

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
«Институт географии Российской академии наук»
Федеральное государственное бюджетное учреждение
«Арктический и антарктический научно-исследовательский институт»

На правах рукописи



Козачек Анна Владимировна

**Закономерности формирования изотопного сигнала в
ледниковых кернах Эльбруса**

Специальность 1.6.8 —
«Гляциология и криология Земли»

Диссертация на соискание учёной степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
доктор географических наук
Михаленко Владимир Николаевич

Москва — 2023

Оглавление

	Стр.
Введение	4
Глава 1. Изотопные исследования ледников и ледниковых кернов.	
Постановка проблемы	9
1.1 Изотопный состав воды: основная терминология, краткая история развития метода	9
1.2 Изотопный состав атмосферных осадков	11
1.3 Применение изотопного метода в исследовании ледниковых кернов горных районов	14
1.4 Изотопные исследования ледников на Кавказе	23
Выводы	25
Глава 2. Материалы и методы	26
2.1 Район исследований	26
2.2 Климатическая характеристика региона	27
2.3 Оледенение Кавказа	32
2.4 Описание мест бурения и отбора образцов	35
2.5 Климатические данные, использованные для анализа закономерностей формирования изотопного состава осадков на Эльбрусе	38
2.6 Изотопный анализ образцов	48
2.7 Вертикальные профили изотопного состава кернов	55
2.8 Утоньшение слоёв вследствие уплотнения и растекания	58
2.9 Датирование кернов льда	58
Выводы	61
Глава 3. Закономерности формирования климатического сигнала в ледниковых кернах Эльбруса	63
3.1 Многолетние изменения изотопного состава снега и льда на Кавказе	63
3.2 Влияние постдепозиционных эффектов на изотопный состав снега и льда	65
3.3 Локальная линия метеорных вод для ледниковых кернов Эльбруса .	66

	Стр.
3.4 Особенности формирования изотопного сигнала снега на Восточной вершине Эльбруса	67
3.5 Факторы, влияющие на изотопный состав льда в тёплый сезон . . .	68
3.6 Факторы, влияющие на изотопный состав льда в холодный сезон .	71
3.7 Связь изотопного состава льда на Западном плато Эльбруса с температурой воздуха	75
3.8 Связь скорости снегонакопления с количеством осадков	78
Выводы	79
Глава 4. Палеоклиматические реконструкции	81
4.1 Реконструкция количества осадков	81
4.2 Количество осадков и другие климатические параметры	84
4.3 Реконструкция температуры воздуха	86
4.4 Сопоставление с региональными палеоархивами	87
Выводы	89
Заключение	90
Список литературы	93

Введение

Изменения климата, наблюдающиеся в последнее время, влияют на все природные процессы и на хозяйственную деятельность человека [1]. Основным источником знаний о современных климатических изменениях являются данные метеорологических наблюдений. Однако метеонаблюдения начались относительно недавно, например, достоверные ряды количества осадков на Кавказе доступны только с 1966 года до настоящего времени [2], поэтому для получения климатических рядов, охватывающих периоды в несколько сотен лет и более, необходимо использовать косвенные данные о климатических вариациях. Информация о прошлых изменениях климата сохраняется во многих природных объектах, таких как годовые кольца деревьев, донные отложения морей и пресноводных водоёмов, ледниковые керны. Ледниковые керны выгодно отличаются от других источников данных о прошлых изменениях климата тем, что одновременно дают информацию о нескольких параметрах окружающей среды, в первую очередь — о температуре воздуха, количестве атмосферных осадков и газовом составе атмосферы. В результате исследований ледниковых кернов были получены уникальные данные о климатических изменениях в Антарктиде и Гренландии в далеком прошлом [3], [4]. Керны горных ледников содержат информацию об изменении климата в высокогорных областях, где до сих пор сеть метеорологических наблюдений разрежена или вовсе отсутствует. Такие керны охватывают меньшие промежутки времени по сравнению с кернами из полярных областей, однако позволяют изучать климатические изменения с годовым и даже сезонным разрешением за счёт более высокого снегонакопления. Кроме того, горные ледники заключают в себе данные об изменении климата на территориях близких к местам проживания людей, что позволяет более точно оценить степень антропогенного воздействия на климатические изменения на региональном уровне и получить информацию о загрязнении окружающей среды за счёт хозяйственной деятельности человека.

В условиях меняющегося климата динамика горных ледников определяется не только условиями на низких высотных уровнях, где происходит таяние, но и в высокогорных областях, где располагаются зоны аккумуляции ледников. Во многих работах показано, что климатические изменения на разных высотных уровнях могут отличаться в одной и той же горной системе (см. обзор в [5]). В связи с

этим становится актуальным исследование климатических изменений в горных районах на всех высотных уровнях как инструментальными методами, так и с применением косвенных данных.

В настоящей работе рассматриваются изменения климата в высокогорной области Большого Кавказа по данным изучения изотопного состава ледниковых кернов Эльбруса и Казбека. Временной период исследования ограничен возрастом наиболее глубокого керна и составляет два столетия (1816 – 2013 гг.). Дополнительно для анализа были использованы данные метеорологических наблюдений в регионе, в том числе Глобальной сети изотопов в осадках (GNIP), индексы атмосферной циркуляции, ранее опубликованные данные об изотопном составе ледников. В работе рассматриваются закономерности формирования климатического сигнала в ледниковых кернах, полученных на Кавказе, определяются возможности и ограничения применения данных об изотопном составе ледяных отложений для палеоклиматических реконструкций. Актуальность работы заключается в том, что она вносит вклад в изучение изменений климата за счет дальнейшего развития метода палеоклиматических реконструкций, основанного на изотопных исследованиях ледниковых кернов из горных районов, и получения новых данных о прошлых (за последние 200 лет) изменениях климата в высокогорье Кавказа.

Целью данной работы является выявление закономерностей формирования изотопного состава кислорода ледниковых кернов Эльбруса как основы для реконструкций изменений климата в высокогорной области Северного Кавказа за последние 200 лет

Для достижения поставленной цели необходимо было решить следующие **задачи**:

1. получить экспериментальные данные об изотопном составе снега и льда и скорости аккумуляции на Западном плато Эльбруса;
2. выявить закономерности формирования климатического сигнала в ледниковой толще, определить возможности и ограничения применения изотопного метода для реконструкции прошлых изменений климата на Кавказе;
3. разработать методику реконструкции элементов климата, которые могут быть восстановлены по данным об изотопном составе ледниковой толщи на Западном плато Эльбруса;

4. реконструировать климатические изменения в высокогорной области Северного Кавказа по данным ледниковых кернов и сопоставить полученные палеоклиматические ряды с данными из других источников.

Научная новизна: Предыдущие палеоклиматические реконструкции, основанные на результатах исследования ледниковых кернов, были выполнены для Гренландии, Антарктиды и ряда горных районов. Для Кавказа подобные исследования ранее не проводились. В 2009 году впервые было выполнено глубокое бурение ледника в высокогорной области Кавказа – на Западном плато Эльбруса, в рекристаллизационной зоне льдообразования, где климатический сигнал во льду не нарушен летним таянием. Это сделало возможным проведение настоящего исследования, в результате которого:

1. впервые установлена связь изотопного состава снега и льда на Эльбрусе с типом атмосферной циркуляции в Северном полушарии;
2. впервые разработана методика реконструкции климатических параметров в высокогорных областях по данным об изотопном составе ледникового льда, определены возможности и ограничения её применения;
3. реконструировано количество атмосферных осадков в высокогорной области Северного Кавказа за последние два столетия.

Практическая значимость

- Полученные в ходе исследования данные об изотопном составе ледниковых кернов Северного Кавказа включены в отечественные [6] и международные (PAGES Iso2k [7]) базы данных;
- Разработанная методика палеоклиматической интерпретации изотопных данных может быть использована при исследовании ледниковых кернов из других горных районов;
- Установленные закономерности формирования изотопных характеристик льда и реконструкция количества осадков на Эльбрусе за последние 200 лет важны для уточнения и валидации климатических и изотопных моделей, которые, в свою очередь, используются для прогноза будущих климатических изменений.

Основные положения, выносимые на защиту:

1. Вариации $\delta^{18}\text{O}$ в вертикальном разрезе ледниковой толщи на Западном плато Эльбруса отражают временные изменения изотопного состава атмосферных осадков Центрального Кавказа; изотопный состав атмосферных осадков в высокогорной области Большого Кавказа в основном

- контролируется синоптическими процессами, которые определяют адвекцию влаги с Чёрного моря или с Атлантики;
2. Связь изотопного состава с приземной температурой воздуха Северного Кавказа статистически незначима. Это говорит о том, что реконструкция температуры воздуха по эльбрусскому керну возможна только по результатам моделирования источников влаги, из которой формируются выпадающие на Эльбрусе осадки;
 3. Изменение аккумуляции в точке бурения на Западном плато Эльбруса отражает режим увлажнения в радиусе 50 – 100 км;
 4. Временная изменчивость аккумуляции на Западном плато хорошо согласуется с типичными периодами климатической изменчивости: переходу от малой ледниковой эпохи к современному состоянию (XIX – начало XX вв.), а также квази-декадной изменчивости, хорошо отражаемой индексами NAO и AMO.

Достоверность полученных результатов обеспечивается использованием высокоточных изотопных данных. Результаты находятся в соответствии с результатами, полученными другими авторами в других горных регионах. Обоснованность основных выводов подтверждается публикациями в рецензируемых периодических изданиях, обсуждением на конференциях и семинарах.

Апробация работы. Основные результаты работы докладывались на международной школе наук об атмосфере (ERCA, Гренобль, Франция, 2013), международной конференции PAGES (Гоа, Индия, 2013), Ассамблее «Атмосфера и Криосфера» (Давос, Швейцария, 2013), Генеральной ассамблее Европейского союза наук о Земле (EGU, Вена, Австрия, 2014, 2015, 2019), Международной конференции по палеоклимату и ледниковым кернам (IPICS, Хобарт, Австралия, 2016), научно-производственном совещании Северо-Кавказского УГМС (Гузерибль, 2014), гляциологическом симпозиуме «Роль снега и льда в природе и жизни людей» (Новосибирск, 2014), XVI гляциологическом симпозиуме (Санкт-Петербург, 2016), Всероссийской научной конференции «Итоги и перспективы изучения природной среды Российской Арктики и других полярных областей» (Сочи, 2015) на российско-французских семинарах «Ледниковые архивы данных о климате и окружающей среде» (Санкт-Петербург, 2013 и 2015; Гренобль, 2017), на научных семинарах Отдела географии полярных стран ААНИИ и Отдела гляциологии ИГ РАН. Результаты работы использованы в отчетах по теме ЦНТП Росгидромета 1.5.6.2 «Исследование механизмов современных изменений

климата и окружающей среды с использованием методов изотопного анализа атмосферных осадков и природных льдов», которая выполнялась в ЛИКОС ААНИИ в 2014 – 2016 гг.

Личный вклад. Работа основана на изучении изотопного состава ледниковых кернов Эльбруса и Казбека. Автор непосредственно выполняла пробоподготовку и изотопные измерения образцов льда в Лаборатории изменений климата и окружающей среды (ЛИКОС) ААНИИ (всего было проанализировано более 7000 образцов), включая разработку методики измерений, а также последующую статистическую обработку полученных данных, анализ факторов, определяющих изотопный состав атмосферных осадков в регионе, реконструкцию изменений температуры воздуха и количества осадков, анализ климатических изменений как по данным метеонаблюдений, так и по результатам анализа изотопного состава ледниковых кернов.

Публикации. Основные результаты по теме диссертации изложены в 20 печатных работах, в журналах, рекомендованных ВАК, 11 из которых изданы в периодических научных журналах, индексируемых Web of Science и/или Scopus. Зарегистрированы 1 патент и 1 база данных.

Объем и структура работы. Диссертация состоит из введения, 4 глав, заключения. Полный объем диссертации составляет 107 страниц, включая 43 рисунка и 7 таблиц. Список литературы содержит 145 наименований.

Глава 1. Изотопные исследования ледников и ледниковых кернов. Постановка проблемы

1.1 Изотопный состав воды: основная терминология, краткая история развития метода

Изотопы — разновидности атомов химических элементов, в ядрах которых содержится одинаковое количество протонов. Они имеют одинаковый положительный заряд ядра, при этом отличаясь количеством нейтронов в атомах, и вследствие этого имеют разную массу. Молекулы, включающие в себя различные изотопы одних и тех же атомов, называют изотопологами. Существование радиоактивных изотопов впервые доказал английский физик Ф. Содди [8], и он же ввёл термин изотоп от греческих слов (ἴσος — «равный», «одинаковый», и τόπος — «место») [9]. Стабильные изотопы были открыты Дж. Томпсоном в то же время [10].

В 1929 и 1932 гг. были открыты изотопы кислорода с массой 17 [11] и 18 [12], а также водорода с массой 2 (дейтерий) [13]. В 1934 году Гарольд Юри получил Нобелевскую премию по химии за открытие дейтерия. Первые определения концентрации дейтерия и кислорода-18 были выполнены с помощью измерения разности плотностей веществ с различной концентрацией тяжёлых изотопов. Такой метод не давал возможности проводить измерения с высокой точностью. Развитие изотопных методов исследования стало возможным после совершенствования в 1918 и 1919 гг. ранее изобретённого метода масс-спектрометрического анализа, что позволило выполнять измерения концентрации тяжёлых изотопов с высокой точностью. В 1988 г. был изобретён метод лазерной спектроскопии по затуханию света [14], который позволил существенно уменьшить размеры оборудования для изотопного анализа, а также увеличить производительность приборов, что в свою очередь способствовало получению большого количества новых данных об изотопном составе воды и водяного пара.

Изотопный состав определяется как относительная концентрация тяжёлых изотопов по сравнению со стандартом SMOW (Standard mean ocean water), который был разработан и в настоящее время поставляется Лабораторией изотопной

гидрологии Международного агентства по атомной энергии (МАГАТЭ), расположенной в Вене (Австрия). Изотопный состав рассчитывается по формуле 1.

$$\delta = \frac{R_{sample} - R_{standard}}{R_{standard}} \times 1000 \quad (1)$$

где R_{sample} — соотношение тяжёлых и лёгких изотопов в образце, а $R_{standard}$ — соотношение тяжёлых и лёгких изотопов в стандарте.

Зависимость между концентрациями кислорода-18 и дейтерия в воде близка к линейной. Впервые эта зависимость была описана в работе [15], и тогда же было предложено физическое объяснение этой зависимости. Она связана с корреляцией между парциальным давлением различных изотопологов воды во время образования облаков. Такие процессы как испарение и конденсация над поверхностью океана, перенос влаги, образовавшейся над континентом, должны оказывать влияние на линейную зависимость между δD и $\delta^{18}O$. Однако влияние этих процессов до сих пор не до конца изучено [16].

В среднем, в атмосферных осадках соотношение между концентрацией дейтерия и кислорода-18 составляет $\delta D = 8 \times \delta^{18}O + 10$ [17]. Но при фазовых переходах это соотношение может меняться. Для определения этих изменений используется параметр дейтериевый эксцесс (d-excess), который определяется по формуле 2.

$$d\text{-excess} = \delta D - 8 \times \delta^{18}O \quad (2)$$

Для калибровки приборов и определения истинного значения изотопного состава образцов используют стандарты МАГАТЭ: VSMOW-2 (стандарт морской воды), SLAP-2 (стандарт антарктических осадков), GISP (стандарт осадков в Гренландии), значения которых представлены в таблице 1. Эти стандарты были использованы и в настоящей работе.

Таблица 1 — Значения изотопного состава стандартов МАГАТЭ [18]

Название стандарта	δD , ppm	$\delta^{18}O$, ppm	δD , ‰	$\delta^{18}O$, ‰
VSMOW-2	155,76	2005	0	0
GISP	125	1956	-189,5	-24,76
SLAP-2	89	1894	-427,5	-55,5

В природе изотопы водорода и кислорода встречаются не только по отдельности, но и в составе молекул воды, например, $H_2^{16}O$, $DH^{16}O$, $H_2^{18}O$.

1.2 Изотопный состав атмосферных осадков

Процесс формирования осадков начинается с испарения воды с поверхности океана. Поскольку давление насыщения для тяжёлых молекул меньше, чем для лёгких, молекулы DH^{16}O , H_2^{18}O менее летучи, чем молекулы H_2^{16}O . В связи с этим водяной пар над океаном оказывается изотопически обеднённым, то есть его изотопный состав ниже, чем изотопный состав океанской воды. При дальнейшем движении воздушной массы происходит конденсация более тяжёлых молекул воды, а изотопный состав оставшихся молекул становится ещё ниже (воздушная масса обогащается легкими изотопами) (рисунок 1). Изменение изотопного состава воды при фазовых переходах называется фракционированием. При этом в большинстве случаев фракционирование изотопов водорода и кислорода происходит пропорционально. При равновесных условиях и температуре $+20^\circ\text{C}$ коэффициенты фракционирования (соотношение между парциальным давлением лёгких и тяжёлых молекул) для DH^{16}O и H_2^{18}O , равны соответственно 1,08 и 1,009, то есть при таких условиях $\delta^{18}\text{O}$ водяного пара будет составлять -9‰ , а $\delta\text{D} - 80\text{‰}$ [17].

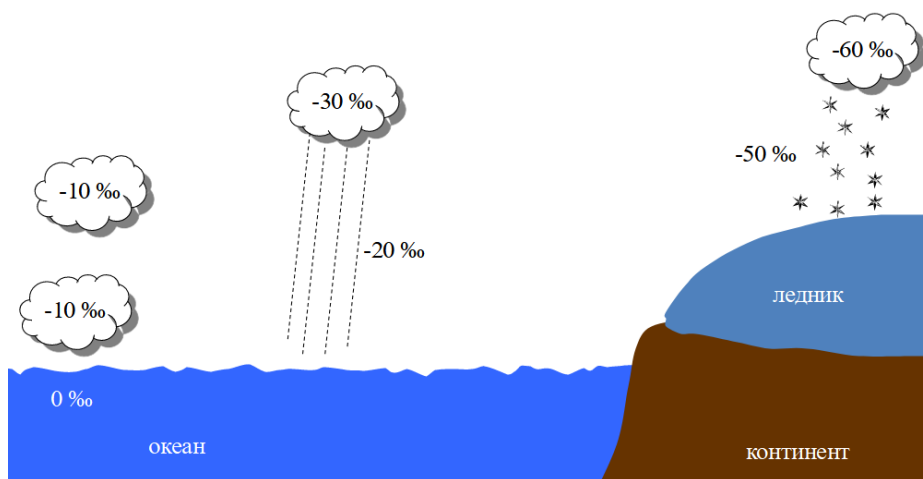


Рисунок 1 — Гидрологический цикл и изменение изотопного состава воды [19]

Изотопный состав атмосферных осадков определяется рядом факторов, ведущим из которых является разница между температурой воздуха в месте формирования воздушной массы и температурой воздуха в месте выпадения осадков. Линейная зависимость изотопного состава воды атмосферных осадков от температуры воздуха в месте их выпадения была впервые установлена В. Дансгором на основе многочисленных наблюдений за изотопным составом осадков в разных

регионах мира [20], [17]. В дальнейших работах (см. обзор в [16]) были уточнены параметры этой зависимости. Температура воздуха определяет значение коэффициентов фракционирования. Согласно [21] они составляют:

$$\ln \alpha_{18} = 1137/T^2 - 0.4156/T - 2.0667 \times 10^{-3} \quad (3)$$

где α_{18} — коэффициент фракционирования для H_2^{18}O .

$$\ln \alpha_D = 24844/T^2 - 76.248/T - 52.612 \times 10^{-3} \quad (4)$$

где α_D — коэффициент фракционирования DH^{16}O .

Закон Релея для фазовых переходов предполагает, что процессы испарения или конденсации происходят медленно, при этом весь пар или конденсат удаляются сразу после образования. При таком процессе изотопный состав конденсата (δ_c) и изотопный состав пара (δ_v) будут меняться следующим образом [17]:

$$\delta_c = \frac{\alpha}{\alpha_0} \times F_v^{\alpha_m - 1} - 1 \quad (5)$$

$$\delta_v = \frac{1}{\alpha_0} \times F_v^{\alpha_m - 1} - 1 \quad (6)$$

где α , α_0 и α_m рассчитываются по формулам 3 и 4, исходя из температуры в момент окончания процесса, в момент начала процесса и средней из двух температур.

В зоне достаточного увлажнения в Северном полушарии, экспериментальным путём установлена следующая зависимость изотопного состава осадков от приземной температуры воздуха:

$$\delta^{18}\text{O} = 0,69 \times T - 13,6 \quad (7)$$

$$\delta\text{D} = 5,6 \times T - 100 \quad (8)$$

В среднем в осадках, выпадающих на всём земном шаре, соотношение между относительными концентрациями дейтерия и кислорода-18 составляет [17]:

$$\delta\text{D} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10 \quad (9)$$

Графическое изображение этого уравнения называется линией метеорных вод. Именно из этого уравнения определяется понятие дейтериевого эксцесса.

Условия формирования осадков влияют на положение линии метеорных вод на графике соотношения δD и $\delta^{18}O$ (рисунок 2).

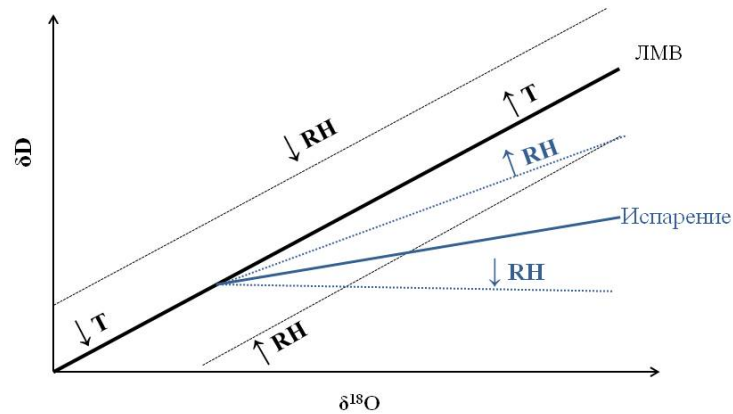


Рисунок 2 — Изменение линии метеорных вод (ЛМВ) в зависимости от температуры воздуха (Т) и влажности (RH) при формировании осадков и фазовых переходах [16]

Поскольку коэффициент фракционирования обратно пропорционален температуре воздуха, то, чем ниже температура, тем ниже значения изотопного состава осадков. При повышении температуры воздуха в месте формирования осадков наблюдаются более высокие значения изотопного состава. Эта зависимость широко используется при исследовании ледниковых кернов. Более высокие значения свободного члена в уравнении 9 свидетельствуют о формировании воздушной массы при сравнительно меньшей относительной влажности. При испарении, давление насыщения для кислорода-18 наступает быстрее, чем для дейтерия, что графически выражается уменьшением угла наклона линии регрессии. Кроме того, линия регрессии с коэффициентом в эмпирическом уравнении 9 меньше 8 (как правило, около 4) характерна для подземных вод, что связано с процессами испарения и, следовательно, изотопного фракционирования во время фильтрации [22].

Если процесс конденсации водяного пара практически всегда происходит в равновесных условиях, то испарение происходит в неравновесных условиях, то есть в воздухе над поверхностью океана давление насыщения водяного пара не достигается. Это приводит к кинетическому изотопному эффекту, то есть к тому,

что процесс изотопного фракционирования происходит медленнее. Согласно [23] изотопный состав водяного пара над океаном (δ_v) будет равен:

$$\delta_v = \frac{1}{\alpha} \times \frac{1 - k}{1 - k \times h} - 1 \quad (10)$$

где α — равновесный коэффициент фракционирования при данной температуре, h — относительная влажность воздуха, k — эмпирический коэффициент, учитывающий турбулентную и молекулярную диффузию водяного пара, который чаще всего принимается равным 0,006 [24].

Для оценки кинетического эффекта используется дейтериевый эксцесс (формула 2, который прямо пропорционален кинетическому коэффициенту фракционирования и не меняется при равновесном процессе конденсации. Для атмосферных осадков в настоящее время характерен эксцесс дейтерия, равный 10‰. Эта величина соответствует средней влажности воздуха над поверхностью океана равной 81%. Однако, значения эксцесса дейтерия в осадках меняются как в зависимости от географических условий, так и от сезона года. Сезонная изменчивость связана с изменениями относительной влажности над поверхностью океана, которая в свою очередь зависит от температуры воздуха [16].

1.3 Применение изотопного метода в исследовании ледниковых кернов горных районов

Первое бурение ледников было выполнено в Альпах на леднике Унтергарглетчер в 1838 г. Ж.Л.Р. Агассисом [25]. Были пробурены скважины глубиной около 7 м с целью получения информации о внутреннем строении ледника, выполнено измерение температуры внутри ледника. В результате были сделаны выводы о характере движения ледников, которые были использованы для подтверждения разработанной Агассисом теории ледниковых периодов в истории Земли.

Первые пробы снега и фирна из шурфа глубиной 15 м были получены Э. Зорге в Гренландии в 1933 г. [26], а первые керны льда были получены в начале 1950-х гг. одновременно тремя исследовательскими группами: на ледниковом поле Джуно (Аляска) [27], в Антарктиде — на Земле Королевы Мод [28], и в Центральной Гренландии [29]. Длина этих кернов составляла около 100 м, однако, их

невысокое качество не позволило проводить детальные изотопные и химические анализы [30].

Важным этапом в развитии исследований ледниковых кернов стало бурение на станции Кэмп Сэнчури (Camp Century) в Гренландии в 1964 г. [31]. Именно в этом пункте был получен первый глубокий ледниковый керн (длина керна составила 1390 м), позволивший выполнить реконструкцию изменений климата за 100 000 лет.

В настоящее время ледниковые керны широко используются для получения информации об изменениях климата и окружающей среды. С этой целью в них измеряются следующие параметры:

- изотопный состав кислорода и водорода в молекулах воды, который в большинстве случаев служит источником информации об изменениях температуры воздуха в месте выпадения осадков на уровне конденсации (см. раздел 1.2);
- химический состав, который является источником информации о загрязнении атмосферы и окружающей среды, а также об изменениях циркуляции атмосферы, изменениях климата [32], [33];
- газовый состав пузырьков воздуха, заключённых во льду, даёт информацию об изменении газового состава атмосферы, например, об изменении концентрации парниковых газов [34];
- информация о толщине годовых горизонтов, с помощью которой рассчитывается скорость снегонакопления, позволяет восстанавливать изменения количества осадков [35];
- концентрация радиоактивных изотопов, которые применяются как маркеры абсолютного возраста [36];
- нерастворимые микровключения, которые служат источником информации о запылении атмосферы [37], [38].

Для реконструкции прошлых изменений температуры воздуха по данным полученным по результатам исследования ледникового льда используются следующие эмпирические методы: непосредственное сравнение изотопного состава атмосферных осадков и температуры их образования [39]; а также оценки прошлых изменений температуры альтернативными методами: измерение температуры в профиле ледника [40], [41]; изучение талых слоёв в ледниковых кернах [42]; изучение связи со скоростью накопления снега [39]; информация о количестве, размере и изотопном составе газовых включений [43].

Линейная зависимость температуры воздуха и изотопного состава осадков широко применяется в исследованиях ледниковых кернов для определения прошлых изменений климата [30]. Однако существуют факторы, которые нарушают линейную зависимость температуры и изотопного состава атмосферных осадков. Одним из наиболее значимых факторов является разница между температурой воздуха на уровне 2 м, где проводятся метеорологические наблюдения, и температурой на уровне конденсации [19].

На изотопный состав осадков влияет не столько температура в месте выпадения осадков, сколько изменение температуры воздуха вдоль траектории движения воздушной массы. В связи с этим при изменении температуры воздуха в месте формирования воздушной массы при отсутствии изменений температуры в месте выпадения осадков, изотопный состав осадков будет меняться. При этом будет отсутствовать корреляция между изотопным составом осадков и температурой воздуха в месте их выпадения [19]. Изменение характера циркуляции атмосферы приводит к изменению места формирования воздушных масс, траектории их движения, а, следовательно, оказывает влияние на изотопный состав осадков.

Любая информация, содержащаяся в ледниковых кернах, характеризует только моменты выпадения осадков. При неравномерном распределении по сезонам количества выпадающих осадков корреляция изотопного состава и среднегодовой температуры воздуха может отсутствовать [44], [45].

Ещё один фактор, влияющий на изотопный состав ледникового льда — постдепозиционное изменение изотопного состава снега, при котором изотопный состав льда в ледниковом керне не соответствует изотопному составу осадков в момент их выпадения. Это связано с процессами фракционирования во время сублимации снега [46]. Лучшее всего климатический сигнал сохраняется в ледниковых кернах, полученных в рекристаллизационной зоне льдообразования, где полностью отсутствует таяние. В районах, где происходит таяние, изотопный профиль снежной толщи может быть существенно нарушен вследствие инфильтрации талой воды [42]. В том случае, когда климатический сигнал не полностью сnivelирован таянием и инфильтрацией воды, восстановление климатических изменений возможны с меньшей точностью по сравнению с ледниками, где таяние отсутствует [42].

Диффузионное сглаживание изотопного профиля оказывает влияние на возможность проведения палеоклиматических реконструкций. Разработаны и ис-

пользуется модели, которые позволяют учитывать диффузию и восстанавливать ненарушенный профиль изотопного состава (например, [47]).

Перечисленные факторы оказывают существенное влияние на изменение изотопного состава снежной толщи, из-за этого точность палеотемпературных реконструкций может составлять 10 – 30% [39].

Как было отмечено еще В. Дансгором [17], зависимость между изотопным составом осадков и температурой становится менее значимой в низких широтах, что связано с формированием воздушных масс, приносящих осадки в результате конвективных процессов, при которых на изотопный состав оказывает влияние разница между температурой в верхних и нижних слоях атмосферы, а не абсолютные значения приземной температуры в месте выпадения осадков. Круговорот воды в атмосфере тропических областей является очень сложным процессом, на который оказывает влияние множество факторов. В настоящее время такие процессы как транспирация, частичное испарение конденсата, равновесие с окружающей влагой еще до конца не изучены. Ни один из факторов не является доминирующим при формировании изотопного состава осадков в тропических широтах, поэтому в каждом отдельном случае необходимо изучать локальные и региональные факторы, влияющие на изотопный состав [48].

Ледниковые керны к настоящему моменту получены во всех полярных и горных областях планеты. С 2016 г. бурение горных ледников осуществляется в рамках проекта ЮНЕСКО по сохранению ледниковых кернов и содержащейся в ней климатической информации [49], к которому уже подключился ряд стран, в том числе и Россия.

Поскольку настоящая работа посвящена изотопному составу ледниковых кернов, то ниже будет приведён обзор исследований только этого параметра в горных ледниках.

Горные ледники до 1970-х гг. не рассматривались как потенциальные места для отбора кернов с целью палеоклиматических реконструкций, поскольку считалось [48], что в таких ледниках возраст льда не превышает нескольких столетий, а наличие талой воды приводит к гомогенизации изотопно-геохимических профилей. В 1970-х гг. на леднике Келькайя в Андах было обнаружено, что такой лед гораздо старше, чем ранее предполагалось, что позволило получить палеоклиматическую информацию за несколько тысячелетий [48]. Хотя керны полярных ледников позволяют получить наиболее длинные и хорошо сохранившиеся климатические ряды, ледниковые керны из тропических и умеренных

регионов позволяют получить данные об особенностях климатических изменений в более низких широтах, именно в тех районах, где проживает большая часть населения Земли. Расположение горных ледников на значительных высотах позволяют оценить изменения характера циркуляции атмосферы на высотах 5000 – 7000 м, что невозможно сделать по другим данным. До сих пор имеется очень мало информации о том, как тропический климат на значительных высотах менялся во время таких хорошо известных климатических аномалий как, например, малый ледниковый период или средневековый оптимум [50].

Во всех работах, посвящённых изучению ледниковых кернов (см. обзор в [30]), отмечается, что одной из важнейших задач, которую необходимо решить в исследовании, является датирование керна. Датирование толщи горных ледников особенно трудно в связи со сложной топографией ледникового ложа, а также в связи с неоднородностью распределения свежевыпавшего снега по поверхности ледника.

В верхней части толщи возраст отдельных горизонтов может быть получен путем простого подсчета слоев на основе измеренной концентрации параметров с сезонной изменчивостью (относительная концентрация кислорода-18 и аммония и др.) [51], [52]. Контроль точности датирования осуществляется при помощи хроностратиграфических маркеров известного возраста (слоёв пыли, следов испытания атомного оружия, аварий на атомных станциях, известных вулканических извержений) [36]. Для абсолютного датирования ледникового льда используется ряд радиоактивных изотопов, таких как ^{210}Pb [53], ^{36}Cl [54], ^{14}C [52]. Для датирования глубоких слоев ледников используются модели течения льда [55]. Точность датирования при прямом подсчете годовых слоев составляет ± 2 года [36], достигая нескольких десятков лет в случае использования методов абсолютного датирования и моделей течения.

Наибольшее количество палеоклиматических реконструкций по результатам исследования ледниковых кернов выполнено для таких регионов, как Анды, Тибет и Гималаи [30]. К настоящему моменту в Андах получено более 10 ледниковых кернов, по результатам исследования которых получена палеоклиматическая информация [56], [57]. Большинство кернов достигают коренных пород, что позволяет получить информацию за более чем 20 тысяч лет [58] с сезонной детальностью за последние несколько столетий и до 1500 лет в керне на леднике Келькайя [59].

Ледниковые керны, полученные в Андах, позволяют исследовать взаимодействие климата тропических и низких широт, а также изменение характера этого взаимодействия во времени поскольку ледниковые районы находятся в интервале широт от 0 до 52° ю.ш. в пределах нескольких климатических поясов. Анализ результатов исследования ледниковых кернов позволяет также установить изменения таких основных циркуляционных параметров Южной Америки, как Эль-Ниньо — Южное колебание (El-Nino Southern Oscillation — ENSO) и Антарктическое колебание (Antarctic Oscillation — AO) [58].

При использовании ледниковых кернов Анд для палеореконструкций необходимо также учитывать следующие факторы, влияющие на точность этих исследований. Из-за высокой скорости снегонакопления в Андах, большая часть кернов, а, следовательно, и информации об изменениях климата, заключенной в них, относится к последнему тысячелетию. Соответственно точность датирования кернов в верхней части очень высока (± 2 года на 10 лет), то в нижней части она значительно ниже и составляет ± 10 лет на 100 лет. Существует множество неточностей и разногласий в вопросах интерпретации изменений изотопного состава льда в керне. Кроме того, в Андах еще не изучено влияние постдепозиционного эффекта на изотопный состав [50].

Несмотря на перечисленные факторы, ограничивающие возможность получения климатического сигнала в Андах, при изучении ледниковых кернов в этом регионе были получены следующие результаты. Сигнал ENSO был обнаружен в рядах изменений $\delta^{18}\text{O}$ в ледниковых кернах Сахама и Келькайя. Увеличение концентрации тяжелых изотопов соответствует периодам Эль-Ниньо, а уменьшение — периодам Ла-Нинья. На леднике Сахама для периодов Эль-Ниньо также характерно увеличение концентрации пыли. Наличие информации об ENSO в данных кернах противоречиво, поскольку основным источником влаги в Андах является тропическая часть Атлантического океана. Но все же большинство ученых считает, что Эль-Ниньо оказывает влияние на климат всей Южной Америки, что подтверждается и экспериментальными данными. Тот факт, что сигнал ENSO присутствует только в некоторых кернах можно объяснить, во-первых, неточностью датирования, во-вторых, сезонностью выпадения осадков (для наилучшей сохранности сигнала необходимо, чтобы максимум осадков на леднике совпадал с максимум проявления Эль-Ниньо).

Проявление малого ледникового периода в изменении изотопного состава ледниковых кернов Анд. Для периода с 1650 по 1800 гг. для многих ледников Анд

характерно уменьшение концентрации тяжелых изотопов и уменьшение концентрации пыли, что свидетельствует о более холодных и влажных условиях. Это может быть результатом усиления южно-американского муссона, перестройки циркуляции атмосферы Южного полушария и усиления конвекции в предгорьях Анд. Изучение изменений изотопного состава ледниковых кернов за последние 100 лет показало наличие значимого тренда к увеличению, обнаружены колебания с периодом около 10 лет. Данные изменения хорошо коррелируют с изменением температуры поверхности Тихого океана, но они могут являться следствием одного фактора, но непосредственно друг с другом не связаны [50].

В горах Высокой Азии (Тибет, Гималаи) было получено большое количество ледниковых кернов [54], [60], [61]. Эти керны охватывают в среднем период до 4000 лет, а наиболее длинный по времени ряд данных получен на леднике Гулия за последние 500 тысяч лет [54], однако детальная информация с достоверной датировкой имеется только для последних 100 лет. Исследования их изотопного состава показали, что, как и в Андах, он отражает в первую очередь особенности циркуляции атмосферы. Ледниковые керны в этом регионе несут информацию о колебаниях интенсивности южноазиатского муссона. Кроме того, поскольку явление Эль-Ниньо оказывает влияние на температуру поверхности океана в Бенгальском заливе, что в свою очередь влияет на интенсивность муссона и отражается в изменениях тренда температуры воздуха и изотопного состава ледниковых кернов [61].

При этом осредненные значения концентрации кислорода-18 во всех ледниковых кернах хорошо коррелируют со средней температурой на территории плато Тибет по данным метеонаблюдений на 178 станциях с 1955 года. И по данным метеонаблюдений, и по результатам исследования ледниковых кернов отмечается существенное увеличение температуры воздуха в регионе [62]. Изотопный состав кернов в верхней части существенно выше, чем в нижней, что позволило сделать вывод о том, что потепление климата в XX веке на плато Тибет было более значимым в высокогорных областях [58], [63].

Кроме перечисленных выше региональных особенностей ледниковых кернов Высокой Азии существуют также локальные палеоклиматические реконструкции, характеризующие местные особенности климатических изменений. Например, сравнение кернов, полученных в северной и южной части Тибета показало, что связь между изменениями температуры воздуха и изотопного состава кернов на севере более тесная, по сравнению с «южными» кернами [64]. Кроме

того, для кернов, полученных на севере плато характерны изменения изотопного состава, синхронные с изменениями температуры воздуха во всём Северном полушарии, а на юге плато изменения изотопного состава кернов не отражают такие известные климатические периоды как Средневековый максимум [60]. Поскольку, влияние муссонов в разных областях Тибетского плато различно, то при исследовании кернов из разных регионов можно установить многолетнюю изменчивость интенсивности муссонов [65].

На Алтае ледниковые керны были получены двумя разными группами исследователей в 1998 – 2001 гг. [66] и [67]. В горной системе Алтая только на вершине горы Белуха есть возможность получить керны, климатический сигнал в которых незначительно нарушен только в верхней части в результате таяния [68]. Авторы [67] использовали для реконструкции изменений климата два косвенных показателя изменения температуры воздуха: изотопный состав и количество талых слоёв. Согласно их данным в регионе наблюдается потепление на $1,6 \pm 0,4$ °C во время календарного лета (июнь-август) и на $1,7 \pm 1,1$ °C в период с марта по ноябрь при использовании этих двух методов соответственно. Отмечается, что такие значения тренда потепления значительно выше, чем рассчитанные значения для всего Северного полушария.

Айзен с соавторами [66] установили основные источники формирования воздушных масс, приносящих влагу в регион. По их данным в период с 1984 по 2001 гг. две трети отложенного снега выпало из воздушных масс, принесённых с Атлантического океана, оставшаяся треть осадков сформировалась в результате вторичного испарения воды с поверхности суши в Аралокаспийском регионе. Несмотря на то, что в работе указывается наличие положительной связи между изотопным составом ледяных кернов и местной температуры воздуха, конкретные данные о климатических изменениях в регионе не приводятся. При анализе колебаний климата в голоцене [66] по данным ледникового керна с Белухи, установлено, что ледники в регионе сохранялись во время оптимума голоцена и средневекового оптимума. Несмотря на то, что в период с 1993 по 2003 годы на Алтае зарегистрировано резкое потепление, температура воздуха остаётся на $0,5$ °C ниже, чем была в этом регионе во время средневекового потепления.

Альпийские ледники давно привлекали внимание исследователей в связи с тем, что они расположены достаточно близко к основным исследовательским центрам. Именно в Альпах впервые была пробурена скважина в леднике с целью изучения его внутреннего строения [25].

Одним из примеров современных исследований ледниковых кернов в Альпах служат работы, которые были выполнены в массивах Монблан [33] и Монте-Роза в западной части Альп [69], [70], [71]. Эти две точки отличаются друг от друга по количеству аккумулируемых в толще атмосферных осадков. На Монблане (4250 м) возраст толщи охватывает период времени в несколько столетий. На леднике Коле Гнифетти (4450 м) (Colle Gnifetti), где получены ледниковые керны значительная часть снега сдувается в зимнее время, в результате чего данные по изотопному составу не могут быть использованы для реконструкции температуры. Однако из-за невысокой скорости снегонакопления возраст толщи в придонных слоях по данным радиоуглеродного анализа достигает 10 тыс. лет [71].

В перечисленных массивах скорость снегонакопления невелика, что приводит к плохой сохранности сезонного сигнала в нижних частях кернов. Кроме того, существенное влияние на сохранность климатического сигнала в кернах оказывает сезонность выпадения осадков [69]. Сопоставление изотопного состава кернов с данными метеонаблюдений за последние 120 лет показали, что при десятилетнем осреднении изотопный состав кернов коррелирует со средневзвешенной по осадкам температурой воздуха с коэффициентом корреляции $r = 0,65$. Во второй половине XX века, на фоне увеличения температуры воздуха в регионе также выявлено троекратное усиление изотопно-температурной зависимости по сравнению с предыдущими периодами. За 120-летний период также наблюдаются три периода приблизительно по десять лет, когда изменения температуры воздуха и изотопного состава снега и льда были несинхронны [70].

Исследования факторов, влияющих на изотопный состав альпийских кернов, наиболее подробно выполнены для ледников Гренцглетчер (Grenzgletscher) и Фишерхорн (Fischerhorn) в центральной части Альп, в Швейцарии [72]. Эти точки уникальны тем, что позволяют провести калибровку данных, полученных по ледниковым кернам с реальными данными метеонаблюдений, полученных в непосредственной близости от точки бурения. Кроме того, эти ледники расположены в разных частях Альп и их сопоставление позволяет определить репрезентативность данных, полученных по одному керну для всего горного региона.

В результате исследования были получены следующие результаты. На ледниках Гренцглетчер и Фишерхорн сезонный цикл изотопного состава снега и льда связан с изменениями температуры воздуха. Однако, корреляция между межгодовыми вариациями изотопного состава кернов и температурой воздуха незначима.

Что может быть объяснено неравномерностью выпадения осадков, изменением источников влаги, а также постдепозиционными эффектами, оказывающими влияние на изотопный состав снежной толщи [72].

В связи с неравномерностью выпадения осадков в течение года на леднике Гренцглетчер, изотопный состав коррелирует только со средневзвешенной по осадкам температурой, что не представляет интереса для палеоклиматических реконструкций. На леднике Фишерхорн осадки выпадают равномерно в течение года, что также приводит к значимой ($r = 0,44$) корреляции между изотопным составом керна и температурой воздуха. Это значение коэффициента корреляции близко к полученному для того же керна при изучении сезонных вариаций исследуемых параметров [72].

При сопоставлении данных, полученных на двух ледниках, расположенных в 60 км друг от друга, были отмечены значительные несовпадения данных по изотопному составу, что объясняется локальными особенностями выпадения осадков. Сделан вывод о том, что в горных районах для каждого ледника может существовать своя зависимость между температурой формирования осадков и их изотопным составом, что затрудняет палеоклиматические реконструкции в горах [73].

1.4 Изотопные исследования ледников на Кавказе

Впервые в СССР работы по исследованию изотопного состава ледников были проведены на Кавказе на леднике Марух [74]. Летом 1972 г. был вскрыт шурф глубиной 15 м на высоте 2935 м над уровнем моря. Анализ изотопного состава образцов снега и фирна из шурфа показал полное отсутствие климатического сигнала в связи с гомогенизацией изотопного профиля инфильтрующимися талыми водами.

В 1980-х гг. выполнено бурение на Джантуганском фирновом плато на высоте 3600 м над уровнем моря [75], [76]. По результатам исследований нескольких кернов был реконструирован баланс массы ледника Джанкуат за последние 90 лет. Однако для реконструкции изменений температуры воздуха изотопные данные оказались также непригодны из-за интенсивного таяния в этой области.

Исследования изотопного состава снежной толщи на леднике Гарабаши в массиве Эльбруса были проведены в 1998 и 2001 гг. [77]. Установлено наличие вертикального градиента изотопного состава снега и выявлены отдельные случаи отсутствия такого градиента в зависимости от условий формирования осадков. Был также исследован изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$ и δD) льда в краевых частях ледника Большой Азау, который позволил оценить температурные изменения, на фоне которых происходили периодические подвижки этого ледника [78].

Перечисленные работы по изучению изотопного состава снега и льда на Кавказе выполнялись в зоне интенсивного таяния, что ограничивало возможность применения изотопных данных для палеоклиматических исследований [79], однако, по результатам этих работ была выполнена оценка динамики баланса массы ледников.

На основе анализа полученных и опубликованных данных стало очевидно, что дальнейшие исследования изотопного состава снега и льда следует проводить на больших абсолютных высотах, где поверхностное таяние отсутствует или сведено к минимуму. Для поиска потенциальной точки с сохранившимся климатическим сигналом в 2004 г. было выполнено неглубокое керновое бурение до глубины 21,4 м на Западном плато Эльбруса (N 43,34778°; E 42,42547°) на высоте 5115 м над уровнем моря [80]. Отбор образцов на изотопный анализ для верхних 10 м проводился с шагом 10 см, далее — с шагом 20 см. По полученным данным были сделаны выводы об отсутствии таяния (температура ледника на глубине 15 м составила $-17\text{ }^\circ\text{C}$), наличии сезонных вариаций изотопного состава, и, как следствие, о сохранности климатического сигнала в керне и перспективности исследования керна льда из этой точки для получения палеоклиматической информации за несколько столетий.

Талая вода ледников служит источником питания многих рек на Кавказе. Для расчленения гидрографа стока рек и расчёта доли ледникового питания применяются также и изотопные методы [81]. На Кавказе подобное исследование выполнено на примере расчленения гидрографа стока с ледника Джанкуат [82], [83]. По полученным авторами данным изотопный состав талой воды в р. Джанкуат соответствует среднему изотопному составу ледниковой толщи [76]. При этом летом иногда наблюдается понижение изотопного состава талой воды, которое связывают с таянием слоёв зимнего снега, а повышение изотопного состава воды относительно среднего уровня объясняется таянием свежеснежного летнего снега [82]. По результатам анализа системы уравнений изотопного, минерального

и водного баланса реки, при определённых допущениях были вычленены составляющие весеннего, зимнего снега, таяние на леднике и на неледниковой части в общем стоке реки Джанкуат [83].

Выводы

1. В полярных регионах основным источником палеоклиматической информации являются ледниковые керны, которые хранят информацию об изотопном составе атмосферных осадков, а, следовательно, об изменениях температуры воздуха в момент их выпадения.
2. В горных районах на изотопный состав осадков оказывает влияние не только температура воздуха, но и другие факторы, такие как тип циркуляции атмосферы, что часто затрудняет выполнение палеотемпературных реконструкций.
3. В ледяных отложениях на Западном плато Эльбруса в связи с несущественным таянием, сохраняется сезонный климатический сигнал, который может быть использован для реконструкции климатических изменений в прошлом.

Глава 2. Материалы и методы

2.1 Район исследований

Кавказ — горная страна, расположенная на юге Российской Федерации, в Грузии, Азербайджане, Армении, к западу от Кавказа находится Чёрное море, к востоку — Каспийское, к северу — Восточно-Европейская равнина (рисунок 3). В пределах Кавказа выделяют несколько физико-географических областей: Предкавказье — равнинная область в северной части региона, Большой Кавказ — горная область в центральной части, Закавказье — равнинная область к югу от Большого Кавказа, Малый Кавказ — горная область на юге региона [84].



Рисунок 3 — Карта региона исследования [85]

Настоящее исследование сфокусировано на территории Большого Кавказа, который представляет собой горную систему, протянувшуюся от Чёрного до Каспийского моря с преобладающими высотами около 2000 – 3000 м над уровнем моря. В осевой части Большого Кавказа располагается Водораздельный (Главный Кавказский) хребет, по которому проходит государственная граница России с Грузией и Азербайджаном, а также часто проводится граница между Европой и Азией.

Для рельефа Большого Кавказа характерно сочетание альпийских форм в высокогорном ярусе, в формировании которого участвовали и гляциально-нивальные процессы, а также аккумулятивных равнин в низкогорном ярусе. Рельеф Кавказа оказывает существенное влияние на климат региона, поскольку Водораздельный хребет является орографическим барьером и поэтому служит границей между умеренным и субтропическим климатическими поясами.

Реки Большого Кавказа относятся к бассейнам Азовского, Чёрного, Каспийского морей. Для большинства малых рек с источником питания в высокогорной области характерно половодье в тёплое время года, совпадающее с таянием ледников и многолетних снежников [84], [86].

2.2 Климатическая характеристика региона

Эльбрус расположен вблизи границы умеренного и субтропического климата, которая условно проходит по Главному Кавказскому хребту (согласно климатической классификации Б.П. Алисова). Регион характеризуется высокими значениями приходящей солнечной радиации и радиационного баланса в целом. Его годовая сумма в районе Эльбруса составляет, в среднем, 2000 мДж/м^2 [87] — для сравнения отметим, что это вдвое больше чем в средней полосе России. Поэтому радиационный баланс — важнейший климатообразующий фактор на Кавказе, в значительной мере определяющий в частности динамику горного оледенения региона [88], [89]. Огромную климатообразующую роль играет и циркуляционный фактор. Большой Кавказ расположен вблизи среднего климатического положения средиземноморской ветви полярного фронта. Поэтому в течение всего года для региона типична неустойчивая погода с интенсивными осадками и сильным ветром. В регионе преобладает западный перенос воздушных масс, однако зона максимальных ветров, связанная с высотной планетарной фронтальной зоной, обычно располагается южнее Главного Кавказского хребта. В летние месяцы (с мая по сентябрь) район Эльбруса оказывается на северной периферии средне-тропосферного струйного течения, т.е. непосредственно в зоне средиземноморской ветви полярного фронта, разделяющей тропическую и умеренную воздушные массы [90]. Преобладают ветра западного и юго-западного направления, средняя скорость которых на уровне 5000 м составляет примерно 10 м/с.

В зоне полярного фронта часто обостряется циклогенез, хотя повторяемость и интенсивность средиземноморских и черноморских ниже, чем в зимние месяцы. Циклонический характер погоды обычно преобладает в первой половине теплого периода (с мая по июль). В теплое полугодие существенно увеличивается роль азорского антициклона, которая выражается в сравнительно высокой по сравнению с зимой повторяемостью антициклонов субтропического происхождения. Особенно ярко этот процесс проявляется в последние десятилетия во второй половине теплого полугодия (август – сентябрь). Именно с ним связаны уменьшение облачности, рост радиационного баланса и, как следствие, максимальные темпы таяния снега и льда в высокогорных районах Кавказа [89]. Зимой скорость ветра на оси средне-тропосферного струйного течения увеличивается почти вдвое и смещается на 1500 км южнее (на Аравийский полуостров и Северную Африку). Однако вследствие сезонного увеличения межширотного градиента температуры средняя скорость ветра над Эльбрусом мало меняется по сравнению с летним значением. Несмотря на смещение планетарной фронтальной зоны к югу, циклоническая деятельность над Средиземным морем обостряется как за счет увеличения турбулентного тепло- и влагообмена над морской поверхностью, так и по причине роста температурных контрастов между воздушными массами, формирующимися над Африкой, и морским умеренным или арктическим воздухом. Поэтому, как и в летние месяцы, зимой над Кавказом повторяемость средиземноморских циклонов достаточно высока.

Одновременно с этим важную роль играет западный отрог Сибирского антициклона, который, объединяясь с зоной повышенного давления над Западной Европой, формирует так называемую «ось Воейкова» — гребень повышенного давления, формирующийся зимой и протягивающийся примерно по 50° с.ш. через Северный Казахстан, Южный Урал и Черноземье на запад, вплоть до южных провинций Франции и хорошо прослеживающийся на климатических картах давления. Высокая повторяемость антициклонов сибирского и арктического происхождения над центральными и южными районами Европейской России становится причиной вторжений холодного умеренного континентального воздуха на Кавказ. С одной стороны, этот процесс может обострять полярно-фронтальной циклогенез над регионом, с другой — быть причиной сухой и холодной погоды (в зависимости от конкретной синоптической ситуации). Помимо средиземноморских циклонов на регион нередко оказывают влияние фронтальные системы

атлантических циклонов, блокирующие антициклоны, формирующиеся над Восточной Европой, и ультраполярные вторжения.

Все многообразие синоптических процессов в умеренной климатической зоне можно условно разделить на зональные (барические образования перемещаются в струе западного переноса), меридиональные (западный перенос блокируется долгоживущими антициклонами, циркуляция которых прослеживается до верхней тропосферы, или так называемыми высотными центральными циклонами), и зонально-меридиональными, которые являются переходной формой циркуляции. Существует множество синоптических типизаций, достаточно широко используемых в нашей стране, среди которых прежде всего следует отметить классификации режимов циркуляции А.Ф. Вангенгейма [91], А.А. Гирса [92], Б.Л. Дзердзеевского [93], [94], В.В. Клименко [95]. Все они построены на статистическом анализе карт приземного анализа и базовых характеристиках средней тропосферы (прежде всего, геопотенциала и скорости ветра). Существенным недостатком синоптических типизаций является значительная доля субъективизма в процессе выявления того или иного типа циркуляции, а также невозможность автоматизации методики даже с применением современных методов объектно-ориентированного программирования. Поэтому в настоящее время более популярными оказываются простые циркуляционные индексы (NAO, PDO, SCAND, EA/WR), которые отражают основные черты крупномасштабной динамики атмосферы и при этом сравнительно легко вычисляются на основе данных глобального анализа или реанализа.

В качестве примера сезонных климатических изменений на рисунке 4 приведены графики сезонного хода количества осадков и температуры (среднемесячные значения за 1966 – 1990 гг.) на нескольких станциях, расположенных на Кавказе, а также сезонных изменений вертикального градиента температуры. Для примера мы выбрали станции Сочи, Клухорский Перевал, Минеральные воды, которые характеризуют климат на южном склоне Большого Кавказа, в высокогорной области, и на северной предгорной равнине соответственно. На рисунке 9 показано расположение этих станций.

К югу и юго-западу от Водораздельного хребта для годового хода осадков характерен максимум зимой и минимум летом — это типичное средиземноморско-субтропическое годовое распределение осадков. Летом, как отмечалось выше, растет повторяемость субтропических антициклонов, поэтому осадков хоть и много, но ощутимо меньше, чем зимой. К северу и северо-востоку

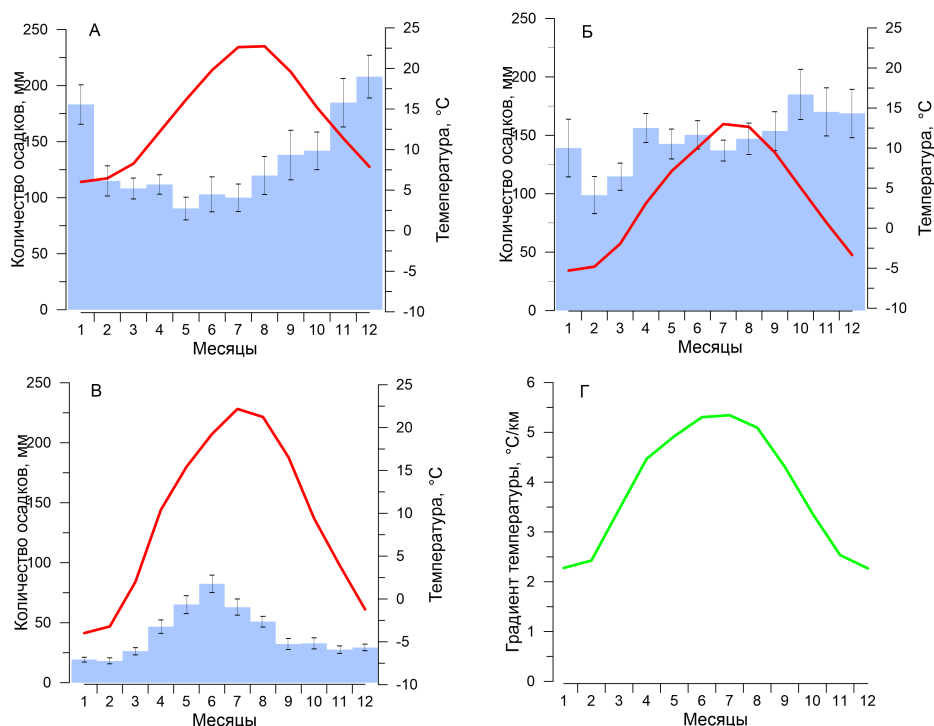


Рисунок 4 — Сезонный ход температуры воздуха (красная линия), количества осадков (синяя гистограмма) на станциях Сочи (А), Клухорский Перевал (Б), Минеральные Воды (В), а также вертикального градиента температуры воздуха по данным метеонаблюдений в регионе (Г) за период с 1966 по 1990 гг. [2]. Для графиков осадков показана ошибка среднего значения при расчёте среднемесячных значений количества осадков

от Главного Кавказского хребта — наоборот, наблюдается летний максимум и зимний минимум, что типично для умеренно-континентального климата. Летний максимум осадков объясняется большой ролью термической и орографической конвекции, которая в зимние месяцы практически отсутствует.

Примечательно, что Эльбрус находится на границе двух климатических провинций — Западного Кавказа (для которого характерны большие суммы осадков в течение всего года), и Центрального Кавказа (с ярко выраженным летним максимумом осадков). Эти два совершенно разных типа увлажнения очень показательно иллюстрируют данные метеостанций Клухорский перевал (Западный Кавказ) и Терскол (Центральный Кавказ).

На станции Клухорский Перевал сезонный ход осадков почти не выражен, количество осадков на станции примерно одинаково во все месяцы. Количество осадков уменьшается с запада на восток по мере удаления от источника влаги. Максимальное количество осадков в регионе наблюдается в районе Красной Поляны на западе Большого Кавказа и составляет около 2000 мм в год. На востоке

Большого Кавказа количество осадков уменьшается до 600 мм на южных склонах и до 200 мм — на северных.

Сезонный ход температуры воздуха однотипен на всех станциях, поскольку он определяется приходом солнечной радиации и радиационным балансом: максимальные значения наблюдаются в июле, минимальные — в январе. На станции Сочи, расположенной к югу от Кавказа, средний месячный максимум температуры составляет $+22,7$ °С, минимум — $+6$ °С, сумма осадков за год — 1680 мм. На станции Минеральные Воды наименьшие значения температуры составляют -4 °С, наибольшие $+22,5$ °С, сумма осадков за год 700 мм. Вертикальный градиент температуры на Большом Кавказе изменяется от $5,3$ °С/км в летние месяцы до $2,4$ °С/км в зимние. Однако при расчёте использовались только данные, полученные на метеорологических станциях, расположенных ниже 2100 м, то есть в расчёте не учтены высокогорные участки, находящиеся под влиянием свободной атмосферы.

Анализ многолетних изменений температуры воздуха в летний сезон (май — октябрь) и в зимний сезон (ноябрь — апрель) в регионе (рисунок 11) показывает, что для зимних температур воздуха характерна большая межгодовая изменчивость, чем для летних. Это связано с большей интенсивностью циклогенеза и межширотного градиента температуры в регионе. Происходящие в регионе изменения климата прежде всего выражаются в летнем потеплении. Зимнее потепление на Кавказе выражено существенно слабее: например, период с 1960 до 1975 был теплее, чем последние 20 лет. Более низкие температуры воздуха в конце XIX века, по мнению некоторых авторов, могут быть как следствием завершающейся малой ледниковой эпохи, так и откликом на несколько мощных вулканических извержений [96]. Для Кавказа также характерно потепление, отмечавшееся в 1910 — 1920-х гг., которое также часто описывается в литературе [97], но его причины не до конца ясны.

Анализ многолетних изменений температуры воздуха и количества осадков на Кавказе проводили в работах, посвящённых оценкам колебаний ледников в регионе. Например, Элизбарашвили с соавторами [98] обнаружили повышенную частоту экстремально жарких месяцев, в течение 20-го века, особенно в Восточной Грузии, при этом в восточной части Грузии число экстремально холодных месяцев снизилось быстрее, чем в западной. В работе [99] обнаружили значительное уменьшение площади ледников, которое согласуется с повышением температуры воздуха в сезон абляции. В соответствии с данными [99] в период

2001 – 2010 было теплее, чем период с 1960 по 1986 на 0,7 – 0,8 °С по данным станций Терскол и Клухорский Перевал. Однако самым теплым десятилетием для календарного лета был период 1951 – 1960 гг. В работе [100] также было отмечено повышение среднегодовой температуры на различных метеорологических станциях Грузии в последние 20 лет. В работе [89] показано, что стремительное сокращение оледенения Кавказа с последние десятилетия связаны прежде всего с положительными аномалиями радиационного баланса, которые в свою очередь определяются уменьшением среднего балла облачности и ростом аэрозольного пропускания атмосферы [101].

2.3 Оледенение Кавказа

Кавказ является крупнейшим центром оледенения в России. Практически всё оледенение Кавказа относится к системе Большого Кавказа. Большой Кавказ исторически подразделяется на Западный, Центральный и Южный [84], бóльшая часть ледников сосредоточена в Центральном Кавказе, который охватывает территорию от Эльбруса на Западе до Казбека на востоке. Общая площадь ледников Кавказа по разным оценкам составляет от $1193,2 \pm 54,0 \text{ км}^2$ [102] до $1121 \pm 30 \text{ км}^2$ [103], из них примерно 70% ледников (около 850 км^2 , [102]) расположено на северном склоне и 30% ($355,8 \pm 8,3 \text{ км}^2$ [100]) — на южном.

Самым крупным узлом оледенения Большого Кавказа является массив Эльбруса (рисунок 5). Все ледники Приэльбрусья относятся к бассейну Кубани. Наиболее крупные ледники — Большой Азау, Малый Азау, Гарабаши, Терскол, Ирик, Ирикчат. Площадь ледников Эльбруса составляет $112,20 \pm 0,58 \text{ км}^2$, общий объём ледников Эльбруса составляет $5,03 \pm 0,85 \text{ км}^3$ [104].

Континентальность климата увеличивается с востока на запад, вследствие чего граница питания ледников увеличивается в том же направлении от 2500 – 2700 м на западе в бассейнах рек Белой, Лабы и Мзымты до 3700 – 3950 м на востоке в бассейнах рек Самур и Кусарчай. Самая нижняя точка оледенения находится в бассейне р. Белой на высоте 1710 м н.у.м (ледник Фишт), самая высокая находится на западной вершине Эльбруса на высоте 5642 [103].

Сведения о динамике ледников Кавказа получены на основе изучения моренных комплексов [105]. Были выделены крупные стадии наступания ледников



Рисунок 5 — Фрагмент топографической карты. Красной точкой обозначено место бурения ледникового керна на Западном плато Эльбруса

в голоцене: более 8600 лет назад, между 8600 и 6400 лет назад, 4500 – 4250 лет назад, 2800 лет назад и малый ледниковый период. Максимум малого ледникового периода на Кавказе наблюдался в середине XIX в. Общее отступление ледников на Северном Кавказе началось в конце 1840-х гг., и прерывалось 4 – 5 незначительными наступаниями ледников в 1860 – 1880 гг. и заметным замедлением скорости отступления и незначительным продвижением в XX в. (1910-е, 1920-е и 1970 – 1980 гг.) [106]. В настоящее время в связи с появлением новых методов датирования ледниковых отложений по космогенным изотопам история оледенения на Кавказе подвергается значительной ревизии [107]. Уже получены абсолютные датировки для многих моренных комплексов, возраст которых был определён по корреляции с другими отложениями.

С момента максимума последней стадии малого ледникового периода (середина XIX в.) большинство ледников отступило более, чем на 1000 м. Наступание ледников совпадает с минимумами летней температуры, и в целом на Кавказе синхронно с реконструированным балансом массы ледника Гарабаши. Кроме того, реконструированная динамика ледников Кавказа совпадает с данными реконструкций в Альпах, что подтверждает единообразие тенденций изменений ледников и климата в этих регионах [106].

На современную динамику баланса массы ледников оказывают влияние как увеличение температуры воздуха, которое приводит к усилению таяния, так и

увеличение количества осадков, которое приводит к увеличению снегонакопления [108]. В настоящее время наблюдается сокращение площади ледников. В период с 1999 до 2012 года площадь ледников сократилась на 4% [99], а в период с 1997 по 2017 год — на 10,8% [104]. Характерной чертой отступления ледников на Эльбрусе является появление нунатаков и отделение частей ледников в зоне абляции ниже 4000 м н.у.м. [99]. При анализе многолетних наблюдений (с 1983 года) за балансом массы ледника Гарабаши был выявлен значимый тренд к уменьшению с 1994 года до 2013 года [109]. В последние десятилетия наблюдается значительное ускорение в сокращении как площади ледников, так и в снижении высоты их поверхности, которое невозможно объяснить только повышением температуры воздуха. В области абляции ледников вклад явного теплообмена существенно выше, чем предполагалось ранее, и составляет 20 – 30%. Статистически значимый рост средней летней температуры в последние 40 лет мог стать причиной увеличения явного теплообмена воздуха с поверхностью ледников. Детальные оценки компонент теплового баланса в зоне аккумуляции Эльбруса показали, что главным фактором потери снежной массы является радиационный баланс (97%). Турбулентный теплообмен чаще всего отводит тепло от поверхности. Затраты тепла на испарение жидкой фазы с поверхности снега составляют 3%, что является заметным вкладом в абляцию. Было установлено, что в последние 40 лет убыль массы в основном происходит за счет статистически значимого увеличения радиационного баланса в летний сезон. Причиной такого роста может быть увеличение повторяемости антициклонов в регионе, связанное с расширением нисходящей ветки ячейки Хэдли [90].

Изучение климатических изменений на Кавказе представляется особенно актуальным, поскольку режим большинства рек региона определяется таянием ледников и сезонного снежного покрова, которое в свою очередь зависит от температуры и количества осадков в высокогорной области. В работе [110] на основе климатических моделей и моделей стока показано, что увеличение температуры на 4 – 7°C при незначительном увеличении количества осадков приведёт к катастрофическим наводнениям в тёплое время года.

Кроме того, в нескольких работах (см. обзор в [5]) отмечается, что потепление в высокогорных областях происходит более быстрыми темпами по сравнению с равнинными территориями, что определяет актуальность климатических и палеоклиматических исследований в горных районах, особенно на высоте более 3000 м н.у.м.

2.4 Описание мест бурения и отбора образцов

Западное плато Эльбруса, расположенное выше 5000 м над уровнем 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 (рисунок 6).

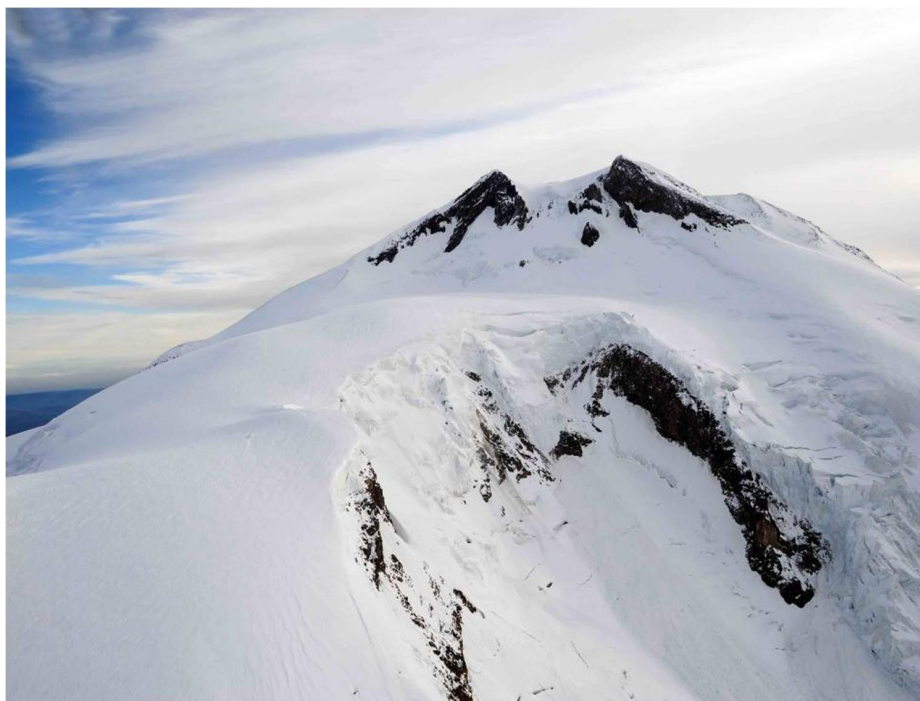


Рисунок 6 — Западное плато Эльбруса (фото В.Н. Михаленко)

Толщина льда, определённая радиолокационным методом, варьирует от 60 до 255 м, минимальная толщина льда наблюдается в западной части плато при переходе к ледопаду. Рельеф ложа плато имеет воронкообразную форму, которая характерна для вершин вулканических образований, что позволяет сделать вывод, что ледник плато перекрывает древний кратер вулкана [111]. Атмосферные осадки выпадают на поверхность плато исключительно в твёрдом виде, а температура фирново-ледяной толщи на глубине 10 м, где затухают сезонные колебания, составляет $-17,2^{\circ}\text{C}$ [112].

Буровые работы на Западном плато Эльбруса выполнялись в августе-сентябре 2009 г., в результате чего был получен керн длиной 181,8 м в точке с координатами $43^{\circ}20'53,9''$ с.ш. и $42^{\circ}25'36,0''$ в.д. на высоте 5115 м н.у.м. [79]. Для продления климатического ряда бурение было повторено в той же точке в 2012 и в 2013 гг., что позволило получить непрерывный климатический ряд, начиная с

2013 г. включительно. В 2014 г. был получен керн на плато Майли на Казбеке на высоте 4500 м н.у.м. [113]; в 2006 и в 2017 гг. отбирались пробы из шурфов на Восточной вершине Эльбруса на высоте 5600 м н.у.м. [114], а в 2020 г. там был получен керн льда длиной 96,01 м от поверхности до ложа [115]. В 2018 году на Западном плато выполнено керновое бурение в рамках проекта Ice Memory, было получено два керна длиной 150 и 120 м, к настоящему времени проанализированы верхние 20 метров первого керна. В 2020 году проведены буровые работы на Восточной вершине Эльбруса, а в 2021 году на леднике Безенги. Анализ образцов полученных кернов пока не выполнен.

На Западном плато Эльбруса непосредственно в полевых условиях выполнялось измерение температуры в скважине. Профиль температуры показан на рисунке 7 [79]. Из рисунка 7 следует, что по всей глубине ледника зафиксированы отрицательные температуры, что обеспечивает сохранность климатического сигнала в керне.

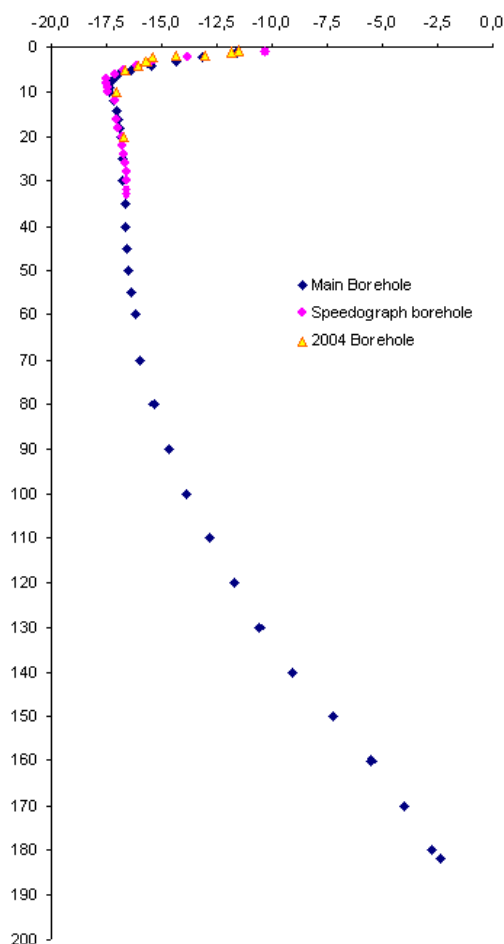


Рисунок 7 — Профиль температуры скважин на Западном плато Эльбруса [79]

После бурения керны были транспортированы в ИГ РАН (Москва) в замороженном виде. Пробоотбор выполнялся в холодной камере при температуре – 15°C,

затем образцы хранились в замороженном виде вплоть до начала анализа. Также в холодной лаборатории выполнялось стратиграфическое описание керна, во время которого отмечалось наличие талых слоёв, слоёв пыли, разрыхлённых слоёв. Кроме того, выполнялось определение плотности снега фирна и льда весовым методом. Профиль плотности приведён на рисунке 8 [79]. Как видно из рисунка 8, льдообразование завершается на глубине около 55 м [79], на этой глубине было отмечено полное замыкание воздушных включений.

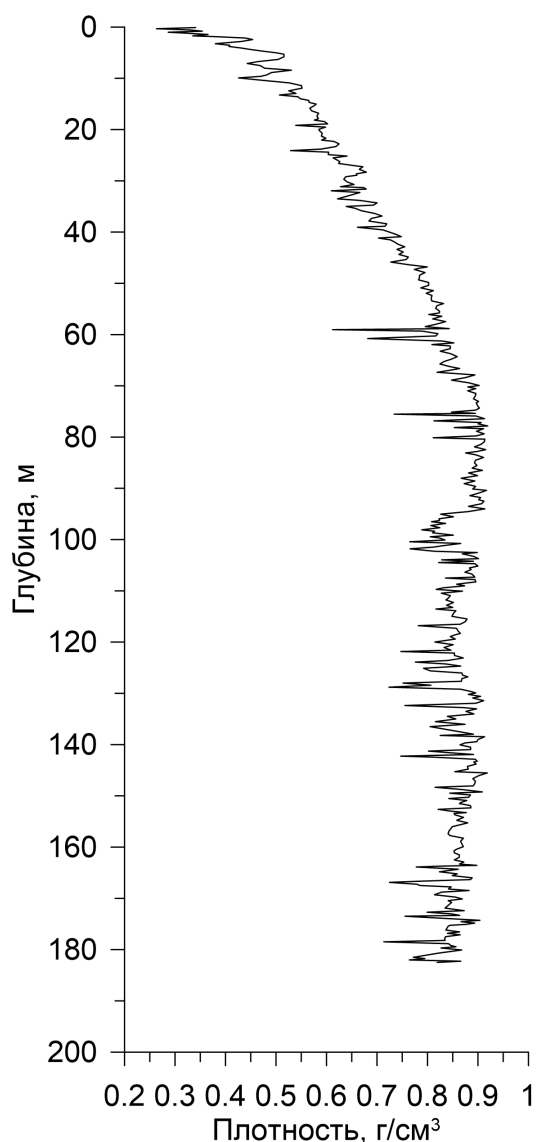


Рисунок 8 — Профиль плотности керна 2009 года [79]

Разрешение, с которым проводился отбор проб, было не равномерным. В верхней части глубокого керна (0 – 17 м) оно составляло 15 см, на глубине 17 – 70 м — 5 см, 70 – 106 м — 4 см, 106 – 158 м — 3,7 см, 158 – 182 м — 5 см. Отбор проб в керне, полученном в 2012 году, выполнялся с разрешением 10 см, в керне 2013 года — 5 см, и в керне 2018 года — также 5 см. В керне с Казбека пробы отбирались с разрешением 10 см. Всего было отобрано более 7000 проб. Такая

стратегия пробоотбора обусловлена стремлением получить данные об изменении изотопного состава льда с сезонным разрешением по возможности по всей длине полученного керна. В работе также использованы данные по керну 2004 года, с разрешением от 15 до 50 см, ранее опубликованные в [80].

Непосредственно перед проведением изотопного анализа пробы расплавлялись в герметичных пробирках, что обеспечивало сохранность их изотопного состава.

2.5 Климатические данные, использованные для анализа закономерностей формирования изотопного состава осадков на Эльбрусе

Использовались суточные данные метеонаблюдений по 13 метеостанциям, Кавказа. Период наблюдений, высота станций над уровнем моря показаны в таблице 2. Расположение станций показано на рисунке 9. Данные получены на официальном сайте ВНИИГМИ-МЦД [2]. Данные Глобальной сети изотопов в осадках (ГСИО — Global Network of Isotopes in Precipitation, GNIP) находятся в свободном доступе на официальном сайте Международного агентства по атомной энергии [18].

Таблица 2 — Метеостанции и станции Глобальной сети изотопов в осадках (GNIP)

Вид данных	Номер на карте (рисунок 9)	Название	Высота, м н.у.м.	Период работы
Метеоданные	1	Сочи	57	1871 – по н/в
	2	Минеральные Воды	315	1938 – по н/в
	3	Кисловодск	943	1940 – по н/в
	4	Пятигорск	538	1891 – 1997
	5	Шатжатмаз	2070	1959 – по н/в
	6	Терскол	2133	1951 – по н/в
	7	Клухорский Перевал	2037	1959 – по н/в
	8	Теберда	1550	1956 – 2005
	9	Сухуми	75	1904 – 1988
	10	Самтредиа	24	1936 – 1992
	13	Тбилиси	448	1881 – 1992
	14	Сулак	2927	1930 – по н/в
	15	Местиа	1417	1930 – 1991
GNIP	11	Батуми	32	1980 – 1990
	12	Бакуриани	1700	2008 – 2009
	13	Тбилиси	448	2008 – 2009

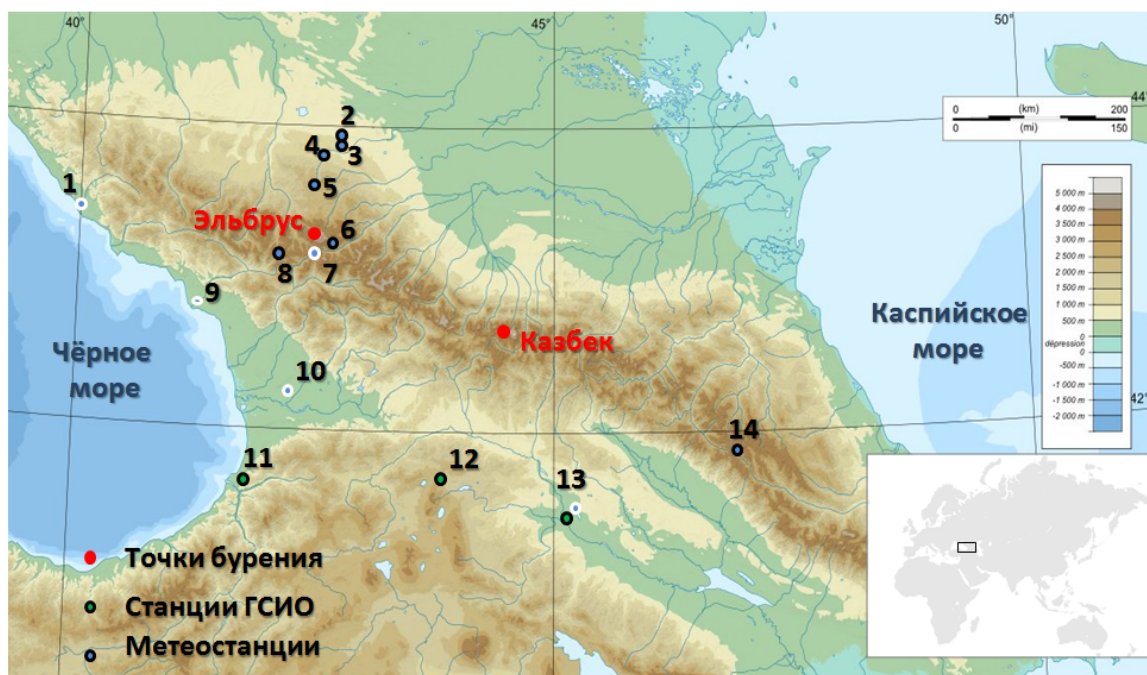


Рисунок 9 — Метеостанции и станции глобальной сети изотопов в осадках (GNIP).
Номера на карте соответствуют номерам в таблице 2

Данные по температуре воздуха в регионе исследований доступны с 1871 г. (станция Сочи). Среднегодовые значения для каждой станции показаны на рисунке 10.

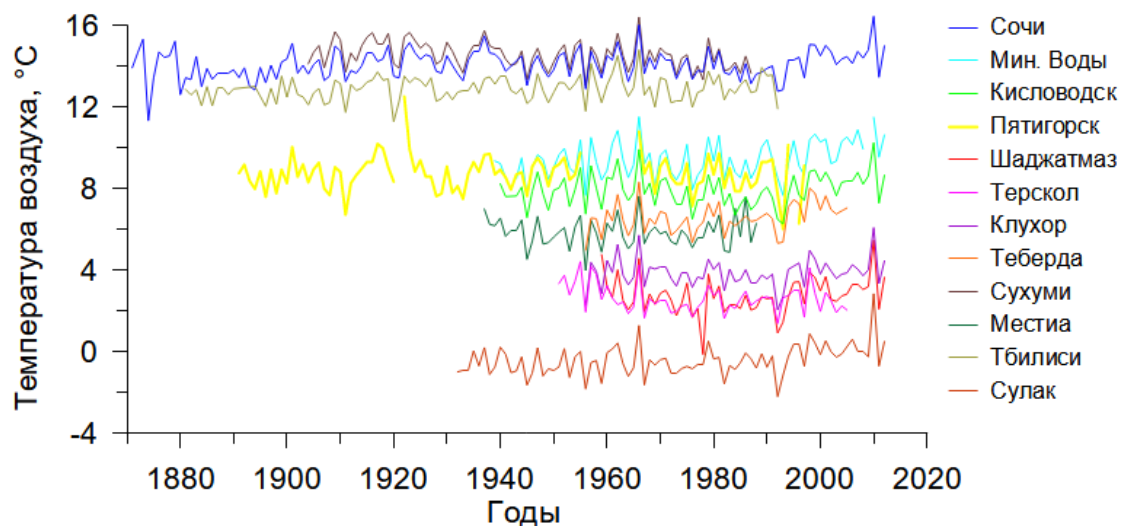


Рисунок 10 — Среднегодовая температура воздуха

Для температуры воздуха были посчитаны парные коэффициенты корреляции (r) для каждой пары метеостанций. Корреляция для каждой из пар является значимой при $p < 0,05$ (таблица 3).

Это позволило рассчитать средние нормированные значения температуры воздуха для всего региона. Абсолютные значения температуры воздуха на каждой из станций различаются в связи с разницей высот над уровнем моря, для расчётов использовались нормированные значения температуры для каждой станции. Для нормированных значений температуры были рассчитаны среднегодовые и среднесезонные значения для каждого года (рисунок 11).

Для изучения локальных метеорологических условий на Эльбрусе в разное время устанавливались автоматические метеостанции (АМС) и температурные датчики. Для примера рассмотрим данные, полученные с июля 2007 года по январь 2008 года на Западном плато Эльбруса [116]. Данные по температуре воздуха, полученные на этой станции были сопоставлены с данными наблюдений на станции Минеральные Воды (рисунок 12). Станция Минеральные Воды выбрана, поскольку в указанный период в ряду наблюдений содержится меньше пропусков по сравнению с другими станциями.

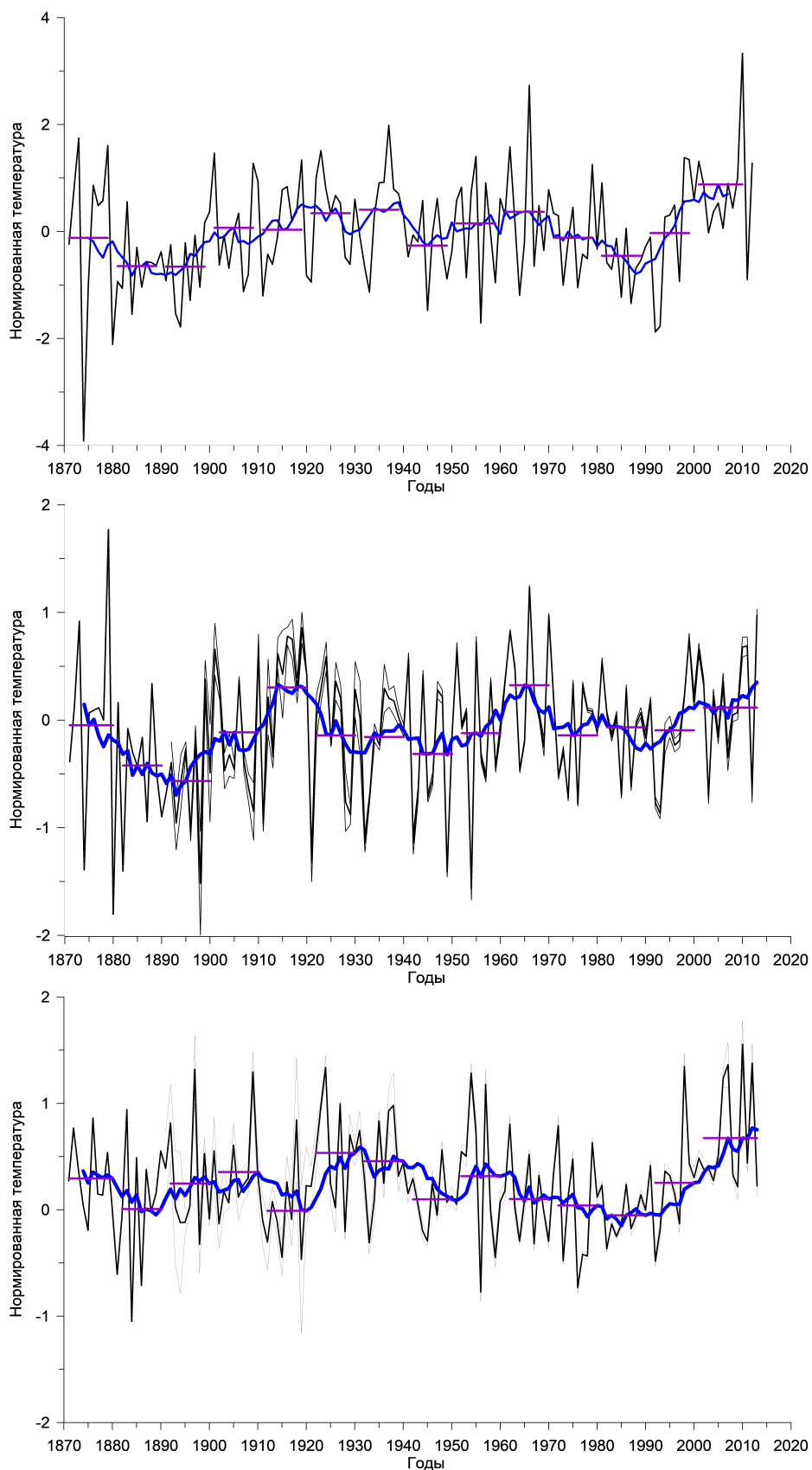


Рисунок 11 — Нормированные региональные значения температуры воздуха. Среднегодовые — верхний график, средние за холодный период — средний график, средние за тёплый период — нижний график. Синим цветом показаны 11-летние скользящие средние значения, фиолетовыми — средние значения за 10 лет

Таблица 3 — Метеостанции и станции Глобальной сети изотопов в осадках (GNIP)

	Сулак	Шадж.	Клухор	Местиа	Сухуми	Пятиг.	Теберда	Терскол	Кисл.	Сочи	Самт.	Тбил.
Мин.Воды	0,76	0,71	0,77	0,66	0,83	0,80	0,84	0,51	0,91	0,83	0,81	0,87
Сулак		0,73	0,90	0,77	0,76	0,47	0,92	0,63	0,81	0,79	0,81	0,80
Шаджатмаз			0,76	0,40	0,71	0,54	0,66	0,61	0,77	0,78	0,62	0,56
Клухор				0,77	0,92	0,59	0,89	0,70	0,88	0,91	0,94	0,81
Местиа					0,80	0,53	0,79	0,58	0,64	0,79	0,81	0,71
Сухуми						0,71	0,87	0,68	0,90	0,93	0,95	0,71
Пятигорск							0,65	0,47	0,81	0,67	0,78	0,73
Теберда								0,64	0,84	0,87	0,90	0,88
Терскол									0,62	0,64	0,69	0,67
Кисловодск										0,92	0,88	0,85
Сочи											0,96	0,72
Самтредиа												0,79

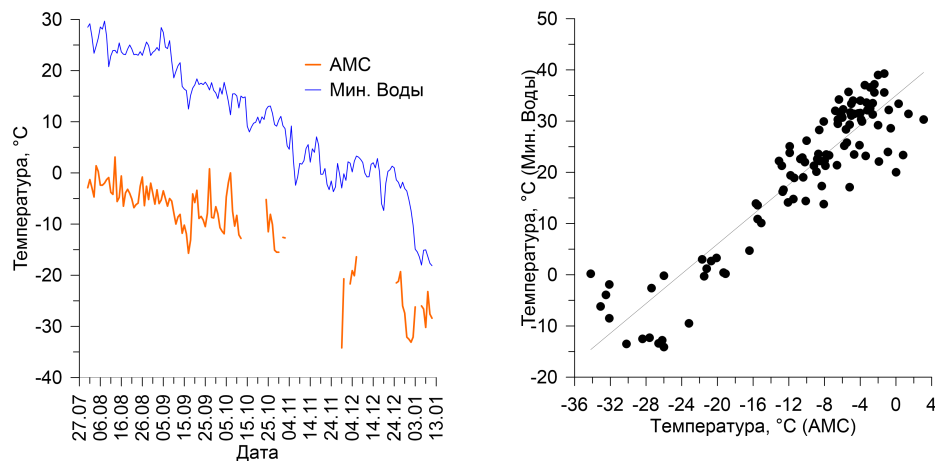


Рисунок 12 — Сопоставление температуры воздуха (а) на Западном плато Эльбруса по данным АМС и на станции Минеральные Воды и линейная регрессия этих параметров (б)

При сравнении среднесуточных значений температуры воздуха коэффициент корреляции составляет 0,84 (значим при $p < 0,05$), что свидетельствует о синхронном изменении температуры на разных высотных уровнях. Этот факт позволяет использовать данные наблюдений на станциях, расположенных на более низких по сравнению с точкой бурения высотных уровнях, для анализа закономерностей формирования изотопного состава осадков в высокогорной области. Ряд метеонаблюдений на Западном плато Эльбруса также позволил обосновать использование данных реанализа при оценке климатической изменчивости [116].

При анализе парных коэффициентов корреляции для осадков было выделено две группы станций. Для станций, расположенных к северу от Главного Кавказского хребта, характерно максимальное количество осадков летом, минимальное зимой. На станциях, расположенных к югу от Кавказа, наблюдается максимум осадков зимой или примерно одинаковое количество осадков во все сезоны (рисунок 13).

При исследованиях ледниковых кернов применяют средневзвешенную по осадкам температуру воздуха или только температуру воздуха в дни выпадения осадков [44]. Средневзвешенная по осадкам температура за месяц рассчитывается как:

$$t_{weighted} = \frac{\sum(t \times p)}{\sum p} \quad (11)$$

где t — средняя суточная температура, p — суточное количество осадков.

Ближайшей к точке бурения метеостанцией является станция Терскол, однако мы использовали для расчётов средневзвешенной по осадкам температуры

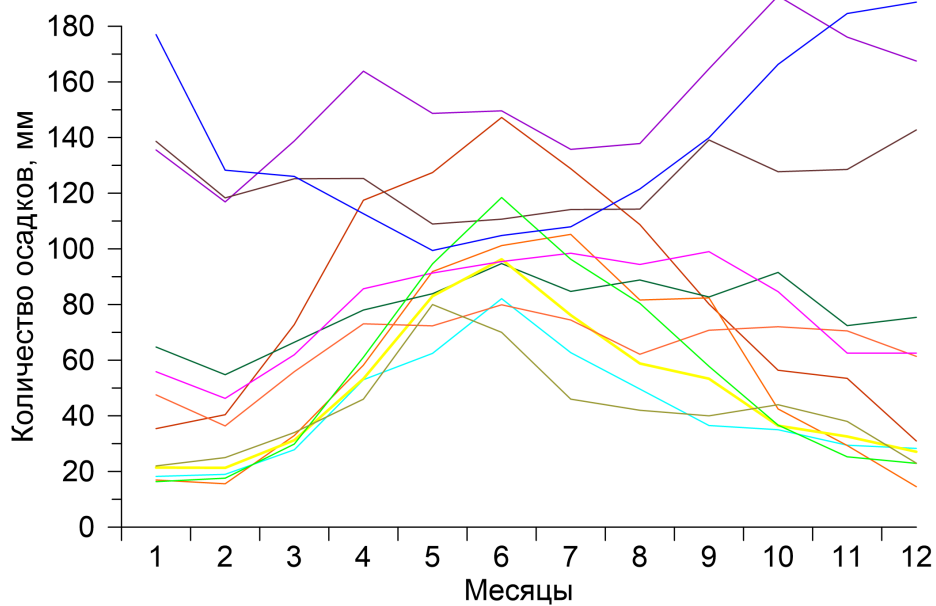


Рисунок 13 — Многолетний сезонный ход количества осадков на метеостанциях в регионе. Обозначения см. на рисунке 10

данные со станции Минеральные Воды в качестве примера для станций, расположенных к северу от Кавказа, и со станции Клухорский Перевал в качестве примера «южных» станций. Выбор этих станций обусловлен тем, что ряды данных на этих станциях содержат наименьшее количество пропусков в наблюдениях. Полученные значения средневзвешенной температуры использовались для анализа рядов изотопного состава атмосферных осадков, см. главу 3.

На изотопный состав осадков также влияет характер циркуляции атмосферы, так как он определяет источник формирования воздушных масс и траектории их движения. Для определения источников формирования влаги и путей движения воздушных масс, приносящих осадки в район исследования, нами была использована модель FLEXPART [117], [118], которая позволяет рассчитать траектории движения отдельных частиц воздуха на основе анализа вертикальной и горизонтальной составляющих ветра, получаемых по сетке климатических данных, и параметров, отражающих турбулентные и конвективные потоки. 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 с Северной части Атлантического океана.

Для характеристики типа циркуляции атмосферы применяют различные индексы. В настоящей работе 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, зависящий от интенсивности диполя «азорский максимум – исландский минимум». Положительные значения NAO соответствуют ситуации, когда горизонтальный барический градиент между азорских максимумом и исландским минимумом выше нормы, отрицательные — ниже. Традиционно индекс 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 диссертации использованы результаты работы [119], 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 [120], [121], [119].

Индекс Арктического колебания (Arctic oscillation, AO) также характеризует циркуляцию в Северном полушарии. 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 [122].

Индекс NCP (North-Sea Caspian Pattern) применяется реже предыдущих индексов, но в многочисленных работах [123], [124] 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 летний период; отрицательные значения отражают усиление зональной циркуляции и повышение температуры воздуха в Европе летом [123].

Для интерпретации результатов анализа изотопного состава ледяных кернов привлекались данные глобальной сети изотопов в осадках (GNIP) в регионе. Для примера на рисунке 14 представлены графики годового хода $\delta^{18}\text{O}$ и эксцесса дейтерия на станциях в регионе, из которых следует, что для вариаций изотопно-

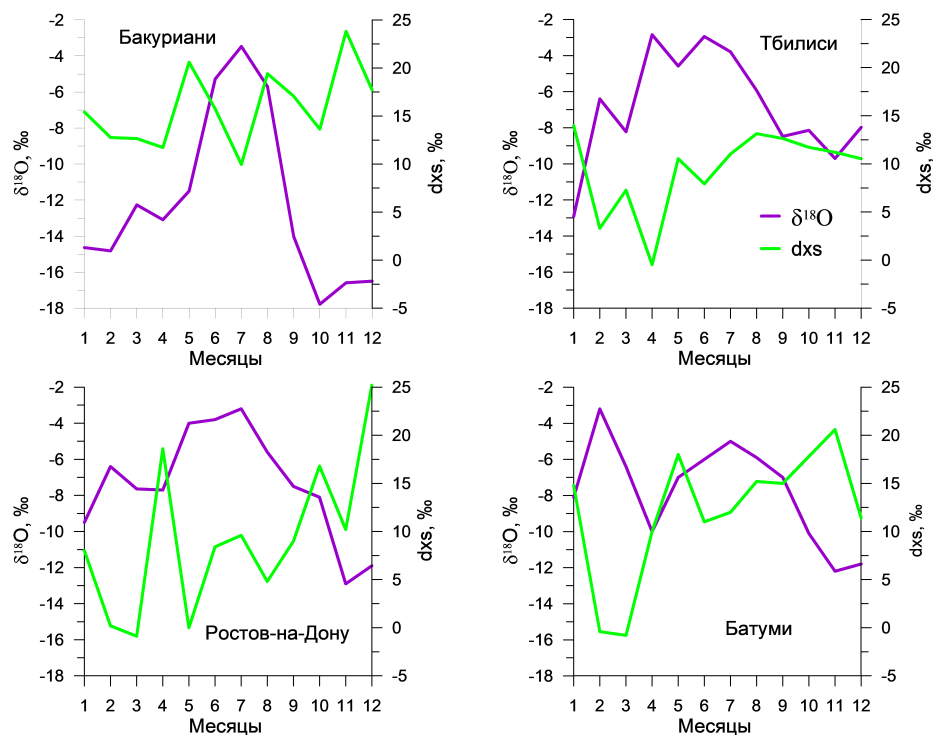


Рисунок 14 — Годовой ход $\delta^{18}\text{O}$ (показан фиолетовым цветом) и эксцесса дейтерия (показан зелёным цветом)

го состава атмосферных осадков характерны сезонные вариации: максимальные значения наблюдаются в июле, минимальные — в ноябре – январе.

Данные GNIP были нами использованы с целью выявления сезонных и средних многолетних изменений изотопного состава атмосферных осадков) и для установления зависимости между изотопным составом осадков и температурой их формирования.

Для изучения связи изотопного состава атмосферных осадков с местной температурой воздуха в период с января 2019 года по ноябрь 2021 г. был организован отбор осадков на поляне Азау, расположенной в Приэльбрусье на высоте 2300 м. В соответствии с рекомендациями МАГАТЭ отбор проводился один раз в день в 9:00 по московскому времени. Температура воздуха в этот же период времени измерялась на трех высотных уровнях:

1. на поляне Азау в непосредственной близости от места пробоотбора был установлен температурный датчик с логгером, измерения проводились каждые три часа;
2. в 5 км от Азау, на леднике Гарабаши в области абляции на высоте 3800 м была установлена автоматическая метеостанция Ново, измерения температуры проводились здесь каждую минуту;

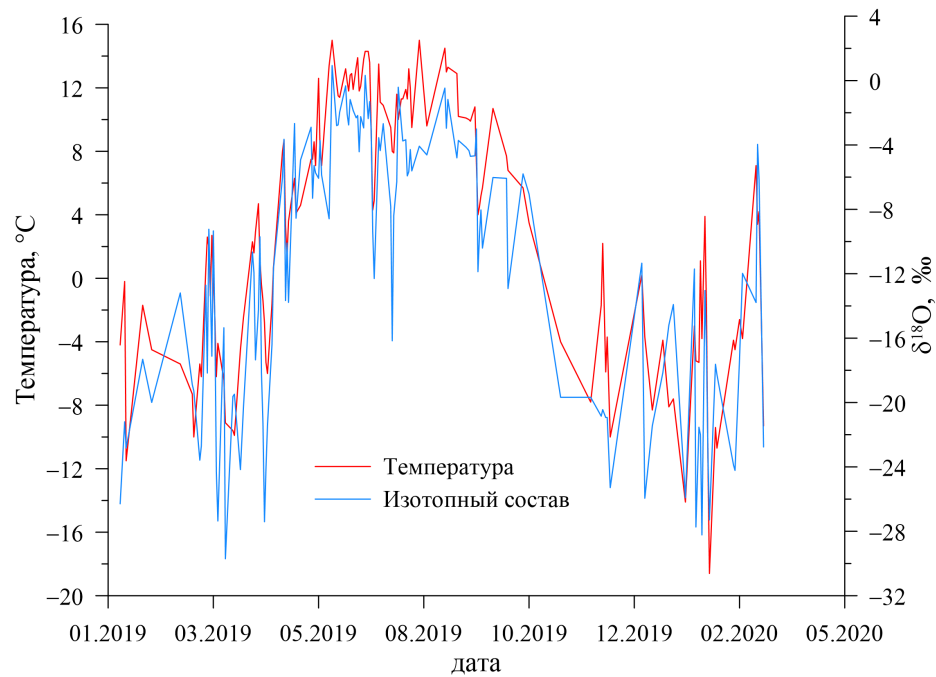


Рисунок 15 — Годовой ход изотопного состава осадков в Азау и температуры воздуха на станции Терскол в период с января 2019 г. по март 2020 г. Температура воздуха показана только в те дни, когда отбирались пробы осадков

- аналогичная метеостанция была поставлена в 2 км от Азау на пике Терскол (3440 м н.у.м.), рядом с астрономической обсерваторией, измерения температуры воздуха на этой станции проводились с интервалом в 5 минут. Всего было отобрано и проанализировано 245 образцов.

Сопоставление полученных данных показало, что наиболее тесная корреляционная связь ($R^2 = 0,78$, значима с 5% уровнем) наблюдается между изотопным составом осадков на поляне Азау и средней суточной температурой воздуха в дни отбора осадков для всех обозначенных пунктов измерения температуры (рисунки 15 и 16). Для дальнейшего анализа мы использовали температуру воздуха на метеостанции, поскольку там наиболее длинный ряд наблюдений (с 1959 г. до настоящего времени).

2.6 Изотопный анализ образцов

Для измерения изотопного состава воды применялся лазерный анализатор изотопного состава Picarro L2120-i, установленный в Лаборатории изменений климата и окружающей среды (ЛИКОС) ААНИИ (рисунок 17), принципом рабо-

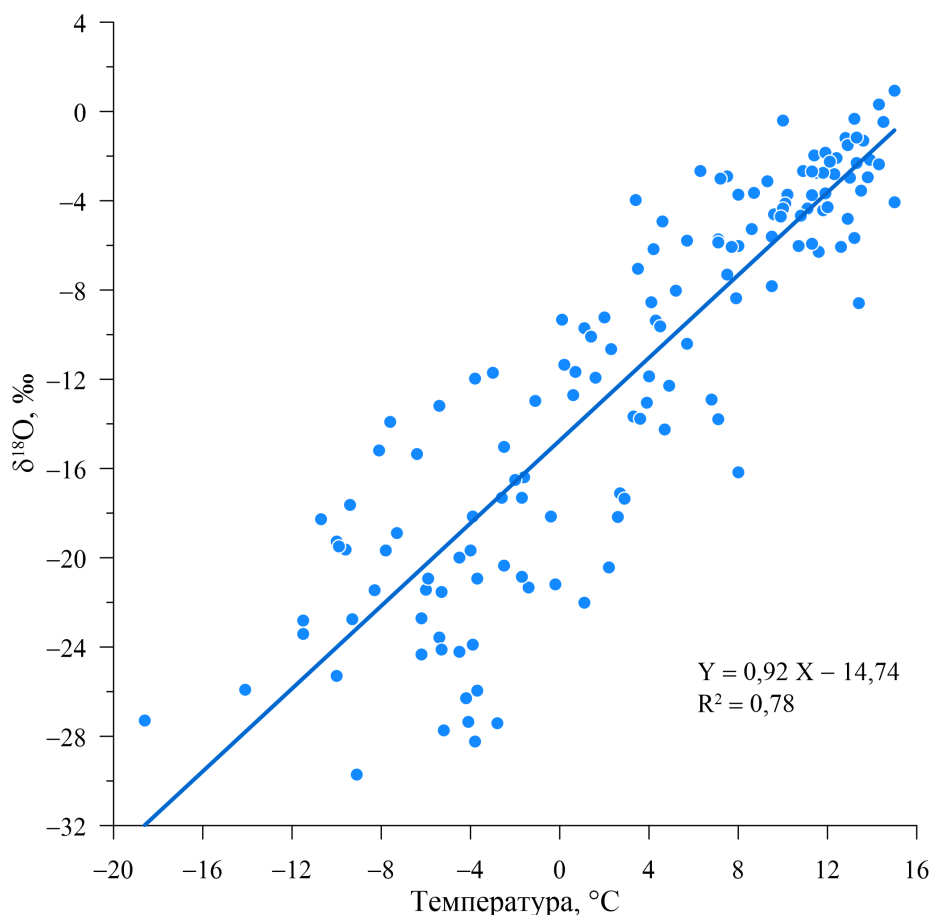


Рисунок 16 — Зависимость изотопного состава кислорода в атмосферных осадках на поляне Азау от средней суточной температуры воздуха в дни отбора осадков на метеостанции Терскол

ты которого является технология WS-CRDS (wavelength-scanned cavity ringdown spectroscopy — лазерная спектроскопия по затуханию света).

Технология WS-CRDS основана на том, что в замкнутой ячейке (кювете) в вакууме циркулирует лазерный луч и отражается от зеркал. В эту ячейку поступает образец газа. Поскольку скорость поглощения лазерного луча зависит от изотопного состава молекул в ячейке, то по времени затухания сигнала определяется изотопный состав вещества в ячейке (рисунок 18).

В настоящей работе использован прибор, позволяющий определять изотопный состав водяного пара, то есть перед измерением образец испарялся при температуре в 110 °C, а затем, при помощи газа-носителя (мы применяли азот высокой чистоты) образец поступал в ячейку. Основным преимуществом WS-CRDS технологии от классической изотопной масс-спектрометрии (IRMS) является большая производительность, а также возможность одновременного измерения δD и $\delta^{18}O$ в каждой пробе воды.



Рисунок 17 — Лазерный анализатор изотопного состава воды Picarro L2120-i

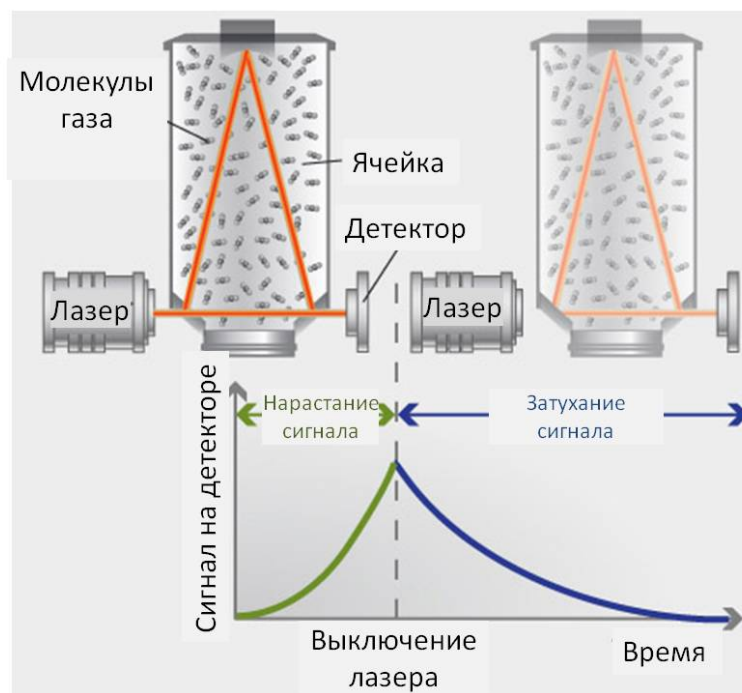


Рисунок 18 — Принцип работы анализатора, основанного на WS-CRDS технологии [125]

Таблица 4 — Внутренние лабораторные стандарты ЛИКОС

Название	δD , ‰	$\delta^{18}O$, ‰	Экссесс дейтерия, ‰
SPB	-438,2	-56,6	14,6
VSPB	-75,2	-9,71	2,48
VOS	-206,2	-26,41	5,08

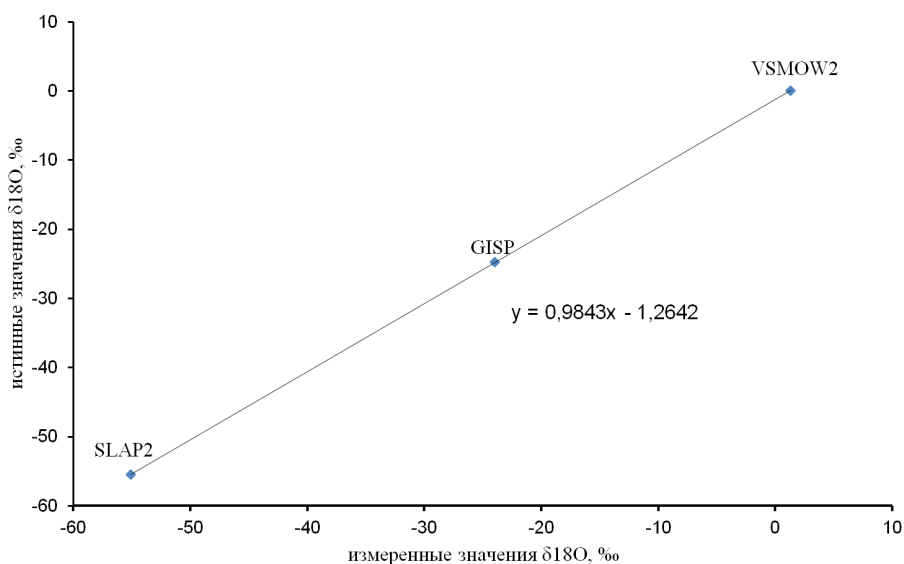


Рисунок 19 — Определение калибровочного коэффициента прибора

На точность измерений на данном типе оборудования оказывают влияние такие параметры как систематическая ошибка и память прибора. Для устранения систематической ошибки прибора рассчитываются калибровочные уравнения, которые позволяют пересчитывать измеренные значения в истинные. Память прибора возникает в связи с тем, что на результаты измерения одного образца оказывает влияние предыдущий образец, поскольку некоторое количество предыдущего образца остаётся в приборе после его анализа. Для определения линейности и памяти прибора, а также для определения изотопного состава внутренних лабораторных стандартов, нами регулярно выполнялись калибровки прибора. Для калибровки использовались стандарты МАГАТЭ (см. таблицу 1), а также внутренние лабораторные стандарты ЛИКОС, значения которых показаны в таблице 4.

На рисунке 19 показана зависимость между измеренными и истинными значениями стандартов МАГАТЭ. Угол наклона линии регрессии представляет собой калибровочный коэффициент прибора, который используется в дальнейшем при измерениях образцов.

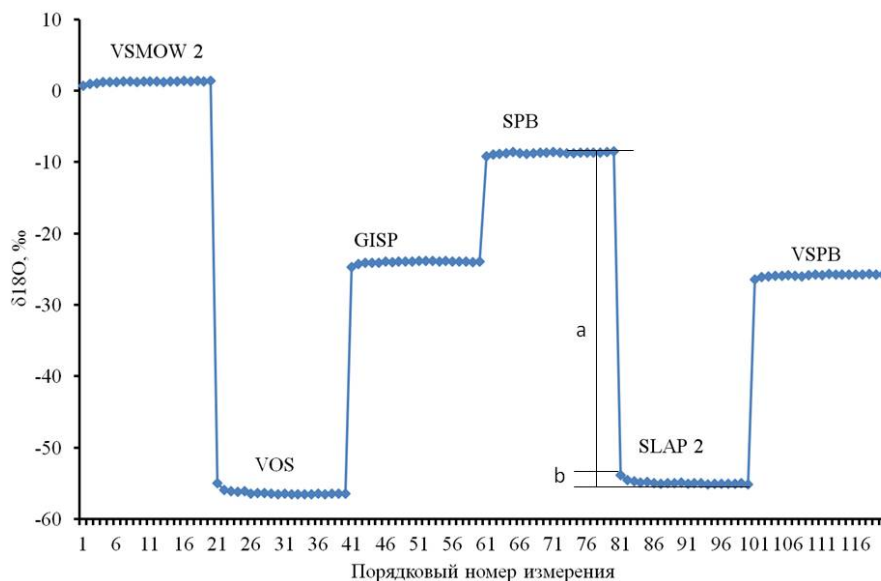


Рисунок 20 — Определение коэффициента памяти прибора

Определение коэффициента памяти прибора проиллюстрировано на графике (рисунок 20). На графике видно, что изотопный состав предыдущего образца оказывает влияние на результаты измерения последующего. Производителем прибора рекомендуется следующая методика — измерение образца 6 раз подряд, для уменьшения памяти прибора до значений, которыми можно пренебречь. Для анализа образцов, представленных в настоящей работе была использована иная методика, разработанная в ЛИКОС ААНИИ при участии автора, которая позволяет увеличить производительность измерений, при сохранении точности результатов.

Согласно разработанной методике каждый образец измерялся только один раз, а в результаты измерений вводилась поправка на память, которая рассчитывается как разница между результатами измерения предыдущего образца и текущего образца, умноженная на коэффициент памяти. Коэффициент памяти рассчитывается по формуле $m = b/a$ (см. обозначения на рисунке 20).

Для подтверждения точности результатов, полученных в ЛИКОС ААНИИ, проводились межлабораторные калибровки с лабораторией изотопной гидрологии МАГАТЭ (Вена, Австрия) и лабораторией наук о климате и окружающей среде (ЛИКОС, Жиф-сюр-Иветт, Франция). Сопоставление данных, полученных в ЛИКОС ААНИИ и МАГАТЭ, показано на рисунке 21. Разница между измерениями данных в МАГАТЭ и ЛИКОС ААНИИ не превышает допустимые значения,

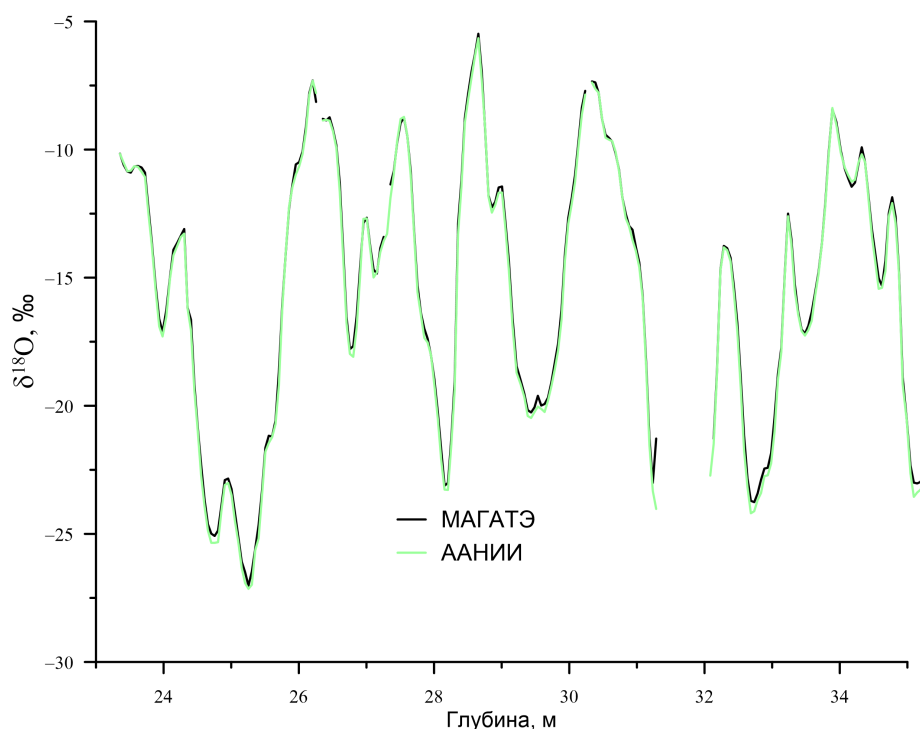


Рисунок 21 — Сопоставление данных, полученных в ААНИИ и в МАГАТЭ

которые определены МАГАТЭ для проверки качества измерений изотопного состава воды [126].

В разное время в МАГАТЭ измерялись как стандарты ЛИКОС, так и отдельные участки керна с Эльбруса, в то время как в ЛНКОС (Франция) были измерены только внутренние лабораторные стандарты. При сравнении было подтверждено хорошее качество данных, полученных в ЛИКОС, поэтому данные к уровню МАГАТЭ не приводились.

Для оценки точности данных некоторые случайно выбранные образцы (примерно 10% от общего количества) измерялись дважды. Воспроизводимость данных рассчитывалась как среднее отклонение модуля разницы между двумя измерениями одного и того же образца. Воспроизводимость составила 0,30‰ для δD ; 0,06‰ для $\delta^{18}O$ и 1,0‰ для эксцесса дейтерия.

Образцы с глубин 100 – 165 м отбирались при помощи метода непрерывного потока в Лаборатории гляциологии и геофизики окружающей среды (Гренобль, Франция). При использовании этого метода часть керна по всей его длине медленно плавится в замкнутой ёмкости, полученная вода стекает в анализаторы, а остатки сливаются в пробирки. Для измерения изотопного состава использовалась вода из этих пробирок. Объём пробирок и скорость плавления определили

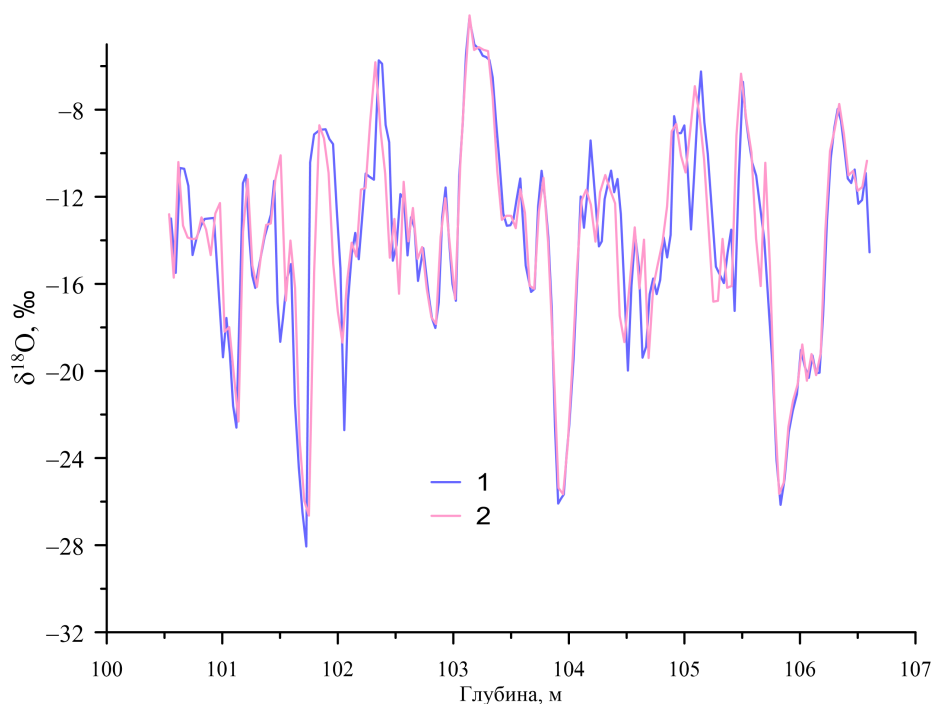


Рисунок 22 — Сопоставление результатов измерения изотопного состава образцов полученных методом непрерывного потока (1) и методом нарезки кернов (2)

разрешение пробоотбора в этой части керна, которое составило 3,7 см. Считается, что при таком методе отбора проб искажается изотопный состав вследствие фракционирования изотопов при плавлении льда, протекании воды по трубам и т.д. Однако сопоставление данных об изотопном составе керна на пересекающихся участках 100 – 106 и 158 – 165 м (рисунок 22) показало, что влияние метода пробоотбора меньше, чем точность измерения изотопного состава образцов.

Незначительные несоответствия изотопного состава образцов, которые наблюдаются, например, на глубине 102 м и 104,5 м, скорее всего, связаны с детальностью пробоотбора и с несовпадением границ между образцами при разных методиках отбора.

Таблица 5 — Характеристики вертикальных профилей изотопного состава кернов

	$\delta^{18}\text{O}$	δD	d-excess
Среднее значение	-15,2‰	-104,9‰	17,5‰
Средняя амплитуда	15‰	100‰	10‰

2.7 Вертикальные профили изотопного состава кернов

Нами выполнено сопоставление данных об изотопном составе четырёх кернов, полученных на Западном плато Эльбруса в 2004 [80], 2009 [127], 2012 [128], 2013 и 2018 гг., а также на Казбеке в 2014 г. [113] (рисунок 23).

Для составления единого сводного вертикального профиля изотопного состава кернов льда мы перевели глубины всех кернов в водный эквивалент, воспользовавшись данными о плотности (рисунок 8). На рисунке 24 показаны те же данные, что и на рисунке 23, только относительно глубины в водном эквиваленте. Очевидно, что на большей части пересекающихся участков изотопный состав всех кернов совпадает. Однако, есть участки, где наблюдается несоответствие между кернами, например, участки около 5 м в.э. и 17 м в.э. Подобные несоответствия можно объяснить переносом снега на поверхности ледника. На пересекающихся участках кернов мы рассчитывали среднее значение по двум кернам по интервалам глубины 5 см в.э., при наличии систематического сдвига между двумя кернами, данные приводились к керну 2009 года. Осреднение между двумя рядами данных также использовалось на участке глубин 100 – 106 м, образцы которого были отобраны двумя разными методами. Сводный вертикальный профиль изотопного состава показан на рисунке 25.

Статистические характеристики сводных вертикальных профилей изотопного состава представлены в таблице 5.

Корреляция между $\delta^{18}\text{O}$ и δD составляет 0,997, поэтому в дальнейшем мы будем обсуждать только $\delta^{18}\text{O}$ и эксцесс дейтерия. Все характеристики (кроме абсолютных значений) характерны как для кислорода-18, так и для дейтерия. В вариациях $\delta^{18}\text{O}$ прослеживаются чётко выраженные сезонные колебания, которые затухают на глубине 165 метров. Амплитуда колебаний изменяется от 20‰ в верхней части керна до 10‰ в нижней части. Для вариаций эксцесса дейтерия сезонные колебания не выявлены. Статистически значимых многолетних трендов изотопного состава и эксцесса дейтерия не обнаружено.

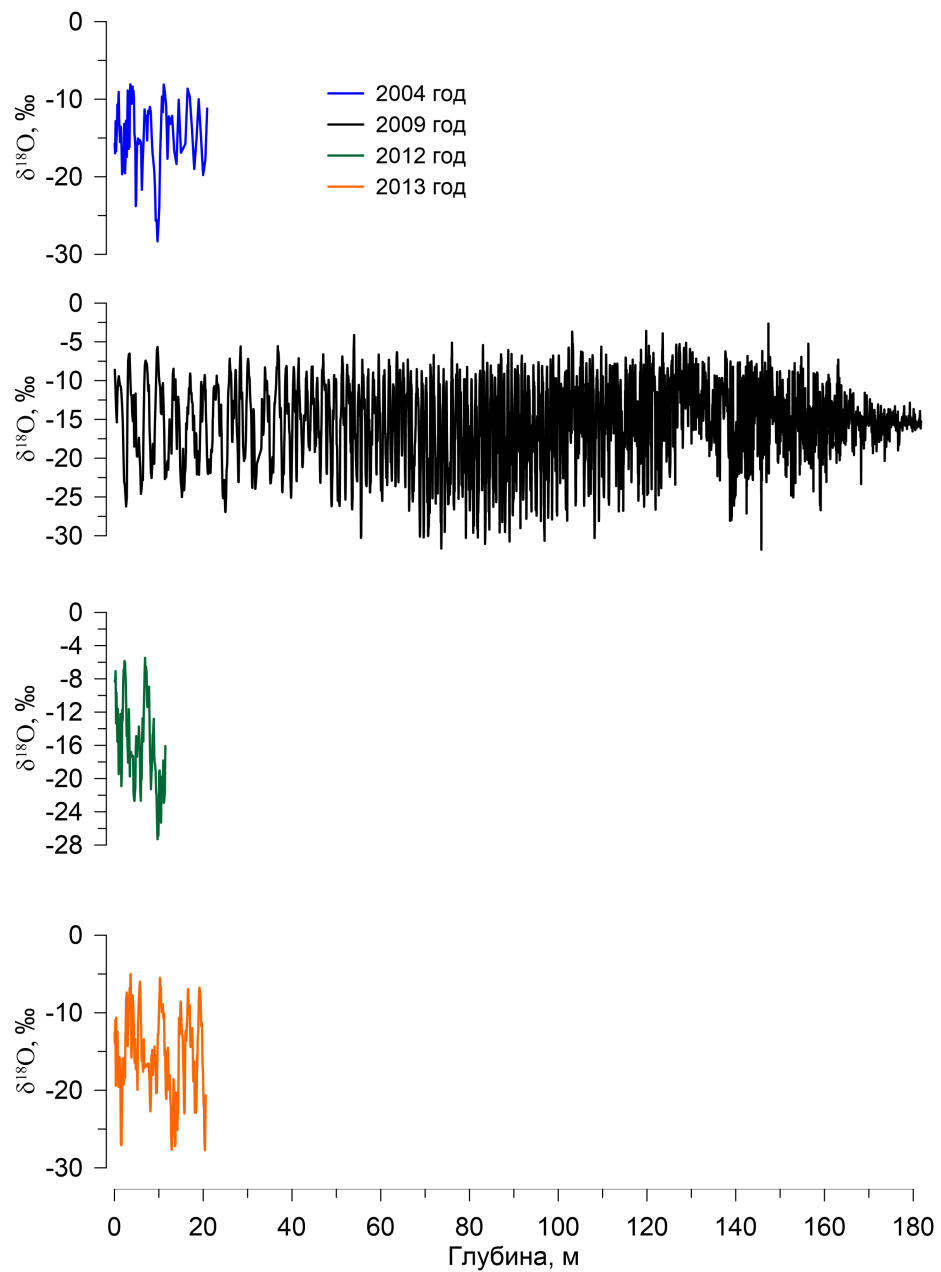


Рисунок 23 — Вертикальные профили изотопного состава кернов льда, полученных на Западном плато Эльбруса в 2004, 2009, 2012 и 2013 гг.

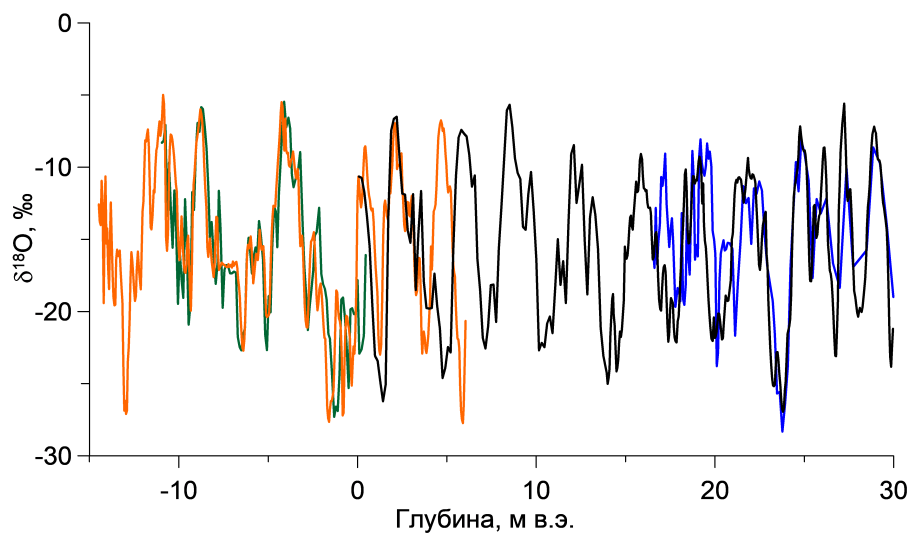


Рисунок 24 — Профили изотопного состава кернов на пересекающихся участках глубин. Глубина 0 м соответствует поверхности 2009 года. Разные цвета соответствуют разным годам (см. рисунок 24)

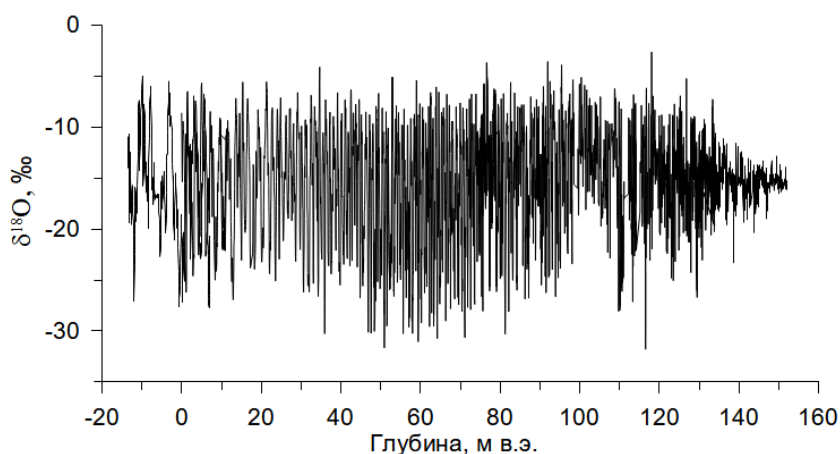


Рисунок 25 — Сводный вертикальный профиль изотопного состава ледяных отложений на Эльбрусе. Глубина 0 м соответствует поверхности 2009 года

В образцах кернов также были измерена концентрация основных ионов (K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , NH_4^+ , SO_4^{2-} , NO_3^- , Cl^- , F^-), янтарной кислоты ($HOOCCH_2COOH$), трития [79], проанализированы слои с повышенным содержанием пыли [128]. Эти параметры использовались при датировании керна.

2.8 Утоньшение слоёв вследствие уплотнения и растекания

Для получения значений скорости снегонакопления по ледяным кернам была определена толщина годовых слоёв. Но при расчёте этих значений необходимо ввести поправки из-за того, что слой выпавшего на поверхность ледника снега уплотняется с течением времени и утончается вследствие растекания ледника.

Для перевода измеренных значений толщины годовых и сезонных слоёв в водный эквивалент применялись значения плотности снега, фирна и льда, представленные на рисунке 8. Поправка на утончение слоёв вследствие растекания рассчитывалась по формуле Ная [129], [31]:

$$\frac{\lambda}{\lambda_h} = \frac{H - h}{H} \quad (12)$$

λ — первоначальная мощность годового слоя; λ_h — мощность годового слоя на глубине h ; h — глубина залегания слоя; H — мощность ледника.

Для расчётов мы использовали мощность ледника, равную длине керна, то есть 181,8 м. Мощность годового слоя определялась как разность глубин между верхней и нижней границами слоя. Средняя годовая аккумуляция принималась равной 1430 мм в.э.

Все представленные в работе данные по толщине годовых и сезонных слоёв скорректированы с учётом поправок на уплотнение и растекание.

2.9 Датирование кернов льда

Датирование выполнялась методом подсчёта годовых слоёв, которые чётко выражены в колебаниях изотопного состава. Средняя годовая амплитуда $\delta^{18}O$ составляет 20‰. 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), а также с данными Глобальной сети изотопов в осадках.

Минимальные значения изотопного состава осадков, а также температуры воздуха в большинстве случаев наблюдаются в январе, поэтому при датировании кернов минимальные значения изотопного состава были приняты соответствующими 1 января. Среднегодовые значения считались как среднее значение изотопного состава между двумя минимумами в годовых циклах. Для сравнения также была составлена хронология, где средние годовые значения рассчитывались как средние значения изотопного состава между двумя соседними максимумами в годовых циклах. При сопоставлении результатов использования двух методов значимых различий не выявлено, поэтому в настоящей работе используется более традиционный первый метод. В метеорологических данных мы использовали период с 1 января до 31 декабря как соответствующий одному годовому циклу в изотопном составе керна.

Мы сопоставили выделение годовых горизонтов по циклам изотопного состава воды с аналогичной хронологией, полученной по результатам анализа годовых циклов концентрации аммония. В качестве реперных горизонтов были использованы пик трития, соответствующий 1963 году и пик концентрации сульфатов, соответствующий извержению вулкана Катмай в 1912 г. [79]. Разница между двумя хронологиями на реперных горизонтах не превышает 2 года (рисунок 26). Поскольку это различие незначительно, в настоящей работе мы используем датировку, основанную на подсчёте годовых циклов изотопного состава керна. Подсчёт годовых слоёв возможен до глубины 168,6 м, с 1774 до 2009 года [52].

Для разделения годового цикла на холодный и тёплый периоды возможно использование разных подходов. Например, в работе [72] годовой цикл изменения $\delta^{18}\text{O}$ разделялся на 12 равных частей, что позволило авторам рассматривать изменения изотопного состава снега и льда за каждый отдельный месяц. Использование этой методики для альпийских ледников обосновано, поскольку предположения, на которых основана методика, подтверждаются многолетними метеорологическими наблюдениями, проводящимися в непосредственной близости от точки бурения.

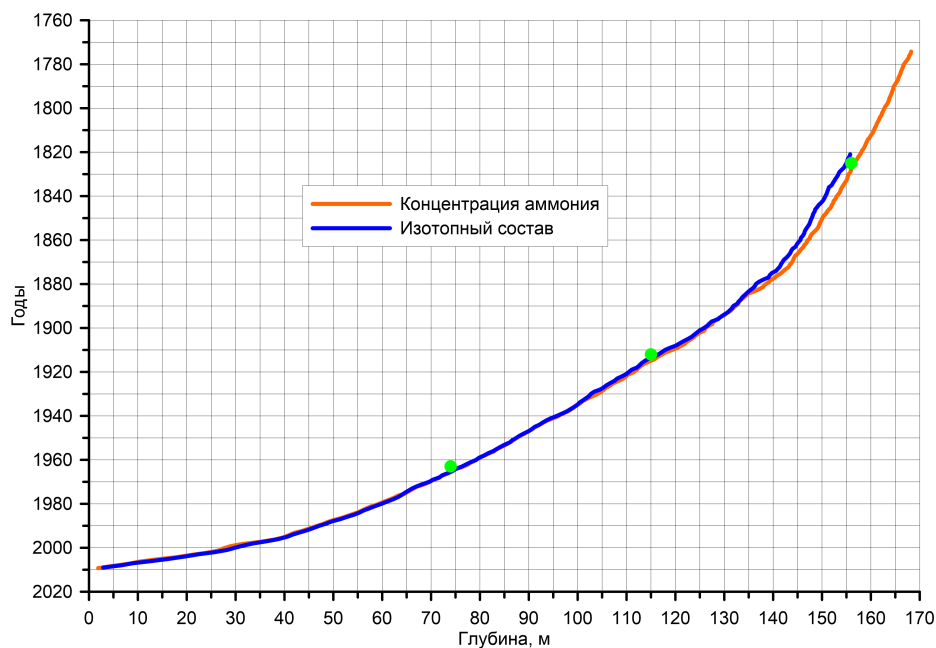


Рисунок 26 — Сопоставление соотношения глубина-возраст при разных методах выделения годовых горизонтов. Зелеными точками отмечены участки керна, соответствующие 1963 году (повышенная концентрация трития), 1912 году и 1840 году (повышенная концентрация сульфатов) [79]

В настоящей работе мы использовали другую методику, разработанную для Гренландских кернов и изложенную в [130]. Методика основана на том, что в годовом цикле равное количество снегонакопления приписывается обоим сезонам года, при этом минимальные или максимальные значения изотопного состава в годовом цикле соответствуют середине сезона. Это предположение подтверждается данными о температуре воздуха в регионе. В случае с датировкой керна Эльбруса наблюдались случаи, когда при подобном подходе максимум или минимум могут оказаться в противоположном сезоне. Для решения этого противоречия применялась иная методика, граница между тёплым и холодным сезоном проводилась по середине между минимумом и максимумом изотопного состава в годовом цикле. Пример выделения сезонов представлен на рисунке 27. В метеорологических данных тёплым сезоном мы считаем период с мая по октябрь, а холодным — с ноября по апрель.

В результате датирования кернов получены среднегодовые и среднесезонные значения изотопного состава и дейтериевого эксцесса, представленные в главе 3. Датированная методом подсчёта годовых циклов изотопного состава часть керна охватывает период с 1816 по 2013 год.

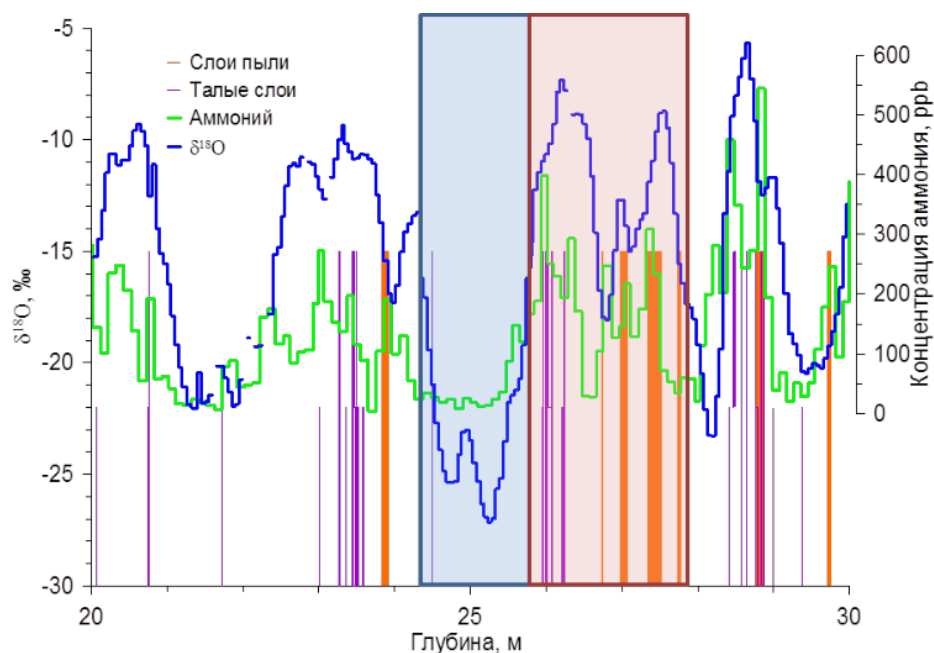


Рисунок 27 — Пример выделения сезонных слоёв в керне. Розовым прямоугольником выделен тёплый сезон, голубым — холодный сезон

Для оценки возраста придонных слоёв, где датирование методом подсчёта годовых слоёв невозможно в связи с затуханием сезонных циклов изотопного состава и концентрации аммония применялся анализ радиоактивного изотопа ^{14}C в рассеянном углероде. По результатам этого анализа возраст придонных слоёв составил 1670 ± 400 лет [52].

Выводы

1. Разработана методика проведения изотопных исследований с использованием технологии WS-CRDS, которая позволяет выполнять одновременное измерений $\delta^{18}\text{O}$ и δD в образцах воды с высокой точностью.
2. Получены значения изотопного состава ледяных отложений с сезонным разрешением за последние 200 лет.
3. Установлено, что практически на всем протяжении изученного керна (до глубины 168,6 м) сохраняется сезонный сигнал в изотопном составе ледяных отложений. Это позволяет выполнить датировку путём подсчёта годовых слоёв, а также оценить изменения скорости снегонакопления по данным о толщине годовых горизонтов.

4. В регионе наблюдаются тенденции к увеличению температуры воздуха, при этом потепление наиболее выражено в летний сезон. Кроме того, потепление на Кавказе началось позже, чем в других регионах.

Глава 3. Закономерности формирования климатического сигнала в ледниковых ядрах Эльбруса

3.1 Многолетние изменения изотопного состава снега и льда на Кавказе

Временные ряды среднесезонных значений изотопного состава ледниковой толщи на Эльбрусе, охватывающие период с 1816 по 2014 гг. (рисунок 28), были рассчитаны с помощью методики датирования ядра и подхода к выделению слоев льда, образовавшихся в теплые и холодные сезоны года (глава 2).

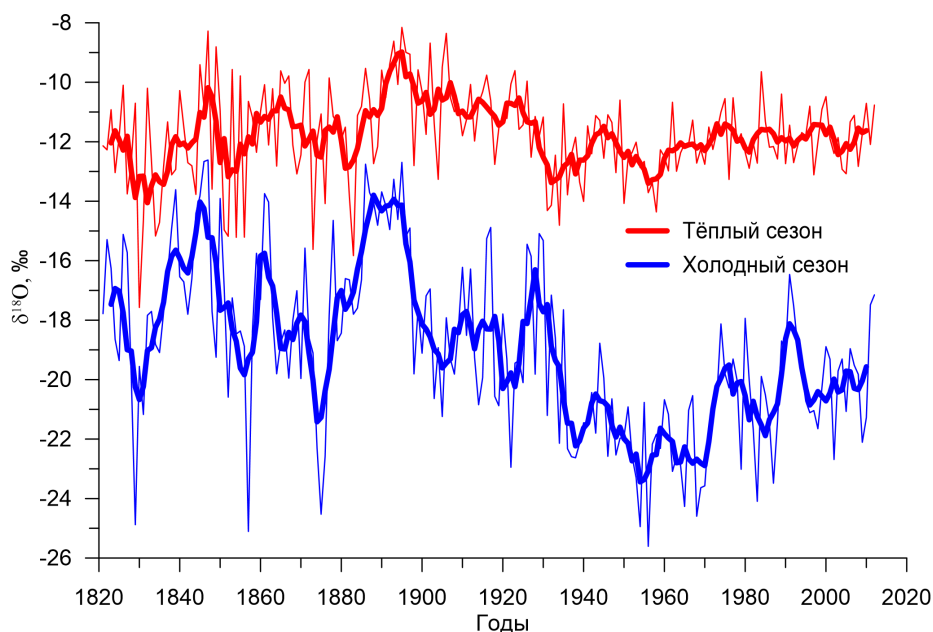


Рисунок 28 — Изменение изотопного состава снега и льда на Западном плато Эльбруса за последние 200 лет. Тонкими линиями показаны значения изотопного состава льда, отложенного в теплый и холодный сезоны года, жирные линии — скользящие средние с интервалом осреднения 5 лет

Для исследования связи между изотопным составом ледникового льда на Западном плато Эльбруса и изотопного состава атмосферных осадков в высокогорье Большого Кавказа мы проанализировали пространственную изменчивость изотопного состава осадков по данным Глобальной сети изотопов в осадках (GNIP) (рисунок 14) и сопоставили ее с результатами исследований ледниковых ядер Эльбруса и Казбека. Для этого были использованы данные по четырем станциям, максимально приближенным к Кавказу: Бакуриани, Тбилиси, Ростов-на-Дону и Батуми.

По данным GNIP был рассчитан высотный и долготный градиент изотопного состава осадков, которые составляют $-0,25\text{‰}/100\text{ м}$ и $-0,85\text{‰}/100\text{ км}$ соответственно. Разница по высоте между точками бурения на Эльбрусе и на Казбеке составляет 500 м, а расстояние по широте составляет 200 км. Таким образом, средние значения изотопного состава ледниковых кернов на Казбеке должны быть на $1,25\text{‰}$ выше вследствие уменьшения высоты над уровнем моря, и на $1,7\text{‰}$ ниже вследствие удаления от основного источника влаги. Средние значения изотопного состава кернов Казбека и Эльбруса совпадают (рисунок 29) что свидетельствует о репрезентативности данных, полученных на Эльбрусе, для всего региона.

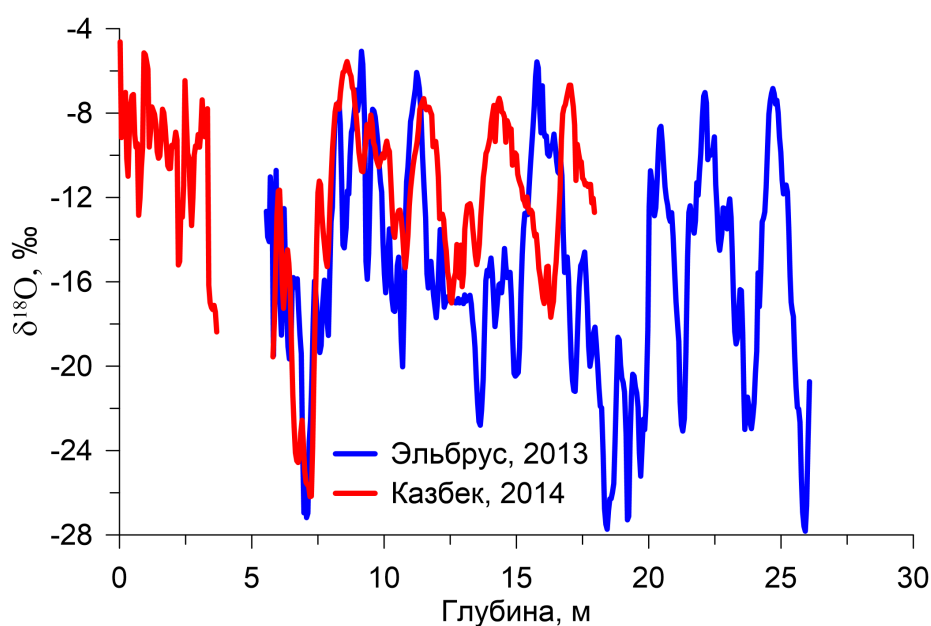


Рисунок 29 — Сравнение изотопного состава ледниковых кернов Эльбруса и Казбека [113]

На основе анализа пространственной изменчивости изотопного состава атмосферных осадков был сделан вывод, что вариации изотопного состава льда в вертикальном разрезе ледниковой толщи на Западном плато Эльбруса отражают, с учётом высотного и долготного градиентов, временные изменения изотопного состава атмосферных осадков во всей высокогорной области Большого Кавказа.

Полученные среднесезонные данные об изменении изотопного состава атмосферных осадков за период с 1816 по 2013 гг. после независимой экспертной оценки были включены в международную базу данных об изотопном составе атмосферных осадков, ледников, водоёмов, натёчных образований в пещерах PAGES Iso2ka [7]. Предполагается, что эти данные будут использованы для

валидации моделей циркуляции атмосферы, использующих изотопный состав атмосферных осадков как один из параметров.

3.2 Влияние постдепозиционных эффектов на изотопный состав снега и льда

Одним из факторов, оказывающим влияние на изотопный состав ледяных отложений, являются постдепозиционные эффекты, то есть изотопные преобразования, происходящие после отложения твёрдых осадков на поверхности снежного покрова. Такие эффекты оказывают существенное влияние на изотопный состав снега, фирна и льда в Антарктиде и Гренландии [131]. Мы полагаем, что влияние постдепозиционных эффектов на изотопный состав ледяных отложений в высокогорной области Большого Кавказа не существенно в связи с малым временем нахождения снега на поверхности, из-за высокой скорости снегонакопления. Это предположение подтверждается возможностью расчета уровня концентрации тяжелых изотопов в ледяных отложениях по данным об изотопном составе осадков на метеостанциях.

Другим фактором, оказывающим влияние на различие изотопного состава атмосферных осадков в момент их выпадения и изотопного состава ледяных отложений служит диффузия изотопов в фирне и во льду [132], [47].

Для проверки степени влияния этого фактора на временные ряды изотопного состава ледяных отложений нами были выполнены расчёты диффузионного сглаживания изотопного сигнала в ледниковом керне Эльбруса. Расчеты, выполненные по модели С. Йонсена [132], показали, что максимальная длина диффузии на глубине замыкания пор (55 м) составляет 5 см ледяного эквивалента (л.э.). Следовательно, диффузия не способна сгладить сезонный сигнал в изотопном составе керна. При этом все колебания изотопного состава с периодом меньше 13 см л.э. (что 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. останутся практически без изменения.

После замыкания пор во льду диффузионное сглаживание изотопного сигнала происходит медленней, чем в фирне. Если в качестве входных параметров модели использовать максимальную оценку возраста (1000 лет) и температуры на ложе ледника ($-2,4$ °C), то длина диффузии во льду увеличится с 5 см в фирне

до 5,2 см в нижней части керна. Отсюда следует важный вывод, что сезонный сигнал в изотопных данных не нарушается диффузией вплоть до подошвы ледника, его сохранность в кернах зависит только от процессов вблизи ложа ледника (например, перемешивание слоёв льда) и от детальности пробоотбора.

3.3 Локальная линия метеорных вод для ледниковых кернов Эльбруса

Для определения факторов, влияющих на изотопный состав образцов ледниковых кернов, в первую очередь нами было изучено соотношение содержания кислорода-18 и дейтерия в пробах (уравнение линии метеорных вод, см. главу 1), и рассчитано уравнение, которое является характеристикой условий формирования осадков. Уравнение линии метеорных вод для всех данных показано на рисунке 30а, а на рисунке 30б приведены линии метеорных вод для среднесезонных значений.

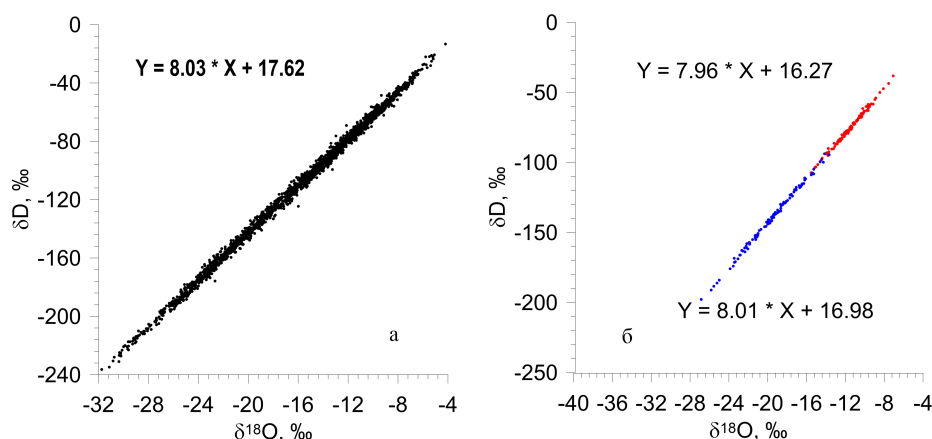


Рисунок 30 — Локальные линии метеорных вод для всех данных (а) и для каждого из сезонов (б). Значения для холодного периода показаны синим цветом, для тёплого — красным

Коэффициенты линейного уравнения, описывающего линию метеорных вод по данным ледниковых кернов Эльбруса, мало меняются по сезонам и при переходе от анализа отдельных точек данных к анализу среднесезонных и среднегодовых значений. Наклон линии регрессии близок к восьми, что говорит о равновесных условиях формирования осадков, а также об отсутствии существенного влияния таяния, испарения и сублимации на изотопный состав снега и льда.

Как видно на рисунке 30 концентрация кислорода-18 и дейтерия линейно связаны друг с другом ($R^2 = 0,99$). В связи с этим в дальнейших обсуждениях мы будем использовать только значения кислорода-18, а дейтерий будет применяться только для вычисления эксцесса дейтерия.

3.4 Особенности формирования изотопного сигнала снега на Восточной вершине Эльбруса

Изотопный сигнал в снежной толще на Восточной вершине Эльбруса (5600 м н.у.м.) отличается от изотопного состава снега на Западном плато. На Восточной вершине значения $\delta^{18}\text{O}$ изменялись от $-6,17$ до $-19,41\text{‰}$ при среднем значении около -12‰ . Такое распределение наблюдается как в пробах керна 2006 г., так и в образцах из шурфа 2017 г.

В вариациях изотопного сигнала на Восточной вершине, как и на Западном плато, прослеживается сезонный сигнал. В снежной толще на Восточной вершине Эльбруса мощностью 1 м в.э. отмечается два сезонных пика величин $\delta^{18}\text{O}$, что может указывать на двухлетнее накопление снега. Если принять это предположение, то аккумуляция здесь примерно равна 0,5 м в.э./год, что в 2,8 раза меньше годовой аккумуляции на Западном плато.

По данным реанализа ERA-Interim годовой ход температуры воздуха, характерный для седловины Эльбруса (выс. 5300 м над ур.м.), имеет амплитуду 17 °C , расчетный диапазон изменчивости величин значений $\delta^{18}\text{O}$ в снежной толще равен 12‰ с учетом равновесных коэффициентов фракционирования ^{18}O , что в полной мере соответствует натурным наблюдениям [114].

В изотопной записи по снежно-фирновым кернам с Восточной вершины отмечено отсутствие слоев снега с экстремально низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$, которые наблюдаются на Западном плато. Потеря части годового изотопного сигнала осадков за счет зимних горизонтов связана с двумя причинами — ветровым сносом уже отложенного снега; отсутствием части зимних снегопадов с изотопно-легкими осадками на высотах более 5300 м [114].

Таблица 6 — Коэффициенты корреляции между характеристиками ледникового керна, данными метеонаблюдений и индексами циркуляции атмосферы в тёплый сезон. Жирным шрифтом выделены статистически значимые коэффициенты ($p < 0,05$)

	P (С)	P (Ю)	$\delta^{18}\text{O}$	A	dxs	NAO	AO	NCP
T, °C	-0,35	-0,22	0,13	0,09	0,21	-0,48	-0,10	-0,51
P (С)		0,43	0,07	0,24	0,11	-0,03	-0,14	0,18
P (Ю)			-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
A					0,27	-0,25	0,05	0,07
dxs						-0,17	0,00	-0,18

P (С) — количество осадков к северу от Главного Кавказского хребта P (Ю) — количество осадков к югу от Главного Кавказского хребта A — аккумуляция T — нормированная температура по региону, см. раздел 2.5

3.5 Факторы, влияющие на изотопный состав льда в тёплый сезон

Для выявления факторов, влияющих на формирование изотопного состава атмосферных осадков, снега, фирна и льда в высокогорной области Большого Кавказа, выполнялось сопоставление данных об изотопном составе и скорости снегонакопления по керну с метеорологическими данными в регионе, индексами циркуляции атмосферы, а также результатами расчётов в климатических моделях. Для такого сравнения был выбран период времени в сто лет (с 1914 по 2013 гг.), поскольку для этого периода датировка керна имеет сравнительно высокую точность (± 2 года), а также доступно большинство данных прямых наблюдений и результатов моделирования траекторий воздушных масс, которые представлены в главе 2.

Для сравнения характеристик ледниковых кернов Эльбруса, (изотопный состав и скорость снегонакопления) с метеопараметрами в регионе (температура воздуха и количество осадков) и индексами циркуляции атмосферы применялся метод корреляционного анализа. Результаты сравнения характеристик для тёплого сезона представлены в таблице 6.

Изотопный состав снега и льда, в первую очередь, определяется температурой воздуха в месте выпадения атмосферных осадков. Для анализа влияния

температуры воздуха на изотопный состав снега и льда в регионе применялись региональные нормированные ряды температуры (см. раздел 2.5). Сравнение этих параметров представлено на рисунке 31.

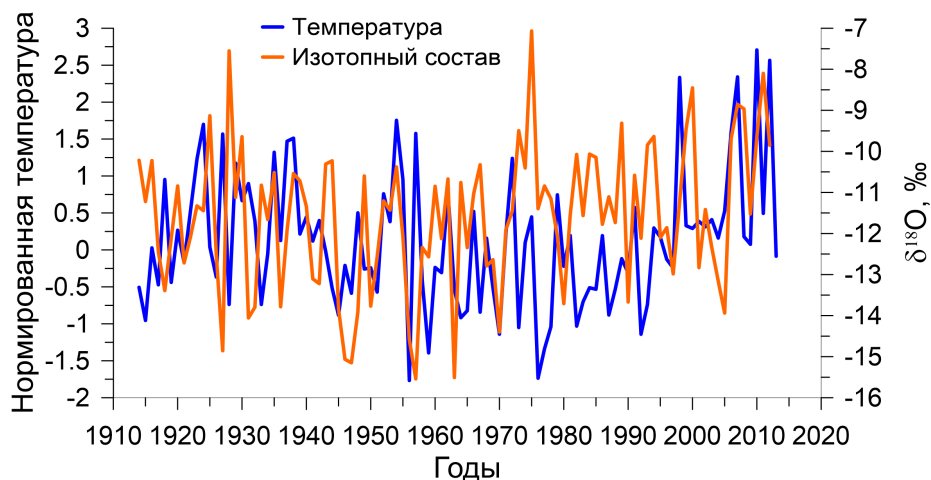


Рисунок 31 — Изотопный состав льда, отложенного на Эльбрусе в теплые сезоны года и средняя нормированная температура воздуха теплых сезонов по метеорологическим данным

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. В этот период коэффициент корреляции равен 0,62, в целом за весь период исследований он незначим. Это означает, что характер зависимости между параметрами менялся. Анализ результатов моделирования обратных траекторий движения воздушных масс показал, что в летний сезон преобладают осадки, выпадающие из воздушных масс, сформировавшихся близко к месту выпадения осадков (рисунок 32). В этом случае, когда источник влаги стабилен, температура воздуха в месте выпадения осадков и их изотопный состав коррелируют. При изменении места формирования воздушных масс расположение источника влаги и длина траектории воздушной массы оказывают преимущественное влияние. При увеличении длины траектории связь изотопного состава с температурой воздуха уменьшается, поскольку увеличивается влияние иных факторов, оказывающих влияние на изотопный состав осадков.

Наиболее тесная корреляция между температурой воздуха по сравнению со всем периодом наблюдений 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, в регионе преобладают

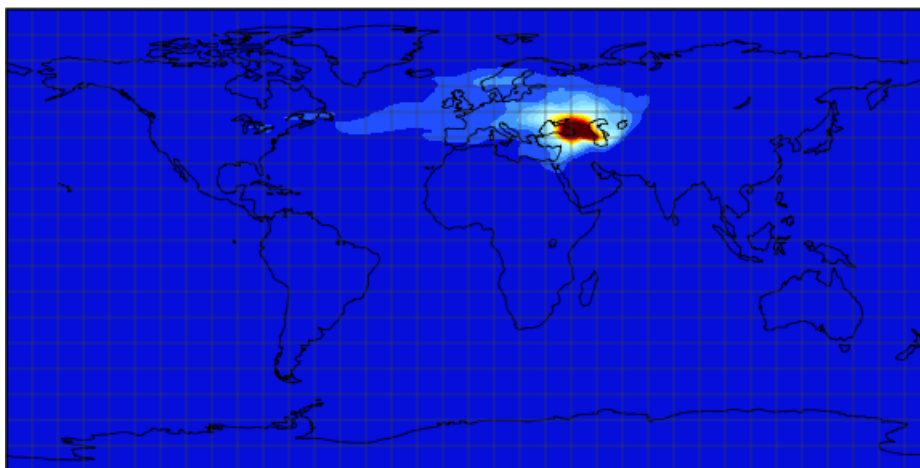


Рисунок 32 — Источник влаги в воздушных массах (расчёты по модели FLEXPART, 2001 – 2013 гг.) в теплый сезон года

конвективные осадки, формирование которых зависит от региональной температуры воздуха. Ранее 1984 г. такой корреляции не установлено. Одна из причин этого, возможно, неточность датировки. Однако при сдвиге датировки на ± 1 год и использование скользящих средних значений изотопного состава значение коэффициента корреляции существенно не меняется. Другое возможное объяснение этого факта — перестройка климатической системы, которая происходила в 1970–80-х г., примеры которой часто встречаются в научной литературе [133], [134]. 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.

Для периода, когда наблюдается значимая корреляция между температурой воздуха и изотопным составом льда, была рассчитана изотопно-температурная функция. Для этого расчёта были использованы значения температуры воздуха в точке бурения, рассчитанные по данным метеонаблюдений и данным о температурном градиенте. Для расчёта использовались среднемесячные значения температуры на метеостанции Минеральные Воды, а также среднемесячные значения температурного градиента (рисунок 4 и [116]). Указанная зависимость описывается уравнением:

$$\delta^{18}\text{O} = 0,63 \times T - 3,6\text{‰} \quad (13)$$

Уровень значимости регрессии $R^2 = 0,46$ при $p < 0,05$.

Коэффициенты этого уравнения близки к полученным ранее для гор Средней Азии [135].

При исследовании ледяных кернов применяют средневзвешенную по осадкам температуру воздуха или только температуру воздуха в дни выпадения осадков. На рисунке 33 показаны графики изменений изотопного состава и средневзвешенной температуры воздуха на станциях Клухорский Перевал и Минеральные Воды. Эти станции выбраны как примеры станций с разным внутригодовым распределением количества осадков, поскольку в рядах наблюдений на этих станциях содержится меньше пропусков по сравнению с другими станциями.

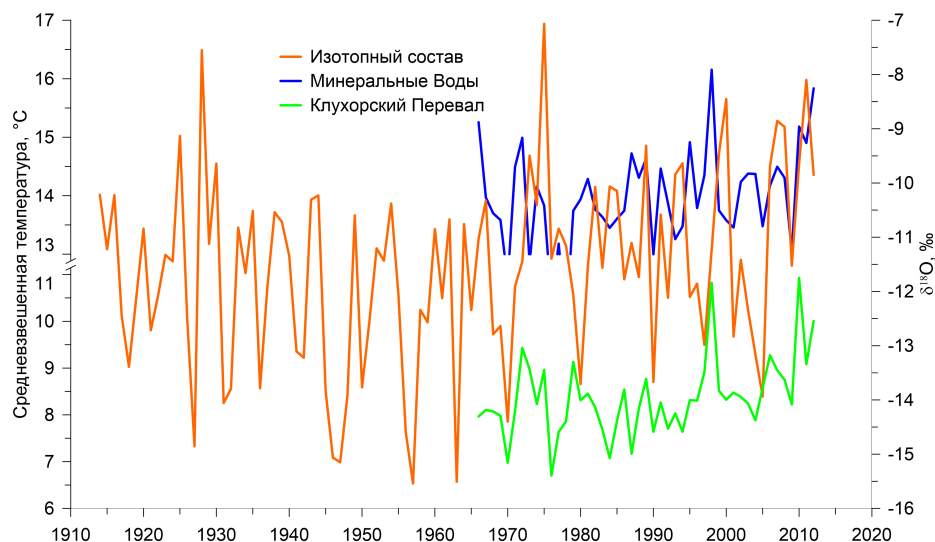


Рисунок 33 — Изотопный состав ледяных отложений на Эльбурсе и средняя взвешенная по осадкам температура воздуха в теплый сезон

При сравнении средневзвешенной по осадкам температуры воздуха на станциях Клухорский Перевал и Минеральные Воды в каждый из сезонов корреляция между средневзвешенной по осадкам температурой и изотопным составом керна незначима, хотя коэффициент корреляции несколько выше, чем при сравнении со средней за сезон температурой воздуха. Кроме того, при расчёте средневзвешенной по осадкам температуре мы можем использовать только данные, начиная с 1966 г., что ограничивает период расчётов.

3.6 Факторы, влияющие на изотопный состав льда в холодный сезон

В холодный сезон наблюдаются другие закономерности формирования изотопного состава льда. В таблице 7 представлены результаты корреляционного

Таблица 7 — Коэффициенты корреляции между характеристиками ледникового керна, данными метеонаблюдений и индексами циркуляции атмосферы в холодный сезон. Жирным шрифтом выделены статистически значимые коэффициенты ($p < 0,05$)

	P (C)	P (Ю)	$\delta^{18}\text{O}$	Акк	dxs	NAO	AO	NCP
T, °C	-0,07	0,11	-0,02	0,31	-0,08	-0,42	-0,45	-0,79
P (C)		0,43	0,25	0,13	-0,01	0,26	0,37	0,23
P (Ю)			-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
Акк					0,04	-0,34	-0,35	0,05
dxs						0,05	-0,09	0,04

см. обозначения в таблице 6

анализа характеристик ледникового керна и данных метеонаблюдений в холодный сезон.

Результаты корреляционного анализа показывают, что наиболее значимые коэффициенты корреляции обнаружены при сравнении изотопного состава ледяных отложений и индексов циркуляции, которые характеризуют тип циркуляции атмосферы. Анализ траекторий движения воздушных масс и источников влаги в зимний период (рисунок 34 показывает, что воздушные массы приходят попеременно с Северной Атлантики и из района Средиземного моря.

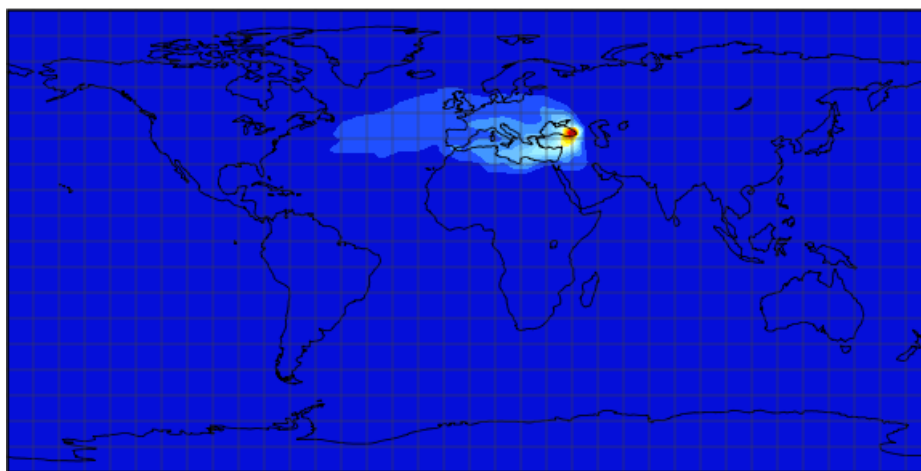


Рисунок 34 — Источник влаги в воздушных массах (расчёты по модели FLEXPART, 2001 – 2013 гг.) в холодный сезон года

В зимний период наблюдается значимая, но слабая отрицательная корреляция между скоростью снегонакопления и индексом NAO ($r = -0,18$). В годы с экстремально высокой скоростью снегонакопления (например, 2010)

наблюдались также экстремально низкие значения этого индекса. Влияние Североатлантического колебания на климат Кавказа отмечается во многих работах. Например, Шахгеданова и др. [136] обнаружили аналогичную зависимость для данных о балансе массы ледника Джанкуат, расположенного в 30 км к юго-востоку от Эльбруса, за период с 1967 по 2001 г. Значения аккумуляции на леднике связано с изменчивостью осадков в регионе, в то время как последний параметр связан с NAO.

Изменения изотопного состава ледниковых кернов ($\delta^{18}\text{O}$) положительно связаны с изменениями индекса NAO ($r = 0,41$) в холодный сезон, в то время как изменения того же индекса отрицательно связаны с температурой в тот же сезон ($r = -0,42$). Этот факт также противоречит расчётам, приведённым в работе [137], где на основании данных европейских станций GNIP, полученных на низких высотных уровнях, была получена отрицательная корреляция между $\delta^{18}\text{O}$ и индексом NAO. Эта зависимость говорит о разных процессах, влияющих на формирование изотопного состава осадков, выпадающих на разных высотных уровнях.

Во время положительной фазы NAO, преобладающим источником влаги для осадков, выпадающих на Кавказе, является Средиземное море. Во время отрицательной фазы — Северная Атлантика. В первом случае значение изотопного состава осадков будет выше, в связи с более высоким изотопным составом воды в источнике формирования воздушной массы [138] и более короткой траекторией движения воздушной массы. Вторичное испарение с поверхности континента также приводит к изменению изотопного состава осадков [139]. В то время как значения $\delta^{18}\text{O}$ становятся ниже, значения эксцесса дейтерия повышаются [140], что и наблюдается в данных, полученных по ледниковому керну. В противоположной ситуации изначальный изотопный состав воды на поверхности океана близок к 0‰ [141], а длина траектории движения воздушной массы больше, что приводит к более низким значениям $\delta^{18}\text{O}$ в осадках. Расчёты, выполненные в простой изотопной модели [142], с применением указанных параметров (изотопный состав и температура поверхности океана в разных источниках влаги, взятые из литературных источников, длина траектории движения воздушной массы, температура воздуха в точке выпадения осадков), подтверждают правильность приведённой схемы формирования изотопного состава осадков на Западном плато Эльбруса.

Хотя во многих работах [123], [124] отмечается, что NCP оказывает существенное влияние на климат Кавказа и окружающих регионов, в данных, полученных по кернам Эльбруса, не наблюдается значимой корреляции с этим параметром.

Мы также сопоставили изотопный состав ледяных отложений со среднесезонной и средней взвешенной по осадкам температурой воздуха, однако, значимой связи между этими параметрами выявлено не было (рисунки 35 и 36).

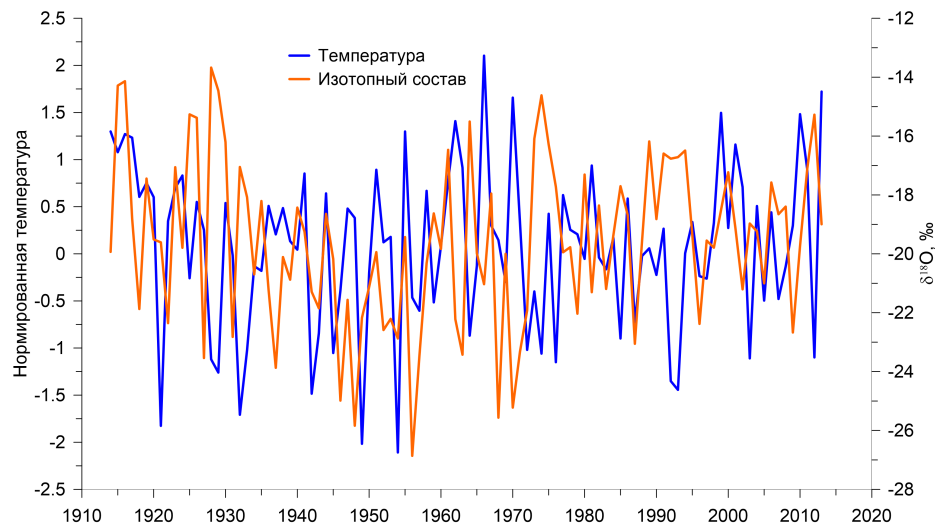


Рисунок 35 — Изотопный состав льда, отложенного в холодные сезоны года на Эльбрусе и средняя нормированная температура воздуха холодных сезонов по метеорологическим данным

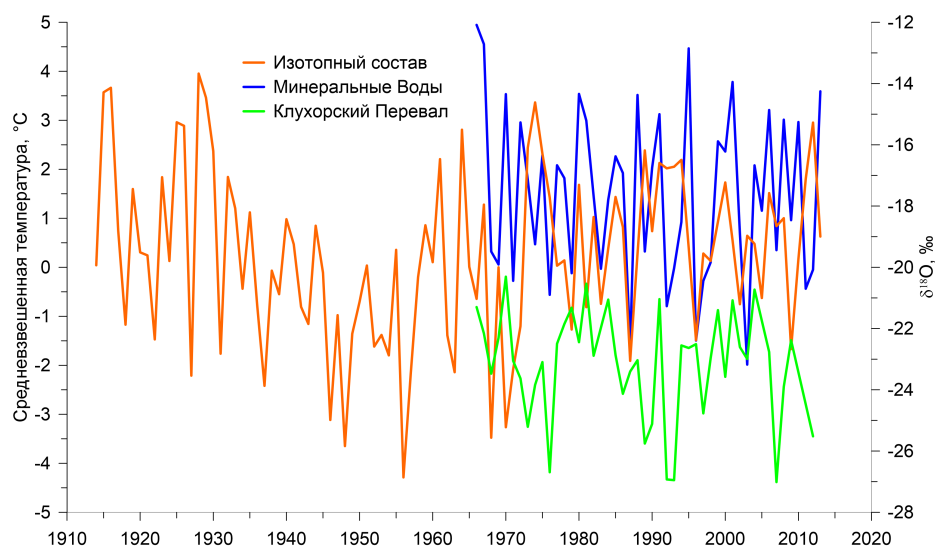


Рисунок 36 — Сопоставление изотопного состава снега и льда на Эльбрусе и средневзвешенной температуры в зимний период

Таким образом, основным фактором, контролирующим изотопный состав атмосферных осадков в высокогорной области Большого Кавказа является тип

крупномасштабной атмосферной циркуляции в Северном полушарии, который определяет источник влаги, поступающей в данный район. Связь изотопного состава с местной температурой воздуха слаба и неустойчива во времени. Она проявляется только в тех случаях, когда источник влаги остаётся постоянным в течение продолжительного времени. Летом большое влияние на формирование атмосферных осадков оказывает конвекция, что плохо учитывается в климатических моделях.

3.7 Связь изотопного состава льда на Западном плато Эльбруса с температурой воздуха

Выше (раздел 2.5) было показано, что изотопный состав атмосферных осадков, выпадающих на поляне Азау, расположенной на высоте 2100 м н.у.м. в 10 км от пункта бурения на Западном плато Эльбруса (5115 м н.у.м) хорошо коррелирует со среднесуточной температурой воздуха в поселке Терскол (2140 м н.у.м, 10 км от пункта бурения). Мы использовали эту корреляцию для исследования возможной связи между изотопным составом ледяных отложений на Эльбрусе и изменениями температуры воздуха в исследуемом районе.

Зависимость изотопного состава осадков в Азау от температуры в Тесколе (рисунок 16) описывается эмпирическим линейным уравнением

$$\delta^{18}\text{O} = 0,92 \times T - 14 \quad (14)$$

коэффициенты которого весьма близки к тем, которые ранее были получены для Тибетского плато, высокогорья Тянь-Шаня и перуанских Анд (раздел 1.3). В высокогорной зоне Кавказа такие исследования проводились впервые. Их целесообразно продолжить, чтобы получить более надежные данные, за более длительный период.

Линейная зависимость 14 была использована для реконструкции хода изотопного состава осадков на поляне Азау за 10 лет, предшествующих началу наблюдений, т.е. с 2008 по 2017 год. Для расчета использовались среднесуточные температуры в поселке Терскол в дни выпадения осадков. На рисунке 37 результаты реконструкции изотопного состава осадков в Азау в период 2008 – 2017 гг. показаны вместе с временным рядом изотопного состава ледяных отложений на

Эльбрусе. Последний был восстановлен по данным изотопных анализов ледяного керна. Для этого вертикальный профиль изотопного состава ледяного керна, построенный относительно глубины в эквиваленте льда, был преобразован во временной ряд путем датирования каждой измеренной нами 10-см пробы керна. Точное датирование проб внутри каждого годового слоя керна осуществлялось исходя из предположения, что отложение осадков в точке бурения происходит равномерно в течение года [116] и раздел 2.5. Выбор периода (2008 – 2017 гг.), для которого проводилось сравнение реконструированного хода изотопного состава осадков в районе Азау с изменением изотопного состава ледяных отложений, обусловлен тем, что он соответствует самому верхнему участку изученного керна, который характеризуется наибольшим временным разрешением изотопных данных и, следовательно, наименьшей ошибкой их датирования.

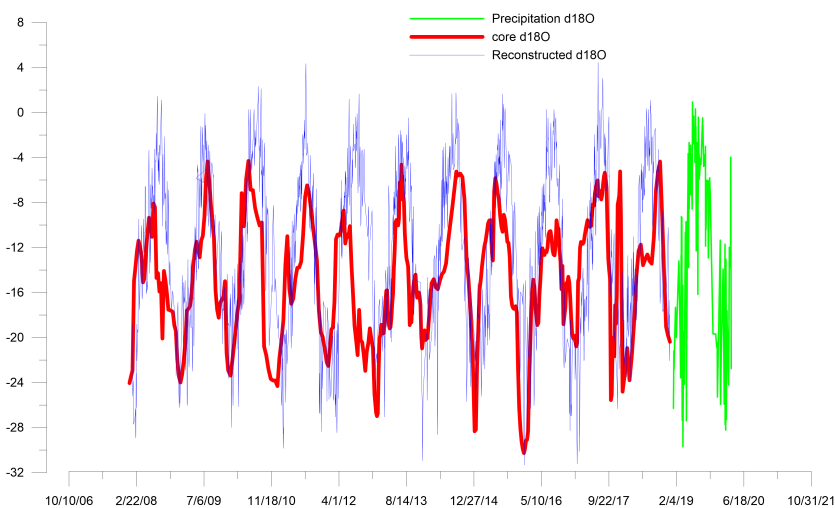


Рисунок 37 — Сравнение хода изотопного состава атмосферных осадков в районе поляны Азау, реконструированного для периода 2010 – 2020 гг. с изменением изотопного состава ледяных отложений в пункте бурения на Западном плато Эльбруса. Зеленым цветом показан изотопный состав атмосферных осадков, отбор которых выполнялся на поляне Азау (раздел 2.5), красным — изотопный состав ледяных отложений по керну, синим — реконструированные значения изотопного состава осадков на поляне Азау по данным о температуре воздуха на станции Терскол и по уравнению связи 14

Поскольку влияние постдепозиционных процессов на формировании изотопного состава отложенного снега на Эльбрусе пренебрежимо мало (см раздел 3.2), можно утверждать, что временной ряд изотопного состава керна в значительной степени совпадает с ходом изотопного состава атмосферных

осадков в районе бурения. Чтобы количественно оценить степень сходства полученных нами временных рядов, по реконструированному ряду Азау, методом линейной интерполяции были рассчитаны значения изотопного состава осадков для дат, обеспеченных данными по керну.

Коэффициент корреляции между полученными таким образом однородными временными рядами изотопного состава осадков в Азау и на Эльбрусе, показанными на рисунке 37, составил 0,53 и значим с 5% уровнем значимости (рисунок 38).

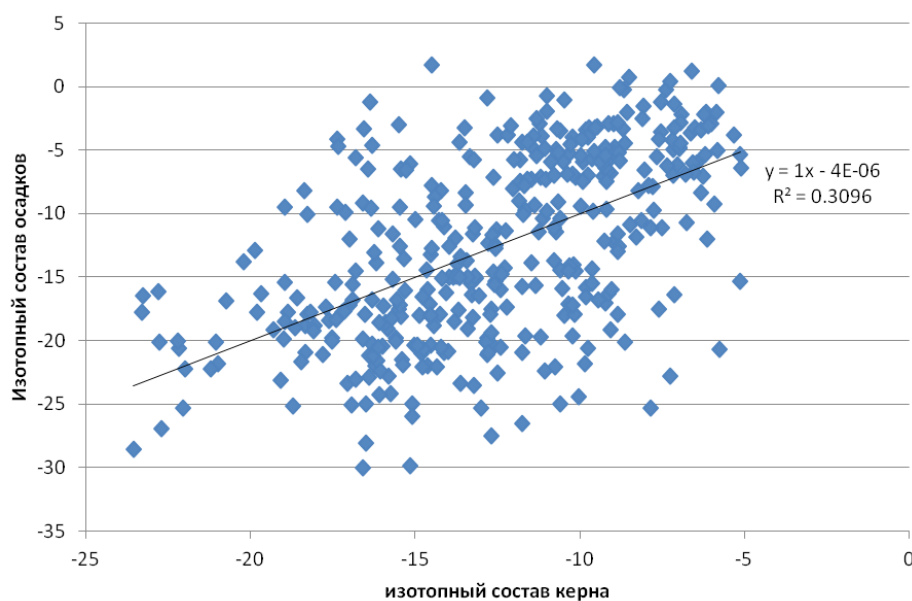


Рисунок 38 — Связь между изотопным составом атмосферных осадков в Азау и на Западном плато Эльбруса

Несмотря на значительный разброс точек на рисунке 38, который частично связан с ошибкой датирования образцов, коэффициент наклона линейной регрессии близок к 1, что свидетельствует об отсутствии систематического различия в изотопном составе осадков в этих двух пунктах расположенных на расстоянии 12 км друг от друга. Это дает нам основание предположить, что атмосферные осадки в Азау (2100 м н.у.м) и на плато Эльбруса (5115 м н.у.м.) формируются главным образом из одних и тех же воздушных масс.

Вместе с тем различия между средними значениями изотопного состава осадков в этих двух пунктах, становятся более заметными в зимний период. Действительно, в летний период преобладают конвективные осадки, которые формируются в том же месте, где происходит их выпадение, и изотопный состав осадков на Эльбрусе и в Азау совпадает. Зимой влага в основном приносится с

севера Атлантики и со Средиземного моря. Осадки на Эльбрусе и в Азау в зимний период могут выпадать из разных воздушных масс, что объясняет различия в их изотопном составе. Указанные сезонные различия в механизме формирования атмосферных осадков в рассматриваемом районе приводят к тому, что изотопный состав осадков в Азау в зимний период в среднем на 7‰ (по $\delta^{18}\text{O}$), тяжелее, чем на Эльбрусе, а среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ за 10 лет в осадках Эльбруса на 3‰ ниже, чем за тот же период в осадках Азау. Наличие связи между изотопным составом осадков в Азау и температурой в Тесколе, с одной стороны, и близость изотопного состава осадков в Азау и на Эльбрусе, с другой, позволяют получить зависимость, связывающую изотопный состав ледникового льда на Эльбрусе (изотопный состав керн) с температурой в районе Терскола.

Выявленная зависимость была использована для реконструкции температуры воздуха, которая представлена в следующей главе.

3.8 Связь скорости снегонакопления с количеством осадков

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, как для каждого из сезонов (зимой $r = 0,44$, летом $r = 0,44$, здесь и далее все указанные коэффициенты корреляции значимы 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 на станции Клухорский Перевал ($r = 0,72$ во все сезоны), поэтому на рисунке 39 представлены значения количества осадков именно на этой станции.

Надёжные данные по количеству осадков доступны только с 1966 г. [2] поэтому 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.

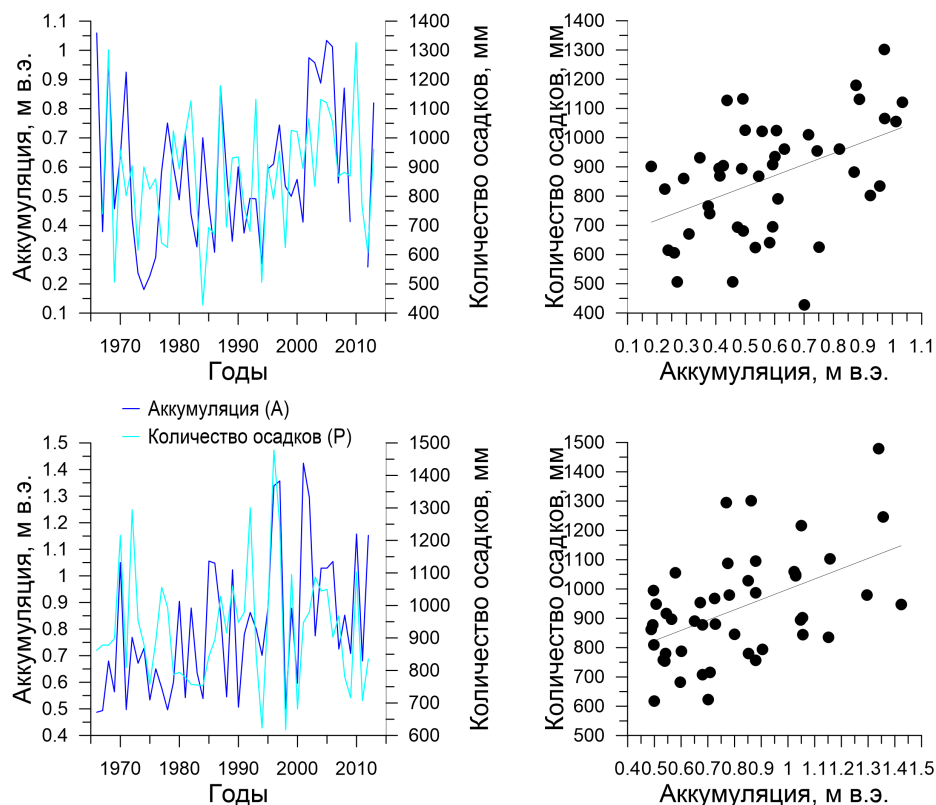


Рисунок 39 — Связь количества осадков по данным метеостанции Клухорский перевал (P) и аккумуляции (A). Верхние графики — холодный сезон, нижние графики — теплый сезон

Скорость накопления снега на Западном плато Эльбруса связана с количеством осадков, выпадающих к югу от Главного Кавказского хребта. Это позволяет реконструировать количество осадков в этом районе до начала инструментальных наблюдений по данным измерения изотопного состава ледникового керна с сезонным разрешением.

Приведённые выше уравнения линейной регрессии были использованы для восстановления рядов количества осадков за период, когда сведения о количестве осадков на метеорологических станциях отсутствуют.

Выводы

1. Скорость снегонакопления в точке бурения коррелирует с количеством осадков к югу от Кавказа во все сезоны. Это позволит восстановить изменения количества осадков в регионе за период, когда данные метеонаблюдений отсутствуют.

2. Полученные среднесезонные данные об изменении изотопного состава атмосферных осадков за период с 1816 по 2013 гг. были включены в международную базу данных об изотопном составе атмосферных осадков, ледников, водоёмов, натёчных образований в пещерах и др. [7].
3. Наклон графика линии метеорных вод близок к восьми, что говорит о равновесных условиях формирования осадков, а также об отсутствии существенного влияния таяния, испарения и сублимации на изотопный состав снега и льда.
4. В тёплый сезон преобладает единый источник влаги, расположенный вблизи места выпадения осадков, поэтому наблюдается положительная, статистически значимая, но неустойчивая во времени связь между температурой воздуха и изотопным составом ледниковых кернов.
5. В холодный сезон 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.

Глава 4. Палеоклиматические реконструкции

Главной задачей исследования кернов льда является создание реконструкций изменения климата и природной среды. В данной работе мы не касаемся вопросов, связанных с загрязнением атмосферы, которые решаются при изучении химического состава ледникового льда, а рассматриваем изменение атмосферных осадков и температуры воздуха.

4.1 Реконструкция количества осадков

Из всех косвенных данных лишь ледники могут содержать прямой сигнал о количестве атмосферных осадков в случае отсутствия его искажения метелевым переносом или снежными лавинами. Их общее количество определяет толщину годового горизонта ледника, которая определяется при исследовании ледниковых кернов. Годовое количество осадков далеко не всегда соответствует величине аккумуляции снега. Водозапас отдельного годового горизонта, помимо баланса метелевого снега, складывается из нестаявшего остатка сезонного снега в точке бурения и замерзшей воды, инфильтровавшейся из вышележащих горизонтов. При отсутствии поверхностного таяния годовой приход вещества равен аккумуляции снега за вычетом величины испарения и сублимации.

Большая аккумуляция снега на Западном плато (1400 мм в.э.) и детальность пробоотбора позволили разделить фирново-ледовую толщу на летние и зимние слои, начиная с 1774 г. Толщины отдельных годовых горизонтов с учетом плотности снежно-фирновой толщи и разработанной ранее и апробированной модели течения льда [90] были пересчитаны в значения водного эквивалента каждого годового слоя на поверхности ледника. Графические результаты представлены на рисунке 40. Построенная нами хронологическая шкала (рисунок 26) позволяет восстановить данные по аккумуляции с точностью до 1 года за 2009 – 1912 гг., что хорошо согласуется с изотопными данными [143]. Точность выделения годовых горизонтов составила ± 2 года в период 1912 – 1825 гг. и понижается до $\pm 3-5$ лет в 1825 – 1774 гг. [52].

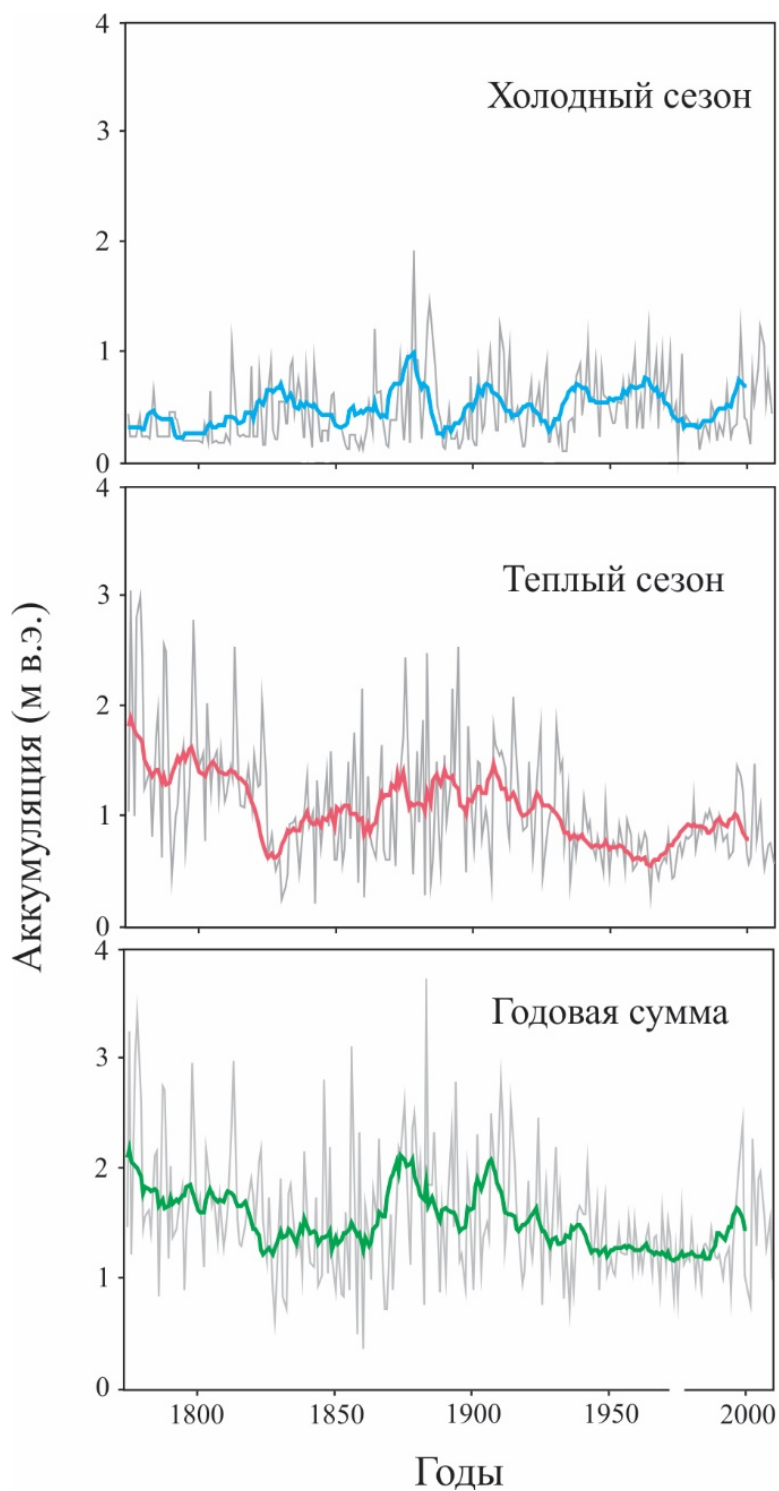


Рисунок 40 — Реконструированная аккумуляция на Западном плато Эльбруса по данным ледникового керна. Основной вклад в годовую аккумуляцию составляют осадки теплого сезона, что соответствует данным метеостанций в этом районе Северного Кавказа. Жирными линиями показаны сглаженные по 10 годам значения

Интерпретация результатов реконструкции аккумуляции может быть выполнена при сравнении с метеорологической информацией за период инструментальных наблюдений. Для анализа были использованы данные метеостанций,

расположенные в предгорных или горных районах Северного Кавказа (России и Грузии) (таблица 2). Половина станций расположена в низкогорных и предгорных районах (менее 1000 метров над уровнем моря), 5 — в среднегорной зоне, и 3 — в высокогорной (более 2000 метров над уровнем моря). Данные метеостанций были использованы для простейших статистических оценок поля осадков на Северном Кавказе, а также для сравнения временных рядов осадков с годовой аккумуляцией на западном плато. Пространственная корреляционная функция годовых сумм осадков была рассчитана относительно наиболее близко расположенной к точке бурения метеостанции Терскол. Пространственное распределение нормированных коэффициентов корреляции между рядом годовой суммы осадков в Терсколе и результатами измерений на других станциях Кавказа показан на рисунке 41.

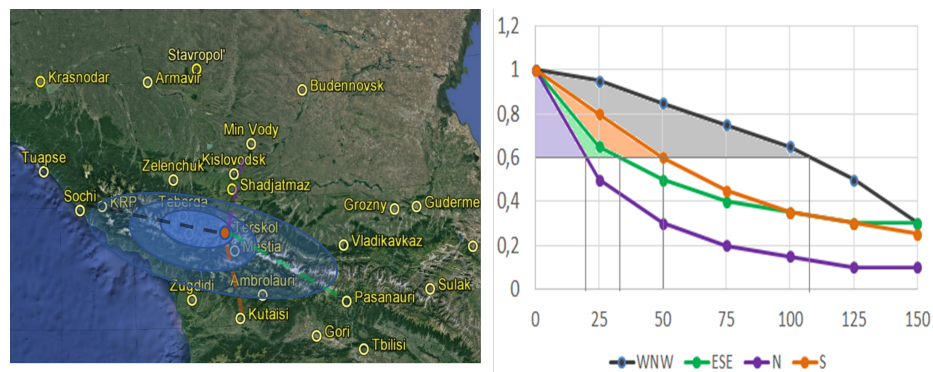


Рисунок 41 — Пространственная корреляционная функция годовой суммы осадков, рассчитанная относительно метеостанции Терскол (красная точка): слева изокорреляты (от центра $r > 0,4$ согласно t-критерию Стьюдента, $r > 0,6$ и $r > 0,8$); пунктирные линии — профили, вдоль которых корреляционная функция рассчитывалась относительно Главного Кавказского хребта. Залитые области на правом графике соответствуют физически значимой корреляции ($r > 0,6$)

Из рисунка 41 видно, поле осадков изотропно. Изокорреляты имеют форму эллипса и вытянуты вдоль Главного Кавказского хребта, причем в западно-северо-западном направлении радиус корреляции больше, чем в восточно—юго-восточном, южном и северном направлениях, что связано с господствующим западным переносом и влиянием Черного моря. С севера влагонесущие воздушные массы редко преодолевают Скалистый и Боковой хребты и также массив Эльбруса и поэтому не доходят до Главного Кавказского хребта. Из-за этого даже годовые осадки в северных предгорьях практически не связаны с осадками в высокогорных районах Кавказа. Очень высокая степень связи ($r \leq 0,8$) для территории Кавказа распространяется на территорию 10 – 50 км. Это означает, что

теоретически результаты кернового бурения описывают поле годовых осадков именно на таком пространственном масштабе (в радиусе 10 – 50 км максимально точно, до 100 км — с приемлемой точностью).

4.2 Количество осадков и другие климатические параметры

Для анализа изменчивости количества осадков по данным палеоклиматических реконструкций мы сопоставили полученные реконструированные значения количества осадков с другими климатическими данными.

С целью выявления возможных причинно-следственных связей были рассчитаны коэффициенты корреляции между реконструированным количеством осадков и индексами циркуляции атмосферы. Коэффициент корреляции между количеством осадков и индексом NAO = $-0,42$ ($p < 0,05$), рисунок 42. При этом годы с экстремальными значениями количества осадков – это годы с экстремальными значениями NAO. Подобная зависимость ранее установлена для баланса массы ледника Джанкуат [136].

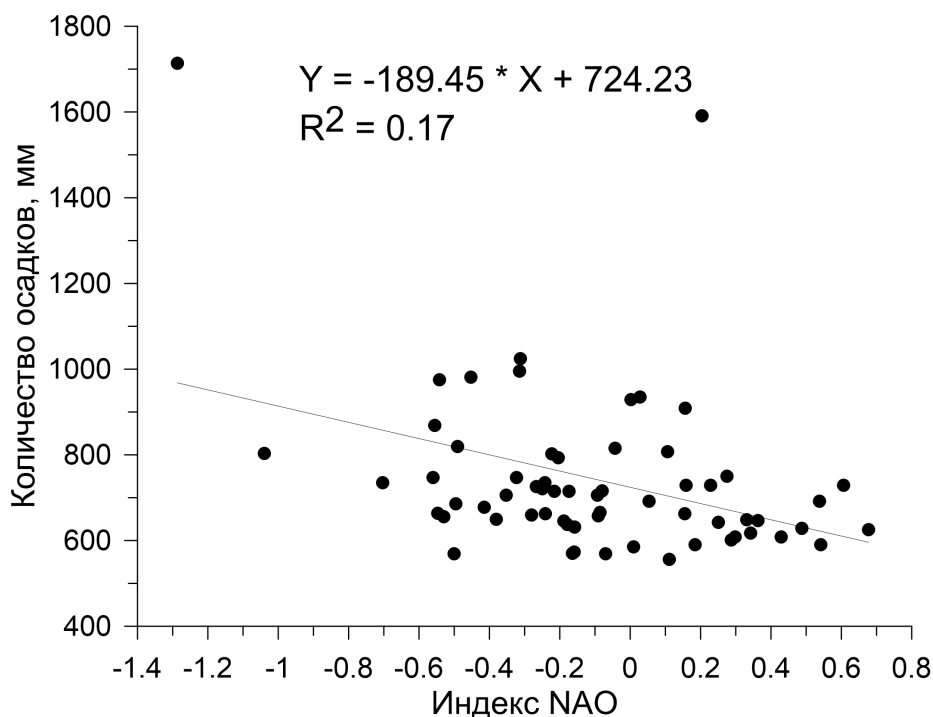


Рисунок 42 — Количество осадков и индекс NAO в холодный период

Установленная зависимость объясняется тем, что при индексе NAO > 0 на Эльбрусе преобладают более сухие воздушные массы, поскольку более влаж-

ные атлантические воздушные массы проходят по более северной траектории. При индексе NAO < 0 на Эльбрус поступают более влажные воздушные массы с Атлантики. Таким образом, межгодовые вариации количества осадков к югу от Главного Кавказского хребта зависят от типа циркуляции атмосферы.

Увеличение количества осадков в изученном районе в последние десятилетия, по-видимому, отражает глобальную тенденцию, которая связана с общим потеплением климата. Следует отметить, что увеличение количества осадков началось лишь в 1990 году, в то время как глобальное потепление климата началось существенно раньше [1]. Мы предполагаем, что это связано с более поздним началом потепления на Кавказе (см. главу 2), а также с особенностями климатических изменений в горных районах [5]).

На Западном и Центральном Кавказе хорошо выражена квази-декадная изменчивость атмосферных осадков, соответствующая проявлению внутренней нелинейной динамике климатической системы, которая в умеренных широтах выражено проявляется в феноменах северо-атлантического колебания (NAO), EA/RW и др. Это отчетливо видно по данным с рядом наблюдений 135 лет метеостанции Сочи, расположенной от точки бурения на удалении 190 км. В период 1875 – 1895 гг. на черноморском побережье преобладала положительная аномалия осадков, которая отмечалась и по данным керна льда. Эта влажная эпоха сменилась ярко выраженным засушливым периодом в начале XX в. В данных керна льда этот сухой период не проявился, что может быть связано со значительной удаленностью точки бурения от Сочи, превышающей статистически значимый радиус корреляции. Следующий относительно сухой период (1950 – 1990 гг.) прослеживается как в данных по аккумуляции на Эльбрусе, так и по сочинскому ряду. При этом данные более близко расположенных метеостанций (Клухор, Теберда, Красная Поляна и Местия) в целом совпадают с тем, что получено по керну: с 1930 по 1990 гг. повторяемость относительно сухих лет была выше, после чего суммы осадков и аккумуляции существенно возросли.

Статистический анализ продолжительных рядов данных по годовым осадкам (Сочи, Теберда, Красная Поляна) и данных по аккумуляции на Эльбрусе показал большое сходство эмпирических функций распределения. Они близки к асимметричному лог-нормальному распределению и в обоих случаях смещены в сторону положительных аномалий и резко убывают в сторону отрицательных. При этом медианное значение соответствует положительной аномалии 10 – 15%. Такое распределение очень типично для временных рядов осадков. Среднеквад-

ратическое отклонение как осадков, так и аккумуляции близко к 20%, что также характерно для рядов данных по годовым осадкам. Спектральный анализ показал, что как по данным аккумуляции, так и по результатам метеорологических наблюдений статистически значимый пик функции спектральной плотности для всех рядов данных (керна, Сочи, Теберда) приходится на период 8 – 10 лет, и в меньшей степени на период 30 – 40 лет. Об этом характерном периоде колебаний нужно говорить с осторожностью – особенно в случае метеостанции Теберда, длина ряда наблюдений на которой составляет всего 84 года, т. е. колебания с периодом 30 – 40 лет при такой длине ряда не обоснованы. Схожесть функций распределения и спектральной плотности по данным метеостанций и керну свидетельствует, что реконструированные значения аккумуляции на Эльбрусе в первую очередь связаны с осадками, а не с другими факторами аккумуляции. В отдельные годы они могут играть решающую роль, однако на масштабах осреднения более 5 лет фактор осадков играет главенствующую роль.

4.3 Реконструкция температуры воздуха

Для реконструкции температуры воздуха были использованы данные о зависимости изотопного состава атмосферных осадков, отобранных в Азау, изотопного состава ледяного керна и температуры воздуха на станции Терскол (уравнение 14). С использованием выявленных закономерностей рассчитаны изменения температуры с 1816 г. Реконструированные данные показаны на рисунке 43.

Полученные данные не имеют тренда к повышению температуры воздуха, который в настоящее время наблюдается во многих районах. Это можно объяснить как локальными особенностями климата, так и особенностями формирования изотопного состава атмосферных осадков.

Как показано в главе 3, на изотопный состав осадков влияет не только местная температура воздуха, но и тип циркуляции атмосферы. При этом влияние последнего фактора преобладает в зимний период. В теплый период наблюдается резкое изменение типа циркуляции в 1984 году.

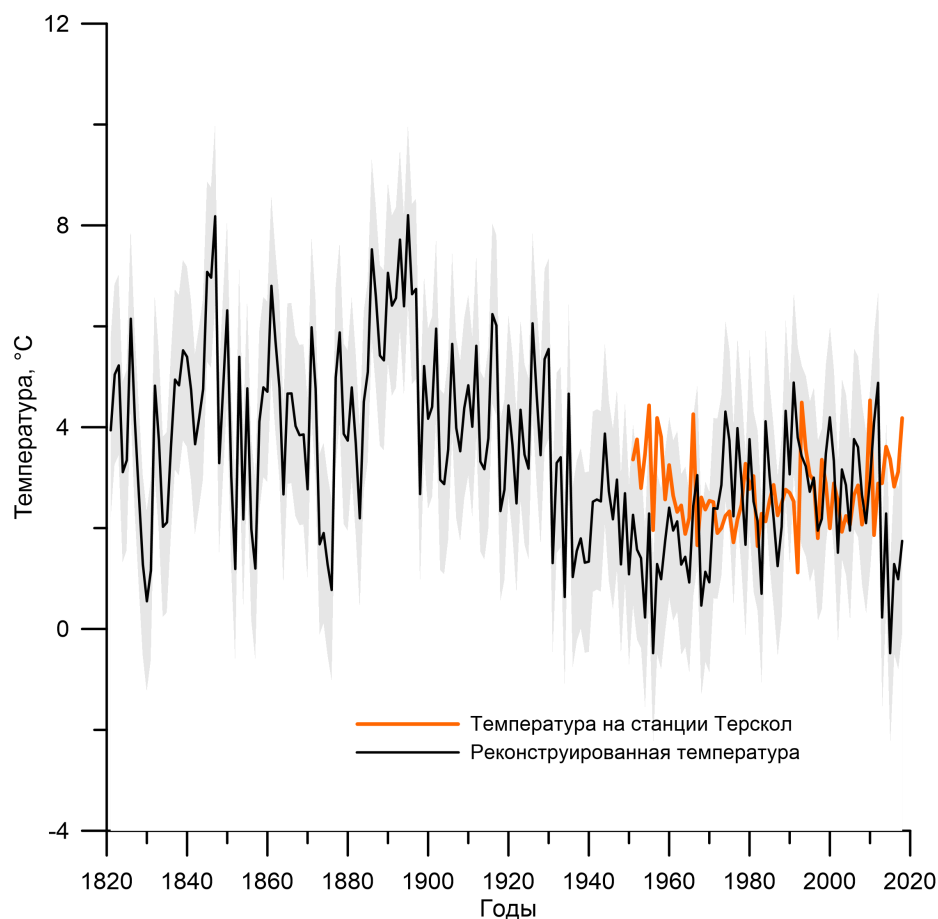


Рисунок 43 — Реконструкция среднегодовых значений температуры воздуха на станции Терскол по данным об изотопном составе ледяных кернов. Серой заливкой показана ошибка реконструкции

Поскольку выявленная зависимость изотопного состава и температуры была рассчитана только для современных условий циркуляции атмосферы, надежность выполненной реконструкции снижается.

4.4 Сопоставление с региональными палеоархивами

Палеоклиматические исследования на Кавказе проводятся достаточно давно. В 1874 г. Абих исследовал оледенение Кавказа, а также изменения его площади по геоморфологическим данным [144]. Для реконструкций изменений климата используются данные о колебании ледников, исследовании озёрных отложений, болот, изменении растительных сообществ, а также привлекаются исторические и археологические источники. В связи с большой площадью, покрытой лесами на Кавказе, одним из наиболее распространенных источников

палеоклиматической информации являются дендрохронологические исследования.

В настоящей работе рассматриваются палеоклиматические изменения в последние несколько столетий. Подобные реконструкции для Кавказа уже выполнены с помощью дендрохронологических методов, которые позволяют реконструировать изменения температуры и увлажнённости с годовым разрешением. Сводная хронология для Кавказа охватывает более 400 лет, при этом восстановленные температуры воздуха характеризуют изменения климата во всём причерноморском регионе [145]. Из реконструкции температуры вегетационного периода (апрель-сентябрь), представленной в виде аномалий относительно климатической нормы 1961 – 1990 гг., следует, что самые холодные вегетационные периоды за последние 200 лет наблюдались в 1817 ($-2,6$ °C), 1810 ($-2,1$ °C), 1884 ($-2,1$ °C) гг. Периоды положительных аномалий температуры воздуха отмечались в 1820 – 1831, 1839 – 1894, 1907 – 1925, 1937 – 1944, 1948 – 1955 гг., отрицательных — в 1832 – 1838, 1895 – 1906, 1926 – 1936, 1956 – 1962 гг. Авторы [145] отмечают сходство внутривековой изменчивости кавказской дендрохронологической реконструкции температуры теплого периода с другими европейскими реконструкциями, которое особенно заметно в первой половине XIX в, что может быть связано с активизацией вулканической деятельности, которая в свою очередь привела к глобальным климатическим изменениям. Также отмечается, что повышение реконструированных температур на Кавказе наблюдается только с 1990 г., т.е. оно началось на десятилетие позже, чем в Альпах и в Татрах, и амплитуда этого потепления на Кавказе меньше. Выполненное авторами [145] сопоставление реконструированных температур и данных наблюдений на метеостанциях показало, высокую корреляцию, что подтверждает адекватное отражение реконструкцией колебаний климата на Кавказе.

В работе [105] отмечается, что не всегда тенденции динамики ледников и климатических изменений совпадают, поскольку большая часть палеоклиматических источников информации находится на относительно низких высотных уровнях, то есть не включает информацию об изменениях климата в областях питания ледников, которые находятся под влиянием свободной атмосферы. Авторы [105] отмечают, что для решения возникшего противоречия между динамикой климата и ледников необходимо выполнить изотопно-геохимические исследования кернов, взятых с ледосборов кавказских ледников.

На Кавказе множество палеоклиматических реконструкций выполнено с использованием методов дендрохронологии [145]. Нами не было выявлено статистически значимой зависимости между изотопным составом и толщиной годовых слоёв ледниковых кернов и данными о температуре воздуха и количестве осадков, полученных методами дендрохронологии. Причиной этому может быть разница в высотных уровнях, где были получены эти источники палеоклиматической информации. Поскольку деревья, годовые кольца которых применяются при дендрохронологических реконструкциях, располагаются существенно ниже, чем ледники, где получены керны, они лучше отражают локальную климатическую информацию, а ледниковые керны сохраняют информацию о более глобальных изменениях. Это ещё раз подчёркивает необходимость исследования ледниковых кернов, как источников палеоклиматической информации.

Выводы

1. Реконструировано изменение количества атмосферных осадков к югу от Главного Кавказского хребта за последние 200 лет (1816 – 2013 гг.). Полученный временной ряд количества осадков может быть использован в климатических моделях а также для оценки приходной части баланса массы ледников Эльбруса
2. За последние 200 лет количество осадков в изученном районе увеличилось: до 80-х – 90-х годов прошлого столетия рост среднего многолетнего количества осадков шел очень медленно, а в последние 30 лет он значительно ускорился.
3. Межгодовая изменчивость количества осадков в значительной степени определялась типом циркуляции атмосферы. При индексе NAO > 0 на Эльбрусе преобладают более сухие воздушные массы, поскольку более влажные атлантические воздушные массы проходят по более северной траектории. При индексе NAO < 0 на Эльбрус поступают более влажные воздушные массы с Атлантики

Заключение

Глобальные изменения климата, происходящие на нашей планете оказывают значительное влияние на среду обитания и хозяйственную деятельность человека и поэтому привлекают все возрастающее внимание общества и учёных. Для исследования климатических изменений используются как данные инструментальных (метеорологических) наблюдений, так и палеореконструкции, основанные на результатах изучения различных природных архивов, хранящих информацию о том, как эволюционировали характеристики климата и окружающей среды в прошлом. Особенно велика роль таких палеоклиматических архивов при изучении климата до начала регулярных метеонаблюдений, а также в районах, где сеть метеостанций разрежена или вовсе отсутствует, как, например, в высокогорных областях. Специфика последних заключается еще и в том, что о ходе происходящих здесь климатических изменений не всегда можно судить по данным метеорологических станций, расположенных в предгорьях и долинах. В то же время именно от климата высокогорных районов зависит баланс массы расположенных здесь горных ледников и гидрологический режим питающихся от этих ледников рек, а также вероятность возникновения связанных с горным оледенением опасных природных процессов и явлений. Поэтому в предыдущих работах по климату Кавказа подчеркивалось, что для полноценного изучения происходящих здесь изменений необходима палеоклиматическая информация, полученная непосредственно в высокогорной области.

Наиболее информативным источником данных о прошлых изменениях климата и окружающей среды являются керны льда, добываемые в ходе бурения ледников и ледниковых покровов. В настоящей работе проанализированы данные об изменениях климата в высокогорной области Большого Кавказа, которые были полученные в результате исследования изотопного состава ледниковых кернов, полученных в 2004 – 2013 гг. на Западном плато Эльбруса. Для проведения исследований была разработана методика изотопного анализа проб льда с помощью лазерных анализаторов фирмы Picarro, реализующих технологию WS-CRDS, которая позволила существенно повысить производительность одновременных измерений содержания дейтерия и кислорода-18 в пробах при сохранении максимально возможной для данной технологии точности результатов. С использованием этой методики были получены прецизионные профили

изотопного (δD , $\delta^{18}O$) состава эльбрусских кернов с высоким разрешением по глубине. Датировка керна осуществлялась по годовым слоям, которые идентифицировались на основании сезонных вариаций изотопного состава льда с привлечением имеющихся данных по концентрации аммония, атмосферной пыли и талых слоев в керне. В результате изотопные профили керна были преобразованы во временные ряды изменения изотопного состава ледяных отложений Эльбруса, охватывающие период с 1816 по 2013 год.

Для изучения закономерностей формирования изотопного состава ледникового льда на Эльбрусе были использованы результаты наблюдений на ближайших метеостанциях, имеющиеся для этого района немногочисленные данные Глобальной сети изотопов в осадках (ГСИО/GNIP), а также расчетные индексы и результаты моделирования циркуляции атмосферы. Выполненное исследование позволило определить возможности и ограничения применения изотопного метода для реконструкции прошлых изменений климата на Кавказе.

Было установлено, что вариации изотопного состава льда в вертикальном разрезе ледниковой толщи на Западном плато Эльбруса отражают, с учётом высотного и долготного градиентов, временные изменения изотопного состава атмосферных осадков во всей высокогорной области Большого Кавказа. Показано, что связь изотопного состава осадков с местной температурой воздуха слаба и неустойчива во времени. В полном соответствии с теорией «изотопного палеотермометра» она проявляется только в тех случаях, когда источник влаги остаётся постоянным в течение продолжительного периода времени. Таких периодов на протяжении исследованного 200-летнего отрезка климатической истории Кавказа было, по-видимому, немного. Кроме того, постоянство источника влаги было характерно, в основном, только для теплых сезонов. В связи с этим основным фактором, контролировавшим изотопный состав атмосферных осадков в высокогорной области Большого Кавказа в течение последних 200 лет, являлся тип крупномасштабной атмосферной циркуляции в Северном полушарии, который определял источник влаги, поступавшей в данный район в каждый конкретный период времени.

Исследования показали, что скорость накопления снега на Западном плато Эльбруса, восстановленная по данным измерения изотопного состава ледникового керна с сезонным разрешением, связана с количеством осадков, выпадающих к югу от Главного Кавказского хребта. Это позволило реконструировать количество осадков в этом районе до начала инструментальных наблюдений за осадками

в 1966 г. Полученные временные ряды осадков (сезонных и годовых) свидетельствуют о том, что за последние 200 лет количество атмосферных осадков в изученном районе в целом увеличилось. До 80-х – 90-х годов прошлого столетия рост среднего многолетнего количества осадков шел очень медленно, а в последние 30 лет он значительно ускорился. Сравнение наших данных по осадкам с рядами индексов циркуляции атмосферы показало, что межгодовая изменчивость количества осадков также в значительной степени определялась типом атмосферной циркуляции.

Многолетний тренд изменения количества осадков в изученном районе не коррелирует с независимыми дендрохронологическими данными, что, по-видимому, объясняется различием в местоположениях и высотных уровнях источников палеоклиматической информации. Вместе с тем реконструированный нами ряд осадков согласуется с ходом глобального потепления климата в Северном полушарии, что свидетельствует о его межрегиональном значении.

Установленные закономерности формирования изотопного состава ледяных отложений и реконструкция количества осадков на Эльбрусе за последние 200 лет важны для уточнения и валидации климатических и изотопных моделей, которые используются, в том числе, для прогноза будущих климатических изменений. Полученные в ходе исследования палеоклиматические ряды включены в международную базу данных PAGES Iso2k, созданную для изучения глобальной зависимости изотопного состава осадков, природных вод и льдов от климатических факторов и взаимодействия океана и суши с целью лучшего понимания механизмов циркуляции атмосферы и океана. Разработанная на основе изотопных данных временная шкала ледяных отложений используется во всех публикациях по проекту бурения на Западном плато Эльбруса, а предложенные нами подходы к интерпретации результатов изотопных исследований эльбрусского керна могут найти применение при изучении ледниковых кернов из других горных районов.

Список литературы

1. *IPCC. Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* — Cambridge, United Kingdom, New York, NY, USA : Cambridge University Press, 2021.
2. Мировой центр данных - ВНИИГМИ МЦД. — URL: <http://www.meteo.ru> (дата обр. 01.08.2020).
3. *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.Ya., Lorius C., Pepin E., Ritz C., Salzman E., Stievenard M.* Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature.* — 1999. — No. 399. — P. 429—436.
4. NEEM community members. Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core // *Nature.* — 2013. — No. 493. — P. 489—494.
5. Mountain Research Initiative EDW Working Group. Elevation-dependent warming in mountain regions of the world // *Nature climate change.* — 2015. — No. 5. — P. 424—430.
6. *Свидетельство о гос. регистрации базы данных.* Гляциологическая и геохимическая информация об изменении климата и окружающей среды в причерноморской области России за последние 200 лет / А.В. Козачек, А.А. Екайкин, В.Н. Михаленко ; ФГБУ «ААНИИ». — № 2016621123 ; заявл. 15.02.2016 ; опубли. 18.08.2016 (Рос. Федерация).
7. PAGES Iso2k database. — URL: <http://www.pages-igbp.org/science/wg/2k-network/projects/iso2k/intro> (visited on 08/01/2020).
8. *Soddy F.* The Radioelements and the Periodic Law // *Chemical News.* — 1913. — No. 107. — P. 97—99.
9. *Nagel Miriam C.* Frederick Soddy: From alchemy to isotopes // *Journal of Chemical Education.* — 1982. — Vol. 59, no. 9. — P. 739.
10. *Thompson J.J.* Rays of positive electricity and their application to chemical analyses. — London, 1913. — 237 p.

11. *Giauque W., Johnston H.* An Isotope of Oxygen of Mass 17 in the Earth's Atmosphere // *Nature*. — 1929. — Vol. 123. — P. 831.
12. *Giauque W., Johnston H.* An Isotope of Oxygen, Mass 18 // *Nature*. — 1929. — Vol. 123. — P. 318.
13. *Brickwedde F.* Harold Urey and the discovery of deuterium // *Physics Today*. — 1913. — Vol. 35, no. 9. — P. 34—42.
14. *Севастьянов В.С.* Изотопная масс-спектрометрия лёгких газообразующих элементов. — М. : Физмалит, 2016. — 236 с.
15. *Friedman I.* Deuterium content of natural waters and other substances // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. — 1953. — Vol. 4. — P. 89—103.
16. *Sharp Z.* Principles of stable isotopes geochemistry. — New Mexico, 2017. — 344 p.
17. *Dansgaard W.* Stable isotopes in precipitation // *Tellus*. — 1953. — Vol. 16. — P. 436—468.
18. Лаборатория изотопной гидрологии МАГАТЭ. — URL: https://nucleus.iaea.org/rpst/referenceproducts/referencematerials/Stable_Isotopes/2H18O-water-samples/index.htm (visited on 08/01/2020).
19. *Екайкин А.А.* Метеорологический режим Центральной Антарктиды и его роль в формировании изотопного состава снежной толщи : автореф. дис. ... канд. геогр. наук / Екайкин А.А. — СПб., 2003. — 26 с.
20. *Dansgaard W.* The abundance of O-18 in atmospheric water and water vapour // *Tellus*. — 1953. — Vol. 5. — P. 461—469.
21. *Majoube M.* Fractionnement en oxygene 18 et en deuterium entre l'eau et sa vapeur // *J. Chim. Phys.* — 1971. — Vol. 10. — P. 1473.
22. *Edmunds W.M.* Contribution of Isotopic and Nuclear Tracers to Study of Groundwaters // *Isotopes in the Water Cycle: Past, Present and Future of a Developing Science* / ed. by Pradeep K. Aggarwal, Joel R. Gat, Klaus F.O. Froehlich. — Dordrecht : Springer Netherlands, 2005. — P. 171—192.
23. *Merlivat Liliane, Jouzel Jean.* Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. — 1979. — Vol. 84, no. C8. — P. 5029—5033.

24. *Johnsen S. J., Dansgaard W., White J. W. C.* The origin of Arctic precipitation under present and glacial conditions // *Tellus B.* — 1989. — Vol. 41B, no. 4. — P. 452—468.
25. *Agassiz L.* Études sur les glaciers. — 1845. — 347 p.
26. *Sorge E.* Glaziologische Untersuchungen in Eismitte // *Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Groenland Expedition Alfred Wegener 1929 und 1930–31* / ed. by F.A. Brokaus. — Leipzig, 1935. — P. 347.
27. *Miller M.M.* Juneau Icefield Research Project, Alaska, 1950. — NY : Amer. Geographical Soc., 1954. — 97 p.
28. *Swithinbank C.* Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition 1949–1952, Scientific Results. — Oslo : Norsk Polarinstitut, 1957. — 120 p.
29. *Heuberger J.C.* Groenland, glaciology // *Forages sur l'inlandis.* — Paris, 1954. — P. 63—84.
30. *Jouzel J.* A brief history of ice core science over the last 50 yr // *Climate of the Past.* — 2013. — Vol. 9, no. 6. — P. 2525—2547.
31. *Dansgaard W., Johnsen S.J., Møller J., Langway C.C.* One Thousand Centuries of Climatic Record from Camp Century on the Greenland Ice Sheet // *Science.* — 1969. — Vol. 166, no. 3903. — P. 377—381.
32. *Legrand Michel, Mayewski Paul.* Glaciochemistry of polar ice cores: A review // *Reviews of Geophysics.* — 1997. — Vol. 35, no. 3. — P. 219—243.
33. *Preunkert Susanne, Wagenbach Dietmar, Legrand Michel, Vincent Christian.* Col du Dôme (Mt Blanc Massif, French Alps) suitability for ice-core studies in relation with past atmospheric chemistry over Europe // *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology.* — 2000. — Vol. 52, no. 3. — P. 993—1012.
34. *Bender Michael, Sowers Todd, Brook Edward.* Gases in ice cores // *Proceedings of the National Academy of Sciences.* — 1997. — Vol. 94, no. 16. — P. 8343—8349.
35. *Schwerzmann Aurel, Funk Martin, Blatter Heinz, Lüthi Martin, Schwikowski Margit, Palmer Anne.* A method to reconstruct past accumulation rates in alpine firn regions: A study on Fiescherhorn, Swiss Alps // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface.* — 2006. — Vol. 111, F1.

36. *Eichler Anja, Schwikowski Margit, Gäggeler Heinz W., Furrer Verena, Synal Hans-Arno, Beer Jürg, Saurer Matthias, Funk Martin.* Glaciochemical dating of an ice core from upper Grenzgletscher (4200 m a.s.l.) // *Journal of Glaciology*. — 2000. — Vol. 46, no. 154. — P. 507—515.
37. *Kang Shichang, Mayewski Paul A, Yan Yuping, Qin Dahe, Yao Tandong, Ren Jiawen.* Dust records from three ice cores: relationships to spring atmospheric circulation over the Northern Hemisphere // *Atmospheric Environment*. — 2003. — Vol. 37, no. 34. — P. 4823—4835.
38. *Li Peilin, Wu Guangjiang, Zhang Xuelei, Yan Ni, Zhang Xiaowen.* Variation in atmospheric dust since 1950 from an ice core in the Central Tibetan Plateau and its relationship to atmospheric circulation // *Atmospheric Research*. — 2019. — Vol. 220. — P. 10—19.
39. *Jouzel J., Alley R. B., Cuffey K. M., Dansgaard W., Grootes P., Hoffmann G., Johnsen S. J., Koster R. D., Peel D., Shuman C. A., Stievenard M., Stuiver M., White J.* Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice cores // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. — 1997. — Vol. 102, no. C12. — P. 26471—26487.
40. *Саламатин А.Н., Вострецов Р.Н., Пету Ж.Р., Липенков В.Я., Барков Н.И.* Геофизические и палеоклиматические приложения составного температурного профиля из глубокой скважины на станции Восток (Антарктида) // *Материалы гляциол. исслед.* — 1998. — Т. 85. — С. 223—240.
41. *Werner Martin, Mikolajewicz Uwe, Heimann Martin, Hoffmann Georg.* Borehole versus isotope temperatures on Greenland: Seasonality does matter // *Geophysical Research Letters*. — 2000. — Vol. 27, no. 5. — P. 723—726.
42. *Koerner R., Fisher D.* A record of Holocene summer climate from a Canadian high-Arctic ice core // *Nature*. — 1990. — Vol. 343. — P. 630—631.
43. *Lipenkov V.Ya.* Air bubbles and air-hydrate crystals in the Vostok ice core // *Physics of Ice Core Records* / ed. by T. Hondoh. — Sapporo : Hokkaido Univ. Press, 2000. — P. 327—358.
44. *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 // *Climate of the Past*. — 2013. — Vol. 9, no. 2. — P. 871—886.

45. *Steig Eric J., Grootes Pieter M., Stuiver Minze.* Seasonal Precipitation Timing and Ice Core Records // *Science*. — 1994. — Vol. 266, no. 5192. — P. 1885—1886.
46. *Ekaykin A., Eberlein L., Lipenkov V., Popov S., Scheinert M., Schroder L., Turkeev A.* Non-climatic signal in ice core records lessons from Antarctic megadunes // *The Cryosphere*. — 2016. — Vol. 10, no. 3. — P. 1217—1227.
47. *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. — Vol. 405. — P. 132—141.
48. *Thompson L. G., Mosley-Thompson E., Grootes P. M., Pourchet M., Hastenrath S.* Tropical glaciers: Potential for ice core paleoclimatic reconstructions // *Journal of Geophysical Research*. — 1984. — June. — Vol. 89, no. D3. — P. 4638—4646.
49. Проект ЮНЕКО Ice Memory. — URL: <https://fondation.univ-grenoble-alpes.fr/menu-principal/nos-projets/preservation-des-patrimoines/ice-memory-in-english/> (visited on 08/01/2020).
50. *Vimeux Françoise, Ginot Patrick, Schwikowski Margit, Vuille Mathias, Hoffmann Georg, Thompson Lonnie G., Schotterer Ulrich.* Climate variability during the last 1000 years inferred from Andean ice cores: A review of methodology and recent results // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. — 2009. — Vol. 281, no. 3. — P. 229—241.
51. *Schwikowski M., Brütsch S., Gäggeler H. W., Schotterer U.* A high-resolution air chemistry record from an Alpine ice core: Fiescherhorn glacier, Swiss Alps // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. — 1999. — Vol. 104, no. D11. — P. 13709—13719.
52. *Preunkert S., Legrand M., Kutuzov S., Ginot P., Mikhalenko 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. — Vol. 19, no. 22. — P. 14119—14132.
53. *Gäggeler H., Gunten H. R. von, Rössler E., Oeschger H., Schotterer U.* ²¹⁰Pb-Dating of Cold Alpine Firn/Ice Cores From Colle Gnifetti, Switzerland // *Journal of Glaciology*. — 1983. — Vol. 29, no. 101. — P. 165—177.

54. *Thompson L. G., Yao T., Davis M. E., Henderson K. A., Mosley-Thompson E., Lin P.-N., Beer J., Synal H.-A., Cole-Dai J., Bolzan J. F.* Tropical Climate Instability: The Last Glacial Cycle from a Qinghai-Tibetan Ice Core // *Science*. — 1997. — Vol. 276, no. 5320. — P. 1821—1825.
55. *Zwinger Thomas, Greve Ralf, Gagliardini Olivier, Shiraiwa Takayuki, Lyly Mikko.* A full Stokes-flow thermo-mechanical model for firn and ice applied to the Gorshkov crater glacier, Kamchatka // *Annals of Glaciology*. — 2007. — Vol. 45. — P. 29—37.
56. *Thompson L. G., Mosley-Thompson E., Davis M. E., Zagorodnov V. S., Howat I. M., Mikhalenko V. N., Lin P.-N.* Annually Resolved Ice Core Records of Tropical Climate Variability over the Past 1800 Years // *Science*. — 2013. — Vol. 340, no. 6135. — P. 945—950.
57. *Hurley J. V., Vuille M., Hardy D. R.* Forward modeling of $\delta^{18}\text{O}$ in Andean ice cores // *Geophysical Research Letters*. — 2016. — Vol. 43, no. 15. — P. 8178—8188.
58. *Thompson Lonnie G., Mosley-Thompson Ellen, Henderson Keith A.* Ice-core palaeoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum // *Journal of Quaternary Science*. — 2000. — Vol. 15, no. 4. — P. 377—394.
59. *Thompson L. G., Mosley-Thompson E., Dansgaard W., Grootes P. M.* The Little Ice Age as Recorded in the Stratigraphy of the Tropical Quelccaya Ice Cap // *Science*. — 1986. — Vol. 234, no. 4774. — P. 361—364.
60. *Yao Tandong, Duan Keqin, Thompson L.G., Wang Ninglian, Tian Lide, Xu Baiqing, Wang Youqing, Yu Wusheng.* Temperature variations over the past millennium on the Tibetan Plateau revealed by four ice cores // *Annals of Glaciology*. — 2007. — Vol. 46. — P. 362—366.
61. *Yang Xiaoxin, Yao Tandong, Joswiak Daniel, Yao Ping.* Integration of Tibetan Plateau ice-core temperature records and the influence of atmospheric circulation on isotopic signals in the past century // *Quaternary Research*. — 2014. — Vol. 81, no. 3. — P. 520—530.
62. *Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Davis M.E.* Tropical Glacier and Ice Core Evidence of Climate Change on Annual to Millennial Time Scales // *Climatic Change*. — 2003. — Vol. 59. — P. 137—155.

63. *Yu Wusheng, Yao Tandong, Thompson Lonnie G., Jouzel Jean, Zhao Huabiao, Xu Baiqing, Jing Zhaowei, Wang Ninglian, Wu Guangjian, Ma Yaoming, Gao Jing, Yang Xiaoxin, Zhang Jingyi, Qu Dongmei.* 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. — Vol. 554. — P. 116665.
64. *Yao Tandong, Li Zexia, Thompson Lonnie G., Mosley-Thompson Ellen, Wang Youqing, Tian Lide, Wang Ninglian, Duan Keqin.* $\delta^{18}\text{O}$ records from Tibetan ice cores reveal differences in climatic changes // *Annals of Glaciology*. — 2006. — Vol. 43. — P. 1—7.
65. *Thompson Lonnie G., Mosley-Thompson Ellen, Davis Mary E., Mash-iotta Tracy A., Henderson Keith A., Lin Ping-Nan, Tandong Yao.* Ice core evidence for asynchronous glaciation on the Tibetan Plateau // *Quaternary International*. — 2006. — Vol. 154/155. — P. 3—10.
66. *Aizen Vladimir B., Aizen Elena M., Joswiak Daniel R., Fujita Koji, Takeuchi Nozomu, Nikitin Stanislav A.* Climatic and atmospheric circulation pattern variability from ice-core isotope/geochemistry records (Altai, Tien Shan and Tibet) // *Annals of Glaciology*. — 2006. — Vol. 43. — P. 49—60.
67. *Henderson Keith, Laube Andreas, Gäggeler Heinz W., Olivier Susanne, Papina Tatyana, Schwikowski Margit.* Temporal variations of accumulation and temperature during the past two centuries from Belukha ice core, Siberian Altai // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. — 2006. — Vol. 111, no. D3.
68. *Olivier Susanne, Schwikowski Margit, Brütsch Sabina, Eyrikh Stella, Gäggeler Heinz W., Lüthi Martin, Papina Tatyana, Saurer Matthias, Schotterer Ulrich, Tobler Leonhard, Vogel Edith.* Glaciochemical investigation of an ice core from Belukha glacier, Siberian Altai // *Geophysical Research Letters*. — 2003. — Vol. 30, no. 19.
69. *Wagenbach Dietmar, Bohleber Pascal, Preunkert Susanne.* Cold, alpine ice bodies revisited: what may we learn from their impurity and isotope content? // *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*. — 2012. — Vol. 94, no. 2. — P. 245—263.

70. *Bohleber Pascal, Wagenbach Dietmar, Schöner Wolfgang, Böhm Reinhard.* To what extent do water isotope records from low accumulation Alpine ice cores reproduce instrumental temperature series? // *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology.* — 2013. — Vol. 65, no. 1. — P. 20148.
71. *Bohleber P., Erhardt T., Spaulding N., Hoffmann H., Fischer H., Mayewski P.* Temperature and mineral dust variability recorded in two low-accumulation Alpine ice cores over the last millennium // *Climate of the Past.* — 2018. — Vol. 14, no. 1. — P. 21—37.
72. *Mariani I., Eichler A., Jenk T. M., Brönnimann S., Auchmann R., Leuenberger M. C., Schwikowski M.* Temperature and precipitation signal in two Alpine ice cores over the period 1961 – 2001 // *Climate of the Past.* — 2014. — Vol. 10, no. 3. — P. 1093—1108.
73. *Bronnimann S., Mariani I., Schwikowski M., Auchmann R., Eichler A.* Simulating the temperature and precipitation signal in an Alpine ice core // *Climate of the Past.* — 2013. — Vol. 9, no. 4. — P. 2013—2022.
74. *Бажев А.Б., Гордиенко Ф.Г., Смирнов К.Е.* Вариации изотопа ^{18}O в толще Марухского ледника (Западный Кавказ) // *Материалы гляциологических исследований.* — 1973. — Т. 21. — С. 198—203.
75. *Голубев В.Н., Михаленко В.Н., Серебренников А.В., Гвоздик О.А.* Структурные исследования ледяного керна Джантуганского фирнового плато на Центральном Кавказе // *Материалы гляциологических исследований.* — 1988. — Т. 64. — С. 25—33.
76. *Popovnin Victor V.* Annual Mass-Balance Series of a Temperate Glacier in the Caucasus, Reconstructed from an Ice Core // *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography.* — 1999. — Vol. 81, no. 4. — P. 713—724. — URL: <http://www.jstor.org/stable/521509>.
77. *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.
78. *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.

79. *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. — Vol. 9, no. 6. — P. 2253—2270.
80. *Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Кунахович М.Г., Томпсон Л.Г.* Исследования западного ледникового плато Эльбруса: результаты и перспективы // *Материалы гляциологических исследований*. — 2005. — Т. 99. — С. 185—190.
81. *Klaus J., McDonnell J.J.* Hydrograph separation using stable isotopes: Review and evaluation // *Journal of Hydrology*. — 2013. — Vol. 505. — P. 47—64.
82. *Чиждова Ю.Н., Буданцева Н.А., Рец Е.П., Лошакова Н.А., Поповнин В.В., Васильчук Ю.К.* Вариации изотопно-кислородного состава талого стока ледника Джанкуат на Центральном Кавказе // *Вестник Московского университета. Серия География*. — 2014. — Т. 6. — С. 48—56.
83. *Чиждова Ю.Н., Рец Е.П., Васильчук Ю.К., Токарев И.В., Буданцева Н.А., Киреева М.Б.* Два подхода к расчету расчленения гидрографа стока ледниковой реки с помощью изотопных методов // *Лед и снег*. — 2016. — Т. 56, № 2. — С. 161—168.
84. *Гвоздецкий Н.А.* Кавказ. Очерк природы. — М. : Географгиз, 1963. — 264 с.
85. Shuttle Radar Topography Mission. — URL: <https://www2.jpl.nasa.gov/srtm/dataproduct.htm> (visited on 08/01/2020).
86. *Volodicheva N.A.* The Caucasus // *The Physical geography of Northern Eurasia* / ed. by M. Shahgedanova. — Oxford : Oxford University Press, 2002. — P. 350—376.
87. Национальный атлас России. — URL: <https://nationalatlas.ru/> (дата обр. 01.08.2020).
88. *Волошина А.П.* Метеорология горных ледников // *Материалы гляциологических исследований*. — 2002. — Т. 92. — С. 3—148.
89. *Toropov Pavel A., Aleshina Maria A., Grachev Alexei M.* Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th—21st century // *International Journal of Climatology*. — 2019. — Vol. 39, no. 12. — P. 4703—4720.
90. *Ледники и климат Эльбруса* / под ред. В.Н. Михаленко. — М.; СПб. : Нестор-история, 2020. — 372 с.

91. *Вангенгейм Г.Я.* Опыт применения синоптических методов к изучению и характеристике климата. — М. : ЦУГМС, 1935. — 170 с.
92. *Гирс А.А.* Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. — Л. : Гидрометиздат, 1971. — 280 с.
93. *Дзердзеевский Б.Л.* Циркуляционные механизмы в атмосфере северного полушария в XX столетии. — М. : Материалы метеорологических исследований, изд. ИГ АН СССР и Междувед. Геофиз. Комитета при Президиуме АН СССР, 1968. — 240 с.
94. *Кононова Н.К., Черенкова Е.А.* Повторяемость элементарных циркуляционных механизмов в атмосфере Северного полушария // Известия РАН. Серия географическая. — 2018. — Т. 6. — С. 17—25.
95. *Торопов П.А.* Усовершенствование типизации Клименко для условий современной циркуляции атмосферы // Вестник МГУ. сер. 5 «География». — 2001. — Т. 5. — С. 14—22.
96. *Stoffel M., Khodri M., Corona C.* Estimates of volcanic-induced cooling in the Northern Hemisphere over the past 1500 years // Nature Geoscience. — 2015. — Vol. 8, no. 8. — P. 784—788.
97. *Yamanouchi Takashi.* Early 20th century warming in the Arctic: A review // Polar Science. — 2011. — Vol. 5, no. 1. — P. 53—71.
98. *Элизбарашвили Э.Ш., Татишвили М.Р., Элизбарашвили М.Э., Элизбарашвили Ш.Э., Месхия Р.Ш.* Тенденции изменения температуры воздуха в Грузии в условиях глобального потепления // Метеорология и гидрология. — 2013. — Т. 4. — С. 79—85.
99. *Shahgedanova M., Nosenko G., Kutuzov S., Rototaeva O., Khromova T.* Deglaciation of the Caucasus Mountains, Russia/Georgia, in the 21st century observed with ASTER satellite imagery and aerial photography // The Cryosphere. — 2014. — Vol. 8, no. 6. — P. 2367—2379.
100. *Tielidze L. G.* Glacier change over the last century, Caucasus Mountains, Georgia, observed from old topographical maps, Landsat and ASTER satellite imagery // The Cryosphere. — 2016. — Vol. 10, no. 2. — P. 713—725.
101. *Bellouin N., Quaas J., Gryspeerdt E., Kinne S., Stier P., Watson-Parris D., Boucher O., Carslaw K. S., Christensen M., Daniau A.-L., Dufresne J.-L., Feingold G., Fiedler S., Forster P., Gettelman A., Haywood J. M.,*

- Lohmann U., Malavelle F., Mauritsen T., McCoy D. T., Myhre G., Müllmenstädt J., Neubauer D., Possner A., Rugenstein M., Sato Y., Schulz M., Schwartz S. E., Sourdeval O., Storelmo T., Toll V., Winker D., Stevens B.* Bounding Global Aerosol Radiative Forcing of Climate Change // *Reviews of Geophysics*. — 2020. — Vol. 58, no. 1. — e2019RG000660.
102. *Tielidze L. G., Wheate R. D.* The Greater Caucasus Glacier Inventory (Russia, Georgia and Azerbaijan) // *The Cryosphere*. — 2018. — Vol. 12, no. 1. — P. 81—94.
103. *Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Василенко Е.В., Мачерет Ю.Я., Петраков Д.А., Попов Г.В.* Оценка объёма ледников Большого Кавказа по данным радиозондирования и моделирования // *Криосфера Земли*. — 2015. — Т. XIX, № 1. — С. 78—88.
104. *Kutuzov S., Legrand M., Preunkert S., Ginot P., Mikhalenko V., Shukurov K., Poliukhov A., Toropov P.* The Elbrus (Caucasus, Russia) ice core record – Part 2: history of desert dust deposition // *Atmospheric Chemistry and Physics*. — 2019. — Vol. 19, no. 22. — P. 14133—14148.
105. *Серебрянный Л.Р., Голодковская Н.А., Орлов А.В., Малясова Е.С., Ильвес Э.О.* Колебания ледников и процессы моренонакопления на Центральном Кавказе. — М. : Наука, 1984. — 217 с.
106. *Solomina Olga, Bushueva Irina, Dolgova Ekaterina, Jomelli Vincent, Alexandrin Mikhail, Mikhalenko Vladimir, Matskovsky Vladimir.* Glacier variations in the Northern Caucasus compared to climatic reconstructions over the past millennium // *Global and Planetary Change*. — 2016. — Vol. 140. — P. 28—58.
107. *Tielidze L. G., Nosenko G. A., Khromova T. E., Paul F.* Strong acceleration of glacier area loss in the Greater Caucasus between 2000 and 2020 // *The Cryosphere*. — 2022. — Vol. 16, no. 2. — P. 489—504.
108. *Shahgedanova M., Popovnin V., Aleynikov A., Petrakov D., Stokes C.R.* Long-term change, interannual and intra-seasonal variability in climate and glacier mass balance in the central Greater Caucasus, Russia // *Annals of Glaciology*. — 2007. — Vol. 46. — P. 355—361.
109. *Носенко Г.А., Хромова Т.Е., Рототаева О.В., Шахгеданова М.В.* Реакция ледников Центрального Кавказа в 2001 – 2010 гг. на изменения температуры и количества осадков // *Лед и снег*. — 2013. — Т. 53, № 1. — С. 26—33.

110. *Hagg W., Shahgedanova M., Mayer C., Lambrecht A., Popovnin V.* A sensitivity study for water availability in the Northern Caucasus based on climate projections // *Global and Planetary Change*. — 2010. — Vol. 73, no. 3. — P. 161—171.
111. *Лаврентьев И.И., Михаленко В.Н., Кутузов С.С.* Толщина льда и подлёдный рельеф Западного ледникового плато Эльбруса // *Лед и снег*. — 2010. — Т. 110, № 2. — С. 12—18.
112. *Михаленко В.Н.* Бурение льда близ вершины Эльбруса // *Лед и снег*. — 2010. — Т. 109, № 1. — С. 123—126.
113. *Kutuzov S.S., Mikhalenko V.N. and Grachev A.M., Ginot P., Lavrentiev I.I., Kozachek A.V., Krupskaya V.V., Ekaykin A.A., Tielidze L.G., Toropov P.A.* First geophysical and shallow ice core investigation of the Kazbek plateau glacier, Caucasus Mountains // *Environmental Earth Sciences*. — 2016. — Vol. 6. — P. 1488.
114. *Чиждова Ю.Н., Михаленко В.Н., Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Козачек А.В., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И.* Изотопный состав кислорода снежно-фирновой толщи на Восточной вершине Эльбруса // *Лед и снег*. — 2019. — Т. 59, № 3. — С. 293—305.
115. *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. // *Лед и снег*. — 2021. — Т. 61, № 1. — С. 149—160.
116. *Торопов П.А., Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Морозова П.А., Шестакова А.А.* Температурный и радиационный режим ледников на склонах Эльбруса в период абляции за последние 65 лет // *Лед и снег*. — 2016. — Т. 56, № 1. — С. 5—19.
117. *Forster Caroline, Stohl Andreas, Seibert Petra.* Parameterization of Convective Transport in a Lagrangian Particle Dispersion Model and Its Evaluation // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. — Boston MA, USA, 2007. — Vol. 46, no. 4. — P. 403—422.
118. *Stohl A., Forster C., Frank A., Seibert P., Wotawa G.* Technical note: The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART version 6.2 // *Atmospheric Chemistry and Physics*. — 2005. — Vol. 5, no. 9. — P. 2461—2474.

119. *Vinther B. M., Andersen K. K., Hansen A. W., Schmith T., Jones P. D.* Improving the Gibraltar/Reykjavik NAO index // *Geophysical Research Letters*. — 2003. — Vol. 30, no. 23.
120. *Hurrell James W.* Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation // *Science*. — 1995. — Vol. 269, no. 5224. — P. 676—679.
121. *Jones PD, Osborn TJ, Briffa KR.* Pressure-based measurements 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 // *North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact*. Vol. 134 / ed. by JW Hurrell, Y Kushnir, G Ottersen, M Visbeck. — United States : American Geophysical Union, 2003. — P. 51—62.
122. *Thompson David W. J., Wallace John M.* Regional Climate Impacts of the Northern Hemisphere Annular Mode // *Science*. — 2001. — Vol. 293, no. 5527. — P. 85—89.
123. *Brunetti M., Kutiel H.* The relevance of the North-Sea Caspian Pattern (NCP) in explaining temperature variability in Europe and the Mediterranean // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. — 2011. — Vol. 11, no. 10. — P. 2881—2888.
124. *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. — Vol. 54. — P. 125—138.
125. PICARRO. — URL: <http://www.picarro.com> (visited on 08/01/2020).
126. *Ahmad M., Aggarwal P., Duren M. van, 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). — Vienna : Isotope Hydrology Laboratory, Division of Physical, Chemical Sciences, Department of Nuclear Sciences, Applications, International Atomic Energy Agency, 2012. — 67 p.
127. *Козачек А.В., Екайкин А.А., Михаленко В.Н., Липенков В.Я., Кутузов С.С.* Изотопный состав ледяных кернов, полученных на Западном плато Эльбруса // *Лед и снег*. — 2015. — Т. 55, № 4. — С. 35—49.

128. *Кутузов С.С., Михаленко В.Н., Шахгеданова М., Жино П., Козачек А.В., Лаврентьев И.И., Кудерина Т.М., Попов Г.В.* Пути дальнего переноса пыли на ледники Кавказа и химический состав снега на Западном плато Эльбруса // *Лед и снег*. — 2014. — Т. 54, № 3. — С. 5—15.
129. *Nye John F.* Correction factor for accumulation measured by the thickness of the annual layers in an ice sheet // *Journal of Glaciology*. — 1963. — Т. 4. — С. 785—788.
130. *Vinther B.M., Jones P.D., Briffa K.R., Clausen H.B., Andersen K.K., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J.* Climatic signals in multiple highly resolved stable isotope records from Greenland // *Quaternary Science Reviews*. — 2010. — Vol. 29, no. 3. — P. 522—538.
131. *Casado M., Landais A., Picard G., Munch T., Laepple T., Stenni B., Dreossi G., Ekaykin A., Arnaud L., Genthon C., Touzeau A., Masson-Delmotte V., Jouzel J.* Archival processes of the water stable isotope signal in East Antarctic ice cores // *The Cryosphere*. — 2018. — Vol. 12, no. 5. — P. 1745—1766.
132. *Johnsen S.J.* Stable isotope homogenization of polar firm and ice // *IAHS publ.* — 1977. — Vol. 183. — P. 210—219.
133. *Giese Benjamin S., Urizar S. Cristina, Fučkar Neven S.* Southern Hemisphere Origins of the 1976 Climate Shift // *Geophysical Research Letters*. — 2002. — Vol. 29, no. 2. — P. 1-1-1—4.
134. *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. — Vol. 55, no. 66. — P. 259—266.
135. *Михаленко В.Н.* Глубинное строение ледников тропических и умеренных широт. — М. : Изд-во ЛКИ, 2007. — 320 с.
136. *Shahgedanova Maria, Stokes Chris R., Gurney Stephen D., Popovnin Viktor.* Interactions between mass balance, atmospheric circulation, and recent climate change on the Djankuat Glacier, Caucasus Mountains, Russia // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. — 2005. — Vol. 110, no. D4.

137. *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 // *Geophysical Research Letters*. — 2008. — Vol. 35. — P. L04709.
138. *Gat Joel R., Shemesh Aldo, Tziperman Eli, Hecht Artur, Georgopoulos Dimitri, Basturk Ozden.* The stable isotope composition of waters of the eastern Mediterranean Sea // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. — 1996. — Vol. 101, no. C3. — P. 6441—6451.
139. *Eltahir Elfatih A. B., Bras Rafael L.* Precipitation recycling // *Reviews of Geophysics*. — 1996. — Vol. 34, no. 3. — 367p—378.
140. *Aemisegger F., Pfahl S., Sodemann H., Lehner I., Seneviratne S. I., Wernli H.* Deuterium excess as a proxy for continental moisture recycling and plant transpiration // *Atmospheric Chemistry and Physics*. — 2014. — Vol. 14, no. 8. — P. 4029—4054.
141. *Frew Russell D., Dennis Paul F., Heywood Karen J., Meredith Michael P., Boswell Steven M.* The oxygen isotope composition of water masses in the northern North Atlantic // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. — 2000. — Vol. 47, no. 12. — P. 2265—2286.
142. *Salamatin A.N., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya.* Modelling isotopic composition in precipitation in Central Antarctica // *Материалы гляциологических исследований*. — 2004. — Т. 84. — С. 24—34.
143. *Kozachek A., Mikhalenko V., Masson-Delmote V., Ekaykin A., Ginot P., Kutuzov S., Legrand M., Lipenkov V., Preunkert S.* Large-scale drivers of Caucasus climate variability in meteorological records and Mt Elbrus ice cores // *Climate of the Past*. — 2017. — Vol. 13. — P. 473—489.
144. *Abich H.* Geologische Beobachtungen auf Reisen im Kaukasus im Jahre 1873 // *Bulletin de la Société impériale des naturalistes de Moscou*. Vol. 48. — 1874. — P. 278—342.
145. *Соломина О.Н., Долгова Е.А., Максимова О.Е.* Реконструкция гидрометеорологических условий последних столетий на северном Кавказе, в Крыму и на Тянь-Шане по дендрохронологическим данным. — М., СПб : Нестор-история, 2012. — 232 с.