

УДК 551.583.2

ПРИЧИНЫ НЕОПРЕДЕЛЁННОСТИ В ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ ПО ИЗОТОПНОМУ СОСТАВУ КИСЛОРОДА ЛЕДНИКОВОГО ЛЬДА ЭЛЬБРУСА (ЗАПАДНОЕ ПЛАТО)

© 2023 г. Ю. Н. Чижова^{1,2,*}, В. Н. Михаленко², С. С. Кутузов^{2,3},
И. И. Лаврентьев², В. Я. Липенков^{2,4}, А. В. Козачек⁴

¹Институт геологии рудных месторождений, петрологии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

²Институт географии РАН, Москва, Россия

³Национальный исследовательский университет “Высшая школа экономики”, Москва, Россия

⁴Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: eacentr@yandex.ru

Поступила в редакцию 28.07.2023 г.

После доработки 02.09.2023 г.

Принята к публикации 02.09.2023 г.

Выполнены измерения изотопного состава кислорода в неглубоких кернах, полученных в разные годы на Западном плато Эльбруса. Совмещение изотопной записи ($\delta^{18}\text{O}$) по глубине для трёх кернов показало, что в пределах локального участка Западного плато до 330 мм вод. экв. в слое годовой аккумуляции, т.е. около 20% средней годовой аккумуляции может быть сформировано за счёт перераспределения выпавшего снега. Неточности в реконструкции температур по среднесезонным значениям $\delta^{18}\text{O}$ связаны с изменением сезонных пропорций в накоплении снега и с неравномерностью выпадения осадков внутри сезонов.

Ключевые слова: изотопный состав кислорода, реконструкция температур, Кавказ, Эльбрус

DOI: 10.31857/S2076673423040051, **EDN:** HCCXEG

ВВЕДЕНИЕ

Палеоклиматические реконструкции по кернам ледников умеренного пояса имеют большую значимость для изучения региональной изменчивости климата. Эта значимость обусловлена хорошим разрешением, т.е. высокой аккумуляцией и возможностью сопоставления части записи по кернам с прямыми метеонаблюдениями. Это преимущество, однако, не всегда можно использовать, поскольку на умеренных ледниках плохо сохраняется годовая стратиграфия. Ледники Эльбруса на высотах более 4.5 тыс. м предоставляют такую возможность, так как на этих высотах в холодной фирновой зоне изотопный и химический состав снега не меняется из-за таяния. Хотя высокая скорость снегонакопления не способствует сохранению древнего льда в базальной части ледника, лёд возрастом в несколько сотен лет, вероятно, сохранился в глубоких слоях ледников на Кавказе (Михаленко и др., 2021). На Западном плато Эльбруса в области с высокой скоростью аккумуляции были получены ледяные керны (Ледники..., 2020), палеоклиматическая информация по которым требует тщательного подхода к её расшифровке.

Одной из базовых палеоклиматических характеристик является изотопный состав кислорода и водорода льда, поскольку значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD осадков зависят от температуры конденсации (Craig, 1961; Dansgaard, 1964) и могут использоваться для реконструкции температур воздуха и характера изменений климата (Merlivat, Jouzel, 1979; Dansgaard et al., 1993). Вариации $\delta^{18}\text{O}$ (или δD) по глубине в ледяных кернах также используются для датирования льда путём подсчёта годовых слоёв. Этот подход начал применяться начиная с середины XX века при изучении верхних частей ледяных кернов Гренландии и Антарктиды, покровных и горных ледников. Если для ледяных кернов Антарктиды и Гренландии характерно частое чередование пиков сезонных значений $\delta^{18}\text{O}$, связанное с низким годовым накоплением снега, то для горных ледников с высокой аккумуляцией пики наименьших и наибольших значений не обязательно соответствуют самому холодному и самому тёплому сезону года. Поскольку изотопный состав кислорода сам по себе является палеоклиматическим показателем, важно подобрать способ восстановления метеорологических данных по годовым или сезонным циклам в ледяном

керне. Для этого сначала устанавливается связь между местной температурой воздуха и изотопным составом атмосферных осадков для конкретного пункта бурения. В качестве показателя местной температуры используются данные метеонаблюдений на ближайших станциях или данные, получаемые на автоматических метеостанциях в месте бурения. Затем выполняется датирование керна, календарная привязка годовых циклов, расчёт скорости снегонакопления для каждого выделенного годового слоя с учётом плотности, поправок на адвекцию льда и на утончение годовых слоёв и средних годовых значений изотопного состава кислорода, реконструкции температуры. Также был предложен другой способ реконструкции — восстановление скорости снегонакопления и среднесезонных значений температуры отдельно за холодный и тёплый сезоны, этот подход был применён при изучении глубокого керна с Западного плато Эльбруса (Козачек и др., 2015; Mikhalenko et al., 2015) и запатентован (Екайкин и др., 2018).

В статье рассмотрено формирование изотопных характеристик ледникового льда в пределах центрального участка Западного плато Эльбруса. Для этого одновременно в летний сезон 2013 г. выполнено неглубокое бурение в близко расположенных точках, а также бурение двух глубоких скважин в 2017 и 2018 гг. Цель статьи — показать на примере ледяных кернов, полученных на близком расстоянии друг от друга, насколько изотопные характеристики льда зависят от локальных условий снегонакопления, и рассмотреть факторы, влияющие на точность палеотемпературных реконструкций.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Западное плато Эльбруса расположено выше 5000 м над ур. моря, его площадь — около 0.5 км². С востока оно ограничено Западной вершиной Эльбруса, а на запад обрывается крутым ледопадом. Атмосферные осадки выпадают на поверхность плато исключительно в твёрдом виде, а температура фирново-ледяной толщи на глубине 10 м, где затухают сезонные колебания, составляет -17.2°C (Михаленко, 2010). Толщина льда здесь от 60 до 255 м (Лаврентьев и др., 2010). В 2004–2013 гг. на плато было пробурено несколько скважин с получением кернов фирна и льда. В сентябре 2009 г. из скважины, пробуренной на высоте 5115 м в точке с координатами $43^{\circ}20'53.9''$ с.ш. и $42^{\circ}25'36.0''$ в.д. (рис. 1), получен непрерывный керн длиной 181.8 м от поверхности до ложа ледника (Mikhalenko et al., 2015).

В 2013 г. в этом же месте пробурена скважина до глубины 20.57 м (С–1) и две неглубокие скважины в 30 м (глубиной 5.08, керн С–2) и в 60 м к востоку (глубиной 5.5 м, керн С–3) от этой точки.

В 2017 г. получен ледяной керн С–4 длиной 23.7 м в точке максимального снегонакопления на Западном плато Эльбруса. В 2018 г. выполнено бурение в точке, расположенной между участками бурения керна № 1 2013 г. и керна 2017 г. (см. рис. 1), и получен ледяной керн С–5 длиной 35.95 м. Определение плотности выполнено весовым методом для каждого керна, значения плотности использовались для перевода шкалы глубин в мм водного эквивалента (далее мм в.экв.). Ледяные керны упаковывались в термос-ящики и транспортировались в замороженном состоянии.

В условиях холодной лаборатории Института географии РАН при температуре воздуха -25°C выполнено описание кернов и отобраны образцы с разрешением 5 см. Образцы льда растапливались при комнатной температуре, переливались в полипропиленовые пробирки и герметизировались лентой парафильм. Изотопный анализ выполнен в лаборатории ЛИКОС ААНИИ на изотопном анализаторе Picarro L2130-i. Для нормализации измеренных значений $\delta^{18}\text{O}$ использовалась линейная регрессия по измеренным одновременно с образцами внутренним лабораторным и международным изотопным стандартам. Точность измерений оценивалась по повторным измерениям одних и тех же образцов в разных сериях измерений, воспроизводимость составила 0.06‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и 0.30‰ для $\delta^2\text{H}$.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда Западного плато во всех изученных кернах в целом варьируют от -4.3 до -30.27‰ и от -18.7 до -228.7‰ соответственно, обнаруживая хорошо выраженную сезонность. Лёд трёх неглубоких кернов, полученных одновременно на Западном плато летом 2013 г., имеет близкий диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ (от 22 до 26‰), среднее значение для всех трёх кернов составило -15.2‰ . В изотопных характеристиках верхней части кернов, охватывающих летний период 2013 г. и зимний период 2012/13 г., отчётливо прослеживается разный характер накопления снега — в керне С–3 наиболее проявлен сигнал изотопно-лёгких зимних снегопадов, горизонт которых в кернах С–1 и С–2 имеет меньшую мощность (рис. 2).

При переходе в масштаб водного эквивалента заметно несовпадение пиков $\delta^{18}\text{O}$ на общей шкале глубин, обусловленное локальными различиями в накоплении снега на Западном плато (рис. 3, а–в). Зимний сезон 2012/13 г. в керне С–3 по зна-

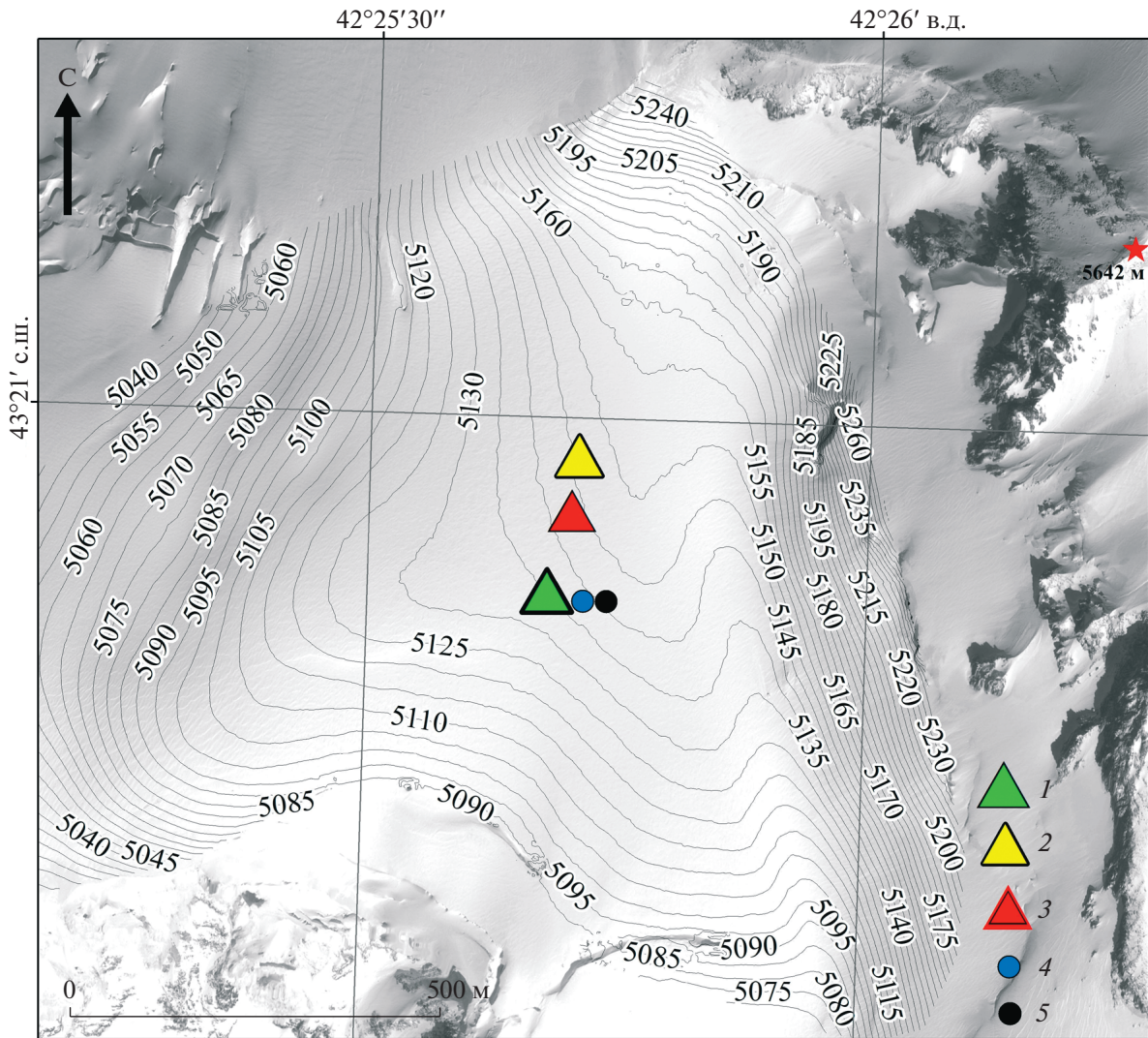


Рис. 1. Точки бурения на Западном плато Эльбруса с получением ледяного керна: 1 – С–1 (2013 г.); 2 – С–4 (2017 г.); 3 – С–5 (2018 г.); 4 – С–2 (2013 г.); 5 – С–3 (2013 г.).

Fig. 1. Drilling site on the Western plateau of Elbrus and obtained ice core: 1 – С–1 (2013); 2 – С–4 (2017); 3 – С–5 (2018); 4 – С–2 (2013); 5 – С–3 (2013).

чениям $\delta^{18}\text{O}$ выделяется на глубинах 239–1243 мм в.экв.; таким образом аккумуляция зимнего периода составила 1004 мм в.экв. Этот же сезон в керне 1 выделен на глубинах 239–913 мм в.экв., т.е. здесь слой зимней аккумуляция был меньше на 330 мм в.экв. Разница между мощностями слоя зимней аккумуляции в керне С–2 и С–3 составила 190 мм в.экв. Добавив величину разницы в шкалу глубин для каждого из кернов, можно увидеть хорошее соответствие изотопных кривых между собой (см. рис. 3, з). Таким образом, в пределах локального участка Западного плато перераспределение выпавшего снега в зимний сезон 2012/13 г. составило 330 мм в.экв. – это примерно 20% средней годовой аккумуляции.

Неравномерное по площади накопление снега создаёт седиментационный шум в изотопной записи. В керне С–1 при относительно меньшей мощности зимнего слоя 2012/13 г. отмечены самые высокие величины $\delta^{18}\text{O}$, а в керне С–3 – и максимальная мощность зимнего слоя и наименьшие величины $\delta^{18}\text{O}$ (см. рис. 2), что связано с перемещением зимнего снега на поверхности плато. В летний сезон 2012 г. в керне С–3 также отмечено повышенное накопление по сравнению с керном 1 и 2 и занижение значений $\delta^{18}\text{O}$. Это связано, скорее всего, с относительно большим накоплением переметённого снега, выпавшего в осенний период, который при осреднении был отнесён к летнему сезону.

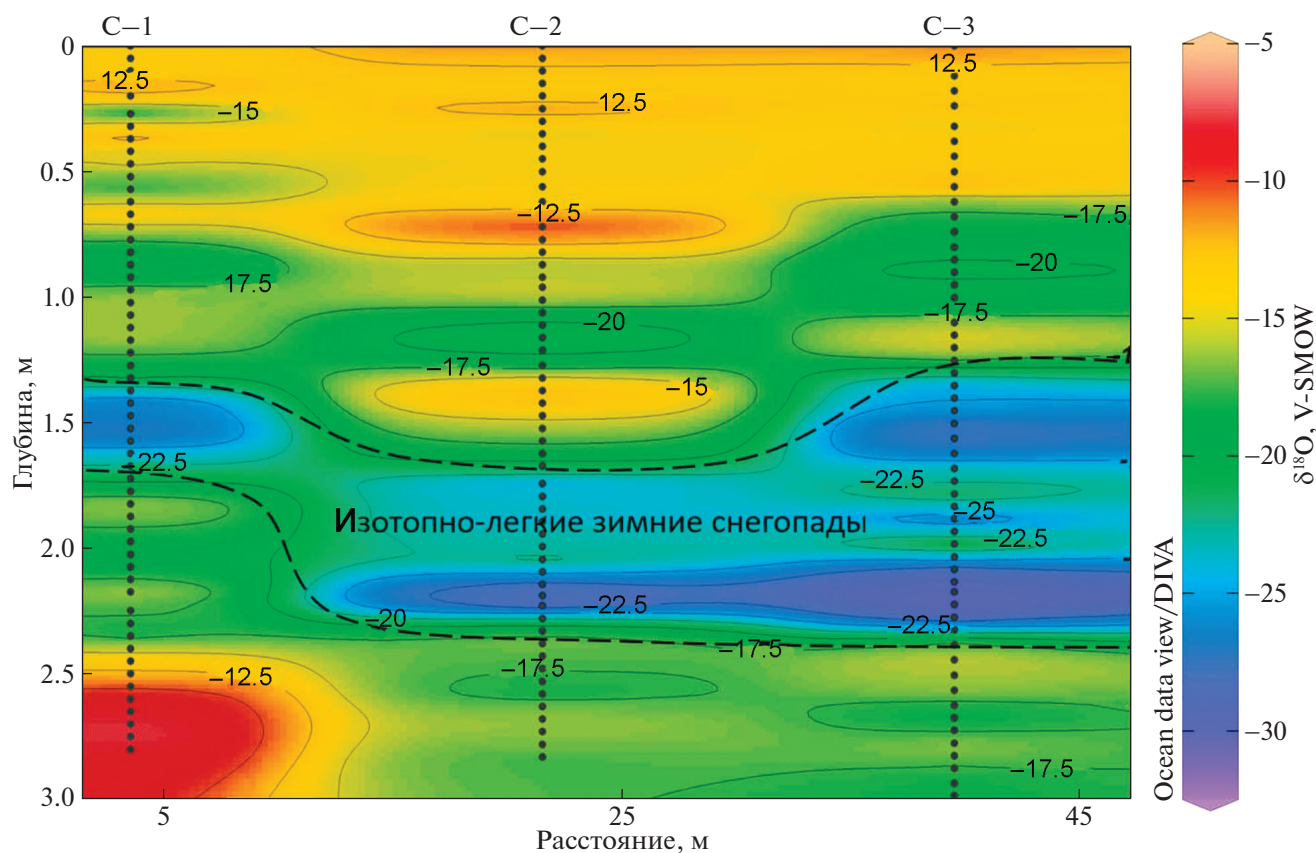


Рис. 2. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ в фирне зимнего сезона 2012/13 г. в трёх кернах (С–1, С–2 и С–3). Бурение выполнено летом 2013 г.

Fig. 2. The $\delta^{18}\text{O}$ values in the firn of the winter season 2012/13 in three cores (C–1, C–2 and C–3). Drilled in the summer of 2013.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ льда керна С–4, полученного в 2017 г. в точке максимального снегонакопления (Лаврентьев и др., 2022), варьируют от -5.31 до -30.21‰ . В керне выделено 6 годовых циклов по значениям $\delta^{18}\text{O}$ (границы сезонов определялись исходя из среднего значения $\delta^{18}\text{O} = -15.2\text{‰}$), в нижней части керна сезоны накопления соответствуют сезонам, выделенным в верхней части керна С–1 2013 г. (холодные сезоны 2012/13 и 2011/12 гг., и тёплый сезон 2012 г., см. рис. 3). Повышенное снегонакопление в точке бурения 2017 г. (кern С–4) приводит к изменению изотопного сигнала сезонных горизонтов льда относительно керна С–1. Так, холодный сезон 2012/13 г. характеризуется значениями $\delta^{18}\text{O}_{\text{ср}} = -20.5\text{‰}$ и слоем сезонной аккумуляции в 891 мм в.экв., этот же сезонный слой в керне С–1 2013 г. характеризуется величиной $\delta^{18}\text{O}_{\text{ср}} = -19.3\text{‰}$ при мощности слоя 672 мм в.экв. В керне С–5 2018 г. значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от -4.3 до -30.27‰ . В керне выделено 14 годовых слоёв, часть из которых соответствует годовым слоям в кернах 2017 и 2013 гг. (см. рис. 4).

Сопоставление средних величин $\delta^{18}\text{O}$ для одних и тех же сезонов, выделенных в трёх кернах,

показало разницу в среднесезонных величинах $\delta^{18}\text{O}$ и мощностях слоя сезонной аккумуляции (табл. 1). Очевидно, что среднесезонное значение $\delta^{18}\text{O}$ зависит от мощности слоя, поскольку осредняются все значения внутри выделенных границ. Ожидается, что уменьшение слоя зимней аккумуляции из-за ветрового сноса выпавшего снега должно приводить к увеличению среднесезонной величины $\delta^{18}\text{O}$ (когда уменьшается доля зимнего снега с самыми низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$). Однако при сопоставлении холодных сезонов за несколько лет наблюдений между величиной аккумуляции и среднесезонной $\delta^{18}\text{O}$ не отмечено связи. Так, увеличение слоя сезонной аккумуляции холодного сезона 2016/17 г. в керне С–4 в два раза по сравнению с керном С–5 не только не привело к понижению среднесезонной величины $\delta^{18}\text{O}$ в керне С–4, а наоборот, проявилось в более высоком значении $\delta^{18}\text{O}$ (см. табл. 1). Это говорит о том, что перемещение снега на поверхности плато является важным фактором формирования изотопной записи, и ветровому перемещению подвергаются не только зимние осадки, но и снегопады осенних и весенних периодов. Для тёплых

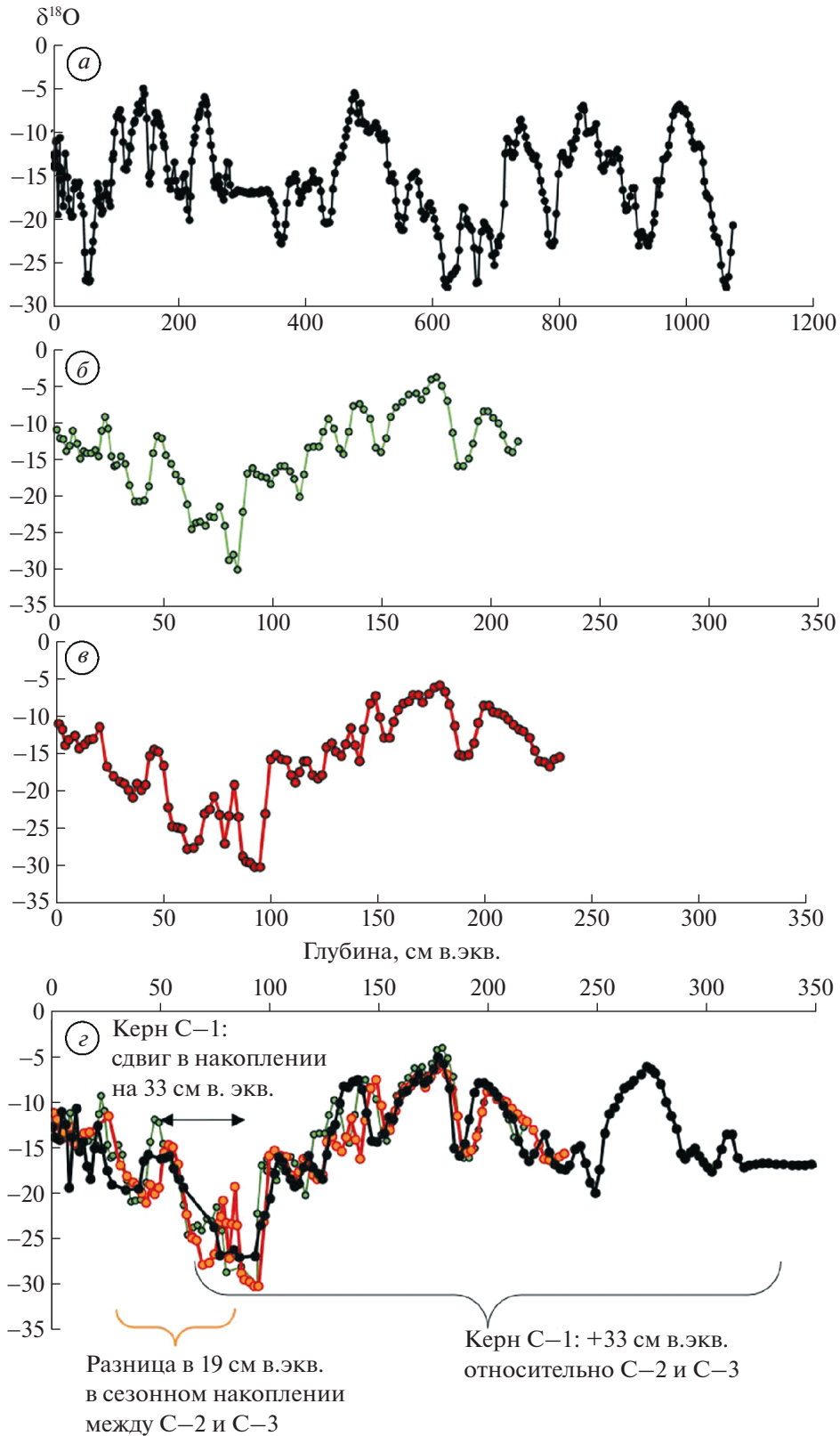


Рис. 3. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ в керне С-1 (а); С-2 (б); С-3 (в) по глубине и сопоставление изотопной записи по всем трём кернам с учётом различий в аккумуляции (г).

Fig. 3. Distribution of $\delta^{18}\text{O}$ values in cores С-1 (а); С-2 (б); С-3 (в) with depth and aligning of isotopic records for all three cores, taking into account differences in accumulation (г).

Таблица 1. Среднесезонные величины $\delta^{18}\text{O}$ и мощности слоя аккумуляции в одновременных горизонтах трёх кернов Западного плато

Сезон	Керн С–5		Керн С–4		Керн С–1		Керн С–1 границы по NH_4^+	
	$\delta^{18}\text{O}$, ‰/слой аккумуляции, мм водного эквивалента							
Холодные сезоны								
2007–08	–20.99	678			–19.69	575	–20.69	330
2008–09	–20.15	550			–19.84	247	–18.02	274
2009–10	–20.32	1589			–21.19	1720	–22.54	1250
2010–11	–17.67	1046			–17.2	1853	–17.52	1540
2011–12	–21.62	319			–16.62	322	–16.34	370
2012–13	–21.37	867	–20.52	891	–19.31	672	–20.35	480
2013–14	–17.87	539	–18.24	833				
2014–15	–20.74	755	–22.50	1036				
2015–16	–22.29	745	–22.88	979				
2016–17	–22.32	314	–20.83	639				
Тёплые сезоны								
2008	–11.59	938			–11.64	977	–13.22	1167
2009	–10.54	518			–11.52	523	–13.13	766
2010	–11.94	1241			–10.38	909	–12.65	1374
2011	–9.95	612			–9.56	350	–12.71	717
2012	–10.23	958	–11.37	1131	–10.19	883	–10.09	865
2013	–12.32	973	–12.62	734				
2014	–9.88	1378	–10.13	1411				
2015	–9.51	663	–10.66	1092				
2016	–10.91	1346	–11.35	1114				

сезонов заметен некоторый тренд уменьшения сезонной величины $\delta^{18}\text{O}$ при увеличении аккумуляции, скорее всего связанный с тем, что перемещается по поверхности плато снег переходных периодов от тёплого к холодному сезону; таким образом, слои большей мощности содержат больше осенних/весенних снегопадов, что понижает среднее значение $\delta^{18}\text{O}$. Для летнего сезона ожидается гораздо меньшее ветровое перераспределение из-за более высоких температур выпадения снега, в результате чего поверхностный снег имеет большую влажность и меньше перемещается по поверхности после отложения.

Хорошо заметно, что разница в слое аккумуляции и среднесезонных величинах $\delta^{18}\text{O}$ между С–1, С–4 и С–5 значительна, и в отдельные сезоны максимальные различия могут достигать 1.79 м в.экв. и 5‰ соответственно. При 5-летнем осреднении полученных значений для холодного периода абсолютная разница в значениях $\delta^{18}\text{O}$ между

кернами С–1 и С–5 (2008–2013 гг.) составила 1.38‰.

Полученные сезонные значения $\delta^{18}\text{O}$ льда плохо коррелируют с температурами воздуха на метеостанции в долине (станция Клухорский перевал), как для холодных ($r = -0.4$), так и для тёплых ($r = 0.46$) сезонов, если за тёплый сезон принимать период с мая по октябрь, а за зимний – с ноября по апрель. Такое выделение сезонов выполнено в работе (Козачек и др., 2015). Это связано, вероятно, с нарушениями температурного градиента долина–вершина и с проблемой неравномерности накопления снега в пространстве и во времени. Периоды выпадения осадков на ледниках не совпадают с зафиксированными датами выпадения осадков на долинных станциях, кроме того, количество выпадающего снега на склонах Эльбруса характеризуется большой межгодовой изменчивостью.

ОБСУЖДЕНИЕ

Любая интерпретация изотопного состава кислорода как косвенного показателя температуры требует концептуальной модели, подкреплённой эмпирическими данными. Модель рэлеевской дистилляции связывает вариации $\delta^{18}\text{O}$ атмосферных осадков с температурой воздуха в высоких широтах (Dansgaard, 1964). Интерпретация вариации $\delta^{18}\text{O}$ в ледяных ядрах основана на эмпирической корреляции между наблюдаемыми значениями $\delta^{18}\text{O}$ осадков и температурой приземного воздуха в районе исследований (на ближайших станциях) или в точке бурения (Jouzel et al., 1997; Petit et al., 1999; Yu et al., 2020; Marcle, Steig, 2022). С одной стороны, важна согласованность температурного сигнала на большой высоте и в долине, а с другой стороны надо учитывать, что абсолютные значения $\delta^{18}\text{O}$ осадков в долине и величин $\delta^{18}\text{O}$ ледникового льда различаются из-за разницы абсолютных высот и фаз осадков.

Для корректных палеотемпературных реконструкций необходимо учитывать, насколько климатический сигнал не нарушен. Несколько процессов влияют на изотопный состав снега после его отложения на поверхности ледника, таким образом создавая не климатический шум в изотопной записи ледяных ядер. Неравномерное отложение, вызванное ветром и неровностями поверхности, наряду с пространственным перераспределением, служит основным вкладом неклиматической дисперсии (“стратиграфический шум”) (Fisher et al., 1985). Сильный ветер может удалить целые сезоны из изотопной записи (Fisher et al., 1983).

Кроме того, на климатический сигнал оказывает влияние неравномерность выпадения осадков во времени (Sime et al., 2009, 2011; Persson et al., 2011). После осаджения на изотопный состав поверхностных слоёв может влиять обмен паров с атмосферой посредством процессов сублимации–конденсации (Steen-Larsen et al., 2014); дополнительный компонент изменений после накопления снега может представлять собой диффузия пара в фирне (Waddington et al., 2002; Neumann, Waddington, 2004; Town et al., 2008). Диффузия водяного пара в фирновых порах сглаживает изотопные колебания в сезонном и межгодовом (а возможно и в более длительном) масштабе в зависимости от скорости снегонакопления (Johnsen, 1977; Whillans, Grootes, 1985; Cuffey, Steig, 1998; Johnsen et al., 2000).

Пренебрегая для Западного плато влиянием сублимации и диффузии, которое важно для районов с низкими скоростями аккумуляции, можно сказать, что общая валидность изотопной записи по ледниковым ядрам зависит от трёх факторов – погрешностей аналитических определений, погрешности, связанной с потерей сигнала во льду

из-за ветрового переотложения снега (седиментационный шум), и погрешности, связанной с выделением годовых и сезонных слоёв в ядре и неравномерностью выпадения осадков внутри сезона (шум определения). Если погрешности измерения представляют отклонение результата измерений от истинного (действительного) значения измеряемой величины и её можно рассчитать на основе повторных измерений и величины неопределённости изотопных стандартов, то погрешности шума в изотопной записи – это скорее неопределённость в прямом понимании этого слова. Это та потеря изотопного сигнала, которую мы не можем определить, поскольку изменчивость изотопных параметров может быть продиктована как шумом, так и естественной межгодовой вариабельностью. Поэтому мы можем только сравнить значения, полученные в дублирующих и близко расположенных ядрах и вычислить абсолютную разницу, которую в данном случае можно считать неопределённостью, влияющую на реконструкцию климатического сигнала.

Седиментационный шум. Западное плато было выбрано как оптимальная точка для бурения из-за морфологии поверхности, которая подвержена меньшему ветровому сносу выпадающего снега по сравнению с Восточной вершиной или ледниками, располагающимися на склонах Эльбруса ниже 5000 м. Однако и здесь ветровое перемещение снега существенно. Для горных ледников, особенно с высокими скоростями аккумуляции, изменения в снегонакоплении могут значительно влиять на реконструкции температур по сезонным значениям $\delta^{18}\text{O}$, поскольку величины $\delta^{18}\text{O}$ сезонов зависят от мощности слоя.

Отношение сигнал/шум для ледниковых ядер Западного плато можно оценить по фирновой толще, соответствующей одному году накопления в ядрах C–1, C–2 и C–3, поскольку она имеет близкую мощность в трёх ядрах, слои залегают от поверхности и относятся к одному сезону накопления. Упрощённый расчёт согласно (Münch et al., 2015), в котором за седиментационный шум понимается средний стандартный разброс по горизонтали между ядрами относительно вариаций по глубине, выполняется по формуле:

$$\text{SNR} = \frac{\sigma_{v(C-1)} - \sigma_{l(C-1-2-3)}}{\sigma_{v(C-1)} + \sigma_{v(C-3)}}, \quad (1)$$

где SNR – отношение сигнал/шум (signal-to-noise ratio); σ_v – стандартный разброс значений по глубине (вертикальный); σ_l – стандартный разброс значений по простиранию (латеральный) для каждого горизонта; индексы C–1, C–2 и C–3 – рассматриваемые ледниковые ядра. Такой расчёт показал отношение сигнал/шум ≈ 1.8 (по сло-

ям мощностью 5 см), что означает преобладание климатического сигнала над седиментационным шумом на фоне большой вариативности значений $\delta^{18}\text{O}$ внутри одного года.

Для кернов С–1, С–4 и С–5, при рассмотрении вариации среднезимних величин $\delta^{18}\text{O}$ и слоя аккумуляции (см. табл. 1), отношение сигнал/шум для величин $\delta^{18}\text{O}$ составило ≈ 1.5 , а для величины слоя аккумуляции ≈ 2.4 . Это говорит о том, что шум в изотопной записи обусловлен не только ветровым перемещением, которое влияет на изменение слоя аккумуляции, но и дополнительными факторами, влияющими на значения $\delta^{18}\text{O}$ в межгодовом масштабе.

Для Приэльбрусья в последнее столетие отмечается высокая межгодовая изменчивость климатических параметров, а также изменения доли весенних/осенних снегопадов. Средняя многолетняя годовая сумма осадков по данным наблюдений на станции Терскол составляет около 950 мм, почти треть из их выпадает за три летних месяца, и около 56% осадков выпадает в сентябре–октябре и апреле–мае (Рототаева и др., 2019). С 1950 г. по настоящее время дважды происходила смена климатических условий, характеризующихся разнонаправленными аномалиями температуры воздуха и сезонного количества осадков. Период с 1950 по 1980 г. характеризовался положительными аномалиями температур воздуха и рекордными отрицательными аномалиями осадков, особенно летом и осенью. В период 1960–90-х годов отмечалось значительное похолодание и высокая изменчивость зимних и летних осадков, на фоне увеличения снежности зим. В период с конца 1990-х до 2017 г. отмечен рост летней температуры, резко увеличились зимние осадки, также для этого периода отмечалась высокая аномалия весенних осадков (Рототаева и др., 2019). Это приводит к тому, что границы сезонов по глубине ледниковых кернов будут менять своё положение относительно наиболее изотопно-лёгких зимних и изотопно-тяжёлых летних слоёв. Осеннее и весеннее накопление снега и его высокая межгодовая изменчивость добавляют шум “определения” к седиментационному шуму.

Проблема седиментационного шума частично решается осреднением. По кернам прибрежных частей Антарктиды и Гренландии, где годовая аккумуляция значительно выше, чем во внутренних районах и превышает 200 мм в.экв., была установлена сильная обратная корреляция между шумом в изотопной записи и скоростью аккумуляции (Fisher et al., 1985). Дублирующее бурение нескольких кернов позволило сделать грубую оценку необходимого осреднения для снижения шума до уровня климатического сигнала, которое составило 3–5 лет. Для альпийского ледника Коле Гнифетти (4450 м) установлено, что негатив-

ный эффект седиментационного шума (сильный ветровой снос осадков) в изотопной записи уменьшается при осреднении в 5 и 10 лет (Bohleber et al., 2018). Осреднение сезонных значений $\delta^{18}\text{O}$ за 5 лет по периодам 2007–2012 и 2012–2017 гг. (см. табл. 1) показало, что для летних сезонов абсолютная разница в среднесезонных величинах $\delta^{18}\text{O}$ невелика, а для зимних заметна. Между С–5 и С–1 для периода 2008–2013 гг. она составила 1.4‰, но между С–5 и С–4 для периода 2013–2017 гг. была крайне незначительна (0.1‰).

Шум определения. Неправильное проведение границы зимнего и летнего сезонов может перекрыть климатический сигнал, зафиксированный в ледниковом керне. Это шум определения, связанный с тем, что стратиграфические горизонты снега (или льда), по которым происходит разделение на сезонную аккумуляцию, не привязаны к календарным датам (Jouzel et al., 1997). Среднесезонные величины $\delta^{18}\text{O}$ и аккумуляции для холодного и тёплого периодов сильно зависят от учёта весеннего и осеннего накопления, которое на Западном плато очень существенно. И если седиментационный шум может быть преодолен осреднением, то проблема шума определения состоит из двух частей. Первая – это ошибки проведения границ сезонов. Эта проблема может быть преодолена путём использования дополнительных геохимических маркеров, таких как содержание аммония.

В керне С–1 М. Леграном (персональное сообщение) выполнено разделение на тёплые и холодные сезоны по концентрации аммония, основным источником которого служит растительность в активной фенологической фазе, соответствующей тёплому полугодю (Preunkert et al., 2019). На Западное плато (5115 м) аммоний может попадать в результате глубокой конвекции или с потоками хорошо развитой горно-долинной циркуляции. Оба явления наблюдаются в большинстве случаев в тёплую половину года. Концентрация аммония в ледяном керне максимальна в период активной конвекции, очень низкие зимние уровни NH_4^+ связаны с осадками холодного полугодия. Во льду Западного плато содержание NH_4^+ , относящегося к холодным сезонам, составляет от 0 до 100 мкг/л и возрастает до 1000–1500 мкг/л в горизонтах, отнесённых к тёплым сезонам года.

Границы тёплых сезонов, выделенные по концентрациям аммония в керне С–1, не совпадают с границами, выделенными по значениям $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 4, а), что приводит к различиям в осреднённых сезонных величинах $\delta^{18}\text{O}$ (см. табл. 1). В основном это касается среднесезонных величин тёплых периодов, поскольку в тёплые сезоны, выделенные по концентрации NH_4^+ , попадают ча-

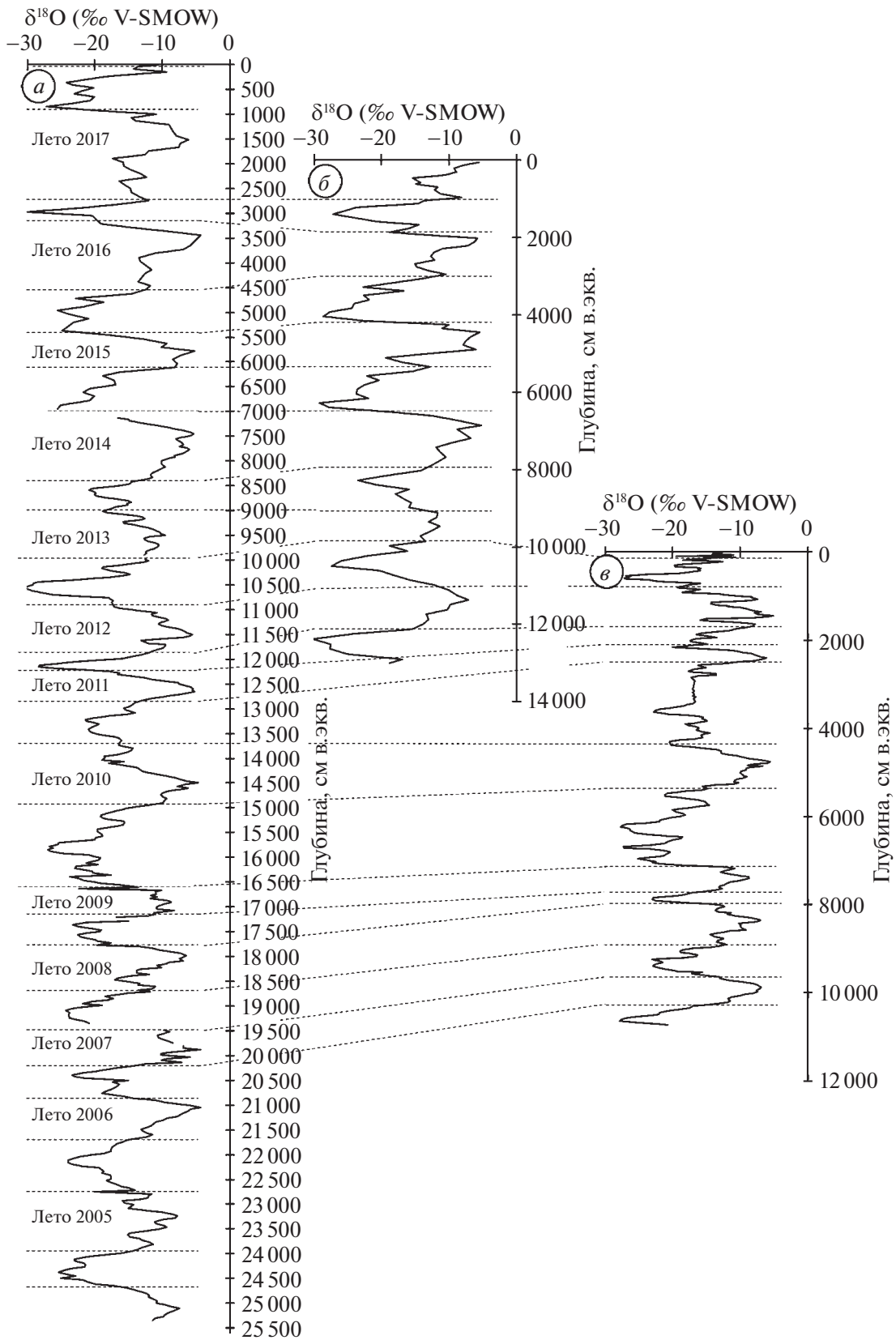


Рис. 4. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ по глубине в ядрах С-5 (а); С-4 (б) и С-1 (в).
Fig. 4. Distribution of $\delta^{18}\text{O}$ values in C-5 (a); C-4 (b) and C-1 (v) cores.

сти изотопной записи, характеризующие переход от холодного сезона к тёплому. В большинстве случаев окончание летнего сезона связано с величинами $\delta^{18}\text{O}$ около -15‰ (и совпадает с границей сезона, выделенной по $\delta^{18}\text{O}$), а начало летнего сезона согласно концентрации аммония, связано с величинами $\delta^{18}\text{O}$ около -18‰ – -20‰ .

Вторая проблема шума определения связана со сложностью привязывания изотопной записи к календарным месяцам, по которым будут восстанавливаться температуры воздуха, и с неравномерностью накопления осадков на плато. Это не переотложение выпавшего снега, а межгодовая изменчивость выпадения осадков и их количества. Как мы уже отмечали, на Эльбрусе очень высока межгодовая изменчивость осадков, кроме того, на высотах более 4000 м выпадение осадков зависит от синоптической обстановки и характера поступления воздушных масс (Тогоров et al., 2019). Неравномерное во времени выпадение снега приводит к тому, что накапливающаяся толща снега может содержать как целую серию разных снегопадов, так и может быть полностью сформирована одним снегопадом. Для того, чтобы привязать выделенные по аммонийной границе сезонов к календарным месяцам года, можно рассчитать среднемесячные величины $\delta^{18}\text{O}$ “идеальных” сезонов, используя годовую амплитуду значений $\delta^{18}\text{O}$. Сезонные и межгодовые вариации $\delta^{18}\text{O}$ во льду и фирне по глубине в целом соответствуют гармоническим колебаниям, описываемым функцией (Fisher, Koerner, 1988):

$$\delta = S \cos(2\pi z/12), \quad (2)$$

где S – годовая амплитуда колебаний $\delta^{18}\text{O}$; z – месяц года.

Расчёт выполнялся для каждого года отдельно с учётом конкретной годовой амплитуды и сопоставлялся с изотопной записью по керну C–1 с учётом мощности каждого из годовых слоёв. Выполненный расчёт показал, что границы сезонов, выделенные в керне по содержанию NH_4^+ , попадают на рассчитанные по уравнению (2) значения $\delta^{18}\text{O}$ таким образом, что тёплый сезон охватывает период с апреля по октябрь, а холодный – с ноября по март. Для некоторых лет наблюдается хорошее согласие между расчётными и фактическими среднесезонными величинами $\delta^{18}\text{O}$ по керну (рис. 5, б). Для двух зим отмечается рассогласованность поведения расчётных и фактических $\delta^{18}\text{O}$, связанная с особенностями выпадения осадков. Учитывая корректное выделение границ сезонов, погрешность за счёт неравномерного выпадения осадков внутри сезона можно оценить как абсолютные отклонения расчётных от фактических сезонных величин $\delta^{18}\text{O}$, которые достигают 3‰, а осредненные с шагом 5 лет составляют

1.7‰. Таким образом, общую величину погрешности для двух разных видов шума с осреднением 5 лет можно оценить в 2.2‰ (как корень из суммы квадратов), что составляет около 20% годовой сезонной амплитуды значений $\delta^{18}\text{O}$ во льду Западного плато (средняя разница между тёплыми и холодными сезонами ~ 10 – 11‰).

При сопоставлении расчётных величин $\delta^{18}\text{O}$ керна C–1 с температурами воздуха, зафиксированными на станции Клухорский перевал, также видна рассогласованность в сезонном ходе этих параметров (рис. 5, в). Причина заключается в том, что расчёт выполнен на основании годовой амплитуды значений $\delta^{18}\text{O}$, величина которой зависит от того, выпадали ли в течение года осадки в наиболее холодные и тёплые месяцы. Отсутствие, например, изотопно-лёгких осадков самого холодного месяца приведёт к уменьшению годовой амплитуды. Тем не менее, расчёт по уравнению (2) позволил привязать сезоны к календарным месяцам и, таким образом, рассмотреть связь значений $\delta^{18}\text{O}$ ледникового льда керна C–1 с температурами воздуха, осреднёнными за каждый из сезонов. Для тёплых периодов года отмечается связь среднесезонных значений $\delta^{18}\text{O}$ с температурами воздуха на станции Клухорский перевал ($r = 0.7$, $p = 0.1$). Для холодных периодов характерно отсутствие выраженной связи ($r = 0.3$). В холодный сезон 2011/12 г. средняя температура воздуха (-5.4°C) была наименьшей за рассматриваемый период, как и количество осадков. В керне C–1 этот сезон имеет небольшую мощность (см. табл. 1) и относительно высокие значения $\delta^{18}\text{O}$, что вызвано седиментационным шумом. С учётом более низких значений $\delta^{18}\text{O}$ этого сезона в керне C–4 и таким образом полной сезонной амплитуды расчётное значение по уравнению (2) даёт величину $\delta^{18}\text{O}$ сезона = -22.6‰ . Подобное значение было характерно для холодного сезона 2009/10 г. (-22.54‰ , см. табл. 1), когда средняя температура воздуха составляла -0.88°C . Таким образом, при принципиально разных температурных условиях сезонов изотопная характеристика льда у них одинаковая. В сезон 2009/10 г. на фоне высокого снегонакопления в кернах фиксируются низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (см. табл. 1) при относительно мягких температурных условиях на метеостанции. Вероятнее всего, в зимние сезоны на Эльбрус возможно вторжение воздушных масс, изотопный состав водяного пара которых значительно истощён в ходе рэлеевской конденсации. Поэтому температуры воздуха на метеостанции в холодные сезоны не коррелируют с изотопными характеристиками льда. Эта гипотеза выдвигалась как основная для объяснения отсутствия связи $\delta^{18}\text{O}$ – T в ледниковом керне с Западного плато, полученного в 2009 г. (Козачек и др., 2015). Таким образом, для Западного плато

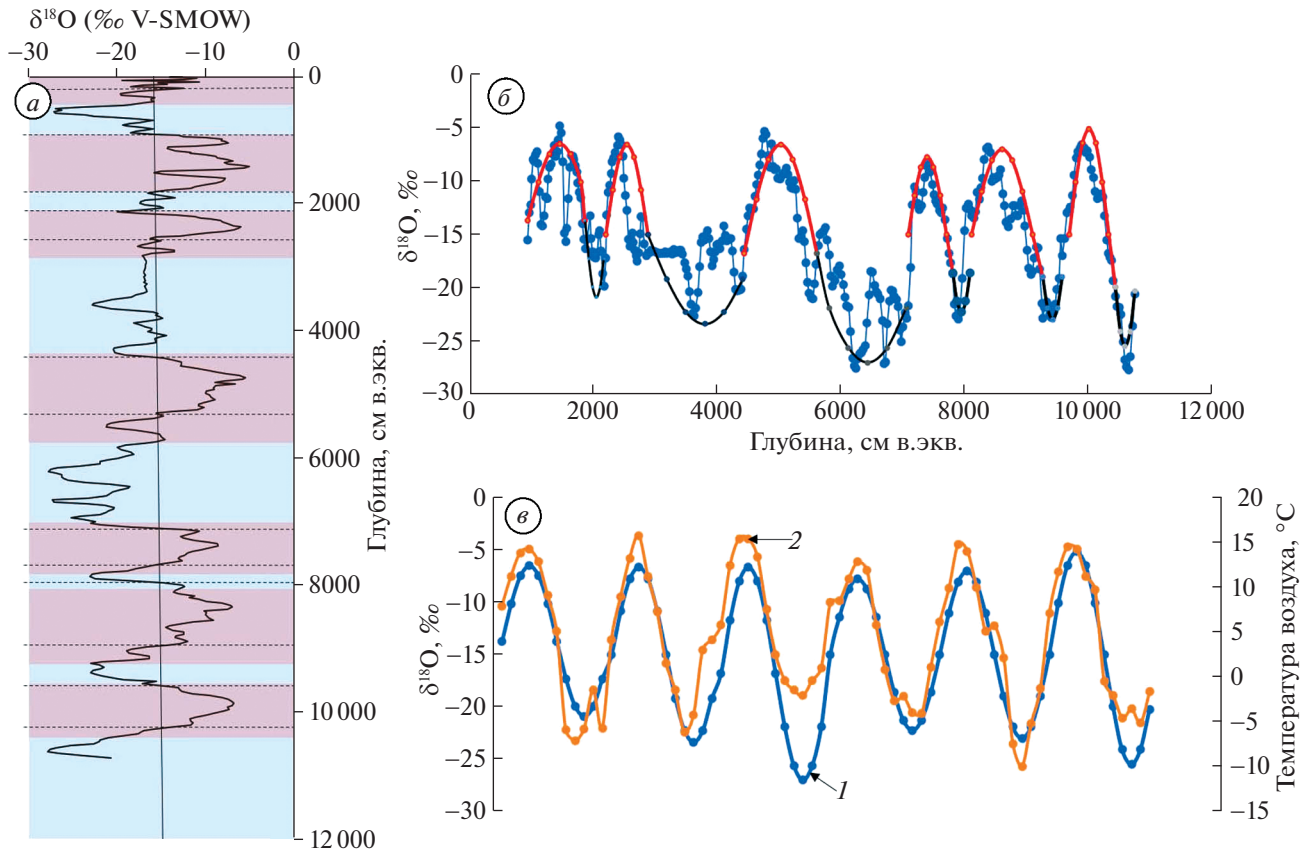


Рис. 5. Положение границ сезонов (а) в керне С–1, выделенных с использованием концентрации аммония (цветовая заливка розовым – тёплый сезон, голубым – холодный сезон) и по значениям $\delta^{18}\text{O}$ (пунктирные линии), сопоставление расчётных среднемесячных величин $\delta^{18}\text{O}$ с изотопной записью по керну С–1 (б) и с температурами воздуха на станции Клухорский перевал: 1 – значения $\delta^{18}\text{O}$ по уравнению (1); 2 – температуры воздуха среднемесячные (по данным aisori.ru).

Fig. 5. Position of the boundaries of the seasons (a) dated by ammonium concentration (colour shading in pink – warm season, blue – cold season) and by the $\delta^{18}\text{O}$ values (dashed lines), comparison of the calculated average monthly $\delta^{18}\text{O}$ values with the C–1 core isotope record (b) and with air temperatures at Klukhorskaya Pass station (e): 1 – $\delta^{18}\text{O}$ values according to equation (1); 2 – average monthly air temperatures (according to aisori.ru data).

Эльбруса с высокими темпами аккумуляции большую роль играет межгодовая изменчивость снегонакопления в холодные периоды. В то же время выраженная корреляционная связь средних значений $\delta^{18}\text{O}$ тёплых сезонов с температурами воздуха позволяет использовать ледниковые керны Западного плато для палеореконструкций условий тёплого периода.

Для сопоставления разновременных серий изотопных данных требуется единый универсальный подход к интерпретации, и наиболее корректно начинать с проведения границ сезонов по содержанию аммония. Общая неопределённость в палеоклиматических реконструкциях по изотопному составу кислорода льда связана с седиментационным шумом, с неоднородностью на-

копления внутри сезона и с рассогласованностью с метеопараметрами на долинных станциях.

ВЫВОДЫ

Исследование пяти ледниковых кернов, полученных в пределах Западного плато Эльбруса, выполненное с высоким разрешением, показало, что формирование изотопных характеристик фирна и льда имеет особенности, которые связаны с процессами накопления и перемещения снега.

Выбор площадки для бурения имеет принципиальное значение: бурение в трёх точках Западного плато, а также дублирующее бурение двух неглубоких кернов, выполненное в один сезон, показало разницу в мощностях слоя сезонной аккумуляции. Эта разница была хорошо заметна по

выраженным пикам значений $\delta^{18}\text{O}$. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда Западного плато в изученных кер-нах в целом варьируют от -5 до -30‰ и от -18.7 до -225.8‰ соответственно, обнаруживая хорошо выраженную сезонность. Во всех кернах лёд имеет общую амплитуду вариаций значений $\delta^{18}\text{O}$, однако пики максимальных и минимальных значений не совпадают. Совмещение пиков значений $\delta^{18}\text{O}$ и приведение в единую шкалу мощности в единицах водного эквивалента позволило установить, что около 20% слоя годовой аккумуляции может быть связано с ветровым перемещением снега на поверхности Западного плато. Сопоставление изотопной записи показало, что различия в слое сезонной аккумуляции для отдельных сезонов достигают 0.3 м в.экв., при осреднении за 5 лет – 0.2 м в.экв. Абсолютные различия в среднесезонных величинах $\delta^{18}\text{O}$, связанные с седиментационным шумом, осреднённые с шагом 5 лет, составляют 1.38‰.

Для ледниковых кернов Эльбруса помимо седиментационного шума, большую роль в формировании изотопной записи играет вклад осенних и весенних снегопадов, и проведение границ сезонов приобретает большое значение. Во избежание дополнительных ошибок в палеорекострукциях по кернам ледников с высокой аккумуляцией желательнее использовать изотопный состав кислорода после того, как будут установлены границы сезонов с помощью дополнительных геохимических маркеров. Концентрация аммония позволяет сделать это наиболее точно. Неравномерность выпадения осадков внутри сезона также создаёт шум в изотопной записи. Абсолютные различия в среднесезонных величинах $\delta^{18}\text{O}$, связанные с этим видом шума и осреднённые за 5 лет, составляют 1.7‰. Таким образом, общую величину неопределённости для двух разных видов шума можно оценить в 2.2‰, что составляет около 20% годовой сезонной амплитуды значений $\delta^{18}\text{O}$ во льду Западного плато (средняя разница между величинами $\delta^{18}\text{O}$ тёплых и холодных сезонов $\sim 10\text{--}11\text{‰}$). Изотопные характеристики зимних сезонов, выделяемых в ледниковых кернах Западного плато с помощью содержания аммония, демонстрируют слабую связь с температурами воздуха, а для тёплых сезонов получена высокая положительная корреляция с температурами воздуха на станции Клухорский перевал ($r = 0.7$, $p = 0.1$), что позволяет использовать ледниковые керны Западного плато для палеорекострукций условий тёплого периода.

Благодарности. Работа выполнена в рамках Мегагранта (Соглашение № 075-15-2021-599 от 08.06.2021) “Палеоэкологические реконструкции как ключ к пониманию прошлых, текущих и бу-

дущих изменений климата и окружающей среды в России”. Изотопный анализ образцов льда выполнен в рамках Государственного задания Института географии РАН No FMGE-2019-0004.

Acknowledgements. The study was supported by the Megagrant project (agreement № 075-15-2021-599, 8.06.2021) “Paleoecological Reconstructions as a Key to Understanding Past, Current, and Future Climate and Environmental Changes in Russia”. Isotope analysis were done within the framework of State Assignment no. FMGE-2019-0004 for the RAS Institute of Geography.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Екайкин А.А., Козачек А.В., Михаленко В.Н. Способ восстановления рядов метеорологических характеристик по данным исследования ледяных кернов горных районов. Патент 2643706. Дата регистрации: 05.02.2018.
- Козачек А.В., Екайкин А.А., Михаленко В.Н., Липенков В.Я., Кутузов С.С. Изотопный состав ледяных кернов, полученных на Западном плато Эльбруса // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 4. С. 35–49.
- Ледники и климат Эльбруса / Отв. ред. В.Н. Михаленко. М.—СПб.: Нестор-История, 2020. 372 с
- Лаврентьев И.И., Михаленко В.Н., Кутузов С.С. Толщина льда и подлёдный рельеф Западного ледникового плато Эльбруса // Лёд и Снег. 2010. № 2. С. 12–18.
- Лаврентьев И.И., Кутузов С.С., Михаленко В.Н., Судачкова М.С., Козачек А.В. Пространственно-временная изменчивость снегонакопления на Западном плато Эльбруса (Центральный Кавказ) // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 2. С. 165–178.
- Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Торопов П.А., Владимирова Д.О., Абрамов А.А., Мацковский В.В. Гляциоклиматические исследования Института географии РАН в кратере Восточной вершины Эльбруса в 2020 г. // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 1. С. 149–160.
- Михаленко В.Н. Бурение льда близ вершины Эльбруса // Лёд и Снег. 2010. № 1 (109). С. 123–126.
- Рототаева О.В., Носенко Г.А., Керимов А.М., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Никитин С.А., Керимов А.А., Тарасова Л.Н. Изменения баланса массы ледника Гарабаша (Эльбрус) на рубеже XX–XXI вв. // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 1. С. 5–22.
- Bohleber P., Wagenbach D., Schöner W., Böhm R. To what extent do water isotope records from low accumulation Alpine ice cores reproduce instrumental temperature series? // Tellus B: Chemical and Physical Meteorology. 2013. Т. 65. № 1. P. 20148. <https://doi.org/10.3402/tel-lusb.v65i0.20148>
- Craig H. Isotopic variations in meteoric waters // Science. 1961. V. 133. № 3465. P. 1702–1703.

- Cuffey K.M., Steig E.J.* Isotopic diffusion in polar firn: implications for interpretation of seasonal climate parameters in ice-core records, with emphasis on central Greenland // *Journ. of Glaciology*. 1998. V. 44. P. 273–284.
- Dansgaard W.* Stable isotopes in precipitation // *Tellus*. 1964. V. 16. P. 436–468.
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S., Steffensen J.P., Sveinbjörnsdóttir A.E., Jouzel J., Bond G.* Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record // *Nature*. 1993. V. 364. P. 218–220.
<https://doi.org/10.1038/364218a0>
- Fisher D.A., Koerner R.M., Paterson W.S.B., Dansgaard W., Gundestrup N., Reeh N.* Effect of wind scouring on climatic records from ice-core oxygen-isotope profiles // *Nature*. 1983. V. 301. P. 205–209.
<https://doi.org/10.1038/301205a0>
- Fisher D.A., Reeh N., Clausen H.B.* Stratigraphic noise in time series derived from ice cores // *Annals of Glaciology*. 1985. V. 7. P. 76–83.
- Fisher D., Koerner R.* The effects of wind on $\delta(18O)$ and accumulation give an inferred record of seasonal δ amplitude from the Agassiz Ice Cap, Ellesmere Island, Canada // *Annals of Glaciology*. 1988. V. 10. P. 34–37.
<https://doi.org/10.3189/S0260305500004122>
- Johnsen S.J.* Stable isotope homogenization of polar firn and ice // *Isotopes and Impurities in Snow and Ice. Proceedings of the Grenoble Symposium, IAHS Publ., Grenoble, France, 1977. No. 118. P. 210–219.*
- Johnsen S.J., Clausen H.B., Cuffey K.M., Hoffmann G., Schwander J., Creys T.* Diffusion of stable isotopes in polar firn and ice: the isotope effect in firn diffusion / *Physics of ice core records*, edited by *Hondoh T.* Hokkaido Univ. Press, Sapporo, Japan, 2000. P. 121–140.
- Jouzel J., Alley R.B., Cuffey K., Dansgaard W., Grootes P., Hoffmann G., Johnsen S.J., Koster R., Peel D., Shuman C., Stevenard M., Stuiver M., White J.* Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice cores // *Journ. of Geophysical Research. Oceans*. 1997. V. 102. P. 26471–26487.
- Markle B., Steig E.* Improving temperature reconstructions from ice-core water-isotope records // *Climate of the Past*. 2022. V. 18. P. 1321–1368.
- Merlivat L., Jouzel J.* Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation // *Journ. of Geophys. Research. Oceans*. 1979. V. 84. P. 5029–5033.
- Mikhaleiko V., Sokratov S., Kutuzov S., Ginot P., Legrand M., Preunkert S., Lavrentiev I., Kozachek A., Ekaykin A., Fain 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.
<https://doi.org/10.5194/tc-9-2253-2015>
- Münch T., Kipfstuhl S., Freitag J., Meyer H., Laepple T.* Regional climate signal vs. local noise: a two-dimensional view of water isotopes in Antarctic firn at Kohlen station, Dronning Maud Land // *Climate of the Past Discussions*. 2015. V. 11. P. 5605–5649.
- Neumann T.A., Waddington E.D.* Effects of firn ventilation on isotopic exchange // *Journ. of Glaciology*. 2004. V. 50. P. 183–194.
- Sime L.C., Marshall G.J., Mulvaney R., Thomas E.R.* Interpreting temperature information from ice cores along the Antarctic Peninsula: ERA40 analysis // *Geophysical Research Letters*. 2009. V. 36. L18801.
<https://doi.org/10.1029/2009GL038982>
- Sime L.C., Lang N., Thomas E.R., Benton A.K., Mulvaney R.* On high-resolution sampling of short ice cores: dating and temperature information recovery from Antarctic Peninsula virtual cores // *Journ. of Geophys. Research*. 2011. V. 116. D20117.
<https://doi.org/10.1029/2011JD015894>
- Toropov P.A., Aleshina M.A., Grachev A.M.* Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th–21st century // *Intern. Journ. of Climatology*. 2019. V. 39. № 12. P. 4703–4720.
- Persson A., Langen P.L., Ditlevsen P., Vinther B.M.* The influence of precipitation weighting on interannual variability of stable water isotopes in Greenland // *Journ. of Geophys. Research*. 2011. V. 116. D20120.
<https://doi.org/10.1029/2010JD015517>
- Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M.* Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature*. 1999. V. 399. P. 429–436.
- Preunkert S., Legrand M., Kutuzov S., Ginot P., Mikhaleiko V., Friedrich R.* The Elbrus (Caucasus, Russia) ice core record – Part 1: reconstruction of past anthropogenic sulfur emissions in south-eastern Europe // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2019. V. 19. P. 14119–14132.
<https://doi.org/10.5194/acp-19-14119-2019>
- Steen-Larsen H.C., Masson-Delmotte V., Hirabayashi M., Winkler R., Satow K., Prié F., Bayou N., Brun E., Cuffey K.M., Dahl-Jensen D., Dumont M., Guillevic M., Kipfstuhl S., Landais A., Popp T., Risi C., Steffen K., Stenni B., Sveinbjörnsdóttir A.E.* What controls the isotopic composition of Greenland surface snow? // *Climate of the Past*. 2014. V. 10. P. 377–392.
<https://doi.org/10.5194/cp-10-377-2014>
- Town M.S., Warren S.G., von Walden P., Waddington E.D.* Effect of atmospheric water vapor on modification of stable isotopes in near-surface snow on ice sheets // *Journ. of Geophys. Research*. 2008. V. 113. D24303.
<https://doi.org/10.1029/2008JD009852>
- Waddington E.D., Steig E.J., Neumann T.A.* Using characteristic times to assess whether stable isotopes in polar snow can be reversibly deposited // *Annals of Glaciology*. 2002. V. 35. P. 118–124.
- Whillans I.M., Grootes P.M.* Isotopic diffusion in cold snow and firn // *Journ. of Geophysical Research*. 1985. V. 90. P. 3910–3918.
<https://doi.org/10.1029/JD090iD02p03910>
- Yu W., Yao T., Thompson L.G., Jouzel J., Zhao H., Xu B., Jing Z., Wang N., Wu G., Ma Y., Gao J., Yang X., Zhang J., Qu D.* Temperature signals of ice core and speleothem isotopic records from Asian monsoon region as indicated by precipitation $\delta 18O$ // *Earth and Planetary Science Letters*. 2021. V. 554. 116665.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116665>

Citation: Chizhova Ju.N., Mikhailenko V.N., Kutuzov S.S., Lavrentiev I.I., Kozachek A.V. Causes of uncertainties in paleoclimatic reconstructions based on the oxygen isotope composition of glacier ice on Elbrus (Western plateau). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (4): 473–488 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423040051

Causes of Uncertainties in Paleoclimatic Reconstructions Based on the Oxygen Isotope Composition of Glacier Ice on Elbrus (Western Plateau)

Ju. N. Chizhova^{a,b,#}, V. N. Mikhailenko^b, S. S. Kutuzov^{b,c},
I. I. Lavrentiev^b, V. Ya. Lipenkov^{b,d}, and A. V. Kozachek^d

^aInstitute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Science, Moscow, Russia

^bInstitute of Geography, Russian Academy of Science, Moscow, Russia

^cNational Research University Higher School of Economics, Moscow, Russia

^dArctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia

#e-mail: eacentr@yandex.ru

Received July 28, 2023; revised September 2, 2023; accepted October 2, 2023

A study of the isotope signature of glacial ice in the Western Elbrus Plateau (the Caucasus) was made on the basis of five ice cores obtained in different years with high resolution. It was shown that the isotopic characteristics of ice are associated with the processes of accumulation and wind scouring of snow. Three ice cores were obtained in 2013 (C–1, C–2 and C–3), one in 2017 (C–4) and one more in 2018 (C–5). Core sampling was performed with a resolution of 5 cm. Isotopic analysis was done at the CERL laboratory (AARI) using a Picarro L2130-i isotope analyzer, the accuracy was 0.06‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and 0.30‰ for $\delta^2\text{H}$. The values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ of the ice of the Western Plateau generally vary from –5 to –30‰ and from –18.7 to –225.8‰, respectively, with well-defined seasonality. Comparison of the isotope record for all cores showed that the differences in accumulation for individual seasons reach 0.3 m w. eq., differences in accumulation for individual seasons averaged over 5 years is approximately 0.2 m w. eq. The absolute differences in the average seasonal values of $\delta^{18}\text{O}$ associated with wind scouring and spatial redistribution of snow (deposition noise), averaged over 5 years, reached 1.38‰. The irregularity of precipitation amount within the season and errors in core dating are an additional contribution to non-climate variance (noise of definition). The absolute difference in the average seasonal values of $\delta^{18}\text{O}$ associated with this type of noise averaged over 5 years is 1.7‰. Thus, the total uncertainty for two different types of noise can be estimated at 2.2‰, which is about 20% of the annual seasonal amplitude of $\delta^{18}\text{O}$ values of the glacier ice in the Western Plateau (the average difference between the $\delta^{18}\text{O}$ values of warm and cold seasons is ~10–11‰). One of the problems of linking the isotope record to the annual temperature record at the weather station was solved by using ammonium concentrations for dating the C-1 ice core and calculating the “ideal” annual variation of $\delta^{18}\text{O}$ values by a cosine function of the annual amplitude. Using ammonium ion (NH_4^+) concentration each annual layer in C-1 ice core was divided into two parts associated to snow deposition in winter and in summer. It also showed $\delta^{18}\text{O}$ values associated to change of seasons. The calculation of the cosine function showed the simplified $\delta^{18}\text{O}$ values for each month of a particular year, due to which the $\delta^{18}\text{O}$ values of the season boundaries in the ice core were linked to calendar months. This assimilation allowed us to compare the obtained average seasonal values of $\delta^{18}\text{O}$ from the core with instrumental observations at the Klukhorskii Pass meteorological station. The $\delta^{18}\text{O}$ values of winter seasons have a weak relationship with surface temperatures, not only due to wind erosion, but also due to the high interannual variability of snow accumulation. At the same time, the average $\delta^{18}\text{O}$ values of the warm seasons are significantly positive correlated with surface temperature ($r = 0.7$, $p = 0.1$), so ice core $\delta^{18}\text{O}$ records can be used as a temperature proxy of the warm period.

Keywords: stable isotope of oxygen, temperature reconstruction, Caucasus, Elbrus

REFERENCES

- Ekaykin A.A., Kozachek A.V., Mikhailenko V.N. *Sposob vostanovleniya ryadov meteorologicheskikh harakteristik po dannym issledovaniya ledyanykh kernov gornyh rajonov*. Method of restoring series of meteorological characteristics from research data of mountain area ice cores. Patent 2643706. Registration date: 05.02.2018.
- Kozachek A.B., Ekaikin A.A., Mikhailenko V.N., Lipenkov V.Ya., Kutuzov S.S. Isotopic composition of ice cores obtained on the Western Plateau of Elbrus. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2015, 55 (4): 35–49 [In Russian].
- Ledniki i klimat Elbrusa. Glaciers and climate of Elbrus. Moscow, St. Petersburg: Nestor-Istoriya, 2020: 372 p. [In Russian].

- Lavrentiev I.I., Mikhalenko 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].
- Lavrentiev I.I., Kutuzov S.S., Mikhalenko V.N., Sudakova M.S., Kozachek A.V.* Spatio-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].
- Mikhalenko V.N., Kutuzov S.S., Lavrentiev I.I., Toropov P.A., Vladimirova D.O., Abramov A.A., Matskovsky V.V.* Glacioclimatic studies of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences in the crater of the Eastern peak of Elbrus in 2020. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021, 61 (1): 149–160 [In Russian].
- Mikhalenko V.N.* Ice drilling near the top of Elbrus. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2010, 1 (109): 123–126 [In Russian].
- Rototaeva O.V., Nosenko G.A., Kerimov A.M., Kutuzov S.S., Lavrentiev I.I., Nikitin S.A., Kerimov A.A., Tarasova L.N.* Changes in the mass balance of the Garabashi (Elbrus) glacier at the turn of the 20th–21st centuries. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019, 59 (1): 5–22 [In Russian].
- Bohleber P., Wagenbach D., Schöner W., Böhm R.* To what extent do water isotope records from low accumulation Alpine ice cores reproduce instrumental temperature series? *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*. 2013, 65 (1): 20148. <https://doi.org/10.3402/tellusb.v65i0.20148>
- Craig H.* Isotopic variations in meteoric waters. *Science*. 1961, 133 (3465): 1702–1703.
- Cuffey K.M., Steig E.J.* Isotopic diffusion in polar firn: implications for interpretation of seasonal climate parameters in ice-core records, with emphasis on central Greenland. *Journ. of Glaciology*. 1998, 44: 273–284.
- Dansgaard W.* Stable isotopes in precipitation. *Tellus*. 1964, 16: 436–468.
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S., Steffensen J.P., Sveinbjörnsdóttir A.E., Jouzel J., Bond G.* Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*. 1993, 364: 218–220. <https://doi.org/10.1038/364218a0>
- Fisher D.A., Koerner R.M., Paterson W.S.B., Dansgaard W., Gundestrup N., Reeh N.* Effect of wind scouring on climatic records from ice-core oxygen-isotope profiles. *Nature*. 1983, 301: 205–209. <https://doi.org/10.1038/301205a>
- Fisher D.A., Reeh N., Clausen H.B.* Stratigraphic noise in time series derived from ice cores. *Annals of Glaciology*. 1985, 7: 76–83.
- Fisher D., Koerner R.* The effects of wind on $\delta(18O)$ and accumulation give an inferred record of seasonal δ amplitude from the Agassiz Ice Cap, Ellesmere Island, Canada. *Annals of Glaciology*. 1988, 10: 34–37. <https://doi.org/10.3189/S0260305500004122>
- Johnsen S.J.* Stable isotope homogenization of polar firn and ice. In *Isotopes and Impurities in Snow and Ice. Proceedings of the Grenoble Symposium, IAHS Publ., Grenoble, France, 1977. No. 118: 210–219.*
- Johnsen S.J., Clausen H.B., Cuffey K.M., Hoffmann G., Schwander J., Creyts T.* Diffusion of stable isotopes in polar firn and ice: the isotope effect in firn diffusion. In *Physics of ice core records*, edited by Hondoh T. Hokkaido Univ. Press, Sapporo, Japan, 2000: 121–140.
- Jouzel J., Alley R.B., Cuffey K., Dansgaard W., Grootes P., Hoffmann G., Johnsen S.J., Koster R., Peel D., Shuman C., Stievenard M., Stuiver M., White J.* Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice cores. *Journ. of Geophysical Research. Oceans*. 1997, 102: 26471–26487.
- Markle B., Steig E.* Improving temperature reconstructions from ice-core water-isotope records. *Climate of the Past*. 2022, 18: 1321–1368.
- Merlivat L., Jouzel J.* Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation. *Journ. of Geophysical Research. Oceans*. 1979, 84: 5029–5033.
- Mikhalenko V., Sokratov S., Kutuzov S., Ginot P., Legrand M., Preunkert S., Lavrentiev I., Kozachek A., Ekaykin A., Fain 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. <https://doi.org/10.5194/tc-9-2253-2015>
- Münch T., Kipfstuhl S., Freitag J., Meyer H., Laepple T.* Regional climate signal vs. local noise: a two-dimensional view of water isotopes in Antarctic firn at Kohnen station, Dronning Maud Land. *Climate of the Past Discussions*. 2015, 11: 5605–5649.
- Neumann T.A., Waddington E.D.* Effects of firn ventilation on isotopic exchange. *Journ. of Glaciology*. 2004, 50: 183–194.
- Sime L.C., Marshall G.J., Mulvaney R., Thomas E.R.* Interpreting temperature information from ice cores along the Antarctic Peninsula: ERA40 analysis. *Geophys. Research Letters*. 2009, 36: L18801. <https://doi.org/10.1029/2009GL038982>
- Sime L.C., Lang N., Thomas E.R., Benton A.K., Mulvaney R.* On high-resolution sampling of short ice cores: dating and temperature information recovery from Antarctic Peninsula virtual cores. *Journ. of Geophys. Research*. 2011, 116: D20117. <https://doi.org/10.1029/2011JD015894>
- Toropov P.A., Aleshina M.A., Grachev A.M.* Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th–21st century. *International Journ. of Climatology*. 2019, 39 (12): 4703–4720.
- Persson A., Langen P.L., Ditlevsen P., Vinther B.M.* The influence of precipitation weighting on interannual variability of stable water isotopes in Greenland. *Journ. of Geophys. Research*. 2011, 116: D20120. <https://doi.org/10.1029/2010JD015517>
- Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M.* Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*. 1999, 399: 429–436.

- Preunkert S., Legrand M., Kutuzov S., Ginot P., Mikhailenko V., Friedrich R.* The Elbrus (Caucasus, Russia) ice core record – Part 1: reconstruction of past anthropogenic sulfur emissions in south-eastern Europe. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2019, 19: 14119–14132.
<https://doi.org/10.5194/acp-19-14119-2019>
- Steen-Larsen H.C., Masson-Delmotte V., Hirabayashi M., Winkler R., Satow K., Prié F., Bayou N., Brun E., Cuffey K.M., Dahl-Jensen D., Dumont M., Guillevic M., Kipfstuhl S., Landais A., Popp T., Risi C., Steffen K., Stenni B., Sveinbjörnsdóttir A.E.* What controls the isotopic composition of Greenland surface snow? *Climate of the Past*. 2014, 10: 377–392.
<https://doi.org/10.5194/cp-10-377-2014>
- Town M.S., Warren S.G., von Walden P., Waddington E.D.* Effect of atmospheric water vapor on modification of stable isotopes in near-surface snow on ice sheets. *Journ. of Geophys. Research*. 2008, 113: D24303.
<https://doi.org/10.1029/2008JD009852>
- Waddington E.D., Steig E.J., Neumann T.A.* Using characteristic times to assess whether stable isotopes in polar snow can be reversibly deposited. *Annals of Glaciology*. 2002, 35: 118–124.
- Whillans I.M., Grootes P.M.* Isotopic diffusion in cold snow and firn. *Journ. of Geophys. Research*. 1985, 90: 3910–3918.
<https://doi.org/10.1029/JD090iD02p03910>
- Yu W., Yao T., Thompson L.G., Jouzel J., Zhao H., Xu B., Jing Z., Wang N., Wu G., Ma Y., Gao J., Yang X., Zhang J., Qu D.* Temperature signals of ice core and speleothem isotopic records from Asian monsoon region as indicated by precipitation $\delta^{18}\text{O}$. *Earth and Planetary Science Letters*. 2021, 554: 116665.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116665>