

на правах рукописи



Екайкин Алексей Анатольевич

**Формирование климатического сигнала изотопного
состава ледяных отложений Центральной Антарктиды**

специальность 1.6.8 – Гляциология и криология Земли

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени

доктора географических наук

Москва – 2024

Работа выполнена в ФГБУ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт.

Научный консультант: **Котляков Владимир Михайлович**, доктор географических наук, академик РАН.

Официальные оппоненты:

Папина Татьяна Савельевна, доктор химических наук, начальник химико-аналитического центра ФГБУН Институт водных и экологических проблем СО РАН;

Субетто Дмитрий Александрович, доктор географических наук, профессор, декан факультета географии ФГБОУ ВО «Российский государственный педагогический университет им. А. И. Герцена»;

Слагода Елена Адольфовна, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник Института криосферы Земли ФГБУ Тюменский научный центр СО РАН.

Ведущая организация: ФГБОУ ВО Московский государственный университет.

Защита состоится « _____ » _____ 2024 г. в 11:00 часов на заседании диссертационного совета 24.1.049.03 на базе ФГБУН Института географии РАН по адресу: 119017, г. Москва, Старомонетный переулок, д. 29, стр. 4.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ФГБУН Института географии РАН и на сайте организации: <http://igras.ru/defences/>.

Автореферат разослан « _____ » _____ 2024 г.

Отзывы на автореферат (на бумажных носителях в двух экземплярах, заверенные подписью и печатью, и в электронном виде в формате PDF) просим направлять по адресу 119017, г. Москва, Старомонетный пер, д. 29, ученому секретарю Диссертационного совета 24.1.049.03, Титковой Т.Б. e-mail: d00204604@igras.ru.

Учёный секретарь

диссертационного совета, к.г.н.

Титкова Татьяна Борисовна



ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность работы.

Комплексные исследования ледяных кернов, добытых с помощью бурения горных ледников и ледяных щитов – один из основных методов палеоклиматических исследований на нашей планете, который позволяет реконструировать прошлую климатическую изменчивость в масштабах от 10^{-1} до 10^5 лет. Главным достоинством этого метода является очень большой набор характеристик климата и климатических факторов, которые можно изучать по керновым данным: температура воздуха, количество осадков, атмосферная циркуляция, солнечная и вулканическая активность, антропогенное загрязнение атмосферы и – что особенно актуально в контексте современных глобальных климатических изменений – образцы атмосферного льда являются единственным прямым источником данных о газовом составе атмосферы в прошлом. К недостаткам метода можно отнести неравномерное распространение объектов исследования на Земле.

Среди многочисленных геохимических анализов, которым подвергаются образцы льда, на первом месте стоит изотопный анализ воды – измерение концентрации тяжелых изотопов водорода и кислорода – поскольку именно он позволяет реконструировать температуру, при которой формировались осадки, образовавшие этот лёд (Dansgaard, 1964). Эта методика успешно применяется на протяжении последних шести десятилетий и позволяет надежно реконструировать температуру воздуха в далеком или недавнем прошлом. При этом, как и любому другому естественно-научному методу, изотопно-температурным реконструкциям по данным ледяных кернов присущи неточности и ограничения. Во-первых, имеют место погрешности лабораторных измерений изотопного состав образцов, хотя они и относительно малы по сравнению с другими источниками ошибок. Во-вторых, временные ряды изотопного состава ледяных отложений полярных и горных ледников содержат естественный шум, который мешает (а иногда и вовсе препятствует) выделению климатического сигнала. В-третьих, целый ряд факторов, помимо температуры воздуха, влияет на изотопный состав этих ледяных отложений. В-четвертых, изотопный

состав атмосферных осадков связан, строго говоря, не со средней годовой приземной температурой воздуха (которая является искомой величиной при палеоклиматических изысканиях), а со средней взвешенной по количеству осадков температурой конденсации в атмосфере. Детальному рассмотрению этих факторов посвящена настоящая работа.

Цели и задачи работы.

Целью работы является установление закономерностей формирования климатического сигнала изотопного состава снежно-фирново-ледяных отложений Центральной Антарктиды на всех этапах этого процесса, выявление возможностей и ограничений изотопно-температурного метода. Для достижения поставленной цели потребовалось решить 9 задач:

1. Усовершенствовать простую модель изотопного состава атмосферных осадков в Центральной Антарктиде, включающую геохимический цикл дейтерия, кислорода 18 и кислорода 17, и снабженную модулем решения обратной задачи.

2. Выполнить настройку этой модели по данным об изотопном составе 1) водяного пара атмосферы в источнике влаги, 2) осадков на станции Восток, а также 3) по распределению изотопного состава поверхностного слоя снега вдоль субмеридионального профиля между станциями Прогресс и Восток.

3. Изучить внутри- и межгодовой ход изотопного состава трёх типов осадков (осадки из облаков, ледяные иглы и изморозь) в Центральной Антарктиде, количественно охарактеризовать зависимость между изотопным составом осадков, с одной стороны, и приземной температурой воздуха, а также температурой конденсации, с другой стороны.

4. Изучить процесс накопления вновь выпавшего снега на поверхности снежной толщи, определить соотношение между климатическим сигналом и «депозиционным шумом» в вертикальных профилях изотопного состава снежно-фирновой толщи.

5. С помощью лабораторных экспериментов и полевых наблюдений изучить постдепозиционные изменения изотопного состава осадков, имеющие место в верхней части снежной толщи.

6. Определить, в какой степени процессы молекулярной диффузии видоизменяют изотопный состав снежно-фирновой толщи в ходе процессов метаморфизма.

7. Выявить вклад прочих процессов (прерывистость и сезонность снегонакопления, изменение условий в источнике влаги, изменение высоты поверхности ледника, изменение гляцио-климатических характеристик вверх по линии тока от точки бурения) в формирование климатического сигнала изотопного состава снежно-фирново-ледяной толщи.

8. Выявить оптимальную стратегию калибровки изотопного сигнала во временных рядах изотопного состава снежно-фирново-ледяной толщи в Центральной Антарктиде с целью извлечения палеоклиматической (палеотемпературной) информации.

9. Сопоставить палеоклиматические реконструкции по фирновым и ледяным кернам с помощью изотопно-температурного метода в Центральной Антарктиде с данными независимых палеотемпературных реконструкций.

Объект исследования – вертикальные профили изотопного состава фирновых и ледяных кернов Центральной Антарктиды, изотопный состав атмосферных осадков и поверхностного снега, образцы, собранные в результате лабораторных и полевых экспериментов.

Предметом защиты является решение крупной научной проблемы – определение механизма передачи температурного сигнала при современных и прошлых климатических изменениях изотопному составу снежно-фирново-ледяной толщи Центральной Антарктиды.

Защищаемые положения.

1. Усовершенствована «простая» модель изотопного состава атмосферных осадков, включающая геохимические циклы дейтерия,

кислорода 18 и кислорода 17, и снабженная модулем решения обратной задачи.

2. В районе станции Восток, характеризующемся крайне низким ($< 0,1$) отношением сигнала и шума во временных рядах изотопного состава, детальность палеоклиматических реконструкций обратно пропорциональна количеству индивидуальных рядов, использованных для построения сводного ряда: если доступны данные лишь по одному керну, временное разрешение реконструкции составляет $\sim 10^2$ лет, а при увеличении количества кернов оно снижается до минимально возможного значения порядка 10^1 лет.

3. Среди процессов, формирующих климатический сигнал изотопного состава снежно-фирново-ледяной толщи в Центральной Антарктиде, ключевым являются постдепозиционные изменения изотопного состава осадков, которые стирают изначальный сигнал, связанный со средней годовой температурой конденсации, и формируют новый сигнал, связанный с летней температурой верхней части снежно-фирновой толщи.

4. Оптимальной стратегией изотопно-температурной калибровки является использование усовершенствованной простой изотопной модели. Напротив, калибровка изотопного ряда по ряду инструментально измеренной температуры воздуха не может считаться надежной методикой палеотемпературных реконструкций.

5. Параллельное повышение температуры в источнике влаги и температуры конденсации в ходе современного потепления нивелирует изменение изотопного состава (δD либо $\delta^{18}O$) осадков в Центральной Антарктиде, что объясняет отсутствие тренда во временных рядах изотопного состава кернов. Надежная реконструкция температурной изменчивости в Центральной Антарктиде должна учитывать изменения условий в источнике влаги с помощью данных об изотопных параметрах второго порядка («экссесса дейтерия» и «экссесса кислорода 17»).

Научная новизна работы.

В работе впервые сделан комплексный и полный обзор всех процессов, формирующих климатический сигнал изотопного состава снежно-фирново-ледяной толщи в Центральной Антарктиде, использованы новые подходы и методы для исследования этих процессов. Впервые в российской практике разработана модель изотопного состава осадков, включающая геохимический цикл кислорода 17 и модуль решения обратной задачи. Создан уникальный банк данных об изотопном составе атмосферных осадков на станции Восток, впервые с помощью лазерного анализатора измерен изотопный состав водяного пара атмосферы в этой точке Антарктиды. С помощью комплекса лабораторных и полевых экспериментов изучены постдепозиционные изменения изотопного состава снега и сделан вывод о том, что изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$, δD) снежной толщи связан с летней температурой снега, а не со средней годовой температурой воздуха. Впервые показана роль крупных форм снежного рельефа в формировании неклиматических вариаций изотопного состава во временных рядах этого параметра. Впервые в мировой практике для палеоклиматических реконструкций использованы три изотопных параметра (концентрация дейтерия/кислорода 18, эксцесс дейтерия и эксцесс кислорода 17).

Научная и практическая значимость.

Полученные результаты предполагается использовать для будущих палеоклиматических реконструкций, в том числе и для интерпретации ледяного керна возрастом до 1-1,5 млн лет, который будет получен в районе Купола В в рамках нового ведомственного проекта Росгидромета, который должен начаться в 2025 году. Модель изотопного состава, усовершенствованная соискателем, выложена в свободном доступе на сайте ЛИКОС ААНИИ (www.cerl-aagi.ru) и может быть использована всеми специалистами, использующими изотопно-температурный метод в своих исследованиях. Результаты работы будут использованы при подготовке магистерских курсов по изотопной геохимии, палеоклиматологии и гляциологии в Санкт-Петербургском государственном университете, а также для подготовки научно-популярных лекций для широкой аудитории.

Личный вклад автора.

Данная работа содержит результаты исследований, проведенных соискателем с 1998 по 2023 г. Материалы, послужившие основой работы, были собраны соискателем в ходе 17-ти экспедиций в Центральную Антарктиду на станции Восток и Конкордия, а также в ходе научных походов между станциями Восток, Мирный, Прогресс и Ледоразделом В. Лабораторные измерения изотопного состава образцов снега и льда были выполнены лично соискателем (либо при его непосредственном участии) в Лаборатории наук о климате и окружающей среде (г. Сакле, Франция), в Институте Нильса Бора университета Копенгагена (Дания), а начиная с 2011 года – в Лаборатории изменений климата и окружающей среды Арктического и антарктического НИИ (г. Санкт-Петербург, Россия). Лабораторные эксперименты по изучению постдепозиционных изменений изотопного состава снежной толщи были выполнены лично соискателем в Институте низких температур университета Хоккайдо (г. Саппоро, Япония) в 2008-2009 гг.

Апробация работы и публикации.

Результаты работы были представлены в период с 2004 по 2023 год более чем на 60-ти российских и зарубежных научных мероприятиях, в том числе: на конференциях и симпозиумах Российской гляциологической ассоциации (более 10 докладов в разные годы), на V Метеорологическом симпозиуме (Санкт-Петербург, 2005 г.), на симпозиуме по Полярной гляциологии (Сочи, 2005 г.), на конференциях «Россия в Антарктике» (Санкт-Петербург, 2006 г.), «Россия в МПГ – первые результаты» (Сочи, 2007 г.), на международном совещании по итогам МПГ (Сочи, 2009 г.), на конференции по созданию программы Международного полярного десятилетия (Сочи, 2010 г.), на симпозиумах IGS (Международного гляциологического общества), EGU (Европейского геофизического союза), SCAR (Научного комитета по исследованию Антарктики) и IUGG (Международного союза геодезии и геофизики), на симпозиуме Японского геофизического союза (г. Чиба, 2008 г.), на открытом научном симпозиуме PAGES (г. Корвалис, США, 2009 г.), на конференциях IPICS (Международного партнерства по изучению

ледяных кернов) в 2012 (г. Жьен, Франция) и 2016 гг. (Хобарт, Австралия), на совещании по программе Antarctica 2k (Венеция, 2015 г.), на 13-м международном симпозиуме по Наукам о Земле в Антарктике (г. Инчон, Республика Корея, 2019 г.) и многих других.

Результаты исследований опубликованы в 49 научных статьях в российских и международных журналах, входящих в списки ВАК, Scopus и Web of Science и в одном методическом пособии.

На основе материалов, представленных в данной работе, был создан магистерский курс «Стабильные изотопы воды в палеогеографии и гляциологии», который читался студентам Института наук о Земле (Санкт-Петербургский университет) с 2011 по 2023 г.

Структура и объём диссертации.

Диссертационная работа изложена на 339 страницах и включает 57 рисунков и 3 таблицы. Работа состоит из введения, девяти глав, заключения, выводов, списка терминов, списка сокращений, списка использованной литературы и приложения. Первая глава представляет собой постановку проблемы и обзор литературы. Главы 2-6 посвящены различным процессам, ответственным за формирование климатического сигнала изотопного состава. В Главе 7 приведен обзор различных подходов для построения изотопно-температурной калибровочной функции. В Главе 8 даны примеры использования изотопного метода для палеотемпературных реконструкций по данным ледяных кернов в масштабе времени от 10^2 до 10^5 лет. Глава 9 посвящена проблемам в знаниях и определению направлений будущих исследований. Список литературы содержит 356 источников. В работе нет отдельной главы, посвященной методике ввиду большого разнообразия использованных методов; вместо этого методические разделы приведены в соответствующих главах.

ОСНОВНОЕ СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Во введении обоснована актуальность темы диссертации, сформулирована цель и задачи исследования, изложена научная новизна, показана практическая значимость работы.

Глава 1. Постановка проблемы.

Связь между изотопным составом (концентрацией тяжелых изотопов водорода и кислорода) атмосферных осадков и приземной температурой воздуха впервые была продемонстрирована в начале 1950-х гг. (Dansgaard, 1953). В дальнейшем, по мере накопления данных об изотопном составе осадков в различных регионах планеты, от Арктики до Антарктиды, было показано, что эта связь имеет глобальный характер и в первом приближении выражается простой линейной зависимостью (рис. 1).

Концентрацию тяжелых изотопов в образце принято выражать относительно их концентрации в стандарте, в качестве которого используется средняя океаническая вода (SMOW – Standard Mean Ocean Water):

$$\delta = \left(\frac{R_{sample}}{R_{standard}} - 1 \right) * 1000 \text{ (в промилле).} \quad (1)$$

Измерение концентрации кислорода ^{18}O в первом глубоком ледяном керне, полученном в пункте Кэмп-сенчури (северо-западная Гренландия) показало, что климатический сигнал изотопного состава ископаемых осадков сохраняется на протяжении тысячелетий и, таким образом, может быть использован для палеотемпературных реконструкций (Dansgaard et al., 1969). Вскоре после этого открытия началась эпоха целенаправленного глубокого бурения льда Гренландии и Антарктиды с целью изучения палеоклимата по данным ледяных кернов. В 1970 г. начался буровой проект на ст. Восток, и в 1975 г. опубликованы первые результаты измерения изотопного состава верхних 500 м керна (Барков и др., 1975). В середине 1980-х была получена запись изотопного состава керна ст. Восток, охватывающая последние 150 тыс. лет (Jouzel et al., 1987), и тогда же изотопной кривой впервые была приписана температурная шкала. Для калибровки изотопного сигнала была использована современная географическая (пространственная) зависимость между изотопным составом поверхностного снега в Антарктиде и средней годовой температурой приземного воздуха, причем в качестве суррогата последней была взята температура фирна на глубине затухания сезонных колебаний (Lorius and Merlivat, 1977). Эта методика изотопно-температурной калибровки

была применена для интерпретации всей изотопной записи по керну ст. Восток, охватывающей 420 тыс. лет (Petit et al., 1999), и с небольшими модификациями она используется в большинстве исследований по настоящее время (см. обзор в Markle and Steig, 2022).

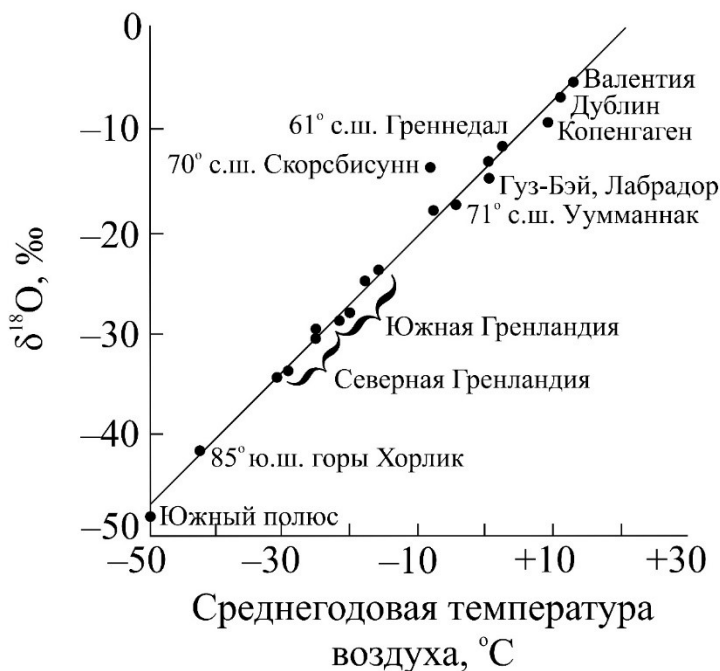


Рис. 1. Зависимость между изотопным составом (концентрацией кислорода 18) осадков и средней годовой приземной температурой воздуха (Dansgaard, 1964).

Начиная с середины 1980-х гг. начинают накапливаться данные, свидетельствующие о возможных погрешностях и ограничениях метода. В частности, было обнаружено, что изотопные ряды, полученные по кернам, добытым на относительно небольшом (в пределах 1 км) удалении друг от друга, не полностью совпадают друг с другом, что говорит о значительном количестве шума,

содержащегося в этих рядах (Fisher et al., 1985). Источником этого шума является неравномерное отложение осадков на поверхности снега.

В середине 1990-х гг. были получены независимые оценки температуры поверхности ледника в Гренландии во время максимума последнего оледенения (МПО) по данным скважинной термометрии, которые показали, что изотопный метод недооценивает амплитуду температурных изменений как минимум вдвое (Cuffey et al., 1995; Johnsen et al., 1995). Причинами этого были признаны изменение сезонности осадков (Werner et al., 2000) и изменение условий в источнике влаги, а также географическое смещение этого источника (Charles et al., 1994). В то же время в Антарктике различие оценок температурного сдвига между МПО и голоценом не превышает 30 % (Salamatin et al., 1998).

Параллельно накапливалась информация о прочих факторах, способных влиять на зависимость между изотопным составом ледяных отложений и температурой, при которой имело место их формирование: постдепозиционных (ПД) изменениях изотопного состава осадков (Epstein and Sharp, 1965; Johnsen, 1977), различии между температурой конденсации и приземной температурой воздуха (Jouzel and Merlivat, 1984), прерывистости осадков (Jouzel et al., 1997), изменении высоты поверхности ледника (Липенков и др., 2000).

Таким образом, обзор литературы позволил сформулировать ряд проблем, решению которых и посвящена настоящая работа:

1. Закономерности формирования связи между изотопным составом атмосферных осадков в Центральной Антарктиде и температурой воздуха.
2. Влияние изменения условий в источнике влаги в прошлом на изотопный состав осадков, выпадавших в районе станции Восток.
3. Возможность реконструкции прошлых изменений условий в источнике влаги по данным изотопного состава снежно-фирново-ледяных отложений и возможность соответствующей корректировки температуры в Центральной Антарктиде.

4. Соотношение между эффективной температурой конденсации в районе станции Восток и приземной температурой воздуха, изменение этого соотношения в прошлом.

5. Соотношение между средней взвешенной по количеству осадков температурой воздуха в районе станции Восток и средней годовой температурой.

6. Репрезентативность отдельно взятого ряда изотопного состава снежно-фирново-ледяной толщи, полученного по одному шурфу или керну.

7. Возможность статистической обработки этого ряда с целью удаления стратиграфического шума и надежного вычленения климатического сигнала; необходимое количество временных рядов изотопного состава для построения сводного ряда, который позволит надежно изучать временную изменчивость с заданным временным разрешением.

8. Связь отношения сигнала к шуму в изотопных рядах со скоростью снегонакопления.

9. Изменение изотопного состава снега в районе станции Восток в ходе ПД процессов при современных климатических условиях; изменение интенсивности ПД процессов в прошлом и отражение этих изменений в изотопном профиле глубокого ледяного керна станции Восток.

10. Прочие нетемпературные факторы, влияющие на изотопный состав снежной толщи.

Глава 2. Теоретические представления о формировании изотопного состава атмосферных осадков в Центральной Антарктиде.

Теоретические основы изотопно-температурного метода были заложены в работах Дансгора (1964) и Крейга и Гордона (1965), которые описали процессы формирования изотопного состава водяного пара при испарении влаги с поверхности Мирового океана, а также изотопное фракционирование в процессе рэлеевской дистилляции при выпадении осадков из воздушной массы. В

дальнейшем в работах Мерлива, Жузеля и Сье эта теория была окончательно формализована в виде систем уравнений, которые позволяют рассчитывать изотопный состав жидких, твёрдых и смешанных осадков (Merlivat and Jouzel, 1979; Jouzel and Merlivat, 1984; Cias et al., 1994).

В основе изотопно-температурной зависимости лежит тот факт, что тяжёлые молекулы воды имеют немного более низкое давление насыщения по сравнению с лёгкими молекулами. Благодаря этому, водяной пар, находящийся в равновесии с водой, имеет меньшую концентрацию тяжелых молекул по сравнению с жидкой фазой. Если водяной пар и вода не находятся в равновесии, то имеет место дополнительное «кинетическое» фракционирование, связанное с различием коэффициентов диффузии тяжёлых и лёгких молекул воды в воздухе. Таким образом, изотопный состав влаги, образующейся над океаном в результате испарения, может быть выражен следующим уравнением (Craig and Gordon, 1965; Merlivat and Jouzel, 1979):

$$R_{v0} = R_m \frac{1}{\alpha_{ew}} \frac{1-k}{1-kh}, \quad (2)$$

где R_{v0} и R_m – концентрация тяжёлых молекул, соответственно, в водяном паре и в морской воде, а α_{ew} – равновесный коэффициент фракционирования в системе «пар – вода». Второй член уравнения (2) отвечает за кинетическое фракционирование: h – относительная влажность воздуха (в долях единицы), а k – параметр, связанный с интенсивностью молекулярной и турбулентной диффузии.

Изотопный состав осадков δ_p связан с изотопным составом водяного пара δ_v следующим соотношением (Dansgaard, 1964):

$$\delta_p = \alpha_{ef}(\delta_v + 1000) - 1000, \quad (3)$$

где α_{ef} – эффективный коэффициент фракционирования. В свою очередь, изотопный состав водяного пара равен (Dansgaard, 1964):

$$\delta_v = (\delta_{v0} + 1000) F^{\wedge}(\alpha_{ef} - 1) - 1000, \quad (4)$$

где δ_{v0} – изотопный состав водяного пара в источнике влаги, а F - доля от первоначального количества влаги, оставшаяся в воздушной массе в данной точки траектории. Величина испарывания влаги F связана с влагосодержанием воздуха и, таким образом, зависит от понижения температуры между источником влаги и данной точкой траектории.

Эффективный коэффициент фракционирования для жидких осадков в первом приближении равен равновесному коэффициенту фракционирования, поскольку конденсация влаги имеет место при 100 % относительной влажности. При образовании твёрдых осадков относительная влажность воздуха надо льдом больше 100 %, поэтому имеет место кинетическое фракционирование, интенсивность которого определяется степенью перенасыщения воздуха влагой, S_i .

В 1961 г. Крейг обратил внимание, что в атмосферных осадках величины δD и $\delta^{18}O$ связаны друг с другом почти линейной зависимостью с коэффициентом регрессии, равным 8 (Craig, 1961). Это связано с тем, что отношение коэффициентов фракционирования для дейтерия и кислорода 18 ($(\alpha_{eD} - 1)/(\alpha_{e18O} - 1)$) при равновесных процессах (к которым относится конденсация водяного пара) ≈ 8 . В 1964 г. Дансгор на основе этой закономерности предложил изотопный параметр второго порядка, «экссесс дейтерия», dxs (Dansgaard, 1964):

$$dxs = \delta D - 8 \delta^{18}O. \quad (5)$$

Особенность этого параметра в том, что он остаётся неизменным при равновесных процессах (образование жидких осадков) и меняется при кинетических процессах (испарение влаги с поверхности океана), и в этом качестве он на протяжении многих лет использовался как показатель условий в источнике влаги, в первую очередь, влажности воздуха (Jouzel et al., 1982).

В конце 1990-х гг. успехи в развитии масс-спектрометрии позволили надёжно измерять концентрацию такого редкого стабильного изотопа, как ^{17}O (Barkan and Lutz, 2005). В глобальном гидрологическом цикле кислород 17 ведёт себя так же, как и

кислород 18, но с иными коэффициентами равновесного и кинетического фракционирования. Аналогично эксцессу дейтерия, был предложен параметр «эксцесс кислорода 17», $^{17}\text{O}\text{-xs}$ (Meijer and Li, 1998):

$$^{17}\text{O}\text{-xs} = [\ln(\delta^{17}\text{O}/1000 + 1) - 0,528 \ln(\delta^{18}\text{O}/1000 + 1)] * 10^6 \text{ (в per meg, частях на миллион).} \quad (6)$$

Для формулировки $^{17}\text{O}\text{-xs}$ использована логарифмическая шкала, поскольку в этой шкале соотношение между $\delta^{17}\text{O}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в атмосферных осадках строго линейно с коэффициентом регрессии 0,528. Как и dxs , эксцесс кислорода 17 не меняется при равновесных процессах и меняется при кинетических процессах, но, в отличие от dxs , он зависит лишь от влажности воздуха в источнике влаги и почти не меняется при изменении температуры поверхности океана (Landais et al., 2009).

В 2004 году Саламатин, Екайкин и Липенков создали простую изотопную модель (Salamatin et al., 2004), которая включала в себя предыдущие наработки (Merlivat and Jouzel, 1979; Jouzel and Merlivat, 1984; Cias et al., 1994), но при этом учитывала возможность притока водяного пара извне в зону формирования влаги над океаном и использовала оптимизированную схему расчёта изотопного состава смешанных осадков. В ходе работы над данной диссертацией соискатель усовершенствовал модель, дополнив её геохимическим циклом кислорода 17, а также блоком решения обратной задачи, реализованным на основе алгоритма случайного поиска Монте-Карло. Модель опубликована в 1-м номере журнала «Лёд и снег» за 2024 г. (Екайкин, 2024), а также выложена в открытом доступе на сайте Лаборатории изменений климата и окружающей среды ААНИИ (<http://cerl-aari.ru/index.php/simple-isotope-model/>).

Настройка модели была выполнена с использованием данных об изотопном составе водяного пара (включая кислород 17) в источнике влаги для Центральной Антарктиды (Thurnherr et al., 2020; Uemura et al., 2010; Xia et al., 2023), а также данных о распределении изотопного состава снега (включая кислород 17) вдоль меридионального профиля между станциями Прогресс и Восток, полученных при участии соискателя (Екайкин, 2024), рис. 2.

Модель была использована для интерпретации данных об изотопном составе атмосферных осадков, собранных в районе ст. Восток (Глава 3), а также об изотопном составе фирновых кернов, пробуренных в окрестностях станции (Глава 8).

Глава 3. Изотопный состав осадков на станции Восток.

Первый этап формирования климатического сигнала, записанного в вертикальном профиле изотопного состава снежно-фирново-ледяной толщи полярных ледников начинается в момент испарения водяного пара в источнике влаги и заканчивается в момент выпадения осадков на поверхности ледникового щита.

Мониторинг изотопного состава осадков, таким образом, является одним из ключевых моментов в разработке изотопно-температурного метода. Кроме того, изучение изотопного состава осадков – это единственная возможность исследовать влияние атмосферных процессов на изотопный состав влаги в чистом виде, без влияния постдепозиционных процессов, изменяющих изотопный состав осадков, слагающих снежную толщу.

Мониторинг изотопного состава осадков на ст. Восток был впервые организован соискателем в летний полевой сезон 44-й Российской антарктической экспедиции (декабрь 1998 – январь 1999 г.) и продолжен в летний и зимний сезоны 45-й РАЭ (декабрь 1999 – декабрь 2000 г.), в летний сезон 52-й РАЭ (январь 2007 г.), в летний и зимний сезоны 62-й РАЭ (декабрь 2016 – февраль 2018 г.), в летний и зимний сезоны 65-й РАЭ (декабрь 2019 – январь 2022 г.). Осадки отбирались на «событийной основе», т.е. 1 образец представляет собой 1 событие осадковывпадения. Образцы отбирались в специальную ловушку, установленную на высоте 1,5 м для того, чтобы избежать попадания в неё переметаемого снега. Таким образом, всего было отобрано 479 образцов, охватывающих 3 полных годовых цикла (2000, 2017 и 2020 гг.) и несколько летних сезонов. Для каждого образца из метеорологических таблиц выписывалась продолжительность выпадения осадков и основные метеорологические параметры (температура воздуха, атмосферное давление, количество осадков, скорость и направление ветра, и атмосферные явления).

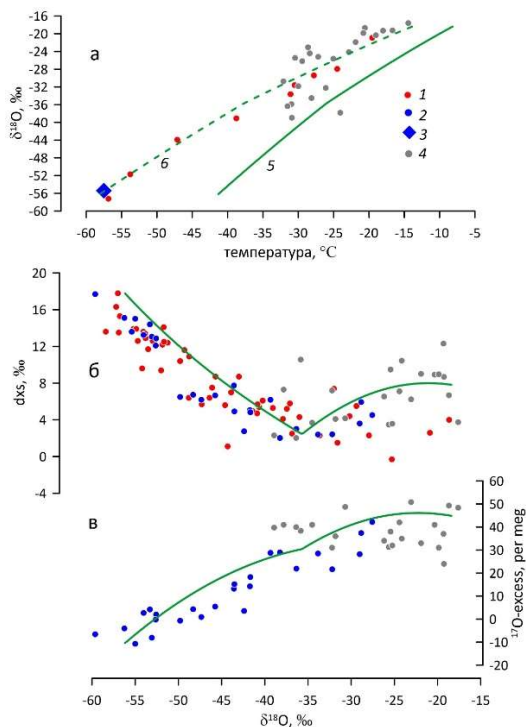


Рис. 2. Распределение изотопного состава поверхностного снега в районе Земли Принцессы Елизаветы (Восточная Антарктида) при движении от побережья к центру материка (Екайкин, 2024): а – зависимость изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$) от температуры воздуха; б и в – зависимости dxs (б) и ^{17}O -xs (в) от $\delta^{18}\text{O}$. Красные точки – данные по профилю Мирный – Восток (Екайкин, 2003); синие – профиль Прогресс-Восток (Екайкин, 2024), синий ромб – пункт «старый Купол В» (Jouzel et al., 1995); серые точки – профиль Жонгшан – Купол А в той части, где он совпадает с профилем Прогресс – Восток (Rang et al., 2015); зелёные линии – результаты изотопного моделирования. На рис. 2а изотопный состав снега построен относительно приземной температуры T_g , а результаты моделирования (сплошная линия) – относительно температуры конденсации T_c . Пунктирной линией показаны модельные значения T_c , приведенные к значениям T_g по уравнению $T_g = T_c / 0,75 - 3$.

Также фиксировался тип образца: ледяные иглы, осадки из облаков и изморозь. Во всех образцах была измерена концентрация дейтерия и кислорода 18, а в 393-х пробах удалось также измерить концентрацию кислорода 17 (методика измерений детально изложена в методических пособиях, составленных Екайкиным (2016) и Верес и др. (2024)).

Изотопный состав осадков обнаруживает ярко выраженный сезонный ход, с высокой концентрацией тяжелых изотопов летом и низкой концентрацией зимой. Разделение всей базы данных по типам осадков показало, что изотопно-температурная зависимость для ледяных игл, осадков из облаков и изморози примерно одинакова (рис. 3) с коэффициентом регрессии 0,33-0,45 ‰/°C для кислорода 18.

Этот коэффициент существенно меньше коэффициента регрессии современной пространственной зависимости между изотопным составом поверхностного снега и средней годовой температурой конденсации, равного (для Центральной Антарктиды) 1,3 ‰/°C (рис. 2 и Екайкин, 2024). Данное различие легко объясняется отношением амплитуды годового хода температуры конденсации (ΔT_c) и амплитуды годового хода приземной температуры воздуха (ΔT_g), $\Delta T_c / \Delta T_g \approx 0,32$ (Екайкин, 2003). По всей совокупности осадков изотопно-температурный градиент для приземной температуры составляет 0,41 ‰/°C (для кислорода 18), что соответствует градиенту между изотопным составом осадков и температурой конденсации, равному 1,3 ‰/°C.

Была исследована зависимость между изотопным составом ледяных игл (наиболее распространенный тип осадков) и температурой воздуха для различных сезонов года и установлено, что изотопно-температурный градиент меняется от 0,21 ‰/°C зимой до 0,66 ‰/°C летом. Такое различие в градиентах может быть связано с различием температурной изменчивости в слое инверсии.

Изотопные параметры второго порядка оказались тесно связаны с изотопным составом осадков, причем δx_s обнаруживает отрицательную корреляцию с $\delta^{18}\text{O}$, а $^{17}\text{O}-xs$ – положительную (Tebenkova et al., 2023). Такие же зависимости наблюдаются и в

пространственных профилях изотопного состава (рис. 2), а также воспроизводятся изотопной моделью (Екайкин, 2024). Результаты моделирования говорят о том, что годовой ход δx_s и $^{17}\text{O}-x_s$ объясняется изменением условий как в источнике влаги, так и в районе станции Восток в пределах годового цикла, причем с помощью модуля решения обратной задачи возможно реконструировать эти условия (Tebenkova et al., 2023).

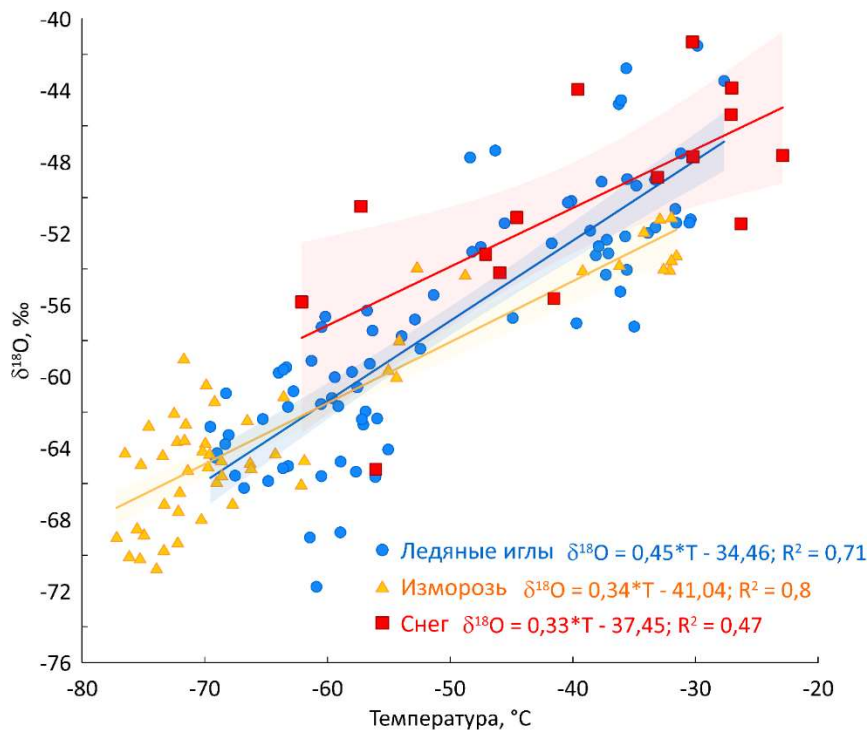


Рис. 3. Изотопно-температурная зависимость для станции Восток по разным типам осадков (по данным работы (Tebenkova et al., 2023)).

Полученные данные в целом совпадают с результатами аналогичных исследований, выполненных на станциях Купол Фуджи (Fujita and Abe, 2006; Motoyama et al., 2005) и Конкордия (Stenni et al., 2016; Dreossi et al., 2024). Изотопно-температурный градиент (для

приземной температуры воздуха) здесь оказался равным 0,47-0,52 %/°C, т.е. незначительно выше, чем в районе станции Восток.

Основные выводы этой главы заключаются в следующем: 1) в пределах годового цикла изотопный состав атмосферных осадков в районе ст. Восток обнаруживает чёткую зависимость от приземной температуры воздуха, которая наблюдается для всех типов осадков и всех сезонов; 2) годовой ход изотопного состава (включая параметры второго порядка) и его связь с температурой успешно воспроизводятся изотопной моделью; 3) аналогичные изотопно-температурные зависимости были получены в других пунктах Центральной Антарктиды.

Глава 4. Климатический сигнал и депозиционный шум в рядах изотопного состава снежно-фирново-ледяной толщи.

На следующем этапе вновь выпавшие осадки закрепляются на поверхности снежного покрова. Благодаря взаимодействию снеговетрового потока с микрорельефом снежной поверхности накопление снега происходит неравномерно. Пространственная изменчивость годовых значений прироста высоты снежной поверхности формирует т.н. «депозиционный шум», который проявляется не только в величине снегонакопления, но и в характеристиках снежной толщи, в т.ч. её изотопного состава.

Для количественной характеристики депозиционного шума мы использовали данные о снегонакоплении на снегомерных полигонах ст. Восток, которые собирались непрерывно и по единой методике начиная с января 1970 г. (Барков и Липенков, 1978). За это время был накоплен массив данных, содержащий > 22000 индивидуальных значений месячных приростов высоты снега, около 5600 значений годового прироста снега и > 5600 значений плотности снега (Екайкин et al., 2023). Статистический анализ значений годовых приростов высоты снежного покрова показал, что разброс накопления на отдельных вехах полигонов составляет 75 см (от -37 до +38 см) при среднем, равном 6,1 см. Стандартное отклонение составляет 5,4 см, причём 95 % значений годовых приростов отклоняется от среднего не более, чем на 10 см. Около 19 % вех показывают нулевые или отрицательные значения прироста (т.е. годовой слой накопления не

сплошной, а покрывает около 80 % снежной поверхности; также этот результат означает, что в среднем 1 из 5 годовых слоев в вертикальном разрезе снежной толщи отсутствует).

Сопоставление снегонакопления на соседних вехах показало, что средний коэффициент корреляции между индивидуальными значениями годового прироста снега составляет 0,043. Из этого следует, что отношения сигнала к шуму (SNR – signal-to-noise ratio) в рядах снегонакопления, полученных в отдельных точках (по вехам, либо по шурфам или кернам) равно 0,045, т.е. около 96 % дисперсии временного ряда прироста высоты снега объясняется депозиционным шумом и лишь 4 % связано с климатическим сигналом. Повысить долю сигнала можно за счет построения сводного ряда по нескольким вехам: так, в сводном ряде, составленном по всем вехам полигона (79 штук) SNR увеличивается до 2,3, что позволяет надежно изучать межгодовую изменчивость снегонакопления (Ekaykin et al., 2023).

Аналогичные исследования были выполнены и для изотопного состава снега. С этой целью в период с января 2000 г. по январь 2017 г. в окрестностях ст. Восток были отобраны пробы верхнего 10-см слоя общим количеством 269 штук. Размах изотопных значений составил 96,0 ‰ по δD , от -469,6 до -373,6 ‰, со средним и медианой, равными, соответственно, -436,6 и -438,9 ‰. Размах изотопных значений в поверхностном снеге существенно меньше, чем в атмосферных осадках (рис. 4), что обусловлено 1) перемешиванием снега в процессе отложения и переотложения, 2) тем фактом, что слой 10 см в среднем соответствует примерно 1,5 годам накопления и 3) постдепозиционными процессами, о которых пойдет речь в следующей главе. И тем не менее, на поверхности снежного покрова в любой момент времени можно встретить снег, который по изотопному составу соответствует зимним осадкам и летним осадкам. Среднее значение δD в поверхностном снеге несколько выше, чем среднее годовое значение осадков (-447 ± 13 ‰), что можно объяснить тем фактом, что пробоотбор выполнялся в летний сезон. Наконец, стандартное отклонение значений (16,1 ‰) даёт представление о величине депозиционного шума.

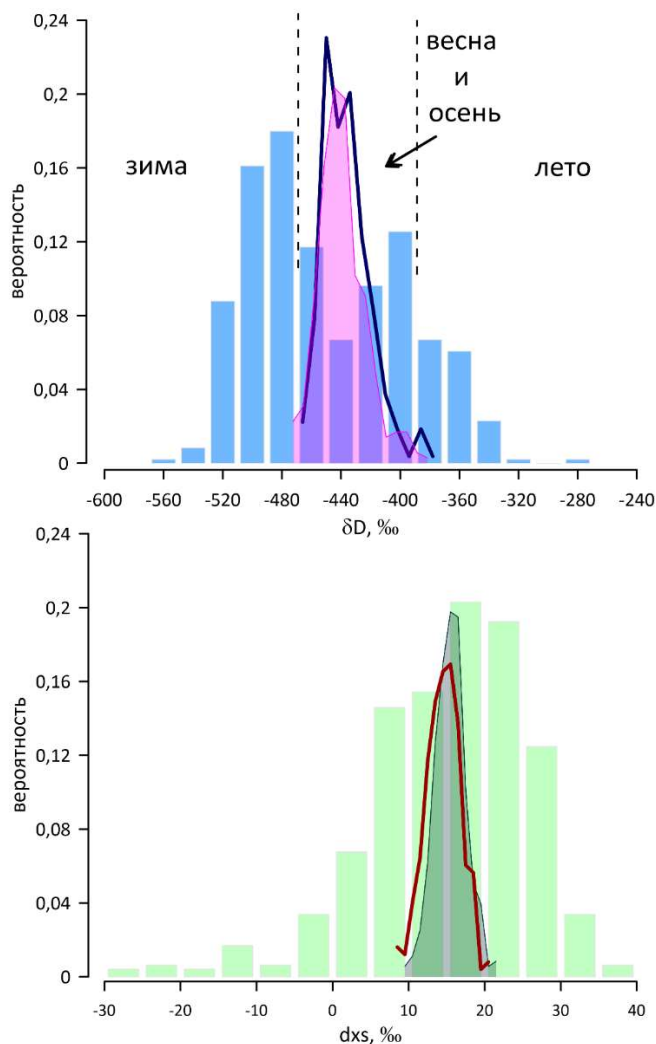


Рис. 4. Гистограммы изотопных значений δD (вверху) и δx_s (внизу) в снеге Востока. Столбчатые диаграммы, линии и линии с заливкой — гистограммы изотопных значений в осадках, поверхностном (0-10 см) снеге и в шурфах (0-300 см).

Значения δx_s в целом отражают те же закономерности: абсолютный размах (12,6 ‰, от 8,1 до 20,7 ‰) существенно меньше,

чем в атмосферных осадках; среднее (14,5 ‰) и медиана (14,7 ‰) немного ниже среднего годового значения осадков ($15,6 \pm 2,0$ ‰). Депозиционный шум оценивается величиной 2,3 ‰.

На рис. 4 также показаны гистограммы значений δD и dxs в снежных шурфах, работа в которых велась в разное время в районе ст. Восток, общее количество образцов 354 шт. Интересно, что распределение значений δD и dxs в шурфах почти в точности повторяет их распределение в поверхностном снеге. Таким образом, вариации значений в вертикальном изотопном профиле по большей части представляют собой депозиционный шум. Размах значений δD в шурфах (91 ‰) чуть ниже, чем в поверхностном снеге, что объясняется диффузионным сглаживанием изотопных профилей. Среднее и медиана ($-439,5$ и $-441,1$ ‰) чуть ниже, чем в поверхностном снеге.

Так и должно быть, поскольку изотопный состав снежной толщи состоит из осадков, выпадающих во все сезоны года, т.е. он не имеет смещения в сторону летнего сезона. В то же время, эти значения выше, чем средний взвешенный изотопный состав атмосферных осадков, что может указывать на влияние постдепозиционных процессов (это будет обсуждаться в Главе 5). Стандартное отклонение значений δD в шурфах (15,8 ‰) почти такое же, как в поверхностном снеге. На первый взгляд это странно, если учесть тот факт, что вертикальный изотопный профиль состоит из суммы депозиционного шума и климатического сигнала, т.е. его STD априори должно быть больше, чем стандартное отклонение одного только шума. Этот факт объясняется диффузионным сглаживанием вертикальных профилей (Глава 5).

Статистические характеристики значений dxs в шурфах очень схожи с аналогичными характеристиками в поверхностном снеге: абсолютный размах 12,7 ‰ (от 9,1 до 21,8 ‰), среднее и медиана оба равны 15,5 ‰, стандартное отклонение 2,1 ‰. Следует отметить, что величина депозиционного шума изотопного состава зависит от вертикального разрешения изучаемых шурфов. Выше мы представили данные для шурфов, в которых пробы отбирались с разрешением 5-10 см; если же взять данные по шурфам с

разрешением 2 см, то STD возрастет до 18,1 % для δD , а для dxs оно останется равным 2,3 %.

Для изучения доли шума в изотопных рядах мы использовали ту же методику, что и для рядов снегонакопления, а именно – попарная корреляция индивидуальных рядов между собой и вычисление среднего коэффициента корреляция. Эта методика была впервые предложена Фишером с соавторами (1985) и в дальнейшем неоднократно применялась в различных районах Антарктиды (см., например, Münch et al., 2016). Применение этой методики показывает, что в изотопных рядах за период 1968-2018 гг. SNR составляет 0,04 (т.е., такое же, как и в рядах снегонакопления), а в период 1576-1676 гг. оно увеличивается до 0,1. Увеличение доли сигнала в более древних слоях фирна связано с частичным сглаживанием шума за счёт молекулярной диффузии (Глава 5). Увеличить долю сигнала можно за счёт построения сводного ряда изотопного состава: так, для наиболее молодых слоёв фирна (после 1940 г.) в районе ст. Восток имеется в общей сложности 23 индивидуальных изотопных ряда (см. Ekaikin et al., 2017 и более ранние работы), и SNR сводного ряда составляет 0,9. Таким образом, даже при наличии > 20 отдельных рядов количество шума в сводном ряду всё ещё довольно велико, и сводный ряд едва ли позволяет изучать климатическую изменчивость изотопного состава с разрешением лучше, чем 5-10 лет. Кроме того, как отмечено в работе Veres et al., 2023, минимальная погрешность датировки слоёв в снежно-фирновой толще ст. Восток составляет порядка 3 лет, что накладывает ограничение на максимально возможную детальность палеореконструкции по снежно-фирновым кернам. В нижней части фирновой толщи молекулярная диффузия стирает все изотопные колебания с периодом 10 лет и меньше, что ещё больше ограничивает возможную детальность реконструкций по данным ледяных кернов.

Немногочисленные работы, в которых изучалось SNR в рядах накопления и изотопного состава снега в центральных районах Антарктиды и Гренландии (Fisher et al., 1985; Graf et al., 2002; Hirsch et al., 2023; Münch et al., 2016; Oerter et al., 2000; Zuhr et al., 2023) в целом подтверждают выводы данной работы и свидетельствуют об увеличении SNR при росте скорости снегонакопления. При годовом

значении скорости аккумуляции около 100 мм в.э./год (что примерно соответствует границе Центральной Антарктиды) SNR в отдельных рядах снегонакопления достигает 1, что позволяет выполнять надежные палеореконструкции с годовым разрешением по индивидуальным кернам. При еще больших скоростях снегонакопления в фирне присутствуют отдельные летние и зимние слои накопления, что даёт возможность реконструировать климат с сезонным разрешением.

Депозиционный шум, рассмотренный в этой главе, формируется за счет взаимодействия снего-ветрового потока с формами микрорельефа снежной поверхности. Благодаря малым горизонтальным размерам (порядка 10 м и меньше) и короткому времени жизни (< 1 года) микрорельефа, его воздействие проявляется в рядах снегонакопления в виде случайных отклонений от среднего значения. Однако, в Антарктиде существуют и более крупные формы рельефа, время жизни которых существенно превышает 1 год. Наиболее наглядно влияние таких форм может быть показано на примере мегадюн (Ekaikin et al., 2016) – крупных дюн на поверхности ледника с длиной волны порядка 2-5 км и амплитудой высоты поверхности порядка 2-5 м. В понижениях этих дюн накопление снега повышено, а около гребней – понижено. Дюны медленно перемещаются по поверхности ледника, а вместе с ними перемещаются и аномалии снегонакопления. При наблюдении в одной точке это перемещение аномалий воспринимается в качестве квазипериодических колебаний с длиной волны порядка 400 лет (Ekaikin et al., 2016). Аномалиям снегонакопления соответствуют и аномалии изотопного состава снега (чем ниже снегонакопление, тем выше концентрация тяжелых изотопов), причем механизм этой связи до сих пор окончательно не установлен.

Помимо микрорельефа и мегадюн, существуют т.н. «мезодюны» с длиной волны несколько сотен метров. Показано, что с мезодюнами ассоциируются пространственные аномалии скорости накопления и изотопного состава снега, перемещение которых по поверхности ледника порождает квазипериодические колебания во временных рядах этих характеристик с длиной волны порядка нескольких десятков или сотен лет (Екайкин и др., 2019). Мезодюны

– один из наименее исследованных гляциологических объектов Антарктиды.

Изучение сигнала и шума во временных рядах изотопного состава позволяет сделать несколько важных выводов: 1) в Центральной Антарктиде отношение сигнала к шуму (SNR) во временных рядах изотопного состава снега не превышает 1, что не позволяет выполнять палеоклиматические реконструкции с годовым разрешением. Увеличение SNR возможно за счет построения сводных рядов по нескольким шурфам и/или кернам; 2) в условиях станции Восток SNR в отдельных рядах составляет около 0,04, и для его увеличения до 1 требуется осреднение по примерно 25 отдельным рядам. Максимально возможное разрешение палеоклиматических реконструкций составляет около 3 лет по снежно-фирновым кернам и около 10 лет по ледяным кернам; 3) по всей видимости, помимо случайных колебаний (депозиционного шума), связанных с влиянием микрорельефа, во временных рядах изотопного состава присутствуют также квазипериодические неклиматические колебания с длиной волны порядка нескольких десятков или сотен лет, связанные с влиянием более крупных форм рельефа снежной поверхности (мезодюн).

Глава 5. Постдепозиционные изменения изотопного состава снежной толщи.

Еще не успев окончательно закрепиться на поверхности снежного покрова, вновь выпавшие осадки вовлекаются в процессы массового и изотопного обмена с водяным паром атмосферы, а также с подстилающей снежной поверхностью. Движущей силой этих процессов являются потоки водяного пара, направляемые температурными градиентами в снежной толще, формирующимися в ходе суточного (в тёплую половину года) и годового циклов (Colbeck, 1982).

Для изучения «постдепозиционных» (т.е. имеющих место после отложения) изменений изотопного состава осадков был применен комплекс полевых и лабораторных методов:

1. На протяжении 7-ми летних сезонов (с декабря 2016 г. по февраль 2023 г.) в окрестностях ст. Восток выполнялся мониторинг

изотопного состава поверхностного слоя (0-1,5 см) снежной толщи. В 2017 и 2020 гг. эти работы выполнялись на протяжении всего годового цикла усилиями метеоролога ст. Восток В.Н. Заровчатского.

2. Эти работы были дополнены мониторингом эволюции вертикального профиля изотопного состава снега в мини-шурфах (верхние 30 см снежной толщи). Работы выполнялись на протяжении двух летних сезонов с декабря 2016 г. по февраль 2018 г.

3. Впервые в практике Российской антарктической экспедиции в сезон 67-й РАЭ (январь-февраль 2022 г.) и 68-й РАЭ (январь-февраль 2023 г.) на ст. Восток были выполнены измерения влажности воздуха и изотопного состава водяного пара с помощью лазерного анализатора Picarro L2140-*i*.

4. В 2007-2008 гг. во время работы соискателя в Институте низких температур Университета Хоккайдо (г. Саппоро, Япония) были выполнены лабораторные эксперименты, имитирующие процесс постдепозиционных (ПД) изменений изотопного состава (Ekaikin et al., 2009): образцы снега с известным изотопным составом подвергались сублимации при контролируемой температуре (которая в разных экспериментах менялась от -35 до -5 °C). По окончании экспериментов измерялся изотопный состав оставшегося снега.

В результате этих экспериментов и наблюдений удалось получить целостную картину изменения изотопного состава снега в ходе ПД модификаций. Так, установлено, что изотопный состав поверхностного слоя снега следует годовому ходу изотопного состава атмосферных осадков, но с меньшей амплитудой. Более детальный анализ данных показывает, что изменение изотопного состава отложенного снега имеет место даже в дни без атмосферных явлений (т.е. без осадков и метелевого переноса), т.е. происходит за счёт массообмена с водяным паром атмосферы и/или с нижележащими слоями снега. Эта гипотеза подтверждается данными о влажности и изотопном составе водяного пара приземного слоя атмосферы, которые испытывают интенсивные суточные колебания (рис. 5).

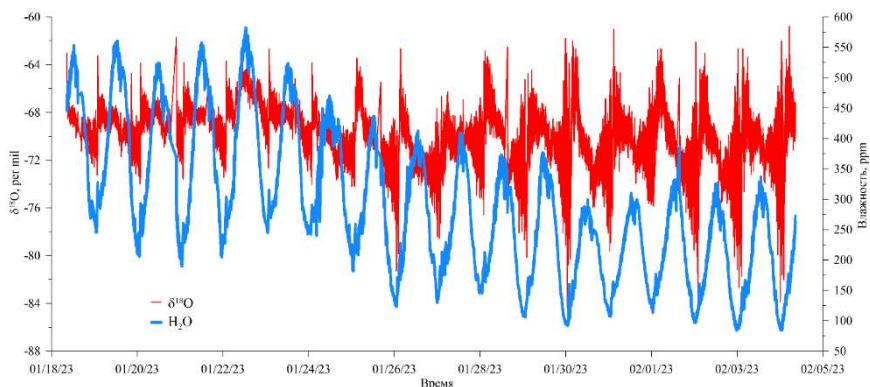


Рис. 5. Влажность воздуха (отношение смеси, ppt) и $\delta^{18}\text{O}$ водяного пара приземного слоя воздуха в районе станции Восток по результатам измерений лазерного анализатора Picarro L2140-i.

Наибольший интерес представляют данные о влажности, которые показывают ярко выраженный суточный ход со значениями 100-200 ppt ночью и 300-600 ppt днем. Таким образом, влагосодержание воздуха в пределах суток меняется в 3 раза, что можно объяснить исключительно сублимацией поверхностного снега в дневные часы и обратной сублимацией в ночные (Екайкин и др., 2015). Оба эти процесса сопровождаются изотопным фракционированием, что и приводит к изменению изотопного состава поверхностного снега.

Данные мини-шурфов свидетельствуют о том, что сезонные колебания изотопного состава снега проникают в глубь снежной толщи приблизительно на 20 см, причем наиболее интенсивные изменения имеют место в пределах верхних 10 см. В ходе тёплого летнего сезона изотопный состав этого слоя утяжеляется на величину порядка 10-30 ‰ по δD . Такой характер изменения изотопного состава можно в первом приближении объяснить тем, что при сублимации ледяных зерен их изотопный состав не меняется (Dansgaard et al., 1973), а при ре-сублимации имеет место изотопное фракционирование, за счёт которого снежная толща обогащается тяжелыми изотопами.

Для подтверждения ПД изотопных изменений в снежной толще средний годовой изотопный состав атмосферных осадков был сопоставлен с изотопным составом этого же снега, извлеченного из снежных шурфов (рис. 6). Данные убедительно демонстрируют, что отложенный снег систематически обогащен тяжелыми изотопами по сравнению с осадками, из которых он сформировался: среднее изотопное обогащение составляет $18,6 \pm 4,2$ ‰ для δD . Что касается δx_s , результат получился несколько неожиданным: в 5 из 6-ти лет значение δx_s в снежной толще выше, чем в осадках, причем в одном случае разница статистически значима. Среднее различие составляет $1,6 \pm 0,7$ ‰. Гипотеза, которая может объяснить этот результат, заключается в том, что сублимация снега происходит в условиях, близких к равновесным, при которых изотопный состав на диаграмме δD vs $\delta^{18}O$ сдвигается вдоль линии с коэффициентом регрессии > 8 (Casado et al., 2021), который превышает коэффициент регрессии локальной линии метеорных вод, что и приводит к увеличению значений δx_s .

Действительно, в сводном изотопном ряду по данным шурфов коэффициент регрессии $\delta D(\delta^{18}O)$ равен 7,5, что существенно больше, чем 6,8 в атмосферных осадках.

Интересно, что средний годовой изотопный состав атмосферных осадков коррелирует со средней годовой температурой приземного воздуха ($r = 0,73 \pm 0,34$), тогда как изотопный состав отложенного снега не обнаруживает связи со средней годовой температурой, зато значимо коррелирует с температурой летнего сезона. Для сглаженных рядов коэффициент корреляции составляет $0,54 \pm 0,11$. Этот результат указывает на то, что изотопный состав отложенного снега утрачивает первоначальный климатический сигнал, связанный с температурой конденсации осадков, и приобретает новый сигнал, формирующийся в ходе ПД процессов, интенсивность которых зависит от температуры поверхности снега в летний период. Ключевым фактором здесь является исключительно малая скорость снегонакопления в районе станции Восток (около 6 см снежного эквивалента в год, см. Главу 4), благодаря которой каждый годовой слой остается в активной зоне (подверженной ПД процессам) в среднем на протяжении двух-трех лет.

Дополнительным подтверждением этой гипотезы является тот факт, что изотопная кривая по данным шурфов запаздывает на 2-3 года по сравнению с кривой летней температуры; именно такая картина и должна наблюдаться, если каждый снежный слой испытывает влияние ПД процессов на протяжении 2-3 лет после отложения.

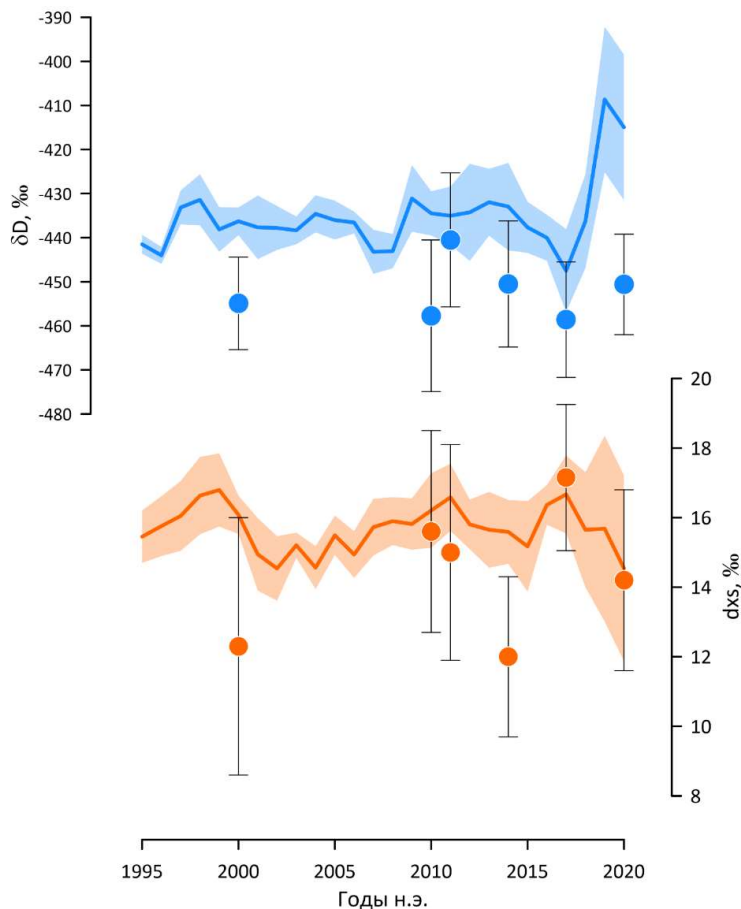


Рис. 6. Сопоставление сводного ряда изотопного состава (δD и dxs) снега по 23-м снежным шурфам и кернам (линии) со средним годовым изотопным составом осадков в 2000, 2010, 2011, 2014, 2017 и 2020-м годах (кружки). Заливкой и вертикальными линиями показаны пределы погрешности (± 1 SEM).

Лабораторные эксперименты подтверждают интенсивное обогащение снежной толщи тяжелыми изотопами в ходе ПД процессов (Ekaikin et al., 2009), причем величина обогащения прямо пропорциональна температуре воздуха. Эксперименты выявили простую линейную зависимость между изменением δD оставшегося после сублимации снега и относительной потерей снежной массы в ходе сублимации. Но, в отличие от полевых данных, лабораторные эксперименты показывают заметное снижение значений δx_s оставшегося снега, что говорит о том, что изотопное фракционирование имеет место при неравновесных условиях.

Ниже деятельного слоя массообмен между снежно-фирновой толщей и атмосферой прекращается, поэтому дальнейшее развитие ПД процессов не меняет средний изотопный состав слоёв, а лишь сглаживает различия изотопного состава между ними за счёт молекулярной диффузии в поровом пространстве (Johnsen, 1977; Johnsen et al., 2000). Молекулярная диффузия преимущественно подавляет высокочастотные колебания изотопного состава, увеличивая отношение сигнала к шуму (см. Главу 4).

Полевые и лабораторные исследования ПД процессов позволили сделать несколько важных выводов. Во-первых, изменение изотопного состава снега Центральной Антарктиды в ходе этих процессов можно считать доказанным фактом. Как теоретические расчёты, так и полевые измерения, а также лабораторные эксперименты, говорят о том, что снежная толща обогащается тяжелыми изотопами по сравнению с атмосферными осадками. В условиях станции Восток это обогащение составляет порядка 19 ‰ по δD (что соответствует около 2,5 ‰ по $\delta^{18}O$). Активный слой, в котором протекают ПД процессы, охватывает верхние 10-20 см снежной толщи, что эквивалентно 2-3 годовым слоям. Иными словами, каждый годовой слой на протяжении 2-3 лет подвергается воздействию этих процессов и, по-видимому, утрачивает первоначальный изотопный сигнал, связанный со средней годовой температурой конденсации, приобретая новый сигнал, модулируемый летней температурой поверхностного слоя снежной толщи. Схожие результаты были получены при аналогичных исследованиях, выполненных в районе антарктической

станции Конкордия при участии соискателя (Casado et al., 2016b, 2018, 2021; Landais et al., 2017; Touzeau et al., 2016, 2018).

Вместе с тем, остается нерешенным целый ряд вопросов, важнейший из которых: как менялась интенсивность ПД процессов в прошлом, при иных климатических условиях? Предварительные качественные оценки говорят о том, что она не оставалась постоянной, что неизбежно влияло на форму и амплитуду климатического сигнала, записанного в профиле изотопного состава по глубоким ледяным кернам (Eckeykin et al., 2009). Другим открытым вопросом является поведение изотопных параметров второго порядка (δx и ^{17}O -xs) в ходе ПД процессов, и в какой мере эти параметры могут быть использованы для оценки интенсивности ПД процессов в прошлом.

Глава 6. Прочие факторы, влияющие на формирование изотопного состава льда.

В этой главе дан обзор прочих факторов, которые участвуют в формировании зависимости между температурой приземного воздуха в Антарктиде и изотопным составом снежно-фирново-ледяных отложений.

6.1 Сезонность и прерывистость осадков.

Поскольку осадки в Центральной Антарктиде выпадают не каждый день, очевидно, что климатическая летопись, записанная в ледяных кернах, имеет пропуски. Более того, погода в дни с осадками может отличаться от погоды в ясные дни (Аверьянов, 1990), поэтому средневзвешенная по количеству осадков температура воздуха может не совпадать со средней годовой температурой. Количество осадков может также меняться в пределах годового цикла, и в этом случае средняя взвешенная температура будет тяготеть к температуре наиболее влажного сезона. Предполагается, что изменчивость прерывистости и сезонности осадков во времени способна искажать климатическую запись изотопного состава по глубоким ледяным кернам (Masson-Delmotte et al., 2011). Еще большее внимание прерывистость осадков привлекла после обнаружения т.н. «атмосферных рек» (Gorodetskaya et al., 2014) – интенсивных потоков тепла и влаги, относительно редкие вторжения

которых могут приносить существенную долю осадков в прибрежные районы Антарктиды.

Наблюдения за осадками в районе станции Восток (Глава 3) говорят о том, что осадки (в основном – ледяные иглы) выпадают здесь как минимум половину дней в году, и что средняя взвешенная по количеству осадков температура воздуха несущественно отличается от средней годовой температуры. Осадки более-менее равномерно распределены по сезонам года (Ekaikin et al., 2023), но снегонакопление имеет ярко выраженный минимум летом, связанный с сублимацией снега и уплотнением верхней части снежной толщи (там же). Равномерное распределение количества осадков по сезонам подтверждается моделями общей циркуляции атмосферы (Delaygue et al., 2000). Более того, эти же модели подтверждают, что такое распределение осадков сохранялось и в далёком прошлом (в максимум последнего оледенения). К таким же выводам пришли Markle and Steig (2022), которые считают, что в целом для Антарктики влияние сезонности осадков мало.

Таким образом, можно считать, что влияние этого фактора на изотопно-температурную зависимость в районе ст. Восток несущественно. Также есть основания предполагать, что этот же вывод применим и к прошлым климатическим эпохам.

6.2 Источник влаги.

Как отмечено в Главе 2, изотопный состав осадков является функцией не только температуры конденсации, но и условий в источнике влаги (температуры поверхности океана и относительной влажности воздуха). При таких масштабных климатических событиях, как переход от МПО к голоцену, изменения температуры имеют глобальный характер, т.е. охватывают и источник влаги, и Центральную Антарктиду. При этом, как показывают расчёты с помощью простой изотопной модели, коэффициент регрессии между изотопным составом осадков и температурой воздуха существенно меньше, чем при сценарии, в котором температура меняется лишь в конце траектории (в районе ст. Восток). Таким образом, недоучет условий в источнике влаги может привести к существенной недооценке реальной амплитуды температурных изменений в

прошлом по данным изотопного состава ледяных кернов. Условия в источнике влаги могут быть реконструированы либо по результатам независимых палеогеографических исследований (например, по данным морских донных осадков, Lisiecki and Raymo, 2005), либо по данным моделей глобальной циркуляции атмосферы (Cauquoin et al., 2019, 2023; Delaygue et al., 2000; Lee et al., 2008). Наконец, для реконструкции условий в источнике влаги могут быть использованы параметры второго порядка – δx_s и $^{17}\text{O}-x_s$ (Верес и др., 2018; Cuffey and Vimeux, 2001; Vimeux et al., 2002). В случае, если используется только δx_s , имеется возможность независимо реконструировать температуру конденсации и температуру в источнике влаги, а относительная влажность в источнике задается как функция температуры; если же наряду с δx_s доступны также данные о $^{17}\text{O}-x_s$, то можно независимо реконструировать обе температуры, а также и влажность в источнике влаги (Верес и др., 2017; Екайкин, 2024).

6.3 Стратосферная влага.

В работе Winkler et al. (2013) была высказана гипотеза, что в формировании осадков на ст. Восток участвует стратосферная влага. Количество этой влаги априори крайне мало, но благодаря исключительно низкому количеству осадков в этом районе (около 25 мм в.э.) её относительный вклад может быть существенным. Как считается, вклад стратосферной влаги должен проявляться в аномально высоких значениях $^{17}\text{O}-x_s$ (Zahn et al., 2006). Однако, дальнейшие исследования не подтвердили выводы статьи Винклера с соавторами (2013). Значение эксцесса кислорода 17 в современном снеге ст. Восток (около 0 per meg) легко объясняется дистилляцией влаги вдоль траектории от источника влаги до точки конденсации, включая кинетические эффекты во время формирования твёрдых осадков (Глава 2 и рис. 2), без привлечения дополнительных факторов. Напротив, в районе Купола А значения $^{17}\text{O}-x_s$ аномально велики и составляют +21 per meg (Pang et al., 2015; 2022) при значениях $\delta^{18}\text{O}$, сопоставимых с теми, что наблюдаются на ст. Восток. Панг с соавторами (2015, 2022) делают вывод о том, что Купол А находится в центре полярного вихря, который является нисходящей ветвью циркуляции Брюера-Добсона, поставляющей стратосферную влагу в нижнюю тропосферу.

6.4 Соотношение между температурой конденсации и приземной температурой воздуха.

Изотопный состав осадков физически связан с температурой конденсации, тогда как основной целью палеоклиматических реконструкций является приземная температура воздуха. В Антарктиде, где практически круглый год развита мощная приземная инверсия температуры (Аверьянов, 1990), при которой приземная температура воздуха существенно ниже температуры конденсации (как считается, приблизительно соответствующей температуре на верхней границе слоя инверсии, Jouzel and Merlivat, 1984). Географическая зависимость (т.е. при движении от края Антарктиды к её центру) между изменением приземной температуры воздуха, ΔT_g , и температурой на верхней границе инверсии, ΔT_i , составляет:

$$\Delta T_i / \Delta T_g \approx 0,67 \text{ (Jouzel and Merlivat).} \quad (7)$$

Именно эта зависимость традиционно используется для приведения температуры конденсации, реконструируемой по данным изотопного состава ледяных кернов (предполагая, что температура конденсации T_c приблизительно равна температуре на верхней границе инверсии T_i), к приземной температуре воздуха. Этот подход является источником погрешности вследствие неопределенности значения коэффициента в уравнении (7). Во-первых, температура конденсации, по-видимому, существенно (примерно на 4 °C) ниже, чем T_i , поскольку ледяные иглы формируются во всём слое инверсии (Ekaikin, 2003; Salamatin et al., 2004). Во-вторых, временная зависимость $\Delta T_i / \Delta T_g$ может не совпадать с современной пространственной зависимостью. В частности, как отмечено в Главе 3, в рамках годового цикла соотношение $\Delta T_c / \Delta T_g \approx 0,32$. Расчеты с использованием модели земной системы iCESM v1.3 показывают, что при переходе от МПО к голоцену отношение $\Delta T_c / \Delta T_g$ составляло около 0,9 (Liu et al., 2023). Это означает, что амплитуда изменчивости приземной температуры в прошлом была на 30 % меньше, чем в опубликованных на сей день реконструкциях (Petit et al., 1999). Некоторые примеры палеореконструкций приведены в Главе 8.

6.5 Влияние динамики ледника.

При изменении климата меняются размеры и форма ледника, в том числе и высота его поверхности. В частности, в эпоху МПО Антарктический ледяной щит был шире, занимая практически весь континентальный шельф; при этом высота поверхности в Западной Антарктиде и в краевых частях Восточной Антарктиды была выше, чем теперь, а в центральных районах Восточной Антарктиды – ниже за счёт меньшего количества осадков (Buizert et al., 2021). Таким образом, общее изменение температуры можно разделить на 2 составляющих – 1) «чисто климатическое» изменение, которое имело бы место, если бы высота ледника оставалась неизменной; и 2) изменение температуры, связанное с изменением высоты поверхности. Оценить изменение высоты поверхности можно по данным об общем газосодержании в ледяном керне (Липенков и др., 2000; Buizert et al., 2021). В частности, в центральных частях В. Антарктиды в эпоху МПО высота ледника была на 120 м ниже, что означает повышение температуры на 1,2 °C по сравнению с «чисто климатическим» изменением температуры (Buizert et al., 2021).

Другим фактором, связанным с динамикой ледника, является адвекция льда в пункт бурения: лёд, залегающий на данной глубине, был отложен не в точке бурения, а на некотором расстоянии от неё вверх по линии тока. Именно с целью избежать влияния этого фактора основные проекты глубокого бурения льда осуществлены в районе ледяных куполов и водоразделов. Скважина на ст. Восток является одним из немногих исключений из этого правила: данный пункт бурения расположен приблизительно в 300 км вниз по линии тока от ледораздела, поскольку выбор точки бурения в этом случае был обусловлен логистическими соображениями (Котляков, 2012). Полевые исследования вдоль линии тока льда (Eckaykin et al., 2012, 2021) показали, что гляцио-климатические условия заметно изменяются в пространстве и, в том числе, обнаруживают аномалии, приуроченные к перегибам поверхности ледника вблизи западного берега подледникового озера Восток. Эти аномалии неизбежно должны находить своё отражение в вертикальных профилях изотопного состава и прочих свойств глубокого керна ст. Восток, где они могут быть ошибочно интерпретированы как климатические колебания.

В качестве выводов к данной главе можно постулировать, что наиболее важным среди рассмотренных факторов являются условия в источнике влаги, которые менялись в прошлом и оказывали влияние на изотопный состав осадков в Центральной Антарктиды. Этот фактор может быть учтен с использованием данных об изотопных параметрах второго порядка (δx_s и $^{17}\text{O}-x_s$) и усовершенствованной модели изотопного состава осадков. На втором месте по значимости стоит динамика ледника, в частности, изменение высоты поверхности Антарктического ледяного щита в прошлом. Влияние прочих факторов (сезонности и прерывистости осадков, стратосферной влаги, соотношения между температурой конденсации и приземной температурой воздуха) второстепенно.

Глава 7. Методика построения изотопно-температурной калибровочной функции.

Рассмотрение всех факторов, участвующих в формировании климатического сигнала изотопного состава ледяных отложений Центральной Антарктиды подводит нас к разработке оптимальной методики построения изотопно-температурной калибровочной функции. Существуют 5 независимых подходов к построению этой функции:

7.1 Пространственная корреляция между изотопным составом снега и приземной температурой воздуха.

Это классический подход, который используется на протяжении последних 40 лет. Ранее было показано, что для Гренландии этот метод дает вдвое заниженную амплитуду температурной изменчивости при переходе от МПЮ к голоцену (Cuffey et al., 1995; Johnsen et al., 1995), но для Антарктиды применим с погрешностью порядка 30 % (Jouzel et al., 2003). Плюс этого подхода в том, что он напрямую связывает приземную температуру воздуха с изотопным составом отложенного снега, т.е. учитывает 1) соотношение между приземной температурой и температурой конденсации и 2) постдепозиционные изменения изотопного состава снега. Наиболее существенная погрешность метода связана с изменением условий в источнике влаги.

7.2 Изотопные модели.

Изотопно-температурная зависимость может быть количественно оценена с помощью моделей изотопного состава осадков. В случае использования простой модели рэлеевской дистилляции (Глава 2) условия в источнике влаги подбираются с помощью модуля решения обратной задачи таким образом, чтобы воспроизвести изотопный состав осадков в конце траектории (включая параметры второго порядка), т.е. являются одним из результатов моделирования. В случае использования моделей общей циркуляции атмосферы условия в источнике влаги, а также температура конденсации и приземная температура воздуха определяются независимо и используются для расчетов изотопного состава осадков. При современном уровне развития моделей общей циркуляции они не дают существенного преимущества по сравнению с простыми моделями и воспроизводят примерно такие же значения изотопно-температурных градиентов, как и простые модели (Goursaud et al., 2018), но при этом гораздо сложнее в использовании. Огромным преимуществом этого метода является учёт 1) условий в источнике влаги и 2) нелинейности изотопно-температурной функции. К недостаткам метода можно отнести 1) необходимость приведения температуры конденсации к приземной температуре, а также 2) неучёт ПД изменений изотопного состава осадков. Вторая проблема может быть отчасти решена настройкой модели таким образом, чтобы она рассчитывала изотопный состав не осадков, а верхней части снежной толщи.

7.3 Сезонный ход изотопного состава осадков.

Изотопно-температурная зависимость может быть откалибрована по данным о сезонной изменчивости изотопного состава осадков и приземной температуры воздуха (и/или температуры конденсации, если такие данные доступны). В работе Лью с соавторами (2023) на основе расчетов с помощью модели земной системы iCESM v1.3 показано, что современный коэффициент регрессии между изотопным составом осадков в Центральной Антарктиде и **температурой конденсации** приблизительно равен коэффициенту регрессии между изотопным составом осадков и **приземной температурой** воздуха при переходе от МПО к голоцену. Очевидный недостаток метода связан с крайне

ограниченным набором данных изотопного состава осадков в Антарктиде (Глава 3).

7.4 Межгодовая изменчивость изотопного состава осадков.

Наиболее интуитивно понятная методика состоит в сопоставлении изотопного состава снега (по результатам исследований в шурфах и кернах) с рядом приземной температуры воздуха по данным ближайшей метеостанции там, где имеются достаточно длинные ряды наблюдений (Ekaykin et al., 2002, 2004). В Центральной Антарктиде таких пунктов всего 2 (станции Восток и Амундсен-Скотт), но и в них ряды наблюдений не превышают 70 лет, т.е. не захватывают доиндустриальную эпоху. Несмотря на простоту и «прямоту» этого метода, у него есть ряд существенных недостатков: 1) в рамках межгодовых колебаний температура в источнике влаги и в конце траектории не коррелируют друг с другом, что привносит дополнительную изменчивость в ряд изотопного состава и снижает её корреляцию с приземной температурой воздуха (Liu et al., 2023); 2) молекулярная диффузия сглаживает амплитуду изотопных колебаний в снежной толще и снижает коэффициент регрессии между изотопным составом и температурой; 3) полученная с помощью этого метода изотопно-температурная зависимость априори применима лишь к «современной» климатической эпохе (т.е. в лучшем случае к позднему голоцену), при этом не ясно, применимы ли зависимости, установленные для последних 70 лет, к доиндустриальному времени.

7.5 Независимые данные о температуре воздуха в изучаемую эпоху.

В качестве независимых данных о температуре Антарктиды в прошлом могут использоваться результаты скважинной термометрии, а также данные об изотопном составе инертных газов во воздушных включениях, извлеченных из ледяных кернов (см. обзор в Buizert et al., 2021). Примеры использования подобных данных приведены в Главе 8.

В целом, обзор различных методов изотопно-температурных калибровок позволяет сделать несколько выводов. Во-первых, методы 1, 2 и 3 дают приблизительно одинаковые значения

изотопно-температурного градиента, равные около $0,8 \text{ ‰/}^{\circ}\text{C}$ для кислорода 18 (при этом в методе 2 отношение $\Delta T_c / \Delta T_g$ принимается равным 0,9, а в методе 3 речь идет не о приземной температуре воздуха, а о температуре конденсации). Метод 4 (сопоставление изотопного состава снега с метеонаблюдениями) не позволяет получить статистически значимую зависимость для станции Восток. При этом, как отмечено в Главе 5, это может быть связано с ПД преобразованиями изотопного состава, благодаря которым изотопный состав утрачивает связь со средней годовой температурой, но приобретает связь с температурой летнего периода. Что касается метода 5, он даёт противоречивые данные для ст. Восток и для других пунктов Восточной Антарктиды (см. Главу 8).

Глава 8. Реконструкция климата позднего плейстоцена по данным изотопно-температурного метода.

В этой главе приведены два примера палеореконструкций по данным изотопного метода, наиболее ярко характеризующих некоторые важные положения диссертации.

В работе Буизер с соавторами (2021) выполнена реконструкция приземной температуры в трёх пунктах Центральной Антарктиды (Конкордия, Купол Фуджи и ст. Конен, Земля Королевы Мод) с помощью комплекса методов, включая изотопный метод, а также с помощью независимых оценок температуры по данным скважинной термометрии и изотопного состава инертных газов в воздушных включениях. Все методы согласуются между собой при понижении приземной температуры в МПО относительно доиндустриальной на $3,8\text{--}4,4 \text{ }^{\circ}\text{C}$ (эта величина включает изменение высоты поверхности ледника; «чисто климатическое» изменение температуры составило $5,0\text{--}5,6 \text{ }^{\circ}\text{C}$), а также при $\Delta T_c / \Delta T_g \approx 1$. Соответствующий временной (МПО – голоцен) изотопно-температурный градиент составляет $1,4\text{--}1,45 \text{ ‰/}^{\circ}\text{C}$, что на 75 % выше современного пространственного градиента ($0,8 \text{ ‰/}^{\circ}\text{C}$). Это исследование не включает данные по станции Восток. Что касается последней, то по данным скважинной термометрии в эпоху МПО температура поверхности ледника была ниже современной на $9,4 \text{ }^{\circ}\text{C}$ (Salamatin et al., 2009), а соответствующий временной изотопно-температурный градиент равен около $0,5 \text{ ‰/}^{\circ}\text{C}$, что на 35–40 % ниже современного

пространственного градиента. Таким образом, на сегодняшний день независимые методы температурных реконструкций дают противоречивые результаты. В качестве комментария к этим работам следует отметить, что современный пространственный градиент сам по себе не является постоянным, меняясь от 0,5 ‰/°C в краевой части Антарктиды до 1,2 ‰/°C в её центре (Masson-Delmotte et al., 2008) в согласии с изотопной теорией (Екайкин, 2024 и рис. 2).

Второй пример связан с реконструкцией температуры в районе ст. Восток за последние 2200 лет по данным об изотопном составе фирновых кернов (Екайкин et al., 2024). Три фирновых керна были пробурены в окрестностях станции и датированы с помощью вулканических маркеров возраста (Veres et al., 2023), изотопный состав фирна был измерен в ЛИКОС ААНИИ (рис. 7а-в). Ряды изотопного состава характеризуются необычной временной изменчивостью: в то время как δD и $\delta^{18}O$ не обнаруживают тренда в последние десятилетия (рис. 7а и б), ряд dxs демонстрирует резкий рост значений (рис. 7в). «Классическая» интерпретация изотопных данных (в рамках которой δD и $\delta^{18}O$ «отвечают» за температуру конденсации T_c , а dxs за температуру в источнике влаги T_s) предполагает рост T_s при неизменных значениях T_c . В действительности же рост температуры в источнике влаги при неизменной температуре конденсации имел бы следствием увеличение истощения влаги в воздушной массе (снижение значения F в формуле (4)) и снижение значений δD и $\delta^{18}O$ в осадках станции Восток. Неизменность значений δD и $\delta^{18}O$ при росте dxs может объясняться лишь одновременным повышением температуры как в источнике влаги, так и в Центральной Антарктиде. Мы применили усовершенствованную изотопную модель для интерпретации изотопных данных, которая, действительно, показала рост как T_s (рис. 7д) так и T_c (на рис. 7е температура конденсации приведена к приземной температуре T_g), что подтверждается метеорологическими наблюдениями. Этот пример может служить объяснением загадки т.н. «пропавшего потепления»: ряды изотопного состава по антарктическим кернам не показывают тренда, который можно было бы ассоциировать с современным потеплением, тогда как и данные метеонаблюдений, и модели общей циркуляции атмосферы предполагают, что потепление Антарктиды

имеет место (Abram et al., 2016; An et al., 2021; Casado et al., 2023; Landais et al., 2023).

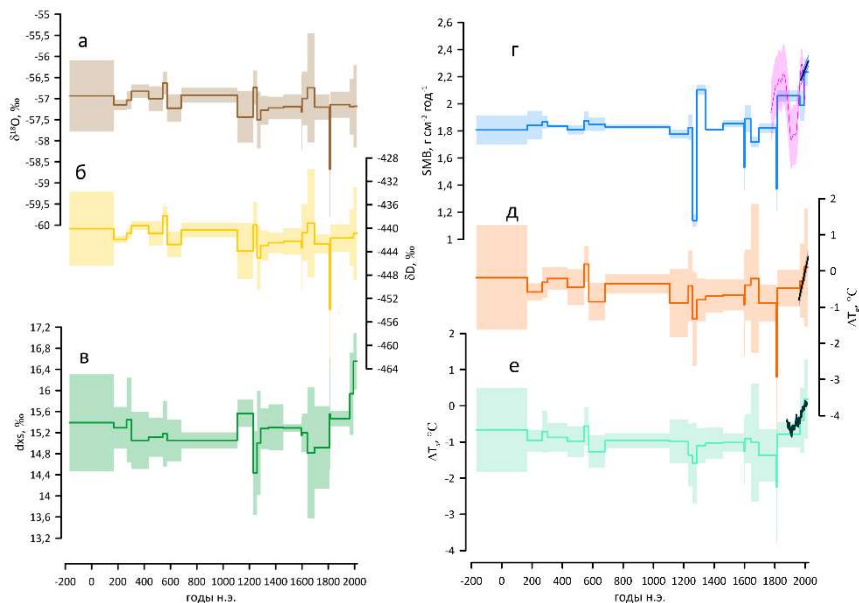


Рис. 7 Реконструкция температуры воздуха в районе ст. Восток по данным изотопного состава фирновых кернов (Ekaupin et al., 2024). а-в – сводные ряды изотопного состава фирна по кернам VK16, VK18 и VK19; г – реконструкция скорости снегонакопления (SMB) (синяя линия). Сиреневой линией показан ход SMB по данным снежных шурфов (Ekaupin et al., 2022), а тёмно-синей линией – линейный тренд SMB по данным снегомерного полигона ст. Восток (Ekaupin et al., 2023); д – приземная температура воздуха на станции Восток по результатам реконструкции (оранжевая линия) и по метеорологическим данным станции Восток (чёрная); е – температура в источнике влаги по данным реконструкции (зелёная линия) и температура поверхности океана в Южном полушарии по данным NOAA. Заливкой показаны пределы погрешности (± 2 SEM), обусловленной пространственной изменчивостью изотопного состава между соседними кернами.

Наиболее важные выводы этой главы заключаются в следующем: 1) изотопный состав фирновых и ледяных кернов действительно несет в себе климатический сигнал, но сопоставление изотопно-температурных реконструкций с данными независимых методов приводит к противоречивым результатам (которые, в том числе, заставляют задуматься о возможных погрешностях этих методов); 2) неучёт изменения условий в источнике влаги может приводить к ошибочной интерпретации изотопного состава фирновых и ледяных кернов.

Глава 9. Пробелы в знаниях и дальнейшие направления исследований.

Эта глава посвящена критическому обзору предыдущих глав с прицелом на выявление пробелов в знаниях, всё еще остающихся после завершения данной работы, либо вновь открывшихся в ходе подготовки диссертации. Обсуждение этих пробелов также позволяет сформулировать дальнейшие направления исследований. В сжатом виде основные пробелы в знаниях можно свести к 10 пунктам:

1. Плохое согласование δx_s и ^{17}O - x_s в изотопных моделях.
2. Незвестная причина расхождения температурной реконструкции по изотопному составу и по независимым методам в пункте ABN.
3. Отсутствие аэрологических и градиентных наблюдений на станции Восток.
4. Незвестное соотношение сигнала и шума в иные климатические эпохи (например, в МПО).
5. Незвестная повторяемость аномальных волн тепла в современную эпоху и в прошлом.
6. Недостаточно изученное влияние мезодюн на сигнал изотопного состава.

7. Отсутствие физической модели постдепозиционных процессов, которая позволила бы оценить интенсивность ПД процессов в разные климатические эпохи.

8. Незвестное соотношение сигналов летней и средней годовой температуры в изотопном составе глубокого ледяного керна на ст. Восток.

9. Недостаточно изученная роль стратосферной влаги в общем количестве осадков в современном климате и в прошлом.

10. Незвестная причина расхождения температурной реконструкции в МПО на Востоке по изотопному методу и по скважинной термометрии (Salamatin et al., 2009).

Наиболее актуальным направлением исследований является создание физической модели постдепозиционных изотопных изменений, отсутствие которой наиболее сильно лимитирует понимание процесса формирования климатического сигнала изотопного состава ледяных отложений.

Основные выводы.

1. Изотопный состав атмосферных осадков в Центральной Антарктиде статистически значимо коррелирует с приземной температурой воздуха, а также с температурой конденсации, в пределах как внутри-, так и межгодового хода. Изотопно-температурная зависимость характеризуется коэффициентом регрессии 0,4-0,6 ‰/°C для приземной температуры и около 0,8 ‰/°C для температуры конденсации. Такие же коэффициенты регрессии характерны для основных типов осадков (ледяные иглы и осадки из облаков). Наблюдаемая изотопно-температурная зависимость хорошо воспроизводится простой изотопной моделью.

2. Вследствие крайне низкой скорости снегонакопления в Центральной Антарктиде (порядка 20-30 мм в.э./год) отложение снега крайне неравномерно, что приводит к очень низкому отношению сигнала к шуму ($< 0,1$) во временных рядах изотопного состава. Благодаря этому, реконструкция температуры по изотопному составу снежно-фирновой толщи с годовым

разрешением принципиально невозможна. Для повышения доли сигнала требуется построение сводных рядов с использованием нескольких индивидуальных рядов, полученных по отдельным шурфам и/или кернам. Чем больше рядов участвует в осреднении – тем лучшего временного разрешения можно достичь. В частности, для станции Восток, где доступен сводный ряд по 23-м шурфам и кернам, возможно достичь временного разрешения порядка 10 лет.

3. Влияние рельефа снежной поверхности проявляет себя не только в виде депозиционного (стратиграфического) шума, но и в виде неклиматических колебаний во временных рядах изотопного состава. Это связано с существованием квазипериодических форм рельефа – мегадюн и мезодюн – перемещение которых по поверхности ледника создаёт неклиматические вариации изотопного состава при наблюдении в одной точке с длиной волны порядка нескольких сотен лет.

4. Одним из наиболее важных процессов при формировании климатического сигнала изотопного состава является постдепозиционное изменение начального изотопного состава осадков после их отложения на поверхности снежного покрова за счёт массового и изотопного обмена между снегом и атмосферой. Эти ПД процессы приводят к обогащению снега тяжелыми изотопами (на 19 ‰ по δD в современных условиях станции Восток). В районах с относительно высокой скоростью снегонакопления (при сохранении сезонной слоистости) ПД процессы утяжеляют летние слои и увеличивают годовую амплитуду изотопного состава; в районах с низкой скоростью снегонакопления, как на станции Восток, ПД процессы полностью переформируют климатический сигнал, благодаря чему изотопный состав снега связан скорее с летней температурой верхней части снежной толщи, чем со средней годовой температурой воздуха.

5. Очевидно, интенсивность ПД процессов менялась в прошлом при других климатических условиях – таким образом, ПД изменения не просто приводят к смещению изотопного профиля в сторону более тяжелых значений, но и искажают форму и амплитуду климатического сигнала изотопного состава. На сегодняшний день именно понимание ПД процессов является основным

лимитирующим фактором изотопно-температурных реконструкций по данным глубоких ледяных кернов.

6. Другим важным фактором является изменение высоты поверхности ледника в прошлом. В частности, в эпоху максимума последнего оледенения поверхность ледника в центральных районах Восточной Антарктиды была примерно на 100-120 м ниже современной, что приводило к повышению приземной температуры воздуха на 1,0-1,2 °C по сравнению со сценарием, в котором высота поверхности была бы неизменной.

7. Другим потенциально значимым и малоисследованным фактором является повторяемость экстремальных значений температуры и снегонакопления при вторжениях т.н. «атмосферных рек». Современные ряды наблюдений слишком коротки, чтобы оценить вероятность таких событий, и ничего не известно о том, как эта вероятность менялась в прошлом.

8. Несмотря на это, классический изотопно-температурный метод, при котором для реконструкции палеотемператур по изотопному составу ледяных кернов используется современная пространственная зависимость между изотопным составом поверхностного снега и приземной температурой воздуха (в качестве аппроксимации последней часто выступает температура фирна на глубине затухания сезонных колебаний) с коэффициентом регрессии около 0,8 ‰/°C, в большинстве случаев согласуется с данными независимых температурных реконструкций с погрешностью не более 30 %.

9. Оптимальной же стратегией для построения изотопно-температурной калибровочной функции является использование усовершенствованной простой изотопной модели с обязательным привлечением данных об изотопных параметрах второго порядка (экссесса дейтерия и экссесса кислорода 17).

10. Другой оптимальной стратегией для построения изотопно-температурной калибровочной функции является использование внутригодовой зависимости между изотопным составом атмосферных осадков и температурой конденсации. Использование же результатов сопоставления изотопного состава снега с

температурой воздуха по данным метеорологических наблюдений за последние несколько десятков лет, напротив, может привести к искаженным результатам.

11. Изотопно-температурная реконструкция не может быть выполнена без учета изменения условий в источнике влаги (температуры поверхности океана и влажности воздуха). Ярким примером этого является отсутствие современного потепления в рядах δD и $\delta^{18}O$ в Центральной Антарктиде, что объясняется одновременным ростом температуры как в этом регионе, так и в источнике влаги (в средних широтах Южного полушария). Условия в источнике влаги могут быть реконструированы либо по данным других палеогеографических исследований, либо по параметрам второго порядка (dxs и $^{17}O\text{-}xs$) в изучаемом ледяном керне.

Полученные выводы подтверждают сформулированные нами защищаемые положения: выводы 1 и 9 – защищаемое положение 1, выводы 2 и 3 – защищаемое положение 2, выводы 4 и 5 – защищаемое положение 3, выводы 8-10 – защищаемое положение 4, вывод 11 – защищаемое положение 5.

Список основных публикаций по теме диссертации

Статьи в журналах из списка ВАК и в изданиях, включенных в базу данных «Scopus» и «Web of Science»:

1. Верес А.Н., Екайкин А.А., Владимирова Д.О., Козачек А.В., Липенков В.Я., Скакун А.А. Климатическая изменчивость в эпоху МИС-11 (370-440 тыс. лет назад) по данным изотопного состава (δD , $\delta^{18}O$, $\delta^{17}O$) ледяного керна станции Восток // Лёд и снег. – 2018. – вып. 58, № 2. – С. 149-158.

2. Верес А.Н., Екайкин А.А., Липенков В.Я., Туркеев А.В., Ходжер Т.В. Первые данные о климатической изменчивости в районе ст. Восток (Центральная Антарктида) за последние 2000 лет по результатам изучения снежно-фирнового керна // Пробл. Арктики и Антарктики. – 2020. – вып. 66, № 4. – С. 482-500.

3. Владимирова Д.О., Екайкин А.А. Климатическая изменчивость в секторе моря Дейвиса (Восточная Антарктида) за последние 250 лет по данным геохимических исследований ледяного

керна из скважины 105-й км // Пробл. Арктики и Антарктики. – 2014. – вып. 99, № 1. – С. 102-113.

4. Владимирова Д.О., Екайкин А.А., Липенков В.Я. Изменения климата в индоокеанском секторе Восточной Антарктиды за последние 350 лет // Лёд и снег. – 2015. – вып. 55, № 4. – С. 5-18.

5. Владимирова Д.О., Екайкин А.А., Липенков В.Я., Попов С.В., Шибаев Ю.А. Пространственная изменчивость скорости снегонакопления и изотопного состава снега в Индоокеанском секторе Восточной Антарктиды, включая район подледникового озера Восток // Пробл. Арктики и Антарктики. – 2015. – вып. 103, № 1. – С. 69-86.

6. Екайкин А.А., Верес А.Н. Изменение температуры в Центральной Антарктиде после крупных вулканических извержений во втором тысячелетии нашей эры // Пробл. Арктики и Антарктики. – 2023. – вып. 69, № 3. – С. 374-385.

7. Екайкин А.А., Владимирова Д.О., Липенков В.Я. Вариации скорости снегонакопления в Центральной Антарктиде за последние 250 лет // Лёд и снег. – 2017. – вып. 57, № 1. – С. 5-9.

8. Екайкин А.А., Владимирова Д.О., Тебенькова Н.А., Бровков Е.В., Верес А.Н., Ковязин А.В., Козачек А.В., Линдрен М., Шибаев Ю.А., Преображенская А.В., Липенков В.Я. Пространственная изменчивость изотопного состава и скорости накопления снега на снегомерном полигоне станции Восток (Центральная Антарктида) // Пробл. Арктики и Антарктики. – 2019. – вып. 65, № 1. – С. 46-62.

9. Екайкин А.А., Заровчатский В.Н., Липенков В.Я. Измерение скорости сублимации снега на станции Восток, Центральная Антарктида // Пробл. Арктики и Антарктики. – 2015. – вып. 106, № 4. – С. 20-25.

10. Екайкин А.А., Липенков В.Я. "Рельефообусловленные" колебания характеристик снежной толщи в Антарктиде // Материалы гляциологических исследований. – 2004. – вып. 97. – С. 35-43.

11. Екайкин А.А., Липенков В.Я., Верес А.Н., Козачек А.В., Скаун А.А. О возможности реконструкции климатического сигнала в нарушенной записи изотопного состава древнего льда (0,4–1,2 млн лет назад) в керне станции Восток (Центральная Антарктида) // Лёд и снег. – 2019. – вып. 59, № 4. – С. 437-451.

12.Екайкин А.А., Липенков В.Я., Попов С.В., Туркеев А.В., Козачек А.В., Владимирова Д.О. Пространственная изменчивость характеристик снежного покрова антарктических мегадюн в районе подледникового озера Восток // Пробл. Арктики и Антарктики. – 2014. – вып. 102, № 4. – С. 78-89.

13.Екайкин А.А., Липенков В.Я., Сократова И.Н., Преображенская А.В. Изотопный состав снега и льда в Антарктиде: климатический сигнал и пост-депозиционный шум // Пробл. Арктики и Антарктики. – 2007. № 76. – С. 96-105.

14.Екайкин А.А., Липенков В.Я., Хондо Т., Сократова И.Н. Лабораторные эксперименты по изучению изменений изотопного состава отложенного снега: Методика и предварительные результаты // Лёд и снег. – 2010. – вып. 3. – С. 37-46.

15.Екайкин А.А., Липенков В.Я., Чихачев К.Б. Сохранность климатического сигнала в слоях древнего льда в районе Купола В (Антарктида) // Лёд и снег. – 2021. – вып. 61, № 1. – С. 5-13.

16.Екайкин А.А., Тебенькова Н.А., Липенков В.Я., Чихачев К.Б., Верес А.Н., Рихтер А. Недооценка скорости снегонакопления в центральной части Антарктиды (станция Восток) по данным речечных наблюдений // Метеорология и гидрология. – 2020. № 2. – С. 114-125.

17.Екайкин А.А., Чихачев К.Б., Верес А.Н., Липенков В.Я., Тебенькова Н.А., Туркеев А.В. Профиль плотности снежно-фирновой толщи в районе станции Восток, Центральная Антарктида // Лёд и снег. – 2022. – вып. 62, № 4. – С. 504-511.

18.Козачек А.В., Екайкин А.А., Липенков В.Я., Шибаетов Ю.А., Вайкмяэ Р.А. О связи климатической изменчивости Центральной Антарктиды с климатом средних и низких широт Южного полушария // Пробл. Арктики и Антарктики. – 2011. – вып. 90, № 4. – С. 5-13.

19.Липенков В.Я., Екайкин А.А. В поисках древнейшего льда Антарктиды // Лёд и снег. – 2018. – вып. 58, № 2. – С. 255-260.

20.Липенков В.Я., Екайкин А.А., Алехина И.А., Шибаетов Ю.А., Козачек А.В., Владимирова Д.О., Васильев Н.И., Преображенская А.В. Эволюция климата, оледенения и подледниковой среды Антарктиды по данным исследований ледяных кернов и проб воды озера Восток (Основные итоги работ по проекту РНФ, 2014–2016 гг.) // Лёд и снег. – 2017. – вып. 57, № 1. – С. 133-141.

21.Липенков В.Я., Шибает Ю.А., Саламатин А.Н., Екайкин А.А., Вострецов Р.Н., Преображенская А.В. Современные климатические изменения, зарегистрированные в вариациях температуры верхнего 80-метрового слоя ледниковой толщи на станции Восток // Материалы гляциологических исследований. – 2004. – вып. 97. – С. 44-56.

22.Тебенькова Н.А., Екайкин А.А., Лэппле Т., Нотц Д., Козачек А.В., Верес А.Н. Связь изотопного состава разных типов осадков в Центральной Антарктиде с температурой воздуха // Пробл. Арктики и Антарктики. – 2021. – вып. 67, № 4. – С. 368-381.

23.Ходжер Т.В., Голобокова Л.П., Осипов Э.Ю., Онищук Н.А., Филиппова У.Г., Липенков В.Я., Екайкин А.А. Летопись вулканических событий последних 900 лет в снежно-фирновой толще района ст. Восток (Антарктида) // Лёд и снег. – 2012. – вып. 4. – С. 115-121.

24.Casado M., Landais A., Picard G., Münch T., Laepple T., Stenni B., Dreossi G., Ekaykin A.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. – V. 12. – P. 1745-1766.

25.Eisen O., Frezzotti M., Genthon C., Isaksson E., Magand O., Van den Broeke M.R., Dixon D.A., Ekaykin A.A., Holmlund P., Kameda T., Karlof L., Kaspari S., Lipenkov V.Y., Oerter H., Takahashi S., Vaughan D.G. Ground-based measurements of spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica // Reviews of Geophysics. – 2008. – V. 46, № RG2001. – P. 1-39.

26.Ekaykin A.A., Bolshunov A.V., Lipenkov V.Y., Scheinert M., Eberlein L., Brovko E., Popov S.V., Turkeev A.V. First glaciological investigations at Ridge B, central East Antarctica // Antarct. Science. – 2021. – V. 33, № 4. – P. 418-427.

27.Ekaykin A.A., Eberlein L., Lipenkov V.Y., Popov S.V., Scheinert M., Schroder L., Turkeev A.V. Non-climatic signal in ice core records: lessons from Antarctic mega-dunes // The Cryosphere. – 2016. – V. 10. – P. 1217-1227.

28.Ekaykin A.A., Kozachek A.V., Lipenkov V.Y., Shibaev Y.A. Multiple climate shifts in the Southern Hemisphere over the past three centuries based on central Antarctic snow pits and core studies // Ann. Glaciol. – 2014. – V. 55, № 66. – P. 259-266.

29. Ekaykin A.A., Lipenkov V.Y., Kuzmina I.N., Petit J.R., Masson-Delmotte V., Johnsen S. The changes in isotope composition and accumulation of snow at Vostok Station over the past 200 years // *Ann. Glaciol.* – 2004. – V. 39. – P. 569-575.

30. Ekaykin A.A., Lipenkov V.Y., Shibaev Y.A. Spatial distribution of the snow accumulation rate along the ice flow lines between Ridge B and Lake Vostok // *Led i Sneg.* – 2012. № 4(120). – P. 122-128.

31. Ekaykin A.A., Lipenkov V.Y., Tebenkova N.A. Fifty years of instrumental surface mass balance observations at Vostok Station, central Antarctica // *J. Glaciol.* – 2023. – P. 1-13.

32. Ekaykin A.A., Lipenkov V.Y., Tchikhatchev K.B. Preservation of the Climatic Signal in the Old Ice Layers at the Dome B Area (Antarctica) // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics.* – 2023. – V. 59, № 1. – P. 1-7.

33. Ekaykin A.A., Veres A.N., Wang Y. Recent increase in the surface mass balance in central East Antarctica is unprecedented for the last 2000 years // *Nature Communications.* – 2024. – V. 5, № 200. – P. 1-8.

34. Ekaykin A.A., Vladimirova D.O., Lipenkov V.Y., Masson-Delmotte V. Climatic variability in Princess Elizabeth Land (East Antarctica) over the last 350 years // *Clim. Past.* – 2017. – V. 13. – P. 61-71.

35. Landais A., Casado M., Prié F., Magand O., Arnaud L., Ekaykin A.A., Petit J.R., Picard G., Fily M., Minster B., Touzeau A., Goursaud S., Masson-Delmotte V., Jouzel J., Orsi A. Surface studies of water isotopes in Antarctica for quantitative interpretation of deep ice core data // *Comptes Rendus Geoscience.* – 2017. – V. 349. – P. 139-150.

36. Landais A., Ekaykin A.A., Barkan E., Winkler R., Luz B. Seasonal variations of ^{17}O -excess and d-excess in snow precipitation at Vostok Station, East Antarctica // *J. Glaciol.* – 2012. – V. 58, № 210. – P. 725-733.

37. Lefebvre E., Arnaud L., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Y., Picard G., Petit J.R. Snow temperature measurements at Vostok station from an autonomous recording system (TAUTO): preliminary results from the first year operation // *Лёд и снег.* – 2012. – V. 4. – P. 138-145.

38. Magand O., Genthon C., Fily M., Krinner G., Picard G., Frezzotti M., Ekaykin A.A. An up-to-date quality-controlled surface mass

balance data set for the 90*-180*E Antarctica sector and 1950-2005 period // *J. Geophys. Res.* – 2007. – V. 112, № D12106. – P. 1-13.

39. Masson-Delmotte V., Buiron D., Ekaykin A.A., Frezzotti M., Gallée H., Jouzel J., Krinner G., Landais A., Motoyama H., Oerter H., Pol K., Pollard D., Ritz C., Schlosser E., Sime L.C., Sodemann H., Stenni B., Uemura R., Vimeux F. A comparison of the present and last interglacial periods in six Antarctic ice cores // *Clim. Past.* – 2011. – V. 7. – P. 397-423.

40. Masson-Delmotte V., Hou S., Ekaykin A.A., Jouzel J., Aristarain A., Bernardo R.T., Bromwich D., Cattani O., Delmotte M., Falourd S., Frezzotti M., Gallée H., Genoni L., Isaksson E., Landais A., Helsen M., Hoffmann G., Lopez J., Morgan V., Motoyama H., Noone D., Oerter H., Petit J.R., Royer A., Uemura R., Schmidt G.A., Schlosser E., Simoes J.C., Steig E., Stenni B., Stievenard M., van den Broeke M., van de Wal R., van den Berg W.-J., Vimeux F., White J.W.C. A review of Antarctic surface snow isotopic composition: observations, atmospheric circulation and isotopic modelling // *J. Clim.* – 2008. – V. 21, № 13. – P. 3359-3387.

41. Monaghan A.J., Bromwich D.H., Fogt R.L., Wang S.-H., Mayewski P.A., Dixon D.A., Ekaykin A.A., Frezzotti M., Goodwin I.D., Isaksson E., Kaspari S.D., Morgan V., Oerter H., Van Ommen T., Van der Veen C.J., Wen J. Insignificant Change in Antarctic Snowfall Since the International Geophysical Year // *Science.* – 2006. – V. 313, № 5788. – P. 827-831.

42. Osipov E.Y., Khodzher T.V., Golobokova L.P., Onischuk N.A., Lipenkov V.Y., Ekaykin A.A., Shibaev Y.A., Osipova O.P. High-resolution 900 year volcanic and climatic record from the Vostok area, East Antarctica // *The Cryosphere.* – 2014. – V. 8. – P. 843-851.

43. Pages_2k_Consortium. A global multiproxy database for temperature reconstructions of the Common Era // *Nature Scientific Data.* – 2017. – V. 4.

44. Richter A., Ekaykin A.A., Willen M.O., Lipenkov V.Y., Groh A., Popov S.V., Scheinert M., Horwath M., Dietrich R. Surface Mass Balance Models Vs. Stake Observations: A Comparison in the Lake Vostok Region, Central East Antarctica // *Front. Earth Sci.* – 2021. – V. 9, № 669977. – P. 1-14.

45. Salamatin A.N., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Y. Modelling isotopic composition in precipitation in Central Antarctica // *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. – 2004. – V. 97. – P. 24-34.

46. Stenni B., Curran M.A.J., Abram N.J., Orsi A., Goursaud S., Masson-Delmotte V., Neukom R., Goosse H., Divine D., Van Ommen T., Steig E.J., Dixon D.A., Thomas E.R., Bertler N.A.N., Isaksson E., Ekaykin A.A., Werner M., Frezzotti M. Antarctic climate variability on regional and continental scales over the last 2000 years // *Clim. Past*. – 2017. – V. 13. – P. 1609-1634.

47. Thomas E.R., Van Wessem J.M., Roberts J., Isaksson E., Schlosser E., Fudge T.J., Vallelonga P., Medley B., Lenaerts J., Bertler N., van den Broeke M., Dixon D.A., Frezzotti M., Stenni B., Curran M., Ekaykin A.A. Regional Antarctic snow accumulation over the past 1000 years // *Clim. Past*. – 2017. – V. 13. – P. 1491-1513.

48. Touzeau A., Landais A., Stenni B., Uemura R., Fukui K., Fujita S., Guilbaud S., Ekaykin A.A., Casado M., Barkan E., Luz B., Magand O., Teste G., Le Meur E., Baroni M., Savarino J., Bourgeois I., Risi C. Acquisition of isotopic composition for surface snow in East Antarctica and the links to climatic parameters // *The Cryosphere*. – 2016. – V. 10. – P. 1-16.

49. Veres A.N., Ekaykin A.A., Golobokova L.P., Khodzher T.V., Khuriganova O.I., Turkeev A.V. A record of volcanic eruptions over the past 2,200 years from Vostok firn cores, central East Antarctica // *Front. Earth Sci*. – 2023. – V. 11, № 1075739. – P. 1-12.

Екайкин Алексей Анатольевич

Формирование климатического сигнала изотопного состава
ледяных отложений Центральной Антарктиды

Подписано в печать « » _____ 2024 г. Формат 60 х 84 1/16.

Печ. л. 2. Тираж 100 экз.

Заказ №

Типография _____