

## Профиль плотности снежно-фирновой толщи в районе станции Восток, Центральная Антарктида

© 2022 г. А.А. Екайкин<sup>1,2\*</sup>, К.Б. Чихачев<sup>1</sup>, А.Н. Верес<sup>1</sup>, В.Я. Липенков<sup>1</sup>,  
Н.А. Тебенкова<sup>1,2</sup>, А.В. Туркеев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия;

<sup>2</sup>Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

\*ekaykin@aari.ru

## Vertical profile of snow-firn density in the vicinity of Vostok station, Central Antarctica

A.A. Ekaykin<sup>1,2\*</sup>, K.B. Tchikhatchev<sup>1</sup>, A.N. Veres<sup>1</sup>, V.Ya. Lipenkov<sup>1</sup>, N.A. Tebenkova<sup>1,2</sup>, A.V. Turkeev<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia;

<sup>2</sup>Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

\*ekaykin@aari.ru

Received May 19, 2022 / Revised June 21, 2022 / Accepted October 7, 2022

**Keywords:** *snow and firn density, Vostok station, Antarctica, densification modeling.*

### Summary

The density of the snow and firn thickness is one of the fundamental and most important physical properties of the polar ice sheets. The data on density is used for reconstructing the past snow accumulation rate variability based on firn core studies, for correcting the results of the instrumental surface mass balance measurements and for verification of empirical and physical densification models. In this work we present a unique dataset on the snow and firn density in the upper 70 m of Antarctic glacier in the vicinity of Vostok Station based on data from 32 snow pits and firn cores. This newly obtained stacked density profile reveals different stages of the densification process. In the upper 27 cm a fast growth of the density is observed from 0.320 to 0.365 g cm<sup>-3</sup> as a result of the initial snow grain metamorphism. Below 0.3 m much slower densification rates are observed. At the depth of 22.5 m the transition from snow to firn can be seen at the density of 0.526 g cm<sup>-3</sup>. The vertical density distribution can be approximated with a polynomial function with the accuracy of 0.01 g cm<sup>-3</sup> along the whole profile except for the upper 0.3 m. In order to investigate the glacio-climatic conditions under which the snow-firn density has evolved, we applied a semi-empirical model by Herron and Langway (1980). In first approximation, the density distribution can be explained with the initial snow density equal to 0.35 g cm<sup>-3</sup>, surface glacier temperature equal to -57 °C, and snow accumulation rate of 1.8–2.1 g cm<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup>. The discrepancy between the data and model can be, to our opinion, explained by the recent increase of the snow accumulation rate as evidenced from the firn core studies. However, the non-stationary physical densification model failed to reproduce the density data with sufficient accuracy, which calls for revisiting the model configuration and tuning.

**Citation:** Ekaykin A.A., Tchikhatchev K.B., Veres A.N., Lipenkov V.Ya., Tebenkova N.A., Turkeev A.V. Vertical profile of snow-firn density in the vicinity of Vostok station, Central Antarctica. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2022, 62 (4): 504–511. [In Russian].  
doi: 10.31857/S2076673422040147, edn: mhcewx

Поступила 19 мая 2022 г. / После доработки 21 июня 2022 г. / Принята к печати 7 октября 2022 г.

**Ключевые слова:** *плотность снега и фирна, станция Восток, Антарктида, моделирование процесса уплотнения.*

Представлены данные о плотности снежно-фирновой толщи в интервале глубины 0–70 м в районе станции Восток (Антарктида). Охарактеризованы основные стадии уплотнения (быстрый рост плотности в пределах верхних 0,3 м, переход от снега к фирну на глубине 22,5 м). Выполнены тесты с помощью полуэмпирической и нестационарной физической моделей с целью изучения гляциоклиматических условий, при которых происходил.

### Введение

Одно из фундаментальных и наиболее важных физических свойств снежно-фирновой толщи полярных ледниковых щитов — её плотность. Для сухой снежной (рекристаллизационной) зоны льдообразования, к которой относится Центральная Антарктида, характерен плавный рост плот-

ности с глубиной под давлением вышележащих слоёв снежно-фирновой толщи. Основные факторы, определяющие вертикальный градиент плотности, — скорость снегонакопления, температура и начальная плотность снежной поверхности (Чихачев, Липенков, 2015). Научная значимость экспериментального и теоретического изучения вертикального профиля плотности снежно-фирно-

вой толщи определяется несколькими аспектами. Во-первых, данные о плотности используют для реконструкции скорости снегонакопления в прошлом по данным фирновых кернов при условии, что для этого керна имеется надёжная датировка (Верес и др., 2020). Верхняя часть профиля плотности также используется для корректировки результатов инструментальных снегомерных наблюдений (Екайкин и др., 2020). Во-вторых, надёжные данные о вертикальном распределении плотности позволяют верифицировать модели уплотнения снежно-фирновой толщи, которые, в свою очередь, широко используются при интерпретации данных глубоких ледяных кернов (для расчёта возраста льда в момент замыкания воздушных пор, моделирования процесса диффузионного сглаживания климатического сигнала и прочее).

Наконец, вертикальный профиль плотности снежно-фирновой толщи потенциально содержит палеоклиматическую информацию, поскольку отклонение реального профиля от равновесного связано с прошлыми изменениями скорости снегонакопления, температуры поверхности ледника и начальной плотности снежной поверхности. Наиболее полный и надёжный профиль плотности снежно-фирновой толщи, доступный для станции Восток, был получен по кернам скважин 3Г и 4Г и опубликован в работе (Lipenkov et al., 1997). Именно этот профиль ранее применён для верификации и отладки моделей уплотнения снежно-фирновой толщи (Salamatin et al., 2009; Чихачев, Липенков, 2015).

Представлен новый детальный сводный профиль плотности снежно-фирновой толщи в интервале 0–70 м в районе станции Восток, полученный по результатам гляциологических измерений в 32-х снежных шурфах и фирновых кернах. Кратко излагается методика измерения, приводятся оценки инструментальной погрешности и естественной изменчивости значений плотности, а также анализируется вновь полученный профиль с точки зрения гляциоклиматических условий, имевших место в ходе процесса уплотнения.

## Методика

Представленные данные по плотности получены в результате гляциологических наблюдений в снежных шурфах и по кернам неглубоких

(до 70 м) скважин. В частности, применены данные из 28 шурфов, вскрытых в районе станции Восток с 1980 по 2022 г. Из них 24 шурфа вскрыты в непосредственной близости от станции (в радиусе 3 км), а остальные четыре – на удалении от 35 до 80 км в северо-западном, юго-западном и юго-восточном направлениях. В шурфах плотность определяли путём измерения объёма и веса образцов, извлечённых из рабочей стенки, причём образцы снега отбирали либо путём выпиливания снежных параллелепипедов, либо с помощью весового снегомера ВС-43. Полученные данные частично ранее опубликованы в работе (Екайкин и др., 2020).

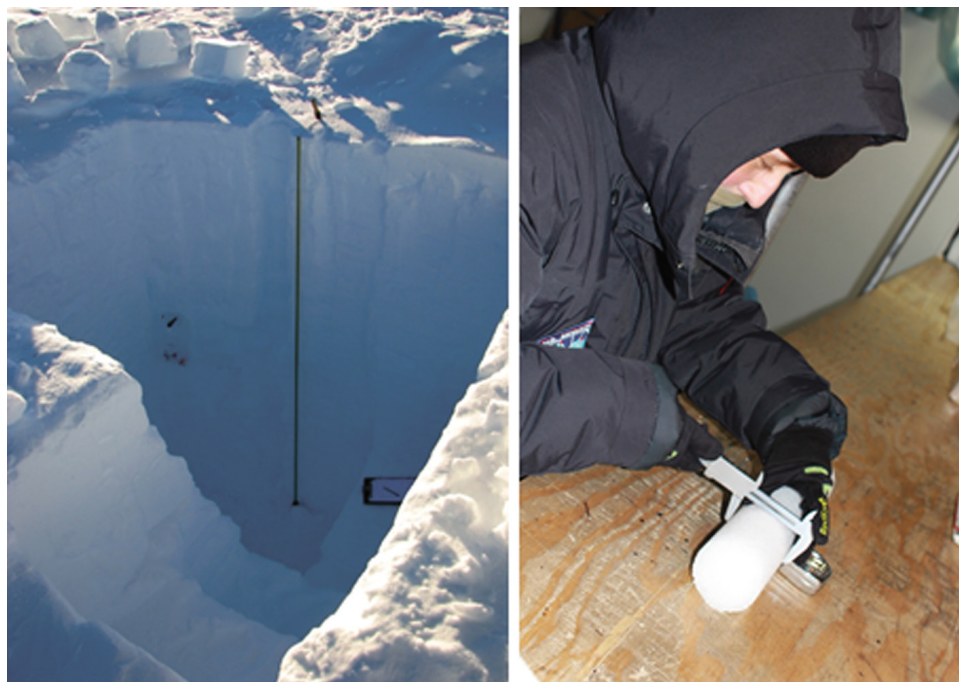
При осреднении профилей плотности, полученных в разные годы, авторы исходят из представлений о неизменности вертикального профиля снежно-фирновой толщи во времени при условии неизменных внешних условий – так называемого «закона Зорге» (Sorge, 1935). Различие плотности верхнего 60-сантиметрового слоя в шурфах, вскрытых в 1980–1999 и 2000–2018 гг. – статистически незначимо (Екайкин и др., 2020). Инструментальная погрешность определения плотности рассчитана по следующей формуле:

$$\sigma_{\rho}^2/\rho^2 = \sigma_m^2/m^2 + \sigma_V^2/V^2, \quad (1)$$

где  $\rho$ ,  $m$  и  $V$  – соответственно плотность, объём и масса образца.

Для измерений с помощью ВС-43 характерная инструментальная погрешность определения плотности составляет порядка  $0,01 \text{ г см}^{-3}$ , или около 3% величины плотности. Мелкие скважины VK16 (глубиной 70,20 м), VK18 (55,14 м), VK19 (65,37 м) и VK22 АВ (30,18 м) были пробурены в 2016–2022 гг. Плотность фирна определяли путём точного измерения длины, диаметра и массы каждого куска керна (рис. 1). Данные по плотности керна VK16 ранее опубликованы (Верес и др., 2020), остальные материалы – впервые.

Инструментальная погрешность измерения плотности по керну существенно меняется с глубиной. Так, в верхней части (в интервале 0–4 м) снежной толщи, где порода рыхлая и керны часто представляют неровную форму, погрешность  $\sigma_{\rho}$ , определённая по формуле (1), может составлять до  $0,04 \text{ г см}^{-3}$  (при типичных значениях длины, диаметра и массы кусков, равных



**Рис. 1.** Гляциологические работы в шурфе в Центральной Антарктиде.

Слева от рулетки видна борозда, оставшаяся после отбора образцов для измерения плотности. Справа: измерение диаметра керна VK19 в гляциологической лаборатории станции Восток

**Fig. 1.** Glaciological works in a central Antarctic snow pit.

To the left from the measuring tape a groove can be seen left after the snow sampling for the density measurements. On the right: measurements of the diameter of VK19 firm core in the glaciological lab of Vostok station

$30 \pm 1$  см,  $6 \pm 0,5$  см и  $300 \pm 5$  г; здесь и далее в качестве погрешности приведено стандартное отклонение, если не указано иное). С глубиной, по мере увеличения плотности и твёрдости фирна, форма кернов становится более ровной и инструментальная погрешность измерения плотности уменьшается до  $0,016$  г см<sup>-3</sup> (при типичных значениях длины, диаметра и массы кусков, равных  $50 \pm 0,5$  см,  $7,5 \pm 0,1$  см и  $1650 \pm 5$  г).

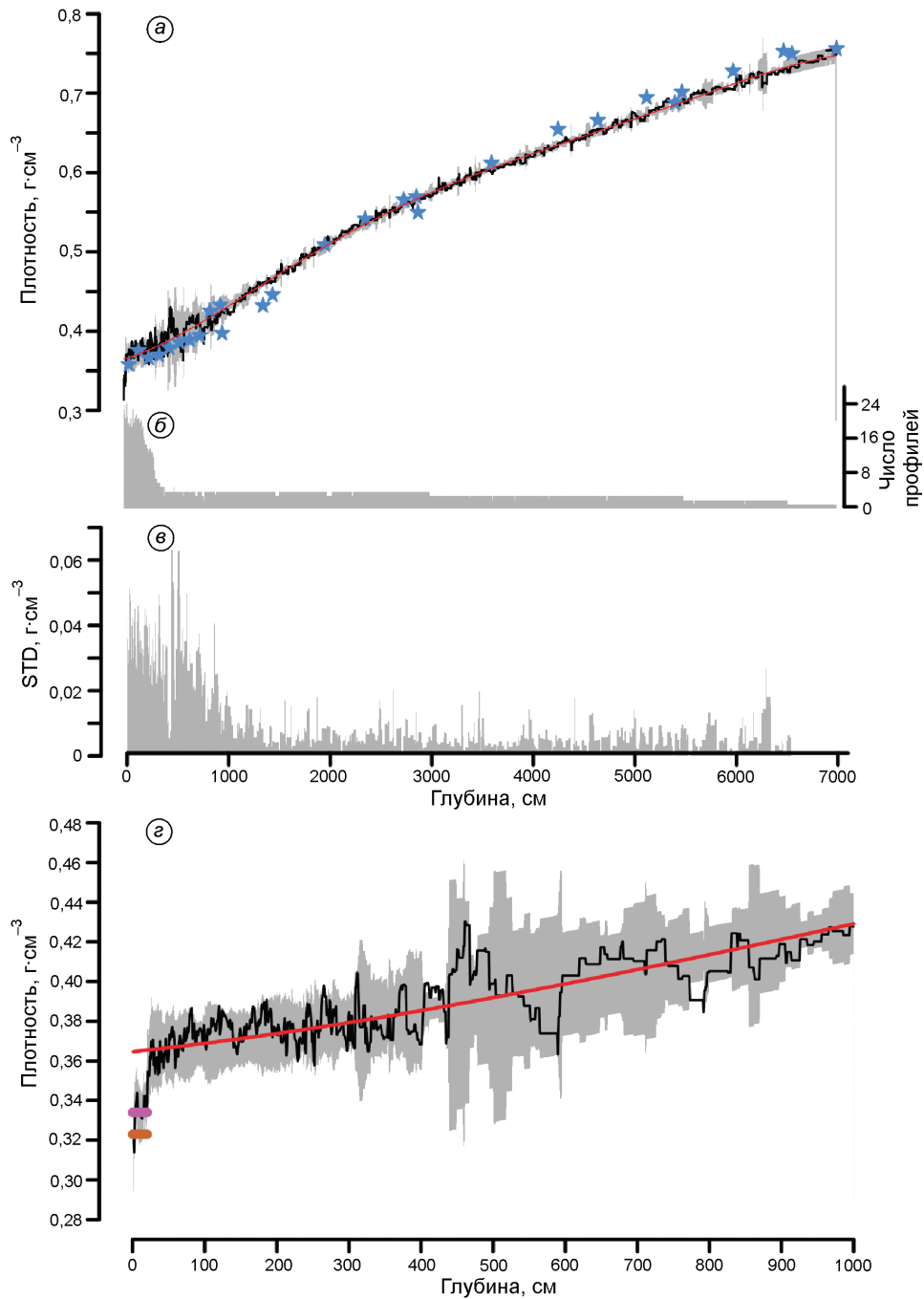
Плотность фирна в интервале 0–1 м, определённая по кернам скважин, может иметь систематический сдвиг в сторону более высоких значений. Это связано с тем, что менее плотные и более рыхлые керны разрушаются в процессе бурения и извлечения керна из колонковой трубы. Поэтому в интервале 0–90 см нашего сводного профиля плотности мы анализировали только данные из снежных шурфов. В интервале 90–500 см использованы данные как шурфов, так и кернов, а глубже 500 см – только материалы по фирновым кернам.

### Результаты

На рис. 2, а представлен сводный профиль плотности снежно-фирновой толщи в районе станции Восток до глубины 70 м. На этом же графике показан предыдущий профиль плот-

ности по (Lipenkov et al., 1997). В целом эти два набора данных хорошо согласуются друг с другом, но новый сводный профиль демонстрирует меньший разброс значений. Плотность в интервале 0–10 м представлена на рис. 2, г в увеличенном масштабе. Серой заливкой показан доверительный интервал, который посчитан как  $\pm 2$  SEM (standard error of mean, стандартная ошибка среднего;  $SEM = STD/n^{1/2}$ , где STD – среднее квадратическое отклонение значений плотности на одной и той же глубине в отдельных профилях (показано на рис. 2, в), а  $n$  – число профилей плотности, использованных для построения сводного ряда (см. рис. 2, б).

Среднее квадратическое отклонение значений плотности в верхних 8 м снежной толщи весьма велико и составляет порядка  $0,03$ – $0,05$  г см<sup>-3</sup> (см. рис. 2, в). Эта величина в 3–5 раз выше инструментальной погрешности измерений плотности в шурфах (см. Методику) и, следовательно, объясняется естественной пространственной изменчивостью плотности, которая формируется в процессе отложения свежевыпавшего снега на поверхности снежного покрова (в частности, по данным (Ekaikin et al., in prep)). Размах значений плотности верхнего 20-сантиметрового слоя снега составляет от  $0,19$  до  $0,48$  г см<sup>-3</sup>). При этом значения SEM в интервале 0–4 м относительно невелики (в среднем



**Рис. 2.** Сводный профиль плотности снежно-фирновой толщи в районе станции Восток в интервале 0–70 м (а). Красной кривой показана аппроксимирующая функция (уравнение (2) в тексте). Звёздочками показаны данные по плотности из (Lipenkov et al., 1997). Серая заливка – доверительный интервал ( $\pm 2$  SEM); б – число индивидуальных профилей плотности, участвующих в построении сводного профиля; в – среднее квадратическое отклонение значений плотности в разных шурфах/ядрах на одних и тех же глубинах; г – то же, что рис. 2, а, но для интервала 0–10 м. Сиреневым отрезком показано среднее значение плотности в интервале 0–20 см в конце декабря, а коричневым отрезком – среднее годовое значение плотности в этом же интервале глубины (Ekaykin et al., in preparation)

**Fig. 2.** The stacked profile of the snow-ice density in the vicinity of Vostok in 0–70 m interval (a). By the red curve the approximation function is shown (see Eq. (2) in the text). By asterisks the density data are shown from (Lipenkov et al., 1997). The grey shading is the confidence interval ( $\pm 2$  SEM); б – the number of individual density profiles that used to construct the stacked profile; в – standard deviation of the density values in different pits / cores at the same depths; г – the same as in 2, a, but for interval 0–10 m. By the magenta and brown short lines the mean December and annual densities in the upper 20 cm of snow thickness are shown (Ekaykin et al., in prep)

## Обсуждение

0,009 г см<sup>-3</sup>), что объясняется большим числом профилей плотности по индивидуальным шурфам, доступным для этого интервала глубин (см. рис. 2, б). Максимальная случайная ошибка средних значений характерна для интервала 4–8 м (см. рис. 2, г), где естественная изменчивость плотности ещё велика, а количество доступных по плотности данных резко уменьшается.

С глубиной различия между значениями плотности отдельных слоёв уменьшаются, поскольку менее плотные слои уплотняются быстрее, и в целом этот процесс завершается на глубине 10–20 м, где плотность снега достигает порядка 0,45–0,50 г см<sup>-3</sup> (именно такие значения характерны для наиболее плотных «ветровых досок», наблюдающихся на снежной поверхности). В интервале глубже 15 м значение STD в большинстве случаев не превышает 0,01 г см<sup>-3</sup> (см. рис. 2, в). Примечательно, что эта величина меньше, чем определённое нами значение инструментальной погрешности измерения плотности по фирновым кернам (0,016 г см<sup>-3</sup>, см. Методику). Это означает, что как реальная инструментальная погрешность, так и естественная пространственная изменчивость плотности фирна на этих глубинах существенно ниже 0,01 г см<sup>-3</sup>. Точность полученных нами данных по плотности позволяет надёжно локализовать перегиб профиля, связанный с переходом от снега к фирну. Согласно рис. 2, а он наблюдается на глубине 22,5 м при плотности 0,526 г см<sup>-3</sup>.

Представленный на рис. 2, а экспериментальный профиль плотности с высокой точностью ( $r^2 = 0,99$ ) может быть аппроксимирован полиномом 5-й степени:

$$\rho = Ah^5 + Bh^4 + Ch^3 + Dh^2 + Eh + F \quad (2)$$

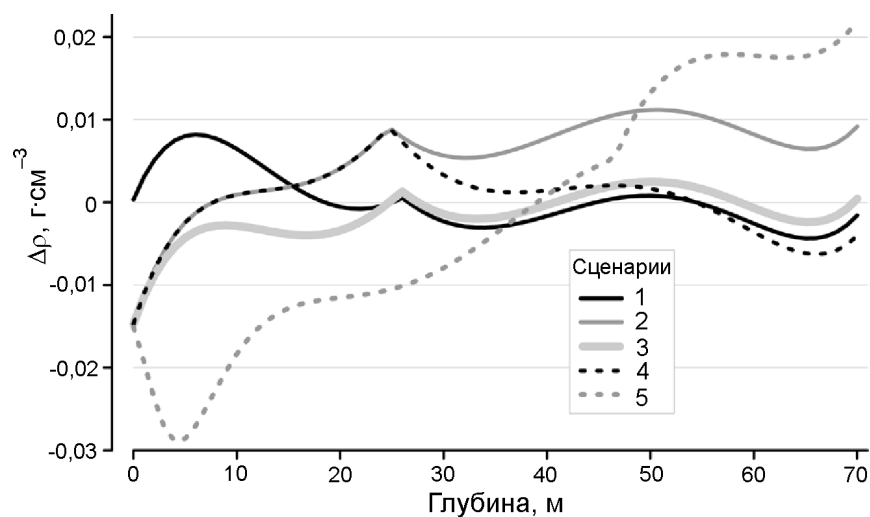
с коэффициентами  $A = -1,221 \times 10^{-19}$ ,  $B = 2,320 \times 10^{-15}$ ,  $C = -1,557 \times 10^{-11}$ ,  $D = 3,947 \times 10^{-8}$ ,  $E = 3,837 \times 10^{-5}$  и  $F = 0,365$  ( $h$  – глубина в см).

Среднее квадратическое отклонение реальных значений плотности от линии аппроксимации в интервале 30–400 см составляет 0,009 г см<sup>-3</sup>, в интервале 4–10 м оно увеличивается до 0,012 г см<sup>-3</sup>, а ниже 10 м составляет 0,004 г см<sup>-3</sup>. Таким образом, уравнение (2) позволяет с удовлетворительной точностью рассчитывать значение плотности для любого горизонта снежно-фирновой толщи до глубины 70 м, за исключением верхних 30 см.

В этом разделе детально рассмотрены и проанализированы особенности вертикального профиля плотности в различных интервалах глубины с точки зрения гляциоклиматических условий, при которых происходило его формирование.

Самый верхний слой снежной толщи мощностью около 27 см характеризовался резким увеличением плотности от 0,320 до 0,365 г см<sup>-3</sup>. Этот рост не воспроизводится физическими моделями уплотнения (Salamatin et al., 2009; Чихачев и Липенков, 2015) – напротив, модельные расчёты демонстрируют постоянную плотность в приповерхностном слое, поскольку скорость уплотнения в этих моделях пропорциональна давлению вышележащих слоёв. Резкий рост плотности связан с процессами метаморфизма, интенсивно протекающими в условиях больших температурных градиентов, характерных для верхней части снежной толщи и приводящих к быстрому округлению ледяных зёрен (Salamatin et al., 2009). Уменьшение скорости уплотнения происходило на глубине около 27 см, где средний возраст снега составлял около четырёх лет, что, характеризует длительность этого, самого первого этапа уплотнения.

На рис. 2, г приведены данные о средней годовой и декабрьской плотности верхнего 20-сантиметрового слоя снежной толщи по результатам измерений на снегомерном полигоне станции Восток (Ekaikin et al., in preparation), равные соответственно, 0,323 и 0,334 г см<sup>-3</sup>. Эти значения хорошо согласуются с данными шурфов и подтверждают, что плотность верхнего 20-сантиметрового слоя снега существенно ниже, чем плотность снега на глубинах больше 30 см. Наличие отчётливо выраженного сезонного хода плотности поверхностного снега показывает, что значения плотности самого верхнего участка сводного профиля завышены, поскольку работы в шурфах в большинстве случаев ведутся в тёплое время года. Из рис. 2, г очевидно, что охарактеризовать плотность поверхностного снега в районе станции Восток каким-то одним значением невозможно. Это значение будет зависеть от задачи, которая стоит перед исследователем, и от толщины интересующего его слоя снега. С точки зрения моделирования процесса уплотнения под «начальной плотностью снеж-



**Рис. 3.** Результаты моделирования плотности снежно-фирновой толщи, представленные в виде разницы между модельным профилем и аппроксимирующей функцией реального профиля, показанной на рис. 2, а.

Описание каждого сценария дано в тексте

**Fig. 3.** The results of modeling the density of the snow-firn thickness demonstrated as the difference between the modeled profile and the approximation function of the real profile shown in Fig. 2, a.

The description of each scenario is given in the text

ной толщи»  $\rho_0$  следует понимать свободный член уравнения, аппроксимирующего вертикальный профиль плотности:  $\rho_0 = 0,365 \text{ г см}^{-3}$ , но при применении моделей уплотнения наилучший результат достигается при  $\rho_0 = 0,35 \text{ г см}^{-3}$  (Чихачев и Липенков, 2015).

С глубины около 27 см скорость уплотнения резко снижается. На фоне плавного повышения плотности на рис. 2, з видны колебания с длиной волны от 10 до 200 см. Поскольку амплитуда этих колебаний не превышает двух SEM, то они представляют собой шум, связанный с пространственной изменчивостью плотности снежной толщи.

Выполнены серия тестов с помощью полуэмпирической модели Херрона–Лангвея (Herron, Langway, 1980) с целью реконструировать гляциоклиматические условия, при которых формировался профиль плотности. Проверено, может ли модель воспроизвести наблюдаемое распределение плотности при  $\rho_0 = 0,365 \text{ г см}^{-3}$ . Выяснилось, что при такой начальной плотности согласование модели и реальных данных достигается при неправдоподобных значениях температуры поверхности ( $T = -62 \text{ °C}$ ) и скорости снегонакопления ( $a = 1,3 \text{ г см}^{-2} \text{ год}^{-1}$ ), сценарий 1 на рис. 3. Поэтому дальнейшие тесты проводились при  $\rho_0 = 0,35 \text{ г см}^{-3}$ .

Далее смоделирована плотность для значений температуры и скорости снегонакопления (соответственно  $-57 \text{ °C}$  и  $2,1 \text{ г см}^{-2} \text{ год}^{-1}$ ), которые характерны для позднего голоцена, сценарий 2 на рис. 3. (Чихачев, Липенков, 2015). В этом случае модель завышает значения плотности для глубин более 10 м, причём расхож-

дение между моделью и реальным профилем увеличивается с глубиной. Предположено, что расхождение может связано с тем фактом, что в действительности скорость снегонакопления в районе станции Восток в позднем голоцене существенно ниже – в среднем около  $1,83 \text{ г см}^{-2} \text{ год}^{-1}$  (Верес и др., 2020). Применение такого значения  $a$  позволяет согласовать модель и реальный профиль лишь при слишком низком значении  $T$  ( $-58,8 \text{ °C}$ , сценарий 3 на рис. 3). Напротив, если закладывать в модель наиболее адекватную оценку температуры поверхности ледника в позднем голоцене ( $-57 \text{ °C}$ ), то согласование с реальным профилем требует нереалистично высокой скорости снегонакопления ( $2,5 \text{ г см}^{-2} \text{ год}^{-1}$ ) – сценарий 4 на рис. 3. Результаты показывают, что скорость снегонакопления не была постоянной в течение позднего голоцена, а испытывала существенное повышение в недавнем прошлом, как это следует по результатам изучения керна VK16 (Верес и др., 2020).

Проверена эта гипотеза с помощью нестационарной физической модели (Чихачев, Липенков, 2015). Начальная плотность  $\rho_0$  и температура были заданы равными  $0,35 \text{ г см}^{-3}$  и  $-57 \text{ °C}$  соответственно, а скорость снегонакопления задана согласно с данными (Верес и др., 2020): колебания вокруг значения  $1,8 \text{ г см}^{-2} \text{ год}^{-1}$  до примерно 1800 г., а затем резкий рост до современных значений, равных  $2,1 \text{ г см}^{-2} \text{ год}^{-1}$  (см. рис. 6, б). Результаты расчётов оказались даже несколько хуже, чем для полуэмпирической модели (сценарий 5 на рис. 3). Отмечено, что данная нестационарная модель содержит как мини-

мум два существенных расхождения с реальным профилем плотности: во-первых, как отмечено ранее, она не воспроизводит рост плотности в интервале 0–4 м, с чем связана отрицательная аномалия в самом начале сценария 5 на рис. 3; во-вторых, она локализует переход от снега к фирну на глубине около 45 м при плотности  $0,65 \text{ г см}^{-3}$ , что существенно выше реальных значений. Выяснение причин расхождения нестационарной физической модели с реальным профилем плотности требует многих дополнительных расчётов и усилий, которые выходят за рамки настоящей работы.

### Заключение

В результате многочисленных гляциологических работ в снежных шурфах и по кернам мелких скважин в районе станции Восток сконструирован надёжный сводный профиль плотности снежно-фирновой толщи в интервале от 0 до 70 м. Случайная ошибка среднего (осреднённого по индивидуальным профилям) значения плотности для данной глубины для большей части керна не превышает  $0,01 \text{ г см}^{-3}$ , что сопоставимо с инструментальной погрешностью измерения плотности. Полученный профиль демонстрирует несколько характерных особенностей:

1) резкий рост плотности от поверхности снежного покрова ( $\rho = 0,320 \text{ г см}^{-3}$ ) до глубины около 27 см ( $\rho = 0,365 \text{ г см}^{-3}$ ), связанный с интенсивным метаморфизмом, характерным для верхней части снежной толщи;

2) более плавный рост плотности в интервале 0,3–22,5 м. Для верхних 8 см характерна большая изменчивость значений плотности на одних и тех же горизонтах между соседними профилями, которая закладывается на поверхности снежного покрова из-за разных условий, при которых происходило отложение и перетложение свежеснежного снега. На глубине 10–15 м эти различия плотности постепенно сходят на нет, так как менее плотные слои уплотняются быстрее;

3) перегиб профиля на глубине 22,5 м при плотности  $0,526 \text{ г см}^{-3}$ , связанный с изменением основного механизма уплотнения (Чихачев, Липенков, 2015) и характеризующий переход от снега к фирну;

4) более медленное уплотнение глубже 22,5 м, характерное для фирновой толщи.

Представленный профиль плотности надёжно ( $r^2 = 0,99$ ) аппроксимируется полиномом 5-й степени (см. уравнение (2) на всём протяжении профиля за исключением верхних 27 см.

Моделирование с помощью полуэмпирической модели Херрона–Лангвея (Herron, Langway, 1980) показало, что в первом приближении (с погрешностью  $\pm 0,015 \text{ г см}^{-3}$ ) профиль плотности снежно-фирновой толщи на станции Восток может быть воспроизведён при следующих начальных условиях: начальная плотность снежной толщи –  $0,35 \text{ г см}^{-3}$ , температура поверхности ледника равна  $-57 \text{ }^\circ\text{C}$ , а скорость снегонакопления находится в пределах  $1,8\text{--}2,1 \text{ г см}^{-2} \text{ год}^{-1}$ . При этом модель демонстрирует тенденцию завышать скорость аккумуляции снега. Это свидетельствует о недавнем росте этого параметра в районе станции Восток, как следует из результатов изучения фирнового керна VK16 (Верес и др., 2020). Авторам не удалось решить эту проблему с помощью нестационарной физической модели уплотнения (Чихачев, Липенков, 2015), которая показала большее расхождение с реальным профилем плотности, чем простая полуэмпирическая модель. Этот результат подводит к выводу о необходимости более тщательной отладки физической модели, что выходит за пределы настоящей работы.

**Доступ к данным.** Представленный в настоящей работе сводный профиль плотности доступен на сайте ЛИКОС: <http://cerl-aari.ru/index.php/data/vostok-density-profile/>

**Благодарности.** Данная работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, грант 21-17-00246. Мы благодарны многочисленным участникам Российской антарктической экспедиции за помощь при работе в снежных шурфах, а также сотрудникам Санкт-Петербургского горного университета за предоставленный ими керн скважины VK22 AB.

**Acknowledgement.** This work was implemented with the support from Russian Science Foundation grant 21-17-00246. We are grateful to numerous participants of Russian Antarctic Expedition who helped us with the glaciological works in snow pits, as well as to the specialists of Saint Petersburg Mining University for providing us with the «VK22 AB» core.

## Литература

## References

- Верес А.Н., Екайкин А.А., Липенков В.Я., Туркеев А.В., Ходжер Т.В.* Первые данные о климатической изменчивости в районе ст. Восток (Центральная Антарктида) за последние 2000 лет по результатам изучения снежно-фирнового керна // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. № 4. С. 482–500.
- Екайкин А.А., Тебенкова Н.А., Липенков В.Я., Чихачев К.Б., Верес А.Н., Рихтер А.* Недооценка скорости снегонакопления в центральной части Антарктиды (станция Восток) по данным речечных наблюдений // Метеорология и гидрология. 2020. № 3. С. 114–125.
- Чихачев К.Б., Липенков В.Я.* Опыт моделирования нестационарного процесса уплотнения снежно-фирновых отложений в холодной рекристаллизационной зоне льдообразования // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 4. С. 76–87.
- Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Tebenkova N.A.* 50 years of instrumental surface mass balance observations in central Antarctica // Journ. of Glaciology, in preparation.
- Herron M.M., Langway C.C.* Firn densification: An empirical model // Journ. of Glaciology. 1980. V. 25. № 93. P. 373–384.
- Lipenkov V.Y., Salamatin A.N., Duval P.* Bubbly-ice densification in ice sheets: II. Applications // Journ. of Glaciology. 1997. V. 43. № 145. P. 397–407.
- Salamatin A.N., Lipenkov V.Y., Barnola J.M., Hori A., Duval P., Hondoh T.* Snow-firn densification in polar ice sheets // Physics of Ice Core Records. Ed. T. Hondoh. Sapporo: Hokkaido University Press, 2009. P. 167–194.
- Sorge E.* Glaziologische Untersuchungen in Eismitte // Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Groenland-Expedition Alfred Wegener 1929 und 1930/1931. 1935. Leipzig, F.A. Brockhaus.
- Veres A.N., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Turkeev A.V., Khodzher T.V.* First data on the climate variability in the vicinity of Vostok station (Central Antarctica) over the past 2,000 years based on the study of a snow-firn core. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antadctic. 2020, 66 (4): 482–500.
- Ekaykin A.A., Tebenkova N.A., Lipenkov V.Ya., Thikhatchev K.B., Veres A.N., Richter A.* Underestimation of snow accumulation rate in Central Antarctica (Vostok station) derived from stake measurements. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2020, 3: 114–125.
- Thikhatchev K.B., Lipenkov V.Ya.* On modeling the non-stationary process of snow-firn densification in the polar ice sheet. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antadctic. 2015, 4: 76–87.
- Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Tebenkova N.A.* 50 years of instrumental surface mass balance observations in central Antarctica. Journ. of Glaciology, in prep.
- Herron M.M., Langway C.C.* Firn densification: An empirical model. Journ. of Glaciology. 1980, 25 (93): 373–384.
- Lipenkov V.Y., Salamatin A.N., Duval P.* Bubbly-ice densification in ice sheets: II. Applications. Journ. of Glaciology. 1997, 43 (145): 397–407.
- Salamatin A.N., Lipenkov V.Y., Barnola J.M., Hori A., Duval P., Hondoh T.* Snow-firn densification in polar ice sheets. Physics of Ice Core Records. Ed. T. Hondoh. Sapporo: Hokkaido University Press, 2009: 167–194.
- Sorge E.* Glaziologische Untersuchungen in Eismitte. Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Groenland-Expedition Alfred Wegener 1929 und 1930/1931. 1935. Leipzig, F.A. Brockhaus.