороны, методическая проблема измерений твердых осадков, особенно в условиях интенсивного метелевого переноса, до сих пор остается открытой. В данной работе была предпринята попытка оценить количество выпавших осадков по результатам ежедневных измерений толщины снежного покрова. Зная приращение толщины и плотность выпавшего снега, а также сроки, в которые это приращение произошло, можно приближенно оценить количество выпавших осадков. Пространственное осреднение этой величины по 8 снегомерным рейкам позволяет минимизировать эффекты локального метелевого переноса. При этом сроки начала и окончания снегопада фиксировались по наблюдениям, проводившимся на учебно-научной базе МГУ им. М.В. Ломоносова в Азау, расположенной на высоте 2350 м над ур. моря в 5 км к югу от измерительного полигона на леднике Гарабаши.

Однако изменение высоты снежного покрова отражает сумму всех компонент баланса массы снежного покрова, включая уплотнение снега и сублимацию ледяных кристаллов. В целях учёта этих факторов на первой итерации расчетов к положительным изменениям высоты снега (трактуемым как твёрдые осадки) с учётом его уплотне-

ния прибавляли величину слоя сублимации (включая метелевую), рассчитанную с помощью модели SPONSOR. На второй итерации расчётов полученные значения пересчитываются в скорость выпадения осадков в мм/с (с использованием известных скорости и времени приращения толщины снега) и приписываются к тем срокам, когда приращение реально наблюдалось. Эта информация используется в качестве входных данных об осадках (форсинга) уже в итоговых численных экспериментах. Одновременно контролируется баланс приращения массы снежного покрова с учётом его испарения, чтобы избежать несуществующих источников и стоков массы. Совмещение натурных данных и модельных расчётов позволяет с некоторыми допущениями восстановить информацию о твёрдых осадках по данным измеренного изменения толщины снежного покрова. Такой подход, конечно, не заменяет измерения осадков с помощью акустических или лазерных осадкомеров, однако существенно повышает корректность модельных расчётов по сравнению с полным отсутствием учёта твёрдых осадков. Оценки точности воспроизведения моделью SPONSOR скорости уплотнения снежного покрова в широком диапазоне природных условий были выполнены ранее в ходе эксперимента SnowMIP (Krinner et al., 2018, Menard et al., 2021 и др.): модель показала хорошее качество воспроизведения наблюдаемой толщины снежного покрова на большинстве измерительных полигонов, что невозможно без правильного расчёта скорости уплотнения снега. Оценки рассчитанных величин потоков скрытого тепла над поверхностью снега в данной работе выполнялись путём вычисления теплового баланса поверхности по измеренным значениям радиационных потоков и потоков явного тепла, а также по рассчитанным величинам радиационного баланса поверхности и индукционного потока тепла в снег. Поток скрытого тепла определялся при этом как остаточный член теплового баланса, который по порядку величины соответствовал измеренному потоку явного тепла.

Полученные данные измерений толщины и массы снежного покрова, а также вычисленные с помощью модели SPONSOR значения скорости уплотнения снега и величины испарения позволяют с удовлетворительной точностью решить обратную задачу восстановления количества выпавших осадков, чтобы на второй итерации расчётов включить их в модельный форсинг как более достоверную величину. Развитие данной методики могло бы позволить с известной точностью восстанавливать количество выпавших твёрдых осадков по измеренным значениям толщины снежного покрова.

Таким образом, полученные данные наблюдений непосредственно на поверхности горного ледника отличаются достаточно высокой степенью достоверности (кроме осадков, которые все-таки восстанавливались косвенно описанным выше способом) и могут быть использованы для реализации численных экспериментов с моделями снежного покрова.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Воспроизведение радиационной температуры поверхности. Измерение плотности потока восходящего длинноволнового излучения с помощью пиргеометров позволяет восстановить значения радиационной температуры поверхности снежного покрова по закону Стефана-Больцмана. Корректно заданное значение коэффициента серости должно привести к полному соответствию рассчитанной радиационной температуры поверхности реально наблюдаемой термодинамической температуре. В дальнейшем восстановленную по данным пиргеометра температуру мы будем для краткости называть “измеренной радиационной температурой” (далее — ИРТ). Следует отметить, что коэффициент серости для снега не является величиной постоянной (Snow..., 2008). Однако мы принимаем во внимание, что значение коэффициента серости может отклоняться от среднего с тем или иным знаком. При этом измерения температуры поверхности снега не проводились, что связано с постоянным изменением высоты поверхности снежного из-за метелевого переноса, осадков, а также с воздействием солнечной радиации на термометры, которое невозможно исключить. Поэтому на рис. 2 представлены также графики радиационной температуры, рассчитанной для предельно возможных значений коэффициента серости: минимального 0.96 и максимального 1.0. Сравнение графиков показывает, что возможные неточности коэффициента серости могут быть причиной существенной погрешности расчета радиационной температуры, достигающей 2–3°C.

На рис. 2, а приведено сравнение ИРТ поверхности снега при различных коэффициентах серости с результатами моделирования для эксперимента 2021 г. (чёрная линия). В качестве условного “эталона” для оценки качества моделирования может служить ряд радиационной температуры, полученный на основе измеренного потока уходящей длинноволновой радиации при значении коэффициента серости $\varepsilon = 0.98$. При нём модель SPONSOR весьма точно воспроизводит временную изменчивость — коэффициент корреляции между модельным и “измеренным” рядом равен 0.96, среднеквадратическая ошибка — 1.9°C, средняя абсолютная ошибка составляет 0.8°C.

На рис. 2, б приведено сравнение ИРТ поверхности снега при различных коэффициентах серости с результатами моделирования для эксперимента 2022 г. (чёрная линия). Можно отметить, что модель SPONSOR также с высокой точностью воспроизводит временную изменчивость температуры поверхности снега: коэффициент корреляции составляет 0.93, среднеквадратическая ошибка — 2.4°C. Средняя абсолютная ошибка по результатам модели SPONSOR оказывается близка к 0°C, при этом модель преимущественно завышает значения температуры поверхности в дневное время и занижает в ночное. Максимум ошибок по результатам модели достигается в период устойчивого антициклона с 12 по 17 февраля (до 4°C).

Кроме температуры поверхности, на рис. 2, а–б представлены также графики измеренной приземной температуры воздуха (синяя линия). Сравнение графиков ИРТ и приземной температуры воздуха позволяет оценить приземный градиент температуры, от которого в первую очередь зависит величина турбулентного теплообмена снежной поверхности с атмосферой. По данным измерений величина приземного градиента температуры в период наблюдений весьма велика, и составляет в среднем $-2^\circ\text{C}/\text{м}$, т.е. в среднем над снежным покровом наблюдается сильная температурная инверсия, что в целом типично для зимних условий. Как показывает анализ рис. 2, б, в условиях штилевой антициклонической погоды, наблюдавшейся в период с 12 по 17 февраля, перепад температуры между поверхностью и уровнем измерения температуры воздуха (2 м) может достигать 18°C . Близкие значения были получены и по результатам моделирования.

Воспроизведение термического режима снежного покрова. Модель SPONSOR позволяет рассчитать температуру не только на поверхности, но и по всей толще снежного покрова. На рис. 3 представлено сравнение временных рядов температуры для эксперимента 2021 г. по данным расчёта SPONSOR на различных уровнях от границы раздела “лёд–снег”; для наглядности на рис. 3 представлен также график изменений радиационной температуры поверхности. К сожалению, некоторые датчики термоксы Geoprecision, расположенные на уровнях 60 и 80 см, работали некорректно, поэтому данные, полученные с них, были забракованы. В связи с этим на рис. 3 представлены графики измеренной температуры только для уровней 20 и 40 см от нижней границы снега. Анализ графика показывает, что модель даёт достаточно адекватную картину термического режима снежного покрова: амплитуда колебаний температуры вблизи поверхности (уровень 80 см) затухает с глубиной согласно второму закону Фурье; результаты измерений и моделирования показа-

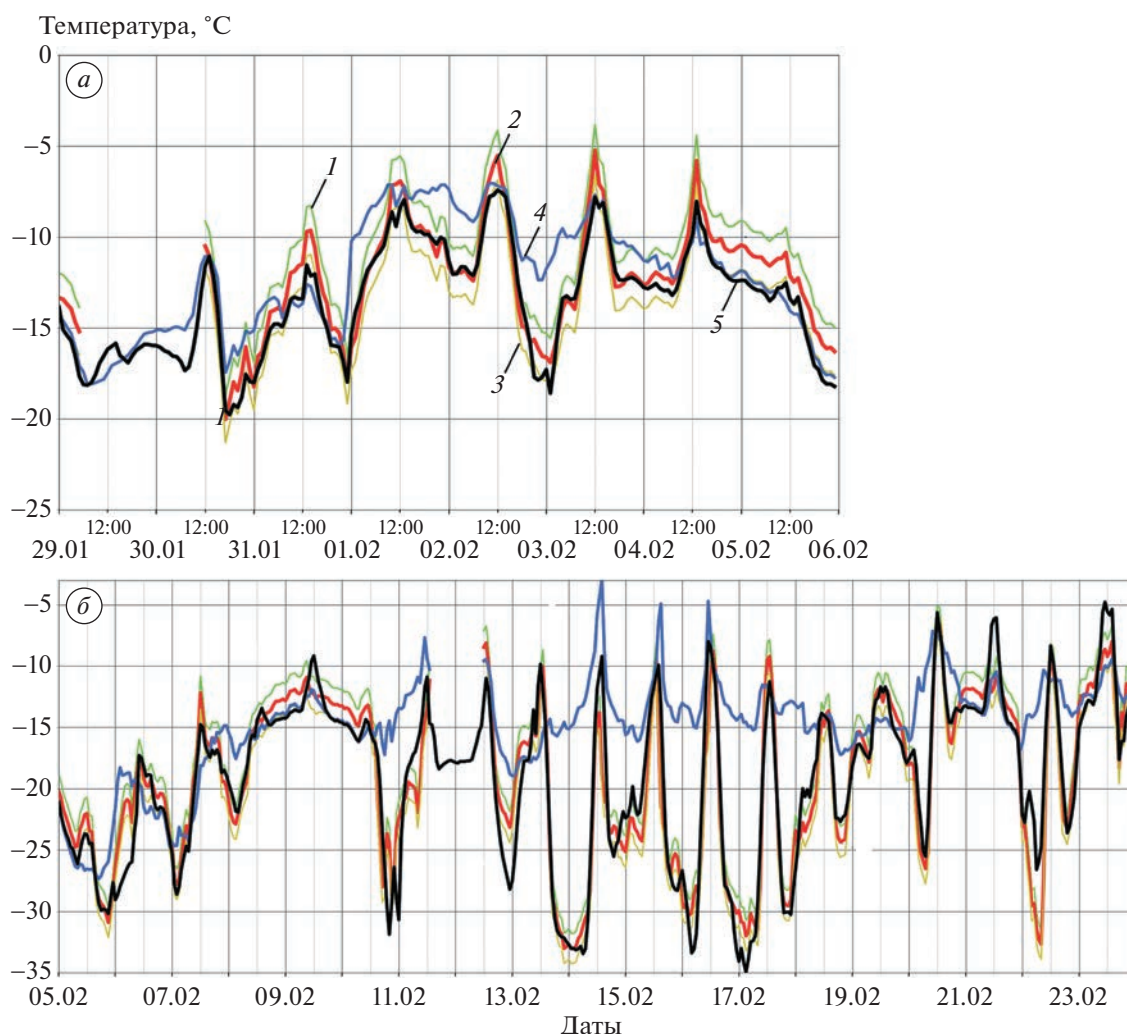


Рис. 2. Радиационная температура поверхности снега, рассчитанная для периодов экспедиции 2021 г. (а) и 2022 г. (б): по данным наблюдений при коэффициентах серости 1 – 0.96; 2 – 0.98 и 3 – 1.0, 4 – температура поверхности снега по результатам расчетов на модели SPONSOR; 5 – график наблюдаемой температуры воздуха на высоте 2 м.

Fig. 2. The radiation temperature of snow surface, calculated for the period of the expedition in 2021 (a) and 2022 (b): according to observations at grayness coefficients of 1 – 0.96; 2 – 0.98 and 3 – 1.0, 4 – snow surface temperature according to the results of calculations on the SPONSOR model; 5 – graph of the observed air temperature at a height of 2 m.

ли, что глубже уровня 40 см в высокогорных условиях Эльбруса суточные колебания температуры практически не распространяются. При этом для уровней, на которых термометры работали корректно, наблюдается хорошее соответствие наблюдаемых и рассчитанных значений температуры снега: средняя абсолютная ошибка данных моделирования составляет 0.4°C для уровня 40 см и 0.2°C для уровня 20 см.

Затем был проведён ряд численных экспериментов, направленных на количественную оценку возможных ошибок, неизбежно возникающих при измерениях температуры в снежной толще с помощью термокос. Чаще всего термокоса устанавливается в заранее пробуренную лунку в снежно-ледовой толще, либо в заранее выкопан-

ный шурф, который затем засыпается снегом. В обоих случаях измерения проводятся в нарушенном снежном покрове. Для оценки возможного влияния начальных значений плотности снега на его термический режим были проведены численные эксперименты с внесенными отклонениями плотности снежного покрова на $\pm 100 \text{ кг/м}^3$ на всех расчётных уровнях. Таким образом, имитировалось заполнение измерительного шурфа количеством снега с меньшим (-100 кг/м^3) или большим ($+100 \text{ кг/м}^3$) значением плотности по сравнению с исходной величиной (при одинаковой начальной высоте снежного покрова). Исходная наблюдаемая плотность снега в начале эксперимента менялась в диапазоне от 320 кг/м^3 на глубине 1 м до 210 кг/м^3 вблизи поверхности. Таким

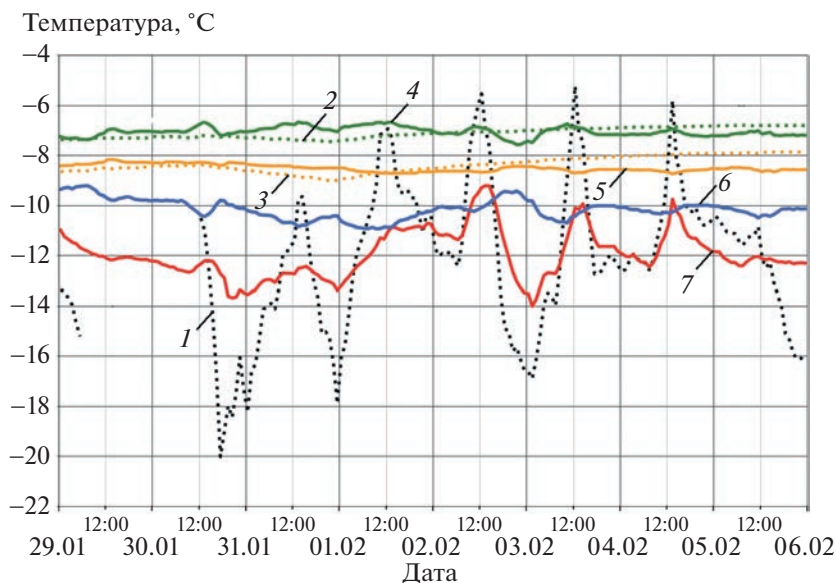


Рис. 3. Термоизоплеты по данным наблюдений (пунктирные линии) и результатам расчётов на модели SPONSOR (сплошные линии) для периода экспедиции 2021 г.: 1 – радиационная температура поверхности снега, рассчитанная для периода экспедиции 2021 г. по данным наблюдений при коэффициенте серости 0.98; 2–3 – данные наблюдений соответственно на 20 и 40 см; 4–7 – расчёты по модели SPONSOR для уровней соответственно 20, 40, 60 и 80 см. Уровни отсчитываются от границы снежного покрова и ледника.

Fig. 3. Thermal isopleths according to observational data (dotted lines) and results of calculations on the SPONSOR model (solid lines) for the expedition period of 2021; 1 – radiation temperature of the snow surface, calculated for the expedition period of 2021 according to observational data with an emissivity of 0.98; 2–3 – observational data at 20 and 40 cm, respectively; 4–7 – calculations using the SPONSOR model for levels of 20, 40, 60 and 80 cm, respectively. The levels are counted from the border of the snow cover and the glacier.

образом, при изменении начальной плотности на $\pm 100 \text{ кг/м}^3$ в процентном отношении она менялась весьма существенно: на 48% для приповерхностного слоя и на 31% для уровня 1 м. Результаты эксперимента представлены на рис. 4, а (для температуры на уровнях 20, 40 и 60 см от границы раздела снег–лёд). Анализ рис. 4, а показывает, что возмущения начальной плотности снежного покрова могут оказать существенное влияние на его термический режим: отклонения значений температуры могут достигать $1.5\text{--}2.5^\circ\text{C}$ для уровня 60 см и 1°C для уровня 40 см от границы раздела снег–лёд.

При анализе графиков рис. 4, а отмечается парадоксальный, на первый взгляд, результат: при меньшей плотности снега амплитуда колебаний температуры в верхних слоях снега больше, чем при увеличенной плотности. Теоретические исследования показывают, что при меньшей плотности и, следовательно, при меньших значениях коэффициента теплопроводности, термические колебания должны быстрее затухать при распространении вглубь снежного покрова. Однако следует отметить, что в данном эксперименте моделировалось заполнение шурфа для термокосы количеством (массой) снега существенно меньшим (или существенно большим) по сравнению с исходной величиной. Поэтому наряду с уменьше-

нием (увеличением) коэффициента теплопроводности одновременно уменьшалась (увеличивалась) теплоемкость снега в шурфе, так как общая начальная толщина оставалась одинаковой. Как следует из уравнения (3), скорость изменения температуры снега на любой глубине прямо пропорциональна теплопроводности и обратно пропорциональна произведению плотности на теплоемкость. Особенно это заметно в верхней части шурфа, где изменения плотности превышают 40%. Поэтому при уменьшении плотности снега в шурфе чувствительность его температуры к изменениям потоков тепла возрастает из-за уменьшения теплоемкости, но затухание колебаний происходит быстрее, чем при увеличенной плотности из-за уменьшения теплопроводности, поэтому к уровню 20 см от границы раздела “снег–лёд” различия для трёх расчётов практически нивелируются. При аномальном увеличении плотности снега наблюдается обратный процесс (он выражен несколько слабее).

Кроме того, следует иметь в виду, что после установления начальных аномалий плотности снега, в дальнейшем снежный покров подвергался естественному процессу уплотнения, как вязкого, так и ветрового, особенно заметного в условиях зимнего высокогорья. При этом снег с меньшей плотностью уплотнялся быстрее, чем снег с

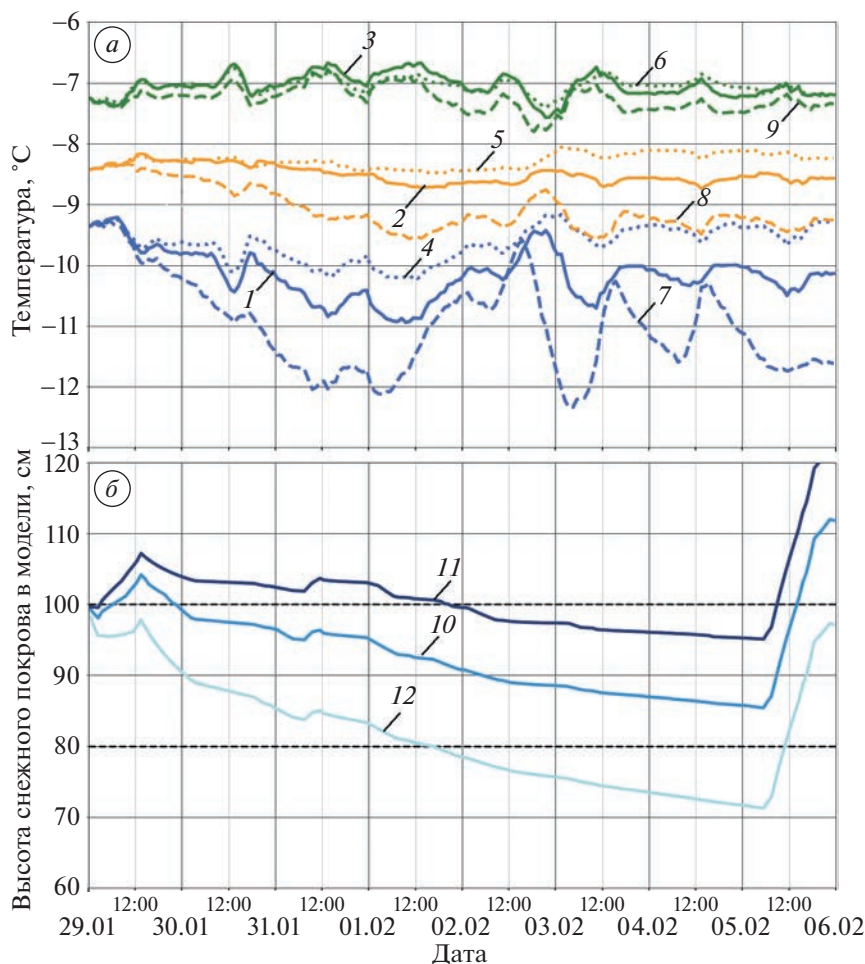


Рис. 4. Эксперимент на модели SPONSOR по данным 2021 г. — (а) изменения температуры снежной толщи со временем на: 1 — 60, 2 — 40 и 3 — 20 см при измеренном начальном вертикальном распределении плотности снежного покрова; а также при изменении начального вертикального распределения плотности снега по глубине на 100 kg/m^3 в большую (линии с коротким пунктиром 4, 5, 6) и меньшую (линии с длинным пунктиром 7, 8, 9) сторону от базового значения; (б) высота снежного покрова в численных экспериментах на модели SPONSOR по данным 2021 г. при измеренном начальном вертикальном распределении плотности снежного покрова (10) и при изменении начального вертикального распределения плотности снега по глубине на 100 kg/m^3 в большую (11) и меньшую (12) сторону от базового значения. Уровни температурных датчиков (13) отсчитываются от границы снежного покрова и ледника.

Fig. 4. Experiment on the SPONSOR model according to 2021 data — (a) changes in the temperature of the snow with time at levels: 1 — 60, 2 — 40 and 3 — 20 cm with the measured initial vertical distribution of snow density; and with a changed initial vertical distribution of snow density by 100 kg/m^3 to the larger (dotted lines 4, 5, 6) and smaller (dashed lines 7, 8, 9) side of the base value; (b) snow depth in numerical experiments on the SPONSOR model according to 2021 data with the measured initial vertical distribution of snow density (10) and with a changed initial vertical distribution of snow density over depth by 100 kg/m^3 to a larger one (11) and the smaller (12) side of the base value. The levels of temperature sensors (13) are counted from the border of the snow cover and the glacier.

большей плотностью. Поэтому его толщина уменьшалась быстрее (см. рис. 4, б). Несмотря на то что уровни расчета температуры располагались на одном расстоянии от границы “лёд–снег”, они оказывались на разном расстоянии от поверхности снега через небольшой промежуток времени. То есть рассматривалась ситуация, когда расположенный на фиксированной высоте от раздела “лёд–снег” термодатчик в результате уплотнения снежного покрова оказывался все ближе к поверхности снега. Поэтому в итоге пришлось отка-

заться от оценок и визуализации изменения температуры на уровне 80 см от раздела “лёд–снег”, поскольку уже к 1 февраля толщина снежного покрова стала меньше 80 см (см. рис. 4, б — датчик, изначально расположенный на глубине 20 см, после 1 февраля оказался бы в воздухе). Для экспериментов с нормальной и тем более увеличенной плотностью уменьшение высоты снежного покрова выражено гораздо слабее, поэтому уровни определения температуры оказываются на боль-

шей глубине от поверхности снега, чем для эксперимента с уменьшенной плотностью.

Воспроизведение турбулентного потока явного тепла. Данные высокочастотных измерений компонент скорости ветра с помощью акустического анемометра Gill позволили оценить качество воспроизведения моделью SPONSOR значений турбулентного потока явного тепла. Ранее для сезона абляции на горных ледниках было показано, что прямой метод турбулентных пульсаций (eddy covariance) условно может считаться “эталоном” (Торопов и др., 2018).

Временная изменчивость потока явного тепла воспроизводится моделью SPONSOR удовлетворительно (рис. 5, а) за исключением сроков с большими значениями положительных потоков по данным наблюдений (до 330 Вт/м²). Коэффициент детерминации между измеренными и рассчитанными значениями потоков для всего объема выборки составляет 0.16 (рис. 5, б), что формально является статистически значимой величиной. При этом случаи со значительными “выбросами” значений потоков явного тепла моделью SPONSOR не воспроизводятся. Однако достоверность таких высоких измеренных значений требует дополнительной проверки на более длинных рядах наблюдений. В то же время данные наблюдений приведены в виде средних часовых значений, что по идее должно было минимизировать ошибки. Кроме того, количество случаев со значениями турбулентного потока явного тепла более 100 Вт/м² составляет порядка 17% от общей выборки, что не позволяет исключить их как маловероятные события.

К примеру, случаю неустойчивой стратификации по данным наблюдений 31 января 2021 г. сопутствовал значительный дневной прогрев поверхности снежного покрова, опережающий рост температуры воздуха. В результате разность температур поверхность снега – атмосфера оказалась положительной и достигла 6°C. В таких условиях неустойчивой стратификации возможны восходящие движения у поверхности, что подтверждается также и положительной вертикальной компонентой скорости ветра в эти часы, достигающей значения 0.42 м/с по данным анемометра Gill. В такой ситуации даже при уменьшении горизонтальной компоненты скорости ветра интенсивный турбулентный теплообмен снежной поверхности с атмосферой вполне возможен. Аналогичный ветровой режим наблюдался в утренние часы 30 января при максимуме турбулентного потока тепла. При этом оба случая неустойчивой стратификации были зафиксированы в одинаковой синоптической обстановке: при прохождении теплого фронта, сопровождающегося юго-западным ветром на уровне измерений. Развитие свободной конвекции в приповерхност-

ном слое на Эльбрусе в зимний сезон, по всей видимости, является возможным и даже типичным событием. В пользу адекватности полученных оценок турбулентных потоков тепла говорят разумные значения коэффициента турбулентного обмена, которые были оценены с использованием объёмного числа Ричардсона и для нашего случая менялись в диапазоне 0.01–0.1 м²/с.

Стоит также отметить, что временной ход значений потока явного тепла по результатам модели SPONSOR совпадает с временным ходом разности температуры “поверхность–атмосфера”, в то время как результаты расчётов по методу “eddy covariance” определяются не только вертикальным градиентом температуры, но и значением вертикальной компонентой скорости ветра. За исключением этих выбросов оказывается, что временная изменчивость величин турбулентного теплообмена по результатам модели SPONSOR хорошо соответствует натурным данным: коэффициент корреляции между двумя рядами достигает 0.93. Однако модуль абсолютных значений турбулентного теплообмена по результатам модели SPONSOR завышается в среднем в 1.6 раза.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ДИСКУССИЯ

Полученные результаты, основанные на анализе данных наблюдений и численного моделирования, выявили явные отличия структуры теплового баланса снежного покрова равнинных и высокогорных территорий.

Результаты измерений показали, что перепад температуры между поверхностью снежного покрова и двухметровым уровнем измерения температуры воздуха в условиях сильного радиационного выхолаживания может достигать в отдельные сроки 10°C/м, что в равнинных условиях случается крайне редко. При моделировании термического режима поверхности такие высокие значения градиента температуры также воспроизводятся. По всей видимости, это связано с тем, что в штилевых антициклональных условиях при сильно устойчивой стратификации атмосферы, несмотря на большие градиенты температуры, турбулентный теплообмен близок к нулю из-за очень малых значений коэффициентов турбулентности (decoupling-эффект, (Laro et al., 2019)). Таким образом, полученные результаты измерений и моделирования показывают, что в условиях высокогорья экстраполяция и интерполяция температуры воздуха и поверхности, особенно с удаленных станций, является некорректной задачей. Для адекватного воспроизведения термического режима поверхности ледника (и покрывающего её снежного покрова) необходимо рассчитывать температуру поверхности в каждой точке на основе решения уравнения теплового баланса.

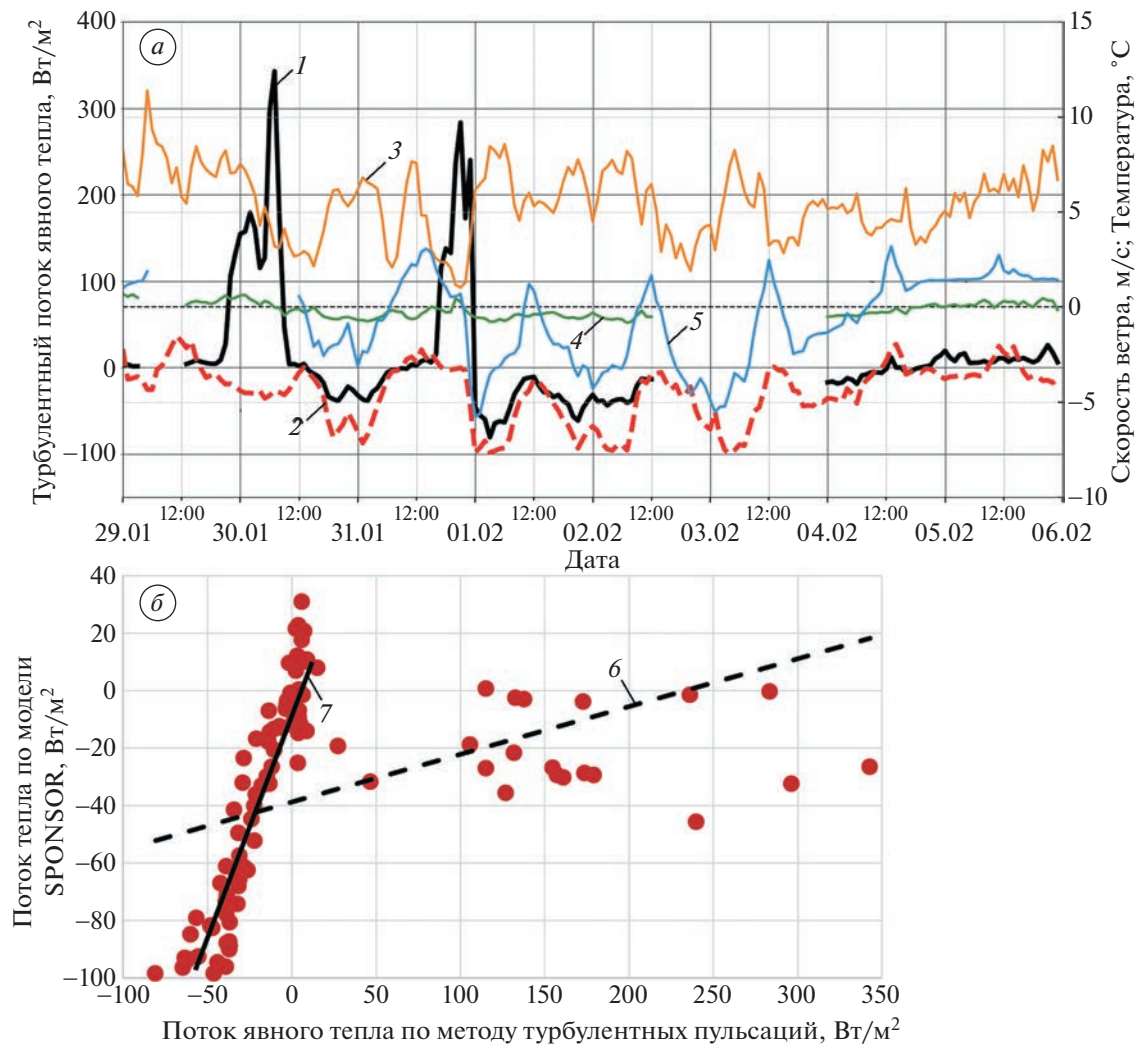


Рис. 5. График временной изменчивости (а) и диаграмма рассеяния (б) плотности потока явного тепла (W/m^2), восстановленного по методу турбулентных пульсаций (eddy covariance) по данным измерений акустического анемометра Gill (1) и по результатам модели SPONSOR за период экспедиции 2021 г. (2), а также скорость ветра (3), её вертикальная компонента (4) и разность температур между поверхностью снега и атмосферной на высоте 2 м (5); на диаграмме рассеяния: 6 – линия тренда для всей выборки, 7 – линия тренда для выборки с потоками по данным наблюдений менее 30 W/m^2 .

Fig. 5. Temporal variability (a) and scatterplot (б) of sensible heat flux density (W/m^2) reconstructed using the eddy covariance method from Gill sonic anemometer measurements (1) and from SPONSOR model results for the 2021 expedition period year (2), as well as wind speed (3), its vertical component (4) and the temperature difference between the snow surface and atmospheric temperature at a height of 2 m (5); on the scatterplot: 6 – the trend line for the entire sample, 7 – the trend line for the sample with observed fluxes less than 30 W/m^2 .

Численные эксперименты на чувствительность модели SPONSOR к начальному вертикальному распределению плотности показывают, что изменение профиля плотности (± 100 kg/m^3) в результате нарушения целостности снежного покрова при установке датчиков может привести к существенным ошибкам температуры снежной толщи (на 3°C и выше) на разных глубинах, а также значительно изменить амплитуду колебаний температуры. Эту особенность необходимо учитывать при организации измерений. На данный момент методика измерения характеристик

снежного покрова, применяемая на горных полигонах Snow MIP (Col de Porte, French Alps (Lejeune et al., 2019) и Senator Beck, Colorado (Landry et al., 2014), предполагает сезонность снежного покрова и отсутствие горного оледенения в качестве “подстилающей поверхности”. В таком случае датчики измерения температуры и водного эквивалента снега устанавливаются и настраиваются до появления устойчивого снежного покрова. Затем они естественным образом погружаются в снежную толщу по мере сезонной аккумуляции, что минимизирует ошибки измерений.

Возможным решением проблемы может быть организация стационара в пик сезона абляции по аналогии с описанными полигонами, когда на леднике Гарабаши обнажаются фирновая облицовка и лёд. Также необходимо отметить, что на точность измерения физических характеристик снежного покрова значительно влияют особенности атмосферных условий, характерные для высокогорья. В частности, при низких значениях температуры (менее -15°C) и значительных скоростях ветра (более 10 м/с) взаимодействие ветрового потока и воздуха в порах снежного покрова приводит к увеличению плотности и отклонению температуры снежной толщи от равновесных значений на величины до 100 кг/м^3 и 1°C соответственно на глубинах до 30 см (Sokratov, Sato, 2001). Подобные условия характерны для поверхности горных ледников в сезон аккумуляции, в частности для условий измерительного полигона на леднике Гарабаши. Так, результаты наблюдений за 2021/22 г. показывают, что максимальные скорости ветра в области абляции достигают 40 м/с .

В условиях неоднородного горного рельефа в дневные часы даже при облачной погоде средние значения турбулентного потока явного тепла могут составлять 200 Вт/м^2 (Репина и др., 2021), а в случаях интенсивного прогрева открытой поверхности в степной зоне — превышать 300 Вт/м^2 (Liu et al., 2007). По-видимому, зимой в условиях быстрого радиационного прогрева снежной поверхности горного ледника и сильного ветра возникает интенсивное турбулентное перемешивание приземного слоя, характеристики которого сопоставимы с летними условиями на однородных равнинных территориях. Этот эффект — ещё одна специфическая особенность теплового баланса снежного покрова в горах; на равнинах такие условия наблюдаются редко.

Использование прямого метода турбулентных пульсаций (eddy covariance) с помощью акустического анемометра Gill показало, что в зимнее время над заснеженной поверхностью ледников Эльбруса могут фиксироваться случаи интенсивных восходящих движений. Сочетание быстрого радиационного прогрева снежной поверхности с достаточно высокими скоростями ветра приводит к интенсивным потерям энергии за счёт турбулентного теплообмена, достигающего 300 Вт/м^2 . Однако модель SPONSOR их не воспроизводит; возможно, это связано с тем, что данная версия модели учитывает только процессы в нескольких метрах приземного слоя. Это подразумевает фиксированную на каждом шаге по времени температуру атмосферы и не учитывает процессы во всём пограничном слое атмосферы, где в условиях неустойчивой стратификации может возникать мелкомасштабная конвекция, провоцирующая интенсивные турбулентные потоки тепла, в том

числе и в приземном слое. Кроме того, при создании модели SPONSOR основной упор делался на воспроизведение средних значений характеристик поверхности и турбулентных потоков тепла за достаточно длинные промежутки времени (сутки и более). При этом значительные и кратковременные пульсации характеристик приземного и пограничного слоя атмосферы, порождающие всплески турбулентных потоков тепла и влаги, усредняются моделью и не проявляются в спектре расчётных турбулентных пульсаций. В случае отрицательных градиентов температуры в приземном слое результаты модели SPONSOR оказываются завышенными по абсолютным значениям по сравнению с данными наблюдений, однако с высокой точностью отражают временную изменчивость величины (коэффициент корреляции расчётных и наблюдаемых потоков достигает 0.9 и более). Это может быть связано с известными недостатками работы модельной схемы вычисления турбулентных потоков, основанной на теории подобия Монина—Обухова, в условиях температурных инверсий, а также с неточностью определения параметра шероховатости поверхности в условиях горного оледенения. Данный недостаток может быть устранен калибровкой расчётной схемы модели на основе более длинных рядов наблюдений, охватывающих разные сезоны и синоптические условия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В отдельные периоды зимних сезонов 2021/22 г. на леднике Гарабаши, расположенном на южном склоне Эльбруса, были проведены комплексные метеорологические и снегомерные измерения. Полученные данные наблюдений позволили заполнить верификацию и валидацию модели LSM SPONSOR, включая блок снежного покрова, для зимних условий на поверхности горного ледника.

Показано, что модель SPONSOR с хорошей точностью воспроизводит термический режим поверхности снежного покрова в условиях горного оледенения в сезон аккумуляции при заданном коэффициенте серости 0.98 . Также выявлен эффект экстремального радиационного выхолаживания снежной поверхности в горных условиях — как по данным измерений, так и по результатам моделирования. В результате средние значения температурного градиента “снежная поверхность — температура приземного воздуха” могут достигать 10°C и более. Такая ситуация возникает в условиях штилевой антициклональной погоды. Одновременно с этим показано, что сочетание высоких значений радиационного баланса в условиях малооблачной погоды в дневные часы с высокими скоростями ветра провоцирует большие положительные величины восходящих потоков над снежной поверхностью (порядка 0.4 м/с)

и может быть причиной очень высоких значений турбулентного теплообмена, приводящих к охлаждению снежной поверхности. Это, наряду с интенсивным ночным выхолаживанием, по всей видимости является одним из ключевых отличий теплового баланса снежной поверхности в горных районах от равнинной территории в зимнее время.

Модель SPONSOR в целом адекватно воспроизвела термический режим поверхности снежного покрова в высокогорных условиях Эльбруса. Совместная работа модели и измерительного комплекса позволяет взаимно дополнять и улучшать как методику наблюдений, так и способы моделирования природных процессов. В частности, применение такого комплекса позволяет уточнить данные о твёрдых осадках по данным об изменениях высоты снежного покрова и расчётным данным об испарении и скорости уплотнения снега, что было показано в настоящей работе.

Для более полной оценки качества моделирования снежного покрова на поверхности горного ледника необходимо получение высококачественных данных измерений *in situ* на годовом и декадном временном масштабе. Проведение длительных численных экспериментов требует также учета в модели специфических процессов в горах, таких как интенсивный метелевый перенос, метелевая сублимация ледяных кристаллов, влияние выходов каменного материала на поверхность, неравномерность распределения солнечной радиации и т.п. Эти процессы в перспективе следует включать в модель для расширения её возможностей по воспроизведению разнообразных условий развития снежного покрова и ледников в горах.

Поскольку модель SPONSOR специально не настраивалась именно на условия ледника Гарабаши, а использовалась с параметрами, соответствующими широкому спектру характеристик горного снежного покрова на ледниках, хорошее воспроизведение наблюдаемого термического режима дает основания считать, что разработанная методика сопряжения измерений с высоким временным разрешением на современной приборной базе и модельных расчетов может быть успешно применена к другим ледникам Большого Кавказа, что позволит уточнить имеющиеся и получить новые знания о нивально-гляциальной сфере в высокогорных районах.

Благодарности. За существенный вклад в ход полевых исследований благодарим сотрудника географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, к.г.н. А.А. Полюхова, а также студентов кафедры метеорологии и климатологии МГУ им. М.В. Ломоносова Ю.И. Ярынич, А.С. Мелик-Багдасарову и Р.Р. Гибадуллина. Полевые измерения и их анализ выполнены при финансовой

поддержке гранта РФФИ 20-05-00176. Работы с моделью SPONSOR выполнены в рамках темы Государственного задания Института географии РАН AAAA-A19-119022190173-2 (FMGE-2019-0009).

Acknowledgements. For a significant contribution to the field research is expressed gratitude to the employee of the Faculty of Geography of Lomonosov Moscow State University, Ph. D. A.A. Polyukhov, as well as students of the Department of Meteorology and Climatology of Moscow State University Yu.I. Yarynich, A.S. Melik-Bagdasarova and R.R. Gibadullin.

Field measurements were carried out with the financial support of the RFBR grant 20-05-00176.

The results of the SPONSOR modelling obtained within the framework of the research project AAAA-A19-119022190173-2 (FMGE-2019-0009) of the Research Plan of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Волошина А.П. Метеорология горных ледников // МГИ. 2001. Т. 92. С. 3–148.
- Гандин Л.С., Каган Р.Л. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 360 с.
- Гусев Е.М., Насонова О.Н., Джоган Л.Я., Айзель Г.В. Моделирование формирования стока рек и снежного покрова на севере Западной Сибири // Водные ресурсы. 2015. Т. 42. № 4. С. 387–395.
- Дроздов Е.Д., Торопов П.А., Турков Д.В., Шестакова А.А., Андросова Е.Е. Оценка эффекта сублимации ледяных кристаллов при метелях над поверхностью горного ледника на основе натурных данных и численного моделирования // Современные тенденции и перспективы развития гидрометеорологии в России: Материалы IV Всеросс. науч.-практич. конф., приуроч. к Году науки и технологий. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2021. С. 397–404.
- Дюнин А.К. Механика метелей // Новосибирск: Сибирское отделение АН СССР, 1963. 378 с.
- Каталог ледников России // Электронный ресурс. <https://www.glacrus.ru> Дата обращения: 04.06.2022.
- Ледники и климат Эльбруса / Ред. В.Н. Михаленко. М., СПб.: Нестор–История, 2020. 372 с.
- Оледенение Эльбруса / Ред. Г.К. Тушинский. М.: Изд-во МГУ, 1968. 345 с.
- Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А. Коэффициент теплопроводности снега и его изменчивость // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 3. С. 60–68. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-3\(60-68\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-3(60-68))
- Павлов А.В. Теплофизика ландшафтов. Новосибирск: Наука, 1979. 286 с.
- Репина И.А., Степаненко В.М., Барсков К.В., Пашкин А.Д., Артамонов А.Ю. Взаимодействие атмосферы с неоднородной подстилающей поверхностью // Динамика и взаимодействие геосфер земли: Материалы Всеросс. конф. с междунар. участием, посвящ. 100-летию подготовки в Том-

- ском гос. ун-те специалистов в области наук о Земле. Томск: Томский центр науч.-технич. информации, 2021. С. 187–190.
- Торопов П.А., Михаленко В.Н., Курузов С.С., Морозова П.А., Шестакова А.А. Температурный и радиационный режим ледников на склонах Эльбруса в период абляции за последние 65 лет // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 1. С. 5–19.
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-1-5-19>
- 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.
[https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-4\(42-54\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-4(42-54))
- Турков Д.В., Сократов В.С. Расчёт характеристик снежного покрова равнинных территорий с использованием модели локального теплообмена SPONSOR и данных реанализа на примере Московской области // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 3. С. 369–380.
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-3-369-380>
- Шмакин А.Б., Рубинштейн К.Г. Валидация динамико-статистического метода детализации метеорологических параметров // Тр. Гидрометцентра России. 2006. Вып. 341. С. 186–208.
- Шмакин А.Б., Турков Д.В., Михайлов А.Ю. Модель снежного покрова с учетом слоистой структуры и её сезонной эволюции // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 4. С. 69–79.
- Bintanja R., Van Den Broeke M.R. The Surface Energy Balance of Antarctic Snow and Blue Ice // Journ. of Applied Meteorology. 1995. 34. P. 902–926.
[https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1995\)034<0902:TSEBOA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1995)034<0902:TSEBOA>2.0.CO;2)
- Boone A., Etchevers P. An Intercomparison of Three Snow Schemes of Varying Complexity Coupled to the Same Land Surface Model: Local-Scale Evaluation at an Alpine Site // Bull. Amer. Meteorol. Society. 2001. 2 (4). P. 374–394.
[https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2001\)0022.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2001)0022.0.CO;2)
- Essery R., Semenov V., Turkov D. Snow cover duration trends observed at sites and predicted by multiple models // The Cryosphere. 2020. 14. P. 4687–4698.
<https://doi.org/10.5194/tc-14-4687-2020>
- Etchevers P., Martin E., Brown R. Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (SnowMIP project) // Annals of Glaciology. 2004. V. 38. P. 150–158.
<https://doi.org/10.3189/172756404781814825>
- High Mountain Areas in IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate (The Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2019) / Lead authors R. Hock, G. Rasul, S. Kutuzov et al., 2019.
- Kominami Y., Endo Y., Niwano Sh., Ushioda S. Viscous compression model for estimating the depth of new snow // Annals of Glaciology. 1998. V. 26. P. 77–82.
- Krinner G., Derksen C., Richard E. et al. ESM-Snow MIP: assessing snow models and quantifying snow-related climate feedbacks // Geosci. Model Dev. 2018. 11. P. 5027–5049.
<https://doi.org/10.5194/gmd-11-5027-2018>
- Menard C., Essery R., Turkov D. Scientific and human errors in a snow model intercomparison // Bull. Amer. Meteorol. Society. 2021. V. 201. Is. 1. P. E61–E79.
<https://doi.org/10.1175/BAMS-D-19-0329>
- Landry C.C., Buck K.A., Raleigh M.S., Clark M.P. Mountain system monitoring at Senator Beck Basin, San Juan Mountains, Colorado: A new integrative data source to develop and evaluate models of snow and hydrologic processes // Water Resour. Res. 2014. 50. P. 1773–1788.
<https://doi.org/10.1002/2013WR013711>
- Lapo K., Nijssen B., Lundquist J.D. Evaluation of Turbulence Stability Schemes of Land Models for Stable Conditions // Journ. of Geophys. Research: Atmospheres. 2019. 124 (6). P. 3072–3089.
<https://doi.org/10.1029/2018jd028970>
- Lejeune Y., Dumont M., Panel J.-M., Lafaysse M., Lapalus P., Le Gae E., Lesaffre B., Morin S. 57 years (1960–2017) of snow and meteorological observations from a mid-altitude mountain site (Col de Porte, France, 1325m of altitude) // Earth Syst. Sci. Data. 2019. № 11. P. 71–88.
<https://doi.org/10.5194/essd-11-71-2019>
- Liu S., Lu L., Mao D., Jia L. Evaluating parameterizations of aerodynamic resistance to heat transfer using field measurements // Hydrology and Earth System Sciences. 2007. 2 (11). P. 769–783.
<https://doi.org/10.5194/hess-11-769-2007>
- Marzeion B., Jarosch A.H., Gregory J.M. Feedbacks and mechanisms affecting the global sensitivity of glaciers to climate change // The Cryosphere. 2014. № 8. P. 59–71.
- Pomeroy J.W., Jones H.G. Wind-Blown Snow: Sublimation, transport and changes to polar snow, in: Chemical exchange between atmosphere and polar snow // NATO ASI Series, edited by E. Wolff and R.C. Bales, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 1996. 43. P. 453–489.
- Slater A.G., Schlosser C.A., Desborough C.E. The representation of snow in land surface schemes: results from PILPS 2(d) // Journ. of Hydrometeorology. 2001. V. 2. № 1. P. 7–25.
- Shmakin A.B. The updated version of SPONSOR land surface scheme: PILPS-influenced improvements // Global and Planetary Change. 1998. V. 19. № 1–4. P. 49–62.
- Snow and Climate / Ed. by R.L. Armstrong, E. Brun. Cambridge, U.K.: Cambridge Univ. Press, 2008. 222 p.
- Sokratov S.A., Sato A. The effect of wind on the snow cover // Annals of Glaciology. 2001. № 32. P. 116–120.
- Sturm M., Holmgren J., König M., Morris K. The thermal conductivity of seasonal snow // Journ. of Glaciology. 1997. V. 43. № 143. P. 26–41.
- Toropov P.A., Aleshina M.A., Grachev A.M. Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th–21st century // Intern. Journ. of Climatology. 2019. P. 4703–4720.
<https://doi.org/10.1002/joc.6101>

Citation: Drozdov E.D., Turkov D.V., Toropov P.A., Artamonov A.Yu. Thermal regime of snow cover in winter in the high-mountainous part of Elbrus according to observational data and modeling results. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (2): 225–242. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423020059

Thermal Regime of Snow Cover in Winter in The High-Mountainous Part of Elbrus According To Observational Data and Modeling Results

E. D. Drozdov^{a,*}, D. V. Turkov^b, P. A. Toropov^{a,b}, and A. Yu. Artamonov^c

^a Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

^b Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^c A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*e-mail: drozdov.jeka@yandex.ru

Based on the analysis of the results of two measurement episodes in February 2021/22 and calculations using the LSM SPONSOR model, we obtained estimates of the variability of the snow surface thermal balance components and the thermal regime of the snowpack in the ablation zone of the Garabashi glacier on the southern slope of Mount Elbrus at 3850 m above sea level. A quantitative assessment of the sensitivity of the heat balance components to variations in key physical parameters has been performed. It is shown that the optimal value of the emissivity coefficient of snow cover in mountainous areas is 0.98: the absolute error in calculating the radiation temperature of the snow surface at this value does not exceed 1°C, in addition, the model adequately reproduces the thermal regime of deep layers of snow cover. It is also shown that a change in snow density by $\pm 100 \text{ kg/m}^3$ can lead to deviations in the temperature of the snow mass by several degrees. This indicates an urgent need to solve the methodological problem of measurements with thermocouples, in which the integrity of the snow mass is inevitably violated. A good agreement between the results of calculations of turbulent sensible heat fluxes in the SPONSOR model with direct measurements (correlation coefficient > 0.9) is demonstrated. Based on the measurement data, the fact of a fairly high frequency of high values of turbulent fluxes under conditions of intense radiative heating in combination with high wind speeds was revealed, which apparently turns out to be typical for high-mountain regions in winter (unlike the plains). For cases of strongly stable stratification in the surface layer, the model systematically overestimates the absolute values of heat fluxes. This may be due to the well-known problem of implementing the calculation scheme based on the Monin-Obukhov theory under conditions of temperature inversions. The inaccuracy in determining the snow surface roughness parameter, which in high mountain conditions is characterized by significant temporal variability, can contribute to the error.

Keywords: mountain glacier, observations, numerical modeling, SPONSOR, Elbrus, Garabashi Glacier

REFERENCES

- Voloshina A.P. Meteorology of mountain glaciers. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2001, 92: 3–148 p. [In Russian].
- Gandin L.S., Kagan R.L. *Statisticheskie metody interpretatsii meteorologicheskikh dannyyh*. Statistical methods for interpreting meteorological data. Leningrad: Hydrometizdat, 1976: 360 p. [In Russian].
- Gusev E.M., Nasonova O.N., Dzogan L.Ya., Ayzel G.V. Modeling the formation of river runoff and snow cover in the north of the largest Siberia. *Vodnye Resursy*. Water Resources. 2015, 42 (4): 387–395. [In Russian].
- Drozdov E.D., Toropov P.A., Turkov D.V., Shestakova A.A., Androsova E.E. Estimation of the effect of sublimation of ice crystals during snowstorms over the surface of a mountain glacier based on field data and numerical simulation. *Sovremennye tendentsii i perspektivy razvitiya gidrometeorologii v Rossii: Materialy IV Vserossiyskoy nauchno-prakticheskoy konferentsii, priurochennoy k Godu nauki i tekhnologii*. Modern trends and prospects for the development of hydrometeorology in Russia: Proceedings of the IV All-Russian Scientific and Practical Conference dedicated to the Year of Science and Technology. Irkutsk: Irkutsk State University Publishing House, 2021: 397–404. [In Russian].
- Dyunin A.K. *Mekhanika meteley*. Blizzard mechanics. Novosibirsk: Siberian Branch of the Academy of Sciences of the USSR, 1963: 378 p. [In Russian].
- Russia glacier inventory. Retrieved from: <https://www.glacrus.ru> (Last access: 04.06.2022). [In Russian].
- Ledniki i klimat Elbrusa. Glaciers and climate of Elbrus. Moscow, Saint Petersburg: Nestor-Istoria, 2020: 372 p. [In Russian].
- Oledenenie Elbrusa. Elbrus glaciation. Moscow: Moscow University Press, 1968: 345p. [In Russian].
- Osokin N.I., Sosnovskiy A.V., Chernov R.A. Thermal conductivity of snow and its variability. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2017, XXI (3): 60–68. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-3\(60-68\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-3(60-68)). [In Russian].

- Pavlov A.V. *Teplofizika landschaftov*. Thermal physics of landscapes. Novosibirsk: Nauka, 1979: 286 p. [In Russian].
- Repina I.A., Stepanenko V.M., Barskov K.V., Pashkin A.D., Artamonov A.Yu. Interaction of the atmosphere with an inhomogeneous underlying surface. *Dinamika i vzaimodeystvie geosfer zemli: materialy Vserossiyskoy konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem, posvyashennoy 100-letiyu podgotovki v Tomskom gosudarstvennom universitete spezialistov v oblasti nauk o zemle*. Dynamics and interaction of the earth's geospheres: Proceedings of the All-Russian conference with international participation dedicated to the 100 th anniversary of the training of specialists in the field of earth sciences at Tomsk State University. Tomsk: TGU, 2021: 187–190. [In Russian].
- Toropov P.A., Michalenko V.N., Kutuzov S.S., Morozova P.A., Shestakova A.A. Temperature and radiation regime of glaciers on the slopes of Elbrus during the ablation period over the past 65 years. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (1): 5–19 [In Russian].
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-1-5-19>
- Toropov P.A., Shestakova A.A., Smirnov A.M., Popovnin V.V. Assessment of the components of the heat balance of the Dzhankuat glacier (Central Caucasus) during the ablation period in 2007–2015. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2018, XXII (4): 42–54 [In Russian].
[https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-4\(42-54\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-4(42-54))
- Turkov D.V., Sokratov V.S. Calculation of snow cover characteristics of flat areas using the SPONSOR local heat and moisture exchange model and reanalysis data on the example of the Moscow region. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (3): 369–380 [In Russian].
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-3-369-380>
- Shmakina A.B., Rubinshtein K.G. Validation of the dynamic-statistical method for detailing meteorological parameters. *Trudy Gidrometcentra Rossii. Proc. of the Hydrometeorological Center of Russia*. 2006, 341: 186–208. [In Russian].
- Shmakina A.B., Turkov D.V., Michailov A.Yu. Snow cover model taking into account the layered structure and its seasonal evolution. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2009, XIII (4): 69–79. [In Russian].
- Bintanja R., Van Den Broeke M.R. The Surface Energy Balance of Antarctic Snow and Blue Ice. *Journ. of Applied Meteorology*. 1995, 34: P. 902–926.
[https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1995\)034<0902:TSEBOA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1995)034<0902:TSEBOA>2.0.CO;2)
- Boone A., Etchevers P. An Intercomparison of Three Snow Schemes of Varying Complexity Coupled to the Same Land Surface Model: Local-Scale Evaluation at an Alpine Site. *Bull. Amer. Meteorol. Society*. 2001, 2 (4): 374–394.
[https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2001\)0022.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2001)0022.0.CO;2)
- Essery R., Semenov V., Turkov D. Snow cover duration trends observed at sites and predicted by multiple models. *The Cryosphere*. 2020, 14: 4687–4698.
<https://doi.org/10.5194/tc-14-4687-2020>
- Etchevers P., Martin E., Brown R. Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (SnowMIP project). *Annals of Glaciology*. 2004, 38: 150–158.
<https://doi.org/10.3189/172756404781814825>
- High Mountain Areas in IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate (The Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2019). Lead authors R. Hock, G. Rasul, S. Kutuzov et al. 2019.
- Kominami Y., Endo Y., Niwano Sh., Ushioda S. Viscous compression model for estimating the depth of new snow. *Annals of Glaciology*. 1998, 26: 77–82.
- Krinner G., Derksen C., Richard E. et al. ESM-SnowMIP: assessing snow models and quantifying snow-related climate feedbacks. *Geosci. Model Dev.* 2018, 11: 5027–5049. <https://doi.org/10.5194/gmd-11-5027-2018>
- Menard C., Essery R., Turkov D. Scientific and human errors in a snow model intercomparison. *Bull. Amer. Meteorol. Society*. 2021, 2021 (1): E61–E79.
<https://doi.org/10.1175/BAMS-D-19-0329>
- Landry C.C., Buck K.A., Raleigh M.S., Clark M.P. Mountain system monitoring at Senator Beck Basin, San Juan Mountains, Colorado: A new integrative data source to develop and evaluate models of snow and hydrologic processes. *Water Resour. Res.* 2014, 50: 1773–1788.
<https://doi.org/10.1002/2013WR013711>
- Lapo K., Nijssen B., Lundquist J.D. Evaluation of Turbulence Stability Schemes of Land Models for Stable Conditions. *Journ. of Geophys. Research: Atmosphere*. 2019, 124 (6): 3072–3089.
<https://doi.org/10.1029/2018jd028970>
- Lejeune Y., Dumont M., Panel J.-M., Lafaysse M., Lapalus P., Le Gae E., Lesaffre B., Morin S. 57 years (1960–2017) of snow and meteorological observations from a mid-altitude mountain site (Col de Porte, France, 1325m of altitude). *Earth Syst. Sci. Data*. 2019, 11: 71–88.
<https://doi.org/10.5194/essd-11-71-2019>
- Liu S., Lu L., Mao D., Jia L. Evaluating parameterizations of aerodynamic resistance to heat transfer using field measurements. *Hydrology and Earth System Sciences*. 2007, 2 (11): 769–783.
<https://doi.org/10.5194/hess-11-769-2007>
- Marzeion B., Jarosch A.H., Gregory J.M. Feedbacks and mechanisms affecting the global sensitivity of glaciers to climate change. *The Cryosphere*. 2014, 8: 59–71.
- Pomeroy J.W., Jones H.G. Wind-Blown Snow: Sublimation, transport and changes to polar snow, in: Chemical exchange between atmosphere and polar snow. In: NATO ASI Series, edited by: Wolff, E. and Bales, R.C., Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg. 1996, 43: 453–489.
- Slater A.G., Schlosser C.A., Desborough C.E. The representation of snow in land surface schemes: results from PILPS 2(d) // *Journ. of Hydrometeorology*. 2001, 2 (1): 7–25.
- Shmakina A.B. The updated version of SPONSOR land surface scheme: PILPS-influenced improvements. *Global and Planetary Change*. 1998, 19 (1–4): P. 49–62.
- Snow and Climate. Ed. by R.L. Armstrong, E. Brun. Cambridge, U.K. Cambridge Univ. Press, 2008: 222 p.
- Sokratov S.A., Sato A. The effect of wind on the snow cover. *Annals of Glaciology*. 2001, 32: 116–120.
- Sturm M., Holmgren J., König M., Morris K. The thermal conductivity of seasonal snow. *Journal of Glaciology*. 1997, 43 (143): 26–41.
- Toropov P.A., Aleshina M.A., Grachev A.M. Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th–21st century. *Intern. Journ. of Climatology*. 2019: 4703–4720.
<https://doi.org/10.1002/joc.6101>