

ГЛЯЦИОЛОГИЯ И КРИОЛОГИЯ
GLACIOLOGY AND CRYOLOGY OF THE EARTH

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-3-374-385>
УДК 551.89



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

**Изменение температуры в Центральной Антарктиде
после крупных вулканических извержений
во втором тысячелетии нашей эры***А.А. Екайкин*, А.Н. Верес**ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,
Санкт-Петербург, Россия***ekaykin@aari.ru***Резюме**

Вулканическая активность является одним из важнейших факторов естественной климатической изменчивости позднего голоцена до начала индустриальной эпохи. Влияние вулканов на климат изучается в основном по дендрохронологическим записям Северного полушария, тогда как о влиянии крупных извержений на температуру воздуха в полярных широтах Южного полушария известно существенно меньше. В настоящей работе использованы данные по изотопному составу ($\delta^{18}\text{O}$ и δD) из 4 фирновых кернов для изучения изменения температуры в Центральной Антарктиде (окрестностях станции Восток) после 5 крупных извержений второго тысячелетия нашей эры: Самалас (1257 г.), Неизвестное Событие (1459 г.), Уайнапутина (1600 г.), Паркер (1641 г.) и Тамбора (1815 г.). Показано, что похолодание после извержения составляет около $0,52^\circ\text{C}$ и длится около 5 лет, при этом температура в источнике влаги снижается в меньшей степени ($0,46^\circ\text{C}$), но холодный период длится дольше.

Ключевые слова: Антарктика, вулканический форсинг, изотопы воды, станция Восток, температура воздуха.

Для цитирования: Екайкин А.А., Верес А.Н. Изменение температуры в Центральной Антарктиде после крупных вулканических извержений во втором тысячелетии нашей эры // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69. № 3. С. 374–385. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-3-374-385>.

Поступила 28.07.2023

После переработки 16.09.2023

Принята 18.09.2023

Temperature shifts in Central Antarctica after major volcanic eruptions in the second millennium of the Common Era

Alexey A. Ekaykin*, Arina N. Veres

State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute,
St. Petersburg, Russia

*ekaykin@aari.ru

Summary

Volcanic forcing is one of the major drivers of climatic variability on Earth during the last millennium before the beginning of the industrial era, combined with solar activity, Milanković orbital forcing and greenhouse gas concentration. Large volcanic eruptions (with Volcanic Explosivity Index of 6 or more) eject a huge amount of sulfur dioxide into stratosphere thus reducing the amount of incoming solar radiation. The corresponding cooling may exceed 1 °C and lasts about 5 years. The identification of the volcanic events is carried out with the use of firn and ice core data drilled in the polar ice sheets, while the climatic response to the eruptions is studied with the use of dendrochronology and other terrestrial data, mainly in the Northern Hemisphere. Thus, the reaction of the Southern Hemisphere's climate to the volcanic forcing is understood to a lesser extent. Here we use stable water isotope data ($\delta^{18}\text{O}$ and d_{xs} parameter, $d_{\text{xs}} = \delta\text{D} - 8 \cdot \delta^{18}\text{O}$) from 4 firn cores in order to study the temperature change in central Antarctica (in the vicinity of Vostok Station) after 5 major eruptions of the 2nd millennium of the Common Era: Samalas (1257), Unknown Event 1459 CE, Huaynaputina (1600), Parker (1641) and Tambora (1815). The isotopic composition of the cores was measured in the Climate and Environmental Research Laboratory of the Arctic and Antarctic Research Institute (St. Petersburg) with the use of Picarro L2130-*i* and L2140-*i* laser analyzers. We show that a post-eruption cooling in central East Antarctica is about 0.52 °C and lasts for about 5 years. At the same time, the temperature in the moisture source decreases to a lesser extent (0.46 °C), but the cooling lasts longer. We need to emphasize that only through using 4 parallel cores was it possible to significantly reduce the amount of the “deposition noise” in the isotopic records and detect the post-volcanic cooling in central East Antarctica.

Keywords: air temperature, Antarctica, volcanic forcing, Vostok station, water isotopes.

For citation: Ekaykin A.A., Veres A.N. Temperature shifts in Central Antarctica after major volcanic eruptions in the second millennium of the Common Era. Arctic and Antarctic Research. 2023, 69 (3): 374–385. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-3-374-385>.

Received 28.07.2023

Revised 16.09.2023

Accepted 18.09.2023

ВВЕДЕНИЕ

Вулканическая активность — один из главных драйверов климатической изменчивости последнего тысячелетия на нашей планете до начала индустриальной эпохи, наряду с солнечной активностью и, в меньшей степени, изменением орбитальных параметров Земли и концентрацией парниковых газов в атмосфере [1]. В частности, именно сочетание повышенной частоты мощных вулканических извержений с пониженной солнечной активностью на фоне снижения солнечной инсоляции стало причиной Малой ледниковой эпохи (МЛЭ) в XIII–XIX вв. [2–4].

При вулканическом извержении в атмосферу выделяется большое количество диоксида серы. Если извержение было достаточно мощным, этот газ попадает в стратосферу, где, соединяясь с влагой, образует капельки серной кислоты, которые создают защитный экран, частично отражающий солнечное излучение обратно в космос. За счет этого механизма наиболее крупные вулканические извержения (с индексом вулканической активности VEI, равным 7, как, например, при извержении вулкана

Тамбора в 1815 г.) вызывали периоды интенсивного (до 1 °С и более) похолодания, которые длились порядка 5 лет [2]. В свою очередь, эти похолодания, проявлявшиеся в основном в летний сезон, приводили к неурожаям и, как следствие, голоду, что, в совокупности с холодной погодой, нередко провоцировало эпидемии и социальные потрясения [3]. Наиболее известный пример в этом отношении — «год без лета» в Европе после извержения Тамборы в 1815 г. [5], но подобные взаимосвязи наблюдались и раньше. В частности, серия мощных извержений в XIII в. (неизвестный вулкан, 1230 г.; Самалас, 1257 г.; Килотоа, ок. 1285 г.) спровоцировала начало первой фазы МЛЭ, вызвала социальные потрясения во многих государствах того времени и стала одной из причин «Черной смерти» (пандемии чумы), а извержение вулкана Уайнапутина в 1600 г., помимо прочего, обусловило Великий голод в России 1601–1603 гг., который был одним из факторов социальных потрясений Смутного времени.

Влияние вулканических извержений на климат наиболее хорошо изучено и реконструировано по данным дендрохронологии Северного полушария [2]. О реакции климата Южного полушария в целом и Антарктики в частности на вулканическое воздействие известно существенно меньше (см., например, [6]).

Задачей данной работы является реконструкция климатического отклика Центральной Антарктиды на крупные вулканические извержения последнего тысячелетия (Самалас 1257 г., неизвестный вулкан 1459 г., Уайнапутина 1600 г., Паркер 1640 г. и Тамбора 1815 г.) по данным фирновых кернов, пробуренных в окрестностях станции Восток.

МЕТОДЫ

Четыре мелких фирновых керна были пробурены в окрестностях станции Восток (78,465° ю. ш., 106,835° в. д., 3490 м н. у. м.), центральная часть Восточной Антарктиды, в 2016–2022 гг. с помощью легкой передвижной механической буровой установки. Технология бурения и методика обработки кернов детально изложены в [7]. Длина кернов составила 7020 см для керна VK16, 5514 см для VK18, 6537 см для VK19 и 3018 см для VK22AB. Из всех кернов были отобраны пробы для измерения концентрации стабильных изотопов воды с разрешением 10 см (в керне VK22AB отбор проводился с глубины 495 см). Также во всех кернах было выполнено измерение электропроводности (ЕСМ), а в керне VK16, начиная с глубины 999 см, также измерено содержание основных ионов с разрешением 2 см (измерения выполнялись в Лимнологическом институте СО РАН, г. Иркутск).

Концентрация сульфатов неморского происхождения вычислялась следующим образом [8]:

$$[\text{nss-SO}_4^{2-}] = [\text{SO}_4^{2-}] - 0,06028 [\text{Na}^+],$$

где $[\text{SO}_4^{2-}]$ и $[\text{Na}^+]$ — общая концентрация сульфатов и натрия соответственно.

По данным о концентрации сульфатов неморского происхождения и профилям ЕСМ в кернах были идентифицированы 68 слоев, содержащих продукты вулканических извержений; 22 из этих слоев мы смогли надежно сопоставить с хорошо датированными вулканическими событиями и, таким образом, разработать хроностратиграфическую шкалу для всех кернов [8]. В частности, самые глубокие слои кернов датируются, соответственно, 192 г. до н. э. для VK16, 406 г. н. э. для VK18, 10 г. до н. э. для VK19 и 1257 г. н. э. для VK22AB.

Измерения изотопного состава (относительной концентрации кислорода ^{18}O , $\delta^{18}\text{O}$, и дейтерия, δD) были выполнены в Лаборатории изменений климата и окружающей среды ААНИИ на лазерных анализаторах Picarro L2130-*i* и Picarro L2140-*i*. Методика измерений детально изложена в [9]. Случайная погрешность измерений составила 0,05 и 0,5 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и δD соответственно. Полученные вертикальные изотопные профили были затем преобразованы во временные ряды с помощью функции глубина–возраст.

Температурная интерпретация изотопных данных выполнялась по упрощенному варианту методики, разработанной К. Куфи и Ф. Вимё [10, 11]. Метод базируется на предположении, что и сам изотопный состав осадков ($\delta^{18}\text{O}$ и δD), и параметр dxs ($dxs = \delta\text{D} - 8 \cdot \delta^{18}\text{O}$) зависят как от температуры в источнике влаги T_s , так и от температуры конденсации T_c :

$$\Delta\delta\text{D} = a\Delta T_c + b\Delta T_s$$

и

$$\Delta dxs = c\Delta T_c + d\Delta T_s,$$

где Δ означает аномалию (отклонение от современных значений).

В полной версии методики учитывается также изотопный состав морской воды, но для позднего голоцена этот параметр можно считать постоянным [12].

Изотопный состав формирующейся влаги также зависит от относительной влажности воздуха в момент испарения, но, как правило (если нет независимых данных о влажности), этот параметр задается как функция от T_s .

Приведенная выше система уравнений решается относительно T_s и T_c :

$$\Delta T_c = (d\Delta\delta\text{D} - b\Delta dxs)/(ad - cb)$$

и

$$\Delta T_s = (a\Delta dxs - c\Delta\delta\text{D})/(ad - cb)$$

Значения коэффициентов a , b , c и d берутся из простой изотопной модели [13]: $a = 10,2 \text{ ‰ } ^\circ\text{C}^{-1}$, $b = -3,2 \text{ ‰ } ^\circ\text{C}^{-1}$, $c = -1,55 \text{ ‰ } ^\circ\text{C}^{-1}$ и $d = 1,6 \text{ ‰ } ^\circ\text{C}^{-1}$. Современные значения $\delta^{18}\text{O}$, δD и dxs (средние за период 1988–2018) равны $-57,09 \text{ ‰}$, $-440,05 \text{ ‰}$ и $16,6 \text{ ‰}$ соответственно.

Аномалия температуры конденсации ΔT_c затем пересчитывается в аномалию приземной температуры воздуха ΔT_g по известному соотношению $\Delta T_g = \Delta T_c/0,67$ [14].

РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 1 показаны сводные (осредненные по всем 4 кернам) ряды концентрации кислорода ^{18}O и параметра dxs , а также временной ряд концентрации сульфат-иона неморского происхождения для периода с 1000 г. н.э. по настоящее время.

Изотопный состав фирнового керна (рис. 1а и 1б) обнаруживает заметную межгодовую изменчивость. В частности, рост значений dxs в XX в., по-видимому, отражает увеличение температуры поверхности океана в Южном полушарии. На фоне общего тренда выделяются квазипериодические колебания с длиной волны порядка нескольких десятков лет. Изучению межгодовой изменчивости изотопного состава фирна и реконструкции соответствующих колебаний температуры будет посвящена отдельная публикация.

Во временном ряду концентрации SO_4^{2-} четко видны пики, которые соответствуют слоям, содержащим продукты вулканических извержений (рис. 1в). Следует

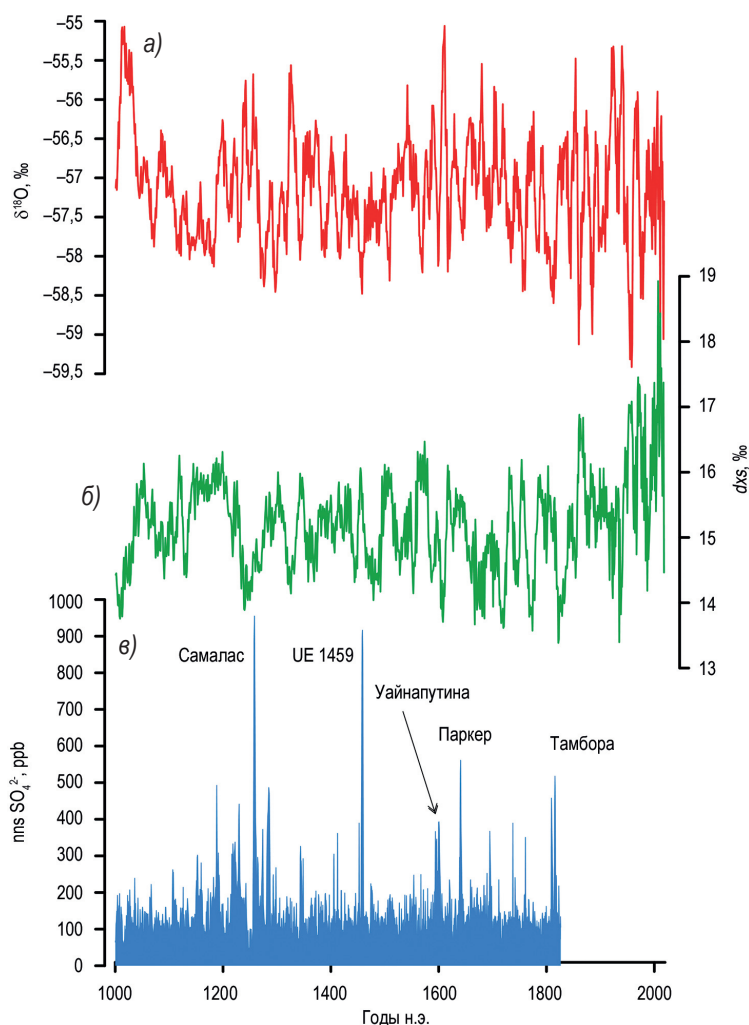


Рис. 1. Сводные изотопные кривые ($\delta^{18}\text{O}$ (a) и dxs (б)) и концентрация сульфатов неморского происхождения (в) в районе ст. Восток за период с 1000 г. н.э. по настоящее время, реконструированные по данным изучения 4 фирновых кернов

Fig. 1. Stacked isotopic curves ($\delta^{18}\text{O}$ (a) and dxs (б)) and the concentration of the non-sea-salt sulfates (в) in the vicinity of Vostok station from 1000 CE to the present day, reconstructed based on data from 4 firn cores

отметить, что вулканические сульфаты выпадают в Центральной Антарктиде через 1–2 года после извержения [2]. Поэтому, например, пик Тамборы датируется 1816 г., при том что само извержение имело место в 1815 г. В дальнейшем при упоминании вулканических пиков в кернах Востока мы будем приводить не даты извержения, а годы, которыми датируются соответствующие слои фирна.

На профиле сульфатов (рис. 1в) мы отметили 5 пиков, соответствующих одним из наиболее мощных извержений последнего тысячелетия: Самалас (1258 г.), неизвестный вулкан 1459 г. (в литературе этот пик иногда приписывают извержению

вулкана Куваэ), Уайнапутина (1601 г.), Паркер (1641 г.) и Тамбора (1816 г.). Мы используем эти пики для того, чтобы изучить изменение приземной температуры воздуха в районе станции Восток, а также температуры в зоне формирования влаги (т. е. в средних широтах Индийского океана) в годы после соответствующих извержений.

Для этого мы из временных рядов изотопного состава по каждому керну берем значения $\delta^{18}\text{O}$ за 5 лет, предшествующих извержению, и 20 лет после извержения, причем в качестве первого года «послевулканического» периода берется год, которым датируется вулканический пик. В двух случаях вулканическому извержению с разницей в несколько лет предшествовало другое мощное извержение: перед извержением Уайнапутины имело место извержение Невадо дель Руис (1595 г.), а перед извержением Тамборы случилось неизвестное вулканическое событие, датируемое 1809 г. В этих случаях в качестве «довулканических» периодов мы берем, соответственно, 1590–1594 гг. и 1804–1808 гг.

Средние (по пяти вулканам и четырем кернам) значения аномалий изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$ и dxs) в до- и послевулканический периоды показаны на рис. 2.

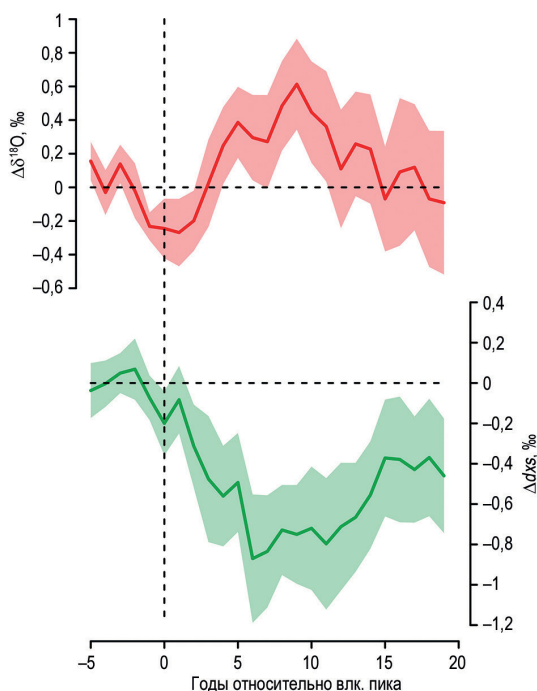


Рис. 2. Аномалии изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$ и dxs) в течение периода времени, охватывающего 5 лет до вулканического извержения и 20 лет после него. Заливкой показаны пределы погрешностей (± 1 ошибка среднего, см. текст)

Кривые получены путем осреднения данных по 4 кернам и 5 вулканам (см. текст). В качестве точки отсчета на изотопных шкалах берется среднее значение за 5 лет, предшествующих извержению

Fig. 2. The anomalies of the stable water isotope content ($\delta^{18}\text{O}$ and dxs) during the time interval spanning 5 years prior to a volcanic eruption and 20 years afterwards. The shading depicts error bars (± 1 standard error of mean).

The curves are obtained by averaging data over 4 firm cores and 5 volcanic peaks (see the text). The zero value at the isotopic scale corresponds to the mean over the 5 years prior to the eruption

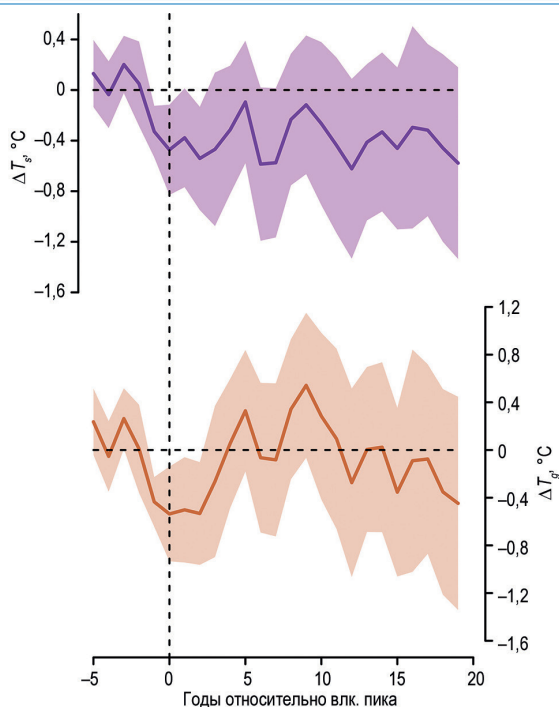


Рис. 3. Аномалии приземной температуры воздуха в районе ст. Восток ΔT_g и температуры в источнике влаги ΔT_s в течение периода времени, охватывающего 5 лет до вулканического извержения и 20 лет после него. Заливкой показаны пределы погрешностей (± 1 ошибка среднего, см. текст)
 Fig. 3. The anomalies of the near-surface air temperature in the vicinity of Vostok, ΔT_g , and the moisture source air temperature, ΔT_s , during the period of time spanning 5 years prior to a volcanic eruption and 20 years afterwards. The shading depicts error bars (± 1 standard error of mean)

Затем эти аномалии изотопного состава были пересчитаны в аномалии приземной температуры воздуха в районе ст. Восток и температуры в районе источника влаги согласно описанной выше методике (рис. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ

Первое, что следует отметить при анализе рис. 2, — относительно широкие пределы погрешности, рассчитанные как 1 стандартная ошибка среднего SEM (Standard Error of Mean = среднее квадратическое отклонение, деленное на квадратный корень из количества точек наблюдений). Причиной этого является огромная доля «депозиционного шума», характерного для временных рядов любых параметров, реконструируемых по данным кернов в районах с очень низкой скоростью снегонакопления — таких, как Центральная Антарктида [15]. В частности, средний коэффициент корреляции между отдельными рядами $\delta^{18}\text{O}$ по четырем кернам равен $0,08 \pm 0,01$. Это означает, что в общей дисперсии изотопных значений лишь 8 % приходится на климатический сигнал, а 92 % — на депозиционный шум, что существенно осложняет изучение межгодовой климатической изменчивости с разрешением 1 год. Именно с целью снижения шума и повышения отношения сигнала к шуму мы и выполнили бурение не одного, а нескольких кернов.

Тем не менее, несмотря на большое количество шума, на рис. 2 четко видны значимые колебания изотопного состава в период времени, следующий за вулканическими извержениями. При этом характер этой изменчивости для кислорода 18 и для δx_s совершенно различный: значения $\delta^{18}\text{O}$ понижены на протяжении 3–4 лет после извержения, а затем наблюдается положительная аномалия, длящаяся около 10 лет; в случае δx_s значения снижаются на протяжении примерно 5 лет и затем остаются пониженными на протяжении всего 20-летнего периода. Причины такого поведения мы поясним ниже.

Что касается температуры (рис. 3), здесь наблюдается иная картина. Прежде всего, обращают внимание относительно более широкие пределы погрешности по сравнению с тем, что наблюдалось для изотопного состава. Это связано с тем, что применяемый нами метод реконструкции температуры предполагает использование двух независимых изотопных параметров, что приводит к суммированию погрешностей $\delta^{18}\text{O}$ и δx_s . Тем не менее и в случае с температурой мы наблюдаем значимые колебания в «послевулканический» период. Аномалия приземной температуры воздуха на Востоке держится на уровне около $-0,52^\circ\text{C}$ на протяжении трех лет после извержения и приходит в норму на 5-й год. Похолодание в районе источника влаги (средние широты Индийского океана) немного слабее ($-0,46^\circ\text{C}$), но держится дольше, и температура возвращается в норму на 6-й год после извержения. Согласно рис. 3, температура в источнике влаги остается пониженной на протяжении всего 20-летнего «послевулканического» периода, но, учитывая широкие пределы погрешности, мы не можем считать этот результат статистически значимым.

В целом можно заключить, что снижение температуры в Южном полушарии после крупных вулканических извержений слабее, чем в Северном, где средняя аномалия температуры в течение 5 лет после мощных вулканических событий составляет $-1,1^\circ\text{C}$ [2]. Однако же эта реконструкция, выполненная по данным дендрохронологии, отражает не среднюю годовую, а летнюю температуру воздуха. Известно, что поствулканическое похолодание проявляется летом, а зимняя и среднегодовая аномалия температуры существенно ниже. В нашем случае мы реконструируем именно среднюю годовую температуру, поэтому не исключено, что летняя аномалия была бы сильнее, но имеющиеся у нас данные не позволяют проверить эту гипотезу.

Совместный анализ рис. 2 и рис. 3 позволяет объяснить наблюдающуюся аномалию изотопного состава. Действительно, изотопный состав осадков пропорционален не температуре конденсации, а разности между температурой в источнике влаги и температурой конденсации, которая и определяет степень изотопного истощения. Чем ниже эта разность — тем выше концентрация тяжелых изотопов. Температура конденсации приходит в норму на 5-й год после извержения, а температура в источнике влаги остается пониженной, что и приводит к более тяжелым значениям $\delta^{18}\text{O}$.

Такой же вывод можно применить и ко всему изотопному ряду за последнюю 1000 лет (рис. 1): профиль $\delta^{18}\text{O}$ не обнаруживает значимого тренда за последние 200 лет, тогда как значения δx_s существенно растут. Это связано с параллельным повышением температуры в источнике влаги и в Центральной Антарктиде, что нивелирует тренд в ряду концентрации кислорода 18. Реконструкция температуры за 2000 лет по данным наших фирновых кернов выходит за рамки настоящей работы, этому будет посвящено отдельное исследование.

Еще одна особенность рядов температуры на рис. 3 заключается в том, что похолодание начинается в год, предшествующий вулканическому пику. Это противоречит реальным наблюдениям: например, в случае Тамборы известно, что похолодание наступило не в год извержения (1815), а на следующий год [5]. По-видимому, этот результат объясняется погрешностью датировки: мы датируем 1816 г. слой, в котором наблюдается максимальная концентрация вулканического сульфата, но при этом вулканический пик довольно широкий и охватывает несколько лет. В случае Тамборы концентрация SO_4^{2-} начинает повышаться в 1814 г., достигает максимума в 1816-м и приходит в норму в 1817-м (именно поэтому мы оцениваем погрешность датировки для слоя, содержащего продукты вулканических извержений, в 3 года [8]). Таким образом, вполне вероятно, что слой с максимальной концентрацией вулканического сульфата датируется не 1816, а 1817 г.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований нам удалось реконструировать ход температуры воздуха в Центральной Антарктиде в годы, следующие за крупными вулканическими извержениями. Показано, что похолодание длится около 5 лет и аномалия приземной температуры воздуха составляет около $-0,52^\circ\text{C}$. Соответствующая аномалия температуры в источнике влаги меньше ($-0,46^\circ\text{C}$), но длится дольше.

Наши результаты в очередной раз подтверждают тот хорошо известный факт, что использование лишь одного изотопного параметра (концентрации дейтерия либо кислорода 18) без учета данных о dxs в общем случае некорректно [16, 17]. Такой подход оправдан лишь в том случае, если температура в источнике влаги не менялась, в противном же случае временной изотопно-температурный градиент не равен современному пространственному градиенту между этими двумя параметрами.

Также важной методической особенностью данной работы является тот факт, что мы изучали прошлые изменения температуры по 4 параллельным кернам. В случае, если бы у нас имелась информация лишь по одному керну, было бы невозможно отделить климатический сигнал от шума, что препятствовало бы интерпретации изотопных данных.

Конфликт интересов. У авторов исследования нет конфликта интересов.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках проекта 21-17-00246 Российского научного фонда.

Благодарности. Авторы благодарят Российскую антарктическую экспедицию за логистическое обеспечение научных исследований в районе станции Восток. Мы также признательны сотрудникам Санкт-Петербургского горного университета и лично А.В. Большунову за предоставление керна VK22AB. Мы благодарны редакции журнала, а также двум анонимным рецензентам за конструктивные замечания, которые позволили существенно улучшить статью.

Competing interests. The authors declare no conflict of interest.

Funding. This study has been completed with the financial support from the Russian Science Foundation, grant 21-17-00246.

Acknowledgements. The authors thank the Russian Antarctic Expedition for the logistical support of the research activity in the vicinity of Vostok. We are grateful to our colleagues from St. Petersburg Mining University, and personally to Dr. A.V. Bolshunov, for providing us with VK22AB core. We also thank the Editor, as well as

two anonymous referees for the constructive criticism that allowed us to improve the manuscript significantly.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Cartapanis O., Jonkers L., Moffa-Sanchez P., Jaccard S.L., de Vernal A.* Complex spatio-temporal structure of the Holocene Thermal Maximum // *Nature Communications*. 2022. V. 13(5662). P. 1–11. doi: 10.1038/s41467-022-33362-1.
2. *Sigl M., Winstrup M., McConnell J.R., Welten K.C., Plunkett G., Ludlow F., Buntgen U., Caffee M., Chellman N., Dahl-Jensen D., Fischer H., Kipfstuhl S., Kostick C., Maselli O.J., Mekhaldi F., Mulvaney R., Muscheler R., Pasteris D.R., Pilcher J.R., Salzer M., Schupbach S., Steffensen J.P., Vinther B.M., Woodruff T.E.* Timing and climate forcing of volcanic eruption for the past 2,500 years // *Nature*. 2015. № 14565. P. 1–7. doi: 10.1038/nature14565.
3. *Büntgen U., Arsenault D., Boucher E., Churakova O.V. (Sidorova), Gennaretti F., Crivellaro A., Hughes M.K., Kirdyanov A.V., Klippel L., Krusic P.J., Linderholm H.W., Ljungqvist F.C., Ludescher J., McCormick M., Myglan V.S., Nicolussi K., Piermattei A., Oppenheimer C., Reinig F., Sigl M., Vaganov E.A., Esper J.* Prominent role of volcanism in Common Era climate variability and human history // *Dendrochronologia*. 2020. V. 64 (125757). P. 1–11. doi: 10.1016/j.dendro.2020.125757.
4. *Matthes K., Funke B., Andersson M.E., Barnard L., Beer J., Charbonneau P., Clilverd M.A., de Wit T.D., Haberleiter M., Hendry A., Jackman C.H., Kretschmar M., Kruschke T., Kunze M., Langematz U., Marsh D.R., Maycock A.C., Misios S., Rodger C.J., Scaife A.A., Seppälä A., Shangguan M., Sinnhuber M., Tourpali K., Usoskin I., van de Kamp M., Verronen P.T., Versick S.* Solar forcing for CMIP6 (v3.2) // *Geosci. Model Dev.* 2017. V. 10. P. 2247–2302. doi: 10.5194/gmd-10-2247-2017.
5. *Luterbacher J., Pfister C.* The year without a summer // *Nature Geoscience*. 2015. V. 8. № 4. P. 246–248.
6. *Stenni B., Proposito M., Gragnani R., Flora O., Jouzel J., Falourd S., Frezzotti M.* Eight centuries of volcanic signal and climate change at Talos Dome (East Antarctica) // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107 (D9). P. ACL 3-1–3-14.
7. *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 ядра // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2020. Т. 66 (4). С. 482–500. doi: 10.30758/0555-2648-2020-66-4-482-500.
8. *Veres A.N., Ekaykin A.A., Golobokova L.P., Khodzher T.V., Khuriganova O.I., Turkeev A.V.* A record of volcanic eruptions over the past 2,200 years from Vostok firn cores, central East Antarctica // *Front. Earth Sci.* 2023. V. 11 (1075739). P. 1–12. doi: 10.3389/feart.2023.1075739.
9. *Екайкин А.А.* Стабильные изотопы воды в гляциологии и палеогеографии: Методическое пособие. СПб.: ААНИИ, 2016. 68 с.
10. *Cuffey K.M., Vimeux F.* Covariation of carbon dioxide and temperature from the Vostok ice core after deuterium-excess correction // *Nature*. 2001. V. 412. P. 523–527.
11. *Vimeux F., Cuffey K.M., Jouzel J.* New insights into Southern Hemisphere temperature changes from Vostok ice cores using deuterium excess correction // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 303. P. 829–843.
12. *Jones R.S., Johnson J.S., Lin Y., Mackintosh A., Sefton J.P., Smith J.A., Thomas E.R., Whitehouse P.L.* Stability of the Antarctic Ice Sheet during the pre-industrial Holocene // *Nature Reviews*. 2022. V. 3 (8). P. 500–515. doi: 10.1038/s43017-022-00309-5.
13. *Salamatin A.N., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Y.* Modelling isotopic composition in precipitation in Central Antarctica // *Материалы гляциологических исследований*. 2004. Т. 97. С. 24–34.
14. *Markle B.R., Steig E.J.* Improving temperature reconstructions from ice-core water-isotope records // *Clim. Past*. 2022. V. 18. P. 1321–1368. doi: 10.5194/cp-18-1321-2022.

15. Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Tebenkova N.A. Fifty years of instrumental surface mass balance observations at Vostok Station, central Antarctica // *J. of Glaciology*. 2023. September. P. 1–13. doi: 10.1017/jog.2023.53.
16. Boyle E.A. Cool tropical temperature shift the global d18O-T relationship: An explanation for the ice core ^{18}O — borehole thermometry conflict // *Geophys. Res. Lett.* 1997. V. 24 (3). P. 273–276.
17. Jouzel J., Vimeux F., Caillon N., Delaygue G., Hoffmann G., Masson-Delmotte V., Parrenin F. Magnitude of isotope/temperature scaling for interpretation of central Antarctic ice cores // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108 (D12). P. 1–6.

REFERENCES

1. Cartapanis O., Jonkers L., Moffa-Sanchez P., Jaccard S.L., de Vernal A. Complex spatio-temporal structure of the Holocene Thermal Maximum. *Nature Communications*. 2022, 13 (5662): 1–11. doi: 10.1038/s41467-022-33362-1.
2. Sigl M., Winstrup M., McConnell J.R., Welten K.C., Plunkett G., Ludlow F., Buntgen U., Caffee M., Chellman N., Dahl-Jensen D., Fischer H., Kipfstuhl S., Kostick C., Maselli O.J., Mekhaldi F., Mulvaney R., Muscheler R., Pasteris D.R., Pilcher J.R., Salzer M., Schupbach S., Steffensen J.P., Vinther B.M., Woodruff T.E. Timing and climate forcing of volcanic eruption for the past 2,500 years. *Nature*. 2015, 14565: 1–7. doi: 10.1038/nature14565.
3. Büntgen U., Arsenault D., Boucher E., Churakova O.V. (Sidorova), Gennaretti F., Crivellaro A., Hughes M.K., Kirilyanov A.V., Klippel L., Krusic P.J., Linderholm H.W., Ljungqvist F.C., Ludescher J., McCormick M., Myglan V.S., Nicolussi K., Piermattei A., Oppenheimer C., Reinig F., Sigl M., Vaganov E.A., Esper J. Prominent role of volcanism in Common Era climate variability and human history. *Dendrochronologia*. 2020, 64 (125757): 1–11. doi: 10.1016/j.dendro.2020.125757.
4. Matthes K., Funke B., Andersson M.E., Barnard L., Beer J., Charbonneau P., Clilverd M.A., de Wit T.D., Haberleiter M., Hendry A., Jackman C.H., Kretzschmar M., Kruschke T., Kunze M., Langematz U., Marsh D.R., Maycock A.C., Misios S., Rodger C.J., Scaife A.A., Seppälä A., Shangguan M., Sinnhuber M., Tourpali K., Usoskin I., van de Kamp M., Verronen P.T., Versick S. Solar forcing for CMIP6 (v3.2). *Geosci. Model Dev.* 2017, 10: 2247–2302. doi: 10.5194/gmd-10-2247-2017.
5. Luterbacher J., Pfister C. The year without a summer. *Nature Geoscience*. 2015, 8 (4): 246–248.
6. Stenni B., Proposito M., Gragnani R., Flora O., Jouzel J., Falourd S., Frezzotti M. Eight centuries of volcanic signal and climate change at Talos Dome (East Antarctica). *J. Geophys. Res.* 2002, 107 (D9): ACL 3-1–3-14.
7. 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*. Arctic and Antarctic Research. 2020. 66 (4): 482–500. doi: 10.30758/0555-2648-2020-66-4-482-500. [In Russian].
8. Veres A.N., Ekaykin A.A., Golobokova L.P., Khodzher T.V., Khuriganova O.I., Turkeev A.V. A record of volcanic eruptions over the past 2,200 years from Vostok firn cores, central East Antarctica. *Front. Earth Sci.* 2023, 11 (1075739): 1–12. doi: 10.3389/feart.2023.1075739.
9. Ekaykin A.A. *Stabil'nye izotopy vody v gliatsiologii i paleogeografii*. Stable water isotopes in Glaciology and Paleogeography: Methodological textbook. St. Petersburg: AARI, 2016: 68 p. [In Russian].
10. Cuffey K.M., Vimeux F. Covariation of carbon dioxide and temperature from the Vostok ice core after deuterium-excess correction. *Nature*. 2001, 412: 523–527.
11. Vimeux F., Cuffey K.M., Jouzel J. New insights into Southern Hemisphere temperature changes from Vostok ice cores using deuterium excess correction. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002, 303: 829–843.

12. Jones R.S., Johnson J.S., Lin Y., Mackintosh A., Sefton J.P., Smith J.A., Thomas E.R., Whitehouse P.L. Stability of the Antarctic Ice Sheet during the pre- industrial Holocene. *Nature Reviews*. 2022, 3 (8): 500–515. doi: 10.1038/s43017-022-00309-5.
13. Salamatina A.N., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Y. Modelling isotopic composition in precipitation in Central Antarctica. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2004, 97: 24–34.
14. Markle B.R., Steig E.J. Improving temperature reconstructions from ice-core water-isotope records. *Clim. Past*. 2022, 18: 1321–1368. doi: 10.5194/cp-18-1321-2022.
15. Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Tebenkova N.A. Fifty years of instrumental surface mass balance observations at Vostok Station, central Antarctica. *J. of Glaciology*. 2023, September: 1–13. doi: 10.1017/jog.2023.53.
16. Boyle E.A. Cool tropical temperature shift the global $\delta^{18}\text{O}$ -T relationship: An explanation for the ice core ^{18}O — borehole thermometry conflict. *Geophys. Res. Lett.* 1997, 24 (3): 273–276.
17. Jouzel J., Vimeux F., Caillon N., Delaygue G., Hoffmann G., Masson- Delmotte V., Parrenin F. Magnitude of isotope/temperature scaling for interpretation of central Antarctic ice cores. *J. Geophys. Res.* 2003, 108 (D12): 1–6.