

УДК 551.583.2

Изотопный состав ледяных кернов, полученных на Западном плато Эльбруса© 2015 г. А.В. Козачек^{1,2}, А.А. Екайкин^{1,3}, В.Н. Михаленко², В.Я. Липенков¹, С.С. Кутузов²¹Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург;²Институт географии РАН, Москва; ³Санкт-Петербургский государственный университет
kozachek@aari.ru**Isotopic composition of the ice cores obtained on the Western Plateau of the Mt Elbrus**A.V. Kozachek^{1,2}, A.A. Ekaykin^{1,3}, V.N. Mikhaleiko², V.Ya. Lipenkov¹, S.S. Kutuzov²¹Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg; ²Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow;³Saint-Petersburg State University*Статья принята к печати 21 сентября 2015 г.**Изменения климата, изотопный состав, Кавказ, ледяные керны, циркуляция атмосферы, Эльбрус.**Atmospheric circulation, Caucasus, climate change, Elbrus, ice cores, isotopic composition.*

Представлены результаты изотопных исследований нескольких ледяных кернов, полученных на Западном плато Эльбруса (Кавказ). В изотопном составе кернов прослеживается чёткий сезонный сигнал. Рассчитаны среднегодовые и среднесезонные значения изотопного состава и скорости снегонакопления за 89 лет (с 1924 по 2012 г.). Эти значения сопоставлены с данными метеонаблюдений в регионе и с характеристиками циркуляции атмосферы. Показано, что в тёплый период года изотопный состав зависит от температуры воздуха в регионе, а в холодный – от особенностей циркуляции атмосферы.

The results of the isotopic investigations of several ice cores obtained at the Western Plateau of Mt. Elbrus (the Caucasus) are presented. There is a distinct seasonal cycle in the isotopic composition record in these cores. Mean annual and seasonal values of the isotopic composition and accumulation rate were reconstructed for 89 years (1924–2012). These values were compared with the available regional meteorological data and the atmospheric circulation characteristics. It was shown that in the summer season the isotopic composition reflects the local temperature while in winter it depends on the atmospheric circulation.

Введение

Изучение закономерностей изменений климата — одна из актуальных задач в области наук о Земле. Регулярные метеорологические наблюдения, особенно в труднодоступных полярных и высокогорных областях, начались относительно недавно, поэтому для изучения климатических изменений в масштабах времени более 100 лет необходимы палеоклиматические исследования [45]. К одному из основных и наиболее ценных источников палеоклиматической информации относится ледяной керн. По данным его изучения уже сделаны многочисленные реконструкции климатических изменений в полярных и горных регионах в разных временных масштабах [7, 21, 29, 35, 36, 43, 44].

В настоящее время основой для реконструкции палеотемператур служит изотопный состав кислорода и водорода, которые входят в состав молекул воды ледникового льда. Связь изотопного состава осадков и температуры их формирования впервые была показана В. Дансгором в 1964 г. [15], а в 1969 г. эту зависимость впервые применили для палеоклиматических реконструкций [16]. Сейчас изотопный метод исследования ледяных кернов широко применяется для восста-

новления палеотемператур. Основные проблемы использования изотопного палеотермометра связаны с несоответствием приземной температуры воздуха температуре на уровне конденсации осадков, неравномерностью выпадения осадков по сезонам, изменением условий в местах формирования воздушных масс и рядом других факторов, полный обзор которых приведён в работе [19]. В горных регионах изотопный метод для палеоклиматических реконструкций имеет больше ограничений по сравнению с полярными регионами, так как здесь более сложная система формирования осадков, различные источники влаги и разные уровни конденсации осадков [4, 37, 39].

Предыдущие работы по изучению изотопного состава снега и льда на Кавказе проводились в зоне интенсивного таяния, что ограничивало использование изотопных данных для палеоклиматических исследований. Впервые в СССР такие работы были выполнены на Кавказе на леднике Марух [1]. Летом 1972 г. был пройден шурф глубиной 15 м на высоте 2935 м над ур. моря (все высоты в статье даны над уровнем моря). Анализ изотопного состава образцов из этого шурфа показал полное отсутствие климатического сигнала в связи с гомогенизацией изотопного профиля инфильтрующимися тальми водами. В 1980-х



Рис. 1. Схема исследуемого региона.

Цифрами обозначены метеостанции, в скобках указана высота станции над ур. моря: 1 – Минеральные Воды (315 м); 2 – Пятигорск (538 м); 3 – Кисловодск (943 м); 4 – Сочи (57 м); 5 – Сухуми (75 м); 6 – Местиа (1417 м); 7 – Самтредиа (24 м); 8 – Тбилиси (448 м); 9 – Шаджатмаз (2070 м); 10 – Терскол (2133 м); 11 – Теберда (1550 м); 12 – Клухорский Перевал (2037 м); 13 – Сулак высокогорная (2927 м)

Fig. 1. Location sketch.

Numbers denote meteorological stations, the altitude of the stations is shown in brackets. 1 – Mineral'nye Vody (315 m); 2 – Pyatigorsk (538 m); 3 – Kislovodsk (943 m); 4 – Sochi (57 m); 5 – Sukhumi (75 m); 6 – Mestia (1417 m); 7 – Samtredia (24 m); 8 – Tbilisi (448 m); 9 – Shadzatmaz (2070 m); 10 – Terskol (2133 m); 11 – Teberda (1550 m); 12 – Klukhorskiy Pereval (2037 m); 13 – Sulak (2927 m)

годах выполнено бурение на Джантуганском фирновом плато на высоте 3600 м [5, 38]. По результатам исследований нескольких кернов был реконструирован баланс массы ледника Джанкуат за последние 90 лет. Однако для реконструкции изменений температуры воздуха изотопные данные также оказались непригодны из-за интенсивного таяния в этой области. Изотопный состав снежной толщ на леднике Гарабаши исследовали в 1998 и 2001 гг. [2]. Установлено наличие вертикального градиента изотопного состава снега, а также отдельные случаи его отсутствия, что определялось условиями формирования осадков. Также был изучен изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$ и δD) льда в краевых частях ледника Большой Азау, позволивший оценить температурные изменения, на фоне которых протекали периодические подвижки этого ледника [3].

В 2004 г. проведено неглубокое керновое бурение на Западном плато Эльбруса (43,34778° с.ш., 42,42547° в.д.; 5115 м, рис. 1), получен керн до глубины 21,4 м и выполнен изотопный анализ образцов [9]. Отбор образцов на изотопный анализ для верхних 10 м вели с шагом 10 см, далее – с шагом 20 см. По полученным данным сделаны выводы о сохранности климатического сигнала в сезонных вариациях изотопного состава и о

перспективности глубокого кернового бурения в этом месте. В настоящей работе впервые представлены результаты непрерывных измерений изотопного состава льда, выполненных с высоким разрешением до глубины 106,7 м по керну, полученному на Кавказе в снежно-фирновой зоне льдообразования в 2009 г.

Данные и методы

Район исследований. Западное плато Эльбруса, расположенное выше 5000 м над ур. моря, служит областью питания ледников Большой Азау и Кюкюртлю. 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 толщ на глубине 10 м, где затухают сезонные колебания, составляет $-17,2$ °C [8]. Толщина льда, определённая радиолокационным методом, варьирует от 60 до 255 м [6].

Буровые работы. 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°20'53,9" с.ш. и 42°25'36,0" в.д. (см. рис. 1), получен непрерывный керн длиной 181,8 м от поверхности до ложа ледника [8]. После стратиграфического описания керн был доставлен в Москву и помещён в морозильную камеру (–20 °С) для последующей лабораторной обработки. В этой камере и были отобраны образцы для изотопного анализа, которые хранились в замороженном виде и растапливались непосредственно перед началом анализа.

Изучался изотопный состав снега, фирна и льда от поверхности до глубины 106,7 м. В верхней части керна (глубина 0–15 м) разрешение пробоотбора (длина одной пробы) составляло 15 см; на глубинах 15–70 м образцы отбирали с шагом 5 см, а ниже 70 м – с шагом 4 см. Такой отбор позволял обеспечивать 15–20 образцов на один годовой слой в зоне интенсивного утончения слоёв. В июне 2012 г. в той же точке был получен керн до глубины 12 м [28]. Цель бурения – продление рядов данных до 2012 г. Образцы отбирались с разрешением 10 см. В 2013 г. была пробурена ещё одна скважина до глубины 20,36 м. По полученному керну отобраны пробы с разрешением 5 см. Датирование керна показало, что он охватывает период с 2013 до 2008 г., что позволило составить сводный ряд изотопного состава и скорости снегонакопления начиная с 2013 г. Для анализа использовались также опубликованные данные [9] об изотопном составе неглубокого керна, полученного в 2004 г.

Измерение изотопного состава льда керна. Образцы исследовались на лазерном анализаторе изотопного состава Picarro L2120-i в Лаборатории изменений климата и окружающей среды (ЛИКОС) Арктического и Антарктического научно-исследовательского института (АНИИ). Каждый образец измерялся один раз, через каждые пять измерений образцов измеряли внутренний стандарт лаборатории, близкий по изотопному составу к значениям измеряемых образцов. Некоторые случайно выбранные образцы (10% общего числа) измеряли дважды для контроля качества измерений. Воспроизводимость результатов составила 0,06‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и 0,30‰ для δD . Всего измерено 6000 образцов. Кроме того, 600 образцов с глубин 23–42 и 158–182 м параллельно анализировались в Лаборатории изотопной гидрологии Международного

агентства по атомной энергии (МАГАТЭ, Вена). Средняя разница между измерениями ЛИКОС и измерениями МАГАТЭ составила 0,13‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и 0,83‰ для δD , что находится в пределах допустимой систематической ошибки измерений [11]. Коэффициент корреляции между измерениями в АНИИ и МАГАТЭ составил 0,9984 для $\delta^{18}\text{O}$ и 0,9989 для δD .

Датирование кернов льда. В целях сопоставления и объединения данных, полученных по разным кернам, для каждого керна рассчитывалась шкала глубины в водном эквиваленте с учётом утончения слоёв в результате уплотнения фирновой толщи и течения льда. С этой целью использовались результаты измерения плотности ледяных отложений весовым методом, а также математическая модель течения льда Дж. Ная [17, 34]. Полученный сводный изотопный профиль показан на рис. 2, а, а на рис. 2, б приведено сравнение изотопного состава кернов, полученных на Западном плато Эльбруса в разные годы. Из рис. 2, б видно, что вертикальные профили изотопного состава во всех четырёх кернах хорошо совпадают.

Для датирования кернов сезонный ход изотопного состава сопоставлялся с сезонным ходом температуры в регионе по данным метеорологических наблюдений (использовались суточные и месячные данные, полученные на метеостанциях Кавказа, данные доступны на сайте www.meteo.ru). Минимальные значения температуры в большинстве случаев наблюдаются в январе, поэтому при датировании кернов минимальные значения изотопного состава приняты соответствующими 1 января. Для корректировки и уточнения временной шкалы использовались данные по концентрации ионов аммония (NH_4^+) и янтарной кислоты ($\text{C}_4\text{H}_6\text{O}_4$), имеющие отчётливо выраженный сезонный цикл [32], а также информация по датированным слоям пыли [28] и наличию прослоек инфильтрационного льда, которые были обнаружены при стратиграфическом описании керна. Выделение годовых слоёв показано на рис. 2, а. Граница сезонов соответствует среднему значению изотопного состава ($\delta^{18}\text{O} = -15,5‰$). В связи с большой скоростью перехода значений изотопного состава от зимы к лету (см. рис. 2, в) при выделении сезонов не возникало затруднений. В данной работе под летним сезоном понимается пе-

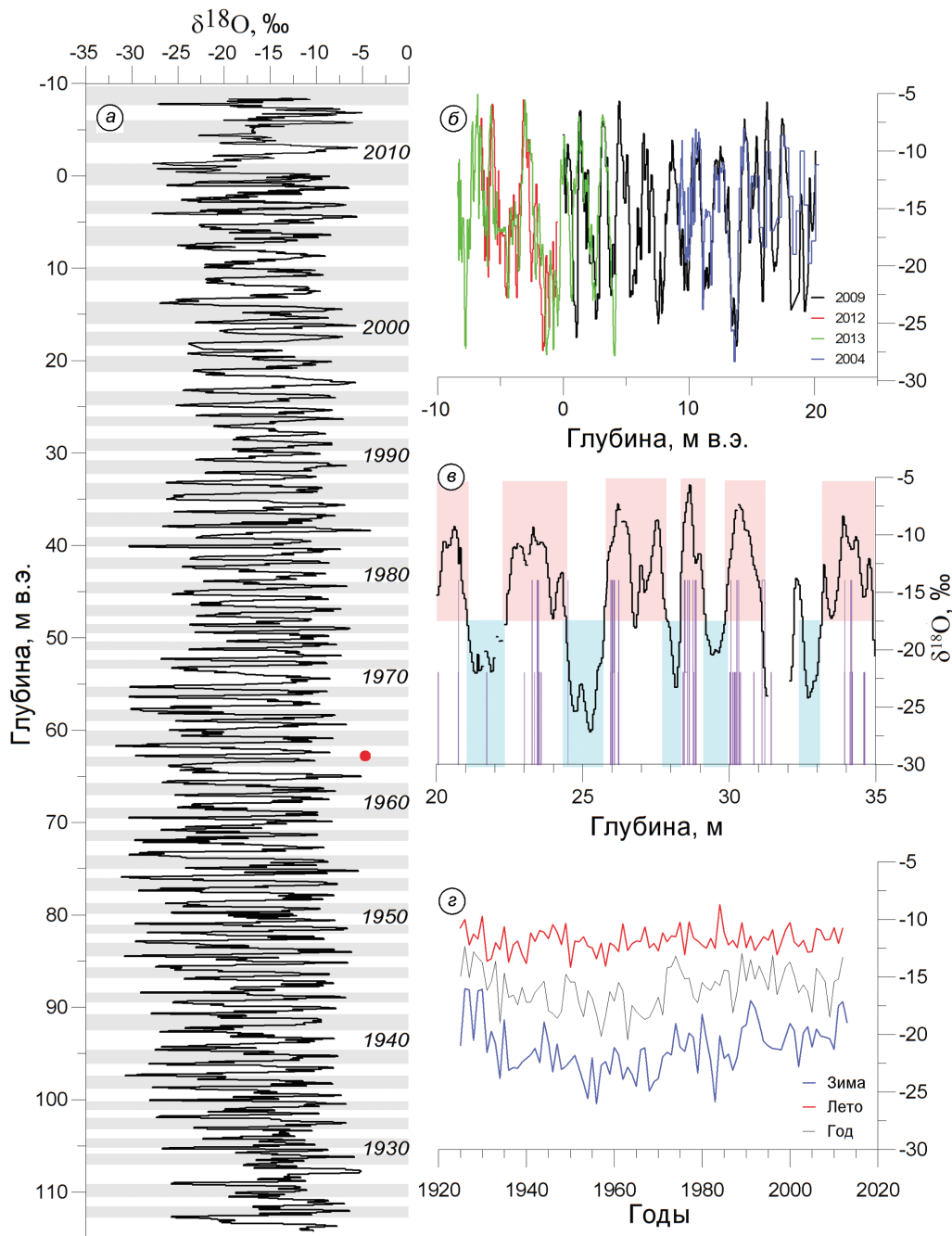


Рис. 2. Вертикальный профиль $\delta^{18}\text{O}$, пример выделения сезонных слоёв, среднегодовые и среднесезонные значения $\delta^{18}\text{O}$.

a – сводный вертикальный профиль изотопного состава по кернам скважин, пробуренных в 2004, 2009, 2012 и 2013 гг. Глубина дана в водном эквиваленте, отметка 0 м соответствует поверхности 2009 г. Годовые слои выделены серым и белым цветом, справа от графика дана датировка слоёв. Красной точкой показан слой с повышенной концентрацией трития, соответствующий 1963 г. [31]; *б* – сравнение изотопного состава четырёх кернов, полученных на Западном плато Эльбруса в разные годы; *в* – пример выделения сезонов при одновременном анализе вертикального профиля изотопного состава и информации о положении талых слоёв. Красным показан тёплый сезон (май–октябрь), синим – холодный сезон (ноябрь–апрель); *г* – среднегодовые и среднесезонные (зима/лето) значения изотопного состава

Fig. 2. Vertical profile of $\delta^{18}\text{O}$, dating example, mean annual and seasonal values of $\delta^{18}\text{O}$.

a – vertical profile of $\delta^{18}\text{O}$ of all the four cores obtained in 2004, 2009, 2012, 2013 shown on water equivalent depth scale. 0 m depth corresponds to the surface of 2009. Grey and white boxes depict annual layers, every ten years are labeled on the right. Red dot shows the layer with high tritium content that corresponds to the year 1963 [31]; *b* – comparison of the isotopic composition of the four ice cores obtained at the Elbrus Western plateau; *c* – example of the seasons allocation based on isotopic composition cycles and melt layers position. Summer season (May–October) is highlighted in red, winter season (November–April) is highlighted in blue; *d* – mean annual and seasonal values of the isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$)

риод с мая по октябрь, а под зимним — с ноября по апрель. Для удобства расчётов и представления информации на графиках период, например, с ноября 2009 г. до апреля 2010 г., будем называть «зима 2010».

В результате датирования кернов получены временные ряды изотопного состава (см. рис. 2, з). Механизм формирования изотопного состава и тенденции многолетних изменений изотопного состава на Эльбрусе в зимний и летний периоды различны, поэтому анализ данных выполнялся отдельно для летних и зимних значений. Из-за технических проблем во время бурения фрагмент керна с глубины 31,3–32,06 м был утрачен (см. рис. 2, а). Этот пропуск соответствует зиме 1999 г. и лету 1998 г. Значения изотопного состава для данных сезонов получены по керну 2004 г., однако в связи с меньшим разрешением отбора образцов точность определения для этих сезонов ниже, чем для всех остальных. По данным о толщине годовых и сезонных слоёв рассчитана скорость снегонакопления с учётом поправок на утончение слоёв в результате уплотнения и растекания. Она составляет для периода 1924–2012 гг. летом 760 мм в.э., зимой — 620 мм в.э., а в сумме за год — 1380 мм в.э.

Результаты и обсуждение

Изотопный состав. Среднее значение изотопного состава для всей исследованной части керна составило: $\delta^{18}\text{O} = -15,5\text{‰}$, $\delta\text{D} = -120\text{‰}$. Летом средние значения $\delta^{18}\text{O} = -11,80\text{‰}$, $\delta\text{D} = -77,32\text{‰}$; зимой $\delta^{18}\text{O} = -21,20\text{‰}$, $\delta\text{D} = -152,4\text{‰}$. Среднесезонные значения изотопного состава для каждого года даны в табл. 1. Уравнение линии метеорных вод для всех данных показано на рис. 3, а, а на рис. 3, б приведены линии метеорных вод для среднесезонных значений. Коэффициенты линии метеорных вод мало меняются по сезонам и при переходе от отдельных точек данных к среднесезонным значениям. Наклон линии регрессии близок к восьми, что говорит о равновесных условиях формирования осадков. В изменениях эксцесса дейтерия ($d = \delta\text{D} - 8\delta^{18}\text{O}$ [15]) сезонные колебания установлены не были, средние его значения для обоих сезонов составляют 17,1‰. Значения эксцесса дейтерия меня-

ются от 10 до 25‰. Высокие значения этого параметра показывают, что в выпадающих осадках присутствует существенная доля континентальной влаги [10]. При этом сезонные изменения эксцесса дейтерия не выражены, а минимальные и максимальные значения наблюдаются во все сезоны. Это объясняется тем, что эксцесс дейтерия не зависит от температуры в месте выпадения осадков, а определяется условиями (температура воздуха, влажность, скорость ветра) в месте формирования воздушной массы, а также траекторией её движения [31].

В работе [33] показано, что указанный на рис. 3 наклон линии регрессии не отличается от средних значений для региона по данным об изотопном составе ледяных кернов и данных Глобальной сети изотопов в осадках (GNIP — Global Network of Isotopes in Precipitation). Но свободный член уравнения или эксцесс дейтерия в образцах ледяных кернов несколько выше средних значений, что указывает на различные условия формирования воздушных масс, приносящих осадки на станции GNIP, которые расположены близко к уровню моря, и на Западное плато Эльбруса.

Изотопная диффузия. Изотопный состав ледяных кернов отличается от изотопного состава выпадающих атмосферных осадков. Одна из причин этого — диффузия изотопов в фирне и во льду [23, 25]. Мы выполнили расчёты диффузии изотопов воды для ледяного керна Эльбруса. Согласно модели [25], максимальная длина диффузии на глубине замыкания пор (55 м) составляет 5 см ледяного эквивалента (л.э.). Следовательно, диффузия не влияет на годовой цикл. При этом все колебания изотопного состава с периодом меньше 13 см л.э. (соответствует примерно 1/10 годового слоя, т.е. месячному слою накопления при равномерных осадках) будут полностью стёрты, а колебания длиной более 70 см л.э. практически не будут изменены из-за диффузии.

Сопоставление изотопного состава и скорости снегонакопления с климатическими параметрами. Чтобы понять механизм формирования изотопного состава снега в точке бурения, результаты изотопного анализа сопоставлялись с метеорологическими данными, полученными в регионе исследований, и с характеристиками циркуляции атмосферы в Северном полушарии. На рис. 4 и 5 показаны графики многолетних из-

Таблица 1. Среднесезонные значения изотопного состава ледяного керна, ‰, $\delta^{18}\text{O}$

Год	Зима		Лето		Год	Зима		Лето	
	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰		$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰
1925	-20,91	-151,81	-10,70	-70,75	1970	-23,81	-173,94	-12,75	-83,60
1926	-16,04	-112,92	-9,98	-64,93	1971	-21,95	-158,42	-11,15	-71,23
1927	-16,13	-113,50	-12,21	-81,33	1972	-21,54	-153,77	-11,94	-78,63
1928	-20,50	-148,69	-11,27	-73,24	1973	-21,78	-157,07	-11,44	-74,91
1929	-16,23	-110,00	-11,72	-76,88	1974	-19,03	-134,76	-11,51	-75,33
1930	-16,07	-110,80	-9,72	-63,28	1975	-21,09	-152,79	-10,25	-64,68
1931	-21,57	-155,67	-13,63	-89,27	1976	-21,46	-154,32	-13,07	-89,37
1932	-19,72	-141,32	-13,42	-89,56	1977	-19,85	-141,41	-10,19	-64,23
1933	-20,84	-149,95	-12,01	-78,86	1978	-20,26	-146,23	-11,62	-76,97
1934	-23,84	-173,01	-12,62	-85,29	1979	-23,35	-172,35	-11,88	-77,34
1935	-18,71	-132,40	-10,61	-67,19	1980	-18,25	-128,08	-12,24	-80,30
1936	-23,11	-169,64	-13,71	-94,25	1981	-20,40	-144,24	-12,51	-82,32
1937	-22,88	-167,22	-12,17	-80,91	1982	-22,36	-159,23	-11,65	-74,65
1938	-22,95	-165,06	-11,86	-76,18	1983	-25,86	-188,78	-12,53	-82,04
1939	-22,38	-160,66	-13,03	-87,96	1984	-20,10	-141,93	-8,70	-51,05
1940	-22,09	-158,10	-13,84	-93,34	1985	-22,08	-157,14	-11,14	-70,90
1941	-21,76	-156,79	-11,16	-73,19	1986	-21,71	-152,67	-12,22	-79,42
1942	-21,18	-152,13	-11,91	-79,38	1987	-23,10	-169,10	-11,81	-78,20
1943	-22,46	-162,60	-10,95	-71,32	1988	-21,94	-159,97	-12,47	-84,29
1944	-18,90	-134,48	-11,13	-72,17	1989	-19,42	-137,21	-10,26	-64,90
1945	-20,70	-149,50	-11,66	-75,31	1990	-19,17	-137,99	-12,46	-84,66
1946	-23,26	-170,06	-10,44	-67,39	1991	-17,04	-121,84	-11,44	-73,54
1947	-20,81	-147,78	-11,09	-71,42	1992	-17,68	-124,07	-12,72	-85,68
1948	-23,03	-166,90	-12,19	-80,06	1993	-19,01	-135,81	-12,12	-80,39
1949	-22,76	-162,94	-10,35	-65,30	1994	-20,62	-150,79	-11,50	-75,54
1950	-22,27	-161,51	-14,16	-93,53	1995	-20,98	-152,17	-11,81	-79,13
1951	-21,79	-155,85	-11,86	-78,14	1996	-21,24	-152,01	-10,88	-69,15
1952	-22,99	-165,83	-11,94	-77,57	1997	-21,26	-154,61	-13,06	-87,16
1953	-24,19	-176,44	-11,51	-74,29	1998	-21,33	-155,04	-10,23	-69,80
1954	-25,56	-186,72	-12,34	-81,18	1999	-21,27	-154,08	-10,92	-70,69
1955	-22,03	-159,66	-12,46	-81,08	2000	-19,04	-133,95	-10,27	-63,98
1956	-26,00	-190,23	-13,41	-90,32	2001	-19,66	-140,54	-11,98	-79,45
1957	-22,66	-161,58	-12,05	-79,64	2002	-22,78	-165,44	-12,34	-82,80
1958	-22,36	-161,69	-14,05	-95,48	2003	-19,87	-141,46	-11,81	-75,64
1959	-23,45	-170,45	-12,05	-78,02	2004	-19,29	-136,41	-12,85	-83,82
1960	-21,11	-150,91	-12,29	-81,03	2005	-21,10	-150,11	-12,80	-83,96
1961	-21,73	-157,70	-12,79	-84,64	2006	-19,51	-134,49	-10,80	-68,80
1962	-23,89	-173,10	-10,36	-65,36	2007	-20,13	-144,18	-10,95	-69,71
1963	-22,82	-166,36	-12,71	-85,30	2008	-20,23	-143,86	-11,79	-77,62
1964	-23,45	-172,14	-12,12	-80,20	2009	-20,37	-147,48	-11,73	-76,44
1965	-24,52	-178,11	-11,89	-78,56	2010	-21,28	-154,42	-10,71	-67,77
1966	-21,32	-154,01	-11,92	-78,99	2011	-17,48	-122,04	-12,09	-80,08
1967	-21,17	-151,51	-10,63	-70,08	2012	-17,15	-119,62	-10,77	-67,84
1968	-24,91	-182,84	-12,44	-81,48	2013	-18,96	-135,91		
1969	-24,10	-175,52	-12,09	-81,99					

менений значений изотопного состава, скорости снегонакопления, количества осадков, средней за сезон температуры воздуха и индекса NAO для тёплого и холодного сезонов. Для каждого из сезонов рассчитаны парные коэффициенты корреляции между параметрами. Результаты расчётов представлены в табл. 2. Проанализируем полученные зависимости.

Для определения источников формирования влаги и путей движения воздушных масс, приносящих осадки в район исследования, использована модель FLEXPART, которая позволяет рассчитать траектории движения отдельных частиц воздуха на основе анализа вертикальной и горизонтальной составляющих ветра, получаемых по сетке климатических данных, и па-

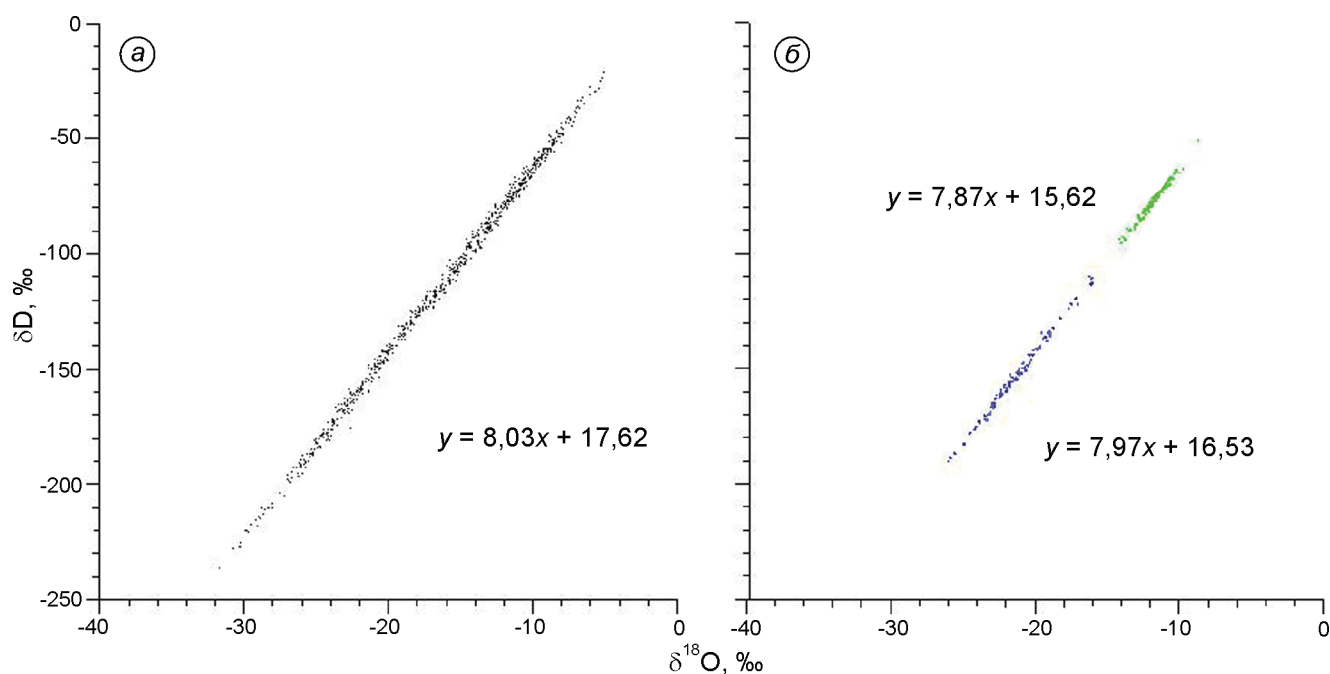


Рис. 3. Линии метеорных вод:

a – по данным для всего керна; *b* – по среднесезонным значениям: зелёным цветом показаны средние значения изотопного состава для летнего периода, синим – для зимнего периода

Fig. 3. Meteoric water lines:

a – for the entire ice core; *b* – for the mean seasonal values: green points correspond to the summer season, blue points are for the winter season

раметров, отражающих турбулентные и конвективные потоки [18, 41]. В модели используются поля климатических данных Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF, ERA-Interim) с разрешением $0,75^\circ \times 0,75^\circ$, которые доступны с 1979 г. Согласно расчётам обратных траекторий движения воздушных масс по модели FLEXPART, в летний период на Эльбрусе преобладают осадки, выпадающие из воздушных масс, сформировавшихся в этом же регионе, а зимой, наоборот, преобладают осадки, которые приносятся со Средиземного моря и из Северной Атлантики. Пример расчётов представлен на рис. 6.

Сравнение изотопного состава и аккумуляции с данными метеонаблюдений. Использовались суточные данные метеонаблюдений на 13 метеостанциях, расположенных рядом с Эльбрусом. Расположение станций показано на рис. 1, их высота над уровнем моря приведена в подписи к рисунку. Данные получены на официальном сайте ВНИИГМИ-МЦД – www.meteo.ru. Для температур вычислены парные коэффициенты корреляции r для каждой пары метеостанций. Корреляция для каждой из пар – значима

($p < 0,05$). Для нормированных значений температуры рассчитаны среднегодовые и среднесезонные значения для каждого года.

При анализе таких же коэффициентов корреляции для осадков выделено две группы станций. Для станций, расположенных к северу от Главного Кавказского хребта, характерно максимальное количество осадков летом и минимальное – зимой. На станциях к югу от Кавказа максимум осадков наблюдается зимой или примерно одинаковое количество осадков во все сезоны. Для каждой из групп рассчитаны средние нормированные значения для каждого сезона (зима, лето) и года в целом.

При сопоставлении скорости снегонакопления на Западном плато Эльбруса и изменения количества осадков статистически значимая корреляция обнаружена только для средних нормированных значений количества осадков на станциях, находящихся к югу от Главного Кавказского хребта, а также на станции Клухорский Перевал как для каждого из сезонов (зимой $r = 0,44$, летом $r = 0,44$, здесь и далее все указанные коэффициенты корреляции значимы

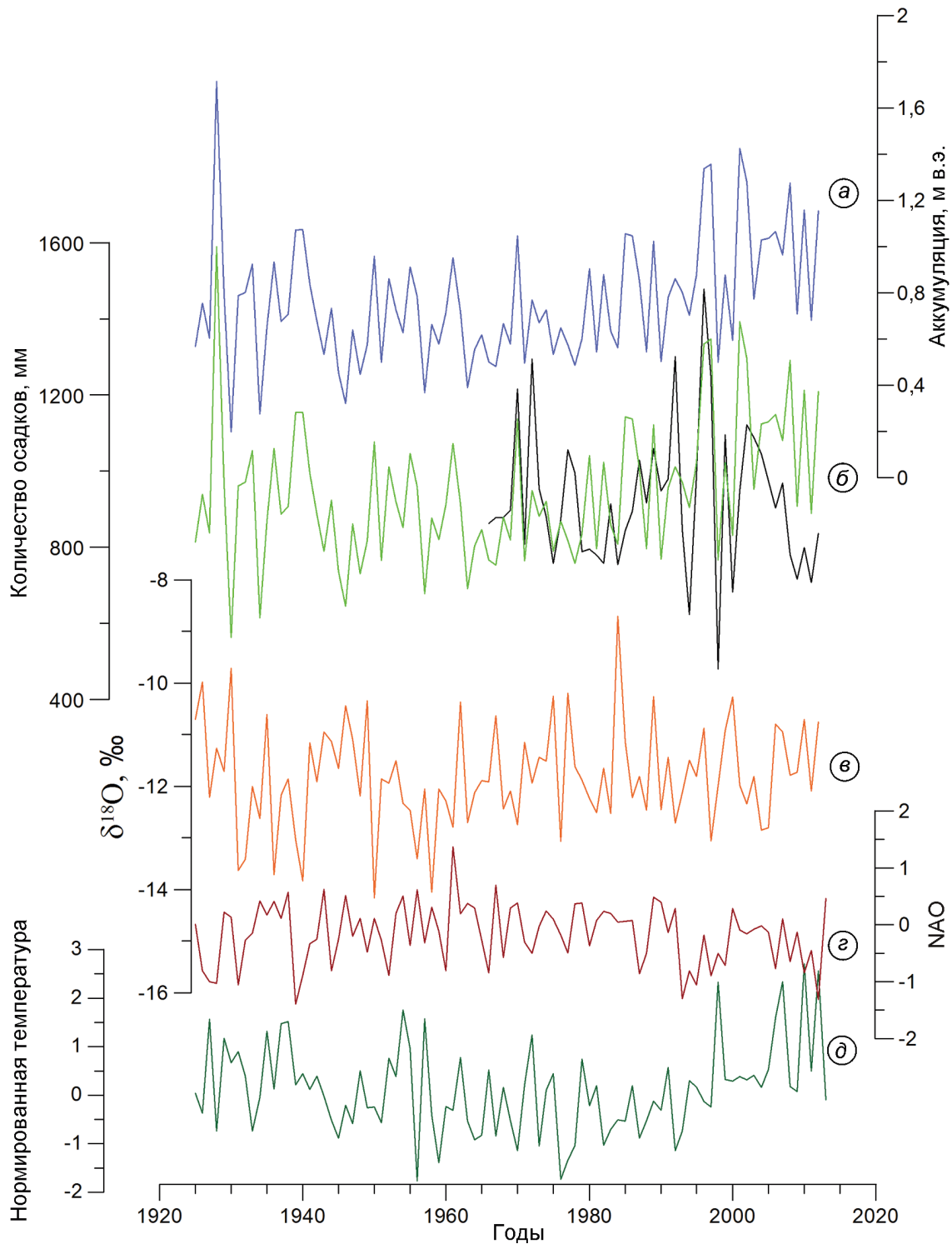


Рис. 4. Средние значения за период с мая по октябрь скорости снегонакопления (а), количества осадков (б), изотопного состава (в), индекса NAO (г), нормированной температуры воздуха (д).

Чёрной линией на рис. б показаны данные наблюдений на станции Клухорский Перевал, зелёной линией – результаты расчётов

Fig. 4. Mean summer values of accumulation rate (а), precipitation rate (data obtained at Klukhorskiy Pereval meteorological station is shown in black and the result of calculation is shown in green) (б), isotopic composition (в), NAO index (г) and normalized temperature (д)

On fig. б the data obtained at Klukhorskiy Pereval meteorological station is shown in black and the result of calculation is shown in green

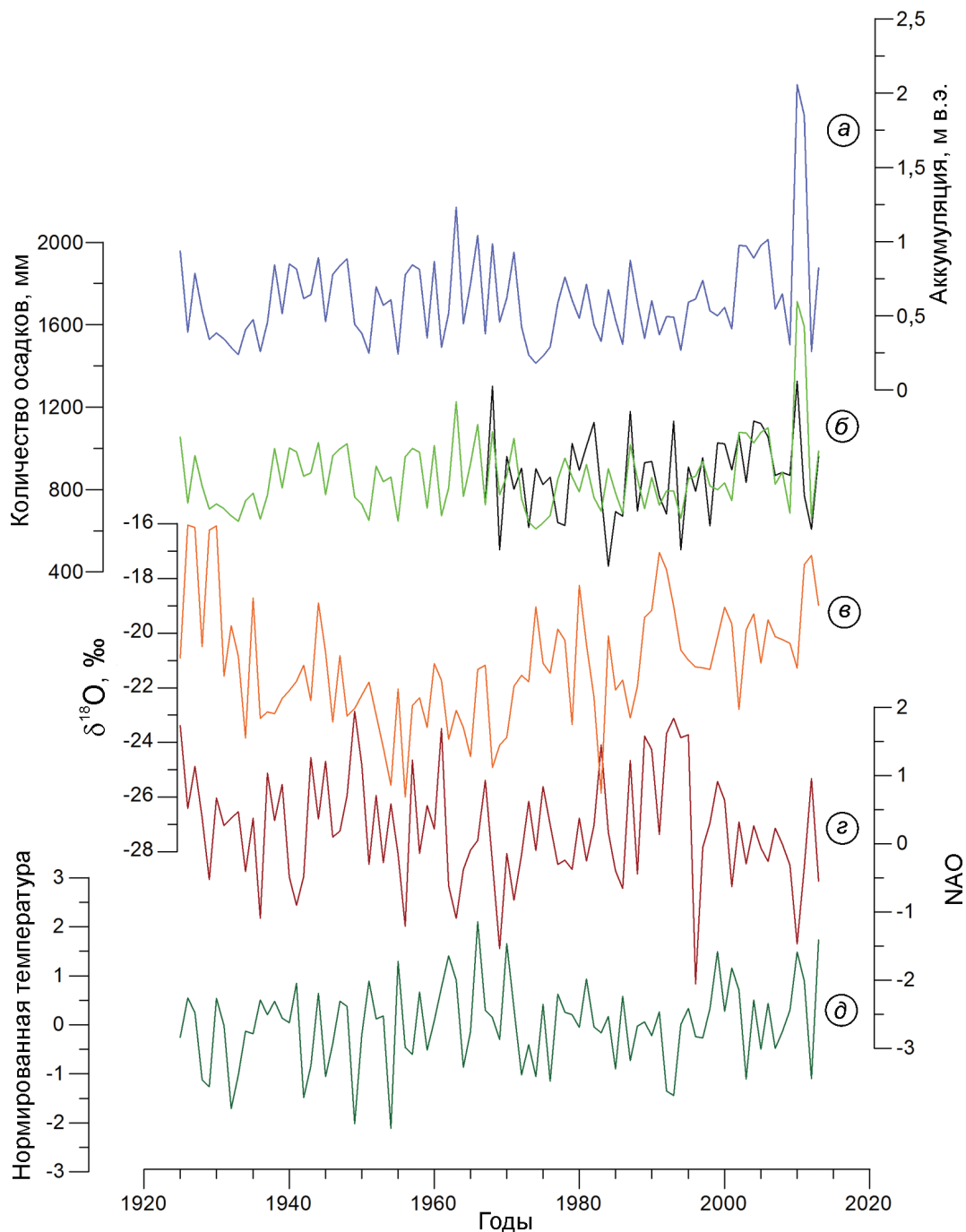


Рис. 5. Средние значения за период с ноября по апрель скорости снегонакопления (а), количества осадков (б), изотопного состава (в), индекса NAO (г), нормированной температуры воздуха (д).

Чёрной линией на рис. б показаны данные наблюдений на станции Клухорский Перевал, зелёной линией – результаты расчётов.

Fig. 5. Mean winter values of accumulation rate (а), precipitation rate (б), isotopic composition (в), NAO index (г) and normalized temperature (д)

On fig. б the data obtained at Klukhorskiy Pereval meteorological station is shown in black and the result of calculation is shown in green

с $p < 0,05$), так и для года в целом ($r = 0,52$). Наиболее высокие значения коэффициентов корреляции наблюдаются при сравнении скорости снегонакопления и количества осадков отдельно на станции Клухорский Перевал ($r = 0,72$ во все сезоны), поэтому на рис. 4, б и 5, б пред-

Таблица 2. Корреляции между климатическими характеристиками (коэффициенты значимые с $p < 0,05$ выделены жирным шрифтом)

	Осадки (север)	Осадки (юг)	$\delta^{18}\text{O}$	Аккумуляция	Экссесс дейтерия	NAO	AO	NCP
<i>Лето</i>								
$T, ^\circ\text{C}$	-0,35	-0,22	0,13	0,09	0,21	-0,48	-0,10	-0,51
Осадки (север)		0,43	0,07	0,24	0,11	-0,03	-0,14	0,18
Осадки (юг)			-0,12	0,44	-0,04	0,23	0,08	0,34
$\delta^{18}\text{O}$				-0,17	-0,11	0,06	0,23	-0,04
Аккумуляция					0,27	-0,25	0,05	0,07
Экссесс дейтерия						-0,17	0,00	-0,18
<i>Зима</i>								
$T, ^\circ\text{C}$	-0,07	0,11	-0,02	0,31	-0,08	-0,42	-0,45	-0,79
Осадки (север)		0,43	0,25	0,13	-0,01	0,26	0,37	0,23
Осадки (юг)			-0,09	0,44	-0,06	0,04	0,14	0,25
$\delta^{18}\text{O}$				-0,05	-0,04	0,42	0,34	0,08
Аккумуляция					0,04	-0,34	-0,35	0,05
Экссесс дейтерия						0,05	-0,09	0,04

ставлены значения количества осадков именно на этой станции. Поскольку надёжные данные по количеству осадков доступны только с 1966 г. (www.meteo.ru), при сопоставлении скорости снегонакопления и количества осадков на станции Клухорский Перевал использовались данные с 1966 по 2013 г. При сравнении рассчитаны линейные уравнения регрессии для каждого из сезонов: лето: $P = 678A + 427$; зима: $P = 588A + 504$, где P – количество осадков; A – скорость снегонакопления.

Значения количества осадков с 1924 по 1965 г. рассчитаны по уравнениям регрессии для каждого из сезонов; результаты расчётов показаны на рис. 4, б (лето) и рис. 5, б (зима). В некоторые годы (например, 1982 г., см. рис. 4, б) наблюдённое и реконструированное по скорости снегонакопления количество осадков не совпадает, что можно объяснить, например, метелевым переносом снега. Однако, как видно на рис. 4, б, подобные несовпадения встречаются редко.

При сравнении изотопного состава и температуры воздуха в регионе статистически значимая корреляция обнаружена только для летнего сезона в период с 1984 г. по настоящее время (см. рис. 4, в, д). В этот период коэффициент корреляции равен 0,62; в целом за весь период исследований он незначим. Более высокие значения корреляции между температурой воздуха на близко расположенных метеостанциях и изотопным составом ледяного керна именно в летний сезон можно объяснить тем, что в это время источник влаги более стабилен по сравнению с холодным

временем года и расположен вблизи места выпадения осадков. До 1984 г. такой корреляции не установлено. Одна из причин этого, возможно, неточность датировки, но даже если для расчётов использовать скользкие средние значения изотопного состава и изменить датировку на ± 1 год, то значение коэффициента корреляции существенно не изменится. Другое возможное объяснение этого явления – перестройка климатической системы, которая происходила в 1970–80-х годах, примеры которой часто встречаются в научной литературе [20, 22, 30]. Такая перестройка могла изменить места формирования воздушных масс, приносящих осадки на Эльбрус, траектории их движения, а также соотношения осадков, выпадающих из разных типов воздушных масс.

При исследовании ледяных кернов часто применяют средневзвешенную по осадкам температуру воздуха или только температуру воздуха в дни выпадения осадков [28]. Средневзвешенная по осадкам температура за месяц рассчитывается как

$$t_{\text{weighted}} = \frac{\sum t \times p}{\sum p},$$

где t – средняя суточная температура; p – суточное количество осадков.

При сравнении средневзвешенной по осадкам температуры воздуха на станциях Клухорский Перевал и Минеральные Воды (эти данные наиболее полно охватывают период с 1924 по 2013 г.) в каждый из сезонов корреляция между средневзвешенной по осадкам температурой и изотопным составом керна незначима, хотя ко-

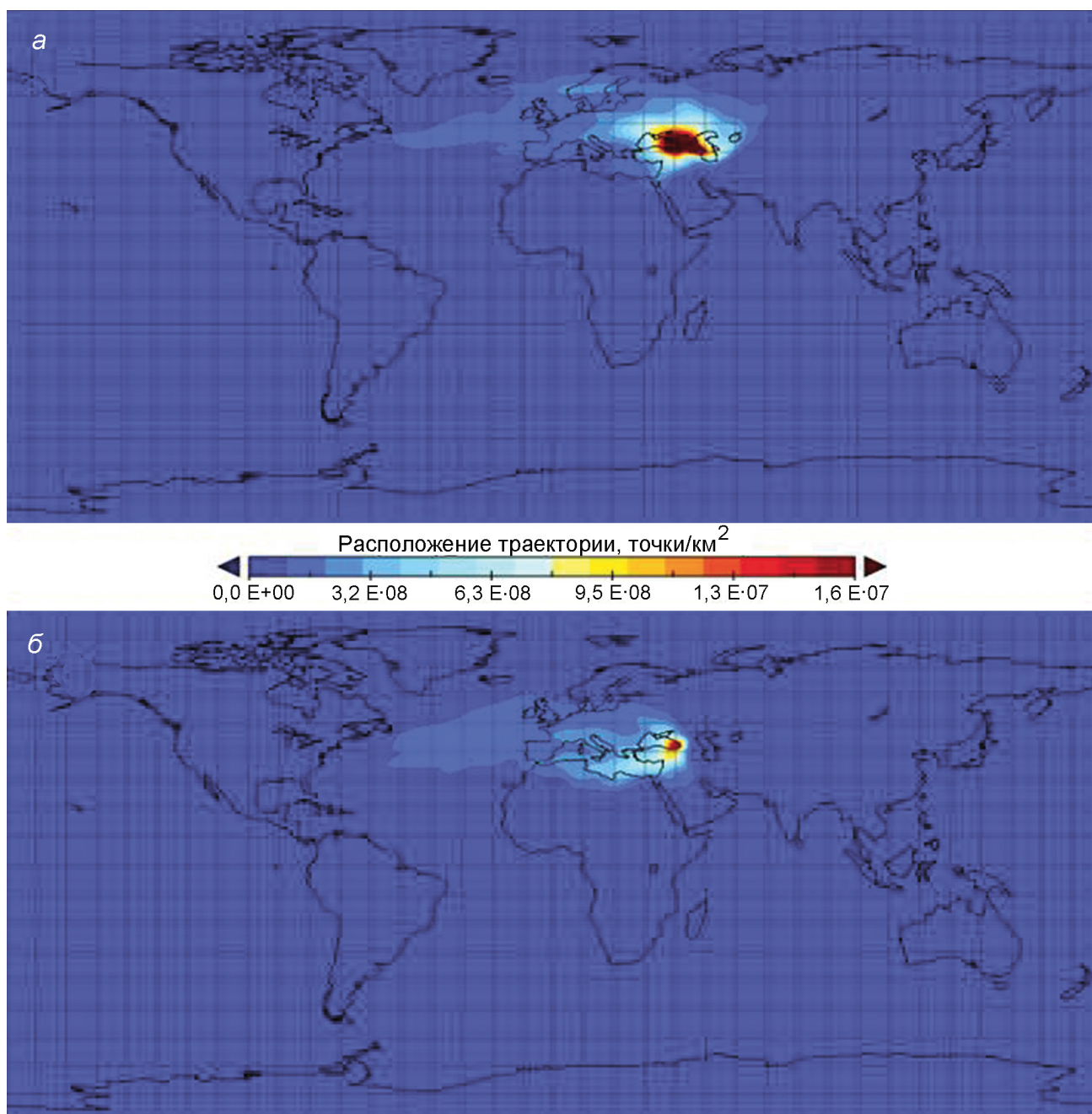


Рис. 6. Пример расчёта обратных траекторий движения воздушных масс по модели FLEXPART:
 а – июль 2012 г.; б – декабрь 2011 г.

Fig. 6. Example of the back-trajectories calculations in FLEXPART model:
 а – July 2012; б – January 2011

эффицент корреляции несколько выше, чем при сравнении со средней за сезон температурой воздуха. Таким образом, выполнение реконструкции температуры воздуха с помощью простого уравнения регрессии на Кавказе невозможно, хотя этот метод часто применяется в полярных регионах (см., например, [20]).

Сравнение изотопного состава и аккумуляции с индексами циркуляции атмосферы. Одним из факторов, который может влиять на изотопный состав атмосферных осадков, а следовательно, и на изотопный состав ледяных кернов, – тип циркуляции атмосферы. Для характеристики типа циркуляции применяют различные ин-

дексы. В настоящей статье для анализа использовались данные об изменении циркуляционных индексов Северного полушария: NAO, AO, NCP. Индекс Северного атлантического колебания (North Atlantic Oscillation, NAO) – наиболее известный. Он характеризует тип атмосферной циркуляции в Европе, мощность Азорского максимума атмосферного давления и Исландского минимума. Положительные значения NAO соответствуют более низкому по сравнению со средними значениями атмосферному давлению в Исландии и более высокому, чем обычно, в районе Азорских островов. Отрицательные значения характеризуют ситуацию с менее выраженными центрами действия атмосферы в Северной Атлантике. Индекс обычно рассчитывается по данным метеонаблюдений на станции Рейкьявик в Исландии, а также на станциях Лиссабон, Понта Дельгада или Гибралтар. Значения индекса по разным источникам меняются в зависимости от того, какая станция выбирается для характеристики атмосферного давления в районе Азорского максимума. В настоящей работе использованы данные работы [46], в которой учитывались данные станции Гибралтар. В общем случае при отрицательных значениях NAO наблюдается увеличение количества осадков в южной части Европы, а при положительных – в северной части Европы [24, 26, 46].

Индекс Арктического колебания (Arctic oscillation, AO) также характеризует циркуляцию в Северном полушарии и часто применяется для анализа климатических изменений с периодом колебаний более 10 лет. Индекс рассчитывается как эмпирическая ортогональная функция высоты изобарической поверхности 500 гПа. Отрицательные значения соответствуют высокому давлению на полюсе и похолоданию в Европе, а положительные – низкому давлению на полюсе и засушливым условиям в Средиземноморье [42].

Индекс NCP (North-Sea Caspian Pattern) применяется реже предыдущих индексов, но в многочисленных работах [13, 27] показано, что он удобен для характеристики климатических вариаций в средиземноморском регионе. Индекс определяется как нормированная разница геопотенциальных высот между Северным и Каспийским морями. Положительные значения индекса соответствуют усилению меридиональной циркуляции в Европе и более низким температурам в лет-

ний период; отрицательные значения отражают усиление зональной циркуляции и повышение температуры воздуха в Европе летом [13].

Сравнение скорости снегонакопления и индексов циркуляции показало наличие значимой корреляции в оба сезона. Для аккумуляции и индекса NAO зимой $r = -0,34$, летом $r = -0,25$. Подобная зависимость между снегонакоплением и индексом NAO (слабая отрицательная корреляция) для территории Кавказа уже отмечалась в работах, посвящённых исследованиям баланса массы ледников [40]. В работе [40] корреляция между балансом массы ледника Джанкуат и индексом NAO в целом незначима, но экстремально высокие значения баланса массы соответствуют экстремально низким значениям индекса. Для данных о скорости снегонакопления, полученных по кернам Эльбруса, значимая отрицательная корреляция характерна для всего периода исследования. Наиболее высокая аккумуляция в зимний период наблюдалась в 2010 г., тогда же, когда и наиболее низкое за весь период наблюдений значение индекса NAO. В этом же году было отмечено экстремально высокое количество осадков на станции Клухорский Перевал. Более сильная связь с индексом NAO количества осадков на Западном плато Эльбруса по сравнению с долинным ледником Джанкуат объясняется тем, что на Западном плато Эльбруса действуют процессы, характерные для свободной атмосферы, а на леднике велико влияние местной циркуляции.

При сопоставлении изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$) и характеристик циркуляции атмосферы (индексы NAO и AO) статистически значимая корреляция наблюдается только в холодный сезон (см. рис. 5, в, г): $r = 0,42$ при сравнении с NAO и $r = 0,34$ при сравнении с AO. Это может быть связано с наиболее значительным влиянием Северо-Атлантического и Арктического колебаний на климат Европы в зимние месяцы [13, 14], а также с преобладанием осадков зимнего периода, формирующихся над Северной Атлантикой или Средиземным морем. Таким образом, изотопный состав осадков на Эльбрусе во многом определяется условиями в месте формирования влаги и зависит от траектории движения воздушной массы, которая, в свою очередь, обусловлена характером циркуляции атмосферы.

В исследовании [12] были сопоставлены данные Глобальной сети изотопов в осадках (GNIP)

на европейских метеостанциях и индекса NAO. В статье приводится карта коэффициентов корреляции между изотопным составом атмосферных осадков и индексом NAO. Полученные нами корреляции между индексом NAO и $\delta^{18}\text{O}$ противоположны по знаку корреляциям, приведённым в [12] для Кавказа. Подобное несоответствие также связано с различием в процессах формирования изотопного состава осадков в высокогорных областях и на уровне моря или близко к нему.

Индекс NCP, который часто используется для характеристики климатических изменений в регионе, не коррелирует с изотопным составом кернов ни в один из сезонов, зато хорошо коррелирует с температурой воздуха в регионе ($r = 0,79$), а отсутствие корреляции с изотопным составом ледяного керна в данном случае объясняется разницей климатических условий на высотах, где расположены метеостанции, данные которых использованы при расчёте индекса, и на Западном плато Эльбруса (5115 м).

Заключение и планы дальнейших исследований

Впервые выполнены детальные, с сезонным разрешением, изотопные исследования ледяных кернов, полученных на Западном плато Эльбруса, до глубины 106 м, которые охватывают период с 1924 по 2012 г. Данные об изотопном составе и скорости снегонакопления за каждый из сезонов (зима и лето) сопоставлены с результатами метеорологических наблюдений в регионе, а также с данными об изменениях циркуляции атмосферы в Северном полушарии. Сделан вывод, что аккумуляция в точке бурения коррелирует с количеством осадков к югу от Кавказа во все сезоны. Это позволило восстановить изменения количества осадков в регионе с 1924 г. В летний период преобладает единый источник влаги, расположенный вблизи места выпадения осадков, поэтому изотопный состав связан с местной температурой с 1984 г. до настоящего времени. Зимой преобладают осадки, выпадающие преимущественно из воздушных масс, сформировавшихся над северной частью Атлантического океана и над Средиземным морем, поэтому изотопный состав в первую очередь определяется циркуляцией атмосферы и коррелирует с индексами

циркуляции Северного полушария. Полученные результаты будут использованы при интерпретации изотопного состава более глубоких слоёв ледника в интервале глубин 106–182 м. После уточнения датировки керна планируется провести более детальное исследование внутрисезонных изменений изотопного состава льда. Как видно из рис. 2, а, б, имеющиеся данные позволяют получить информацию об изменении изотопного состава и скорости снегонакопления в точке бурения с внутрисезонным разрешением. Детальные исследования внутрисезонного распределения температуры воздуха и осадков будут выполнены по завершении всех анализов керна.

Летом 2014 г. была пробурена новая скважина на плато Майли близ вершины Казбека (см. рис. 1) на высоте 4500 м. В результате бурения получен керн длиной 20 м, изучение которого позволит исследовать закономерности формирования изотопного состава осадков с большим региональным охватом.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ, грант 14-05-31102 мол_а. Контрольные изотопные анализы керна проведены в лаборатории изотопной гидрологии МАГАТЭ в Вене (проект 16184/RO, 16795), исследования слоёв пыли в керне проводились по проекту РФФИ 14-05-00137.

Литература

1. Бажев А.Б., Гордиенко Ф.Г., Смирнов К.Е. Вариации изотопа ^{18}O в толще Марухского ледника (Западный Кавказ) // МГИ. 1973. Вып. 21. С. 198–203.
2. Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Папеш В., Буданцева Н.А. Высотный изотопный эффект в снеге на леднике Гарабаши в Приэльбрусье // Криосфера Земли. 2005. Т. IX. № 4. С. 72–81.
3. Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Папеш В., Буданцева Н.А. Изотопный состав языка ледника Большой Азау в Приэльбрусье // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 1. С. 56–68.
4. Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н. Высотный градиент распределения $\delta^{18}\text{O}$ и δD в атмосферных осадках и в снежном покрове высокогорных районов // Криосфера Земли. 2010. Т. XIV. № 1. С. 13–21.
5. Голубев В.Н., Михаленко В.Н., Серебренников А.В., Гвоздик О.А. Структурные исследования ледяного керна Джантуганского фирнового плато на Центральном Кавказе // МГИ. 1988. Вып. 64. С. 25–33.

6. Лаврентьев И.И., Михаленко В.Н., Кутузов С.С. Толщина льда и подлёдный рельеф Западного ледникового плато Эльбруса // Лёд и Снег. 2010. № 2 (110). С. 12–18.
7. Михаленко В.Н. Глубинное строение ледников тропических и умеренных широт. М.: Издательство ЛКИ, 2008. 320 с.
8. Михаленко В.Н. Бурение льда близ вершины Эльбруса // Лёд и Снег. 2010. № 1 (109). С. 123–126.
9. Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Кунахович М.Г., Томпсон Л.Г. Исследования западного ледникового плато Эльбруса: результаты и перспективы // МГИ. 2005. Вып. 99. С. 185–190.
10. Aemisegger F., Pfahl S., Sodemann H., Lehner I., Senéviratne S.I., Wernli H. Deuterium excess as a proxy for continental moisture recycling and plant transpiration // Atmos. Chem. Phys. 2014. V. 14. P. 4029–4054.
11. Ahmad M., Aggarwal P., van Duren M., Poltenstein L., Araguas L., Kurttas T., Wassenaar L.I. Final Report on Fourth interlaboratory comparison exercise for $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ analysis of water samples (WICO2011). Isotope Hydrology Laboratory, Division of Physical and Chemical Sciences, Department of Nuclear Sciences and Applications, International Atomic Energy Agency. 2012. 67 p.
12. Baldini L.M., McDermott F., Foley A.M., Baldini J.U.L. Spatial variability in the European winter precipitation $\delta^{18}\text{O}$ -NAO relationship: Implications for reconstructing NAO-mode climate variability in the Holocene // Geophys. Research Letters. 2008. V. 35. L04709.
13. Brunetti M., Kutiel H. The relevance of the North-Sea Caspian Pattern (NCP) in explaining temperature variability in Europe and the Mediterranean // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2011. V. 11. P. 2881–2888.
14. Casado M., Ortega P., Masson-Delmotte V., Risi C., Swingedouw D., Daux V., Genty D., Maignan F., Solomina O., Vinther B., Viovy N., Yiou P. Impact of precipitation intermittency on NAO-temperature signals in proxy records // Clim. Past. 2013. V. 9. P. 871–886.
15. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // Tellus. 1964. V. 16. № 4. P. 436–468.
16. Dansgaard W., Johnsen S.J., Moller J., Langway C.C.J. One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland ice sheet // Science. 1969. V. 166. P. 377–381.
17. Dansgaard W., Johnsen S.J. A Flow Model and a Time Scale for the Ice Core from Camp Century, Greenland // Journ. of Glaciology. 1969. V. 8. № 53. P. 215–223.
18. Forster C., Stohl A., Siebert P. Parametrization of convective transport in a lagrangian particle dispersion model and its evaluation // Journ. of Applied Meteorology and Climatology. 2007. V. 46. № 4. P. 403–422. doi:10.1175/JAM2470.1.
19. Ekaykin A.A. Meteorological regime of central Antarctica and its role in the formation of isotope composition of snow thickness. Thèse de Doctorat d'Etat. Université Joseph Fourier – Grenoble I, 2003. 136 p.
20. Ekaykin A.A., Kozachek A.V., Lipenkov V.Ya., Shibaev Yu.A. Multiple climate shifts in the Southern Hemisphere over the past three centuries based on central Antarctic snow pits and core studies // Annals of Glaciology. 2014. V. 55 (66). P. 259–266.
21. EPICA community members. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core // Nature. 2004. V. 429. P. 623–628.
22. Giese B.S., Urizar S.C., Fuckar N.S. The Southern Hemisphere origin of the 1976 climate shift // Geophys. Research Letters. 2002. V. 29. P. 1–4.
23. Gkinis V., Simonsen S.B., Buchardt S.L., White J.W.C., Vinther B.M. Water isotope diffusion rates from the NorthGRIP ice core for the last 16,000 years – Glaciological and paleoclimatic implications // Earth and Planetary Science Letters. 2014. V. 405. P. 132–141.
24. Hurrell J.W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation // Science. 1995. V. 269. P. 676–679.
25. Johnsen S., 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 // Physics of Ice Core Records / Ed. by T. Hondoh. Hokkaido University Press, Sapporo, 2000. P. 121–140.
26. Jones P., Osborn T., Briffa K. Pressure-Based Measures of the North Atlantic Oscillation (NAO): A Comparison and an Assessment of Changes in the Strength of the NAO and in its Influence on Surface Climate Parameters // The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact. Geophys. Monograph 134. 2003. P. 51–62.
27. Kutiel H., Maheras P., Guika S. Circulation Indices over the Mediterranean and Europe and their Relationship with Rainfall Conditions Across the Mediterranean // Theor. Appl. Climatol. 1996. V. 54. P. 125–138.
28. Kutuzov S., Shahgedanova M., Mikhalevko V., Ginot P., Lavrentiev I., Kemp S. High-resolution provenance of desert dust deposited on Mt. Elbrus, Caucasus in 2009–2012 using snow pit and firn core records // The Cryosphere. 2013. V. 7. P. 1481–1498.
29. Mariani I., Eichler A., Jenk M., Brönnimann S., Auchmann R., Leuenberger M.C., Schwikowski M. Temperature and precipitation signal in two Alpine ice cores over the period 1961–2001 // Clim. Past. 2014. V. 10. P. 1093–1108.
30. Meehl G., Hu A., Sunter B. The Mid-1970s Climate Shift in the Pacific and the Relative Roles of Forced versus Inherent Decadal Variability // Journ. of Climate. 2009. V. 22. P. 780–792.
31. Merlivat I., Jouzel J. Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation // Journ. of Geophys. Research. 1979. V. 84. № C8. P. 5029–5033.

32. *Mikhalenko V., Sokratov S., Kutuzov S., Lavrentiev I., Ginot P., Legrand M., Preunkert S., Kozachek A., Ekaykin A., Faïn X., Lim S., Schotterer U., Lipenkov V., Toropov P.* Investigation of deep ice core from the Elbrus Western Plateau, the Caucasus, Russia // *The Cryosphere Discuss.* 2015. V. 9. P. 3661–3708.
33. *Mikhalenko V.N., Kozachek A.V., Ekba J.A.* Ground water stable isotopic composition in the caves of the South-Western Caucasus // *Geography, Environment, Sustainability.* 2015. V. 8. № 2. P. 4–12.
34. *Nye J.F.* Correction factor for accumulation measured by the thickness of the annual layers in an ice sheet // *Journ. of Glaciology.* 1963. V. 4. № 36. P. 785–788.
35. *Osterberg E.C., Mayewski P.A., Fisher D.A., Kreutz K.J., Maasch K.A., Sneed S.B., Kelsey E.* Mount Logan ice core record of tropical and solar influences on Aleutian Low variability: 500–1998 A.D. // *Journ. of Geophys. Research: Atmosphere.* 2004. V. 119. P. 11189–11204. doi:10.1002/2014JD021847.
36. *Petit J., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile L., Bender M., Chapellaz J., Davis J., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pepin 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. doi:10.1038/20859.
37. *Pierrehumbert R.T.* Huascarán $\delta^{18}\text{O}$ as an indicator of tropical climate during the Last Glacial Maximum // *Geophys. Research Letters.* 1999. V. 26. P. 1345–1348. doi:10.1029/1999GL900183.
38. *Popovnin V.V.* Annual mass-balance series of a temperate glacier in the Caucasus, reconstructed from an ice core // *Geografiska Annaler.* 1999. V. 81A. P. 713–724. doi:10.1111/1468-0459.00099.
39. *Rozanski K., Johnsen S.J., Schotterer U., Thompson L.G.* Reconstruction of past climates from stable isotope records of palaeo-precipitation preserved in continental archives // *Journ. of Hydrological Sciences.* 1997. V. 42. № 5. P. 725–745.
40. *Shahgedanova M., Stokes C., Gurney S., Popovnin V.* Interactions between mass balance, atmospheric circulation, and recent climate change on the Djankuat Glacier, Caucasus Mountains, Russia // *Journ. of Geophys. Research.* 2005. V. 110. D04108.
41. *Stohl A., Thompson D.J.* A density correction for lagrangian particle dispersion models // *Boundary Layer Meteorology.* 1999. V. 90. № 1. P. 155–167. doi:10.1023/A:1001741110696.
42. *Thompson D.W.J., Wallace J.M.* Regional Climate Impacts of the Northern Hemisphere Annular Mode // *Science.* 2001. V. 293. P. 85–89.
43. *Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Henderson K.* Ice-core palaeoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum // *Journ. of Quaternary Science.* 2000. V. 15. P. 377–394.
44. *Tsushima A., Matoba S., Shiraiwa T., Okamoto S., Sasaki H., Solie D.J., Yoshikawa K.* Reconstruction of recent climate change in Alaska from the Aurora Peak ice core, central Alaska // *Clim. Past.* 2015. V. 11. P. 217–226.
45. *Vaughan D.G., Comiso J.C., Allison I., Carrasco J., Kaser G., Kwok R., Mote P., Murray T., Paul F., Ren J., Rignot E., Solomina O., Steffen K., Zhang T.* Observations: Cryosphere // *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Ed. by: T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.* 2013.
46. *Vinther B.M., Andersen K.K., Hansen A.W., Schmith T., Jones P.D.* Improving the Gibraltar/Reykjavik NAO index // *Geophys. Research. Letters.* 2003. V. 30 (23). P. 2222.

Summary

The results of the isotopic investigations of several ice cores obtained at the Western Plateau of Mt. Elbrus (the Caucasus) are presented. The isotopic composition of the upper part (106 m) of the deep ice core (182 m) obtained in 2009 is also discussed. According to our estimations this core covers the last 400 years. There is distinct seasonal cycle in the isotopic composition record of these cores that allowed dating of the cores based on annual layers counting. The age scale was corrected using ammonium concentration data and information on precisely dated dust layers. Mean year and mean seasonal values of the isotopic composition and accumulation rate were calculated for 89 years (1924–2012). These values were compared with available meteorological records (13 weather stations) in the region, atmosphere circulation characteristics and back-trajectories calculations. It was shown that in summer season the isotopic composition depends on the local temperature and in winter it depends on the atmospheric circulation. Snow accumulation rate is well correlated with the precipitation rate in the region in all seasons. Reconstruction of precipitation rate from 1924 was performed. These results will be used for interpretation of the isotopic composition data from the bottom part of the deep ice core.