

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.32

DOI: 10.31857/S2076673422020123, EDN: EODOHF

Пространственно-временная изменчивость снегонакопления на Западном плато Эльбруса (Центральный Кавказ)

© 2022 г. И.И. Лаврентьев^{1*}, С.С. Кутузов¹, В.Н. Михаленко¹, М.С. Судакова², А.В. Козачек³¹Институт географии РАН, Москва, Россия; ²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ³Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

*lavrentiev@igras.ru

Spatial and temporal variability of snow accumulation on the Western plateau of Elbrus (Central Caucasus)

I.I. Lavrentiev^{1*}, S.S. Kutuzov¹, V.N. Mikhailenko¹, M.S. Sudakova², A.V. Kozachek³¹Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; ²Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;³Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

*lavrentiev@igras.ru

Received November 18, 2021 / Revised January 12, 2022 / Accepted April 1, 2022

Keywords: *Elbrus, high frequency radar survey, snow accumulation, ice core.*

Summary

Cold glaciers in the middle latitudes are considered unique archives of environmental and climate change. However, alpine ice cores are difficult to interpret, since dynamic changes can occur over very short distances. Detailed radar survey can be used to assess the effect of ice inflow from areas with different conditions of snow accumulation on the surface compared to the drilling point on the isotopic and chemical record in the glacier core. The results of radar studies on the Western plateau of Elbrus (Central Caucasus), located at an altitude of 5100–5150 m above sea level, are presented. A high-frequency ground-based radar survey was carried out in the summer of 2017 to assess the spatial and temporal changes in snow accumulation in the upper (near the top area) part of Elbrus. The ZOND 12-e GPR (ground-penetrating radar, Radar Systems, Inc.) with 500 and 300 MHz shielded antennas was used. The receiving time window was set to 100 ns (500 MHz antenna) and 470 ns (300 MHz) to obtain reflection in the depth range of about 10 m and 50 m, respectively. The results of the GPR sounding are confirmed by data on the stratigraphy, density and chemical composition of the snow-firn thickness from a shallow (24 m) borehole. The density profile made it possible to identify peaks and corresponding ice crusts of 1–2 cm thick that formed during warm periods. The internal reflections, clearly visible on the radar profiles up to 50 m deep, are of isochronous origin and have been interpreted as the boundaries of annual and seasonal layers. Detailed maps of the distribution of snow accumulation covering the cold and warm seasons of 2015–2017 have been obtained. The average thickness of seasonal snow cover on the plateau during this period was equal to 2.07 m, with minimum and maximum values of 0.2 and 3.9 m, respectively. The average values of the water storage in seasonal horizons range from 754 to 1126 mm W.E., while the annual accumulation for the 2015/16 and 2016/17 balance years amounted to 2004 and 1874 mm W.E., respectively. The data obtained were used in 2018 to determine the optimal location for deep core drilling and will further serve as the basis for modeling the age of ice on the Western Plateau of Elbrus.

Citation: Lavrentiev I.I., Kutuzov S.S., Mikhailenko V.N., Sudakova M.S., Kozachek A.V. Spatial and temporal variability of snow accumulation on the Western plateau of Elbrus (Central Caucasus). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2022, 62 (2): 165–178. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422020123, edn: eodohf.

Поступила 18 ноября 2021 г. / После доработки 12 января 2022 г. / Принята к печати 1 апреля 2022 г.

Ключевые слова: *Эльбрус, высокочастотное радиозондирование, аккумуляция снега, ледниковый керн.*

По данным наземного высокочастотного радиозондирования летом 2017 г. на Западном ледниковом плато Эльбруса (Центральный Кавказ) установлено, что аккумуляция снега в привершинной области характеризуется значительной изменчивостью, а также имеет сезонные различия. Анализ полей аккумуляции показал, что в средней части плато снега накапливается меньше, чем в восточной и западной, но распределение снега по площади плато аналогично из года в год. В тёплый период снегонакопление в среднем больше, чем в холодный, и происходит оно более равномерно по площади плато.

Введение

Снежный покров в горах распределён очень неравномерно. Помимо большой мозаичности выпадающих осадков, значительно влияет и ветровое перераспределение. Традиционные методы исследования аккумуляции на ледниках — повторные измерения по рейкам, маршрутные снегомерные съёмки или изучение накопления снега в шурфах и кернах — не дают достаточной информации о пространственном распределении аккумуляции. В последние годы для этих целей всё чаще применяют радиолокационное зондирование снежного покрова, которое позволяет получить данные о толщине снега вдоль измеряемых профилей с заданной дискретностью. В гляциологии радиозондирование часто используют для изучения пространственного распределения различных параметров ледников, связанных с диэлектрической проницаемостью, в частности: при выделении границ между ледниковым льдом и коренными породами, при разделении тёплого и холодного льда в политермических ледниках или для выделения границ годовых или сезонных слоёв в снежно-фирновой толще [1]. Слоистость на радарограммах связывают с наличием жидкой воды, изменением плотности и химического состава, концентрацией микрочастиц или ориентировкой кристаллов [2–5]. Кроме возможности быстро получать непрерывные данные вдоль профилей, радар с относительно широкой диаграммой направленности, достаточно большой глубиной зондирования (до 10–100 м) и высоким разрешением по дальности, соизмеримым с толщиной годовых слоёв (1–10 см и более), отражает свойства ледниковой толщи, усреднённые на больших расстояниях. Зимние и летние слои разной плотности и структуры или слои с повышенной концентрацией растворимых химических примесей вулканического происхождения, которые могут отсутствовать в ледовых кернах из-за локальных вариаций снегонакопления, могут быть обнаружены на радарограммах, полученных в районе точки бурения за счёт диэлектрического контраста. Именно поэтому применение метода радиозондирования подходит для получения массовых данных, необходимых для изучения стратиграфии снежно-фирново-ледяных толщ по внутренним от-

ражающим горизонтам [6], которые указывают на изохронность слоёв.

В последние годы многие авторы исследовали внутреннюю структуру ледников и пространственное распределение аккумуляции по данным исследования ледниковых кернов и радиолокационного зондирования. Эти работы посвящены тёплым и холодным ледникам в Альпах [7–10], на Шпицбергене [11], в Канадской Арктике [12] и Антарктиде [13, 14]. Картирование внутриледниковых слоёв можно использовать для описания пространственного и временного распределения скоростей аккумуляции на ледниках, уточнения режима течения льда, выбора точки бурения, проверки результатов моделирования возраста, совмещения нескольких кернов льда, полученных в разных точках ледника, оценки течения льда на изменчивость толщины годовых слоёв, которые формируются в областях с разной аккумуляцией, проверки ненарушенности этих слоёв и др.

В настоящей статье рассматриваются результаты наземной радиолокационной съёмки, выполненной в 2017 г. на Западном плато Эльбруса с помощью георадара ZOND 12-e (radsys.lv) с высокочастотными антеннами 500 и 300 МГц (рис. 1). Задача исследования — оценить пространственную и временную изменчивость аккумуляции снега за период 2015–2017 гг. на основе совместного анализа результатов площадного радиозондирования и данных о толщине, плотности, стратиграфии, изотопном и химическом составе снежно-фирновой толщи, полученных при анализе 24-метрового керна [15].

Объект исследований

Работы проводили на Западном плато Эльбруса, где в 2002–2020 гг. был выполнен большой комплекс исследований [16]. Плато представляет собой плоский участок ледникового комплекса Эльбруса площадью около 0,5 км², расположенный в интервале высот 5080–5150 м и ограниченный с севера и юго-востока лавовыми гребнями, а с востока — стеной Западной вершины вулкана. С запада плато открыто для влагонесущих воздушных масс и получает осадки из свободной атмосферы в виде снега в течение всего года. В этот период на Запад-

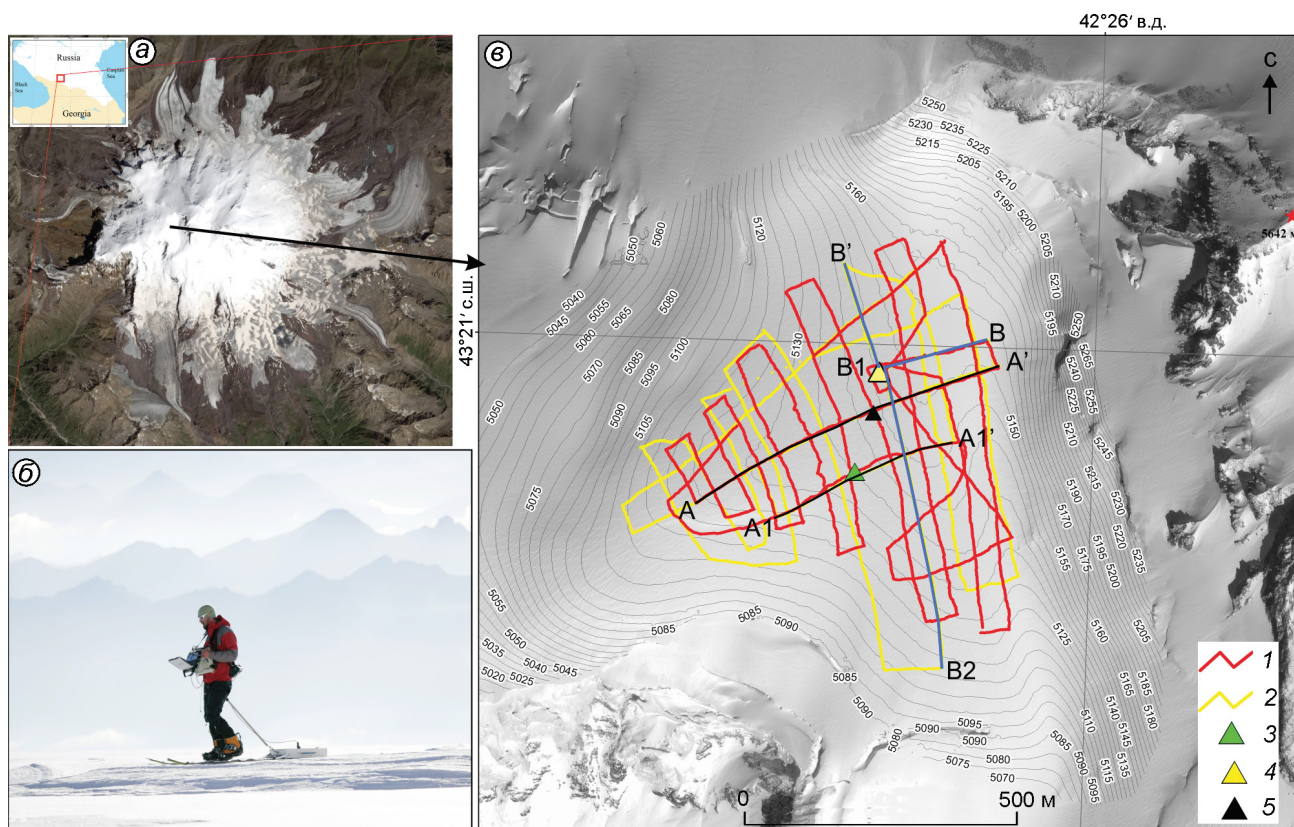


Рис. 1. Объект исследований на Центральном Кавказе:

a – Эльбрус, общий вид; *б* – процесс радиолокационной съёмки на Западном плато в 2017 г.; *в* – профили радиолокационной съёмки: 1 – с антенной частотой 500 МГц; 2 – с антенной частотой 300 МГц; 3, 5 – точки глубокого бурения 2009 и 2018 гг. соответственно; 4 – точка неглубокого бурения 2017 г. Радарограммы вдоль профилей А–А', А1'–А1, В–В1, В1–В2 и В'–В1 даны на рис. 2. Изогипсы поверхности ледника проведены через 5 м

Fig. 1. Research object in the Central Caucasus:

a – Elbrus, general view; *b* – radar survey process on the Western Plateau in 2017; *в* – radar survey profiles: 1 – with 500 MHz antenna; 2 – with 300 MHz antenna; 3, 5 – deep drilling sites (2009 and 2018, respectively); 4 – shallow drilling site 2017. Radargrams along the profiles А–А', А1'–А1, В–В1, В1–В2 and В'–В1 are shown in Fig. 2. Glacier surface contour lines drawn every 5 m

ном плато проведена серия наблюдений, которая позволила установить особенности осадконакопления и строения снежно-фирновой толщи ледника по данным исследования шурфов и ледниковых кернов из нескольких неглубоких (13–24 м) и двух глубоких (182 и 150 м) скважин [17–19]. Анализ кернов показал, что средняя величина аккумуляции здесь составляет около 1,4 м в.э., а данные о строении снежно-фирновой толщи и распределении температуры в скважинах указывают на минимальное таяние на этом участке ледника [20, 21]. Результаты серии наземных радиолокационных съёмок на частоте 20 МГц, выполненных в 2005, 2007 и 2017 гг., показывают значительную толщину льда (250 м) и воронкообразную форму подстилающего ложа [22, 23].

Методика: радиолокационное зондирование и анализ керна

Технология измерений и обработки данных высокочастотного радиозондирования. Для радиолокационного зондирования снежно-фирновой толщи на Западном плато Эльбруса в 2017 г. использовался георадар ЗОНД 12-е производства «НПФ Радарные Системы» (г. Рига, Латвия) с экранированными антеннами 500 и 300 МГц. Выбор двух антенн с разными частотами обусловлен необходимостью получения данных высокого качества и разрешения для разных глубин. На радарограммах, полученных с антенной частотой 500 МГц, отчётливо видны протяжённые отражения от сезонных слоёв снега, однако глубина зондирования при выбранном разрешении съёмки

Таблица 1. Параметры радиолокационной съёмки и используемых антенн

Параметры	Частота антенн, МГц	
	500	300
Длина волны в воздухе, м	0,6	1
Вертикальное разрешение, м: максимальное $\lambda/4$ предельное $\lambda/10$	0,1 0,04	0,25 0,1
Рабочее окно, нс	100	470
Максимальная глубина при скорости распространения радиоволн $V = 21$ см/мкс	10,5	49,3
Частота сканирования, с	14	3,5
Выборка	512	512
Накопление	4	16
Число точек измерений	73 000	38 000

ограничивалась 100 нс, или около 10 м. При известных темпах аккумуляции снега на плато (до 4–5 м в год) этого может быть недостаточно для получения непрерывных данных о более глубоких слоях. Поэтому данные съёмки с антенной 500 МГц использовали для оцифровки сезонных горизонтов в верхних 5–7 метрах толщи, а с антенной частотой 300 МГц – для более глубоких горизонтов. Параметры съёмки подбирали таким образом, чтобы при сохранении высокого разрешения по дальности получить информацию с больших глубин: рабочая глубина зондирования составляла 470 нс, или около 50 м.

Блок управления радаром, GPS-приёмник Garmin GPSMAP78 и ноутбук со специальным программным обеспечением PRISM были установлены на специальной регулируемой платформе, антенны перемещали по заранее спланированным профилям, которые покрывали максимально возможную площадь плато одним оператором на лыжах (см. рис. 1, б). За два дня работ было пройдено 17,5 км профилей с непрерывными измерениями, из них 9,5 км – с антенной 500 МГц и около 8 км – с антенной 300 МГц (см. рис. 1, в). Параметры съёмки обеими антеннами приведены в табл. 1.

На используемых частотах 500 и 300 МГц (длина волны в воздухе λ составляла 0,6 и 1 м соответственно) передатчик генерирует электромагнитные широкополосные импульсы напряжением 400 В длительностью 1 нс с частотой повторения 100 кГц, которые отражаются от диэлектрически контрастных границ раздела в

снежном покрове, затем принимаются приёмником во временном окне 100 и 470 нс и оцифровываются с периодом дискретизации 0,2 нс. При средней скорости распространения радиоволн в снегу 0,2 м/нс антенны на этих частотах позволяют получать отражения от границ в снежном покрове до глубины соответственно 10 и 50 м с максимальным вертикальным разрешением $\lambda/4 = 0,1$ и $0,25$ м и предельным разрешением $\lambda/10 = 0,04$ и $0,1$ м соответственно [24]. Приёмное и передающее устройства обеих антенн находятся в одном экранированном корпусе. Расстояние между ними – 0,23 м для антенны 500 МГц и 0,5 м – для антенны 300 МГц. Такой способ измерений известен как «common-offset» (CO) съёмка.

Визуализацию и последующую обработку радарных данных вели в программе RadexPro Plus 2011.1 [25]. Граф обработки состоял из следующих стандартных процедур: удаление задержки электромагнитного сигнала; удаление звона антенны (вычитание среднего), предсказывающего деконволюцию; полосовую фильтрацию; амплитудную коррекцию за сферическое расхождение. Примеры радарограмм после обработки приведены на рис. 2. На полученных записях прослеживаются внутренние отражающие горизонты, датировка и выделение которых стала возможной благодаря данным обработки 24-метрового керна, полученного на плато в 2017 г.

Оценка скорости распространения электромагнитных волн. В результате снегопадов, ветрового уплотнения снега и оттепелей снежный покров имеет слоистое строение и содержит слои снега и ледяные прослойки разной толщины, плотности и структуры. В первом приближении он может рассматриваться в виде системы плоскопараллельных слоёв с диэлектрически контрастными границами раздела. Для немагнитных материалов, к каким относятся снег, фирн и лёд, скорость распространения радиоволн V в диапазоне радиозондирования 1–1000 МГц определяется их относительной диэлектрической проницаемостью ϵ :

$$V = c/\epsilon^{1/2}, \quad (1)$$

где $c = 30$ см/нс – скорость распространения света в воздухе.

По данным лабораторных и полевых измерений величина ϵ снега, фирна и льда слабо зависит от температуры и содержания кислотных примесей. В основном она определяется плотно-

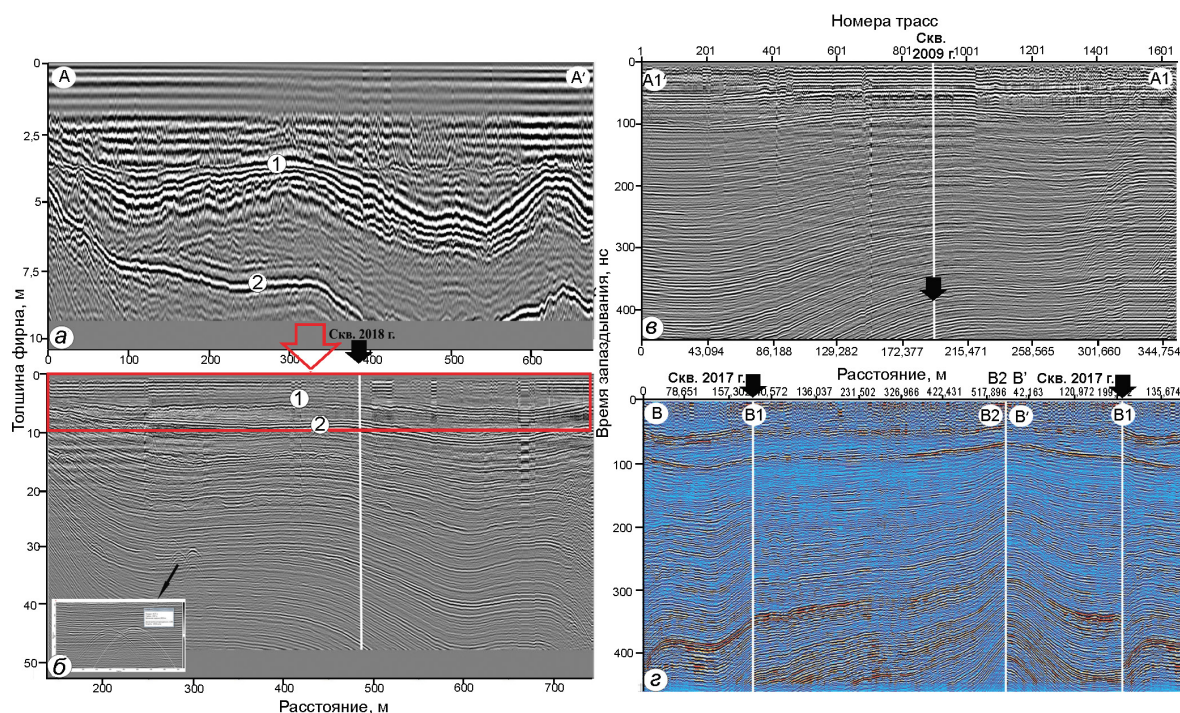


Рис. 2. Радарограммы 500 МГц (а) и 300 МГц (б), полученные вдоль профиля А–А'; радарограммы 300 МГц вдоль профиля А1'–А1 (в) и вдоль профилей В–В1, В1–В2, В'–В1 (г), показанных на рис. 1, в.

1, 2 на а, б – первые две границы между годовыми горизонтами. На врезке (б) – увеличенный фрагмент записи с гиперболическими отражениями, полученными предположительно от потерянной в 2007 г. автоматической станции

Fig. 2. 500 MHz (a) and 300 MHz (б) radargrams obtained along profile А–А'; 300 MHz radargrams along profile А1'–А1 (в) and along profiles В–В1, В1–В2, В'–В1 (г) shown in Fig. 1, в.

1, 2 on а, б – first two annual layer boundaries. In the inset (б), an enlarged fragment of a radargram with hyperbolic reflections obtained presumably from the automatic weather station lost in 2007

стью и содержанием воды и в меньшей степени – структурой [26]. Зависимость ϵ от плотности ρ и содержания воды w достаточно хорошо описывается формулой Луэнга [27]. Для сухого снега, фирна и льда зависимость относительной диэлектрической проницаемости ϵ_d от их плотности ρ_d по формуле Луэнга имеет следующий вид:

$$\epsilon_d = \epsilon(\rho_d) = [\varphi_i (\epsilon_i^{1/3} - 1) + 1]^3, \quad (2)$$

где $\varphi_i = \rho_d / \rho_i$ – объёмное содержание льда; $\rho_i = 917 \text{ кг/м}^3$ – плотность льда; $\epsilon_i = 3,19$ – относительная диэлектрическая проницаемость льда.

Диэлектрическая проницаемость ϵ_d может быть также рассчитана с помощью эмпирических зависимостей

$$\text{Ковакса [28]} - \epsilon_d = (1 + 0,845 \rho_d)^2, \quad (3)$$

$$\text{откуда } \rho_d = [(c/V_d) - 1] / 0,845,$$

и

$$\text{Тиури [29]} - \epsilon_d = 1 + 1,7 \rho_d + 0,7 \rho_d^2. \quad (4)$$

Построение полей аккумуляции. Для построения карт распределения сезонной аккумуляции по площади плато использовали данные измерений вдоль профилей зондирования в пределах контура, ограничивающего исследованную область. Данные измерений интерполировали методом Topo to Raster в программной среде ESRI ArcGIS. Корректность интерполяции с учётом возможных ошибок идентификации отражений от внутренних горизонтов и ошибок измерений времени запаздывания этих отражений контролировалась путём сопоставления измеренных глубин горизонтов в точках пересечения радарных профилей (41 точка для антенны частотой 500 МГц и 25 точек для антенны 300 МГц). Различия не превышали 0,6 м и в среднем составляли 0,05 м.

Оценка точности радиолокационных измерений толщины снежного покрова. Точность расчёта толщины H_B снежного покрова радиолокационным методом зависит от ошибки измерений времени запаздывания отражений от горизонтов в

снежном покрове τ_B и средней скорости распространения радиоволн в нём V_{cp} . Ошибка определения толщины снежного покрова σ_H может быть оценена из соотношения [30]

$$\sigma_H = 0,5[\tau^2 \sigma_{V_{cp}}^2 + V_{cp}^2 \sigma_\tau^2]^{1/2},$$

где $\sigma_{V_{cp}}$ – ошибка измерений V_{cp} ; σ_τ – ошибка времени запаздывания отражённых сигналов τ .

В работе [31] мы выполнили расчёты зависимости σ_H от $\sigma_{V_{cp}}$ и σ_τ для разных значений скорости и глубины отражающей границы по данным детальных радарных и традиционных снегомерных измерений на леднике Восточный Грэнфьорд на Шпицбергене. Такой подход был использован нами для оценки ошибок при построении карт аккумуляции снега на Западном плато Эльбруса. Средняя скорость распространения радиоволн по результатам анализа гипербол дифракции и пересчёта по формуле Луэнга (2) из плотности, измеренной в керне, на участке исследований, равна 21,5 см/нс. Для значений $\sigma_{V_{cp}} = \pm 1$ см/нс и $\sigma_\tau = \pm 0,2$ нс ошибка измерений толщины снежного покрова σ_H составила $\pm 5\%$. Другой фактор, вносящий ошибки в результаты определения толщины снежного покрова, – расстояние между антеннами. Для оценки максимальной ошибки за расстояние между антеннами использованы минимальные значения глубины отражающих границ (порядка 3 м), полученные с обеими антеннами. Расчёты были выполнены без учёта возможного преломления на промежуточных границах аналогично работе [32]. Значение максимальной ошибки составило около 0,5%. Таким образом, суммарная ошибка определения толщины слоёв c равна 5,5%.

Обработка и анализ керна. Для 24-метрового фирнового керна на месте бурения было проведено детальное стратиграфическое описание и измерена плотность [15]. Содержание стабильных изотопов кислорода и водорода измерено в Лаборатории изменений климата и окружающей среды ААНИИ (г. Санкт-Петербург), а химический состав выполнен в лаборатории Института наук о Земле в г. Гренобль, Франция. Совместный анализ данных по плотности, изотопному и химическому составу позволил разделить снежно-фирновую толщу в керне 2017 г. не только на годовые, но и на сезонные слои, чему способствовали высокая скорость аккумуляции и большое число образцов, приходящихся на один го-

довой слой (рис. 3). Для выделения годовых и сезонных горизонтов использованы сезонные осцилляции изотопного состава и иона аммония.

Результаты

Скорость распространения радиоволн. Совместный анализ радиолокационных данных и результатов обработки керна позволил оценить скорость распространения радиоволн в толще снега и фирна и пересчитать время запаздывания электромагнитных сигналов локатора в толщины. Расчёт скорости электромагнитных волн в настоящей работе проводился по формулам (2)–(4) исходя из полученной в результате бурения плотности для верхней части снежно-фирновой толщи мощностью 13,3 м, которая накопилась за период 2015–2017 гг. Полученные средние значения скорости составляют $21,6 \pm 0,7$ см/нс – формула (2) и $21,4 \pm 0,7$ см/нс – формулы (3) и (4); при этом скорость монотонно убывает с глубиной от 24,2 до 20,2 см/нс – формула (2) и от 24 до 20 см/нс – формулы (3) и (4) соответственно. По результатам анализа дифрагированных волн, полученных предположительно от погребённой в 2007 г. автоматической метеостанции (см. рис. 2, б, врезка), в фирновой толще плато скорость распространения радиоволн составляет около 21 см/нс, что практически соответствует расчётным значениям в пределах допустимой погрешности. В итоге для пересчёта времени прихода волн в глубину взята средняя скорость, равная 21,5 см/нс.

Привязка данных радиозондирования к результатам бурения. Результаты совместного анализа керна и радарограмм показали, что снежно-фирновая толща имеет выраженную слоистость (см. рис. 2 и 3). Анализ кривой вариации изотопов кислорода $\delta^{18}\text{O}$ позволил датировать керн и выделить сезоны летнего ($\delta^{18}\text{O} > -15 \text{‰}$) и зимнего ($\delta^{18}\text{O} < -15 \text{‰}$) снегонакопления (см. рис. 3, в), как было показано в работе [21]. Тёплым периодам (май–октябрь) также соответствует повышенное содержание аммония (см. рис. 3, г) в образцах снега и фирна, что подтверждает правильность выделения сезонных горизонтов.

На графике плотности, увеличивающейся с глубиной (см. рис. 3, б), показаны также ледяные корки, образовавшиеся в летний пери-

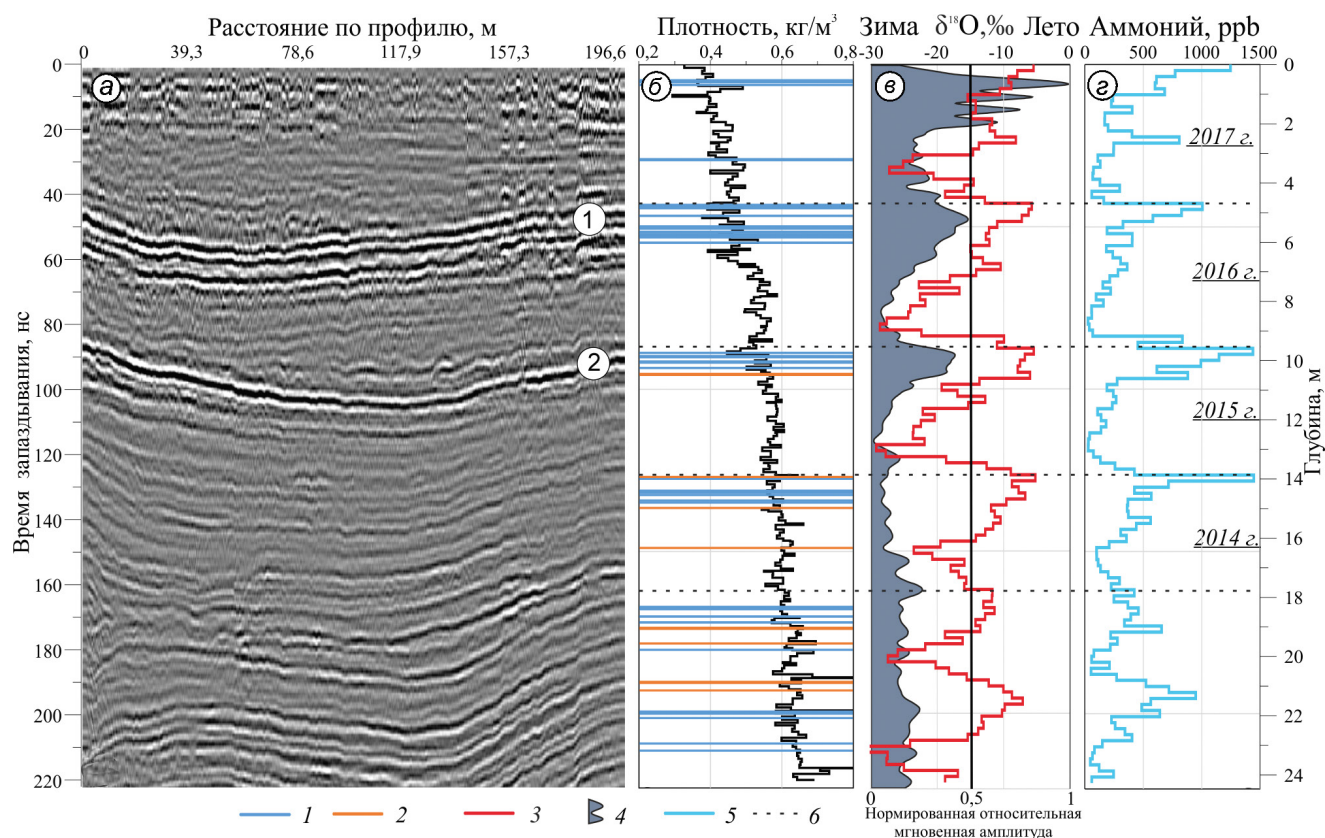


Рис. 3. Сопоставление данных радиозондирования и анализа керна из скважины 2017 г.:

a – радарграмма, полученная с антенной 300 МГц вблизи скважины (цифрами показаны отражения от пачек ледяных корок, соответствующих: 1 – летнему сезону 2016 г. и 2 – летнему сезону 2015 г.); *б* – плотность снежно-фирновой толщи; *в* – средняя огибающая радиолокационных трасс и вариации изотопа кислорода $\delta^{18}\text{O}$; *г* – вариации аммония. 1 – ледяные корки; 2 – прослой пыли; 3 – $\delta^{18}\text{O}$; 4 – радарный сигнал; 5 – аммоний; 6 – годовые границы

Fig. 3. Comparison of radar data and 2017 ice core analysis:

a – radargram obtained with a 300 MHz antenna near the drilling site (numbers show reflections from packs of ice crusts corresponding to: 1 – summer 2016 and 2 – summer 2015); *б* – density of snow-firn strata; *в* – the average signal envelope of radar traces and variations of the oxygen isotope $\delta^{18}\text{O}$; *г* – variations of ammonium. 1 – ice crusts; 2 – dust layers; 3 – $\delta^{18}\text{O}$; 4 – radar signal; 5 – ammonium; 6 – annual boundaries

од, и прослой пыли, соответствующие весенним и летним вторжениям воздушных масс с севера африканского континента [19]. Однако многочисленность этих прослоев и концентрация пыли в них не повлияла на плотность толщи, а её состав и проводимость, влияющие на отражённый сигнал, не измерялись в рамках настоящего исследования. Данные анализа керна были сопоставлены с глубиной и мощностью отражённых сигналов на радарграммах, полученных с антенной 300 МГц вблизи точки бурения, что позволило определить, к каким сезонам относятся эти границы. На рис. 3, *в* приведена огибающая средней трассы, полученная путём когерентного суммирования трасс на участках профилей вблизи скважины (по три трассы с каждого профиля).

Использовались трассы после обработки. Огибающая – аналог модуля трассы и характеризует энергию отражённого сигнала; для её расчёта использовалось преобразование Гильберта (мгновенные амплитуды). Здесь наблюдается корреляция между данными радиозондирования, полученными в непосредственной близости от скважины 2017 г., и кривой вариации $\delta^{18}\text{O}$ на глубинах от поверхности приблизительно до 12 м: коэффициент корреляции равен 0,6. Таким образом, на радарграммах были выделены первые пять границ, соответствующие сезонным горизонтам: летний 2017 г., зимний и летний 2016 г., зимний и летний 2015 г.

Аккумуляция на Западном плато. Результатом совместной обработки данных радиозондирова-

Таблица 2. Средняя толщина, плотность (по керну) и аккумуляция снежного покрова на Западном плато Эльбруса в 2015–2017 гг. по данным радиозондирования

Сезон и год	Средняя толщина снега, м	Средняя плотность, кг/м ³	Средняя аккумуляция, мм в.э.	Средняя аккумуляция (год), мм в.э.
Тёплый 2017 г.	2,76	404,76	1117	1874
Холодный 2016 г.	1,67	453,48	757	
Тёплый 2016 г.	2,42	458,44	1109	2004
Холодный 2015 г.	1,67	535,90	894	
Тёплый 2015 г	1,86	535,85	996	–

ния и неглубокого керна стали карты распределения толщины снежного покрова, или поля аккумуляции. Для пересчёта толщины сезонных слоёв снега в слой воды (мм в.э.) использованы характеристики плотности по керну (табл. 2). Для каждого из выделенных горизонтов устанавливалась глубина его залегания относительно поверхности и определялось среднее значение плотности по керну для данного интервала глубин при допущении, что распределение плотности в снежно-фирновой толще аналогично для всей площади плато. На рис. 4 приведены поля аккумуляции за пять сезонов (три тёплых и два холодных). Анализ полученных полей указывает на неравномерность распределения снега по площади плато и его сезонных отличиях. Так, в тёплый период года снегонакопление в среднем выше, чем в холодный: 1080 мм в.э. против 829 мм в.э. (см. табл. 2), происходит более равномерно по площади плато и более устойчиво год от года (см. рис. 4 а, в, д). В холодные же периоды максимум снегонакопления показывает явное смещение к северной и восточной частям плато, где оно ограничено северным гребнем и крутой стеной Западной вершины Эльбруса соответственно. При этом в южной и западной частях плато наблюдаются абсолютные минимумы в полях зимней аккумуляции, причина этого, вероятно, сильные ветры в зимний период (см. рис. 4 б, г). Вывод о перераспределении снега в холодный период года на Эльбрусе в целом и на Западном плато в частности подтверждается также независимыми оценками по данным метеонаблюдений и реанализа [16].

Анализ полей годовой аккумуляции показывает (рис. 5), что в 2016/17 балансый год средняя аккумуляция на плато составила 1874 мм в.э. при разбросе значений от 2730 до 873 мм в.э. В 2015/16 балансый год в среднем аккумуляция

была выше – 2004 мм в.э., варьируя от 663 до 2760 мм в.э. Эти значения хорошо согласуются с данными о количестве атмосферных осадков на метеостанции Терскол, где они составляли за сентябрь–август 942 и 975 мм соответственно. Из рис. 5 видно, что зона максимального снегонакопления находится в восточной и северо-восточной частях плато, примыкающих к северному гребню и стене Западной вершины Эльбруса, которые выполняют роль барьера, задерживающего осадки. В центральной части Западного плато, где проходило бурение скважины в 2009 г. [20], значения аккумуляции соответствуют средним значениям для всей исследованной поверхности. В целом в 2015/16 и 2016/17 балансые годы наблюдается высокая степень подобия полей аккумуляции, что связано с органическими особенностями данного места. Плато расположено на высотах, превышающих 5000 м, и отличается от других участков Эльбруса субгоризонтальной снежной поверхностью и практически полной открытостью горизонта, обращённого в сторону влагонесущих потоков. Основное количество осадков, формирующих снежную толщу, выпадает при западных и северо-западных ветрах, на которые приходится до 90% случаев ветра на Эльбрусе [16].

На профилях, проведённых через плато с запада на восток (см. рис. 5, в–д), хорошо видно как плавное увеличение аккумуляции с запада на восток в холодный период года, так и её уменьшение с севера на юг. Напротив, в тёплый период года значения аккумуляции с запада на восток несколько изменяются. Большому накоплению снега под стеной Западной вершины также способствуют склоновые процессы – лавины и ледовые обвалы, следы которых не раз отмечались авторами во время полевых работ, а также были заметны на полученных радарограммах.

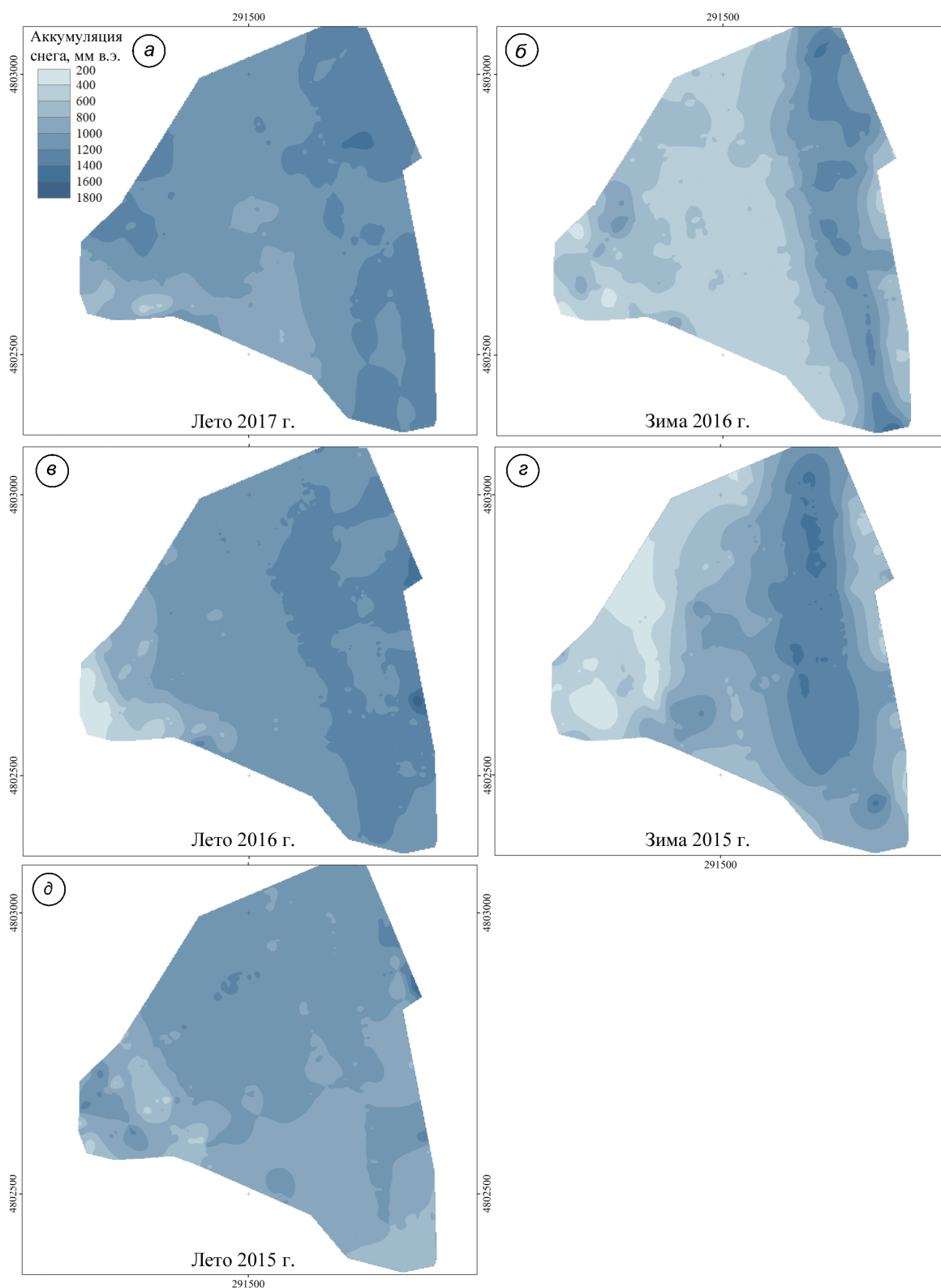


Рис. 4. Сезонная аккумуляция (мм в.э.) на Западном плато Эльбруса по данным высокочастотной радиолокационной съёмки в 2017 г.:

a – тёплый сезон 2017 г.; *б* – холодный сезон 2016 г.; *в* – тёплый сезон 2016 г.; *г* – холодный сезон 2015 г.; *д* – тёплый сезон 2015 г.

Fig. 4. Seasonal accumulation (mm w.e.) on the Western Elbrus plateau according to high-frequency radar survey in 2017: *a* – warm season 2017; *б* – cold season 2016; *в* – warm season 2016; *г* – cold season 2015; *д* – warm season 2015

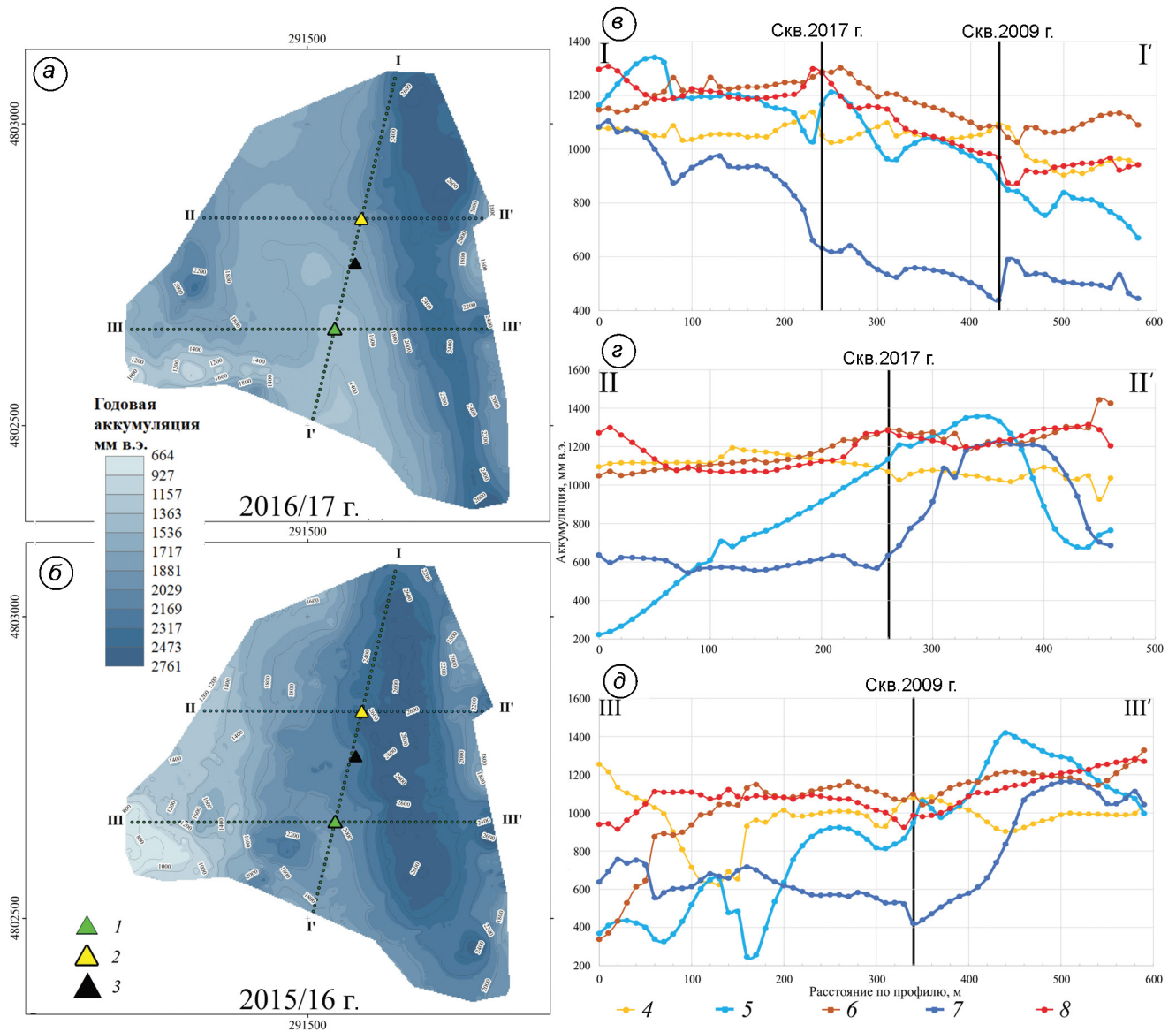


Рис. 5. Поля годовой аккумуляции (мм в.э.) на Западном плато Эльбруса: *а* – сезон 2016/17 г.; *б* – сезон 2015/16 г.; сезонная аккумуляция на профилях: *в* – I–I'; *г* – II–II'; *д* – III–III'. 1–3 – положение скважин соответственно в 2009, 2017 и 2018 гг.; 4 – лето 2015 г.; 5 – зима 2015 г.; 6 – лето 2016 г.; 7 – зима 2016 г.; 8 – лето 2017 г.

Fig. 5. Fields of annual accumulation (mm w.e.) on the Western Elbrus plateau: *a* – season 2016/17; *б* – season 2015/16; seasonal accumulation on profiles: *в* – I–I'; *г* – II–II'; *д* – III–III'. 1–3 – position of drill sites respectively, in 2009, 2017 and 2018; 4 – summer 2015; 5 – winter 2015; 6 – summer 2016; 7 – winter 2016; 8 – summer 2017

Обсуждение и заключение

Внутренние отражения электромагнитных волн в снежно-фирновой толще можно использовать для объединения отдельных ледниковых кернов, оценки распределения аккумуляции и калибровки возрастных моделей [2, 9, 11]. Мы предполагаем, что наблюдаемые на радарограм-

мах, полученных на Западном плато, сплошные отражения представляют собой изохронные поверхности. Главные причины отражения – переменная плотность летних и зимних слоёв и присутствие ледяных прослоев в летних горизонтах. Многочисленные, но относительно тонкие слои пыли в керне (см. рис. 3, б) не повлияли на радарный сигнал, поскольку концентрация пыли

не отразилась в изменении плотности. Точность определения положения изохронных поверхностей зависит от разрешения радиолокатора. Мы использовали антенны частотой 300 и 500 МГц, вертикальное разрешение радиолокатора – 25 и 10 см соответственно, при условии, что постоянная скорость распространения радиоволн в снеге и фирне равна 21,5 см/нс. При таком разрешении фиксируемые радаром отражения могут соответствовать как отдельным крупным прослоям льда, так и серии слоёв большей плотности, что и наблюдалось по данным керна 2017 г. в летних горизонтах.

Моделирование возраста ледника для точек кернового бурения в высокогорье усложняется из-за большой изменчивости толщины льда и аккумуляции на небольших расстояниях. Так, на Западном плато на расстоянии 500–800 м аккумуляция меняется более чем в четыре раза с запада на восток – от ~600 до 2800 мм в.э. Максимум накопления отмечается в восточной и северо-восточной частях плато, примыкающих к северному гребню и стене Западной вершины, которая выполняет роль орографического барьера, задерживая и осадки. Измеренные суммы осадков на Западном плато Эльбруса в июне–июле 2018 г. в сочетании с данными по осадкам на обсерватории Терскол и на метеостанции Терскол показали, что величина плювиометрического градиента в высотном диапазоне 2500–4000 м составляет около 40 мм/100 м, или 400 мм/1 км (устное сообщение П.А. Торопова). Это подтверждает наши оценки аккумуляции, значение которой в привершинной области Эльбруса примерно в 2 раза выше, чем в долине р. Баксан. Результаты показали, что выбор точки бурения в 2009 г. оказался удачным с точки зрения соотношения аккумуляции и толщины льда. Скважина располагается в зоне средних значений аккумуляции и незначительного влияния ветрового переноса. Результаты настоящего исследования также

помогли выбрать точку для повторного глубокого бурения на плато в 2018 г. в зоне максимальных толщин льда, при этом аккумуляция снега соответствует средним значениям для всей поверхности.

Совместный анализ данных радиозондирования и ледниковых кернов на Кавказе применяется впервые. Полученные результаты служат основой для дальнейшей обработки всего массива полученных данных и реконструкции полей аккумуляции на Западном плато Эльбруса за последние 25–30 лет. Предполагается объединить хронологии по всем имеющимся глубоким и неглубоким кернам, проследить надёжно датированные слои в толще между ними и на этой основе выделить изохронные слои на радарограммах, полученных с антенной 300 МГц, а затем реконструировать аккумуляцию. Кроме того, эти данные будут использованы в качестве основы для моделирования глубинного возраста льда.

Благодарности. Полевые работы выполнены при поддержке Российского научного фонда, грант № 17-17-01270, картографические работы – в рамках темы Государственного задания № 0148–2019–0004, а интерпретация данных кернового бурения проведена в рамках Мегагранта (соглашение № 075-15-2021-599 от 08.06.2021 г.). Авторы выражают благодарность П. Жино (Институт наук о Земле, г. Гренобль, Франция) за химические анализы образцов снега и фирна из неглубокой скважины, пробуренной в 2017 г.

Acknowledgments. Field studies were carried out with the support of the Russian science foundation, Grant № 17-17-01270, cartographic work was funded within the State assignment scientific theme (№ 0148–2019–0004) and interpretation of an ice core drilling data was carried out within the framework of the Megagrant (Agreement № 075-15-2021-599 dated 06/08/2021). Authors are grateful to Patrick Ginot (IGE, Grenoble, France) for chemical analysis of 2017 shallow ice core.

Литература

1. Navarro F., Eisen O. Ground-penetrating radar in glaciological applications // Remote Sensing of Glaciers / Eds.: P. Pellikka, W. G. Rees. London: Taylor & Francis, 2009. P. 195–229. doi: org/10.1201/b10155-12.
2. Bohleber P., Sold L., Hardy D.R., Schwikowski M., Klenk P., Fischer A., Sirguey P., Cullen N.J., Potocki M., Hoffmann H., Mayewski P. Ground-pene-

References

1. Navarro F., Eisen O. Ground-penetrating radar in glaciological applications. Remote Sensing of Glaciers. Eds.: P. Pellikka and W.G. Rees. London: Taylor & Francis. 2009: 195–229. doi: org/10.1201/b10155-12.
2. Bohleber P., Sold L., Hardy D.R., Schwikowski M., Klenk P., Fischer A., Sirguey P., Cullen N.J., Potocki M., Hoffmann H., Mayewski P. Ground-penetrating radar reveals

- trating radar reveals ice thickness and undisturbed englacial layers at Kilimanjaro's Northern Ice Field // *The Cryosphere*. 2017. V. 11. P. 469–482. doi: org/10.5194/tc-11-469-2017.
3. Мачерет Ю.Я. Радиозондирование ледников. М.: Научный мир, 2006. 389 с.
 4. Fujita S., Mae S. Causes and nature of ice-sheet radio-echo internal reflections estimated from the dielectric properties of ice // *Annals of Glaciology*. 1994. № 20. P. 80–86.
 5. Paren J.G., Robin G.d.Q. Internal reflections in polar ice sheets // *Journ. of Glaciology*. 1975. V. 14. № 71. P. 251–259.
 6. Богородский В., Бенгли Ч., Гудмансен П. Радиогляциология. Л.: Гидрометеоздат, 1983. 312 с.
 7. Eisen O., Nixdorf U., Keck L., Wagenbach D. Alpine ice cores and ground penetrating radar: combined investigations for glaciological and climatic interpretations of a cold Alpine ice body // *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*. 2003. V. 55. № 5. P. 1007–1017. doi: org/10.3402/tellusb.v55i5.16394.
 8. Machguth H., Eisen O., Paul F., Hoelzle M. Strong spatial variability of snow accumulation observed with helicopter-borne GPR on two adjacent Alpine glaciers // *Geophys. Research Letters*. 2006. V. 33. L13503. doi: org/10.1029/2006GL026576.
 9. Konrad H., Bohleber P., Wagenbach D., Vincent C., Eisen O. Determining the age distribution of Colle Gnifetti, Monte Rosa, Swiss Alps, by combining ice cores, ground-penetrating radar and a simple flow model // *Journ. of Glaciology*. 2013. V. 59. № 213. P. 179–189. doi: org/10.3189/2013JoG12J072.
 10. Sold L., Huss M., Eichler A., Schwikowski M., Hoelzle M. Unlocking annual firn layer water equivalents from ground-penetrating radar data on an Alpine glacier // *The Cryosphere*. 2015. V. 9. P. 1075–1087. doi: org/10.5194/tc-9-1075-2015.
 11. Pälli A., Kohler J.C., Isaksson E., Moore J.C., Pinglot J.F., Pohjola V.A., Samuelsson H. Spatial and temporal variability of snow accumulation using ground penetrating radar and ice cores on a Svalbard glacier // *Journ. of Glaciology*. 2002. V. 48. № 162. P. 417–424.
 12. Sylvestre T., Copland L., Demuth M., Sharp M. Spatial patterns of snow accumulation across Belcher Glacier, Devon Ice Cap, Nunavut, Canada // *Journ. of Glaciology*. 2013. V. 59. № 217. P. 874–882. doi: org/10.3189/2013JoG12J227.
 13. Eisen O., Frezzotti M., Genthon C., Isaksson E., Magand O., van den Broeke M.R., Dixon D.A., Ekaykin A., Holmlund P., Kameda T., Karlof L., Kaspari S., Lipenkov V.Y., Oerter H., Takahashi S., Vaughan D.G. Ground-based measurements of spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica // *Reviews of Geophysics*. 2008. V. 46. № 2. RG2001. 39 P. doi: org/10.1029/2006RG000218.
 - ice thickness and undisturbed englacial layers at Kilimanjaro's Northern Ice Field. *The Cryosphere*. 2017, 11: 469–482. doi: org/10.5194/tc-11-469-2017.
 3. Macheret Yu.Ya. *Radiozondirovanie lednikov*. Radio-echo sounding of glaciers. Moscow: Nauchnyi Mir, 2006: 389 p. [In Russian].
 4. Fujita S., Mae S. Causes and nature of ice-sheet radio-echo internal reflections estimated from the dielectric properties of ice. *Annals of Glaciology*. 1994, 20: 80–86.
 5. Paren J.G., Robin G.d.Q. Internal reflections in polar ice sheets. *Journ. of Glaciology*. 1975, 14 (71): 251–259.
 6. Bogorodsky V.V., Bentley C.R., Gudmandsen P.E. *Radio-glyatsiologiya*. Radioglaciology. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1983: 312 p. [In Russian].
 7. Eisen O., Nixdorf U., Keck L., Wagenbach D. Alpine ice cores and ground penetrating radar: combined investigations for glaciological and climatic interpretations of a cold Alpine ice body. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*. 2003, 55 (5): 1007–1017. doi: org/10.3402/tellusb.v55i5.16394.
 8. Machguth H., Eisen O., Paul F., Hoelzle M. Strong spatial variability of snow accumulation observed with helicopter-borne GPR on two adjacent Alpine glaciers. *Geophys. Research Letters*. 2006, 33: L13503. doi: 10.1029/2006GL026576.
 9. Konrad H., Bohleber P., Wagenbach D., Vincent C., Eisen O. Determining the age distribution of Colle Gnifetti, Monte Rosa, Swiss Alps, by combining ice cores, ground-penetrating radar and a simple flow model. *Journ. of Glaciology*. 2013, 59 (213): 179–189. doi: org/10.3189/2013JoG12J072.
 10. Sold L., Huss M., Eichler A., Schwikowski M., Hoelzle M. Unlocking annual firn layer water equivalents from ground-penetrating radar data on an Alpine glacier. *The Cryosphere*. 2015, 9: 1075–1087. doi: org/10.5194/tc-9-1075-2015.
 11. Pälli A., Kohler J.C., Isaksson E., Moore J.C., Pinglot J.F., Pohjola V.A., Samuelsson H. Spatial and temporal variability of snow accumulation using ground penetrating radar and ice cores on a Svalbard glacier. *Journ. of Glaciology*. 2002, 48 (162): 417–424.
 12. Sylvestre T., Copland L., Demuth M., Sharp M. Spatial patterns of snow accumulation across Belcher Glacier, Devon Ice Cap, Nunavut, Canada. *Journ. of Glaciology*. 2013, 59 (217): 874–882. doi: org/10.3189/2013JoG12J227.
 13. Eisen O., Frezzotti M., Genthon C., Isaksson E., Magand O., van den Broeke M.R., Dixon D.A., Ekaykin A., Holmlund P., Kameda T., Karlof L., Kaspari S., Lipenkov V.Y., Oerter H., Takahashi S., Vaughan D.G. Ground-based measurements of spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica. *Reviews of Geophysics*. 2008, 46 (2): RG2001. 39 p. doi: org/10.1029/2006RG000218.

14. *Kruetzmann N.C., Rack W., McDonald A.J., George S.E.* Snow accumulation and compaction derived from GPR data near Ross Island, Antarctica // *The Cryosphere*. 2011. V. 5. P. 391–404. doi: org/10.5194/tc-5-391-2011.
15. *Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Торопов П.А., Абрамов А.А., Полюхов А.А.* Гляциологические исследования института географии РАН на Эльбрусе в 2017 г. // *Лёд и Снег*. 2017. Т. 57. № 3. С. 292. doi: org/10.15356/2076-6734-2017-3-292.
16. *Ледники и климат Эльбруса / Отв. ред. В.Н. Михаленко. М.-СПб.: Нестор-История, 2020. 372 с.*
17. *Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Кунахович М.Г., Томпсон Л.Г.* Исследования западного ледникового плато Эльбруса: результаты и перспективы // *МГИ*. 2005. Вып. 99. С. 185–190.
18. *Kutuzov S., Shahgedanova M., Mikhailenko V., Ginot P., Lavrentiev I., Kemp S.* High-resolution provenance of desert dust deposited on Mt. Elbrus, Caucasus in 2009–2012 using snow pit and firn core records // *The Cryosphere*. 2013. V. 7. № 5. P. 1481–1498. doi: org/10.5194/tc-7-1481-2013.
19. *Кутузов С.С., Михаленко В.Н., Шахгеданова М., Жино П., Козачек А.В., Лаврентьев И.И., Кудерина Т.М., Попов Г.В.* Пути дальнего переноса пыли на ледники Кавказа и химический состав снега на Западном плато Эльбруса // *Лёд и Снег*. 2014. № 3 (127). С. 5–15. doi: org/10.15356/2076-6734-2014-3-5-15.
20. *Mikhailenko 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 // *The Cryosphere*. 2015. V. 9. P. 2253–2270. doi: org/10.5194/tc-9-2253-2015.
21. *Kozachek A., Mikhailenko V., Masson-Delmotte V., Ekaykin A., Ginot P., Kutuzov S., Legrand M., Lipenkov V., Preunkert S.* Large-scale drivers of Caucasus climate variability in meteorological records and Mt El'brus ice cores // *Climat of the Past*. 2017. V. 13. P. 473–489. doi: org/10.5194/cp-13-473-2017.
22. *Лаврентьев И.И., Михаленко В.Н., Кутузов С.С.* Толщина льда и подлёдный рельеф Западного ледникового плато Эльбруса // *Лёд и Снег*. 2010. № 2 (110). С. 12–18.
23. *Kutuzov S., Lavrentiev I., Smirnov A., Nosenko G., Petrakov D.* Volume changes of Elbrus glaciers from 1997 to 2017 // *Frontiers in Earth Science*. 2019. V. 7. № 153. P. 1–16. doi: org/10.3389/feart.2019.00153.
24. *Forte E., Dossi M., Colucci R.R., Pipan M.* A new fast methodology to estimate the density of frozen materials by means of common offset GPR data // *Journ. of Applied Geophysics*. 2013. V. 99. P. 135–145. doi: org/10.1016/j.jappgeo.2013.08.013.
14. *Kruetzmann N.C., Rack W., McDonald A.J., George S.E.* Snow accumulation and compaction derived from GPR data near Ross Island, Antarctica. *The Cryosphere*. 2011, 5: 391–404. doi: org/10.5194/tc-5-391-2011.
15. *Mikhailenko V.N., Kutuzov S.S., Lavrentiev I.I., Toropov P.A., Abramov A.A., Polyukhov A.A.* Glaciological studies of the Institute of Geography, RAS, on the Elbrus Mount in 2017. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (3): 292. doi: org/10.15356/2076-6734-2017-3-292. [In Russian].
16. *Ledniki i klimat El'brusa*. Glaciers and climate of Elbrus. Ed. V.N. Mikhailenko. Moscow, St. Petersburg: Nestor-Istoriya, 2020: 372 p. [In Russian].
17. *Mikhailenko V.N., Kutuzov S.S., Lavrentiev I.I., Kunakhovich M.G., Tompson L.G.* Elbrus western firn plateau studies: results and prospects. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2005, 99: 185–190. [In Russian].
18. *Kutuzov S., Shahgedanova M., Mikhailenko V., Ginot P., Lavrentiev I., Kemp S.* High-resolution provenance of desert dust deposited on Mt. Elbrus, Caucasus in 2009–2012 using snow pit and firn core records. *The Cryosphere*. 2013, 7 (5): 1481–1498. doi: org/10.5194/tc-7-1481-2013.
19. *Kutuzov S.S., Mikhailenko V.N., Shahgedanova M.V., Ginot P., Kozachek A.V., Kuderina T.M., Lavrentiev I.I., Popov G.V.* Ways of far-distance dust transport onto Caucasian glaciers and chemical composition of snow on the Western plateau of Elbrus. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 3 (127): 5–15. doi: org/10.15356/2076-6734-2014-3-5-15. [In Russian].
20. *Mikhailenko 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. *The Cryosphere*. 2015, 9: 2253–2270. doi: org/10.5194/tc-9-2253-2015.
21. *Kozachek A., Mikhailenko V., Masson-Delmotte V., Ekaykin A., Ginot P., Kutuzov S., Legrand M., Lipenkov V., Preunkert S.* Large-scale drivers of Caucasus climate variability in meteorological records and Mt El'brus ice cores. *Climat of the Past*. 2017, 13: 473–489. doi: org/10.5194/cp-13-473-2017.
22. *Lavrentiev I.I., Mikhailenko V.N., Kutuzov S.S.* Ice thickness and bedrock relief of the western Elbrus plateau. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2010, 2 (110): 12–18. [In Russian].
23. *Kutuzov S., Lavrentiev I., Smirnov A., Nosenko G., Petrakov D.* Volume changes of Elbrus glaciers from 1997 to 2017. *Frontiers in Earth Science*. 2019, 7 (153): 1–16. doi: org/10.3389/feart.2019.00153.
24. *Forte E., Dossi M., Colucci R.R., Pipan M.* A new fast methodology to estimate the density of frozen materials by means of common offset GPR data. *Journ. of Applied Geophysics*. 2013, 99: 135–145. doi: org/10.1016/j.jappgeo.2013.08.013.

25. Кульницкий Л.М., Гофман П.А., Токарев М.Ю. Математическая обработка данных георадиолокации и система RADEXPRO // Разведка и охрана недр. 2001. № 3. С. 6–11.
26. Котляков В.М., Мачерет Ю.Я., Сосновский А.В., Глазовский А.Ф. Скорость распространения радиоволн в сухом и влажном снежном покрове // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 45–56. doi: org/10.15356/2076-6734-2017-1-45-56.
27. Looyenga H. Dielectric constants of heterogeneous mixture // Physica. 1965. V. 31. № 3. P. 401–406.
28. Kovacs A., Gow A.J., Morey R.M. A reassessment of the in-situ dielectric constant of polar firn. Hanover, N.H., 1993. 22 p.
29. Tiuri M., Sihvola A., Nyfors E., Hallikaiken M. The complex dielectric constant of snow at microwave frequencies // IEEE Journ. of Oceanic Engineering. 1984. V. 9. № 5. P. 377–382. doi: org/10.1109/JOE.1984.1145645.
30. Gusmeroli A., Wolken G., Arendt A. Helicopter-borne radar imaging of snow cover on and around glaciers in Alaska // Annals of Glaciology. 2014. V. 55. № 67. P. 78–88. doi: org/10.3189/2014AoG67A029.
31. Лаврентьев И.И., Кутузов С.С., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А., Черняков Г.А. Толщина снежного покрова на леднике Восточный Грэнфьорд (Шпицберген) по данным радарных измерений и стандартных снегомерных съёмок // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 1. С. 5–20. doi: org/10.15356/2076-6734-2018-1-5-20.
32. Lapazaran J.J., Otero J., Martin-Español A., Navarro F.J. On the errors involved in ice-thickness estimates I: ground-penetrating radar measurement errors // Journ. of Glaciology. 2016. V. 62. P. 1008–1020. doi: 10.1017/jog.2016.93.
25. Kulnitsky L.M. Gofman P.A., Tokarev M.Yu. Mathematical processing of georadar data in the RADEXPRO system. *Razvedka i okhrana nedr*. Exploration and protection of mineral resources. 2001, 3: 6–11. [In Russian].
26. Kotlyakov V.M., Macheret Yu.Ya., Sosnovsky A.V., Glazovsky A.F. Speed of propagation of radio waves in a dry and wet snow cover. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (1): 45–56. doi: org/10.15356/2076-6734-2017-1-45-56. [In Russian].
27. Looyenga H. Dielectric constants of heterogeneous mixtures. *Physica*. 1965, 31 (3): 401–406. doi: org/10.1016/0031-8914(65)90045-5.
28. Kovacs A., Gow A.J., Morey R.M. A reassessment of the in-situ dielectric constant of polar firn. Hanover, N.H., 1993: 22 p.
29. Tiuri M., Sihvola A., Nyfors E., Hallikaiken M. The complex dielectric constant of snow at microwave frequencies. *IEEE Journ. of Oceanic Engineering*. 1984, 9 (5): 377–382. doi: org/10.1109/JOE.1984.1145645.
30. Gusmeroli A., Wolken G., Arendt A. Helicopter-borne radar imaging of snow cover on and around glaciers in Alaska. *Annals of Glaciology*. 2014, 55 (67): 78–88. doi: org/10.3189/2014AoG67A029.
31. Lavrentiev I.I., Kutuzov S.S., Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya., Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Chernov R.A., Cherniakov G.A. Snow thickness on Austre Grønfyord-breen, Svalbard, from radar measurements and standard snow surveys. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (1): 5–20. doi: org/10.15356/2076-6734-2018-1-5-20. [In Russian].
32. Lapazaran J.J., Otero J., Martin-Español A., Navarro F.J. On the errors involved in ice-thickness estimates I: ground-penetrating radar measurement errors. *Journ. of Glaciology*. 2016, 62: 1008–1020. doi: 10.1017/jog.2016.93.