

Особенности летнего метеорологического режима Западного плато Эльбруса© 2020 г. П.А. Торопов^{1,2*}, А.А. Шестакова³, А.А. Полюхов¹,
А.А. Семенова¹, В.Н. Михаленко²¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия;²Институт географии РАН, Москва, Россия; ³Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

*tormet@inbox.ru

Character of the summer meteorological regime on the Western plateau of Elbrus (the Caucasus)P.A. Toropov^{1,2*}, A.A. Shestakova³, A.A. Poliukhov¹, A.A. Semenova¹, V.N. Mikhalenko²¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ²Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;³Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*tormet@inbox.ru

*Received April 19, 2019 / Revised October 1, 2019 / Accepted December 13, 2019***Keywords:** *accumulation area, glacial climatology, heat balance of glaciers, mountain meteorology.***Summary**

The results of meteorological observations, carried out in the framework of the international project Ice Memory on the Western plateau of the Elbrus Mountain during the Second drilling expedition (24.06–17.07.2018), are analyzed. The analysis of the field data made together with the assessment of the large-scale meteorological fields from the NCEP/NCAR reanalysis did show that, on the whole, the observed meteorological conditions corresponded to the background state of the atmosphere in the Greater Caucasus in the summer season (with the exception of the anomalous high moisture content). The Western plateau is characterized by a high frequency of storm winds (> 20 m/s) with low drifting snow and intensive snowfalls: the precipitation sum for the expedition period is approximately estimated as 150 mm. Spectral analysis of time series allowed establishing the significant role of the mountain and valley circulation in the formation of the meteorological regime. It is shown that the melting of snow in high-mountain conditions is determined by the incoming short-wave radiation, while turbulent flows of heat and moisture mainly transport energy from the surface. For 20 days of the observations, approximately 49 mm of snow (in the water equivalent) melted, and about 25% of this volume evaporated. The rest of the moisture diffused into the snow cover, and thus, remained in the accumulation layer. During the expedition, deviations of meteorological values from the norm were relatively small, so it can be assumed that the obtained value of the evaporated liquid on the Western plateau during the ablation period was close to the climatic mean.

Citation: Toropov P.A., Shestakova A.A., Poliukhov A.A., Semenova A.A., Mikhalenko V.N. Character of the summer meteorological regime on the Western plateau of Elbrus (the Caucasus). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020. 60 (1): 58–76. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420010023.

*Поступила 19 апреля 2019 г. / После доработки 1 октября 2019 г. / Принята к печати 13 декабря 2019 г.***Ключевые слова:** *гляциоклиматология, горная метеорология, область аккумуляции, тепловой баланс ледников.*

На основе результатов метеорологических измерений на Западном плато Эльбруса и с использованием глобального реанализа NCEP/NCAR дана количественная оценка типичных и экстремальных значений метеорологических величин, включая данные об осадках и таянии. Оценены компоненты радиационного баланса, турбулентный теплообмен, затраты тепла на испарение, диффузия тепла в толщу снега, и на этой основе рассчитаны возможные потери снега в области аккумуляции.

Введение

Одна из основных целей высокогорных метеорологических наблюдений — количественная оценка процессов и факторов, определяющих баланс массы горных ледников в области аккумуляции. Это необходимо для построения адекватной модели таяния, основанной не на простых регрессионных связях между слоем абляции и температурой [1, 2], а на полном уравнении теп-

лового баланса [3, 4]. Метеорологические наблюдения, предусматривающие измерения компонент радиационного баланса, температуры, влажности и скорости ветра на разных уровнях в сочетании с использованием акустических анемометров, позволяют выбрать оптимальный метод расчёта турбулентных потоков тепла и влаги, а также откалибровать коэффициенты в аэродинамических формулах [5, 6]. Кроме того, фрагментарные натурные данные можно исполь-

зовать для оценки результатов численного моделирования атмосферы, в том числе реанализа, как это было сделано при исследовании метеорологического и климатического режима вулкана Сахама в Андах [7], в районе Тибета [8] и на Эльбрусе [9]. Надёжная статистическая связь между натурными и модельными данными в рамках хотя бы одного сезона позволяет использовать результаты реанализа для восстановления метеорологического режима высокогорных областей уже за достаточно продолжительный промежуток времени (40–50 лет).

Ещё одно важное применение высокогорных метеорологических данных – физически обоснованная оценка осадков. Данные ледовых кернов, полученные в области аккумуляции ледника, позволяют более или менее надёжно оценить лишь слой годовой аккумуляции [7, 10]. Чтобы извлечь информацию о годовых суммах осадков, необходим хотя бы оценочный учёт таких факторов, как таяние снега и испарение жидкой фазы, метелевый перенос и возгонка водяного пара со снежных кристаллов во время низовых метелей. По отдельности эти факторы неоднократно рассматривались разными исследователями. Так, в работах [11, 12] на основе рассчитанных потоков импульса оценивалась масса переносимого снега; в статье [13] анализируются аспекты применения теории Мони́на–Обухова для снеговоздушного потока во время метелей; в работе [14] прорабатывается методика оценки сублимации водяного пара с поверхности ледяных кристаллов в условиях Альп. Однако одновременный учёт всех этих факторов с целью хотя бы приближённой оценки слоя осадков по данным ледового керна, по всей видимости, не проводился. Между тем, такая оценка весьма полезна.

В настоящей работе сделана попытка физически обоснованного учёта одного из весомых факторов формирования слоя аккумуляции на Западном плато Эльбруса – таяния снега и испарения жидкой фазы. Эти оценки сделаны на основе данных актинометрических и метеорологических измерений, которые проводились с 22 июня по 17 июля 2018 г. в ходе второй буровой экспедиции в рамках Международного проекта «Ice Memory». В статье анализируются результаты этих измерений. Даны также простые оценки компонент теплового баланса в высокогорных областях Эльбруса и возможных за-

трат тепла на потери снега в этих условиях. Полученные результаты позволяют сформировать представление о типичных особенностях метеорологического режима и теплового баланса в высокогорных областях области аккумуляции Большого Кавказа на примере Эльбруса.

История метеорологических измерений на Эльбрусе в XX–XXI вв. от экспедиций РАН в 1930-е годы и МГУ имени М.В. Ломоносова в 1960-е годы [15, 16] до современных исследований Института географии РАН и МГУ изложена в работе [9]. Измерения проводились в основном на склонах южной экспозиции (ледники Гарабаши и Терскол), а также на седловине. На Западном плато первая серия автоматизированных метеорологических наблюдений выполнена в августе–сентябре 2007 г., короткий период измерений был в 2013 г. [9]. Характерная черта метеорологических измерений во второй буровой экспедиции на Эльбрусе – автоматизированные измерения всех радиационных потоков, а также градиентные измерения температуры, влажности и скорости ветра, что позволило достаточно строго оценить основные компоненты теплового баланса.

Данные и методы

Методы метеорологических и актинометрических измерений. Комплекс метеорологических и актинометрических измерений на Западном плато Эльбруса проводился с 24 июня по 17 июля 2018 г. Метеорологическая площадка представляла собой субгоризонтальную снежную поверхность на высоте 5140 м над ур. моря (все высоты в статье даны над уровнем моря) (рис. 1). С точки зрения метеорологических и актинометрических измерений площадка практически идеальна: угол закрытости горизонта достигает 30° только на севере и северо-востоке из-за массива Западной вершины (см. рис. 1), которая также создаёт тень для ветровых потоков северных румбов.

Метеорологические измерения на Западном плато Эльбруса предусматривали следующее: 1) автоматические измерения температуры воздуха, относительной влажности, температуры точки росы, скорости и направления ветра (0,25 м и 1,8 м над поверхностью); 2) автоматические актинометрические измерения приходящей и от-

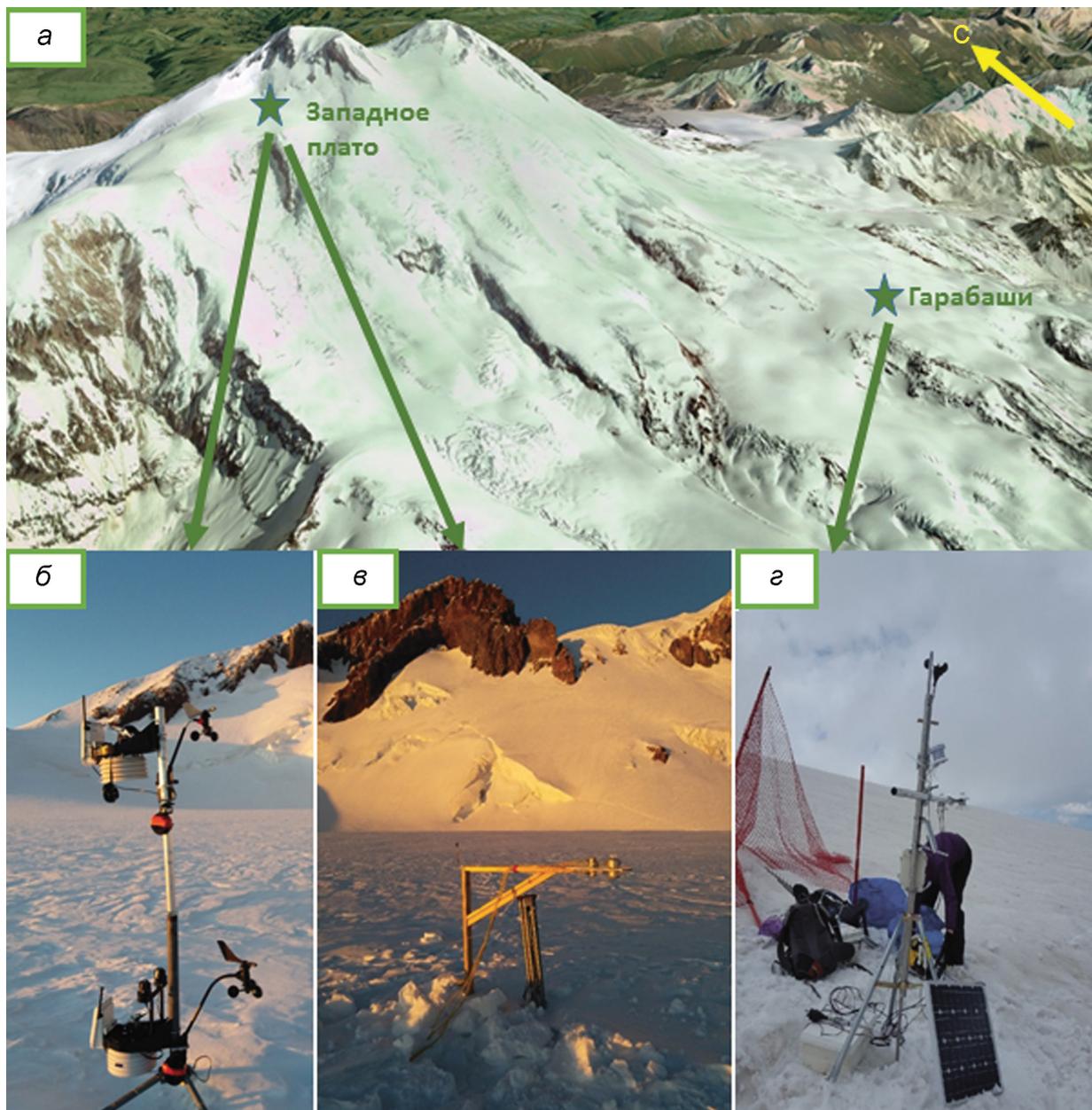


Рис. 1. Комплекс метеорологических измерений на Эльбрусе с 24 июня по 17 июля 2018 г.:

а – панорама района исследований, звёздочками показаны точки метеорологических измерений на леднике Гарабаши (3850 м) и на Западном плато (5100 м) (сделано с помощью программного продукта Google Earth); *б* – градиентная мачта с анемометрами и температурно-влажностными датчиками DAVIS VANTAGE PRO 2; *в* – актинометрическая стрела с радиометрами KIPP&ZONEN; *г* – метеорологическая станция HOBO и радиометры HUKSEFLUX на леднике Гарабаши

Fig. 1. A complex of meteorological measurements on the Elbrus June 24–July 17, 2018:

a – panorama of the research area, asterisks indicate the points of meteorological measurements on the Garabashi Glacier (3850 m) and on the Western plateau (5100 m) (made by Google Earth software); *b* – a gradient mast on the Western Plate with anemometers and DAVIS VANTAGE PRO 2 temperature and humidity sensors; *v* – an actinometric station with KIPP&ZONEN radiometers on the Western Plate; *z* – HOBO weather station and HUKSEFLUX radiometers on the Garabashi Glacier

ражённой коротковолновой радиации, а также теплового излучения атмосферы и снежной поверхности на уровне 1 м над поверхностью; 3) автоматические измерения температуры на по-

верхности снежного покрова и на глубине 0,15 м; 4) ежесуточные отсчёты по трём снегомерным рейкам, расположенным на расстоянии 25 м в разных условиях аккумуляции снега, и сопутству-

Таблица 1. Измеряемые метеорологические характеристики, их точность, временная дискретность измерений и оборудование, используемое на Западном плато и на леднике Гарабаши

Характеристики	Точность измерений	Временная дискретность измерений	Оборудование
Температура воздуха и точки росы, °С	±0,3	1 мин	Автоматические метеостанции (АМС): DAVIS VANTAGE PRO 2 (США) на Западном плато; НОВО (Канада) на леднике Гарабаши
Относительная влажность, %	±10		
Атмосферное давление, гПа	±0,2		
Скорость ветра*, м/с	±0,5–2		
Температура снега, °С	±0,05	15 мин	Температурные датчики TINNYTAG (Великобритания) на Западном плато
Прирост снежного покрова, м	±0,005	12 часов (в 8:00 и 20:00)	Снегомерные рейки на Западном плато
Балл и тип облачности, состояние Солнца	±0,5	1 час (с 8:00 до 20:00)	Визуально, на Западном плато
Компоненты коротковолнового баланса, Вт/м ²	±15	1 мин	Радиометры: KIPP&ZONEN4 (Нидерланды) на Западном плато; HUKSEFLUX (Нидерланды) на леднике Гарабаши
Компоненты длинноволнового баланса, Вт/м ²	±20		
Атмосферные явления	–	1 час (с 8:00 до 20:00)	Визуально, на Западном плато

*Ошибки измерения скорости ветра зависят от самого значения скорости: в диапазоне 0–20 м/с они составляют ±0,5–1 м/с, а при измеренных значениях 20–45 м/с достигают ±1–2 м/с. При скоростях ветра, превышающих 45 м/с, измерения с помощью анемометра Davis Vantage Pro 2 следует считать нерепрезентативными.

ющие им измерения плотности снежного покрова методом взвешивания образцов на электронных весах с точностью 0,5 г; 5) ежечасные визуальные наблюдения за облачностью, состоянием диска Солнца и погодными явлениями согласно рекомендациям Росгидромета [17] в период с 7:00 до 19:00. Отметим, что синхронные измерения компонентов радиационного баланса с такой же временной дискретностью проводились с 27 июня по 22 июля 2018 г на леднике Гарабаши на высоте 3850 м (см. рис. 1) с помощью радиометров HUKS FLUX. Более подробно характеристики метеорологических и актинометрических измерений и их точность приведены в табл. 1.

Методы анализа метеорологических данных и расчёта компонент теплового баланса. На первом этапе был выполнен элементарный статистический анализ метеорологических данных: осреднение по часам и суткам, оценка минимальных и максимальных значений, а также стандартного отклонения величин (табл. 2). Межсуточная изменчивость метеорологических величин сопоставлялась с результатами синоптического анализа, выполненного на основе данных реанализа NCEP/NCAR [https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/histdata/]. Высокая временная дискретность данных АМС позволила провести спектральный анализ рядов температуры, влажности и скорости ветра для выяв-

ления статистически значимых колебаний этих величин в высокогорных условиях и последующей интерпретации их механизмов.

Актинометрические наблюдения, а также градиентные измерения температуры, влажности и скорости ветра позволили оценить компоненты теплового баланса на Западном плато в период экспедиции. Полное уравнение теплового баланса для слоя снежного покрова в высокогорной области записывается следующим образом:

$$c_i \rho_i h (\partial T_h / \partial t) + L_i \rho_i (\partial h / \partial t) = (SW^- - SW^+) - (LW^+ - LW^-) + H + Q_w - Q_D + P_{liq} + F_{liq}, \quad (1)$$

где c_i – теплоёмкость льда, Дж/кг·К; ρ_i – плотность льда, кг/м³; T_h – температура ледяного слоя толщиной h (м), °С; L_i – удельная теплота плавления–замерзания, Дж/кг; компоненты радиационного баланса, Вт/м²: SW^- – входящая коротковолновая (солнечная) радиация, SW^+ – отражённая коротковолновая радиация, LW^- – нисходящий поток длинноволновой радиации (от атмосферы), LW^+ – восходящий поток длинноволновой радиации (от поверхности ледника); турбулентные потоки тепла $H = c_p \rho k (\partial T / \partial z)$ (Вт/м²) и водяного пара $Q_w = L \rho k (\partial q / \partial z)$ (Вт/м²) (здесь T – температура, °С; q – массовая доля водяного пара, измеренная на уровнях $z = 0,25$ и 1,8 м; k – коэффициент турбулентного обмена, м²/с; c_p – теплоёмкость воздуха, Дж/кг·К; ρ – плотность воздуха, кг/м³; L – удель-

Таблица 2. Простейшие статистические характеристики основных метеорологических элементов и явлений погоды на Западном плато Эльбруса за период 25.06 – 17.07.2018 г.

Характеристики	Среднее	Max	Min	СКО*	Суточная амплитуда
Температура, °С	-5,3	4,2	-12,9	2,0	1,5
Относительная влажность, %	78	100	16	15	15
Скорость ветра, м/с	6,9	35,3	0,0	4,4	1,3
Атмосферное давление, гПа	546,5	552	542	2,4	0,5
Суточный прирост снежного покрова, мм в.э.	3,7	21,0	-4,0		–
Балл облачности:					
нижней	6	–		3,5	1,5
общей	7	–		3,0	1,2

*Стандартное отклонение метеорологических величин, рассчитанное по всему ряду с временной дискретностью 1 мин.

ная теплота испарения–конденсации, Дж/кг); $Q_D = (\partial/\partial\xi)\lambda_i(\partial T_i/\partial z)$ – поток тепла за счёт молекулярной диффузии в толще снега (здесь T_i – температура снега на различных глубинах ξ (м), °С; λ_i – коэффициент теплопроводности льда, Вт/м·К); P_{liq} – поток тепла, приносимого жидкими осадками, Вт/м²; F_{liq} – тепло, приносимое водотоками, формирующимися на поверхности ледника, Вт/м².

В условиях Западного плато жидкие осадки не выпадают и временные водотоки не формируются даже в случае положительных аномалий температуры. Поэтому двумя последними членами в уравнении (1) можно пренебречь. В области аккумуляции на высоте 5150 м градиент температуры в толще снега отличен от нуля. Это означает, что диффузия тепла может быть существенной, поэтому величина Q_D в уравнении (1) должна оставаться. Если величину $L_i\rho_i(\partial h/\partial t)$ обозначить как Q_{melt} (затраты тепла на таяние льда), а выражение $(SW^- - SW^+) - (LW^+ - LW^-)$ – как R (радиационный баланс), то уравнение (1) для условий Западного плато можно записать в более общей форме:

$$Q_{melt} = R + H + LE + Q_D. \quad (2)$$

Компоненты уравнения (2) оценивались во многих работах для различных горных ледников Земли, в частности, для ледяной шапки Килиманджаро в Африке [3], вулкана Сахама в Андах [18], ледника Кука на о. Кергелен [19] и др. В большинстве случаев наибольший вклад вносит радиационный баланс R (50–85%), на втором месте – турбулентный теплообмен H (10–50%). Поток тепла, выделяющегося при конденсации водяного пара на поверхности ледника, как правило, наименее значим, однако и его вклад ощутим (до 10%). Такие же оценки выполнены и для кавказских ледников на примере ледников Джанкуат [20] и

Гарабаши [4, 16]. Вклад радиационной компоненты в таяние в области абляции составляет 70–80%, турбулентного потока тепла – 20–30%, а вот величина LE может быть как положительной, так и отрицательной [16, 20]. Отметим, что компоненты теплового баланса существенно меняются с высотой, что, естественно, сказывается на слое абляции [21]. Поэтому в идеальном случае метеорологические наблюдения на одном и том же леднике должны проводиться в разных высотных зонах.

Расчёты потоков явного и скрытого тепла надо льдом сводятся к четырём методам: 1) методу теплового баланса (с использованием отношения Боуэна); 2) методу аэродинамических формул; 3) методу Монины–Обухова; 4) «прямому методу» (eddy covariance), основанному на прямых измерениях турбулентных пульсаций с помощью высокочастотных акустических анемометров. Последний часто используется как эталон для калибровки параметров аэродинамических формул или расчётных схем метода Монины–Обухова (как это сделано, например, в [6]). Такой же подход применён и в исследовании [20]: все четыре метода апробировались на леднике Джанкуат. Показано, что лучше всего турбулентный теплообмен оценивать с помощью «прямого метода», наихудшие результаты даёт расчётная схема на основе метода Монины–Обухова в формулировке [22]. Нереалистичные значения потоков тепла получились и по результатам расчётов в рамках данной работы.

Проблемы с применимостью метода Монины–Обухова, скорее всего, связаны с некорректным и не вполне строгим использованием параметра шероховатости ледяной поверхности, который берётся равным 10^{-3} м (согласно результатам многочисленных измерений, обобщённых в [22]). Использовать это среднее значение, строго гово-

ря, нельзя из-за значительной неоднородности ледовой поверхности в зоне абляции. Кроме того, для расчёта турбулентного потока тепла следует вводить параметр термической шероховатости, который может существенно отличаться от динамической в разных ландшафтных условиях [23]. В случае Западного плато Эльбруса дополнительная проблема – высокая повторяемость низовых метелей, что требует существенной корректировки расчётных схем с учётом теории двухфазного потока (смесь воздух–ледяные кристаллы) [13]. Метод Кузьмина [24] на леднике Джанкуат также зарекомендовал себя не слишком хорошо [20], хотя данный подход достаточно успешно применяется для оценок ледниковой составляющей стока [25].

В итоге мы выбрали метод аэродинамических формул, который чаще всего используется для оценок турбулентных потоков над ледниками [3–6]. В общем виде потоки явного и скрытого тепла, согласно этому методу, выражаются следующим образом:

$$H = C_p K \rho (T_2 - T_1); LE = L K \rho (q_2 - q_1).$$

Здесь единственно неизвестный член – коэффициент обмена K :

$$K = \kappa^2 u (\ln(z_2/z_0))^{-2} f(Ri_b),$$

где z_0 – параметр шероховатости, который на разных ледниках колеблется от $5 \cdot 10^{-4}$ до $3 \cdot 10^{-3}$ м; в нашем случае взята величина, характерная для однородного свежего снега $z_0 = 10^{-3}$ [22]; $f(Ri_b)$ – функция объёмного числа Ричардсона.

В случае стратификации, отличающейся от безразличной, функцию объёмного числа Ричардсона над поверхностью горных ледников можно задавать в соответствии с работой [26]:

$$f(Ri_b) = \begin{cases} (1 - 5 Ri_b)^2, & Ri > 0 \\ (1 - 16 Ri_b)^{0,75}, & Ri < 0 \end{cases}, \text{ где } Ri_b = \frac{g}{T} \frac{dT/dz}{(du/dz)^2}.$$

Данное приложение аэродинамических формул было апробировано на достаточно объёмной выборке по леднику Джанкуат за периоды наблюдений в сезоны абляции с 2007 по 2015 г. и показало неплохое соответствие прямому методу измерения (eddy covariance) – коэффициент детерминации составил 0,5 [20]. Недостаток метода аэродинамических формул – предположение о логарифмичности профиля ветра в приземном слое.

Вместе с тем анализ достаточно продолжительного периода наблюдений на леднике Джанкуат показал, что профиль скорости ветра в среднем неплохо аппроксимируется логарифмическим законом.

Анализ метеорологического режима Западного плато

Общая характеристика метеорологического режима. На рис. 2, а и в табл. 2 приведены основные характеристики метеорологического режима на Западном плато Эльбруса в период экспедиции. Простейший статистический анализ временных рядов данных показал, что на пике сезона абляции диапазон естественной изменчивости (соответствующий стандартному отклонению) для температуры воздуха составляет $-3 \div -7$ °С, относительной влажности – 63–93%, скорости ветра – 3–11 м/с, атмосферного давления – 540–545 гПа. При этом экстремальные значения величин в период измерений существенно превышают удвоенное значение стандартного отклонения – особенно это касается скорости ветра и суточного прироста снежного покрова (см. табл. 2). Суммарный прирост снежного покрова за 23 дня составил 52,5 см. При средней измеренной плотности верхнего слоя снега $0,17$ кг/м³ это отвечает примерно 89 мм водного эквивалента (в.э.). Чтобы приблизительно оценить сумму осадков, нужно рассчитать слой испарившегося снега и учесть вклад метелевого переноса. Измеренные значения толщины снежного покрова представляют собой результат осреднения данных по четырём снегомерным рейкам, расположенным в 30 м друг от друга в разных условиях ветрового снегонакопления, поэтому в какой-то степени роль метелевого переноса можно считать минимизированной. Снежная масса могла теряться также за счёт возгонки ледяных кристаллов во время метелей, а также в результате испарения жидкой фазы.

Мы оценили возможное таяние снега в условиях Западного плато Эльбруса. Рассматривая метеорологический режим этого плато, отметим существенно меньшую по сравнению со среднегорьем суточную амплитуду основных метеорологических величин (прежде всего, температуры) и при этом ярко выраженную синоптическую изменчивость. Этот эффект связан с доминирующим влиянием свободной атмосферы на метеорологический режим плато. Весьма высока

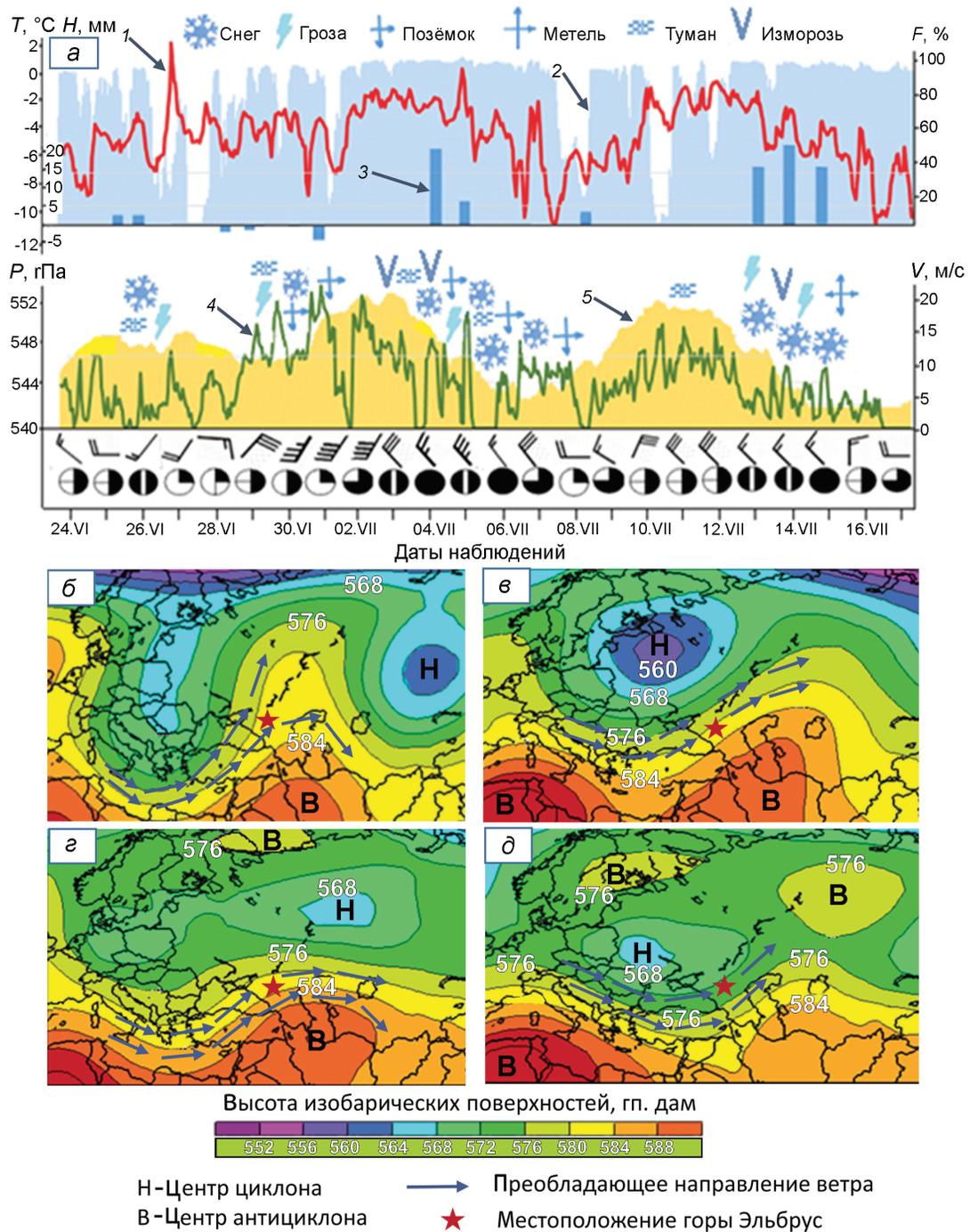


Рис. 2. Метеорологический режим на Западном плато Эльбруса с 24 июня по 17 июля 2018 г.:

a – метеограмма по данным AMC DAVIS VANTAGE PRO 2 с трёхчасовым разрешением и по результатам визуальных наблюдений (*1* – температура воздуха *T*; *2* – относительная влажность *H*; *3* – суточный прирост снежного покрова в водном эквиваленте *F*; *4* – средняя скорость ветра *V*; *5* – атмосферное давление *P*); в нижней части метеограммы показаны среднее суточное направление ветра, балл облачности согласно [17], даты наблюдений; *б–д* – карты абсолютной топографии изобарической поверхности 500 гПа (АТ 500 гПа), осреднённые по выделенным синоптическим периодам (цветное поле и изолинии – высота изобарической поверхности 500 гПа в геопотенциальных декаметрах, гп.дам)

Fig. 2. Meteorological regime on the Western Plateau June 24–July 17, 2018:

a – a meteorogram according to Davis AWS data with a 3-hour resolution and according to the results of visual observations (*1* – air temperature *T*; *2* – relative humidity *H*; *3* – daily increase of snow height in water equivalent *F*; *4* – average wind speed *V*; *5* – atmospheric pressure *P*); at the bottom of the meteorogram, the average daily wind direction is shown, as well as the cloud rate according to [17], and the dates of observations; *б–д* – AT500 maps averaged over the selected synoptic periods (color field and isolines – isobaric surface height 500 hPa)

Таблица 3. Некоторые характеристики основных явлений погоды на Западном плато Эльбруса за период 24.06 – 17.07.2018 г.

Явления погоды	Средняя продолжительность	Максимальная продолжительность	Число случаев, %
Гроза	1 час	3 часа	1,5
Общая метель*	–	–	2,5
Позёмок и низовая метель	8 часов	20 часов	20,0
Туман	6 часов	18 часов	12,0
Осадки (снег, крупа)	6 часов	36 часов	23,0

*Средняя и максимальная продолжительность общей метели (при выпадающем снеге) не оценивалась, поскольку явление наблюдалось один раз, продолжительность составила 6 часов.

Таблица 4. Повторяемость облачности различных типов и состояния диска Солнца

Тип облаков и состояние солнечного диска*	Ci	Cs	As	Ac	Sc	Cu _{hum}	Cu _{med}	Cu _{cong}	Fr	Cu	Cb	Ns	☉ ²	☉ ¹	☉ ⁰	П
Частота, %	6	8	4	17	15	12	34	30	35	10	12	27	18	22	33	

*Состояние солнечного диска описывается следующей номинальной шкалой: ☉² («ясно», солнечный диск полностью открыт); ☉¹ («тонкая облачность» – солнечный диск просвечивает сквозь дымку или тонкую облачность); ☉⁰ («облачно» – солнечный диск виден, однако предметы не отбрасывают тень, т.е. прямая солнечная радиация отсутствует); П (пасмурно, солнечного диска не видно); латинские сокращения облаков даны в соответствии с Международной классификацией ВМО.

повторяемость позёмка и низовых метелей, которые наблюдались в 20% сроков наблюдений (табл. 3). Метелевый перенос – один из важнейших механизмов перераспределения снега в областях аккумуляции, что отмечалось ещё в работе [15] (правда, для условий снежных полей, расположенных на 500–700 м ниже Западного плато). Это связано с ветровым режимом высокогорной части Эльбруса: повторяемость штормовых и ураганов ветров здесь чрезвычайно высока. Так, за три недели измерений штормовые порывы ветра (более 20 м/с) отмечались в 2% случаев, при этом трижды были зафиксированы порывы ветра ураганной силы (более 33 м/с). Вторая важнейшая особенность – высокая повторяемость и интенсивность снегопадов. Средний суточный прирост снежного покрова на Западном плато за 22 дня наблюдений составил 2,5 см (3,7 мм в.э.), а максимальный – 14 см (21 мм в.э.). Типична также достаточно высокая повторяемость открытого диска Солнца – даже на фоне циклонического характера погоды. Это связано с преобладанием в высокогорной зоне Кавказа облачности кучевых форм (табл. 4).

Синоптические процессы и аномалии полей метеорологических величин. Фрагментарные измерения метеорологических параметров не позволяют сделать выводы о типичности метеорологического режима Западного плато. Единственный подход, способствующий выполнению такой оценки хотя бы приближённо, – анализ синоптических процессов за период экспедиции и их сопостав-

ление с фоновым состоянием средней тропосферы для летнего периода, которое можно получить из данных реанализов. Анализ данных глобальной атмосферной модели NCEP за период метеорологических наблюдений на Западном плато Эльбруса позволил установить *четыре синоптических периода*, последовательно сменивших друг друга. Они достаточно хорошо прослеживаются в поле геопотенциала и ветра на уровне изобарической поверхности 500 гПа (АТ 500 гПа) (см. рис. 2, б–д).

Первый период продолжался с 24 июня по 1 июля и характеризовался блокированием западного переноса мощным высотным гребнем, ось которого проходила через Каспийское море и Урал (см. рис. 2, б). При этом над акваторией Средиземного моря сформировался мощный высотный циклон, центр которого постепенно смещался на север Украины. Район Эльбруса оказался в передней части этого циклона, в юго-западных ветровых потоках в средней тропосфере. При этом в нижней тропосфере отмечалась адвекция морского умеренного воздуха с северо-запада, т.е. над Кавказом наблюдался ярко выраженный термический поворот ветра, типичный для активной фронтальной зоны. Поэтому период характеризовался неустойчивой погодой: кратковременными, но достаточно интенсивными осадками, грозами и резкими колебаниями температуры. Например, 27 июня в тёплом секторе циклона воздух на Западном плато прогрелся до 2–4 °С, но уже через сутки даже в послеполуденные часы температура не превышала –4 °С (см. рис. 2, а).

Таблица 5. Средние и экстремальные характеристики теплового баланса на Западном плато Эльбруса за период 24.06 – 17.07.2018 г.

Оценка	Компоненты теплового баланса*							
	SW^+	SW^-	LW^+	LW^-	H	LE	G	TB
Максимальное значение, Вт/м ²	1315	1105	282	289	116	31	35	700
Минимальное значение, Вт/м ²	0	0	149	229	-105	-139	-22	-178
Максимальная суточная сумма, мДж/м ²	35,9	25,6	18,0	23,7	1,7	-0,3	0,5	7,5
Минимальная суточная сумма, мДж/м ²	9,5	6,7	17,2	21,1	-1,5	-2,9	-0,2	-4,5
Средняя суточная сумма, мДж/м ²	27,2	19,2	17,6	22,8	-0,2	-1,5	0,1	1,2

* SW^+ – приходящая коротковолновая радиация; SW^- – отражённая коротковолновая радиация; LW^+ – приходящая длинноволновая радиация (тепловое излучение атмосферы); LW^- – уходящая длинноволновая радиация (тепловое излучение снежной поверхности); H – турбулентный поток явного тепла; LE – турбулентный поток скрытого тепла; G – диффузия тепла в толщу снега; TB – тепловой баланс (результатирующая всех потоков).

Второй период (2–8 июля) характеризовался стационарованием над Европейской территорией России высотного циклона (см. рис. 2, в), целиком заполнившегося морским умеренным воздухом. На южной периферии этого относительно холодного вихря произошла активизация средиземноморской ветви полярного фронта от Эгейского моря до Каспийского. В зоне фронта морской умеренный воздух взаимодействовал с морским тропическим (средиземноморским). Поэтому интегральное влагосодержание атмосферы в районе Эльбруса достигало, по данным реанализа NCEP/NCAR, 50 кг/м², что соответствует тропическому воздуху. Волновые возмущения фронтальной зоны одно за другим пересекали Кавказ, поэтому данный период отличался интенсивными осадками (за процесс их выпало около 27 мм) и наиболее высокими скоростями ветра (в порывах до 35 м/с). В завершение этого синоптического периода Кавказ оказался с холодной стороны фронтальной зоны – температура существенно понизилась, в ночь на 9 июля было отмечено её минимальное значение (–12,9 °С).

В третий синоптический период (9–13 июля) регион оказался под влиянием высотного субтропического гребня (см. рис. 2, г). Ветровые потоки в средней тропосфере вновь изменили направление на юго-западное, давление росло. Период отличался относительным спокойствием: осадков было немного, ветер – от слабого до умеренного, а его отдельные штормовые порывы определялись мезомасштабными эффектами (фёновым, кататическим, эффектом бокового обтекания).

Четвёртый синоптический процесс сопровождался формированием мощного высотного антициклона над северной половиной Европы и

активизацией циклонической деятельности над южными районами (см. рис. 2, д), которая проявилась в серии активных холодных фронтов. Период характеризуется второй волной интенсивных осадков и штормовых ветров, а также значительным понижением температуры.

Рассмотрим поля отклонений метеорологических величин в средней тропосфере (АТ 500 гПа) за период экспедиции по данным реанализа от средних многолетних значений (взятых как среднее для периода экспедиции за 1961–1990 гг.) (рис. 3, а). Обращает на себя внимание крупная аномалия геопотенциала над Скандинавией и восточной половиной ЕТР, связанная с преобладанием в этих районах антициклональной циркуляции. Одновременно над восточным Средиземноморьем и зарубежной частью Восточной Европы господствовала циклоническая деятельность, которая выражалась в небольшой отрицательной аномалии геопотенциала. Формирование диполя в поле циркуляции спровоцировало возникновение положительной аномалии скорости ветра (см. рис. 3, б) над большей частью Европы и, прежде всего, на периферии скандинавского антициклона. В районе Эльбруса аномалии высоты изобарической поверхности 500 гПа в средней тропосфере, осреднённые за период экспедиции, составили четыре геопотенциальных декаметра (гп.дам), т.е. высота изобарической поверхности 500 гПа была в среднем на 40 м выше среднего климатического значения, соответствующего середине лета. Такая величина аномалии не выходит за пределы естественной синоптической изменчивости. Аномалия скорости ветра равна 4 м/с, что также можно отнести к «норме на положительном фоне». Более значительной оказалась средняя аномалия темпера-

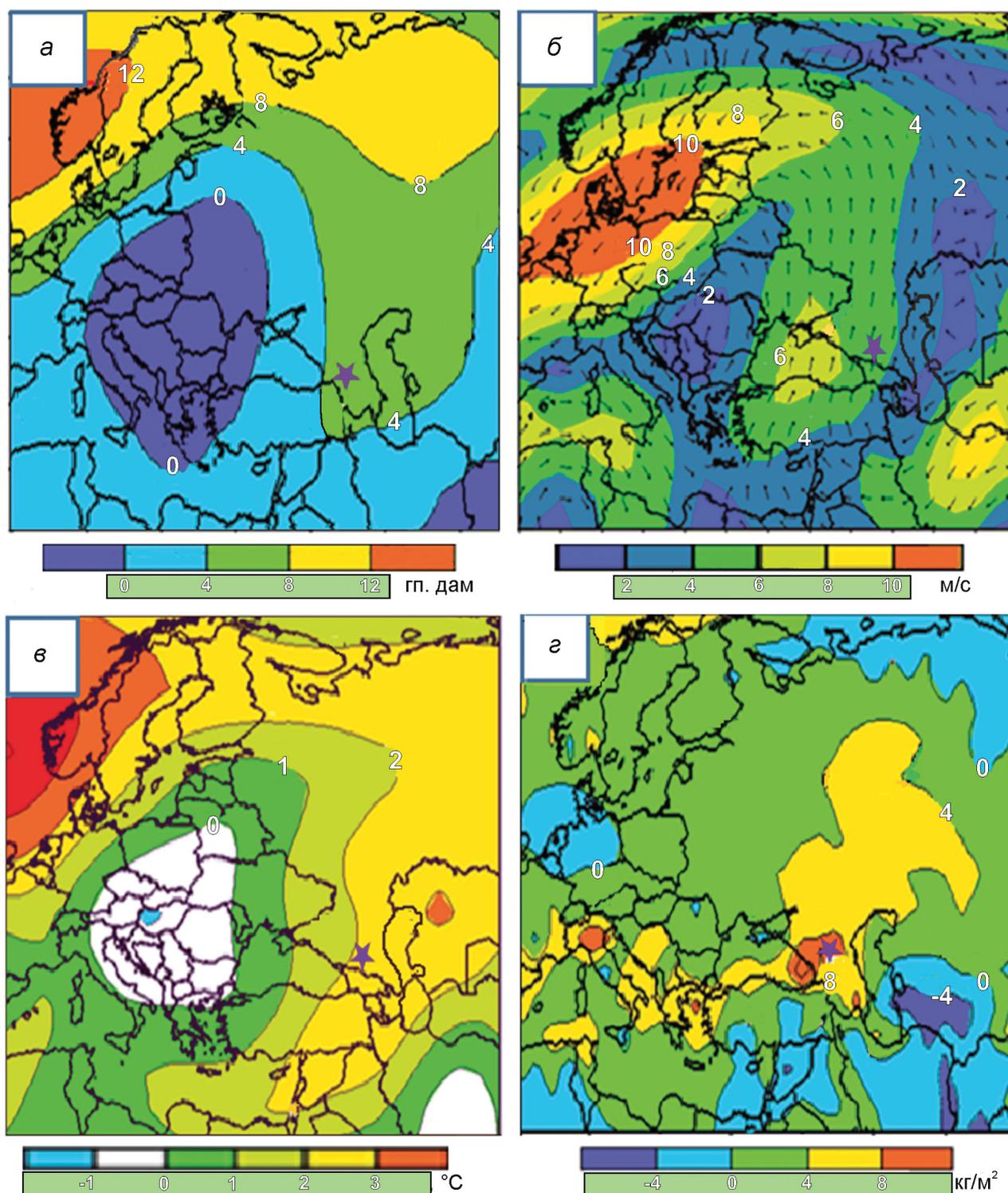


Рис. 3. Аномалии основных метеорологических величин на изобарической поверхности 500 гПа за период 24 июня по 17 июля 2018 г.:

а – высоты изобарической поверхности H500 (в геопотенциальных декаметрах); *б* – скорости ветра, м/с (стрелочками показано среднее направление); *в* – температуры воздуха, °C; *г* – интегрального влагосодержания столба атмосферы, кг/м²; сиреневой звездочкой показано местоположение г. Эльбрус

Fig. 3. Anomalies of basic meteorological parameters on an isobaric surface of 500 hPa for a period June 24 – July 17, 2018: *a* – the height of the isobaric surface H500 (in geopotential decameters); *б* – wind speed in m/s (arrows indicate the average direction); *в* – air temperature, °C; *г* – integral moisture content of the atmospheric column, kg/m²; the lilac asterisk show Elbrus location

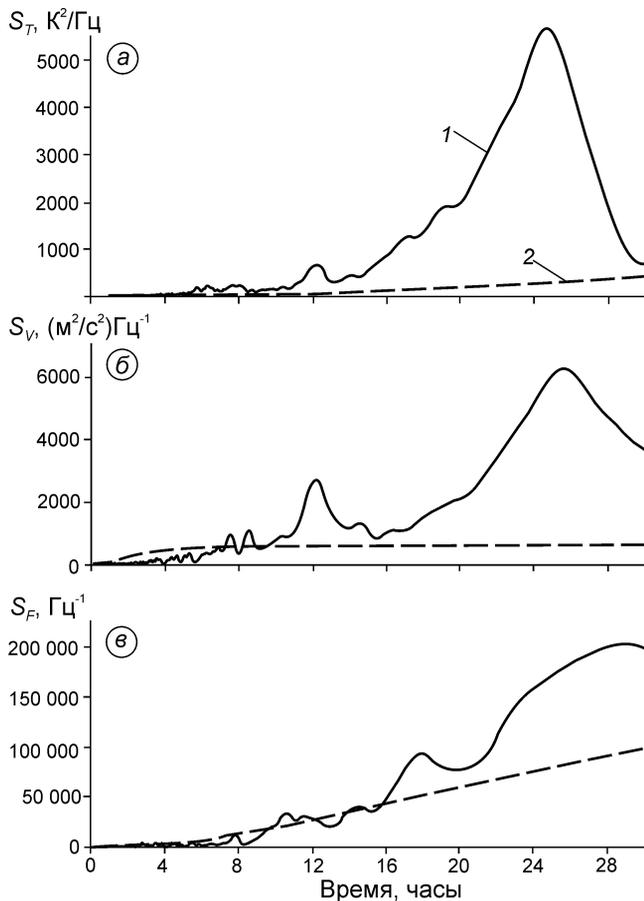


Рис. 4. Значения функций спектральной плотности (дисперсия анализируемой метеорологической величины, делённая на частоту её колебаний, выраженную в минутах), рассчитанные по данным измерений на Западном плато (1), по сравнению со спектральной функцией «красного шума» (2), характеризующей случайный процесс:

a – для температуры воздуха; *б* – для скорости ветра; *в* – для относительной влажности

Fig. 4. Spectral density functions (dispersion of the analyzed meteorological value divided by the frequency of its oscillations in minutes) calculated from measurements on the Western plateau (1), compared with the spectral function of «red noise» (2), which characterizes a random process for: *a* – air temperature; *б* – wind speed; *в* – relative humidity

туры, которая превысила пределы «шума» ($\pm 1^\circ\text{C}$) и достигла 2°C (см. рис. 3, *в*). Аномалия статистически значима, но всё же далека от уровня рекордных (1% обеспеченности). Более существенной оказалась положительная аномалия влагосодержания над районом Эльбруса, которая наблюдалась в течение всей экспедиции и достигала 8 кг/м^2 (см. рис. 3, *з*). По всей видимости, она связана с конвергенцией влаги во фронтальной зоне. Очаг

максимальных значений аномалий, достигающих 12 кг/м^2 , практически всё время располагается над восточной частью Чёрного моря. Скорее всего, это эффект локального притока влаги над тёплой морской поверхностью. В исследовании [27] показано, что тренд такой поверхности летом в восточной части акватории Чёрного моря достигает $0,7^\circ\text{C}/10\text{ лет}$. Аномалия влагосодержания хорошо согласуется с интенсивными осадками в период экспедиции (см. рис. 2, *а*).

Локальные особенности временной изменчивости метеорологических рядов. Помимо общей характеристики метеорологического режима Западного плато, выполнен спектральный анализ рядов температуры, относительной влажности и скорости ветра с целью выявления особенностей их временной изменчивости. На рис. 4 представлены результаты поведения функции спектральной плотности анализируемых метеорологических величин в сравнении со спектром броуновского движения, т.е. стохастического процесса (так называемого «красного шума») [28].

На Западном плато наблюдаемая спектральная плотность температуры, скорости ветра и относительной влажности, как правило, выше уровня «красного шума» по всему диапазону частот, т.е. процесс этот не случайный, а значит должен описываться конкретными физическими механизмами. Большая часть изменчивости величин приходится на суточный ход. В случае температуры это объясняется соответствующей изменчивостью радиационного баланса, а в случае ветра – суточным ходом коэффициента турбулентного обмена и интенсивности свободной конвекции. Второй по значимости пик спектральной плотности приходится на процессы, частота которых близка 12 часам, причём отмечается он в температуре, скорости ветра и относительной влажности. Скорее всего, это – проявление горно-долинной циркуляции: после полудня наблюдается максимальная скорость подъёма воздуха вверх по долинам и склонам Эльбруса. В ночные часы действует кататический ветер: холодный воздух стекает по склонам Эльбруса в долины.

В периоды прохождения через район Эльбруса атмосферных фронтов и волн горно-долинная циркуляция подавляется течениями синоптического масштаба. Однако во всех остальных случаях она наблюдается с той или иной интенсивностью, поэтому и проявляется на рис. 4. На

третий пик спектральной плотности (период 6–8 часов) приходится не более 5% изменчивости метеорологических величин; по всей видимости, он связан с пространственно-временной структурой облачных систем атмосферных фронтов. Такое предположение делается на том основании, что в спектре коротковолновой солнечной радиации присутствует пик спектральной плотности со схожими частотными характеристиками. Интересно, что функции спектральной плотности температуры и скорости ветра очень схожи (см. рис. 4, а, б), в то время как спектр относительной влажности существенно отличается (см. рис. 4, в). Так, суточный пик относительной влажности размыт и приходится на 28 часов. Возможно, это связано с тем, что на данных высотах суточная изменчивость относительной влажности накладывается на колебания оптической толщины и балла облачности, определяемые процессами субсиноптического и синоптического масштабов. Выявляются также колебания с частотами 18 часов, природу которых объяснить сложно. Пик спектральной плотности 10–12 часов хорошо согласуется с соответствующими максимумами для температуры и скорости ветра, поэтому, скорее всего, он также связан с проявлением горно-долинной циркуляции. Остальные колебания не выходят за уровень «красного шума» или близки к нему.

Анализ компонент теплового баланса

Особенности радиационного режима. На рис. 5 представлена временная изменчивость составляющих радиационного баланса на Западном плато Эльбруса в сравнении с ледником Гарабаши. Приведены также расчётные значения приходящей коротковолновой радиации при ясном небе с помощью модели CLIRAD(FC05)-SW [29], которая предварительно сравнивалась с высокоточными измерениями приходящей радиации [30]. В среднем рассчитанный поток приходящей коротковолновой радиации при ясном небе на Западном плато больше, чем на леднике Гарабаши, на 15 Вт/м^2 , т.е. примерно на 1% (по причине уменьшения аэрозольно-оптической толщины атмосферы и её влагосодержания по мере роста высоты над уровнем моря). Измеренные значения приходящей коротковол-

новой радиации различаются намного больше. Так, если осреднённая за период экспедиции суточная сумма приходящей радиации на Гарабаши составляет $25,4 \text{ МДж/м}^2$, то на Западном плато она равна $27,20 \text{ МДж/м}^2$.

Причина этих различий хорошо прослеживается на рис. 5, в и связана с режимом облачности. На леднике Гарабаши осреднённый суточный ход балла облачности типичен для летнего сезона: его максимум смещён на более ранние часы из-за развития свободной конвекции после полудня. На Западном плато этот эффект выражен меньше: до высоты 5100 м развиваются только мощные кучевые или кучево-дождевые облака, что происходит ближе к вечеру и не ежедневно. Существенно различаются потоки уходящего коротковолнового излучения, которое зависит от альbedo поверхности (его среднее значение на Западном плато составляет 0,75, а на леднике Гарабаши – 0,54). Различия альbedo проявляются в изменчивости его среднесуточных значений. На Западном плато она невелика, поскольку состояние поверхности почти всё время эквивалентно свежеснеговому снегу, в то время как на леднике Гарабаши она значительна и существенно зависит от погодных условий. Наиболее ярко альбедный эффект проявился 14 июля: значение альbedo скачкообразно уменьшилось вдвое (с 0,4 до 0,2) из-за интенсивного таяния и обнажения слоя пыли, выпавшей в марте 2018 г. Однако уже 16 июля вторжение морского умеренного воздуха, сопровождаемое снегопадами, способствовало формированию временного снежного покрова. Альbedo деятельной поверхности резко увеличилось, и суточная сумма радиационного баланса достигла аномально низких значений – 2 МДж/м^2 (в 4,2 раза меньше средних значений).

Эффект летних снегопадов, существенно тормозящих абляцию на Кавказе, Памире и в других горно-ледниковых районах, описан, например, в работе [4]. В целом, значения радиационного баланса на Западном плато меньше, чем на леднике Гарабаши, почти в 3 раза. Прежде всего это происходит за счёт альбедного эффекта, уже описанного нами. Известную роль также играют различия в длинноволновом балансе: потеря энергии за счёт теплового излучения на Западном плато в среднем в 1,5 раза выше, чем на леднике Гарабаши, из-за меньшего влагосодержания атмосферы и влажности об-

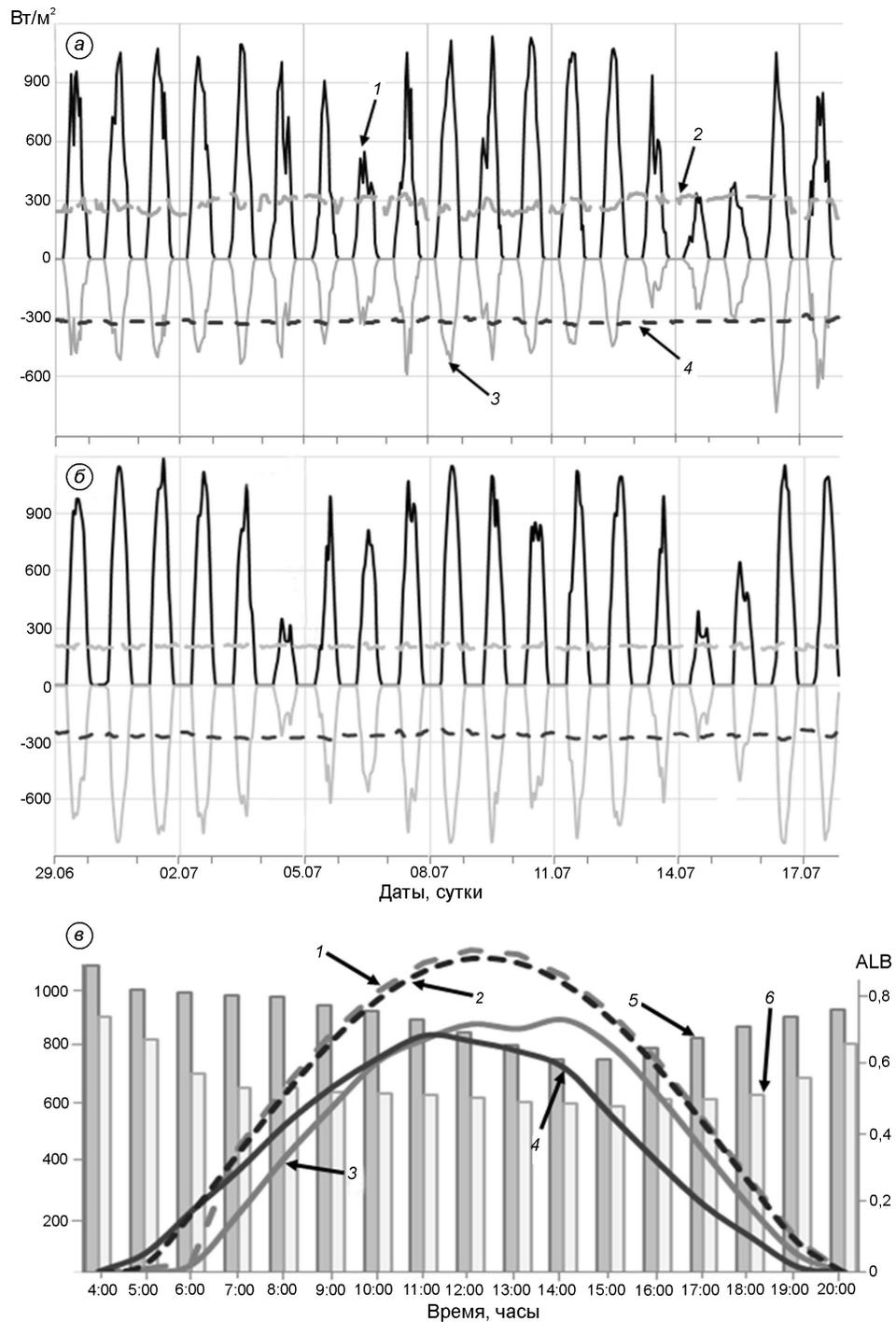


Рис. 5. Компоненты радиационного баланса:

a – на Западном плато (5150 м); *б* – на леднике Гарабаша (3850 м) (1 – суммарная солнечная радиация, 2 – тепловое излучение атмосферы, 3 – отражённая солнечная радиация, 4 – тепловое излучение поверхности); *в* – осреднённый за 20 сут. экспедиции суточный ход компонентов коротковолнового баланса (суммарная радиация при ясном небе на Западном плато (1) и на Гарабаша (2); наблюденная суммарная солнечная радиация на Западном плато (3) и на Гарабаша (4); альbedo на Западном плато (5) и на Гарабаша (6))

Fig. 5 Components of radiation balance:

a – on the Western Plateau (5150 m); *b* – on the Garabashi Glacier (3850 m) (1 – total solar radiation, 2 – thermal radiation of the atmosphere, 3 – reflected solar radiation, 4 – thermal radiation of the surface); *c* – 20-day mean daily course of the components of the short-wave balance (total clear sky radiation at the Western Plateau (1) and at Garabashi (2); observed total solar radiation at the Western plateau (3) and at Garabashi (4); albedo at the Western plateau (5) and at Garabashi (6))

лаков. Важная особенность высокогорной зоны Эльбруса — достаточно высокая повторяемость отрицательных значений суточной суммы радиационного баланса летом. Например, в ходе второй буровой экспедиции такая ситуация отмечалась дважды в условиях облачной погоды на фоне интенсивных осадков (рис. 6, а).

Оценки потоков тепла, влаги и таяния. На рис. 6 представлена межсуточная изменчивость (б) компонент теплового баланса и их суточный ход (в). Хорошо видно, что в условиях Западного плато главный фактор, определяющий тепловой режим снежной поверхности, — радиационный баланс. Интересно, что если в области абляции горных ледников умеренных и субтропических широт (в том числе Кавказа) вклад потока явного тепла в таяние может достигать 20–30% [4, 20], то в высокогорных областях Эльбруса турбулентный теплообмен чаще способствует выхолаживанию поверхности, отводя от неё в среднем около 15% энергии радиационного баланса. Так происходит потому, что летом на Западном плато повторяемость неустойчивой стратификации в приземном слое, судя по выполненным измерениям, примерно на 20–25% выше, чем повторяемость безразличной и устойчивой стратификации. Поверхность достаточно часто прогревается до точки таяния (0 °С), в то время как температура воздуха даже на высоте 0,25 м остаётся отрицательной. За счёт этого турбулентный поток явного тепла чаще направлен от поверхности в атмосферу. Ещё больше энергии затрачивается на испарение с поверхности снега, поскольку воздух на уровне шероховатости над снежной поверхностью (порядка 0,01 м) всегда близок к состоянию насыщения, т.е. поток влаги направлен от снежной поверхности к атмосфере. Величина затрат тепла на испарение LE в условиях Западного плато составляет примерно половину от радиационного баланса. Величина потока явного тепла колеблется в пределах $\pm 100 \text{ Вт/м}^2$, скрытого тепла — от -100 до 30 Вт/м^2 . Диффузия тепла в снежном покрове невелика (суточная сумма в среднем составляет $0,1 \text{ МДж/м}^2$, мгновенные значения потоков не превышают 30 Вт/м^2) и в дневные часы направлена от поверхности в толщу снега, а в ночные, наоборот, к поверхности (в силу законов Фурье).

Дополнительный источник тепла в толще снега в ночные часы — процесс замерзания жид-

кой фазы. Несмотря на явное преобладание радиационного баланса, роль явного потока тепла и затрат на испарение в определённых условиях может быть значительной, как усиливая, так и ослабляя радиационный эффект (см. рис. 6, б). Например, в условиях ветреной и облачной погоды с осадками 4–6 июля и 14–16 июля (см. рис. 1) достаточно интенсивный турбулентный тепло- и влагообмен увеличили теплопотерю поверхности снега в 1,8 раз (см. рис. 6, б). 9 июля, в условиях штилевой и солнечной погоды, суточная сумма турбулентного потока тепла достигла $1,7 \text{ МДж/м}^2$, несколько увеличив затраты тепла на таяние снега.

Важные результаты измерений и расчётов составляющих теплового баланса ледников в области аккумуляции — оценки возможных потерь снега. Эти оценки были проведены как результирующая величина между радиационным балансом, потоками явного и скрытого тепла и диффузией тепла в толщу снега. На рис. 6, б видно, что в отдельные дни (прежде всего при облачной погоде с интенсивными осадками) тепловой баланс поверхности снежного покрова был отрицательным, т.е. тепло практически не тратилось на таяние (3–5 июля, 13–15 июля). Вместе с тем в некоторые дни отмечались очень высокие значения теплового баланса — суточные суммы превышали 3 МДж/м^2 . Максимальная суточная сумма теплового баланса за период экспедиции составила $7,5 \text{ МДж/м}^2$, что эквивалентно таянию $0,11 \text{ м}$ снежного покрова (или примерно 20 мм в.э. при средней измеренной плотности снега порядка $0,15 \text{ кг/м}^3$). За период экспедиции слой стаивания снежной толщи составил 49 см (или 74 мм в.э.). При этом средний суммарный прирост снежного покрова, зафиксированный по четырём снегомерным рейкам, равен 52 см . Естественно, эта величина — результирующая всех процессов, определяющих аккумуляцию: осадки, метелевый перенос, испарение жидкой фазы, возгонка, гравитационное уплотнение и т.д.

Таким образом, если в качестве основных процессов принять таяние, испарение и осадки (предполагая, что метелевый перенос нивелируется за счёт различного местоположения снегомерных реек), то окажется, что за три недели экспедиции на Западном плато выпало около 1 м снега (или порядка 152 мм осадков). Эта

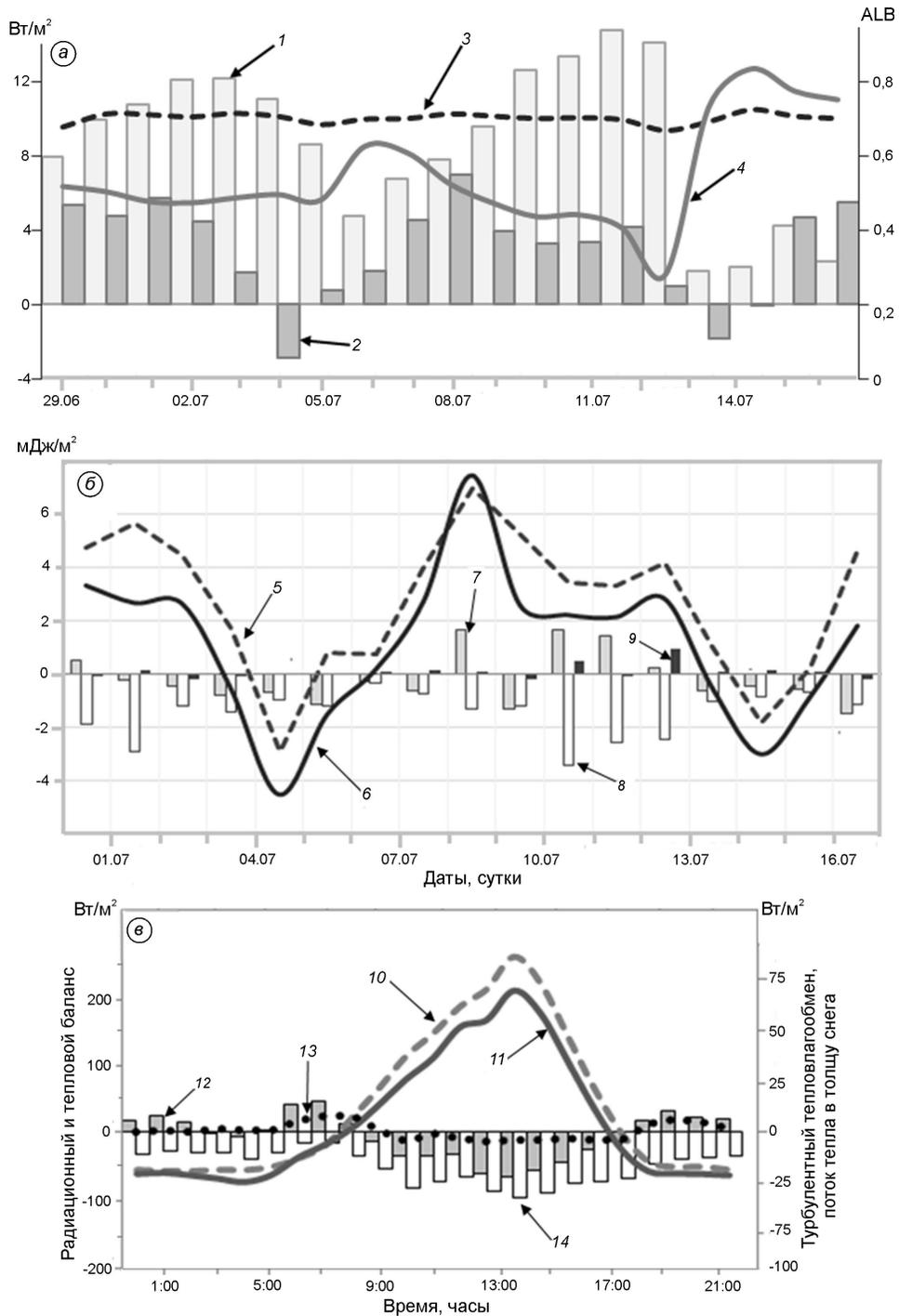


Рис. 6. Структура теплового баланса:

a – радиационный баланс (1) и альbedo поверхности (3) на Западном плато по сравнению с теми же величинами на Гарабашаши (2, 4); *б* – суточные суммы компонентов теплового баланса на Западном плато: 5 – радиационный баланс; 6 – тепловой баланс; 7 – поток явного тепла; 8 – поток скрытого тепла; 9 – диффузия тепла в толщу снега; *в* – осреднённый за 20 сут. экспедиции суточный ход компонентов теплового баланса: 10 – радиационный баланс; 11 – тепловой баланс; 12 – поток явного тепла; 13 – диффузия тепла в толщу снега; 14 – поток скрытого тепла

Fig. 6. The structure of the heat balance:

a – radiation balance (1) and surface albedo (3) on the Western Plateau in comparison with the same values on Garabashi Glacier (2 and 4); *b* – daily sums of the components of the heat balance in the Western Plateau: 5 – radiation balance; 6 – heat balance; 7 – sensible heat flux; 8 – latent heat flux; 9 – heat diffusion into the snow; *c* – 20-day mean daily course of heat balance components: 10 – radiation balance; 11 – heat balance; 12 – sensible heat flux; 13 – heat diffusion into the snow; 14 – latent heat flux

оценка приближительна в силу погрешностей оценки плотности, формального исключения метелевого переноса на основании измерений по четырём вешкам, а также отсутствия оценок возгонки водяного пара во время метелей. Тем не менее, оценки весьма разумные. За этот же период в долине Баксана выпали обильные осадки: по данным метеостанции Терскол, их сумма за тот же промежуток времени достигла 100 мм.

За период с 4 июня по 17 июля растаяло 74 мм в.э. (или 49 см снежной толщи), однако из образовавшейся влаги испарилось лишь 12 мм. Оставшиеся 62 мм, по всей видимости, диффундировали в толщу снега, где снова замерзали, о чём, в частности, свидетельствует выделение тепла в приповерхностном слое снега в ночные часы (см. рис. 6, б). Таким образом, потери снега прежде всего связаны с испарением жидкой фазы, величина которого составила 12 мм за 20 сут. (или 0,6 мм/сут.).

Обсуждение результатов и заключение

Анализ крупномасштабных полей метеорологических величин показал, что вторая буровая экспедиция проходила на фоне состояния средней тропосферы, соответствующего норме (за исключением влагосодержания, которое существенно превышало средние многолетние значения). Это означает, что средние значения метеорологических величин, измеренных на Западном плато, характеризуют типичные гляциометеорологические условия высокогорных районов Кавказа на высоте около 5 000 м над ур. моря. Им соответствуют средние значения температуры в диапазоне $-3 \div -6$ °С, скорости ветра $6-11$ м/с, относительной влажности $60-90\%$. По итогам экспедиции сложно судить о типичности условий увлажнения: на фоне аномально высокого влагосодержания столба атмосферы отмечались обильные снегопады. Однако говорить об их экстремальности невозможно из-за отсутствия корректных данных по осадкам в архивах реанализа. Можно лишь утверждать, что в условиях достаточно интенсивной циклонической деятельности на Западном плато Эльбруса летом в течение трёх недель может выпадать порядка 150 мм осадков. Учитывая, что годовая аккумуляция на плато по керновым данным со-

ставляет около 1500 мм в.э., а также тот факт, что максимум осадков в регионе приходится на лето, эта оценка представляется правдоподобной и не выглядит как значительная аномалия. Метеорологические условия характеризуются очень высокой повторяемостью штормовых и ураганных ветров, которая достигает 2%, а также низовых метелей, которые представляют собой важный фактор перераспределения снега и влияния на величину потоков тепла и влаги. Вклад суточной изменчивости метеорологических величин в дисперсию примерно в 1,5 раза меньше, чем на уровне моря. Существенную роль в изменчивости метеорологического режима играют горно-долинная циркуляция (несмотря на большую высоту над уровнем моря) и мезомасштабная структура атмосферных фронтов.

В структуре теплового баланса снежной поверхности на Западном плато энергия таяния снега определяется исключительно радиационным балансом, средняя суточная сумма которого составляет в среднем $2,8$ МДж/м², что примерно в 3 раза меньше, чем на леднике Гарабаши на высоте 3800 м. Турбулентные потоки тепла и влаги в основном способствуют отводу тепла от поверхности, уменьшая энергию радиационного баланса почти вдвое. Прежде всего это касается потока скрытого тепла, суточная сумма которого составляет $-1,5$ МДж/м². Отметим, что похожая структура теплового баланса отмечена в области аккумуляции вулкана Килиманджаро, расположенного в совершенно иных климатических условиях [5]: по данным наблюдений, там над ледниковой поверхностью также преобладают отрицательные значения турбулентных потоков тепла и влаги (правда, их значения существенно выше: -75 Вт/м² для потока явного тепла и -40 Вт/м² для затрат тепла на испарение). В более поздней работе [6] компоненты теплового баланса оценивались на основе метода турбулентных пульсаций. Оказалось, что поток явного тепла в среднем составил -10 Вт/м², скрытого — порядка -35 Вт/м², потока тепла в толщу снега -20 Вт/м². Эти оценки близки к нашим оценкам по данным второй буровой экспедиции.

Важный результат — физически обоснованная оценка таяния снега: порядка 49 мм в.э. за весь период экспедиции. Большая часть талой воды диффундировала в толщу снега и повторно замёрзла, о чём свидетельствует выделение тепла

в слое снежного покрова до глубины 10 см, т.е. в случае Западного плато процесс таяния нельзя рассматривать как потерю массы в области аккумуляции. Незначительное убывание накопленного снега происходит за счёт испарения жидкой воды, которое составило за период экспедиции 12 мм в.э. (или примерно 0,6 мм/сут.). Интересно, что, согласно результатам, полученным в работе [6], величина среднего суточного испарения жидкой фазы на Килиманджаро – 0,7 мм/сут. Схожая структура теплового баланса позволяет предположить сходство метеорологических условий высокогорных зон, по крайней мере, от субтропических до субэкваториальных широт.

Учитывая, что устойчивый период положительного радиационного баланса на Кавказе на высоте 5 000 м продолжается в среднем 90 дней, можно предположить, что величина испарения жидкой фазы в среднем за год равна, как минимум, 45 мм, или 3% годовой аккумуляции, что в целом существенно. К данному значению можно относиться только как к предварительной информации. Строго оценить его точность пока невоз-

можно из-за отсутствия данных пульсационных измерений влажности и потока импульса. Дополнительный вклад, безусловно, вносит возгонка водяного пара во время сильных низовых метелей, которая наблюдается весь год и даёт больший вклад, чем испарение жидкой фазы. В будущем планируется оценить роль этого процесса.

Благодарности. Анализ результатов измерений и расчётов компонент теплового баланса на Западном плато Эльбруса выполнен в рамках Госзадания (тема № 0148-2019-0004), синоптический анализ и оценка типичности метеорологических условий – в рамках Госзадания АААА-А16-116032810086-4.

Acknowledgments. Analysis of the measurements and calculations of the heat budget's components on the West Plateau of Elbrus was carried out as part of the State assignment (topic № 0148-2019-0004), a synoptic analysis and assessment of the typical weather conditions within the framework of the State assignment АААА-А16-116032810086-4.

Литература

1. Hock R. Temperature index melt modelling in mountain areas // Journ. of Hydrology. 2003. V. 282, P. 104–115.
2. Wheler B.A., MacDougall A.H., Flowers G.E., Petersen E.I., Whitfield P.H., Kohfeld K.E. Effects of temperature forcing provenance and extrapolation on the performance of an empirical glacier-melt model // Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 2014. V. 46. № 2. P. 379–393.
3. Mölg T., Cullen N.J., Hardy D.R., Kaser J., Klok L. Mass balance of a slope glacier on Kilimanjaro and its sensitivity to climate // Intern. Journ. of Climatology. 2008. V. 28. P. 881–892.
4. Волошина А.П. Метеорология горных ледников // МГИ. 2001. Вып. 92. С. 3–138.
5. Mölg T., Hardy D.R. Ablation and associated energy balance of a horizontal glacier surface on Kilimanjaro // Journ. of Geophys. Research. 2004. V. 109. P. 1–13.
6. Cullen N.J., Mölg T., Kaser J., Steffen K.L., Hardy D.R. Energy-balance model validation on the top of Kilimanjaro, Tanzania, using eddy covariance data // Annals of Glaciology. 2007. V. 46. P. 227–233.
7. Hardy D.R., Vuille M., Bradley R.S. Variability of snow accumulation and isotopic composition on Nevado Sajama, Bolivia // Journ. of Geophys. Research. 2003. V. 108. № D22. P. 1–10.
8. You Q., Kang S., Pepin N., Flügel W.A., Yan Y., Behrawan H., Huang J. Relationship between temperature

References

1. Hock, R. Temperature index melt modelling in mountain areas. Journal of Hydrology. 2003, 282: 104–115.
2. Wheler B.A., MacDougall A.H., Flowers G.E., Petersen E.I., Whitfield P.H., Kohfeld K.E. Effects of Temperature Forcing Provenance and Extrapolation on the Performance of an Empirical Glacier-Melt Model. Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 2014, 46 (2): 379–393.
3. Mölg T., Cullen N.J., Hardy D.R., Kaser J., Klok L. Mass balance of a slope glacier on Kilimanjaro and its sensitivity to climate. Intern. Journ. of Climatology. 2008, 28: 881–892.
4. Voloshina A.P. Meteorology of mountain glaciers. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2001, 92: 3–138 [In Russian].
5. Mölg T., Hardy D.R. Ablation and associated energy balance of a horizontal glacier surface on Kilimanjaro. Journ. of Geophys. Research. 2004, 109: 1–13.
6. Cullen N.J., Mölg T., Kaser J., Steffen K.L., Hardy D.R. Energy-balance model validation on the top of Kilimanjaro, Tanzania, using eddy covariance data. Annals of Glaciology. 2007, 46: 227–233.
7. Hardy D.R., Vuille M., Bradley R.S. Variability of snow accumulation and isotopic composition on Nevado Sajama, Bolivia. Journ. of Geophys. Research. 2003, 108 (D22): 1–10.
8. You Q., Kang S., Pepin N., Flügel W.A., Yan Y., Behrawan H., Huang J. Relationship between temperature

- trend magnitude, elevation and mean temperature in the Tibetan Plateau from homogenized surface stations and reanalysis data // *Glob. Planet. Change*. 2010. V. 71. P. 124–133.
9. Торопов П.А., Михаленко В.Н., Кутузов 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.
 10. Mikhalenko V., Sokratov S., Kutuzov S., Ginot P., Legrand M., Preunkert S., Lavrentiev I., Kozachek A., Ekaykin A., Faïn X., Lim S., Schotterer U., Lipenkov V., Toropov P. Investigation of a deep ice core from the Elbrus western plateau, the Caucasus, Russia // *Cryosphere*. 2015. V. 9. № 6. P. 2253–2270.
 11. Takeuchi M. Vertical profile and horizontal increase of drift-snow transport // *Journ. of Glaciology*. 1980. V. 26. P. 481–492.
 12. Sugiura K., Nishimura K., Maeno N., Kimura T. Measurements of snow mass flux and transport rate at different particle diameters in drifting snow // *Cold Regions Science and Technology*. 1988. V. 27. P. 83–89.
 13. Wamser C., Lykossov V.N. On the friction velocity during blowing snow // *Contributions to Atmospheric Physics*. 1995. V. 68. № 1. P. 85–94.
 14. Bartelt P., Buser O., Sokratov S. A nonequilibrium treatment of heat and mass transfer in alpine snowcovers // *Cold Regions Science and Technology*. 2004. V. 39. P. 219–242.
 15. Баранов С., Покровская Т. Работа метеорологической группы ЭКНЭ 1935 г. // *Тр. Эльбрусской экспедиции 1934 и 1935 гг.* М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1936. 350 с.
 16. Волошина А.П. Радиационные условия в период абляции // *Оледенение Эльбруса*. М.: изд. МГУ, 1968. С. 127–139.
 17. Наставление по краткосрочным прогнозам погоды общего назначения. Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет). Обнинск: ИГ-СОЦИН. 2009. 62 с.
 18. Wagnon P., Sicar J.-E., Berthier E., Chazarin J.-P. Wintertime high-altitude surface energy balance of a Bolivian glacier, Illimani, 6340 m above sea level. *Journ. of Geophys. Research*. 2003, 108 (D6 4177), 4177. doi: 10.1029/2002JD002088.
 19. Poggi A. Heat balance in the ablation area of the Ampere Glacier (Kergelen islands) // *Journ. of Applied Meteorology*. 1977. V. 16. P. 48–55.
 20. 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. 22. № 4. С. 42–54.
 21. trend magnitude, elevation and mean temperature in the Tibetan Plateau from homogenized surface stations and reanalysis data. *Glob. Planet. Change*. 2010, 71: 124–133.
 9. Toropov P.A., Mihalenko V.N., Kutuzov S.S., Morozova P.A., Shestakova A.A. Temperature and radiation conditions 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].
 10. Mikhalenko V., Sokratov S., Kutuzov S., Ginot P., Legrand M., Preunkert S., Lavrentiev I., Kozachek A., Ekaykin A., Faïn X., Lim S., Schotterer U., Lipenkov V., Toropov P. Investigation of a deep ice core from the Elbrus western plateau, the Caucasus, Russia. *Cryosphere*. 2015, 9 (6): 2253–2270.
 11. Takeuchi, M. Vertical profile and horizontal increase of drift-snow transport. *Journ. of Glaciology*. 1980, 26: 481–492.
 12. Sugiura K., Nishimura K., Maeno N., Kimura T. Measurements of snow mass flux and transport rate at different particle diameters in drifting snow. *Cold Regions Science and Technology*. 1988, 27: 83–89.
 13. Wamser C., Lykossov V.N. On the friction velocity during blowing snow. *Contributions to Atmospheric Physics*. 1995, 68 (1): 85–94.
 14. Bartelt P., Buser O., Sokratov S.A. Nonequilibrium treatment of heat and mass transfer in alpine snow covers. *Cold Regions Science and Technology*. 2004, 39: 219–242.
 15. Baranov S., Pokrovskaya T. The work of the EKNE meteorological group in 1935. *Trudy El'brusskoy ekspeditsii 1934 i 1935 gg.* The proceedings of the Elbrus expedition of 1934 and 1935. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1936: 350 p. [In Russian].
 16. Voloshina A.P. Radiation conditions during ablation. *Oledenenie EYbrusa*. Glaciation of Elbrus. М.: MGU, 1968: 127–139. [In Russian].
 17. *Nastavlenie po kratkosrochnym prognozam pogody obshchego naznacheniya. Federal'naya sluzhba po gidrometeorologii i monitoringa okruzhayushchey sredy (Rosgidromet)*. Manual on general short-term weather forecasts. Federal Service for Hydrometeorology and Environmental Monitoring (Roshydromet). Obninsk: IG-SOCIN, 2009: 62 p. [In Russian].
 18. Wagnon P., Sicar J.-E., Berthier E., Chazarin J.-P. Wintertime high-altitude surface energy balance of a Bolivian glacier, Illimani, 6340 m above sea level. *Journ. of Geophys. Research*. 2003, 108 (D6 4177), 4177. doi: 10.1029/2002JD002088.
 19. Poggi A. Heat balance in the ablation area of the Ampere Glacier (Kergelen islands). *Journ. of Applied Meteorology*. 1977, 16: 48–55.
 20. Toropov P.A., Shestakova A.A., Smirnov A.M., Popovnin V.V. Evaluation of the components of the heat balance of the Djankuat glacier (Central Caucasus) during the period of ablation in 2007–2015. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2018, 22 (4): 42–54. [In Russian].
 21. Oerlemans J. *The Microclimate of Valley Glaciers*. Utrecht University Press, Hetherlads. 2009: 138 p.

21. *Oerlemans J.* The Microclimate of Valley Glaciers. Utrecht University Press, Netherlads, 2009. 138 p.
22. *Зилитинкевич С.С.* Динамика пограничного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1970. 290 с.
23. *Alekseychik P.K., Korrensalo A., Mammarella I., Vesala T., Tuittila E.-S.* Relationship between aerodynamic roughness length and bulk sedge leaf area index in a mixed-species boreal mire complex // *Geophys. Research Letters*. 2017. V. 3. P. 5836–5843. doi 10.1002/2017GL073884.
24. *Кузьмин П.П.* Процесс таяния снежного покрова. Л.: Гидрометеоздат, 1961. 346 с.
25. *Рец Е.П., Фролова Н.Л., Поповнин В.В.* Моделирование таяния поверхности горного ледника // *Лёд и Снег*. 2011. Т. 116. № 4. С. 24–31.
26. *Takeuchi Y., Naruse R., Satow K., Ishikawa N.* Comparison of heat balance characteristics at five glaciers in southern hemisphere // *Global and Planetary Change*. 1999. V. 22. P. 201–208.
27. *Алешина М.А., Торопов П.А., Семенов В.А.* Изменение температурно-влажностного режима Черноморского побережья Кавказа в период 1982–2014 гг. // *Метеорология и гидрология*. 2018. № 4. С. 41–53.
28. *Демченко П.Ф., Кислов А.В.* Стохастическая динамика природных объектов: броуновское движение и геофизические приложения. М.: ГЕОС, 2010. 190 с.
29. *Tarasova T.A., Fomin B.A.* The use of new parameterizations for gaseous absorption in the CLIRAD-SW solar radiation code for models // *Journ. of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2007. V. 24. № 6. P. 1157–1162.
30. *Полюхов А.А., Чубарова Н.Е., Ривин Г.С.* Оценка качества расчета солнечной радиации в COSMO-RU по данным точных радиационных расчетов и измерений в Москве в безоблачных условиях // *Тр. Гидрометцентра*. 2017. № 364. С. 38–52.
22. *Zilitinkevich S.S.* *Dinamika pogranichnogo sloya atmosfery.* Dynamics of boundary layer of the atmosphere. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1970: 290 p. [In Russian].
23. *Alekseychik P.K., Korrensalo A., Mammarella I., Vesala T., Tuittila E.-S.* Relationship between aerodynamic roughness length and bulk sedge leaf area index in a mixed-species boreal mire complex. *Geophys. Research Letters*. 2017, 3: 5836–5843. doi: 10.1002/2017GL073884.
24. *Kuz'min P.P.* *Protsess tayaniya snezhnogo pokrova.* Process of snow cover melting. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1961: 346 p. [In Russian].
25. *Rec E.P., Frolova N.L., Popovnin V.V.* Modelling of mountain glacier surface melting. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2011, 116 (4): 24–31. [In Russian].
26. *Takeuchi Y., Naruse R., Satow K., Ishikawa N.* Comparison of heat balance characteristics at five glaciers in southern hemisphere. *Global and Planetary Change*. 1999, 22: 201–208.
27. *Aleshina M.A., Toropov P.A., Semenov V.A.* Temperature and humidity regime changes on the Black Sea Coast in 1982–2014. *Russian Meteorology and Hydrology*. 2018, 43 (4): 235–244.
28. *Demchenko P.F., Kislov A.V.* *Stokhasticheskaya dinamika prirodnykh ob'ektov: brounovskoe dvizhenie i geofizicheskie prilozheniya.* Stochastic dynamics of natural objects: Brownian motion and geophysical applications. М.: GEOS, 2010: 190 p. [In Russian].
29. *Tarasova T.A., Fomin B.A.* The use of new parameterizations for gaseous absorption in the CLIRAD-SW solar radiation code for models. *Journ. of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2007, 24 (6): 1157–1162.
30. *Polyuhov A.A., Chubarova N. E., Rivin G.S.* Evaluation of the quality of calculation of solar radiation at COSMO-RU according to accurate radiation calculations and measurements in Moscow under cloudless conditions. *Trudy Gidromettsentra*. Proc. of the Hydrometeorological Center. 2017, 364: 38–52. [In Russian].