Федеральное государственное бюджетное учреждение

АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

на правах рукописи

Su

Екайкин Алексей Анатольевич

Формирование климатического сигнала изотопного состава

ледяных отложений Центральной Антарктиды

Специальность 1.6.8 – «Гляциология и криология Земли»

Диссертация на соискание ученой степени

доктора географических наук

Научный консультант:

доктор географических наук, академик РАН

Котляков Владимир Михайлович

Санкт-Петербург – 2024

Содержание

Введение
Цель работы 12
Задачи12
Положения, выносимые на защиту 13
Научная новизна работы14
Теоретическая и практическая значимость 15
Личный вклад автора16
Апробация работы и публикации16
Структура и объем диссертации17
Благодарности 18
Глава 1. Постановка проблемы 20
Глава 1. Постановка проблемы 20 1.1 Становление изотопно-температурного метода исследования
Глава 1. Постановка проблемы20 1.1 Становление изотопно-температурного метода исследования ледяных кернов как основного источника информации о климате позднего
Глава 1. Постановка проблемы

1.2.4 Прочие факторы, влияющие на изотопный состав снежно-
фирново-ледяной толщи
1.3 Выводы к главе 1 36
Глава 2. Теоретические представления о формировании изотопного
состава атмосферных осадков в Центральной Антарктиде
2.1 Изменение изотопного состава атмосферной влаги в ходе
глобального гидрологического цикла
2.1.1 Основные понятия и определения
2.1.2 Изотопный состав водяного пара в источнике влаги
2.1.3 Изотопный состав осадков 47
2.1.4 Кинетические процессы при формировании твёрдых осадков
2.2 Изотопный состав осадков в простых моделях «рэлеевской
дистилляции»
2.2.1 Усовершенствованная модель формирования изотопного
состава осадков в Центральной Антарктиде, включающая геохимический цикл
кислорода 17 55
2.2.2 Параметры изотопной модели, описывающие условия в
источнике влаги
2.2.3 Параметры траектории 60
2.2.4 Параметры фракционирования при образовании жидких,
смешанных и твёрдых осадков
2.2.5 Изотопный состав водяного пара в источнике влаги 64
2.2.6 Изотопный состав поверхностного снега в районе Земли
Принцессы Елизаветы (Восточная Антарктида) 67

2.2.7 Изотопно-температурная зависимость
2.2.8 Возможности и ограничения при использовании модели 73
2.3 Изотопное фракционирование кислорода и водорода атмосферной
влаги в моделях общей циркуляции76
2.4 Выводы к главе 2 81
Глава З. Изотопный состав осадков на станции Восток
3.1 Методика отбора образцов осадков на станции Восток 83
3.2 Методика лабораторных измерений изотопного состава
природных вод
3.3 Количество осадков и их распределение по типам 89
3.4 Годовой ход температуры и изотопного состава осадков91
3.4.1 Изотопно-температурная зависимость для разных типов
осадков
3.4.2 Изотопно-температурная зависимость для разных сезонов года и для средних годовых значений
3.4.3 Экспесс лейтерия и киспорода 17. линия метеорных вод 100
3.4.4 Реконструкция температуры конденсации и условии в источнике влаги
3.4.5 Сопоставление с результатами мониторинга изотопного состава
осадков на станциях Конкордия и Купол Фуджи 103
3.5 Выводы к главе 3 110
Глава 4. Климатический сигнал и депозиционный шум в рядах
изотопного состава снежно-фирново-ледяной толщии 112

4.1 Климатический сигнал и депозиционный шум во временных рядах снегонакопления в Центральной Антарктиде
4.1.1 Методика измерения снегонакопления на снегомерном
полигоне станции Восток 117
4.1.2 Независимость значений накопления снега на соседних вехах
полигона
4.1.3 Пространственный разброс значений прироста снега и
плотности
4.1.4 Стандартная ошибка среднего значения прироста как функция
количества вех и периода наолюдения 127
4.1.5 Сезонная изменчивость прироста высоты снежной толщи и
плотности снега
4.1.6 Соотношение сигнала и шума в рядах снегонакопления 132
4.1.7 Ложный сигнал во временных рядах снегонакопления 132
4.2 Климатический сигнал и депозиционный шум во временных рядах
изотопного состава снега в Центральной Антарктиде 137
4.2.1 Методика изучения депозиционного шума в рядах изотопного
состава снега
4.2.2 Пространственная изменчивость изотопного состава
поверхностного слоя снега138
4.2.3 Сигнал и шум во временных рядах изотопного состава 141
4.2.4 Неклиматические рельефообусловленные колебания в рядах
изотопного состава
4.3 Сопоставление с другими районами Центральной Антарктиды 146

4.4 Значение полученных результатов для интерпретации изотопных
данных по глубоким ледяным кернам149
4.5 Выводы к главе 4 150
Глава 5. Постдепозиционные изменения изотопного состава
снежной толщи 152
5.1 Изменение изотопного состава верхней части снежной толщи в результате массо-обмена с водяным паром атмосферы
5.1.1 Мониторинг изотопного состава поверхностного слоя снежной толщи
5.1.2 Измерение влажности и изотопного состава водяного пара
приземного воздуха в раионе ст. восток 156
5.1.3 Эволюция изотопного состава поверхностного слоя снежной толщи в течение годового цикла
5.1.4 Влажность приземного слоя воздуха и изотопный состав водяного пара
5.2 Эволюция вертикального профиля изотопного состава снега 163
5.3 Сопоставление изотопного состава атмосферных осадков и снежной толщи
5.4 Постдепозиционные изменения изотопного состава снега в ходе лабораторных экспериментов
5.5 Эксперимент по экспонированию снежных образцов 185
5.6 Изотопная диффузия в снежно-фирновой толще 189
5.7 Сравнение с результатами, полученными в других районах Центральной Антарктиды и Гренландии
5./.1 Антарктида 193

5.7.2 Гренландия 196
5.8 Значение полученных результатов для интерпретации изотопных
данных по глубоким ледяным кернам 201
5.9 Выводы к главе 6 205
Глава 6. Прочие факторы, влияющие на формирование изотопного
состава льда 208
6.1 Сезонность и прерывистость осадков 208
6.2 Источник влаги 213
6.3 Стратосферная влага 214
6.4 Соотношение между температурой конденсации и приземной
температурой воздуха
6.5 Влияние динамики ледника 219
6.6 Выводы к главе 6 226
6.6 Выводы к главе 6 226 Глава 7. Методика построения изотопно-температурной
6.6 Выводы к главе 6

7.6 Обсуждение результатов, представленных в Главе 7 241
7.7 Выводы к главе 7 248
Глава 8. Реконструкция климата позднего плейстоцена по данным
изотопно-температурного метода
8.1 Климатический архив плейстоцена в ледяных отложениях Антарктиды и Гренландии
8.2 Климат голоцена и других межледниковий по данным ледяных
кернов
8.2.1 Климат голоцена 256
8.2.2 Предыдущее межледниковье
8.2.3 Одиннадцатая морская изотопная стадия (МИС 11) 258
8.3 Климат Центральной Антарктиды на протяжении последних 2000
лет
8.4 Выводы к главе 8 266
Глава 9. Пробелы в знаниях и дальнейшие направления
исследований 268
Заключение 277
Основные выводы 278
Глоссарий 282
Список сокращений 287
Список литературы 289
Приложения 332

«Сначала скажут, что всё это неправильно, а потом – что всё это давно известно» С.С. Лаппо

Введение

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 10⁵ лет (и, в перспективе, до первых миллионов 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 что особенно актуально в контексте современных глобальных И климатических изменений – образцы атмосферного льда являются единственным прямым источником данных о газовом составе атмосферы в прошлом. В этом смысле ледяные керны по праву носят звание «рога изобилия» палеогеографической информации (Stauffer, 1999). К недостаткам метода отнести неравномерное распространение объектов можно исследования на Земле: ледяные щиты существуют только в полярных областях, а горные ледники в основном приурочены к наиболее высоким горным массивам Евразии и обеих Америк, тогда как Австралия и Африка полностью или практически полностью лишены современного оледенения (Михаленко, 2004).

Среди многочисленных геохимических анализов, которым подвергаются образцы льда, на первом месте стоит изотопный анализ воды –

измерение концентрации тяжелых изотопов водорода и кислорода – поскольку именно OH позволяет реконструировать температуру, при которой формировались осадки, образовавшие этот лёд (Dansgaard, 1964). Эта методика успешно применяется на протяжении последних шести десятилетий (Dansgaard et al., 1969) и, как считается, позволяет надежно реконструировать температуру воздуха в далеком или недавнем прошлом (Markle and Steig, 2022). 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.

Условия, при которых протекает формирование характеристик ледяных отложений, сильно различаются в разных климатических зонах. В данной работе мы ограничиваемся рассмотрением формирования климатического сигнала изотопного состава льда в Центральной Антарктиде (рис. 1.1), относящейся к снежной (рекристаллизационной) зоне льдообразования (Войтковский, 1999), для которой характерны крайне низкие температуры воздуха (даже летом не достигающие 0 °C) и очень низкая (не более 100 мм в.э. (водного эквивалента) в год) скорость снегонакопления (Аверьянов, 1990).



Рис. 1.1. Карта Антарктиды с указанием географических объектов, упомянутых в данной работе. Красными кружками показано положение полярных станций, сезонных научных баз и/или пунктов глубокого бурения льда, их названия даны чёрным цветом. Сиреневым цветом подписаны географические объекты, которые в ряде случаев (Купол Талос, Купол Лоу, Купол Фуджи) совпадают с названиями пунктов бурения и/или станций. Станции Конкордия и Куньлунь находятся, соответственно, в районе Купола С и Купола А. WD = WAID Divide (Ледораздел Западно-антарктического ледяного щита), ABN = Aurora Basin North (пункт бурения, расположенный в северной части подлёдного бассейна Аврора). В районе станции Конен и Купола С были выполнены проекты бурения, соответственно, EDML и EDC.

Цель 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.

Задачи

Для достижения поставленной цели потребовалось решить 9 задач:

- 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.
- Выполнить настройку этой модели по данным об изотопном составе
 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.
- 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.
- Выявить оптимальную стратегию калибровки изотопного сигнала во временных рядах изотопного состава снежно-фирново-ледяной толщи в Центральной Антарктиде с целью извлечения палеоклиматической (палеотемпературной) информации.
- Сопоставить палеоклиматические реконструкции по фирновым и ледяным кернам с помощью изотопно-температурного метода в Центральной Антарктиде с данными независимых палеотемпературных реконструкций.

Положения, выносимые на защиту

- Усовершенствована «простая» модель изотопного состава атмосферных осадков, включающая геохимические циклы дейтерия, кислорода 18 и кислорода 17, и снабженная модулем решения обратной задачи.
- 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 ~10² лет, а при увеличении количества кернов оно снижается до минимально возможного значения порядка 10¹ 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 снежнофирновой 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 В температуры конденсации ходе современного потепления нивелирует изменение изотопного состава (δD либо δ¹⁸O) осадков в Центральной Антарктиде, что объясняет отсутствие тренда во временных рядах изотопного состава кернов. Надежная реконструкция температурной Центральной изменчивости В Антарктиде должна учитывать изменения условий в источнике влаги с помощью данных об изотопных параметрах второго порядка («эксцесса дейтерия» и «эксцесса кислорода 17»).

Научная новизна работы

В работе впервые сделан комплексный и полный обзор всех процессов, формирующих климатический сигнал изотопного состава снежно-фирноволедяной 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 (δ^{18} O, δ D) 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).

Теоретическая 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 2025 году. Модель должен начаться В ИЗОТОПНОГО состава, усовершенствованная соискателем, выложена в свободном доступе на сайте ЛИКОС ААНИИ (www.cerl-aari.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.), IGS (Международного на симпозиумах 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. Инчеон, 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 объем 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 изотопнотемпературной калибровочной функции. В Главе 8 даны примеры использования изотопного метода для палеотемпературных реконструкций по данным ледяных кернов в масштабе времени от 10² до 10⁵ лет. Глава 9 посвящена пробелам 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.

Благодарности

Автор выражает благодарность своим коллегам из Арктического и антарктического НИИ, и в особенности коллективу Лаборатории изменений климата и окружающей среды (Отдел географии полярных стран), возглавляемой Владимиром Яковлевичем Липенковым, за долгие годы плодотворного сотрудничества в комфортной и дружной атмосфере.

Автор признателен научному консультанту Владимиру Михайловичу Котлякову, а также Ольге Николаевне Соломиной, Владимиру Николаевичу Михаленко, Стасу Сергеевичу Кутузову, Ивану Ивановичу Лаврентьеву, Павлу Алексеевичу Торопову, Андрею Федоровичу Глазовскому и многим другим коллегам и друзьям из Института географии РАН за мотивирующие дискуссии, советы, критику и неизменно благожелательное отношение.

Автор выражает благодарность рецензентам, внимательно прочитавшим работу и высказавшим ряд важных замечаний, позволивших существенно её улучшить: к.г.н. Ю.Н. Чижовой, Е.Ю. Павловой, д.г.н. В.Н. Михаленко, к.г.н. А.Ф. Глазовскому и д.г.н. С.Р. Веркуличу.

Автор благодарен своим соавторам и коллегам А.Н. Саламатину (Казанский университет), Т.В. Ходжер и Л.П. Голобоковой (Лимнологический институт г. Иркутск), С.А. Сократову (Московский университет), И.Г. Москаленко, И.В. Токареву и К.В. Чистякову (Санкт-Петербургский университет), С.В. Попову (Полярная морская геологоразведочная экспедиция), Т.С. Папиной (Институт водных и экологических проблем СО РАН), Е. Бровкову и Д. Федорову (Аэрогеодезия), Ж.Р. Пёти, Д. Рейно, Э. Лефевру, К. Жантону (Гляциологическая лаборатория, г. Гренобль), В. Массон-Дельмотт, А. Ландэ, О. Каттани, С. Фалур, Ф. Вимё, М. Стивенарду, Ф. Прие и Ж. Жузелю (Лаборатория наук о климате и окружающей среде, г. Сакле), У. Дансгору, С. Йонсену, Б. Винтеру, А. Свенсону, Джей Пи Стефенсону и Д. Дол-Йенсен (Институт Нильса Бора, Университет Копенгагена), Дж. Окуяме, С. Сигуяме, А. Миямото, М. Икеде, М. Кикута и Т. Хондо (Институт низких температур, Университет Хоккайдо, г. Саппоро), А. Рихтеру и М. Шайнерту (Технологический университет г. Дрезден), Т. Лаппле (Институт Альфреда Вегенера), Х.-К. Стин-Ларсену (Университет Бергена), Е. Баркану (Еврейский университет, г. Иерусалим) за ценные дискуссии и идеи, а также за помощь в лабораторных измерениях, лабораторных экспериментах и полевых работах.

Эта работа была бы невозможна без всемерного содействия со стороны Российской антарктической экспедиции, возглавляемой В.В. Лукиным, а затем А.В. Клепиковым и П.И. Луневым. Во время всех своих экспедиций соискатель неизменно находил помощь и поддержку от всех участников РАЭ – научного и технического персонала, походников, механиков-водителей, сотрудников ДЭС, метеорологов, врачей и поваров.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 02-05-22003, 05-05-66803, 10-05-93106, 13-05-00607, 14-05-93106, 17-05-01168) и Российского научного фонда (грант 21-17-00246).

Автор признателен А.Н. Верес за помощь в подготовке рисунков, а также А.В. Козачек, Н.А. Тебеньковой и А.Н. Верес за предоставление полевых фотоматериалов.

Глава 1. Постановка проблемы

1.1 Становление изотопно-температурного метода исследования ледяных кернов как основного источника информации о климате позднего плейстоцена и голоцена

Символической датой рождения изотопно-температурного метода в палеоклиматологии¹ можно считать 21-23 июня 1952 г., когда молодой датский исследователь Вилли Дансгор собирал образцы дождевой воды во время прохождения холодного фронта над Копенгагеном (Dansgaard, 2005). Измерив концентрацию тяжелого изотопа кислорода, ¹⁸О (δ^{18} О)², в этих образцах, он обнаружил тесную корреляцию между изотопным составом осадков и температурой воздуха (Dansgaard, 1953). В дальнейшем пробы осадков и поверхностного снега, собранные в разных районах планеты от центральной Гренландии и Антарктиды, подтвердили тропиков ДО фундаментальный глобальный характер зависимости между этими двумя параметрами (рис. 1.2): средний годовой изотопный состав осадков (концентрация кислорода 18) связан со средней годовой приземной температурой воздуха простой линейной зависимостью с коэффициентом регрессии, равным 0,69 ‰/°С (Dansgaard, 1964).

В те же годы возникла идея использовать эту зависимость для реконструкции температуры воздуха в далеком прошлом. Один из первых опытов был выполнен на образцах льда, собранных на айсбергах, плавающих вокруг Гренландии. Результаты, опубликованные в небольшой заметке в журнале Nature (Dansgaard et al., 1960), показали, что даже в относительно

¹ Здесь и далее под изотопно-температурным методом мы подразумеваем метод реконструкции температуры по данным об изотопном составе (концентрации тяжелых изотопов кислорода и водорода) ледяных отложений. Существует также целый ряд других изотопно-температурных методов – таких как измерение изотопного состава кислорода в морских донных осадках, измерение изотопного состава азота в пузырьках воздуха, извлеченного изо льда полярных ледяных щитов и т.д.

² Все понятия и определения, связанные с изотопным составом кислорода и водорода, раскрываются в Главе 2.

древних (возрастом несколько сотен лет) слоях льда сохраняется сезонный сигнал изотопного состава (различие между изотопным составом зимних и летних слоёв), а значит, этот лёд можно использовать для палеоклиматических исследований. Более того, датирование льда по концентрации ¹⁴C в содержащейся в нём органике показало, что чем древнее лёд – тем ниже концентрация в нём кислорода 18. Более древний лёд образовался дальше от берега, где высота поверхности ледника выше, а температура воздуха ниже – т.е., эти результаты подтверждали, что изотопный состав ледяных отложений несёт в себе информацию о температуре воздуха.



Рис. 1.2 – Зависимость изотопного состава осадков от средней годовой температуры приземного воздуха (по Dansgaard, 1964).

В 1959-1960 гг. были получены первые изотопные профили из неглубоких фирновых кернов, добытых в результате бурения в центральной Гренландии в рамках проекта EGIG (Dansgaard, 2005), а в 1967 г. Дансгор получил доступ к образцам ледяного керна из первой в мире глубокой ледяной скважины в пункте Кэмп-сенчури в северо-западной Гренландии. Измерение изотопного состава этих образцов показало резкое уменьшение δ¹⁸O на глубине около 1100 м, что означало, что нижележащие слои льда были сформированы во время последнего ледникового периода (Dansgaard et al., 1969), см. рис. 1.3.

Интересно отметить, что в те годы палетемпературные реконструкции представлялись в относительной шкале (выше концентрация тяжелых изотопов – теплее, ниже концентрация – холоднее, см. рис. 1.3), без привязки к конкретным значениям температуры (хотя и были оценки температурного сдвига между оледенением и межледниковьем, см. Lorius et al., 1979). Температурная шкала на палеоклиматических реконструкциях по данным ледяных кернов появилась существенно позже (в середине 1980-х гг.), что потребовало надежной изотопно-температурной калибровки и разработки теории формирования изотопного состава осадков, которая начала закладываться в начале 1960-х годов (Dansgaard, 1964; Craig and Gordon, 1965) - см. Главу 2 настоящей работы.

В Антарктиде первый длинный (75 тысяч лет) изотопный климатический ряд был получен по керну, добытому в результате бурения скважины на американской станции Бэрд (здесь и далее – упомянутые в работе антарктические географические объекты и станции показаны на рис. 1.1), которое было завершено в феврале 1968 года на глубине 2164 м (Epstein et al., 1970).



Рис. 1.3 – концентрация кислорода 18 при переходе от максимума оледенения к голоцену по керну скважины Кэмп-Сенчури. Рисунок из статьи В. Дансгора с соавторами (1969).

В 1970-м году гляцио-буровым отрядом во главе с Н.И. Барковым было начато глубокое бурение на станции Восток (Котляков, 2012), а в 1975 г. были опубликованы первые результаты измерения изотопного состава льда до глубины 500 м (Барков и др., 1975). История бурения глубоких скважин на Востоке сама по себе может быть предметом отдельного исследования (Vasiliev et al., 2007); в 1999 году её результатом стала публикация первого климатического ряда, охватывающего последние 400 тысяч лет (Petit et al., 1999), и этой публикации было суждено стать одной из наиболее цитируемых в области наук о Земле (более 8240 цитирований по данным scholar google на май 2024 г.). В феврале 2012 года бурение пятой глубокой скважины на станции Восток завершилось первым достижением водной поверхности одноименного подледникового озера (Васильев и др., 2012).

Одна из первых попыток количественной реконструкции температуры по данным изотопного состава льда была выполнена по изотопному профилю из кернов, полученных на Южном полюсе (Jouzel et al., 1983) и на Куполе Лоу (Morgan, 1985). Изотопно-температурная калибровка была выполнена сопоставлением верхней части изотопного профиля с рядами средней годовой температуры воздуха на ближайших антарктических метеостанциях.

Температурная шкала на изотопном профиле керна станции Восток впервые появилась в 1987 году в работе Ж. Жузеля с соавторами (1987а), для чего была использована современная географическая (пространственная) зависимость между изотопным составом поверхностной толщи снега и средней годовой температурой воздуха вдоль меридионального профиля между побережьем Антарктиды и Куполом С (Lorius and Merlivat, 1977), качестве аппроксимации средней годовой причем В температуры использовалась температура фирна, измеренная на глубине затухания сезонных колебаний (10 м). Этот подход, основанный на современной пространственной изотопно-температурной зависимости, использовался (с небольшими поправками) для интерпретации изотопных данных по ледяным кернам на протяжении десятилетий. В частности, именно таким образом была выполнена интерпретация изотопных данных по керну станции Восток в работе Ж.Р. Пети с соавторами (1999), но с учетом поправки на изменение изотопного состава воды Мирового океана в прошлом. Этот подход моделированием изотопно-температурного подтверждался градиента с помощью простых изотопных моделей (Jouzel and Merlivat, 1984), а также с использованием моделей общей циркуляции атмосферы (GCMs) (Joussaume et al., 1984).

В 1980-х гг. исследователи в поисках дополнительной палеоклиматической информации приступили к совместному анализу обоих

изотопных параметров (концентрации дейтерия и кислорода 18) и вторичного параметра «эксцесс дейтерия» (dxs = $\delta D - 8*\delta^{18}O$). Этот параметр был введен В. Дансгором (1964) как показатель кинетического фракционирования при испарении воды (см. подробнее Главу 2), и в этом качестве он был использован Ж. Жузелем с соавторами (1982) для реконструкции влажности воздуха в источнике влаги за последние 32 тыс. лет по данным керна из скважины, пробуренной на Куполе С.

В 1980-х же годах измерение концентрации кислорода 18 в сингенетических повторно-жильных льдах Сибири стало использоваться для реконструкции температуры зимнего периода в позднем плейстоцене и голоцене (Васильчук, 1989; Васильчук и Трофимов, 1984; Vasil'chuk, 1991).

Еще в конце 1970-х годов подразумевалось, что изотопный состав кернов содержит исключительно климатический сигнал, и все колебания, наблюдаемые в вертикальных профилях изотопного состава снега или льда, могут быть интерпретированы с точки зрения прошлых изменений температуры (Dansgaard et al., 1977). Однако же в дальнейшем, по мере развития изотопного метода и накопления данных, стали появляться свидетельства возможных погрешностей и ограничений, присущих изотопного температурному методу, обзору которых посвящен следующий раздел.

1.2 Основные погрешности и ограничения изотопнотемпературного метода исследования ледяных кернов

Развитие любого естественно-научного метода проходит несколько этапов, на первом из которых метод с энтузиазмом применяется ко всем подходящим для этого природным объектом, а на втором этапе накапливаются свидетельства несоответствия полученных с помощью метода результатов другим натурным данным, и таким образом постепенно выявляются погрешности метода и границы его применения. Для изотопно-

температурного метода второй этап начинается примерно в середине 1980-х гг.

1.2.1 Шум в изотопных рядах

В 1985 г. канадский гляциолог Д.А. Фишер опубликовал работу, в которой сопоставлялись изотопные ряды, полученные по кернам из близко расположенных скважин, пробуренных в ледниках Канадской Арктики и Гренландии (Fisher et al., 1985). Он обратил внимание, что изотопные профили в одном и том же пункте не повторяют друг друга в точности, даже если расстояние между точками бурения составляет 100 м, т.е. климатическая изменчивость в них априори одинакова. Это означает, что в изотопных рядах присутствует шум, который образуется за счет неравномерного отложения твердых осадков на снежной поверхности вследствие взаимодействия метелевого переноса с формами микрорельефа. Фишер посчитал отношение климатического сигнала к этому шуму (который OH назвал «стратиграфическим»), SNR (signal-to-noise ratio)³, и выяснил, что SNR тем выше, чем выше средняя скорость снегонакопления (SMB, surface mass balance) в данном районе. В изученных им пунктах SMB варьировала от 140 до 520 мм в.э. в год, a SNR от 1,1 до 2,7 (Fisher et al., 1985). Очевидно, что в Центральной Антарктиде, где SMB < 100 мм в.э./год, отношение сигнала к шуму должно быть существенно меньше 1.

К тому времени было уже понятно, что отложение снега в Антарктиде также происходит неравномерно, причем не только в пространственном масштабе, характерном для микрорельефа (порядка первых метров), но и в масштабе сотен метров и километров (Black and Budd, 1964; Gow and Rowland, 1965; Whillans, 1975). В районе Южного полюса (станция Амундсен-Скотт) два ряда снегонакопления, охватывающие последние 900 лет и полученные из кернов скважин, пробуренных на расстоянии 370 м друг от друга, обнаружили

³ Список сокращений можно найти в конце работы на с. 288.

низкую корреляцию друг с другом, что говорит о высоком уровне стратиграфического шума (Van der Veen et al., 1999). Этот вывод подтверждался топографической съемкой снежной поверхности и изучением пространственной изменчивости SMB вокруг станции. Однако же, сглаживания с периодом 5 лет оказалось достаточно, чтобы надежно выделить климатический сигнал в изучаемых рядах (Van der Veen et al., 1999).

Аналогичный результат был получен при исследовании многочисленных кернов в районе Земли Королевы Мод (Oerter et al., 2000). В работе Karlöf et al. (2006) было показано, что и во временных рядах изотопного состава стратиграфический шум доминирует над климатическим сигналом, и для надежного изучения климатической изменчивости этого параметра необходимо либо построение сводного ряда по достаточно большому количеству кернов, либо/и фильтрация ряда с достаточно большим окном сглаживания.

На станции Восток изучение пространственно-временной изменчивости SMB на снегомерном полигоне показало, что межгодовые вариации накопления снега в отдельно взятой точке как минимум на 90 % определяются шумом и лишь менее чем на 10 % - климатическим сигналом (Барков и Липенков, 1978; Екайкин и др., 1998). Было также показано, что – как и в других районах Антарктиды – стратиграфический шум проявляется и во временных рядах изотопного состава снега (Ekaykin et al., 2002). Более того, этот шум представляет собой не только случайные колебания значений изотопного состава, а и квазипериодические волны, формирующиеся за счет дрейфа неких форм рельефа («мезодюн»), горизонтальные размеры которых (порядка 200-400 м) существенно превышают размеры форм микрорельефа.

Таким образом, в результате этих исследований было показано, что отдельно взятый ряд изотопного состава льда, полученный по снежному шурфу или фирновому/ледяному керну, содержит большое количество шума

и в общем случае может быть нерепрезентативен для изучения климатической изменчивости с высоким временным разрешением.

В некоторых случаях ветровая активность приводит не просто к перераспределению снега (т.е. к формированию шума), а и к существенному искажению климатического сигнала. Это может происходить на относительно небольших ледниках (или на краях ледяных щитов), где ветер сдувает часть твёрдых осадков вниз по склону, причем этот процесс может иметь разную интенсивность в разное время года (Fisher et al., 1983).

1.2.2 Расхождение между температурными реконструкциями, полученными с помощью разных методов

В 1980-х годах начала развиваться независимая методика реконструкции изменчивости температуры поверхности ледника в прошлом, основанная на точном измерении температуры льда в скважине (Budd and Young, 1983; Dahl-Jensen and Johnsen, 1986; Ritz et al., 1989). Суть метода заключается в том, что прошлые аномалии температуры (например, отрицательная аномалия, связанная с максимумом последнего оледенения, МПО) еще не полностью затухли в теле ледника и могут быть обнаружены на определенной глубине в виде небольших отклонений реального температурного профиля ОТ расчетного стационарного профиля, который наблюдался бы в случае Для реконструкции неизменного климата. прошлых температур ПО температурному профилю в скважине используются модели переноса тепла в леднике, а в качестве климатического сигнала – временные ряды изотопного состава льда, причем модель подбирает изотопно-температурный градиент таким образом, чтобы получить наблюдаемую аномалию температуры в скважине. Применение этой методики для анализа температуры льда в американской скважине GISP2 в пункте Саммит (вершина ледяного купола в Гренландии) показало, что традиционная интерпретация изотопного профиля, основанная на современном пространственном изотопно-температурном градиенте, недооценивает понижение температуры во время МПО примерно

вдвое (Cuffey et al., 1995). К аналогичным выводам одновременно и независимо пришла команда датских ученых в результате измерения температуры в расположенной неподалеку скважине GRIP (Johnsen et al., 1995). Это было одним из первых свидетельств того, что современная географическая изотопно-температурная зависимость не может априори применяться в качестве суррогата соответствующей временной зависимости, по крайней мере при изучении таких мощных и глобальных климатических подвижек, как переход от ледниковой эпохи к голоцену. В случае Гренландии, недооценка похолодания во время МПО объяснялась за счет изменения источника влаги (Charles et al., 1994) и/или за счет изменения внутригодового количества осадков (Steig et al., 1994; Charles et al., 1995; Werner et al., 2000). Механизм действия второго фактора достаточно простой: представим, что сезонный ход осадков изменился таким образом, что доля летних осадков в годовой сумме стала больше. В этом случае средний годовой изотопный состав отложенного снега станет тяжелее, даже если средняя годовая температура воздуха существенно не изменилась. Еще одним важным фактором, влияющим на изотопный состав водяного пара в источнике влаги, является площадь морского льда: чем она выше, тем меньше вклад высокоширотных холодных участков Мирового океана в общее количество влаги (Noone and Simmonds, 2002).

Аналогичные исследования температурного профиля в скважине на станции Восток показали, что расхождение результатов температурных реконструкций по двум методам не превышает 30 % (Salamatin et al., 1998).

Еще одним независимым источником данных об изменении температуры поверхности ледника является изотопный состав азота и аргона в воздушных включениях в ледяном керне (Severinghaus et al., 2001). Суть метода заключается в том, что при резких изменениях температуры поверхности ледника в его верхней части создаётся температурный градиент, который приводит к изотопному фракционированию газов в фирновой толще, что отражается в изотопном составе этих газов в момент замыкания пор. Использование этого метода в центральной Гренландии (напр., Kobashi et al., 2008), в целом подтвердило результаты реконструкций по скважинной термометрии.

Однако же даже если сезонность осадков и источник влаги не менялись со временем, временной коэффициент изотопно-температурной зависимости при переходе от МПО к голоцену не был бы равен современному пространственному градиенту (Boyle, 1997). Действительно, как показал еще В. Дансгор (1964), изотопный состав осадков пропорционален степени исчерпывания влаги после начала процесса конденсации (см. подробнее Главу 2). Степень исчерпывания, в свою очередь, связана с разностью температур конденсации в начале и в конце траектории. Во время глобального климатического перехода МПО-голоцен температура повышалась как в полярных широтах, так и в источнике влаги, и исчерпывание влаги было меньше, чем в случае, если бы повышение температуры происходило только в полярных широтах. Грубо говоря, изотопно-температурный метод во многом работает лишь за счёт существования «полярного усиления», при котором амплитуда климатических изменений на полюсах в 2-3 раза сильнее, чем в тропиках (Lorius et al., 1990).

Рассмотрим влияние температуры в источнике влаги чуть подробнее (рис. 1.4). Современная пространственная зависимость между изотопным составом осадков и температурой воздуха используется для реконструкции температуры по изотопному составу ледяного керна в более холодную эпоху (допустим, МПО) в прошлом. Если бы температура в источнике влаги не менялась, эта оценка была бы близка к истинной. Однако же, температура в источнике влаги тоже была ниже современной, что приводит к недооценке температуры в Центральной Антарктиде по изотопно-температурному методу (истинная температура ниже реконструированной). При этом коэффициент регресии временной зависимости между изотопным составом осадков и температурой воздуха оказывается меньше, чем современный пространственный градиент. Обращает внимание, что если бы температурный сдвиг между МПО и современностью был бы одинаков в источнике влаги и в Центральной Антарктиде, то, как следует из этой схемы, изотопный состав керна не менялся бы и реконструировать по нему температуру в прошлом было бы затруднительно (в действительности это не совсем так, поскольку коэффициенты изотопного фракционирования растут с уменьшением температуры, и пространственный градиент также не остается постоянным).



Рис. 1.4 – схема, иллюстрирующая влияние температуры в источнике влаги на реконструкцию температуры по данным ледяных кернов. *Т*_{реконстр} – температура, реконструированная по изотопному составу керна с использованием современного пространственного градиента, *T*_{ucm} – истинная температура. По Boyle, 1997, с модификациями.

Таким образом, к середине 90-х годов прошлого века накопились свидетельства того, что хотя изотопный состав керна в целом адекватно

воспроизводит климатический изотопный сигнал, амплитуда этого сигнала может отличаться от той, которую можно получить с помощью «классического» подхода к интерпретации изотопных данных, основанного на современной пространственной (географической) изотопно-температурной зависимости. Как правило, температура в прошлом, реконструированная с использованием независимых методов, оказывается ниже той, что получена по изотопно-температурной реконструкции.

1.2.3 Изменение изотопного состава после отложения снега на поверхности ледника

Еще в 1967 году американский исследователь Честер Логвей обратил внимание на затухание с глубиной амплитуды изотопного сигнала в ледяных кернах (Langway, 1967). Этот эффект, связанный с диффузией молекул воды в снежно-фирновой и ледяной толще, был впервые смоделирован датским ученым Сигфусом Йонсеном (Johnsen, 1977), который предложил и метод «деконволюции» сглаженного сигнала (т.е., реконструирование исходной была амплитуды, которая до сглаживания). Предполагалось, что диффузионные процессы лишь убирают высокочастотные колебания в вертикальном профиле снежной толщи (таким образом, частично подавляя стратиграфический шум и повышая отношение сигнала к шуму (Fisher et al., 1985)), не изменяя средний изотопный состав ледяных отложений.

Также было очевидно, что верхняя часть снежной толщи обменивается веществом с вышележащим слоем воздуха, причем в основном этот обмен сводится к сублимации снега, поскольку приземный слой воздуха, как правило, недонасыщен влагой по отношению ко льду (Аверьянов, 1990). Предполагалось, что послойная сублимация льда (в отличие от испарения воды) не меняет изотопный состав оставшегося льда (Dansgaard et al., 1973), что объясняется очень малым коэффициентом самодиффузии молекул воды в ледяной матрице (Ramseier, 1967). Однако наблюдения показывали, что это не соответствует действительности. Одно из первых свидетельств возможного изменения изотопного состава снега после его отложения было получено Эпштейном и Шарпом (1965), которые указали на обогащение снега тяжелыми изотопами за счет образования глубинного инея в окрестностях Южного полюса. Этот эффект, названный «постдепозиционным» (то есть имеющим место после отложения снега) затем неоднократно отмечался в различных регионах Антарктиды (Satake and Kawada, 1997; Watanabe et al., 1988) и других районах мира (Голубев и др., 2002; Friedman et al., 1991; Hachikubo et al., 1997; Sturm and Benson, 1997; Stichler and Schotterer, 2000; Stichler and others, 2001). Заметное изменение изотопного состава верхнего слоя снега вследствие интенсивной сублимации в районе Альп было продемонстрировано в работе (Moser and Stichler, 1974).

экспериментов, Был проведен ряд лабораторных чтобы продемонстрировать и количественно описать изменение изотопного состава снега вследствие массового обмена снега с атмосферой или внутри снежной толщи (Голубев и Сократов, 1991; Hachikubo et al., 2000; Moser and Stichler, 1974; Satow and Watanabe, 1985; Sokratov and Golubev, 2009; Sommerfeld, 1983; Sommerfeld et al., 1987, 1991). В результате было показано, что интенсивность постдепозиционных (ПД) изменений положительно связана с температурой снега и дополнительно усиливается вертикальным градиентом температуры в снеге, который вызывает градиент плотности водяного пара и тем самым усиливает массообмен. Эксперименты показали, что фазовые переходы во время процессов сублимации и ре-сублимации приводят к обогащению снежной толщи тяжелыми изотопами.

Важным шагом на пути к количественному описанию интенсивности постдепозиционных изменений изотопного состава стало моделирование этих процессов. Одна из первых моделей такого рода была создана Т. Ньюманом и Э. Уоддингтоном (2004). Модель показала, что интенсивность ПД процессов прямо пропорциональна температуре и обратно пропорциональна скорости снегонакопления (поскольку чем выше SMB, тем быстрее слой снега

погружается в снежную толщу, удаляясь из зоны активного взаимодействия с приземным слоем атмосферы). Утяжелению изотопного состава снега также способствует ветровая активность: чем выше скорость ветра, тем интенсивнее вентилируется снежная толща, причем этот процесс охватывает верхние 2 метра снега. Дальнейшее развитие этой модели (Town et al., 2008) в целом подтвердило первые результаты.

Тем не менее, исследователи еще далеки от полного понимания того, в какой степени ПД процессы искажают изначальный климатический сигнал, заложенный в изотопном составе осадков, и как интенсивность этих процессов связана с климатическими условиями в различных регионах Антарктики и других ледников планеты.

1.2.4 Прочие факторы, влияющие на изотопный состав снежнофирново-ледяной толщи

Во Введении было отмечено, что изотопный состав атмосферных осадков физически связан с температурой конденсации, которая существенно отличается от приземной температуры воздуха, являющейся искомой величиной при палеоклиматических исследованиях. Однако же, очевидно, что при климатических изменениях обе эти температуры меняются параллельно, поэтому изменение изотопного состава ледяных слоев в прошлом по сравнению с сегодняшним днём может быть в первом приближении интерпретировано как изменение приземной температуры воздуха. В случае Центральной Антарктиды положение осложняется наличием мощной приземной инверсии температуры воздуха (т.е. ростом температуры с высотой в слое толщиной несколько сот метров; выше слоя инверсии в свободной атмосфере наблюдается нормальное распределение температуры) (Аверьянов, 1990). Температура конденсации приблизительно соответствует температуре на верхней границе слоя инверсии (Jouzel and Merlivat, 1984), амплитуда колебания которой существенно меньше амплитуды колебания приземной температуры. Ж. Жузель и Л. Мерлива (1984) предложили коэффициент,

равный 0,67, для связи между амплитудой приземной температуры воздуха ΔT_g и температуры конденсации ΔT_c (т.е., $\Delta T_c = 0,67 \Delta T_g$). Прямые измерения этих параметров на станции Восток (Ekaykin, 2003), а также моделирование с использованием моделей общей циркуляции (Markle and Steig, 2022) в целом подтверждают этот вывод.

В разделе 1.2.2 было указано, что изменение сезонного хода осадков в прошлом изменяет средний изотопный состав снежных слоёв, которые образовались из этих осадков, что может привести к неверной интерпретации ряда изотопного состава, полученного по ледяным кернам. Но следует также учесть, что выпадение осадков – не непрерывный процесс, и что изотопный состав снега, фирна и льда несёт информацию о температурных условиях лишь в те дни, когда имели место снегопады (Jouzel et al., 1997). Поскольку погодные условия в дни с осадками и без таковых могут существенно различаться (Аверьянов, 1990), температура, реконструированная ПО изотопному составу ледяных кернов, может быть смещена относительно годовой температуры воздуха. Более того, средней последующие исследования показали, что бо́льшая часть годовой суммы снегонакопления (до 80 %) может откладываться в результате лишь нескольких экстремальных снегопадов, связанных с так называемыми «атмосферными реками» (Gorodetskaya et al., 2014). Подобные явления характерны прежде всего для прибрежных районов Антарктиды.

Исследования, проведенные на станции Восток (Ekaykin, 2003) показали, что порядка ³/₄ годовой суммы снегонакопления формируется за счет «ледяных игл», выпадение которых наблюдается практически ежедневно. Таким образом, в случае Востока изотопный состав снега и льда должен отражать среднюю годовую температуру воздуха, хотя роль редких экстремальных снегопадов в снегонакоплении всё еще изучена недостаточно.

Температура конденсации может изменяться не только в прямой связи с климатическими изменениями, а, например, вследствие изменения высоты

поверхности ледника (которая, в свою очередь, тоже во многом определяется климатическими условиями). При этом, если климат в целом был холоднее, то ледниковый щит в его краевых частях был толще, конденсация имела место на бо́льших высотах, и температура конденсации была ниже по сравнению с тем значением, которое имело бы место в отсутствие существенных изменений толщины ледника. Именно изменение толщины ледника ответственно за наблюдаемое различие между изотопными профилями, полученными в разных частях Гренландии (Vinther et al., 2009), и надежная реконструкция температурной истории невозможна без учета этого фактора. Такие же эффекты характерны и для прибрежных районов Антарктиды (Masson-Delmotte et al., 2011).

Что касается станции Восток, здесь изменение высоты поверхности ледника между ледниковыми периодами и межледниковьями едва ли превышали 80-100 м, если судить по общему содержанию воздуха во льду (Липенков и др., 2000), а соответствующее изменение температуры конденсации не превышало 1 °C.

1.3 Выводы к главе 1

убедительно Обзор литературы, выполненный В Главе 1, свидетельствует о том, что изотопно-температурный метод позволяет надёжно реконструировать (как минимум качественно) изменения температуры в прошлом по данным снежно-фирновых и ледяных кернов (некоторые примеры подобных реконструкций представлены в Главе 7). Вместе с тем, к началу 2000-х годов накопилось множество фактов, которые указывали на присущие погрешности И ограничения. Эти факты этому методу позволяют сформулировать ряд проблем, решению которых во многом была посвящена научная деятельность соискателя за последние 25 лет:

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.

Обсуждению этих проблем посвящены последующие главы данной работы.

37

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

В этой главе представлены основные процессы, в результате которых формируется изотопный состав атмосферных осадков в Центральной Антарктиде. Даются основы моделирования изотопного состава осадков с помощью простых моделей «рэлеевской дистилляции», а также обсуждаются результаты моделирования изотопного состава с помощью моделей общей циркуляции атмосферы. В этой главе также излагается методика лабораторных анализов изотопного состава образцов воды с помощью лазерных анализаторов изотопного состава.

2.1 Изменение изотопного состава атмосферной влаги в ходе глобального гидрологического цикла

При написании этого раздела были использованы материалы следующих работ: Екайкин, 2016 и 2024; Aron et al., 2021; Dee et al., 2023; Galewsky et al., 2016; Markle and Steig, 2022; Schoenemann and Steig, 2016; Surma et al., 2021; Xia et al., 2023.

2.1.1 Основные понятия и определения

Под «изотопным составом воды» подразумевают мольную концентрацию тяжёлых молекул ($H_2^{17}O$, $H_2^{18}O$ и $HD^{16}O$) по отношению к лёгкой молекуле $H_2^{16}O$. Символом "D" обозначается дейтерий – тяжелый стабильный изотоп водорода с массой 2 (²H). В природе встречаются и другие изотопологи (т.е. разновидности молекул, состоящие из разных изотопов) воды, такие как, например, $HD^{18}O$. Однако, такие комбинации обычно не принимаются во внимание. Действительно, поскольку распространенность атомов дейтерия и кислорода 18 в воде очень невелика, вероятность встретить комбинацию $HD^{18}O$ составляет порядка 3 × 10⁻⁷. Кроме того, молекулы воды

постоянно обмениваются между собой атомами, поэтому при возникновении молекулы, содержащей два тяжелых изотопа, в результате обмена с соседними легкими молекулами мы вскоре получим две молекулы, каждая из которых будет содержать лишь один тяжелый изотоп. Мы также не рассматриваем молекулы, содержащие радиоактивные изотопы (например, ¹H³H¹⁶O), поскольку их концентрация также очень невелика.

В природных водах концентрации $H_2^{17}O$, $H_2^{18}O$ и HD¹⁶O варьируют в пределах 365-385 ppm (ppm – "parts per million", частей на миллион), 1880-2015 ppm и 150-315 ppm, соответственно.

По ряду причин удобнее работать с изотопными концентрациями, выраженными относительно некоего стандарта:

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

В качестве основного стандарта выступает VSMOW2 (Vienna Standard Mean Ocean Water – венский стандарт средней океанической воды), изготовляемый Изотопной лабораторией при штаб-квартире МАГАТЭ в г. Вена (Австрия) и по изотопному составу близкий поверхностному слою морской воды. Отношения количества молекул HD¹⁶O, H₂¹⁷O и H₂¹⁸O к количеству молекул H₂¹⁶O в стандарте VSMOW2 составляют, соответственно, $311,52\pm0,1$ ppm (частей на миллион), $2005,2\pm0,45$ ppm и $379,9\pm0,8$ ppm (Reference, 2006).

Разные изотопологи воды обладают немного различными физическими свойствами, что и определяет изменение изотопного состава природных вод в ходе гидрологического цикла. В частности, давление насыщения водяных паров чуть ниже для тяжелых молекул – это приводит к тому, что в находящейся в равновесии системе водяной пар – вода концентрация тяжелых молекул в паре будет чуть ниже, чем в воде. Изменение концентрации тяжелых изотопов при фазовых переходах называется «изотопным

фракционированием», интенсивность которого выражается коэффициентом фракционирования *а*:

$$\alpha_{ew} = R_w / R_v, \tag{2}$$

где индекс "*ew*" означает, что речь идет о равновесной (equilibrium) системе водяной пар – вода, а R_w и R_v – концентрации тяжелых изотопов в воде и паре, соответственно. Аналогично определяется равновесный коэффициент фракционирования для системы пар – лёд (α_{es}).

Равновесные коэффициенты фракционирования являются обратной функцией температуры. Значения α_{ew} и α_{es} , определенные с помощью лабораторных экспериментов и доступные в литературе, приведены в Приложении 1. Поскольку в воде (во льду) концентрация тяжелых изотопов выше, чем в находящемся с ней (с ним) равновесии водяном паре, значения α_{ew} и α_{es} всегда больше 1.

Коэффициенты диффузии молекул воды в воздухе чуть ниже для тяжелых изотопологов, чем для лёгких. За счет этого в начальный момент испарения, когда воздух еще не насытился влагой, концентрация лёгких молекул в водяном паре немного больше, чем при равновесии между водой и паром (Merlivat and Jouzel, 1979). Это дополнительное фракционирование, связанное со скоростью диффузии молекул, называется «кинетическим фракционированием». В частности, испарение с поверхности Мирового океана как правило происходит в неравновесных условиях (относительная влажность воздуха меньше 100 %), поэтому этот процесс сопровождается кинетическим фракционированием (подробнее об этом см. следующий раздел). Значения коэффициентов диффузии даны в Приложении 1.

Помимо самих значений изотопного состава водорода (δD) и кислорода (δ¹⁸O и δ¹⁷O) в изотопной геохимии также используются параметры второго порядка. Чаще всего используется т.н. «эксцесс дейтерия», dxs. Наиболее

распространенным является линейное выражение для dxs, предложенное В. Дансгором (1964):

$$dxs = \delta D - 8 \,\delta^{18}O \tag{3}$$

При работе с данными изотопного состава антарктических и гренландских ледяных кернов также используют логарифмическое определение эксцесса дейтерия, dln (Uemura et al., 2012):

$$d\ln = [\ln(1 + \delta D/1000) - (-0.0285 (\ln(1 + \delta^{18}O/1000))^{2} + 8.47 \ln(1 + \delta^{18}O/1000))] * 1000 (B \%)$$
(4)

О преимуществах и недостатках использования dxs и dln см. в разделе 2.2.

Другим изотопным параметром второго порядка является «эксцесс кислорода 17», ¹⁷О-хs (Meijer and Li, 1998):

$${}^{17}\text{O-xs} = \left[\ln(\delta^{17}\text{O}/1000 + 1) - 0.528\ln(\delta^{18}\text{O}/1000 + 1)\right] * 10^6$$
(5)

(в per meg, миллионных долях).

Физический смысл параметров второго порядка (уравнения (3-5)) будет детально раскрыт в следующих разделах, но в первом приближении они позволяют оценить вклад кинетических процессов в формирование изотопного состава осадков.

2.1.2 Изотопный состав водяного пара в источнике влаги

Механизм формирования изотопного состава водяного пара в ходе процесса испарения с поверхности океана был впервые описан в работе Крейга и Гордона (1965). Для понимания этого процесса представим, что атмосфера над океаном состоит из нескольких слоев (рис. 2.1). Непосредственно над поверхностью воды расположен тонкий насыщенный слой, в котором водяной пар находится в состоянии массового и изотопного равновесия с водой. Изотопный состав этого пара R_s связан с изотопным составом воды R_m через

равновесный коэффициент фракционирования α_{ew} для системы «вода-пар», значение которого зависит от температуры поверхности воды T_s .



Рис. 2.1. Схема, иллюстрирующая формирование изотопного состава водяного пара атмосферы в источнике влаги.

Выше расположен тонкий диффузионный слой, в котором происходит молекулярный и турбулентный перенос влаги в расположенный еще выше перемешанный слой. Изотопный состав водяного пара R_{v0} в перемешанном слое определяется отношением потоков тяжелых и легких молекул воды через диффузионный слой, которые, в свою очередь, задаются относительной влажностью воздуха *h* в перемешанном слое и коэффициентами диффузии *D* (Merlivat and Jouzel, 1979):

$$R_{\nu 0} = R_m \frac{1}{\alpha_{ew}} \frac{1-k}{1-kh'}$$
(6)

где $k = 1 - \left(\frac{D'}{D}\right)^n$. В последнем выражении индекс «'» обозначает коэффициент диффузии для тяжелых молекул, а *n* – параметр, который связан с ветровым режимом атмосферы и определяет соотношение турбулентной и молекулярной диффузии (он варьирует от 0 для чисто турбулентного переноса до 1 для чисто молекулярной диффузии). Значения *k* для кислорода 18 в условиях, характерных для современного климата Земли, могут меняться в

пределах от 0,003 до 0,0096 (Merlivat and Jouzel, 1979; Schoenemann et al., 2016). Отношение параметров k для дейтерия и кислорода 18 обычно принимается равным 0,88 (Merlivat and Jouzel, 1979), но в действительности оно является функцией температуры и может меняться в пределах от 0,73 до 1,06 (Markle and Steig, 2022). Отношение k для кислорода 17 и кислорода 18 равно 0,518 (Barkan and Lutz, 2007). Вторая дробь в правой части уравнения (6) определяет дополнительное «кинетическое» фракционирование при испарении влаги в неравновесных условиях; при h меньше 100% она меньше 1, т.е. кинетический эффект усиливает изотопное фракционирование, и значение $R_{\nu0}$ ниже, чем было бы при равновесных условиях.

Следует отметить, что h в формуле (6) не равна относительной влажности, которая инструментально измеряется в приземном слое воздуха и доступна в метеорологических таблицах. Для расчета h следует разделить парциальное давление водяного пара в приземном слое воздуха на давление насыщения водяного пара при температуре поверхности океана. Поскольку в общем случае температура поверхности океана и приземная температура воздуха различаются, истинное значение h не равно относительной влажности приземного воздуха. Однако, для достаточно больших промежутков времени эти температуры отличаются незначительно (Markle and Steig, 2022), а, значит, и относительная влажность приземного воздуха в первом приближении может использоваться в качестве h.

Недостатком представленной схемы формирования изотопного состава водяного пара является тот факт, что она не учитывает поступление в район источника влаги водяного пара за счет адвекции, испарения осадков и брызг морской воды (Risi et al., 2010). Для учета этого фактора Salamatin et al. (2004) модифицировали расчет коэффициента k, добавив в него «циркуляционный параметр» Λ :

$$k^* = k + \Lambda (1 - k). \tag{7}$$

Значения Λ для кислорода 18 и дейтерия составляют порядка 10⁻² и 10⁻¹, и чем они выше, тем больше эффективный коэффициент фракционирования и ниже концентрация тяжелых изотопов в водяном паре. При $\Lambda > 0$, k* > k, и, таким образом, добавление «циркуляционного параметра» дополнительно понижает значения $R_{\nu 0}$.

В единицах б уравнение (6) с учетом уравнений (1) и (7) приобретает следующий вид:

$$\delta_{\nu 0} = (\delta_m + 1000) \frac{1}{\alpha_{ew}} \frac{1 - k^*}{1 - k^* h} - 1000.$$
(8)

Посмотрим, как меняется изотопный состав водяного пара в зависимости от условий в источнике влаги (рис. 2.2). Для простоты примем, что изотопный состав воды (δ_m) равен 0 ‰.

При равновесных условиях (h = 100 %) изотопный состав водяного пара определяется равновесным коэффициентом фракционирования (уравнение (8)), который, в свою очередь, зависит от температуры поверхности моря: чем ниже температура, тем выше коэффициент фракционирования (Приложение 1). Если испарение идет при +20 °C, $\delta D_{\nu 0}$ и $\delta^{18}O_{\nu 0}$ равны -76,0 и -9,70 ‰, а при $0 \circ C \delta D_{\nu 0}$ и $\delta^{18}O_{\nu 0}$ равны, соответственно, -98,6 и -11,58 ‰ (точки 1 и 2 на рис. 2.2а). Нетрудно заметить, что значения $\delta D_{\nu 0}$ приблизительно в 8 раз больше значений $\delta^{18}O_{\nu0}$, благодаря чему на диаграмме δD vs $\delta^{18}O$ точка, соответствующая изотопному составу начального водяного пара, сдвинута относительно изотопного состава морской воды вдоль линии с коэффициентом регрессии, равным 8 (рис. 2.2а). Это связано с относительно более сильным фракционированием для дейтерия, чем для кислорода 18: при +20 °С коэффициенты $\alpha_{D ew}$ и $\alpha_{180 ew}$ равны, соответственно, 1,082 и 1,0098. При равновесном испарении морской воды концентрация тяжелых изотопов в водяном паре меняется на 7,6 % для дейтерия (с 321 до 288 ppm) и лишь на 1 % для кислорода 18 (с 2005 до 1986 ppm).



Рис. 2.2 Влияние условий в источнике влаги на изотопный состав начального водяного пара R_{v0} (из работы Екайкин, 2024): а – значения δD и $\delta^{18}O$ в водяном паре; 1 и 2 – водяной пар, сформированный в изотопном равновесии с морской водой при температуре поверхности океана $T_s = +20$ °C (1) и 0 °C (2); 3 – водяной пар, сформированный при $T_s = +20$ °C и влажности h = 70% (параметр k = 0,005, $k_D/k_{180} = 0,88$, $\Lambda = 0$); 4 – то же, что 3, но для k = 0,003; 5 – то же, что 4, но для $\Lambda = 0,02$, $\Lambda_D / \Lambda_{180} = 8$ и $\Lambda_{170} / \Lambda_{180} = 0,528$; 6 – то же, что 5, но для $\Lambda_D / \Lambda_{180} = 9$; 6 - значения $\ln(\delta^{17}O/1000+1)$ и $\ln(\delta^{18}O/1000+1)$ в водяном паре; 1-5 – то же, что в рис. 2а; 6 – то же, что 5, но для $\Lambda_{170} / \Lambda_{180} = 0,55$. Пунктирными линиями обозначены линии с коэффициентом регрессии 8 (для 2а) и 0,528 (для 2б), проходящие через начало системы координат. Числа в скобках обозначают значения dxs (для рис. 2а) и ¹⁷O-xs (для рис. 2б) для точек 1-6. Ромбом показан изотопный состав воды, являвшейся источником пара во всех случаях.

Поскольку δ_{v0} на диаграмме $\delta D vs \delta^{18}O$ сдвинуто относительно δ_m вдоль линии с коэффициентом регрессии ≈ 8 , то, согласно формуле (3), значение dxs в водяном паре, находящемся в равновесии с водой, будет примерно таким же, как в морской воде, в которой dxs по определению равен 0. Действительно, в нашем примере dxs для точек 1 и 2 на рис. 2.2а равен +1,6 и -6,0 ‰.

Равновесный коэффициент фракционирования для кислорода 17 связан с коэффициентом фракционирования для кислорода 18 соотношением α_{170_ew} = $\alpha_{180_ew}^{0.529}$ (Barkan and Lutz, 2005), поэтому, согласно формуле (5) значение ¹⁷О-хѕ в водяном паре приблизительно равны значению ¹⁷О-хѕ в воде, находящейся в равновесии с этим паром (рис. 2.26); изотопный состав морской воды близок SMOW, в котором ¹⁷О-хѕ по определению равен 0 рег meg.

Добавление кинетических процессов в ходе испарения усиливает изотопное фракционирование, т.е., эффективный коэффициент фракционирования больше равновесного. При этом кинетические процессы относительно сильнее для кислорода 18, чем для дейтерия. Это приводит к тому, что $\delta_{\nu 0}$ сдвигается относительно δ_m вдоль линии с коэффициентом регрессии < 8, и значение dxs в водяном паре увеличивается относительно воды (точки 3 и 4 на рис. 2.2а). Чем ниже *h* и выше *k* (уравнение (8)), тем сильнее кинетические эффекты, и тем выше эксцесс дейтерия в водяном паре.

Значения ¹⁷О-хѕ ведут себя аналогично значениям dxs: они тем выше, чем сильнее кинетические эффекты.

Наконец, «циркуляционный параметр» Λ очень сильно влияет на значения изотопного состава водяного пара в источнике влаги. Из определения этого параметра (Salamatin et al., 2004) следует, что значения Λ положительны, т.е. водяной пар, приходящий извне в источник влаги, имеет более лёгкий изотопный состав, чем пар, формирующийся в источнике. В работе Salamatin et al., 2004 указано, что характерные значения Λ для кислорода 18 составляют порядка 0,01-0,02, и изотопный состав водяного пара крайне чувствителен к

этому параметру (рис. 2.2а). Отношения Λ_D/Λ_{180} и $\Lambda_{170}/\Lambda_{180}$ должны быть близки к, соответственно, 8 и 0,528. Влияние «циркуляционного параметра» на изотопный состав водяного пара в источнике влаги можно установить, сопоставляя реально измеренный изотопный состав пара с расчетными величинами, полученными по уравнению (8) – см. раздел 2.2.

В этом разделе раскрыт смысл изотопных параметров второго порядка (dxs и 17 O-xs): они являются индикаторами интенсивности кинетических процессов. В то же время, оба эти параметра изменяются и в ходе равновесных процессов вследствие зависимости равновесного коэффициента фракционирования от температуры. Это в большей степени касается dxs, значение которого уменьшается приблизительно на 0,4 ‰ при уменьшении температуры в источнике влаги на 1 °C. Значение ¹⁷O-xs в водяном паре приблизительно на 10 рег тед ниже, чем в воде и при этом довольно слабо зависит от температуры (около 0,1 рег тед на 1 °C). В следующем разделе будет показано, как эти параметры меняются в ходе выпадения осадков из воздушной массы.

2.1.3 Изотопный состав осадков

Теория формирования изотопного состава осадков была заложена в работе В. Дансгора (1964) и получила развитие в статье Л. Мерлива и Ж. Жузеля (1979). В 1970-е годы были накоплены данные об изотопном составе снега в Центральной Антарктиде (Lorius and Merlivat, 1977) и выяснилось, что существующие теории не способны воспроизводить изотопный состав осадков при очень низких температурах конденсации. Эта проблема была решена в работе Ж. Жузеля и Л. Мерлива (1984), в которой были учтены кинетические эффекты при образовании твердых осадков, а в статье Ф. Сье и Ж. Жузеля (1994) также добавлено изотопное фракционирование в смешанных облаках.

Вновь сформированная в источнике влаги воздушная масса начинает охлаждаться (за счет вертикального поднятия и смещения в более высокие широты) до тех пор, пока влага в ней не достигает насыщения. При дальнейшем охлаждении начинается конденсация, и конденсат удаляется из воздушной массы в виде осадков. Каждая очередная порция осадков удаляет из воздушной массы dN изотопно лёгких и dN` изотопно тяжёлых молекул (рис. 2.3). Изотопный состав осадка в каждый момент времени связан с изотопным составом водяного пара соотношением $R_p = \alpha_{ew} R_v$ (см. уравнение (2)) и, таким образом, dN` может быть определено как dN` = R_p dN. Соответственно, можно посчитать количество тяжёлых и лёгких молекул после удаления осадка (N + dN и N + dN) и изотопный состав оставшейся в воздушной массе влаги.



Рис. 2.3 Схема, иллюстрирующая процесс эволюции изотопного состава осадков в ходе рэлеевской дистилляции. См. пояснения в тексте.

Изменение концентрации тяжелых молекул в водяном паре равно (Dansgaard, 1964):

$$\frac{dR_v}{R_v} = (\alpha_{ew} - 1)\frac{dN}{N},\tag{9}$$

где α_{ew} – равновесный коэффициент фракционирования, а N – количество влаги в молях.

Интегрирование уравнения (9) позволяет рассчитать концентрацию тяжелых молекул в воздушной массе в любой точке траектории:

$$R_{\nu} = R_{\nu 0} F^{(\alpha_{ew} - 1)},\tag{10}$$

где R_{v0} – концентрация тяжелых молекул в водяном паре в начале траектории, которая рассчитывается по формулам (6) и (7), а F – доля от первоначального количества влаги, оставшаяся в воздушной массе в данной точки траектории ($F = N/N_0$). F является функцией разности температуры конденсации T_{c0} первой порции влаги и температуры конденсации в данной точке траектории T_c (Xia et al., 2023):

$$F = exp\left(\frac{17,67T_c}{T_c + 243,5} - \frac{17,67T_{c0}}{T_{c0} + 243,5}\right).$$
(11)

Формула (11) может быть выведена из формулы Магнуса, связывающей давление насыщения водяных паров с температурой (Приложение 1).

В единицах б уравнения (10) выглядят следующим образом:

$$\delta_{\nu} = (\delta_{\nu 0} + 1000) F^{(\alpha_{ew} - 1)} - 1000, \tag{12}$$

а изотопный состав осадков в любой момент времени связан с изотопным составом водяного пара:

$$\delta_p = \alpha_{ew} \left(\delta_v + 1000 \right) - 1000. \tag{13}$$

Обращает внимание, что в уравнениях 9-12 фигурирует равновесный коэффициент фракционирования. Действительно, конденсация в облаках происходит в условиях насыщения: давление водяного пара в любой момент

времени равно давлению насыщения при данной температуре, и при дальнейшем охлаждении «лишний» водяной пар переходит в жидкую фазу. Таким образом, процесс конденсации кардинально отличается от процесса испарения, которое, как было показано выше, происходит при неравновесных условиях.

Изменение всех трёх изотопных параметров (δD , $\delta^{18}O$, $\delta^{17}O$) происходит параллельно согласно уравнениям 12 и 13, различие заключается лишь в значениях равновесных коэффициентов фракционирования. Поэтому между значениями δD , $\delta^{18}O$ и $\delta^{17}O$ в осадках должна наблюдаться чёткая корреляция с коэффициентом регрессии, определяющимся соотношением между α_{D_ew} , α_{18O_ew} и α_{17O_ew} . И действительно, уже в 1961 году X. Крейг продемонстрировал чёткую линейную корреляцию между концентрацией дейтерия и кислорода 18 в природных водах (рис. 2.4).



Рис. 2.4 Соотношение между δ¹⁸О и δD в природных водах (Глобальная линия метеорных вод, или «линия Крейга»). По Craig, 1961.

Представленная на рис. 2.4 зависимость называется «глобальной линией метеорных вод». В первом приближении эта зависимость выглядит линейной с коэффициентом регрессии, равным 8. Примерно такой же коэффициент регрессии связывает воду и находящийся с ней в равновесии водяной пар (см. предыдущий раздел), что объясняется соотношением равновесных коэффициентов фракционирования для дейтерия и кислорода 18.

Действительно, как следует из уравнения (9), отношение скоростей вымывания тяжелых изотопов (дейтерия и кислорода 18) осадками равно $\frac{\alpha_{D_ew}-1}{\alpha_{180_ew}-1}$, которое приблизительно равно 8, т.е. при понижении δ^{18} О в осадках на 1 ‰ δD снижается примерно на 8 ‰. При этом, согласно уравнению (3), dxs осадков не меняется и остается примерно таким же, каков он был в водяном паре, сформировавшимся в источнике влаги.

Таким образом, мы подошли к формулировке свойств «эксцесса дейтерия» в том виде, в каком они трактовались на раннем этапе становления изотопно-температурного метода: значение dxs формируется во время испарения водяного пара в источнике влаги под действием кинетических дальнейшем не процессов И В меняется BO время равновесного фракционирования в ходе осадкообразования. «Эксцесс дейтерия» В образом, ископаемых осадках. таким может использоваться ДЛЯ реконструкции условий в источнике влаги в далеком прошлом; именно таким образом данные dxs интерпретировались еще в первой половине 1980-х годов (Jouzel et al., 1982). В первом приближении такой подход оправдан и сейчас, но лишь в том случае, когда речь идет о жидких осадках. В условиях низких температур конденсации при формировании твердых осадков (как в Центральной Антарктиде) такая интерпретация dxs будет ошибочной, что связано с несколькими факторами:

Во-первых, отношение $\frac{\alpha_{D_ew}-1}{\alpha_{180_ew}-1}$ растет с понижением температуры конденсации, достигая 10,4 при температуре -50 °С (Приложение 1).

Во-вторых, даже если бы это отношение оставалось строго равным 8, коэффициент регрессии между δ^{18} О и δ D всё равно не оставался бы неизменным: действительно, согласно уравнению (12) он пропорционален отношению $\frac{F^{(\alpha_{D},ew^{-1})-1}}{F^{(\alpha_{180}ew^{-1})-1}}$. С понижением *F* коэффициент регрессии понижается (что сопровождается ростом значений dxs), сначала плавно, а при *F* < 0,2 более интенсивно. То есть даже для равновесного процесса значения dxs не оставались бы всегда одинаковыми в процессе осадкообразования, они неизбежно росли бы по мере исчерпания влаги в воздушной массе при снижении температуры конденсации.

В-третьих, при образовании смешанных и твёрдых осадков имеют место кинетические процессы, сопровождающиеся изменением dxs (см. следующий раздел).

Всё сказанное справедливо и для ¹⁷О-хs за исключением того, что соотношение между равновесными коэффициентами фракционирования для кислорода 17 и кислорода 18 всегда остается постоянным ($\alpha_{17O_{ew}} = \alpha_{18O_{ew}}^{0.529}$). Но даже несмотря на это, при понижении *F* значения ¹⁷О-хs растут, и кинетические процессы в ходе образования твердых осадков также влияют на этот параметр (см. следующий раздел).

Из материалов этого раздела становится ясным, почему именно такие коэффициенты используются для расчета параметров dxs, dln и ¹⁷O-xs (уравнения (3-5)): это не что иное, как коэффициенты глобальных зависимостей между δD , $\delta^{18}O$ и $\delta^{17}O$ (рис. 2.4; Craig, 1961; Landais et al., 2009).

2.1.4 Кинетические процессы при формировании твёрдых осадков

Расчёты изотопного состава осадков для Центральной Антарктиды, выполненные по уравнениям (12) и (13), показывали слишком низкие значения δ^{18} O (< -60 ‰) и слишком высокие (> +50 ‰) значения dxs (Jouzel and Merlivat, 1984) по сравнению с тем, что наблюдалось в реальности (-60 … -50 ‰ для δ^{18} О и +10 ... +20 ‰ для dxs, Lorius and Merlivat, 1977). Было очевидно, что модель не учитывает какой-то важный фактор. К тому времени было хорошо известно, что для роста кристаллов в ледяных облаках требуется перенасыщение воздуха влагой по отношению ко льду (см., например, Шишкин, 1964), а фазовые переходы в неравновесных условиях предполагают наличие кинетических изотопных процессов. Такой процесс для образования твёрдых осадков в ледяных облаках был описан в работе Ж. Жузеля и Л. Мерлива (1984). Согласно их подходу, кинетический коэффициент фракционирования α_k определяется степенью перенасыщения водяного пара надо льдом S_i (Jouzel and Merlivat, 1984):

$$\alpha_k = \frac{S_i}{1 + \alpha_{es}(S_i - 1)\frac{D}{D'}},\tag{14}$$

где α_{es} – равновесный коэффициент фракционирования в системе пар – лёд. S_i при этом задаётся линейной зависимостью от температуры конденсации:

$$S_i = 1 - b T_c.$$
 (15)

Эффективный коэффициент фракционирования α_{ef_s} вычисляется как $\alpha_{es} \alpha_k$ и подставляется в формулы (12) и (13) вместо равновесного коэффициента фракционирования. Уравнение (14) предполагает, что рост кристаллов льда происходит исключительно за счёт молекулярной диффузии, хотя есть свидетельство того, что в этом процессе также участвует и турбулентный перенос (Uemura et al., 2005).

Коэффициент $\alpha_k < 1$, поэтому чем сильнее кинетические процессы в ледяных облаках, тем меньше эффективный коэффициент фракционирования α_{ef_s} . В этом основное отличие кинетических процессов при образовании твердых осадков от кинетических процессов при испарении влаги, при которых (как отмечено в разделе 2.1.2) кинетический эффект увеличивает итоговый коэффициент фракционирования. В обоих случаях суть процесса

сводится к тому, что коэффициенты диффузии у тяжелых молекул чуть меньше, что затрудняет их перенос от поверхности моря в атмосферу (таким образом усиливая изотопное фракционирование при испарении) и из атмосферы к поверхности ледяных кристаллов в облаках (таким образом ослабляя изотопное фракционирование).

Более того, кинетический эффект немного сильнее для $H_2^{18}O$, чем для $HD^{16}O$ и для $H_2^{17}O$, поэтому значения dxs и ¹⁷O-xs в твёрдых осадках ниже по сравнению с тем, что должно было бы быть при равновесном фракционировании.

Существует также смешанный тип облаков, в котором сосуществуют все три фазы (водяной пар, жидкие капли и лёд). В этих облаках идут довольно сложные процессы: водяной пар недонасыщен относительно воды, но перенасыщен относительно льда, поэтому одновременно имеет место испарение капель и рост кристаллов льда. Потеря массы жидкой воды происходит как за счет испарения, так и за счет выпадения осадков. Изотопные процессы, протекающие в смешанных облаках, описаны в работах (Cias and Jouzel, 1994; Salamatin et al., 2004).

2.2 Изотопный состав осадков в простых моделях «рэлеевской дистилляции»

Основы моделирования изотопного состава осадков были заложены в paботах (Dansgaard, 1964; Craig and Gordon, 1965; Merlivat and Jouzel, 1979; Jouzel and Merlivat, 1984; Cias et al., 1994) и в общих чертах они описываются представленными выше уравнениями (6)-(15). Изотопная модель может быть peaлизована в любой среде программирования либо даже просто в таблице Excel, поэтому своя изотопная модель осадков есть практически в любом научном коллективе, работающим в этой тематике. Модели могут различаться какими-то деталями (например, способом задания траектории воздушной массы, методикой аппроксимации перенасыщения влаги в ледяных облаках и т.д.), но результаты расчетов по всем подобным моделям будут приблизительно одинаковы.

В данном разделе будет представлена усовершенствованная соискателем изотопная модель, сконструированная на основе более ранней версии, опубликованной в работе (Salamatin et al., 2004). Новая версия отличается двумя особенностями: 1) в неё включен геохимический цикл кислорода 17 и 2) включен блок решения обратной задачи. Данный раздел написан по материалам работы (Екайкин, 2024).

2.2.1 Усовершенствованная модель формирования изотопного состава осадков в Центральной Антарктиде, включающая геохимический цикл кислорода 17

Модель состоит из двух блоков – блоки решения прямой и обратной задачи.

Блок решения прямой задачи состоит из нескольких разделов: выгрузка значений параметров модели из таблицы ввода данных, расчет траектории (распределение температуры и давления вдоль термодинамической траектории), расчет изотопного состава водяного пара в источнике влаги, затем расчет участка траектории от источника влаги до начала конденсации, расчет изотопного состава жидких осадков, а затем смешанных и твёрдых осадков.

Решение обратной задачи реализовано на основе алгоритма случайного поиска Монте-Карло. Для этого задаются значения целевых показателей, в качестве которых могут выступать δ^{18} O, δ D, dxs, dln и ¹⁷O-xs в осадках в конце траектории (по отдельности либо в любых сочетаниях), а также значения градиентов δ^{18} O/*T_c*, dxs/ δ^{18} O и ¹⁷O-xs/ δ^{18} O для твердых осадков с лёгким изотопным составом (для δ^{18} O < -40 ‰). Целевые показатели изотопного состава задаются в виде среднего значения +/- допуск (для изотопного состава) и среднего +/- процент отклонения от среднего (для градиентов). Затем на вход

компьютерного приложения подаются допустимые диапазоны значений настроечных параметров. Алгоритм случайным образом выбирает значения настроечных параметров и считает изотопный состав осадков. Если значения изотопного состава в конце траектории попали в допустимый диапазон целевых показателей, то значения настроечных параметров и изотопного состава осадков выписываются в отдельный файл; если хотя бы одно из значений изотопного состава не соответствует целевым показателям, этот вариант расчета игнорируется. Расчеты выполняются до тех пор, пока не искомых значений наберется необходимое количество настроечных параметров. Иными словами, решение обратной задачи заключается в многократных решениях прямой задачи с разными наборами модельных параметров и отборе таких вариантов решения, которые позволяют получить заданный изотопный состав осадков.

Преимуществом этого метода является то, что наряду с оптимальными значениями параметров также автоматически оцениваются их статистические погрешности.

Изотопная модель, а также инструкция по её использованию, доступны на сайте Лаборатории изменений климата и окружающей среды Арктического и антарктического НИИ (ЛИКОС ААНИИ):

http://cerl-aari.ru/index.php/simple-isotope-model/.

Усовершенствованная версия компьютерного приложения разработана с помощью пакета прикладных программ MATLAB R2021b.

Всего модель содержит 24 настроечных параметра, которые можно разделить на несколько групп: 13 параметров описывают условия в источнике влаги, 6 – параметры траектории и 5 – параметры для расчета эффективных коэффициентов фракционирования в жидких, смешанных и ледяных облаках. Однако, как будет показано ниже, лишь 8 параметров оказывают сильное влияние на результаты расчетов, причем значения большинства из них могут

быть определены на основании литературных источников и натурных наблюдений. Еще 21 параметр модели не являются настроечными, поскольку не могут задаваться произвольно. Это коэффициенты уравнений для расчета равновесных коэффициентов фракционирования, для расчета давления насыщения водяного пара и отношения коэффициентов диффузии для тяжелых и легких молекул воды. Их значения берутся из литературных источников. Ниже будет охарактеризовано влияние основных параметров модели на результаты расчетов.

2.2.2 Параметры изотопной модели, описывающие условия в источнике влаги

Условия в источнике влаги (температура поверхности воды T_s , относительная влажность воздуха h, изотопный состав морской воды δ_m , коэффициенты k и Λ в уравнении (7) определяют изотопный состав водяного пара R_{v0} в начале траектории. Значения δ_m задаются отдельно для дейтерия, кислорода 18 и кислорода 17; значения k и Λ задаются для кислорода 18, а для дейтерия и кислорода 17 они определяются через отношения k_D/k_{180} , k_{170}/Λ_{180} .

Температура T_s влияет на изотопный состав водяного пара через α_{ew} в уравнении (6): чем выше температура, тем меньше коэффициент фракционирования (см. Приложение 1), тем тяжелее значения $\delta_{\nu 0}$ (рис. 2.2). эффективное Чем ниже относительная влажность h. тем сильнее фракционирование при испарении воды и тем легче изотопный состав водяного пара. Кроме того, кинетический эффект относительно сильнее для кислорода 18, чем для дейтерия, поэтому коэффициент регрессии линии, соединяющей воду и формирующийся из неё водяной пар на диаграмме $\delta D vs$ δ^{18} О, меньше 8, за счет чего значение dxs в паре > 0 (рис. 2.2а). На значения dxs также влияет температура: чем ниже T_s , тем ниже dxs. Значения k довольно слабо влияют на кинетический эффект в диапазоне 0,003-0,007, тогда как влияние Л на изотопный состав водяного пара очень сильно (рис. 2.2a).

В отличие от dxs, «эксцесс кислорода 17» (¹⁷O-xs) очень слабо зависит от температуры, поскольку равновесные коэффициенты фракционирования для кислорода 17 и кислорода 18 связаны соотношением $\alpha_{e170} = \alpha_{e180}^{0,529}$ (Barkan and Lutz, 2005). Кинетическое фракционирование для кислорода 18 интенсивнее, чем для кислорода 17, поэтому при h < 100% значения ¹⁷O-xs в водяном паре выше, чем в воде. Влияние коэффициента k на ¹⁷O-xs незначительно, а значения Λ и $\Lambda_{170}/\Lambda_{180}$, наоборот, очень сильно влияют на «эксцесс кислорода 17» (рис. 2.26).

Условия в источнике влаги определяют изотопный состав водяного пара в начале траектории и, как следствие, изотопный состав осадков вдоль всей траектории (рис. 2.5а и 2.5б). Кроме того, T_s (при фиксированной температуре конденсации T_c в конце траектории) определяет разность температур в начале и конце траектории, а значит и степень изотопного исчерпывания F (см. уравнение (11)): чем выше T_s , тем ниже изотопный состав осадков (рис. 2.5а).

Влажность воздуха также влияет на то, как быстро наступит конденсация первой порции влаги, т.е. насколько T_{c0} будет ниже T_s .

Важно отметить, что изменение изотопного состава водяного пара в источнике влаги не приводит к параллельному сдвигу изотопного состава осадков вдоль всей траектории (рис. 2.5а). Действительно, как следует из уравнения (12), изменение изотопного состава пара δ_v в любой точке траектории всегда меньше, чем изменение δ_{v0} , поскольку $F^{\wedge}(\alpha_{ew} - 1) < 1$.



Рис. 2.5 Изменение изотопного состава осадков вдоль траектории по данным модели (из работы Екайкин, 2024). Диаграммы в левом столбце показывают зависимость δ^{18} О от температуры конденсации; диаграммы в среднем столбце – зависимость dxs от δ^{18} O; диаграммы в правом столбце зависимость ¹⁷O-xs от δ^{18} O. а-г – влияние различных факторов на изотопный состав: а – температуры поверхности моря, б – относительной влажности воздуха в источнике влаги, в – температуры конденсации в конце траектории и г – параметра σ_0 , контролирующего степень перенасыщения водяного пара надо льдом при формировании смешанных и твердых осадков. Пунктирной линией на рис. 2.56 показано распределение значений dln вдоль траектории для относительной влажности 72%.

59

Например, при изменении $\delta_{\nu 0}$ на 1 ‰ по δD , по $\delta^{18}O$ и по $\delta^{17}O$ изотопный состав осадков в Центральной Антарктиде изменится, соответственно, на 0,65 ‰ по δD , на 0,96 ‰ по $\delta^{18}O$ и на 0,978 ‰ по $\delta^{17}O$. Более того, даже если изотопный состав $\delta_{\nu 0}$ меняется таким образом, что его dxs остается неизменным (например, $\delta^{18}O$ изменилась на 1 ‰, а δD на 8 ‰), dxs в осадках изменится на 8*(0,65-0,96) ~ -2,5 ‰. Что касается ¹⁷O-xs, то, если его значение не меняется в водяном паре, то и в осадках оно остается неизменным.

Аналогичным образом, при изменении изотопного состава морской воды δ_m изотопный состав осадков δ_p меняется на меньшую величину, a dxs в осадках не остается постоянным даже в том случае, если dxs морской воды остается неизменным.

Как показывает выполненный выше анализ, значение dxs в водяном паре в начале траектории зависит как от температуры поверхности моря, так и от относительной влажности воздуха, тогда как ¹⁷О-хs практически не чувствителен к изменениям температуры. Это даёт возможность независимо реконструировать T_s и *h* в том случае, если доступны данные по концентрации всех трёх тяжелых изотопов (δD , $\delta^{18}O$ и $\delta^{17}O$) (Верес и др., 2018). Во многих случаях доступны лишь данные по δD и $\delta^{18}O$ (и dxs), что приводит к необходимости задавать относительную влажность в источнике влаги как функцию температуры воздуха:

$$h = T_s \beta_T + h_0, \tag{16}$$

где β_T и h_0 – два дополнительных настроечных параметра.

В нашей модели имеется возможность выбора влажности как независимого параметра, либо как функции температуры по уравнению (16).

2.2.3 Параметры траектории

К параметрам, которые описывают траекторию движения воздушной массы, относятся длина траектории S (в км) и её высота E (в м), кривизна

траектории γ (см. рис. 2 в (Salamatin et al., 2004)), давление на уровне моря в источнике влаги p_{sl} , вертикальный градиент температуры β_E и, наконец, температура конденсации в конце траектории T_c . Длина траектории используется в модели лишь как опорная величина, к которой привязываются другие параметры, она не влияет на результаты расчетов. Степень изотопного исчерпывания определяется в основном изменениями температуры и давления вдоль траектории, а влияние β_E и p_{sl} незначительно (полный каталог оценок влияния всех параметров модели на изотопный состав осадков приведен в Приложении 2 к работе (Екайкин, 2024)).

Кривизна траектории γ относительно слабо влияет на изотопный состав осадков, но заметно меняет изотопные параметры второго порядка: для «выпуклой» траектории ($\gamma > 0$, см. рис. 2 в (Salamatin et al., 2004)) dxs и ¹⁷O-xs меньше, чем для «вогнутой» ($\gamma < 0$). Высота траектории влияет на результаты расчета через давление воздуха: чем выше траектория, тем ниже давление, меньше отношение dN/N в уравнении (9), и, как следствие, слабее изотопное исчерпывание при той же температуре. Необходимо задавать *E* таким образом, чтобы давление в конце траектории соответствовало атмосферному давлению на уровне конденсации в той точке, для которой выполняются расчеты.

Наконец, температура конденсации в конце траектории T_c – один из основных настроечных параметров (рис. 2.5в). Совместно с T_s он определяет величину F, от которой зависит степень изотопного исчерпывания; он также напрямую влияет на изотопный состав осадков через коэффициенты фракционирования, определяет тип осадкообразования (жидкие, смешанные или твердые осадки) и – через степень перенасыщения S_i – значение кинетического коэффициента фракционирования в ледяных облаках.

2.2.4 Параметры фракционирования при образовании жидких, смешанных и твёрдых осадков

После формирования водяного пара в источнике влаги воздушная масса начинает подниматься и смещаться к высоким широтам, за счет чего понижается её температура. В какой-то момент водяной пар достигает насыщения, и начинается конденсация. В нашей модели предполагается, что какая-то часть влаги остаётся в облаке, влагосодержание которого описывается параметром L_0 , представляющим собой отношение массы водяного пара к массе жидких капель.

Когда отношение массы жидкой влаги к массе водяного пара достигает значения L_0 , новые порции влаги начинают покидать воздушную массу в виде осадков. Параметр L_0 в пределах своих возможных значений (0-0,2) слабо влияет на изотопный состав и dxs в конце траектории, но довольно сильно на ¹⁷О-xs: повышение L_0 с 0 до 0,2 понижает ¹⁷О-xs на 10 per meg.

В отличие от других моделей, где перенасыщение влагой в ледяных облаках аппроксимируется линейной зависимостью от температуры (уравнение (15)), в нашей модели S_i задается с помощью весового коэффициента σ_0 (Salamatin et al., 2004):

$$S_{i} = \sigma_{0} \frac{p_{ew}}{p_{ei}} + 1 - \sigma_{0}, \tag{17}$$

где p_{ew} и p_{ei} – давление насыщения водяного пара над водой и надо льдом, соответственно (формулы для расчета зависимости давления насыщения водяного пара от температуры приведены в Приложении 1). При $\sigma_0 = 0$ давление водяного пара равно давлению насыщения на контакте со льдом, и S_i равно 1, а при $\sigma_0 = 1$ давление водяного пара равно давлению насыщения на контакте с поверхностью воды, и S_i принимает максимальное значение. Параметр σ_0 очень сильно влияет на изотопный состав осадков (рис. 2.5г): чем выше σ_0 , тем ниже эффективный коэффициент фракционирования (см. уравнение (14)), тем выше изотопный состав осадков, но при этом ниже значения dxs и 17О-xs.

Еще два параметра, T_w и T_i , определяют температуру перехода от, соответственно, жидких к смешанным и от смешанных к твердым осадкам. В своих наиболее вероятных пределах, между 0 и 5°С (Ciais and Jouzel, 1994; Xia et al., 2023), T_w слабо влияет на изотопный состав осадков. Изменение T_i меняет форму зависимостей dxs(δ^{18} O) и ¹⁷O-xs(δ^{18} O): чем выше T_i , тем раньше происходит перегиб этих кривых при переходе от смешанных к твердым осадкам, тем выше итоговые значения dxs и ¹⁷O-xs в конце траектории (см. Рис. 2.5г).

Основная проблема моделирования изотопного состава осадков с помощью многопараметрических моделей заключается в том, что одну и ту же величину δ_p можно получить при различных сочетаниях разных значений входных параметров. Например, понижение температуры в источнике влаги можно скомпенсировать повышением значения «циркуляционного параметра» и т.д. Отчасти эта проблема решается с помощью использования данных об изотопных значениях второго порядка (dxs и ¹⁷O-xs), что снижает допустимый диапазон значений входных параметров, но, тем не менее, для надежной настройки модели требуются независимые данные об условиях в источнике влаги и (если моделируются твердые осадки в условиях Центральной Антарктиды) о пространственном распределении изотопного состава снега при движении ОТ побережья Антарктиды eë к внутриконтинентальным районам. Этим вопросам посвящены следующие разделы.

2.2.5 Изотопный состав водяного пара в источнике влаги

Источником водяного пара для осадков, выпадающих в районе станции Восток (Центральная Антарктида) является участок Индийского океана (согласно Gao et al., 2024, также значительный вклад даёт Тихий океан), ограниченный приблизительно 35° и 50° ю.ш. (Markle and Steig, 2022; Sodemann and Stohl, 2009) с характерными значениями температуры поверхности моря +10 ... +20 °C и относительной влажностью воздуха 70-90% (Srivastava et al., 2007; Thurnherr et al., 2020). Изотопный состав поверхностных секторе Мирового вод в этом океана характеризуется значениями -0,13±0,28 ‰ для δ^{18} O, -1,3±2,7 ‰ для δ D и -0,3±1,0 ‰ для dxs (Srivastava et al., 2007, 2010). Значение ¹⁷О-хs в морской воде близко к SMOW, в котором оно по определению равно 0 per meg. Соответственно, в данной модели значение δ_m принимается равным 0 для всех изотопных параметров.

Как отмечено в разделе 2.2.2, наиболее сильное влияние на изотопный состав водяного пара оказывает «циркуляционный параметр» Λ . Значение этого параметра определяется путем настройки модели таким образом, чтобы она воспроизводила изотопный состав водяного пара, а также зависимости dxs от δ^{18} O и ¹⁷O-xs от δ^{18} O (рис. 2.6). Данные по изотопному составу водяного пара взяты из работ Уэмура и др. (2010), Тёрнхер и др. (2020) и Ксиа и др. (2023).

На рис. 2.6 показаны значения изотопного состава водяного пара для всего Мирового океана, включая тропические и экваториальные широты (из массива данных были исключены точки, в которых температура была ниже 0°С и/или влажность больше 100 %). Наша модель хорошо воспроизводит δ^{18} О водяного пара в интервалах температуры 10-20 °С и влажности 60-90 % при условии, что Λ_{180} находится в пределах 0,01-0,02, а k_{180} берется равным 0,005 (рис. 2.6б). При этом необходимо отметить, что изотопный состав водяного пара сильнее зависит от влажности воздуха, чем от температуры. Наилучшее совпадение модельных расчетов с натурными данными в диапазоне влажности 70-90 % достигается при Λ_{180} равном 0,016.



Рис. 2.6 Изотопный состав водяного пара над океаном (из работы Екайкин, 2024): а – изотопный состав (δ^{18} O) водяного пара как функция температуры поверхности океана (для температур выше 0 °C); б - изотопный состав (δ^{18} O) водяного пара как функция влажности воздуха (для влажности меньше 100 %); в – dxs водяного пара как функция влажности воздуха (для влажности меньше 100 %); г – 17O-xs водяного пара как функция влажности воздуха (для влажности меньше 100 %). Голубыми точками показаны данные экспедиции ACE (Thurnherr et al., 2020), сиреневыми кружками – данные

Uemura et al. (2010) и Xia et al. (2023). Зелёными кружками показаны результаты моделирования изотопного состава водяного пара для диапазона температур 10-20 °C и влажности 60-90%, при этом значение $\Lambda_{180} = 0,016$, $\Lambda_D/\Lambda_{180} = 8,3$, $\Lambda_{170}/\Lambda_{180} = 0,5306$. Линиями 1 и 2 на Рис. 2.66 показаны результаты моделирования для $\Lambda_{180} = 0,011$ и 0,02; линиями 3 и 4 на Рис. 2.68 показаны результаты моделирования для $\Lambda_D/\Lambda_{180} = 8$ и 9; линиями 5 и 6 на Рис. 2.6г показаны результаты моделирования для $\Lambda_D/\Lambda_{180} = 8$ и 9; линиями 5 и 6 на Рис. 2.6г показаны результаты моделирования для $\Lambda_D/\Lambda_{180} = 0,528$ и 0,532. Пунктирными линиями показаны линейные аппроксимационные функции, а заливкой их 99% доверительные интервалы.

Для определения отношения Λ_D/Λ_{180} использованы данные о зависимости dxs от влажности (рис. 2.6в). Зависимость воспроизводится при значениях Λ_D/Λ_{180} в диапазоне от 8 до 9, а наилучшее совпадение достигается при Λ_D/Λ_{180} равном 8,3. Отношение $\Lambda_{170}/\Lambda_{180}$ определяется по зависимости ¹⁷О-хs от влажности (рис. 2.6г): допустимые значения $\Lambda_{170}/\Lambda_{180}$ находятся в интервале 0,528-0,532, а наилучшее совпадение достигается при $\Lambda_{170}/\Lambda_{180}$ равном 0,5306.

Данные о влажности воздуха и температуре, приведенные в указанных выше работах, позволили также определить коэффициенты уравнения (16): β_T находится в диапазоне от 0,004 до -0,006, а h_0 равно 0,85 (в модели влажность указывается в долях единицы, т.е. 0,85 соответствует 85 %). В литературе приводятся значения коэффициентов β_T и h_0 равные -0,005 и 0,9 (Schoenemann and Steig, 2016).

Как отмечено в разделе 2.1.2, *h* в изотопной модели в общем случае не равно относительной влажности воздуха, измеряемой над поверхностью океана, но, поскольку осредненная за большой период времени приземная температура воздуха равна температуре поверхности океана (Markle and Steig,

2022), доступные в метеотаблицах данные о влажности воздуха могут быть использованы в качестве аппроксимации *h*.

2.2.6 Изотопный состав поверхностного снега в районе Земли Принцессы Елизаветы (Восточная Антарктида)

На рис. 2.7 показаны данные о распределении изотопного состава поверхностного снега вдоль меридиональных профилей между станциями Восток и Мирный (по данным Ekaykin, 2003), Прогресс и Восток (Екайкин, 2024; Jouzel et al., 1995), а также вдоль трассы между китайскими станциями Жонгшан и Куньлунь в той части, в которой она совпадает с трассой Прогресс-Восток (Pang et al., 2015). Прежде всего, следует отметить, что соотношение между изотопным составом и температурой, а также между dxs, ¹⁷O-xs и δ¹⁸O, совпадает для обоих профилей. Также важным результатом является совпадение значений ¹⁷O-xs по нашим данным и по данным (Pang et al., 2015), что подтверждает надежность результатов измерения этого параметра в ЛИКОС ААНИИ.

Эти данные были использованы для того, чтобы определить значения параметра σ_0 , а также температуры конденсации T_c в районе станции Восток. Прежде всего были проверены параметры настройки, приведенные в работе (Salamatin et al., 2004). Выяснилось, что при $\sigma_0 = 0,43$ модель выдает слишком низкое значение ¹⁷O-хs в осадках станции Восток, что приводит к необходимости снизить значение σ_0 и соответствующим образом скорректировать другие настроечные параметры. Эта задача была решена в несколько этапов:

Во-первых, были определены значения температуры и влажности в источнике влаги, а также «циркуляционных параметров», таким образом, чтобы модель воспроизводила не только изотопный состав водяного пара над океаном, но и изотопный состав осадков на побережье Антарктиды, где температурные условия приблизительно соответствуют началу области смешанных осадков (рис. 2.7): δ^{18} O \approx -18 ‰, dxs \approx +8 ‰ и 17 O-xs \approx +40 per meg.



Рис. 2.7 Распределение изотопного состава поверхностного снега в районе Земли Принцессы Елизаветы (Восточная Антарктида) при движении от побережья к центру материка (из работы Екайкин, 2024): а – зависимость изотопного состава (δ^{18} O) от температуры воздуха; б и в – зависимости dxs (б) и ¹⁷O-xs (в) от δ^{18} O.

(продолжение подписи к рисунку 2.7) Красные точки – данные по профилю Мирный – Восток (см. рис. 1) (Ekaykin, 2003); синие точки – профиль Прогресс-Восток (Екайкин, 2024), синий ромб – пункт «старый Купол Б» (Jouzel et al., 1995); серые точки – профиль Жонгшан – Купол А в той части, где он совпадает с профилем Прогресс – Восток (Pang et al., 2015); зелёные линии – результаты изотопного моделирования. На рис. 2.7а 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 $T_g = T_c / 0.75 - 3$.

Во-вторых, температура перехода от смешанных к твердым осадкам была зафиксирована на значении -26 °C таким образом, чтобы модель воспроизводила хорошо заметный перегиб на зависимости dxs от δ^{18} O при значении δ^{18} O около -35 ‰. В природе жидкая влага может наблюдаться в облаках вплоть до температуры -37 °C (Westbrook and Illingworth, 2011), и в разных моделях используются значения от -20 до -40 °C (Xia et al., 2023).

В-третьих, был задействован модуль решения обратной задачи, с помощью которого удалось определить значения σ_0 и T_c в конце траектории для следующих значений целевых показателей (изотопного состава снега в районе станции Восток): $\delta D = -440 \pm 10$ ‰, dxs = $+16 \pm 5$ ‰ и ¹⁷O-xs = -6 ± 5 per meg.

Оптимальные значения настроечных параметров приведены в Таблице 2.1. В целом, значения параметров близки тем, которые были найдены в работе (Salamatin et al., 2004). Наибольшее различие – в значении параметра σ₀, которое существенно ниже, чем у Саламатина с соавторами, но близко к среднему значению диапазона, который можно встретить в литературе (между 0,2 и 0,5). Таблица 2.1. Оптимальные значения настроечных параметров для моделирования изотопного состава осадков в районе станции Восток (Центральная Антарктида).

Параметр	T_s	h	k ₁₈₀	δ _m	Λ ₁₈₀	S	E	γ
Значение	17,4 °C	72 %	0,005	0 ‰	0,016	6000 км	4300 м	-2 · 10 ⁻⁵
Примечание			$k_{\rm D}/k_{180} = 0,88; k_{170}/k_{180} = 0,518$	Для δD, δ ¹⁸ Ο и δ ¹⁷ Ο	$\Lambda_{\rm D}/\Lambda_{180} =$ 8,6; $\Lambda_{170}/\Lambda_{180} =$ 0,5284			
Параметр	β_{E}	T_c	p_{sl}	L_0	σ_0	T_w	T_i	
Значение	7 °С/км	-41,3 °C	0,1 МПа	0,01	0,33	- 0,4 °C	-26 °C	

 T_s — температура поверхности океана в источнике влаги, h — относительная влажность воздуха в источнике влаги, k — кинетический фактор при испарении влаги с поверхности океана, δ_m — изотопный состав морской воды, Λ_{180} — «циркуляционный параметр», S — длина траектории, E — высота траектории в её конце, γ - кривизна траектории, β_E — вертикальный градиент температуры, T_c — температура конденсации в конце траектории, p_{sl} — приземное давление атмосферы, L_0 — доля жидкой влаги в облаке, σ_0 — параметр, характеризующий степень перенасыщения влаги в ледяных облаках, T_w — температура перехода от жидких к смешанным облакам, T_i — температура перехода от смешанных к ледяным облакам.

Результаты моделирования с использованием указанных в Таблице 2.1 значений приведены на рис. 2.7. Следует отметить, что модель считает температуру конденсации, тогда как для профилей Мирный-Восток и Прогресс-Восток доступны лишь данные о средней годовой температуре воздуха, приближенно оцененной по температуре фирна на глубине затухания сезонных колебаний (10 м), T_g . В Антарктиде соотношение между T_c и T_g при движении от побережья материка к его центру в первом приближении описывается уравнением $T_g = T_c / a - b$, где *a* равно 0,5-1 (Masson-Delmotte et al., 2008). В нашем случае наилучшее соответствие между результатами моделирования и натурными данными достигается при соотношении $T_g = T_c / 0,75 - 3$.

Температура конденсации на Востоке по результатам моделирования (-41,3 °C) близка той, которая получена по данным аэрологических наблюдений (Ekaykin, 2003), -39±3 °C.

Используемый подход к настройке модели связан с двумя допущениями. Первое допущение предполагает, что прибрежные и внутриконтинентальные районы Антарктиды имеют один и тот же источник влаги. В действительности районы это может быть не так: прибрежные eë получают ИЗ близкорасположенных холодных частей Южного океана, а Центральная Антарктида – из более далеких и тёплых низкоширотных вод (Gao et al., 2024; Markle and Steig, 2022). Таким образом, все точки изотопного состава на рис. 2.7 не обязательно должны располагаться на одной траектории. С этим допущением приходится мириться, поскольку без данных о пространственном распределении изотопного состава настройка модели была бы невозможна.

Еще одним допущением при настройке модели для расчета изотопного состава твердых осадков является пренебрежение ролью стратосферной влаги в формировании центрально-антарктических осадков, для которой характерны очень высокие значения ¹⁷O-xs (Pang et al., 2022; Winkler et al., 2013). Повидимому, влияние этого фактора существенно для района Купола A, где значения ¹⁷O-xs значимо выше, чем на станции Восток, при одинаковых или даже более низких значениях δ^{18} O (Pang et al., 2015, 2022), тогда как изотопный

состав осадков на ст. Восток может быть воспроизведен и без учета стратосферной влаги.

2.2.7 Изотопно-температурная зависимость

Со времен работы В. Дансгора (1964) сложилось представление о простой линейной зависимости между изотопным составом осадков и средней годовой приземной температурой воздуха с коэффициентом регрессии $\Delta\delta^{18}O/\Delta T \approx 0.7$ ‰/°С. Действительно, примерно такой же изотопнотемпературный градиент получается в результате моделирования изотопного состава осадков с помощью простой изотопной модели для диапазона температур от +20 до -10 °С (рис. 2.5). Совпадение этих коэффициентов говорит о том, что соотношение между пространственным изменением температуры конденсации и приземной температуры воздуха во внеполярных районах ≈ 1 , и что простые изотопные модели в целом адекватно воспроизводят широтное распределение изотопного состава осадков.

Вместе с тем, на рис. 2.5 хорошо видно, что градиент $\Delta \delta^{18}O/\Delta T_c$ не остается постоянным, он растет по мере снижения температуры, что подтверждается и результатами наблюдений в Антарктиде (Masson-Delmotte et al., 2008). Тот факт, что в работе (Dansgaard, 1964) имела место линейная зависимость в диапазоне температур от +20 до -50 °C, объясняется существованием в Антарктиде приземной инверсии температуры, при которой T_c заметно выше приземной температуры воздуха T_g , причем соотношение $\Delta T_c/\Delta T_g < 1$ (Markle and Steig, 2022). Иными словами, изотопно-температурный градиент в первом приближении можно принять постоянным, если речь идет о приземной температуре воздуха, но не в том случае, если рассматривается связь изотопного состава осадков с температурой конденсации.

В целом, согласно результатам моделирования, средний градиент $\Delta \delta^{18} O / \Delta T_c$ для диапазона температур от +20 до -40 °C равен 0,96 ‰/°C, причем
он растет от 0,56 ‰/°С для жидких осадков до 1,3 ‰/°С для твердых осадков при температуре ниже -26 °С.

Следует с очень большой осторожностью использовать современный пространственный градиент $\Delta \delta_p / \Delta T$ для реконструкции палеотемператур по ископаемым твердым осадкам. Такой подход оправдан в том случае, если температура в источнике влаги оставалась неизменной в прошлом, что маловероятно в реальности. Если температура в источнике влаги менялась с тем же знаком, что и температура конденсации, то коэффициент временной зависимости между δ_p и T_c будет меньше по сравнению с современным пространственным градиентом. Например, согласно модельным расчетам, чувствительность изотопного состава (δ^{18} O) осадков в районе станции Восток к температуре конденсации составляет 1,5 ‰/°С. Если же температура в источнике влаги менялась с тем же знаком, что и T_c , но с вдвое меньшей амплитудой, тогда чувствительность δ^{18} O к T_c составляет 1,2 ‰/°С. Если же обе температуры менялись параллельно (с одним знаком и на одну величину), то чувствительность равна 0,97 ‰/°С.

Таким образом, при палеотемпературных реконструкциях с использованием изотопного метода необходимо оценить прошлые изменения температуры в источнике влаги либо по независимым источникам, либо с помощью одновременного анализа δ и dxs в изучаемых палеоосадках.

2.2.8 Возможности и ограничения при использовании модели

Настоящая модель создана для моделирования изотопного состава твёрдых осадков в условиях низких температур Центральной Антарктиды, но она с некоторыми ограничениями (о них будет сказано ниже) пригодна и для моделирования смешанных и жидких осадков.

При моделировании твёрдых осадков, если известны 3 изотопных параметра (δ^{18} O либо δ D, dxs, ¹⁷O-xs), то модель способна независимо рассчитывать температуру и относительную влажность в источнике влаги, а

также температуру конденсации (при условии, что все другие входные параметры (см. Табл. 2.1) определены заранее). Погрешность их значений зависит от ширины диапазона целевых параметров: например, при ширине диапазонов изотопного состава осадков на ст. Восток, равных $\pm 10 \%$ для δD , $\pm 5 \%$ для dxs и ± 5 per meg для ¹⁷O-xs, погрешности оценок T_s , h и T_c составляют, соответственно, $\pm 1,8 \ ^{\circ}C, \pm 3,5 \ ^{\circ}$ и $\pm 0,7 \ ^{\circ}C$. Следует отметить, что погрешность оценки температуры конденсации относительно невелика. Чем меньше ширина диапазона допустимых параметров, тем меньше будет погрешность оценок искомых величин, но при этом модели может потребоваться существенно больше времени для завершения расчетов.

Если известны лишь значения δ^{18} О и δ D (и, соответственно, dxs), то в этом случае можно задать относительную влажность в источнике как функцию температуры по уравнению (16) и рассчитать температуру в источнике и температуру конденсации, но погрешность значений T_c в этом варианте увеличивается по сравнению с предыдущим.

То же самое справедливо и для расчета изотопного состава жидких и смешанных осадков, но с некоторыми ограничениями:

Во-первых, известно, что источником влаги для Центральной Антарктиды является океан, а влияние местной влаги очень мало (Sodemann and Stohl, 2009). На других континентах влияние местной влаги может быть существенно, особенно в районах, удаленных от побережья. В этом случае необходимо иметь информацию об источнике влаги и о её изотопном составе. Одним из возможных решений этой задачи может быть допущение о том, что изначальным источником любых осадков является океан, а влага переносится во внутриконтинентальные районы в результате нескольких циклов испарения и конденсации, причем изотопный состав воды в источнике влаги в начале следующего цикла равен изотопному составу осадков в конце предыдущего цикла. Расчеты показывают, что уже в конце второго цикла можно получить изотопный состав осадков близкий тому, что наблюдается летом в Якутске (Папина и др., 2017). При этом необходимо учесть, что в испарении влаги с поверхности суши большую роль играет транспирация растений, при которой изотопного фракционирования не происходит (Xia et al., 2023). Поэтому в данном случае изотопный состав водяного пара не может быть рассчитан по уравнению (8), и коэффициент фракционирования при эвапотранспирации с суши может меняться в широких пределах от 1 до α_{ef} .

Данная модель также не учитывает испарение жидких осадков в процессе их выпадения, что актуально в аридных условиях (Xia et al., 2023). При этом концентрация тяжелых изотопов в осадках становится выше, а значения dxs и ¹⁷O-xs снижаются.

Наконец, не следует забывать о том, что влага может приходить в точку наблюдения по совершенно разным траекториям. Этот эффект незначителен для Центральной Антарктиды (Markle and Steig, 2022), но может быть очень важен для регионов, в которых перенос воздушных масс заметно меняется от сезона к сезону.

Следует учесть, что благодаря логарифмическому определению ¹⁷О-хs, при смешении двух траекторий его значение не равно среднему взвешенному ¹⁷О-хs по этим траекториям. Например, при смешении двух равных объемов воды, имеющих одинаковый ¹⁷О-хs (0 per meg), но разное значение δ^{18} O (-40 и -20 ‰), значение ¹⁷О-хs в смеси будет равно -13 per meg. Таким образом, аномально низкие значения ¹⁷О-хs в природных водах могут указывать на смешение влаги из разных источников (Aron et al., 2021; Xia et al., 2023).

Простые изотопные модели являются мощным инструментом, который позволяет изучать влияние отдельных факторов на изотопный состав осадков и, как показано выше, в целом адекватно воспроизводят пространственное распределение изотопного состава снега в Антарктиде. С другой стороны, простые модели не способны воспроизвести всю сложность изотопных процессов, происходящих с влагой по мере её движения от источника влаги к

месту выпадения осадков. В частности, влага может приходить из разных источников, влага может добавляться в воздушную массу по пути её следования, осадки могут конденсироваться на разных уровнях в атмосфере и т.д. Отчасти эти проблемы могут решаться путём моделирования нескольких траекторий и смешения их с разными весовыми коэффициентами (Salamatin et al., 2004). Другим, физически более обоснованным способом решения этих задач является включение изотопного фракционирования в модели общей циркуляции атмосферы. Обзору подобных работ посвящен следующий раздел данной диссертации.

2.3 Изотопное фракционирование кислорода и водорода атмосферной влаги в моделях общей циркуляции

Первые попытки интегрирования изотопных преобразований в ходе гидрологического цикла в глобальные модели общей циркуляции атмосферы (GCMs) были предприняты в середине 1980-х (Joussaume et al., 1984; Jouzel et al., 1987). С тех пор изотопное фракционирование было включено в целый ряд разных моделей, что позволило охарактеризовать глобальное распределение изотопного состава в осадках (Dee et al., 2014; Extier et al., 2024; Mathieu et al., 2002; Risi et al., 2013; Schmidt et al., 2005; Werner et al., 2011), более детально смоделировать изотопный состав осадков в Антарктиде и сравнить его с реальными данными (Goursaud et al., 2018), смоделировать изотопный состав осадков в эпоху МПО (Cauquoin et al., 2019a, 2023; Lee et al., 2008), во время предыдущего межледниковья (Dütsch et al., 2023), в середине голоцена и в доиндустриальный период (Cauquoin et al., 2019b; Shi et al., 2023), посчитать пространственные временные изотопно-температурные И зависимости (Goursaud et al., 2018).

В целом модели общей циркуляции атмосферы удовлетворительно воспроизводят пространственную изменчивость изотопного состава осадков на Земле и в том числе в Антарктиде (рис. 2.8).



Рис. 2.8 – Реальное и смоделированное распределение изотопного состава осадков в Антарктиде (по данным (Werner et al., 2011)). Цветной заливкой показаны результаты расчетов с использованием модели ECHAM5, а кружками – значения изотопного состава снега по данным Masson-Delmotte et al., (2008).

В качестве примера приведем результаты моделирования изотопного состава осадков в Антарктиде по данным С. Гурсо и др. (2018). Авторы используют модель ECHAM-5wiso (the European Center Hamburg model) для расчета внутри- и межгодовой изменчивости изотопного состава осадков в Антарктиде за период 1960-2013. Пространственное разрешение модели составляет $1,1 \times 1,1^{\circ}$, атмосфера разбита по вертикали на 31 слой. Модель

считает ежедневные значения приземной температуры воздуха и скорости снегонакопления (которая вычисляется как разность осадков и сублимации), а также изотопного состава осадков. Затем считается среднее годовое значение температуры, годовая сумма снегонакопления и средний взвешенный по количеству осадков изотопный состав снега. Температура сравнивается с температурой на 10-ти антарктических станциях (в том числе и нескольких внутриконтинентальных), скорость снегонакопления сравнивается со значениями SMB по базе данных GLACIOCLIM-SAMBA базы данных (Favier et al., 2013), а изотопный состав – с базой данных, созданной В. Массон-Дельмотт и др. (2008).

Модель В целом удовлетворительно воспроизводит снижение температуры воздуха и SMB при движении от берега к центру Антарктиды. При этом она немного занижает температуру воздуха для береговых станций, что может быть связано с недостаточным разрешением по горизонтали. Напротив, для трёх внутриконтинентальных станций (Восток, Конкордия и Бэрд) модель показывает «тёплый сдвиг» (завышение температуры воздуха относительно реальных значений), который может быть связан с недостаточно корректным воспроизведением моделью пограничного слоя. Для Востока «тёплый сдвиг» составляет +3,2 °С. Межгодовая изменчивость температуры в модели больше, чем в реальности, при этом коэффициент корреляции между модельными и реальными значениями температуры возрастает после 1979 года (когда становится доступной спутниковая информация). Для Востока корреляция между модельной и реальной температурами воздуха после 1979 г. равна 0,6.

Что касается скорости снегонакопления, модель в целом хорошо воспроизводит пространственную изменчивость (коэффициент корреляции между модельными и реальными значениями SMB равен 0,74 для высот меньше 2200 м и 0,83 для высот больше 2200 м). При этом модель недооценивает среднюю скорость снегонакопления (126,6 мм в.э. против 141,3

78

мм в.э. в реальности). Эта недооценка охватывает 70 % территории Антарктиды, тогда как для остальных 30 % территории (в основном, Земля Королевы Мод, район возле Южного Полюса, Западная Антарктида, Антарктический полуостров) модель завышает значения SMB. Погрешности в расчетах SMB могут быть связаны с тем, что модель не учитывает метелевый перенос, влияние которого может быть важно в основном в краевых частях материка. Если взять лишь наземный (материковый) лёд (то есть исключить шельфовые ледники), то среднее SMB по модели равно 164,4 мм в.э. Это близко к верхнему диапазону оценок от 143,3 мм в.э. (Arthern et al., 2006) до 160,8 мм в.э. (Lenaerts et al., 2012), а также близко к оценке по модели LMDZ4 – 160 mm w.e. (Agosta et al., 2013), но меньше, чем по данным модели SMHiL (189 мм в.э.).

Наконец, по среднему годовому изотопному составу осадков модель воспроизводит снижение концентрации тяжелых изотопов при движении к центру материка, но при этом систематически недооценивает изотопное исчерпывание, особенно в Центральной Антарктиде. Это безусловно связано с отмеченным выше «тёплым сдвигом». Наибольшее расхождение между моделью и данными – в береговых частях материка, где модель плохо воспроизводит топографию, метелевый перенос, катабатические ветры и т.д. Модель почти везде сильно (в 2 раза) недооценивает межгодовую и внутригодовую изменчивость изотопного состава осадков. При этом модель в целом верно воспроизводит усиление амплитуды изотопного состава при движении от берега к центру материка, а также хорошо воспроизводит годовой ход изотопного состава.

Модель воспроизводит рост коэффициента корреляции между температурой воздуха И изотопным составом осадков (a также соответствующего изотопно-температурного градиента) при движении от берега к центру материка, но при этом сильно переоценивает изотопнотемпературный градиент в Центральной Антарктиде (например, для Купола С

она даёт 0,94 ‰/°С против 0,7 ‰/°С в реальности). Модель в целом улавливает уменьшение коэффициента регрессии δD vs $\delta^{18}O$ при движении от берега к центру, но недооценивает значения dxs в Центральной Антарктиде, что связано с «тёплым сдвигом» и недооценкой изотопного исчерпывания. При этом, нельзя исключать и того, что проблема может отчасти быть и в изотопных значениях самих осадков (методика пробоотбора обычно не учитывает низкоинтенсивные события осадкообразования, также возможно надувание снега в ловушку метелью, сублимация образца после отбора и т.д.).

Пространственный изотопно-температурный градиент растет от 0,8 $\%/^{\circ}$ C у берега до более 1,2 $\%/^{\circ}$ C в центре материка, что очень близко к результатам расчетов по простой изотопной модели (см. раздел 2.2.7). Для межгодового градиента результаты незначимы для большой территории. В среднем для всего континента градиент около 0,5-0,6 $\%/^{\circ}$ C. В тех районах, где он значим, он возрастает от берега (0,3-0,6 $\%/^{\circ}$ C) к центральным частям (местами больше 1 $\%/^{\circ}$ C).

Таким образом, этот краткий обзор результатов расчетов по модели ECHAM-5wiso (которая считается одной из лучших в своем классе), показывает, что для моделей глобальной циркуляции всё еще характерны существенные систематические сдвиги в оценках температуры, баланса массы снежной поверхности и изотопного состава осадков. Таким образом, привлечение такого ресурсоёмкого инструмента, как GCMs, не всегда оправдано и не обязательно даст лучший результат по сравнению с простыми изотопными моделями рэлеевского типа.

Помимо простых моделей и моделей общей циркуляции атмосферы существуют также т.н. «модели промежуточной сложности» (Kavanaugh and Cuffey, 2003; Schoenemann and Steig, 2016). Они отличаются от простых моделей тем, что учитывают как адвективный, так и диффузионный механизмы горизонтального переноса влаги, а также учитывают возможность подпитки воздушной массы извне по мере её движения от источника влаги в

Центральную Антарктиду. Применение этой модели для условий станции Восток в целом хорошо воспроизводит сезонный ход изотопного состава осадков (Schoenemann and Steig, 2016, см. также следующую главу).

2.4 Выводы к Главе 2

В данной главе подробно изложена теория изотопно-температурного метода и дано представление о принципах изотопного моделирования. Несмотря на то, что простые изотопные модели рэлеевского типа не воспроизводят всю сложность атмосферных процессов (адвекция влаги в зону формирования воздушной массы, вовлечение влаги в воздушную массу по мере её движения к Антарктиде, смешение траекторий, испарение осадков во время выпадения и т.д.) – они в первом приближении пригодны для реконструкции температуры в прошлом по данным изотопного состава ледяных кернов (Markle and Steig, 2022). Использование гораздо более сложных и ресурсоёмких моделей общей атмосферной циркуляции с включенным изотопным фракционированием не гарантирует более точного результата. Большинство расчетов по этим моделям подтверждают идею о пространственные том, что современные изотопно-температурные зависимости являются хорошим приближением для оценки температурного сдвига между ледниковым периодом и сегодняшними условиями (Delaygue et al., 2000; Werner et al., 2018) – впрочем, не все авторы согласны с этим утверждением (Lee et al., 2008).

Так или иначе, результаты палеореконструкций по простым моделям и по GCMs для района станции Восток согласуются друг с другом в пределах погрешности, которая составляет порядка 20-30% (Jouzel et al., 2003).

Другим очевидным применением простых изотопных моделей является тестирование влияния отдельных факторов (например, температуры и/или влажности в источнике влаги, перенасыщения атмосферы над Антарктидой водяным паром и т.д.) на изотопный состав осадков в Центральной Антарктиде.

Разработанная нами простая изотопная модель будет использована для интерпретации данных по изотопному составу осадков (см. Главу 3), а также для палеотемпературных реконструкций по данным фирновых и ледяных кернов (Глава 8).

Результаты исследований, представленных в Главе 2, отражены в работах Верес и др. (2024), Екайкин (2016, 2024), Landais et al. (2012) и Salamatin et al. (2004).

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. Несмотря на это, данных об изотопном составе атмосферных осадков крайне мало, что объясняется в основном логистическими трудностями: эта работа выполняется вручную, поэтому для круглогодичного отбора образцов осадков требуется наличие постоянно действующей станции. К настоящему времени подобного рода работы выполнялись лишь в четырёх пунктах Центральной Антарктиды – на станциях Амундсен-Скотт (Jouzel et al., 1983), Купол Фуджи (Motoyama et al., 2005; Fujita and Abe, 2006; Dittmann et al., 2016), Конкордия (Stenni et al., 2016; Schlosser et al., 2017; Dreossi et al., 2024) и Восток.

В данной главе представлены результаты мониторинга изотопного состава осадков на станции Восток, организованного и выполнявшегося при участии соискателя. Эта глава написана с использованием материалов работ Тебенькова и др. (2021) и Tebenkova et al. (2023), подготовленных в соавторстве с соискателем.

3.1 Методика отбора образцов осадков на станции Восток

Мониторинг изотопного состава осадков на ст. Восток был впервые организован 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 осадковыпадения. Иногда, в случае если выпадение осадков длилось больше 1 дня, отбиралось несколько проб, если интенсивность осадков позволяла отобрать достаточное количество материала. Таким образом, в нашем распоряжении имеются образцы, покрывающие 3 полных годовых цикла (2000, 2017 и 2020 гг.).

Пробы отбирались из коллектора (снежной ловушки), установленного на высоте 1 - 1,5 м в чистой зоне станции Восток (рис. 3.1).



Рис. 3.1 Площадка для сбора атмосферных осадков в районе станции Восток.

Как видно из рис. 3.1, место отбора осадков обнесено полупроницаемой оградой, цель которой – снизить турбулентную составляющую ветрового потока и, таким образом, предотвратить попадание в ловушку снега, поднятого с поверхностью метелью. С этой же целью ловушка поднята над поверхностью на высоту около 1,5 м.

Таким образом, всего было отобрано 479 образцов. 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). Также фиксировался тип образца: ледяные иглы, осадки из облаков и изморозь. К ледяным иглам относились все осадки из ясного неба (что является очень типичным явлением для Центральной Антарктиды), а изморозь отмечалась в тех случаях, когда отложение снега фиксировалось на внешней стороне ловушки, на сетке ограждения и/или на белой нитке, натянутой на высоте около 10 см над поверхностью снега. В иных случаях было невозможно отнести осадки к конкретному типу, и тогда в описи образца указывалось, например, «ледяные иглы + осадки из облаков» и т.д.

В случае, когда выпадение осадков сопровождалось метелью или позёмком, соответствующая информация добавлялась к описанию данного образца, так как переметённый снег может иметь другой изотопный состав. Позёмком считался метелевый перенос на уровне снежной поверхности, который едва ли мог попасть в ловушку; метелью считался перенос снега на уровне глаз наблюдателя или выше, который теоретически мог занести снег в ловушку.

Часто наблюдались случаи, когда в ловушке были обнаружены следы осадков, но их количества было недостаточно, чтобы отобрать образец. Это является одной из погрешностей данной методики: она не учитывает случаи выпадения осадков малой интенсивности, что может приводить к

85

систематическому сдвигу нашей выборки относительно истинного распределения изотопного состава осадков.

Все образцы были в замороженном виде транспортированы на Большую Землю для измерения их изотопного состава. Образцы до 2007 года включительно измерялись в Лаборатории наук о климате и окружающей среде (г. Сакле, Франция), с помощью масс-спектрометрического метода (Landais et al., 2012), а все последующие пробы – в ЛИКОС ААНИИ с помощью лазерных анализаторов (раздел 2.4, см. также Верес и др., 2024; Тебенькова и др., 2021). Во всех образцах были измерены значения δD и $\delta^{18}O$, а для 393 образцов удалось также измерить и $\delta^{17}O$ (для измерения кислорода 17 требуется достаточно большое (не менее 2,4 мл) количество материала, поэтому эти измерения невозможно было выполнить в пробах, имеющих слишком маленький объем).

Весь массив изотопных данных показан на рис. 3.2.

3.2 Методика лабораторных измерений изотопного состава природных вод

Существует две основные методики измерения изотопного состава природных вод – с помощью техники IRMS (Isotope Ratio Mass-Spectrometry) и с помощью лазерных анализаторов.

Методика IRMS заключается в разделении заряженных частиц изучаемого вещества (ионов) по массе в магнитном поле. Препаративная часть процесса измерения δ^{18} O состоит в уравновешивании измеряемого образца воды со стандартным углекислым газом. Затем этот углекислый газ отправляется в масс-спектрометр, где измеряется соотношение 44-й и 46-й массы (C¹⁶O₂ и C¹⁶O¹⁸O). Подробнее об этом методе можно почитать в работах (Котляков и Гордиенко, 1982; Васильчук и Котляков, 2000). Другой метод заключается в измерении скорости поглощения инфракрасного света молекулами воды, причем у каждого изотополога своя собственная полоса поглощения.

В Лаборатории изменений климата и окружающей среды ААНИИ, где измерена бо́льшая часть проб, изотопный состав которых обсуждается в этой работе, мы используем лазерные анализаторы Picarro L2120-*i*, L-2130-*i* и L2140-*i*. Методика измерения, разработанная соискателем, подробно описана в работах (Верес и др., 2024; Екайкин, 2016). Вкратце, она заключается в измерении 40 образцов в день вперемешку с изотопным стандартом. При измерении образцов снега из Центральной Антарктиды используется рабочий стандарт VOS-4, изготовленный в ЛИКОС ААНИИ из современного снега, собранного в районе станции Восток и имеющего следующие изотопные характеристики: $\delta D = -439,7\pm0,3 \%, \delta^{18}O = -56,813\pm0,02 \%, \delta^{18}O = -30,409\pm0,01 ‰, 17O-xs = +2\pm5 ppm. Этот стандарт был калиброван относительно стандартов МАГАТЭ.$

Каждый образец измеряется 2 раза подряд, причем используется лишь второе измерение, в которое вводится поправка на память прибора. Измеренные значения изотопного состава образцов сравниваются с измеренными значениями стандартов того, чтобы для с помощью калибровочного коэффициента вычислить истинные значения изотопного состава образцов.

Периодически проводится калибровка с использованием 3-х стандартов для того, чтобы уточнить значения коэффициентов памяти и калибровочного.

Около 10 % случайно выбранных образцов измеряются повторно, чтобы оценить случайную погрешность («сходимость») измерений. В большинстве случаев, если не указано иное, она не превышает 0,5 ‰ для δD и 0,05 ‰ для δ^{18} O.

Высокое качество изотопных измерений в ЛИКОС было многократно подтверждено многочисленными межлабораторными сравнениями, в том числе в рамках международного проекта межлабораторных изотопных калибровок WICO под эгидой МАГАТЭ⁴.

Измерение концентрации кислорода 17 происходит совершенно по иной методике, поскольку измерить его классическим способом (путём уравновешивания с CO₂) невозможно, поскольку молекула ¹²C¹⁶O¹⁷O имеет такую же массу, что и гораздо более распространенная молекула ¹²C¹³C¹⁶O₂. Для измерения кислорода 17 на масс-спектрометре требуется сперва разбить молекулу воды на водород и кислород, а затем померить концентрацию ¹⁶O¹⁷O / ¹⁶O₂ (Barkan and Luz, 2005; Barkan et al., 2015; Schoenemann et al., 2013).

С появлением прибора Picarro L2140-*i* стало возможно измерять кислород 17 с помощью лазерных анализаторов. Общепризнанной технологии не существует, в каждой лаборатории используют собственный протокол измерений (Davidge et al., 2022; Kim et al., 2022; Steig et al., 2014, 2021 и др.), но всех их объединяет необходимость многократного повторного измерения каждого образца в связи с необходимостью уменьшить погрешность измерения.

В ЛИКОС ААНИИ каждый образец разливается на 3 виалы, которые измеряется независимо в случайном порядке (чтобы снизить влияние эффекта памяти). Из каждой виалы выполняется 20 инъекций образца в анализатор, первые 5 из которых отбраковываются, а последние 15 осредняются. Если разброс значений ¹⁷О-хs по трём виалам удовлетворительный, вычисляется среднее значение изотопного состава, в противном случае образец отправляется на повторное измерение. Эта методика позволяет измерять ¹⁷О-хs в пяти образцах за 3 суток с погрешностью не более 5 рег meg.

⁴ <u>https://www.iaea.org/newscenter/news/registration-open-iaea-offers-laboratories-to-test-their-capacity-for-the-isotopic-analysis-of-water</u>

3.3 Количество осадков и их распределение по типам

Измерение количества осадков в Центральной Антарктиде стандартными методами, используемыми на метеостанциях (дождемерами) – крайне сложная задача (Del Guasta, 2022), и публикуемые в метеотаблицах данные нельзя признать надежными. Это связано с 1) выдуванием и задуванием снега из/в осадкомера и 2) с крайне низкой интенсивностью осадков, из-за чего количества снега зачастую едва хватает на смачивание прибора. В частности, по данным метеонаблюдений количество осадков в 2000, 2017 и 2020 гг. составило, соответственно, 9,56, 35,62 и 42,6 мм в.э., что не согласуется с накоплением снега на снегомерном полигоне в эти годы (20,0, 25,8 и 27,9 мм в.э., Екауkin et al., 2023).

Тем не менее, эти данные могут быть использованы для приблизительной оценки распространенности разных типов осадков и их интенсивности.

В частности, наиболее распространенным типом осадков являются ледяные иглы, которые наблюдаются в 45% случаев и дают порядка 48% годовой суммы осадков (средняя интенсивность 0,18 мм/событие). На втором месте по распространенности – изморозь, которая наблюдается в 43% случаев, но даёт лишь около 13% суммы осадков (средняя интенсивность 0,05 мм/событие). Снег из облаков наблюдается лишь в 12% случаев, но даёт 39% суммы осадков (средняя интенсивность 0,5 мм/событие). Этот результат в целом не противоречит выводу о том, что бо́льшая часть снега (порядка ³/₄ с доверительным интервалом от 61 до 89%) на ст. Восток откладывается в результате выпадения ледяных игл (Ekaykin, 2003). Следует отметить, что в работе (Ekaykin, 2003) изморозь не выделялась в качестве отдельного типа, она учитывалась вместе с ледяными иглами; по представленным здесь данным ледяные иглы и изморозь вместе дают 56% осадков, что близко к нижнему краю доверительного интервала, представленного в работе (Ekaykin, 2003).



Рис. 3.2 Изотопный состав осадков на станции Восток (из работы Tebenkova et al., 2023). Различными значками показаны разные типы осадков. На нижней панели показана температура воздуха в сроки, когда выпадали осадки. Данные показаны относительно порядкового номера дня в году.

Частота отбора осадков сильно различается от года к году. Так, в 2000 году было отобрано 38 образцов (10 % дней с осадками), в 2017 году – 171 образец (47 % дней с осадками), а в 2020 году – 187 образцов (51 % дней с осадками). Очевидно, что эти цифры показывают сильно заниженную оценку частоты выпадения осадков (особенно для 2000-го года). Во-первых, наблюдение осадков зависит от опыта наблюдателя, малоинтенсивные ледяные иглы легко не заметить, особенно в условиях полярной ночи. Во-вторых, даже если наблюдатель видел осадки, их количества могло не хватить

для отбора пробы. Очевидно также, что наша база данных не учитывает малоинтенсивные осадки, к которым относятся в первую очередь ледяные иглы. Таким образом, количество случаев с ледяными иглами и их общий вклад в годовую сумму осадков больше, чем указано в предыдущем абзаце.

В пределах годового хода наименьшее количество осадков отмечено в январе (3% от годовой суммы), а наибольшее – в мае (13% от годовой суммы), но ввиду относительно небольшой выборки эти различия нельзя считать статистически значимыми. Как будет показано ниже, средний годовой изотопный состав осадков несущественно отличается от среднего взвешенного по количеству осадков, поэтому в первом приближении можно считать, что в сезонном ходе количество осадков распределено равномерно.

3.4 Годовой ход температуры и изотопного состава осадков

Результаты, представленные на рисунке 3.2, показывают, что в пределах годового цикла изотопный состав осадков коррелирует с приземной температурой воздуха. Среднесуточная температура воздуха на высоте 2 м колеблется от –77,2° С зимой до –22,9° С летом. По температуре годовой цикл на станции Восток может быть разделен на 4 сезона: короткое лето (декабрь и январь), короткие весна (октябрь и ноябрь) и осень (февраль и март), характеризующиеся резкими температурными изменениями (средний суточный градиент температуры составляет около 1 °С/сутки) и длинной зимой (апрель-сентябрь), характеризующейся тёплым ядром.

Годовой ход изотопного состава осадков еще более отчетливо виден на графике средних месячных значений (рис. 3.3).

Средние месячные значения δ^{18} О меняются от -48,8 ‰ летом до -67,1 ‰ зимой (см. Приложение 2), т.е. годовая амплитуда составляет около 18 ‰, при этом абсолютный размах изотопных значений составляет более 40 ‰ (от -34,4 до -75,0 ‰).



Рис. 3.3 Средние месячные значения изотопного состава осадков на станции Восток. По данным работы Tebenkova et al., 2023.

В Приложении 2 представлены средние месячные и годовые значения изотопного состава осадков отдельно для разных типов осадков. Для изморози и осадков из облаков данные доступны не для всех месяцев, поэтому посчитать средние годовые значения не было возможно. Где возможно также были посчитаны средние годовые, взвешенные по количеству осадков.

Для ледяных игл средние годовые значения составляют -454 \pm 11 ‰ для δ D, -58,6 \pm 1,6 ‰ для δ ¹⁸O, 14,8 \pm 2,0 для ‰ dxs и -6 \pm 4 per meg для ‰ ¹⁷O-xs. Средние взвешенные значения несущественно отличаются от простых средних.

Для всех чистых типов осадков средние годовые значения составляют -447 \pm 12 ‰ для δ D, -57,8 \pm 1,7 ‰ для δ ¹⁸O, 15,4 \pm 1,6 для ‰ dxs и -3 \pm 4 per meg для ‰ ¹⁷O-xs. Средние взвешенные несущественно отличаются от средних. Кроме того, среднее по всем осадкам несущественно отличается от среднего по ледяным иглам, что подтверждает вывод о том, что именно этот тип осадков даёт бо́льшую долю годовой суммы.

Для всех чистых типов осадков плюс осадки в дни, когда наблюдался позёмок, средние годовые значения составляют -450 ± 13 ‰ для δD , $-58,2\pm1,9$ ‰ для $\delta^{18}O$, $15,4\pm2,0$ ‰ для dxs и -5 ± 4 per meg для ‰ ^{17}O -xs. Средние взвешенные несущественно отличаются от средних. Кроме того, средние значения для этой выборки несущественно отличаются от осадков в дни без позёмка. Это говорит о том, что во время позёмка переметаемый снег не попадает в снежные ловушки, и такие пробы можно использовать для дальнейшей обработки.

Средние годовые значения изотопного состава осадков (все типы осадков; дни с позёмком включены) составили -455±10,5 ‰ для δD, 12,3±3,7 ‰ для dxs в 2000 г.; -459±13 ‰ для δD, -59,5±1,9 ‰ для δ¹⁸O, 17,2±2,1 ‰ для dxs и -7±3 per meg для ‰ ¹⁷O-xs в 2017 г.; -451±11 ‰ для δD, -58,1±1,7 ‰ для δ¹⁸O, 14,2±2,6 ‰ для dxs и -9±3 per meg для ‰ ¹⁷O-xs.

3.4.1 Изотопно-температурная зависимость для разных типов осадков

Общий массив изотопных данных был разбит на три массива в соответствии с типами осадков (рис. 3.4).

При построении этого графика были использованы лишь образцы, которые можно однозначно отнести к одному из трёх типов осадков (ледяные иглы, снег из облаков или изморозь). Эти данные свидетельствуют о том, что изотопно-температурные зависимости различаются для осадков различного генезиса.



Рис. 3.4 Изотопно-температурная зависимость для станции Восток по разным типам осадков (по данным работы (Tebenkova et al., 2023)).

В частности, для ледяных игл коэффициент регрессии между δ^{18} О и T_g равен 0,45 ‰/°С (в Таблице 3.1 дана сводка всех коэффициентов). К сожалению, аэрологические наблюдения на ст. Восток были прекращены в 1992 году, поэтому установить температуру конденсации для этих осадков не представляется возможным. По аэрологическим данным 1963-1991 гг. зависимость между T_g и T_{inv} (температурой на верхней границе слоя инверсии) в пределах годового цикла описывается следующим уравнением (Ekaykin, 2003):

$$T_{inv} = 0.32 \ T_g - 20.5 \tag{18}$$

Как было отмечено в Главе 2, температура на верхней границе слоя инверсии не точно совпадает с температурой конденсации для ледяных игл, поскольку влага кристаллизуется во всём слое инверсии, но в данном случае нас в первую очередь интересуют не абсолютные значения температуры конденсации, а отношение между амплитудами внутригодовых колебаний температуры конденсации и приземной температуры воздуха, которое в первом приближении может быть описано уравнением (18). Согласно этому уравнению, коэффициент регрессии между δ^{18} О и температурой конденсации должен быть равен порядка 1,4 ‰/°С, что хорошо совпадает с оценками по изотопной модели (1,2-1,5)‰/°C). Отметим, что модель считает пространственный (географический) изотопно-температурный градиент, а в случае с атмосферными осадками мы имеем дело с временным (в рамках годового цикла) градиентом. Соотношение между ними определяется соотношением между сезонными амплитудами температуры в источнике влаги и температуры конденсации. Тот факт, что полученный нами градиент 1,4 ‰/°С близок к максимальной оценке по данным модели (1,5 ‰/°С), говорит о том, что амплитуда годового хода T_s в источнике влаги существенно (более, чем в 2 раза) превышает амплитуду Т_с в районе станции Восток (см. раздел 2.2.7).

Для осадков из облаков (обозначены как «снег» на рис. 3.4) коэффициент изотопно-температурной регрессии равен 0,33 ‰/°С, но, ввиду довольно широких пределов погрешности нельзя сказать, что этот коэффициент статистически значимо отличается от соответствующего коэффициента для ледяных игл. Температуру конденсации для этого типа осадков можно приблизительно оценить по температуре на нижней границе нижней облачности. По аэрологическим данным 1963-1991 гг. (Ekaykin, 2003), соотношение между этой температурой и приземной температурой воздуха в пределах внутригодового хода выглядит следующим образом:

$$T_c = 0,18 \ T_g - 25,8. \tag{19}$$

Согласно уравнению (19), коэффициент зависимости между δ^{18} О в осадках из облаков и T_c равен 1,8 ‰/°С. В первом приближении (с учётом погрешностей) это незначимо отличается от коэффициента 1,5 ‰/°С, определенного по изотопной модели.

На рис. 3.4 также виден сдвиг изотопного состава осадков из облаков относительно изотопного состава ледяных игл: при одной и той же T_g , δ^{18} О в осадках из облаков чуть выше, чем в ледяных иглах. Это связано с различием между температурами конденсации для этих двух типов осадков (уравнения (18) и (19)).

Наконец, на рис. 3.4 показана изотопно-температурная зависимость для изморози. В отличие от первых двух типов осадков, изморозь формируется не в атмосфере, а непосредственно на снежной поверхности, при контакте относительно тёплого воздуха с более холодной поверхностью снега. Такая ситуация типична для зимних условий, именно поэтому дни с изморозью характеризуются самыми низкими значениями температуры (до -78 °C) на рис. 3.4. При этом температура конденсации для изморози в первом приближении должна совпадать с температурой приземного воздуха. В этом случае можно было бы ожидать изотопно-температурный градиент, равный около 1,4 ‰/°C (т.е. приблизительно соответствующий $\Delta \delta^{18}O/\Delta T_c$, см. выше). Напротив, согласно нашим данным, коэффициент регрессии изотопно-температурной зависимости для изморози равен 0,34 ‰/°C. Этому неожиданному результату можно дать несколько объяснений:

 самое очевидное объяснение – ошибка наблюдателя, который за изморозь принял ледяные иглы (обращает внимание совпадение изотопных значений для изморози и ледяных игл, особенно при низкой температуре).
Однако, этим фактором можно было бы объяснить отдельные выбросы из распределения изотопных значений изморози, но не весь массив данных; 2) источником влаги для изморози является не водяной пар, пришедший в Антарктиду из низких широт, а подстилающая снежная поверхность.

Действительно, как будет показано в разделе 5.2.2, водяной пар в приземном слое воздуха в районе ст. Восток примерно на ³/₄ или больше образован за счёт сублимации снежной поверхности, а не за счёт адвекции водяного пара извне. Если бы изморозь была конечным продуктом дистилляции водяного пара, который образовался где-то в низких широтах, она при температуре конденсации -70 °C имела бы исключительно низкий изотопный состав (порядка -106 ‰ по δ^{18} O) при очень высоких значениях dxs (порядка +120 ‰), что сильно отличается от реальности. Если действительно зимняя изморозь имеет температуру конденсации порядка -70 °C и ниже, то относительно высокие значения δ^{18} O могут быть объяснены лишь при том условии, что изморозь образовалась из относительно тяжёлого в изотопном отношении водяного пара, источником которого может быть лишь подстилающая снежная поверхность.

По всем трём типам осадков вместе изотопно-температурный градиент составляет 0,41 ‰/°С.

3.4.2 Изотопно-температурная зависимость для разных сезонов года и для средних годовых значений

На рис. 3.5 показана изотопно-температурная зависимость для ледяных игл для четырёх сезонов года. Ледяные иглы были выбраны потому, что для них есть достаточное количество значений, чтобы надежно охарактеризовать связь с температурой для всех четырёх сезонов.

Прежде всего, следует отметить, что представленные на рис. 3.5 зависимости являются результатом смешения двух типов сигнала, внутри- и межгодового.

Наиболее очевидна интерпретация изотопно-температурной зависимости для переходных сезонов (осень и весна): поскольку эти сезоны

характеризуются большими перепадами температуры, изотопнотемпературный градиент для них в пределах погрешности равен соответствующему градиенту для внутригодовой изменчивости (рис. 3.4).



Рис. 3.5 Изотопно-температурная зависимость для ледяных игл для четырёх сезонов года (по данным работы (Tebenkova et al., 2023)).

Наибольший коэффициент регрессии (0,66 ‰/°С) наблюдается для летних осадков (при коэффициенте корреляции, равном 0,45±0,21). Согласно аэрологическим данным, для межгодовой изменчивости амплитуды T_{inv} и T_g летом связаны друг с другом коэффициентом 0,92, и, таким образом, отношение между $\Delta\delta^{18}$ О и ΔT_c (где в качестве аппроксимации T_c выступает T_{inv})

согласно рис. 3.5 составляет 0,72 ‰/°С, что меньше теоретического коэффициента. Это может означать, что большая доля дисперсии летних значений изотопного состава на рис. 3.5 обусловлена не межгодовой, а внутрисезонной изменчивостью.

Наконец, для зимних значений изотопного состава обнаружена очень слабая связь с температурой (коэффициент корреляции = $0,32\pm0,16$, значим при p = 0,07). Это неожиданный результат, поскольку зимние сезоны характеризуются большим разбросом температуры (как внутри сезона за счёт периодически имеющих место тёплых вторжений, так и в рамках межгодовой изменчивости). На графике видны 3 выброса в сторону низких значений изотопного состава (5 и 7 сентября 2017 г. и 22 мая 2020 г.), без которых коэффициент корреляции становится значим ($0,44\pm0,16$, коэффициент линии регрессии = 0,24 ‰/°С). Такие выбросы могли возникнуть при неверной интерпретации типа образца (изморозь принята за ледяные иглы), что вполне возможно в условиях полярной ночи.

Так или иначе, зимние ледяные иглы демонстрируют очень низкую (0,21-0,24)‰/°C). изотопно-температурную зависимость Межгодовая изменчивость приземной температуры температуры инверсии И характеризуется коэффициентом регрессии 0,43. Таким образом, если принять в качестве аппроксимации температуры конденсации температуру на верхней границе слоя инверсии, то коэффициент регрессии $\Delta \delta^{18} O / \Delta T_c$ окажется равным 0,56 ‰/°С, что существенно меньше, чем предсказывает изотопная теория. Единственным объяснением такой ситуации может быть влияние условий в источнике влаги, при которой температура в районе испарения осадков сильно варьировала от года к году.

Мы сопоставили средние годовые значения изотопного состава осадков (δ^{18} O) в 2000, 2017 и 2020 гг., а также 2010, 2011 и 2014 гг. (последние 3 получены осреднением изотопных значений месячных сумм осадков (Ekaykin et al., 2014)) со средними годовыми значениями приземной температуры

воздуха в соответствующие годы. Коэффициент корреляции оказался равным $0,73\pm0,34$ (p = 0,11), а коэффициент регрессии равен $0,6\pm0,3$ ‰/°С. Это значение в пределах погрешности равно пространственному изотопнотемпературному градиенту для всей Антарктиды по данным работы (Masson-Delmott et al., 2008). Корреляции между температурой и dxs не обнаружено.

3.4.3 Эксцесс дейтерия и кислорода 17, линия метеорных вод

На рис. 6 показаны зависимости dxs и ¹⁷О-xs от δ^{18} О для всех осадков.

Обе эти зависимости подчиняются теоретически предсказанным функциям (рис. 2.5 и 2.7): рост dxs и снижение 17 O-xs по мере снижения концентрации кислорода 18. Причины этих закономерностей подробно объяснены в Главе 2. Разброс точек вокруг линий аппроксимации связан с отличиями термодинамических траекторий для отдельных случаев выпадения осадков. Эти зависимости воспроизводятся и в модели промежуточной сложности (Schoenemann and Steig, 2016), хотя она и даёт немного завышенные значения 17 O-xs.



Рис. 3.6 Зависимости dxs и 17 O-xs от δ^{18} O для всех типов атмосферных осадков на станции Восток (по данным работы (Tebenkova et al., 2023)).

На рис. 3.7 показана зависимость δD от $\delta^{18}O$ («линия метеорных вод») для разных типов осадков на станции Восток. Для всех типов осадков коэффициент регрессии довольно близок (от 6,6 до 7,4), а для всех осадков он составляет 6,84. Эти коэффициенты заметно ниже коэффициента 8, характерного для глобальной линии метеорных вод вне района Центральной Антарктиды (Craig, 1961, рис. 2.4). Но именно такие низкие коэффициенты предсказываются изотопной теорией для очень низких температур конденсации при высокой степени исчерпывания влаги в воздушной массе (F< 0,2) и при наличии кинетического фракционирования при образовании твёрдых осадков (рис. 2.5). Именно с отклонением линии метеорных вод в Центральной Антарктиде от глобальной линии с наклоном 8 и связан рост dxs в осадках, который чётко виден на рис. 2.5, 2.7 и 3.6.



Рис. 3.7 Локальная линия метеорных вод для атмосферных осадков станции Восток (по данным работы (Tebenkova et al., 2023)).

3.4.4 Реконструкция температуры конденсации и условий в источнике влаги

При наличии данных о δ^{18} O, dxs и ¹⁷O-xs в осадках у нас есть возможность независимо реконструировать температуру и влажность в источнике влаги, а также температуру конденсации. Такая реконструкция была выполнена для средних месячных значений изотопного состава (рис. 3.8).



Рис. 3.8 Реконструкция условий в источнике влаги (влажность и температура поверхности океана T_s) и температуры конденсации T_c для средних месячных значений осадков на ст. Восток. Также показана средняя месячная температура приземного воздуха T_g . По данным работы (Tebenkova et al., 2023).

Температура в источнике влаги обнаруживает слабый годовой ход с минимумом в конце зимы / весной. Следует понимать, что этот график отражает не изменение температуры в какой-то отдельной акватории Мирового океана, а скорее географическое смещение источника влаги (к югу летом и к северу зимой), а также изменение площади морского льда вокруг Антарктиды. При этом, чем больше площадь льда, тем меньше вклад относительно тяжелого водяного пара, испарившегося из более высоких широт Южного океана, но больше вклад изотопно лёгкого пара, сублимировавшего с поверхности покрытого снегом морского льда.

Довольно неожиданный результат получился для влажности воздуха: этот параметр показывает довольно сильный сезонный ход, причем влажность положительно связана с температурой. Это не согласуется с предполагаемой отрицательной зависимостью между температурой и влажностью (уравнение (16)), но совпадает с реальными наблюдениями (Schoenemann and Steig, 2016), хотя наши результаты показывают бо́льшую внутригодовую амплитуду влажности, чем по данным наблюдений.

Наконец, ход температуры конденсации схож с годовым циклом приземной температуры воздуха, но с гораздо меньшей амплитудой. Температура конденсации меняется от -35 °C летом до -45 °C зимой, что приблизительно соответствует данным аэрологических наблюдений (Ekaykin, 2003). Интересно, что летом температура конденсации чуть ниже приземной температуры воздуха – это может быть влияние снежных осадков из нижней и средней облачности, расположенной выше слоя инверсии, температура конденсации в которых может быть ниже приземной температуры воздуха.

3.4.5 Сопоставление с результатами мониторинга изотопного состава осадков на станциях Конкордия и Купол Фуджи

Результаты, представленные в этой Главе, требуют независимого подтверждения по данным, полученным в других пунктах центральной части

103

Восточной Антарктиды. Метеорологические условия, сопровождающие осадкообразование на восточно-антарктическом плато, а также сопутствующие изотопные процессы, должны быть примерно одинаковы – соответственно, установленные нами для станции Восток закономерности должны в общих чертах воспроизводиться в других районах Центральной Антарктиды.

Аналогичные представленному нами наборы данных существуют лишь для двух пунктов Антарктиды – франко-итальянской станции Конкордия и японской станции Купол Фуджи.

На станции Конкордия атмосферные осадки отбирались на протяжении 12-ти полных годовых циклов (2006-2017 гг., Stenni et al., 2016; Dreossi et al., 2024). Методика отбора в целом схожа с той, что была использована нами на ст. Восток. Всего отобрано 1483 образца, в каждом из которых измерены значения δD и δ^{18} О. Абсолютный размах значений составил 55,66 ‰ для δ^{18} О (от -82,63 до -26,97 ‰) и 372,1 ‰ для δD (от -595,1 до -223 ‰). Это существенно больше, чем на станции Восток, что может объясняться в несколько раз бо́льшей выборкой. Средние значения δD и δ^{18} О составили -438 и -56,7 ‰ – это несколько выше, чем для станции Восток, что объясняется немного более тёплым климатом: средняя годовая температура за весь период наблюдения (с 2005 г.) составляет -54,5 °С, что примерно на 1 °С выше, чем на ст. Восток.

Как и Восток, Конкордия характеризуется мощной приземной инверсией, температура на верхней границе которой коррелирует с приземной температурой воздуха (коэффициент линейной регрессии между T_{inv} и T_g составляет 0,35, меняясь от 0,51 летом до 0,39 зимой, что близко данным по станции Восток).

На Конкордии наблюдается 41 % дней с осадками (что близко данным по Востоку в 2017 и 2020 годах). Что интересно, дни с осадками в среднем на 1,6 °C холоднее, чем дни без осадков.

Связь кислорода 18 с температурой по всем случаям выпадения осадков характеризуется коэффициентом регрессии 0,52 ‰/°С (см. Таблицу 3.1), и такой же градиент был получен по средним месячным значениям, и по средним месячным, взвешенным по количеству осадков. В рамках межгодовой изменчивости коэффициент регрессии равен 0,59 ‰/°С (0,62 ‰/°С если по средним годовым значениям, взвешенным по количеству осадков).

Из всех осадков ледяные иглы составляют 25% случаев и дают 30% осадков (интенсивность 0,08 мм в.э./событие), осадки из облаков 33% случаев (36% осадков, интенсивность 0,08 мм в.э./событие) и изморозь 42% случаев (34% осадков, 0,05 мм в.э./событие). Эта картина существенно отличается от того, что отмечена нами на Востоке, где осадки из облаков наблюдаются заметно реже, но отличаются гораздо бо́льшей интенсивностью. Очевидным объяснением может быть различие в критериях разделения различных типов осадков и в опыте наблюдателя, но это может быть также и объективным различием в метеорологических условиях этих двух станций.

Связь изотопного состава с T_{inv} на Конкордии характеризуется градиентом 0,84 ‰/°С. Это близко к пространственному градиенту для всей Антарктиды (Masson-Delmotte et al., 2008), но ниже того, который отмечен нами на Востоке (1,28 ‰/°С, если считать по $\Delta T_{inv}/\Delta T_g$ равному 0,32). Однако, следует отметить, что для Востока эта величина – расчётная, а для Конкордии это прямое сопоставление изотопного состава осадков с температурой на верхней границе слоя инверсии. Расчёт $\delta^{18}O_p/T_{inv}$ по $\delta^{18}O_p/T_g$ с использованием поправки $\Delta T_{inv}/\Delta T_g$ априори предполагает корреляцию между T_{inv} и ΔT_g , равную единице, что не соответствует действительности. Поэтому, когда речь идёт о связи изотопного состава с T_{inv} , данные Конкордии ближе к реальности.

Для разных сезонов связь с T_g характеризуется коэффициентами 0,59 зимой 0,59 ‰/°С (зима) и 0,37 ‰/°С (лето). На Востоке распределение обратное: коэффициент больше для лета, чем для зимы. Причина этого различия пока не очень понятна. В то же время, связь изотопного состава с температурой инверсии практически одинакова для зимы и лета (0,59 и 0,57 ‰/°С), что в первом приближении соответствует коэффициентам регрессии между этими двумя параметрами на станции Восток (0,56 и 0,72 ‰/°С).

Для разных типов осадков на станции Конкордия практически одинаковый изотопно-температурный градиент по отдельным событиям (0,45-0,48 ‰/°С). Но если сравнить изотопный состав с T_{inv} , то для ледяных игл и осадков градиент растет до 0,83-0,91 ‰/°С, а для изморози он остается на уровне 0,49 ‰/°С. Авторы (Стенни и др. (2003)) не дают этому удовлетворительного объяснения и в целом не обсуждают необычно тяжелый (по сравнению с тем, что предсказывает изотопная теория) изотопный состав изморози, при том, что авторы верно описывают механизм формирования изморози (вблизи снежной поверхности) и отмечают, что температура её формирования ниже, чем для других типов осадков. В контексте сопоставления с результатами, полученными нами на ст. Восток, важно, что изотопно-температурные коэффициенты приблизительно одинаковы для разных типов осадков и примерно равны таковым на станции Восток.

Локальная линия метеорных вод на ст. Конкордия имеет наклон 6,65 (на Востоке 6,84), а по средним месячным взвешенным значениям – наклон 6,83.

Значения dxs меняются от -47,3 до +85,8 ‰, его средние значения для зимы +22,5 ‰, а для лета +5,9 ‰, годовая амплитуда 17 ‰. Соответствующие значения для Востока равны: размах от -29,1 до +39,1 ‰, средние значения для зимы и лета +20,9 и +6,7, годовая амплитуда 21 ‰. Как и на Востоке, dxs в осадках отрицательно связан с δ^{18} O.

106

На ст. Купол Фуджи осадки собирались в течение двух периодов: с февраля 1997 по январь 1998 г. (Motoyama et al., 2005) и с февраля 2003 по январь 2004 г. (Fujita and Abe, 2006). В 2003-м году осадки наблюдались 339 дней из 349 дней. Из них 321 день осадки выпадали в виде ледяных игл, и они отвечают за 53% годовой суммы осадков (которая равна 27,6 мм в.э.), средняя интенсивность 0,081 мм в.э./сутки. Остальные 47 % осадков (которые, видимо, можно атрибутировать как осадки из облаков) выпали всего за 11 событий (18 дней), средняя интенсивность 1,18 мм в.э./событие. Это распределение довольно близко тому, что наблюдается на станции Восток.

Самые низкие значения δD и $\delta^{18}O$ равны -595,5 ‰ и -81,9 ‰, а сезонный размах составляет 292 и 49 ‰. Средние годовые значения δD , $\delta^{18}O$ и dxs составляют -447,2, -57,7 и +14,3 ‰, что примерно равно изотопному составу осадков на станции Восток. Средняя годовая температура на Куполе Фуджи составляет -55,0 … -54,8 *C. По данным Fujita and Abe (2006), изотопнотемпературный градиент равен 0,78 ‰/°C для кислорода 18, а по данным Motoyama et al., (2005) – существенно меньше, 0,47 ‰/°C. Второе значение очень близко тому, которое отмечено на станциях Восток и Конкордия. Изотопно-температурный градиент существенно ниже в тёплое время года, чем в холодное время года, что аналогично ситуации, наблюдающейся на Конкордии. Как и на двух других станциях, dxs отрицательно связан с $\delta^{18}O$.

На Куполе Фуджи осадки не анализировались отдельно по типам, также не было сопоставления изотопного состава с температурой инверсии.

Таблица 3.1. Связь изотопного состава атмосферных осадков (δ^{18} O) с температурой воздуха для трёх разных станций (Восток, Купол Фуджи и Конкордия), для разных типов осадков (ледяные иглы, осадки из облаков и изморозь), для разных сезонов года и разных температур (приземная

температура T_g и температура в слое инверсии T_{inv} ; последняя выступает в качестве аппроксимации температуры конденсации T_c).

Станция	Градиент	Пояснения	Ссылка	
	δ ¹⁸ O/ <i>T</i>			
Восток	0,41	$\delta^{18} O/T_g$, все осадки	Tebenkova et	
			al., 2023	
Восток	1,28 *	$\delta^{18}O/T_{inv}$, все осадки	эта работа	
Конкордия	0,52	$\delta^{18} O/T_g$, все осадки	Dreossi et al.,	
			2024	
Конкордия	0,84	$\delta^{18}O/T_{inv}$, все осадки	Stenni et al.,	
			2016	
Конкордия	0,59	$\delta^{18}O/T_g$, все осадки,	Dreossi et al.,	
		межгодовая изменчивость	2024	
Купол	0,78	$\delta^{18} O/T_g$, все осадки	Fujita and Abe,	
Фуджи			2006	
Купол	0,47	$\delta^{18} O/T_g$, все осадки	Motoyama et al.,	
Фуджи			2005	
Восток	0,45	$\delta^{18} O/T_{g}$, ледяные иглы	Tebenkova et	
			al., 2023	
Конкордия	0,47	$\delta^{18}O/T_{g}$, ледяные иглы	Stenni et al.,	
			2016	
Восток	0,33	$\delta^{18} \text{O}/T_g$, осадки из облаков	Tebenkova et	
			al., 2023	
Конкордия	0,45	δ^{18} О/ T_g , осадки из облаков	Stenni et al.,	
			2016	
Восток	0,34	$\delta^{18} O/T_g$, изморозь	Tebenkova	et
-----------	-----------	--	------------	------
			al., 2023	
Конкордия	0,48	$\delta^{18} O/T_{g}$, изморозь	Stenni et	al.,
			2016	
Восток	1,4 *	$\delta^{18}O/T_{inv}$, ледяные иглы	эта работа	
Конкордия	0,83	$\delta^{18}O/T_{inv}$, ледяные иглы	Stenni et	al.,
			2016	
Восток	1,8 *	δ^{18} O/ T_c , осадки из облаков	эта работа	
Конкордия	0,91	δ^{18} O/ T_{inv} , осадки из облаков	Stenni et	al.,
			2016	
Конкордия	0,49	δ^{18} O/ T_{inv} , изморозь	Stenni et	al.,
			2016	
Восток	0,66	δ^{18} O/ T_g , ледяные иглы, лето	Tebenkova	et
			al., 2023	
Конкордия	0,37	δ^{18} О/ T_{g} , все осадки, лето	Stenni et	al.,
			2016	
Восток	0,33	δ^{18} O/ T_g , ледяные иглы, осень	Tebenkova	et
			al., 2023	
Восток	0,21-0,24	δ^{18} O/ T_g , ледяные иглы, зима	Tebenkova	et
			al., 2023	
Конкордия	0,59	δ^{18} О/ T_g , все осадки, зима	Stenni et	al.,
			2016	
Восток	0,30	δ^{18} O/ T_g , ледяные иглы, весна	Tebenkova	et
			al., 2023	
1			1	

Восток	0,72 *	δ^{18} O/ T_{inv} , ледяные иглы, лето	эта работа
Конкордия	0,57	δ^{18} О/ T_{inv} , все осадки, лето	Stenni et al.,
			2016
Восток	0,56 *	δ^{18} O/ T_{inv} , ледяные иглы, зима	эта работа
Конкордия	0,59	δ^{18} О/ T_{inv} , все осадки, зима	Stenni et al.,
			2016
Восток	0,6±0,3	$\delta^{18} O/T_{g}$, все осадки,	эта работа
		межгодовая изменчивость	

3.5 Выводы к Главе 3

Детальный анализ атмосферных осадков, выполненный в этой Главе, в первом приближении подтверждает, что наблюдаемый изотопный состав осадков неплохо описывается изотопной теорией и может быть воспроизведен с помощью простых изотопных моделей. Изотопно-температурный градиент существенно ниже пространственного градиента, когда речь идет о приземной температуре воздуха T_g . Это различие объясняется разными амплитудами сезонного хода приземной температуры и температуры на верхней границе слоя инверсии, которая в первом приближении равна температуре конденсации ($\Delta T_{inv}/\Delta T_g \approx 0,3-0,35$).

 17 O-xs) (dxs И обнаруживают, Параметры второго порядка соответственно, отрицательную и положительную связь с $\delta^{18}O$ в полном соответствии с изотопной теорией. Следует также отметить, что добавление данных об «эксцессе кислорода 17» в изотопно-температурный метод даёт большую «добавочную существенно стоимость», позволяя снизить неопределенности температурных реконструкций.

Ледяные иглы плюс изморозь дают порядка 50-60 % годовой суммы осадков и наблюдаются как минимум в 60 % дней в году.

Результаты, полученные на станциях Конкордия и Купол Фуджи, в целом подтверждают наши данные, полученные на ст. Восток.

Главный вывод этой главы – изотопная теория удовлетворительно изотопный Центральной объясняет состав осадков, выпадающих В Антарктиде, что является мощным аргументом в пользу применения изотопного состава снежно-фирново-ледяных отложений В качестве дальнейших палеотермометра. В главах ΜЫ рассмотрим, как ЭТОТ первоначальный климатический изотопный сигнал преобразуется под действием процессов, протекающих в верхней части снежной толщи.

Результаты исследований, представленных в Главе 3, отражены в работах Екайкин и др. (2015), Тебенькова и др. (2021), Casado et al. (2018), Landais et al. (2012) и Tebenkova et al. (2023).

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

Вновь образованные атмосферные осадки, формирование изотопного состава которых было рассмотрено в предыдущей главе, откладываются на поверхности снежного покрова. Если бы отложение осадков происходило в штилевых условиях, они могли бы сформировать ровный слой одинаковой толщины. В реальности выпадение осадков обычно сопровождается ветром, турбулентные пульсации которого создают аномалии толщины свежевыпавшего снега и приводят к формированию микрорельефа снежной поверхности – различного вида дюн, ряби, заструг и т.д. (Котляков, 1961). В дальнейшем эти неровности снежной поверхности и сами взаимодействуют со снеговетровым потоком, благодаря чему снег сдувается с наветренной стороны дюн и откладывается с подветренной стороны, заставляя дюны перемещаться по снежной поверхности, поддерживая таким образом своё динамичнеское равновесие (Дюнин, 1963).

Именно с этим неравномерным отложением снега связано формирование «депозиционного» («стратиграфического») шума, который проявляет себя в первую очередь во временных рядах снегонакопления, но также и в рядах других характеристик снежной толщи, в том числе и в изотопном составе снежных слоёв.

Соответственно, данная Глава начинается с подробного рассмотрения формирования депозиционного шума, сопровождающего процесс накопления снега на снежной поверхности, а во второй части Главы эти знания будут использованы для понимания механизма формирования шума во временных рядах изотопного состава снежной толщи.

4.1 Климатический сигнал и депозиционный шум во временных рядах снегонакопления в Центральной Антарктиде

Изучение баланса массы снежной поверхности (SMB) Антарктиды является одной из наиболее приоритетных задач современной гляциологии и климатологии, поскольку именно поведение Антарктического ледяного щита в ходе продолжающегося потепления будет определять подъем уровня Мирового океана в конце 21 века (Frederikse et al., 2020; Meredith et al., 2019; Slater et al., 2020; Stokes et al., 2022). Реакция Антарктического ледника на повышение температуры воздуха включает в себя несколько процессов, иногда противоречащих друг другу. С одной стороны, в более теплом климате динамика льда ускоряется, что приводит к увеличению потери массы, а летнее таяние происходит на больших площадях в окраинных частях ледяного щита (Kittel et al., 2021; Park et al., 2023). С другой стороны, повышенная температура воздуха приводит к увеличению количества осадков и баланса массы снежной поверхности (SMB) внутри континента (Frieler et al., 2015; Medley and Thomas, 2019; Nicola et al., 2023; Siahaan et al., 2022). Таким образом, понимание связи между SMB в центральных частях Антарктиды и температурой воздуха имеет решающее значение для прогнозирования скорости повышения уровня моря.

Баланс массы ледника представляет собой разницу между общим приростом массы (чистое накопление снега) и общей потерей массы (таяние поверхностного и базального льда и откалывание айсбергов на окраинах ледникового покрова). В свою очередь, чистое снегонакопление во внутренней части Антарктиды является результирующей процессов общей аккумуляции (снежные осадки и ветровое отложение) и абляции (сублимация и ветровая эрозия) на границе раздела снег-воздух (Amory et al., 2024). Термин «баланс поверхностной массы» (surface mass balance, SMB) часто используется в качестве синонима «чистого накопления», широко принятого в литературе (Eisen et al., 2008; Ekaykin et al., 2023).

Хотя точные инструментальные измерения осадков снега в Центральной Антарктиде являются технически сложной задачей (Del Guasta, 2022), SMB можно относительно легко определить за достаточно длительный интервал времени (обычно 1 год) с использованием наблюдений за высотой снежного профилях. покрова на снегомерных полигонах ИЛИ Однако такие инструментальные измерения SMB в Центральной Антарктиде редки, поскольку они требуют значительного человеческого труда и поэтому ограничиваются В основном окрестностями постоянно действующих антарктических станций. По этой причине оценка SMB Антарктики в основном опирается на региональные климатические модели (Agosta et al., 2019; Dunmire and others, 2022; Mottram and others, 2021, van Wessem and others, 2018; Wang et al., 2016), даже несмотря на то, что эти модельные прогнозы часто страдают от значительных систематических ошибок (Richter et al., 2021; Wang et al., 2016).

Первые инструментальные наблюдения за SMB в Центральной Антарктиде были проведены в 1958 г. на Южном полюсе и в районе станции Восток. С 1958 года на станции Амундсен-Скотт эксплуатировалось как минимум 5 различных снегомерных полигонов с использованием разных протоколов измерений (Lazzara et al., 2012). «Эталонный» снегомерный полигон, действующий по настоящее время, был установлен в августе 1963 года. Инструментальные измерения SMB также проводились на станции Купол Фуджи (Kameda et al., 2008), в районе старого Купола С (Petit et al., 1982), в районе станции Конкордия (Genthon et al., 2016) и в окрестностях станции Куньлунь (Купол A, Ding et al., 2011, 2016).

На станции Восток первые наблюдения за снегонакоплением начались в 1958 году, а ныне действующий снегомерный полигон был установлен в январе 1970 г. Первый статистический анализ данных полигона за период 1970-1973 гг. был выполнен в работе Баркова и Липенкова (1978), в которой были получены первые оценки среднегодового прироста снега, поверхностной

114

плотности снега и скорости снегонакопления. Было показано, что параметры полигона (количество вех и длина профилей) близки к оптимальным с точки зрения погрешности полученных значений SMB и усилий, требуемых для выполнения снегомерной съемки.

Пространственное распределение снега на полигоне исследовалось Екайкиным и др. (1998, 2019а). Показано, что на исследуемой территории отсутствует пространственный тренд прироста высоты снежной поверхности. При этом имеет место очень большой случайный разброс значений накопления на отдельных вехах из-за взаимодействия переносимого ветром снега с формами микрорельефа. На этот случайный разброс накладываются слабые волны малой амплитуды (с длиной волны около 400 м), вклад которых в общий разброс значений накопления очень мал. В этих же работах обсуждалась и связь между пространственной и временной изменчивостью снежного покрова. В частности, было отмечено, что случайный разброс прироста снега из-за снежного микрорельефа («депозиционный шум») приводит к появлению существенного количества «стратиграфического шума» во временном ряду снегонакопления при наблюдении в одной точке (на вехе или в снежном/фирновом шурфе или керне). В этой работе мы используем термины «депозиционный шум» (случайный разброс значений накопления снега в пространстве от точки к точке) и «стратиграфический шум» (случайный разброс значений толщины снежных слоёв при наблюдении в снежном шурфе или фирновом/ледяном керне) в качестве синонимов. При этом следует иметь в виду, что это не совсем тождественные понятия: действительно, накопление снега в отдельной взятой точке может быть отрицательным (за счёт ветровой эрозии), в шурфе же не может быть снежных слоёв с нулевой или отрицательной толщиной; ветровая эрозия проявляет себя в шурфе в виде уменьшения толщины предыдущего(их) годового(ых) слоя(ёв).

В работе Ekaykin et al. (2002) гляциологические данные, собранные в 8 снежных шурфах, были использованы для реконструкции скорости

снегонакопления в 1944-1998 гг. Сравнение этого временно́го ряда с полученным на полигоне показало хорошее соответствие средних значений SMB, полученных по стратиграфическим наблюдениям снежной толщи и в результате инструментальных измерений.

Владимирова с соавторами (2015) исследовали пространственную изменчивость SMB на более обширной территории вокруг станции Восток с использованием данных, полученных в ходе научных гляциологических походов. Показано, что низкие значения снегонакопления (22-23 мм в.э./год) характерны для территории, простирающейся как минимум на 80 км к югозападу и 110 км к северо-западу от Востока. Низкие значения SMB (< 25 мм в.э./год) были характерны для всей южной половины равнины озера Восток примерно до 150 км к северу от Востока. Примерно в 35 км восточнее ст. Восток находится район мегадюн (Ekaykin et al., 2016), где пространственное распределение SMB сильно нарушено.

В работе А. Рихтера и др. (2021) среднемесячные и годовые значения SMB, полученные на вехах снегомерного полигона ст. Восток, использовались для проверки способности региональных климатических моделей RACMO и MAR воспроизводить временну́ю изменчивость скорости накопления снега в этом регионе Антарктиды. Результаты показали, что оценки RACMO годового и многолетнего SMB хорошо согласуются с наблюдениями, в то время как модель MAR показывает положительное смещение SMB. Ни одна из моделей не смогла воспроизвести сезонное распределение SMB и количества осадков.

Наконец, в 2023-м году была опубликована работа Ekaykin et al., 2023, подводящая итог более чем 50-летней истории исследования пространственно-временной изменчивости снегонакопления в районе станции Восток. Следующие разделы написаны в основном по материалам этой работы.

4.1.1 Методика измерения снегонакопления на снегомерном полигоне станции Восток

Станция Восток расположена в юго-восточном углу долины озера Восток. Поверхность ледника здесь плоская, с плавным увеличением высоты с юго-запада на северо-восток с уклоном около 1,09 м на 1 км. Детальная съемка с помощью Глобальной навигационной спутниковой системы, проведенная в районе снегомерного полигона в январе 2015 г. (Екайкин и др., 2019а), показала исключительно плоскую поверхность снежной равнины в этом районе: здесь отсутствуют формы рельефа размером более 100 м и/или с высотной амплитудой более 5 см. Единственным исключением является маршрут логистических походов, ежегодно с 1957 г. доставляющих топливо и тяжеловесные грузы на станцию Восток, возвышающийся над окружающей местностью на 0,5-1,0 м.

Плановые наблюдения SMB начались на станции Восток в январе 1958 Сначала измерения проводились с помощью натянутой года. над поверхностью снега Г-образного веревочного профиля размерами 20x20 м и с расстоянием между точками измерения 1 м. Наблюдения проводились ежемесячно до декабря 1978 г. Полученные годовые величины накопления оказались нерепрезентативными для района Востока из-за малых размеров профиля и небольшого расстояния между точками измерений (Барков и Липенков, 1978), и поэтому они не использовались в дальнейших исследованиях.

В январе 1970 г. примерно в 1 км севернее ст. Восток был установлен снегомерный полигон (Барков и Липенков, 1978) крестообразной формы, состоящий из двух профилей длиной по 1 км, ориентированных примерно в направлениях север-юг и запад-восток. Каждый профиль состоял из 40 вех, установленных с интервалом 25 м, при этом центральная веха была общей для обоих профилей (всего 79 вех).

Полигон посещался раз в год в конце декабря для измерения высоты вех и плотности поверхностного слоя снега. В отдельные годы (1970-1993, 1995, 2004 и 2006 гг.) измерения проводились ежемесячно.

29 декабря 1998 г. к западу от старого полигона был установлен новый таким образом, что профили обоих полигонов с запада на восток образовали единый профиль длиной 2 км. Параметры обоих полигонов (форма, количество вех и расстояния между ними) идентичны за исключением материала вех: на старом полигоне используются алюминиевые шесты, а на новом - бамбуковые палки. Новый полигон расположен на чистой территории, затронутой маршрутом транспортных не походов или другими искусственными объектами, поэтому параллельные наблюдения на двух полигонах позволили 1) подтвердить достоверность данных SMB, полученных 2) оценить репрезентативность на старом полигоне, И измерений, выполненных на участке площадью 1 км².

В декабре 2003 года полигоны не посещались, поэтому имеются данные только о среднегодовом накоплении снега за 2003 и 2004 годы.

К 2005 году вехи старого полигона почти полностью оказались засыпаны снегом. Поэтому они были переустановлены и повторно измерены, чтобы сохранить непрерывность записи.

Баланс массы снежной поверхности (SMB) за данный период времени вычисляется как произведение кажущегося прироста высоты снега (в см) и плотности накопленного слоя, измеренной в конце этого периода (Eisen et al., 2008). Накопление снега на вехе наблюдается как разница высоты вехи над поверхностью снега в начале и в конце периода наблюдения. Несмотря на кажущуюся простоту, существует несколько источников погрешности, связанных с этим методом измерения снегонакопления.

Во-первых, основание вехи может перемещаться вертикально относительно слоя снега, в котором она была изначально установлена. Веха

может либо «тонуть», либо «всплывать», тем самым увеличивая или уменьшая видимое накопление снега. Проседание может произойти из-за таяния слоя снега под вехой (если она изготовлена из теплопроводящего материала, например алюминия) или из-за вибрации вехи, вызванной действием ветра. Веха может выпирать наверх, если она застрянет в слое снега, лежащем между основанием вехи и поверхностью снега. Чтобы избежать вертикального смещения вехи, можно прочно закрепить (заякорить) её основание в удерживающем его слое снега. На полигонах Востока вехи не заякорены, но при установке их втыкали в снег до тех пор, пока их основания не упирались в твердый слой снега, что не позволило им провалиться. Старый снегомерный полигон изготовлен из алюминиевых вех (рис. 4.1), а новый — из бамбуковых.

Во-вторых, поверхность снега неровная, поэтому высота вехи зависит от стороны, по которой она измеряется. По нашим оценкам, типичная ошибка, связанная с этой погрешностью, составляет ± 1 см, а ошибка прироста высоты снега (разность двух измерений высоты вехи) составляет $\pm 1,4$ см.

Эту ошибку можно уменьшить, измерив высоту по четырем сторонам вехи и затем взяв среднее значение. Однако эти дополнительные усилия не приведут к значительному повышению точности измерений SMB, поскольку, как будет показано ниже, стандартное отклонение (STD) годового накопления снега на отдельной вехе составляет 100% от его среднего значения для всего полигона. В ходе многолетних наблюдений случайная ошибка, связанная с шероховатостью снежной поверхности, остается практически постоянной. Поэтому её вклад в общую неопределенность среднего многолетнего значения прироста высоты снежной поверхности на одной вехе уменьшается по мере увеличения периода наблюдений.

Наконец, накопление снега, измеренное с помощью снегомерных вех, систематически занижается из-за уплотнения слоя снега между основанием вех и поверхностью снега (Екайкин и др., 1998; Eisen et al., 2008; Takahashi and Kameda, 2007).



Рис. 4.1 Снегомерные работы на станции Восток: а – вехи старого снегомерного полигона, b и с – измерение плотности снега с помощью весового снегомера BC-43.

Влияние этого эффекта зависит от профиля плотности снега, т.е. от вертикального градиента плотности снега и глубины основания вехи. Существуют несколько подходов к оценке поправки на уплотнение снега (см. обзор в (Екайкин и др., 2020)).

Во-первых, поправку можно рассчитать, если вертикальный профиль плотности снега известен с достаточной точностью, предполагая, что он не меняется со временем (Sorge, 1935). Во-вторых, уплотнение снега можно измерить инструментально. В-третьих, поправку можно получить путем сравнения значений SMB, полученных на снегомерном полигоне, со значениями, полученными в результате независимых исследований (например, из снежных шурфов или по неглубоким кернам). На Востоке истинное годовое снегонакопление на 8±4% превышает наблюдаемое из-за эффекта уплотнения снега (Екайкин и др., 2020).

Плотность снега измеряется на полигонах ст. Восток с помощью весового снегомера ВС-43 (Исмагилов и др., 2018), который широко используется в российской гляциологической практике (рис. 4.1). Снегомер оснащен безменом, который позволяет измерить массу отобранного снега известного объема в точке отбора пробы.

В случае таких малоснежных районов, как Восток, годовое накопление снега представляет собой не слой сплошного пространственного простирания, а отдельные участки снега различной величины и толщины. Таким образом, определить плотность недавно выпавшего годового слоя снега на Востоке непросто. Еще бо́льшие трудности того же характера возникают при оценке ежемесячных значений SMB.

Ввиду этих сложностей мы приняли правило измерять плотность верхнего 20-сантиметрового слоя снега около каждой пятой вехи полигона. Глубина отбора проб (20 см) и количество точек измерения плотности (18 точек измерения на каждом полигоне) были выбраны как компромисс между требуемыми усилиями и точностью полученных результатов. Точность однократного измерения ВС-43 для верхних 20 см снега составляет около 9-10 кг/м³, т.е. около 3% от средней плотности поверхностного снега на Востоке.

Средняя плотность снега, измеренная в конце года (в декабре), используется для расчета годового накопления снега на каждом полигоне, тогда как среднемесячные значения используются для исследования сезонных изменений плотности приповерхностного снега.

В результате гляциологических работ на полигонах ст. Восток создана база данных SMB, содержащая > 22 000 индивидуальных значений месячных приростов высоты снега, около 5600 значений годового прироста снега и > 5600 значений плотности снега.

4.1.2 Независимость значений накопления снега на соседних вехах полигона

Прежде чем проводить статистический анализ данных прироста снега, необходимо убедиться в независимости значений, полученных на соседних вехах полигона. Действительно, если расстояние между вешками меньше горизонтального размера форм снежного микрорельефа, то временные ряды накопления снега, измеренные на соседних вешках, могут содержать один и тот же «депозиционный шум». Чтобы проверить, достаточно ли велико расстояние между вехами на снегомерном полигоне ст. Восток, мы сравнили средние коэффициенты корреляции $\langle R \rangle$ между временными рядами прироста снега, полученными в 1970-2019 гг. на старом полигоне на соседних вехах (установленных через 25 м) и на вехах, разделенных расстоянием 50 м и более.

Мы обнаружили, что в первом случае (77 пар временных рядов) $\langle R \rangle = 0,071$, тогда как во втором случае (3003 пары временных рядов) $\langle R \rangle$ уменьшается до 0,043. Несмотря на малые значения, оба коэффициента статистически значимы благодаря большому количеству задействованных временных рядов. Однако разница между ними статистически незначима, что

позволяет сделать вывод о том, что расстояние между вехами в 25 м достаточно велико, чтобы избежать пространственной корреляции между соседними измерениями.

Аналогичный анализ, выполненный на 77 парах сгенерированных случайных серий, дает $\langle R \rangle = 0,001$ и очень малую вероятность (~0,02%) получения $\langle R \rangle = 0,07$. Этот тест подтверждает, что во временных рядах годового снегонакопления, полученных на отдельных вехах, имеется небольшая доля дисперсии, общей для всех временных рядов, которая, скорее всего, представляет собой климатический сигнал.

Другой подход к изучению корреляции между вехами заключается в использовании так называемой «структурной функции» (Барков и Липенков, 1978; Eisen et al., 2008). Ее применение приводит к тому же выводу: значения годового снегонакопления на соседних вехах снегомерного полигона ст. Восток независимы.

4.1.3 Пространственный разброс значений прироста снега и плотности

Набор данных о ежемесячном накоплении снега на старом полигоне содержит 22345 индивидуальных значений. Этот массив демонстрирует крайне высокий разброс значений: минимальные и максимальные экстремумы на отдельных вехах составляют, соответственно -29,5 и +33 см, при среднем месячном значении прироста снега +0,51 см снега. Этот разброс содержит как пространственные вариации (между отдельными вехами в одном месяце), так и временные вариации (климатическая изменчивость снежного покрова от месяца к месяцу). Чтобы выделить пространственную составляющую общей дисперсии, мы рассчитали аномалии ежемесячных значений снегонакопления для каждой вехи (т.е. разницу между значением накопления на отдельной вехе и средним значением по всему полигону в данном месяце). Распределение этих аномалий представлено на рис. 4.2а. Также были рассчитаны аномалии



значений годового прироста (рис. 4.2б) и аномалии значений плотности снега (рис. 4.2в и 4.2г).

Рис. 4.2 Пространственная изменчивость прироста высоты снежного покрова (а и б) и плотности снега (в и г) (по данным Ekaykin et al., 2023). Гистограммы представляют собой распределения аномалий ежемесячных (а и в) и годовых значений (б и г) для каждой вехи. Заливкой показаны данные по старому полигону, а цветными линиями – по новому полигону. Черные кривые – распределение Гаусса, среднее значение и стандартное отклонение которого такие же, как у экспериментальных данных. Основные статистические параметры приведены для старого полигона. Вертикальные пунктирные линии обозначают значение равное 0.

Абсолютный размах аномалий значений месячных приростов составляет 63 см, но 75 % точек данных попадают в интервал -2,5 ... +1,5 см (рис. 4.2а), а бо́льшая часть значений (92,5 %) лежит в диапазоне от -4,5 до +4,5 см. Стандартное отклонение (STD) составляет 2,9 см.

В целом распределение значений месячных приростов аналогично распределению Гаусса, но с повышенной вероятностью крупных отрицательных и положительных аномалий (< -10 см и > +10 см). Коэффициент вариации (CV = STD / среднее значение) месячных значений накопления составляет 5,7.

Для годовых значений прироста снега на старом полигоне в 1970-2019 гг. среднее значение составляет +6,1 см, а минимальные и максимальные значения -37 и +38 см. Распределение аномалий (рис. 4.26) имеет явно выраженную правостороннюю асимметрию, что можно объяснить неравномерным перераспределением снега ветром: ветер сносит более тонкие слои снега с бо́льших площадей и откладывает его более толстыми слоями на меньшие площади.

STD аномалий годового прироста составляет 5,4 см (CV = 0,9), причем больше 95 % аномалий лежат в диапазоне от -9,5 до +10,5 см.

За общий период работы старого и нового снегомерных полигонов (1999-2019 гг.) их среднегодовые значения прироста снега (6,3 и 6,7 см) статистически неотличимы друг от друга.

Большой пространственный разброс месячных и годовых величин снегонакопления обусловлен взаимодействием ветрового перераспределения снега с рельефом поверхности – преимущественно формами микрорельефа в виде заструг, дюн, «китовых спин», ряби и т.п. Поскольку амплитуда форм снежного микрорельефа (обычно 0,1-1 м, Picard et al. (2019)) превышает месячные и годовые значения снегонакопления, поле снегонакопления сильно пятнистое с повышенным накоплением снега в некоторых местах, обычно в ложбинах с подветренной стороны дюн или заструг, а в других – нулевое или отрицательное накопление. Такая пространственная изменчивость накопления снега создает так называемый «депозиционный, или стратиграфический, шум» во временном ряду накопления снега, наблюдаемого в отдельно взятой точке.

Плотность снега, измеренная в 1970-2019 годах ежемесячно на старом полигоне, характеризуется средним значением 323 кг/м³ с экстремумами 190 и 520 кг/м³. Распределение месячных аномалий плотности (рис. 4.2в) близко соответствует кривой Гаусса со стандартным отклонением 26 кг/м³. Относительная изменчивость значений плотности, выраженная коэффициентом вариации (CV = 0,08), значительно меньше, чем у значений прироста высоты снежного покрова.

За период одновременного функционирования нового и старого снегомерных полигонов средняя плотность снега на них была одинаковой (331 кг/м³).

Наконец, на рис. 4.2г показано распределение аномалий плотности снега, измеренной в конце декабря. Массивы данных плотности, полученные на старом и новом полигонах, статистически идентичны и подчиняются распределению Гаусса со стандартным отклонением 26 кг/м³. Средняя декабрьская плотность и полный диапазон ее разброса составляют, соответственно, 334 кг/м³ и 236-520 кг/м³ на старом полигоне (период наблюдений 1970-2019 гг., всего 792 значения), и 337 кг/м³ и 270-485 кг/м³ на новом полигоне (период наблюдений 1999-2019 гг., всего 375 значений). Средняя плотность снега в декабре заметно превышает среднюю плотность по круглогодичным наблюдениям, что связано с сезонным ходом плотности приземного снега (см. следующий раздел).

Часть общего разброса значений снегонакопления и плотности приходится на инструментальные погрешности измерений этих параметров. Для прироста высоты снежного покрова инструментальная погрешность

126

составляет около 1,4 см, поэтому она составляет около 23 % от общей дисперсии месячных значений (STD = 2,3 см), а ее доля в общей дисперсии годовых значений прироста (STD = 5,4 см) составляет всего 7 %. Для плотности инструментальная погрешность (около 10 кг/м³) составляет около 15 % общей дисперсии (STD = 26 кг/м^3). Относительная инструментальная ошибка измерения плотности составляет около 3 %, что близко к наилучшему результату, который можно получить при измерении этого параметра (Weinhart et al., 2020).

4.1.4 Стандартная ошибка среднего значения прироста как функция количества вех и периода наблюдения

Стандартное отклонение годового снегонакопления, наблюдаемого на отдельной вехе, составляет около 90 % от среднегодового снегонакопления на Востоке (CV = 0,9). Это означает, что для получения точных данных о SMB необходимо проводить наблюдения на большом количестве вех и/или в течение длительного периода времени.

Как показано в разделе 4.1.2, измерения прироста снега на соседних вехах полигона независимы. В этом случае стандартную ошибку среднего значения (SEM) можно рассчитать как STD/ \sqrt{N} , где STD — стандартное отклонение, а N — количество точек данных. На рис. 4.3 мы демонстрируем, как SEM зависит от количества вех и периода наблюдения.

При увеличении количества вех с 1 до 10 SEM быстро уменьшается в 3,5 раза, а дальнейшее увеличение количества вех приводит лишь к небольшому уменьшению SEM (рис. 4.3). Для всего массива из 79 вех SEM составляет 0,6 см или около 10 % среднегодового снегонакопления на полигоне. Чтобы снизить относительную погрешность до 5 %, необходимо увеличить количество вех до 350, что необоснованно увеличит как время, так и рабочую силу, необходимую для работы на таком полигоне.



Рис. 4.3 Зависимость стандартной ошибки среднего значения прироста высоты снежного покрова (см) от количества вех и периода наблюдения (по данным работы Ekaykin et al., 2023). Нижняя панель – то же для области, ограниченной 10-ю вехами и 10-ю годами наблюдения.

SEM также уменьшается с увеличением периода наблюдения (рис. 4.3). Однако обращает внимание, что стандартная ошибка среднегодового накопления, полученная при измерениях на одной вехе за 10-летний период (1,7 см), выше, чем ошибка, полученная при измерениях на 10 вехах за один год (1,6 см).

Это связано с тем, что межгодовая изменчивость накопления снега на отдельной вехе представляет собой сумму как депозиционного шума снегонакопления, так и климатической изменчивости.

SEM, рассчитанная для 18 точек данных о плотности поверхностного снега, измеренной в декабре, составляет в среднем 6,3 кг/м³ (CV = 0,02). Таким образом, вклад пространственного разброса плотности снега в депозиционный шум временно́го ряда снегонакопления слабее, чем вклад прироста высоты снежного покрова (CV = 0,1).

4.1.5 Сезонная изменчивость прироста высоты снежной толщи и плотности снега

Для целей нашей работы важно иметь представление о внутригодовом распределении снегонакопления. В Главе 3 было показано, что в пределах годового цикла осадки в первом приближении распределены равномерно, и средний годовой изотопный состав осадков несущественно отличается от среднего взвешенного по количеству осадков. Данные снегомерного полигона позволяют проверить справедлив ли этот вывод для снегонакопления.

На рис. 4.4 представлены средние месячные значения прироста снега и плотности за период с 1970 по 2019 гг. Несмотря на широкие пределы погрешностей, по обоим параметрам отчетливо видна сезонная цикличность.

Пониженное снегонакопление наблюдается в теплый период (с ноября по февраль), тогда как максимальные значения характерны для конца зимы – начала весны (сентябрь-октябрь). С одной стороны, такой годовой ход можно объяснить усилением циклонической активности во второй половине

антарктической зимы (Turner et al., 2019), приносящей влагу в глубь Восточно-Антарктического плато.



Рис. 4.4 Сезонный ход прироста высоты снежного покрова и плотности снега по данным снегомерного полигона ст. Восток (по данным работы Ekaykin et al., 2023).

С другой стороны, небольшое снегонакопление летом можно объяснить сублимацией снега. Показано, что сумма сублимации с поверхности снега за

теплый период (ноябрь-февраль) составляет 2,3 мм в.э./год, или около 0,7 см в снежном эквиваленте (Екайкин и др., 2015). Кроме того, следует учитывать и ветровую сублимацию переносимых метелью частиц снега, что вполне может усилить общий эффект сублимации (Amory et al., 2021). Таким образом, оказывается, что на самом деле количество осадков летом и зимой может быть одинаковой величины, а наблюдаемый сезонный цикл снегонакопления является лишь результатом усиленной сублимации в теплый период.

Еще одним фактором, который может повлиять на снижение показателей снегонакопления летом, является уплотнение снега. Наши недавние прямые измерения скорости уплотнения снега на Востоке (будут опубликованы в другом месте) показывают, что бо́льшая часть уплотнения происходит в основном в два летних месяца (декабрь и январь), тогда как зимой скорость уплотнения в несколько раз ниже.

Плотность поверхностного снега также демонстрирует заметный сезонный цикл: в середине зимы плотность снега примерно на 6 % меньше, чем летом. Это можно объяснить повышенным снегонакоплением в холодный период (рис. 4.4), что приводит к увеличению доли свежего рыхлого снега в верхних 20 см снега зимой. Действительно, общее зимнее (с марта по сентябрь) снежное накопление составляет около 4,5 см, или почти $\frac{1}{4}$ слоя толщиной 20 см, в котором выполняется измерение плотности. Плотность, наблюдаемая в конце зимы (315 кг/м³), может быть достигнута в том случае, если плотность самых верхних 4,5 см свежего снега равна 260 кг/м³, а плотность более глубоких 15,5 см снега равна 330 кг/м³, что близко к реальности. Этот сценарий предполагает, что свежий зимний снег не уплотняется до весны, что согласуется с нашими наблюдениями о том, что уплотнение снега происходит преимущественно летом и значительно замедляется в холодное время года.

131

4.1.6 Соотношение сигнала и шума в рядах снегонакопления

Данные о снегонакоплении, полученные в результате наблюдений на снегомерных полигонах станции Восток, позволяют нам оценить отношение сигнал/шум (signal-to-noise ratio, SNR) во временных рядах прироста высоты снежной толщи, полученных в одной точке (Fisher et al., 1985):

$$SNR = \langle R \rangle / (1 - \langle R \rangle), \tag{20}$$

где $\langle R \rangle$ — средний коэффициент корреляции между временными рядами по отдельным вехам.

В случае снегонакопления $\langle R \rangle = 0,043$ (см. раздел 4.1.2) и SNR = 0,045, что означает, что около 96 % дисперсии временно́го ряда прироста высоты снега объясняется депозиционным шумом и лишь 4 % связано с климатическим сигналом. В абсолютных цифрах STD шума для годовых значений прироста снега равно 5,4 см (рис. 4.26), а STD климатического сигнала равно $\sqrt{5,4^2 \cdot 0,045} = 1,1$ см.

По мере увеличения количества вех (и/или периода наблюдений) ошибка средней величины прироста уменьшается (рис. 4.3). Для годовых значений снегонакопления, осредненных по 10 вехам, SNR равно 0,5, а для значений, осредненных по всему полигону (79 вех), оно равно примерно 2,3. Эти данные позволяют оценить количество точек наблюдения (вех, шурфов или кернов), необходимых для того, чтобы получить достоверную оценку снегонакопления в данный год с заданной точностью.

4.1.7 Ложный сигнал во временных рядах снегонакопления

В работе Ekaykin et al. (2002) было высказано предположение, что неравномерное отложение снега на поверхности снежного покрова может проявлять себя не только в виде шума, но также и в виде ложного (неклиматического, «рельефообусловленного» сигнала). Дело в том, что среди разнообразных типов рельефа снежной поверхности присутствуют не только

формы микрорельефа (с типичными горизонтальными размерами не более 10 м и временем жизни менее 1 года), но и более крупные дюны (размер порядка 10² м, «мезодюны»), устойчивые на протяжении длительных временных интервалов. Предполагается, что эти мезодюны перемещаются по поверхности снежного покрова (что является необходимым условием сохранения их динамического равновесия), формируя квази-периодические колебания снегонакопления при наблюдении в отдельно взятой точке.

В январе 2015 г. на снегомерных полигонах было выполнено повторное изучение пространственной изменчивости снегонакопления и её связи с аномалиями высоты поверхности снежного рельефа (Екайкин и др., 2019а). Была выполнена детальная кинематическая съемка высоты снежной поверхности методами спутниковой геодезии вдоль профилей снегомерных полигонов с пространственным разрешением около 3,6 м, результаты которой были сопоставлены с распределением снегонакопления на тех же профилях. На рис. 4.5 представлена пространственная изменчивость характеристик снежного покрова вдоль профиля север-юг нового снегомерного полигона. Этот профиль выбран на том основании, что он находится в чистом секторе станции Восток и не подвержен каким-либо антропогенным изменениям.

Действительно, высота снежной поверхности обнаруживает квазипериодические аномалии с длиной волны порядка 400 м и с абсолютным размахом (разностью между высотой гребней и ложбин), который едва ли превышает 5 см. Таким образом, существование мезодюн было доказано экспериментально.

Накопление снега в течение двух лет, предшествовавших геодезической съемке, обнаруживает ковариацию с высотой снежной поверхности, причем положительные (отрицательные) аномалии накопления тяготеют к отрицательным (положительным) аномалиям высоты.

133



Рис. 4.5 Распределение характеристик снежного покрова вдоль профиля север – юг нового снегомерного полигона (по данным работы Екайкин и др., 2015): а — эксцесс дейтерия в снеге, январь 2017 г.; б — δD в снеге, январь 2017 г.; в — накопление снега; г — высота поверхности. 1 и 2 — изотопный состав снега (dxs и δD), 3 — средний прирост снега в 1970–2016 гг., 4 — средний прирост снега в 2015–2016 гг., 5 — высота поверхности в декабре 1999 г., 6 — высота поверхности в январе 2015 г. Все кривые сглажены по пяти точкам (125 м).



Рис. 4.6 Результаты гляциологических наблюдений в районе мегадюн (по данным работы Ekaykin et al., 2016): а-в – изотопный состав верхнего (1,5 м) слоя снега; г – плотность верхних 20 см снега; д - средний за 2013-2014 гг. прирост высоты снежной толщи; е – наклон поверхности ледника; ж – высота поверхности ледника и внутренних отражающих слоёв (значения справа показывают их возраст).

Наиболее наглядно формирование неклиматических рельефообусловленных колебаний снегонакопления может быть продемонстрировано на примере т.н. мегадюн (Екайкин и др., 2014; Ekaykin et al., 2016; Frezzotti et al., 2002a; Traversa et al., 2023) – крупных дюн на поверхности ледникового покрова с длиной волны порядка 2-5 км и амплитудой высоты поверхности порядка 2-5 м.

В 2013-2015 гг. нами была изучена зона мегадюн, располагающаяся в 30-35 км к востоку от станции Восток (Екайкин и др., 2014; Ekaykin et al., 2016). Поперек горизонтального простирания гребней мегадюн был заложен гляциологический профиль, вдоль которого была измерена скорость снегонакопления и отобраны пробы на изотопный анализ, а также выполнено зондирование верхней части снежной толщи с помощью георадара и выполнена спутниковая геодезическая съемка. Также в одной из точек профиля было выполнено бурение мелкой скважины глубиной 20 м. На рис. 4.6 представлено распределение скорости снегонакопления и других характеристик снежной поверхности вдоль гляциологического профиля.

Согласно рис. 4.6д, ежегодный прирост снега при движении поперек дюн меняется в 6 раз, от 2 до 12 см снега в год, притом что средний прирост (около 6 см/год) примерно соответствует величине, зафиксированной в районе станции Восток. Наибольший интерес представляет тот факт, что аномалии накопления коррелируют не с высотой поверхности (рис. 4.5ж), а с углом наклона поверхности (рис. 4.6е): там, где угол наклона минимальный (и, соответственно, должны быть минимальные скорости катабатического потока), наблюдается максимальный прирост снега. Напротив, максимальным углам наклона соответствуют минимальные значения прироста.

Поскольку максимумы и минимумы накопления смещены относительно положения ложбин и гребней дюны, её положение со временем смещается таким образом, что дюна перемещается вверх по склону ледникового покрова. Это смещение можно проследить на 4.6ж, где показан радиолокационный

136

разрез, котором видны отражающие горизонты (изохроны), на соответствующие древним (их возраст указан в правой части рисунка) погребенным поверхностям дюны. По нашим оценкам, скорость смещения дюны составляет 4,6±1,1 м/год, что примерно соответствует результатам других работ (порядка 5-10 м/год (Frezzotti et al., 2002a; Traversa et al., 2023)). При длине волны около 1900 м такая скорость смещения означает, что каждая дюна смещается на одну длину волны приблизительно за 410 лет. Иными словами, наблюдатель, измеряющий скорость снегонакопления в какой-либо точке в данном районе, увидел бы, как скорость снегонакопления плавно меняется от 2 до 12 см и обратно до 2 см снега в год с периодом около 410 лет.

На рис. 4.6а-в показан изотопный состав поверхностного слоя снега на том же гляциологическом профиле, на котором было выполнено измерение скорости снегонакопления. Видна чёткая ковариация между концентрацией тяжелых изотопов и приростом снега, которая говорит о том, что обнаруженный нами неклиматический рельефообусловленный сигнал должен проявлять себя и в рядах изотопного состава снега. Этой проблеме будут посвящены следующие разделы данной Главы.

4.2 Климатический сигнал и депозиционный шум во временных рядах изотопного состава снега в Центральной Антарктиде

Как было показано в предыдущих разделах, в районе станции Восток снег откладывается не сплошным слоем, а пятнами, в подходящих для этого местоположениях (углублениях рельефа). В итоге, отдельные слои, которые можно наблюдать в разрезе снежной толщи, являются результатом случайного закрепления на снежной поверхности снега, выпавшего в результате одногоединственного снегопада. Снег может не закрепиться на поверхности с первого раза, а испытать один или несколько циклов ветровой эрозии и переотложения, в результате чего изотопный состав снега будет перемешан, но всё же эти процессы не приводят к полному перемешиванию, и разброс изотопного состава отдельных снежных слоёв в пространстве и по глубине может быть очень велик. Так формируется депозиционный шум во временных рядах изотопного состава.

4.2.1 Методика изучения депозиционного шума в рядах изотопного состава снега

Для изучения формирования депозиционного шума в рядах изотопного состава снега мы использовали несколько подходов, а именно – изучение изменчивости изотопного состава в пространстве и по глубине (во времени).

Изотопные пробы поверхностного (в слое 0-10 см) снега отбирались в районе станции Восток несколько раз в период с января 2000 по январь 2017 г.; всего было отобрано 269 образцов, изотопный состав которых был измерен в изотопной лаборатории ЛИКОС ААНИИ. Образцы отбирались вблизи вех снегомерных полигонов таким образом, чтобы можно было напрямую сопоставлять изотопный состав с величиной накопления снега.

Также в этой работе мы использовали изотопные данные из снежных шурфов, работа в которых велась в разное время в районе станции Восток. Вертикальное разрешение пробоотбора в шурфах разное (от 2 до 10 см; в некоторых шурфах образцы брались не с одинаковым шагом по глубине, а послойно, т.е. 1 образец из 1-го стратиграфического слоя), поэтому мы использовали только данные из шурфов, в которых разрешение было 5 либо 10 см. Всего таких шурфов 11, а общее количество изотопных проб равно 354. Если глубина шурфов была больше 3 м, мы брали только пробы до глубины не более 300 см, поскольку на бо́льшей глубине изменчивость изотопных значений снижена вследствие диффузионного сглаживания (см. следующую Главу).

4.2.2 Пространственная изменчивость изотопного состава поверхностного слоя снега

Анализ изотопного состава поверхностного (0-10 см) слоя снега мы начинаем с изучения распределения изотопных значений аналогично тому, как

это было сделано с данными по снегонакоплению (раздел 4.1.3). Гистограммы изотопных значений представлены на рис. 4.7.



Рис. 4.7 Гистограммы изотопных значений δD (вверху) и dxs (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).

Размах изотопных значений составляет 96,0 ‰ по бD, 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 (гистограмма значений которых также показана на рис. 4.7), что обусловлено 1) отмеченным выше перемешиванием снега в процессе отложения и переотложения, 2) тем фактом, что слой 10 см в соответствует примерно 1,5 годам накопления 3) среднем И 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 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.

Значения dxs 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. 4.7 мы также показали гистограммы значений δD и dxs в снежных шурфах. 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 следующей Главе). Стандартное отклонение значений бD в шурфах (15,8 ‰) почти такое же, как в поверхностном снеге. Это странно, если учесть тот факт, что вертикальный изотопный профиль состоит суммы депозиционного ИЗ 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 (см. следующую Главу).

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 ‰.

В заключении этого раздела следует еще раз подчеркнуть, что депозиционный шум в рядах изотопного состава формируется не только за счет неравномерного отложения снега, но и за счет внутригодовой изменчивости изотопного состава осадков. Оба эти фактора в равной степени важны.

Также 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 ‰.

4.2.3 Сигнал и шум во временных рядах изотопного состава

Для изучения доли шума во временных рядах изотопного состава мы собрали изотопные данные по всем шурфам и мелким скважинам в районе станции Восток (всего таких объектов набралось 23 штуки) и построили временные ряды изотопного состава. Датировка шурфов выполнялась на основе стратиграфического описания и корректировалась с учётом маркеров абсолютного возраста (радиоактивных горизонтов 1955 и 1965 гг., пиков электропроводности или SO₄²⁻ в слоях, содержащих продукты извержения вулканов Агунг, 1963 г., и Пинатубо, 1993 г. – см. методику в работах Верес и др., 2024; Ekaykin et al., 2022, 2024). Датировка кернов выполнялась с учетом глубины залегания хорошо датированных вулканических пиков – см. методику в работах Верес и др. (2024) и Veres et al. (2023).

На рисунке 4.8 показаны все эти 23 изотопных ряда в интервале времени от 1576 до 2021 года. Анализ этих данных позволяет сделать два вывода:

- для одного и того же года имеет место существенный разброс значений δD, что является наглядным проявлением депозиционного шума;
- разброс значений бD заметно уменьшается по мере увеличения возраста, что говорит о затухании шума, связанного с постдепозиционным сглаживанием изотопных рядов (этому будет посвящена следующая Глава).

Уменьшение с возрастом разброса годовых значений δD снега в разных шурфах и кернах показано на рис. 4.9. Для наиболее молодых слоев стандартное отклонение значений δD по разным шурфам составляет 18 ‰, что очень близко величине депозиционного шума, оцененной в предыдущем разделе. С возрастом STD быстро уменьшается, в снеге возрастом около 250 лет достигает значения около 8 ‰, и дальше практически не меняется. Таким образом, в отличие от рядов снегонакопления, в рядах изотопного состава количество депозиционного шума не одинаково для разных слоев снега/фирна, а уменьшается с увеличением их возраста.



Рис. 4.8 Временная изменчивость изотопного состава (δD) снежнофирновой толщи в 1576-2021 гг. по результатам исследований в 23 снежных шурфах и мелких скважинах.

Для периода 1968-2018 гг. средний коэффициент корреляции между всеми рядами (171 пара рядов) равен -0,02±0,03. Он статистически неотличим от 0, и вычислить с его помощью отношение сигнала к шуму по уравнению (20) не представляется возможным. Для оценки SNR мы использовали другой подход: стандартное отклонение сводного по всем шурфам и кернам ряда за период 1968-2018 гг. равно 3,7 ‰. В первом приближении это значение можно взять за оценку STD климатического сигнала. Тогда SNR можно приближенно вычислить как $3,7^2/18^2 = 0,04$. Таким образом, для наиболее молодых (не старше 50 лет) слоёв снега отношение сигнала к шуму для изотопного состава такое же, как и для снегонакопления.



Рис. 4.9 Разброс (стандартное отклонение) годовых значений изотопного состава (δD) по данным разных шурфов и кернов ст. Восток.

Для наиболее древних слоев снега (1576-1676 гг.) средний коэффициент корреляции (6 пар рядов) равен 0,10±0,04. Таким образом, по формуле (20) отношение сигнала к шуму для этого снега равно 0,11. Напомним, что рост SNR с увеличением возраста снега/фирна связан с подавлением высокочастотного шума в изотопных рядах за счет изотопной диффузии (см. следующую Главу).

За счёт осреднения изотопных рядов по многим шурфам и кернам можно добиться повышения SNR. Для наиболее молодых слоев снега у нас имеется 23 индивидуальных изотопных ряда, что позволяет увеличить SNR в сводном ряду до 0,9. Для периода 1576-1676 имеется 4 индивидуальных ряда, что позволяет увеличить SNR сводного ряда до 0,4.
4.2.4 Неклиматические рельефообусловленные колебания в рядах изотопного состава

На рис. 4.5 показано распределение изотопного состава (δD и dxs) вдоль профиля север-юг нового полигона по образцам, собранным в январе 2017 г. Эти данные показывают квази-периодический характер изменчивости с довольно большим размахом значений (16 ‰ для δD), причем колебания изотопного состава обнаруживают ковариацию с аномалиями снегонакопления.

Еще четче рельефообусловленные аномалии изотопного состава видны по данным мегадюн (рис. 4.6): колебания изотопного состава чётко коррелируют с аномалиями снегонакопления, причём размах этих колебаний составляет те же 16 ‰, что и в случае мезодюн.

В работе Ekaykin et al., 2023 предлагаются два возможных механизма связи аномалий изотопного состава снега со снегонакоплением:

- зимой скорость ветра в районе ст. Восток чуть больше, чем летом (Аверьянов, 1990), а размеры снежных зёрен меньше. Это приводит к тому, что зимние осадки более охотно перераспределяются ветром по сравнению с летними. В результате, зимний снег преимущественно откладывается в ложбинах, а летний снег более равномерно распределен по снежному покрову. Таким образом, в ложбинах больше доля зимних осадков и ниже изотопный состав снега, а на гребнях – напротив, доля зимнего снега выше и изотопный состав тяжелее;
- 2) как будет показано в следующей Главе, интенсивность постдепозиционных процессов напрямую связана со скоростью снегонакопления: чем выше последняя, тем меньше времени свежевыпавший слой снега проводит вблизи дневной поверхности

снежного покрова, тем ме́ньшую постдепозиционную трансформацию он испытывает, тем ниже его изотопный состав.

Оба эти механизма приводят к формированию отрицательной связи между накоплением снега и δD, а также между δD и dxs, поэтому разделить влияние этих двух процессов затруднительно. Вполне возможно, что оба они действуют одновременно. Так или иначе, существование неклиматических рельефообусловленных колебаний изотопного состава снега, связанных с относительно крупными и устойчивыми во времени формами рельефа, можно считать доказанным, что в очередной раз подчеркивает необходимость с осторожностью интерпретировать изотопные (и иные геохимические) данные, полученные по одному единственному керну.

4.3 Сопоставление с другими районами Центральной Антарктиды

Депозиционный шум во временных рядах снегонакопления и других параметров снежной толщи – относительно малоизученное направление антарктической гляциологии. Это довольно странно, если учесть, что в Центральной Антарктиде есть целый ряд пунктов – Амундсен-Скотт (Zhai et al., 2023), Купол Фуджи (Kameda et al., 2008), Конкордия (Genthon et al., 2016) и Купол А (Ding et al., 2011, 2016) – для которых имеются инструментальные данные о снегонакоплении на снегомерных полигонах, что позволило бы выполнить такой же статистический анализ шума, какой мы выполнили для станции Восток.

Интуитивно понятно, что отношение сигнала к шуму должно быть прямо пропорционально скорости аккумуляции. Действительно, величина депозиционного шума определяется шероховатостью снежной поверхности, которая, в свою очередь, зависит от скорости ветра. Для обширного плато Центральной Антарктиды характерны приблизительно одинаковые скорости ветра (порядка 4-6 м/с, Аверьянов, 1990), а значит и величина шума также должна иметь примерно одинаковый порядок величины.

146

Напротив, амплитуда климатического сигнала напрямую связана со скоростью снегонакопления, которая в пределах Центральной Антарктиды может меняться в несколько раз, от около 20-25 мм в.э. в районе станции Восток, до 100 мм в.э./год на границе области.

Немногочисленные полевые измерения подтверждают это предположение. Пионер изучения стратиграфического (депозиционного) шума, Д. Фишер с соавторами (1985) оценивали отношение сигнала к шуму в Гренландии (скорость снегонакопления 140-520 мм в.э./год) величиной 1,1-2,7.

В работах Oerter et al. (2000) и Graf et al. (2002) изучена временная изменчивость изотопного состава и скорости накопления снега за 200 лет по 16-ти фирновым кернам, пробуренным в районе Земли Королевы Мод (скорость снегонакопления порядка 40-60 мм в.э./год). Обнаружено, что для снегонакопления SNR составляет 0,04, а для изотопного состава – 0,14 (что очень близко значениям, полученным нами на ст. Восток). Авторы отмечают, что относительная низкая корреляция между кернами может объясняться погрешностями датировки, а также относительно большим (до 100-200 км) расстоянием между пунктами бурения.

В работе Münch et al., 2016 выполнен детальный анализ пространственно-временной структуры изотопного состава снежной толщи в районе немецкой станции Конен. При средней скорости снегонакопления 64 мм в.э./год SNR равняется 0,77. Также важным результатом работы является измерение расстояния, на котором исчезает корреляция между двумя точками: оно оказалось равным около 10 м. Это подтверждает наши выводы о том, что ряды накопления на двух соседних вехах снегомерного полигона ст. Восток (расстояние 25 м) являются независимыми.

Эти исследования были продолжены в работе Hirsch et al., 2023 в районе Земли Королевы Мод. Были изучены 7 пунктов (включая Конен),

различающихся по скорости снегонакопления от 43,3 до 64 мм в.э. Показано, что SNR положительно коррелирует со скоростью снегонакопления, и отрицательно – с шероховатостью и углом наклона поверхности. Последний фактор определяет скорость катабатического ветра, который, в свою очередь, влияет на амплитуду микрорельефа.

Наконец, в работе Zuhr et al., 2023 изучался изотопный состав верхнего слоя снежной толщи в районе пункта EGRIP (северо-восточная Гренландия). Отношение сигнала к шуму для вертикальных профилей изотопного состава оценивается величиной 1,8 при скорости снегонакопления порядка 100-140 мм в.э./год.

Эти немногочисленные данные позволяют построить зависимость отношения сигнала к шуму от скорости снегонакопления (рис. 4.10).



Рис. 4.10 Зависимость отношения сигнала к шуму для временных рядов изотопного состава от средней скорости снегонакопления по данным Центральной Антарктиды и Гренландии.

Точки данных неплохо описываются логарифмической функцией с R² = 0.9. Разброс точек относительно линии аппроксимации связан с погрешностями определения SNR и скорости снегонакопления, а также с влиянием прочих факторов (различиями В шероховатости снежной поверхности и т.д.).

4.4 Значение полученных результатов для интерпретации изотопных данных по глубоким ледяным кернам

Значения SNR, полученные в результате исследований в современном снеге, скорее всего, могут быть экстраполированы на весь голоцен (Hirsch et al., 2023). Однако же, в холодные эпохи, когда скорость снегонакопления была существенно (примерно вдвое) ниже, чем в доиндустриальный период (Veres et al., 2013), отношение сигнала к шуму также могло быть существенно ниже, как следует из рис. 4.10.

Депозиционный ШУМ короткопериодную не только маскирует климатическую изменчивость, но и может препятствовать выявлению временных трендов изотопного состава (Münch et al., 2016). Этим отчасти может объясняться тот факт, что интенсивное повышение температуры в Антарктике (0,5 °C за 50 лет), наблюдающееся с 1957 года по данным метеостанций (Steig et al., 2009), не находит адекватного отражения в рядах изотопного состава, реконструированных по данным снежных шурфов и фирновых Для кернов. улучшения надежности палеоклиматических реконструкций требуется построение сводных рядов по достаточному количеству (не менее 5, до 35 (Münch et al., 2016)) индивидуальных кернов, пробуренных в каждом исследуемом пункте.

Результаты работ по изучению депозиционного шума могут быть использованы для выбора точек бурения будущих скважин. При прочих равных условиях точка бурения должна располагаться в районе с относительно высокой скоростью снегонакопления (которая может меняться на 30 % в пределах 100 км, как показывают результаты Hirsch et al., 2023) и с малым уклоном поверхности, что обеспечит относительно низкую скорость катабатического ветра и малую шероховатость снежной поверхности. Очевидно, следует избегать районов распространения мегадюн и т.н. «глазированных поверхностей» (Frezzotti et al., 2002b; Scambos et al., 2012), которые занимают значительные площади в Центральной Антарктиде (Das et al., 2013).

В этом отношении район станции Восток является достаточно удачным С одной стороны, местоположением. экстремально низкая скорость снегонакопления (самая низкая в Антарктиде вне районов мегадюн и зон «голубого льда») не способствует высокому отношению сигнала к шуму. С другой стороны, станция Восток расположена над одноименным озером, благодаря чему поверхность ледника здесь исключительно плоская (Shen et al., 2022) с очень низким уклоном поверхности, что препятствует развитию здесь крупных форм рельефа. Недостатком станции Восток является то, что она (единственная из всех пунктов глубокого кернового бурения в Антарктиде) расположена не на куполе и не на ледоразделе, поэтому глубокие слои льда были образованы вдалеке от нынешнего положения станции в иных гляциоклиматических условиях (см. раздел 6.5).

4.5 Выводы к Главе 4

Главным выводом этой Главы является то, что для временных рядов изотопного состава и скорости накопления снега в районе станции Восток характерно крайне низкое отношение сигнала к шуму, около 0,04. Снег откладывается непрерывным пятнами, каждый не слоем, a И стратиграфический слой в снежно-фирново-ледяной толще представляет собой не осредненные за год атмосферные осадки, а один случайным образом закрепившейся в данном местоположении снегопад. В таких условиях климатический возможность реконструировать сигнал с годовым разрешением практически равна нулю. Отчасти эта проблема может быть

решена построением сводного ряда по достаточно большому (порядка 10 или больше) количеству индивидуальных рядов, но и в этом случае минимальное временное разрешение палеоклиматической реконструкции не будет превышать порядка десятилетия. Если же имеются данные лишь по одному керну, то палеореконструкция может быть выполнена лишь с разрешением порядка 10²-10³ лет.

Для реконструкции климатической изменчивости с годовым разрешением требуемая скорость снегонакопления должна быть примерно вдвое выше, чем на ст. Восток (т.е. от 40 мм в.э./год и выше) и при условии построения сводного ряда не менее, чем по 5 индивидуальным рядам.

Результаты исследований, представленных в Главе 4, отражены в работах Владимирова и др. (2015), Екайкин и др. (2011, 2014, 2019a, 2020), Eisen et al. (2008), Ekaykin et al. (2004, 2012, 2016, 2021, 2023), Masson-Delmotte et al. (2008) и Richter et al. (2021).

Глава 5. Постдепозиционные изменения изотопного состава снежной толщи

Еще не успев окончательно закрепиться на поверхности снежного покрова, вновь выпавшие осадки вовлекаются в процессы метаморфизма, в результате которых снег постепенно уплотняется, превращаясь сначала в фирн, а потом и в лёд (Екайкин и др., 2022; Чихачев и Липенков, 2015; Arnaud et al., 2000; Lipenkov et al., 1997; Salamatin et al., 1997, 2009а). Обсуждение механизма уплотнения выходит за рамки данной работы, важно лишь отметить, что одной из составляющих этого процесса является активный перенос водяного пара между отдельными зёрнами льда через поровое пространство, а также между поровым пространством и приземным слоем атмосферы. Этот массоперенос сопровождается фазовыми переходами (сублимацией и ресублимацией (отложением) водяного пара), а значит неизбежно и изотопным фракционированием. Результатом этого является 1) изменение среднего изотопного состава верхней части снежной толщи и 2) сглаживание амплитуды изотопных колебаний в снежно-фирновой (и далее в ледяной) толще за счёт диффузии молекул воды. Данная глава посвящена обсуждению этих процессов на основе полевых экспериментов, выполненных при участии соискателя в районе станции Восток, а также на основе литературной информации.

Изучение постдепозиционных процессов велось несколькими взаимодополняющими методами: мониторинг изотопного состава поверхностного слоя снежной толщи, наблюдение за эволюцией изотопного состава верхней части снежной толщи, эксперимент по экспонированию снежных образцов, измерение изотопного состава водяного пара и влажности приземного слоя воздуха, а также лабораторные эксперименты по изучению изотопных трансформацией в снеге в результате массообмена с атмосферой. В этой главе использованы материалы работы Ekaykin et al. (2009).

5.1 Изменение изотопного состава верхней части снежной толщи в результате массо-обмена с водяным паром атмосферы

5.1.1 Мониторинг изотопного состава поверхностного слоя снежной толщи

Мониторинг изотопного состава поверхностного слоя снежной толщи был впервые поставлен на Востоке в летний полевой сезон 62-й РАЭ (декабрь 2016 г.) и продолжался в течение 7-ми летних сезонов по февраль 2023 г. В 2017 и в 2020 гг. эти работы выполнялись на протяжении целого годового цикла усилиями метеоролога ст. Восток В.Н. Заровчатского. Образцы отбирались в чистой зоне станции Восток. Для пробоотбора была выбрана достаточно крупная генетически однородная форма рельефа (дюна), с поверхности которой ежедневно утром отбиралась проба снега в слое 0-1,5 см. Следующие пробы отбирались в непосредственной близости от предыдущей (рис. 5.1). Образцы отбирались в «корнинги» (corning tubes), герметично закрывались и хранились в замороженном виде вплоть до момента измерения их изотопного состава в ЛИКОС ААНИИ. В журнал наблюдений записывались метеорологические явления (выпадение осадков, позёмок и т.д.), которые могли привести К изменению изотопного состава поверхностного слоя снега, а также состояние площадки (следы ветровой эрозии либо переметание площадки снегом).

Для того, чтобы измерить горизонтальный масштаб, в пределах которого снежная поверхность может считаться однородной с точки зрения изотопного состава, 3 января 2020 г. был выполнен отбор поверхностных (верхние 1,5 см) проб снега на площадке размером 9×9 м в узлах квадратной сетки с расстоянием между точками отбора, равным 1 м (рис. 5.2). Общее количество образцов составило 100 штук.



Рис. 5.1 Отбор проб для мониторинга изотопного состава поверхностного слоя снега на ст. Восток, январь 2023 г. Фото А.В. Козачек и Н.А. Тебеньковой.

Измерения изотопного состава (δ^{18} O и δ D) этих образцов было выполнено в ЛИКОС ААНИИ в 2020 г. Методика измерений изложена в разделе 3.2.

По рисунку 5.2 можно сделать вывод о том, что изотопный состав поверхностного слоя снега в метровом масштабе характеризуется огромной пространственной изменчивостью. Абсолютный размах значений δD составляет 69 ‰, а STD — 14,7 ‰. Для сравнения, такое же значение STD было получено при анализе пространственной изменчивости изотопного состава снега в районе снегомерного полигона на площади 2 км² (см. раздел



4.2.2) при глубине пробоотбора 10 см. Таким образом, эти данные подтверждают выводы, сделанные в Главе 4.

Рис. 5.2 Мелкомасштабная пространственная изменчивость изотопного состава поверхностного слоя снега: концентрация кислорода 18 (а), дейтерия (б) и значения dxs (в); г — направления на стороны света и преобладающее направление ветра.

Вместе с тем, в контексте мониторинга изотопного состава снежной поверхности важно то, что изотопный состав снега приблизительно одинаков

в пределах отдельно взятой генетически однородной формы рельефа с горизонтальными размерами до нескольких метров, а между такими формами наблюдаются резкие изменения изотопного состава.

5.1.2 Измерение влажности и изотопного состава водяного пара приземного воздуха в районе ст. Восток

В сезон 67-й РАЭ впервые в практике российских исследований на станции Восток было выполнено измерение изотопного состава водяного пара атмосферы с помощью лазерного анализатора Picarro L2140-*i*. Сам анализатор находился в одном из помещений станции, а наружный воздух подавался в него с помощью металлической трубки (рис. 5.3). Измерения были начаты 6 января и окончены 6 февраля 2022 г. Каждую секунду прибор записывал дату и время, влажность воздуха, концентрацию дейтерия, кислорода 18, кислорода 17 и целый ряд технических параметров. Общий объем полученных данных составил 1,7 Гб.

Периодически (как правило, 1 раз в сутки) выполнялась калибровка прибора с помощью штатного калибровочного устройства. В процессе калибровки в анализатор с различной интенсивностью подаются 2 изотопных стандарта (тяжёлый и лёгкий) и, таким образом, прибор калибруется по шести точкам (2 стандарта при трёх значениях влажности воздуха). В процессе работы было выяснено, что штатное калибровочное устройство не способно выдавать такую низкую влажность воздуха, которая характерна для Центральной Антарктиды. Самая низкая влажность, которую нам удалось достичь, составила 8000-9000 ppm, тогда как для района станции Восток в летний сезон характерна влажность порядка 150-1200 ppm. В связи с этим мы изготовили самодельное устройство для подачи стандарта.

В сезон 68-й РАЭ измерения были продолжены с новым калибровочным устройством, с помощью которого удалось добиться влажности 400 ppm.



Рис. 5.3 Измерительная система для мониторинга влажности воздуха и изотопного состава водяного пара атмосферы. На переднем плане – испаритель, стоящий на блоке анализатора. Слева от него – калибровочное устройство.

Все полученные данные были осреднены по интервалам длительностью 1 минута с целью упрощения обработки данных и снижения случайной погрешности измерений.

5.1.3 Эволюция изотопного состава поверхностного слоя снежной толщи в течение годового цикла

На рис. 5.4 показан годовой ход изотопного состава снежной поверхности на протяжении двух годовых циклов (с 11 декабря 2016 г. по 4 февраля 2018 г. и с 10 декабря 2019 г. по 31 января 2021 г.).



Рис. 5.4 Изменчивость изотопного состава поверхностного (0-1,5 см) слоя снежной толщи в течение двух годовых циклов (с 11.12.2016 по 04.02. 2018: δD, фиолетовая линия, и dxs, зелёная; с 10.12.2019 по 31.01.2021: δD, сиреневая линия, и dxs, оранжевая). Кружками показан изотопный состав атмосферных осадков в 2017 году. Тонкими вертикальными линиями обозначены даты переноса площадки отбора поверхностных проб на новое место в 2017 году.

Этот параметр обнаруживает такой же сезонный ход, как и у атмосферных осадков (также показаны на рисунке), но с существенно ме́ньшей амплитудой. В 2017 г. первый максимум изотопного состава наблюдался в середине января, затем концентрация дейтерия плавно снижалась до начала февраля, и далее оставалась почти постоянной до середины июня. Резкие колебания значений δD , которые наблюдаются до середины октября, связаны с периодическим переметанием площадки свежими осадками с очень низким изотопным составом и дальнейшей ветровой эрозией вновь наметённого снега, которая обнажает старую поверхность с более тяжелым изотопным составом. Начиная с конца ноября, наблюдается новый рост значений изотопного состава, который ускоряется в декабре, и (за исключением события 31.12.2017-02.01.2018, которое связано с выпадением обильного снегопада с тяжелым ИЗОТОПНЫМ составом) максимальное значение изотопного состава достигается в 20-х числах января 2018 г. Интересно, что как в январе 2017 г., так и в январе 2018 г. максимальные значения изотопного состава примерно одинаковы, несмотря на то, что это были генетически различные слои снега.

В 2020 году ход изотопного состава поверхностного снега аналогичен: первый максимум достигается в первой декаде января, затем концентрация тяжелых изотопов снижается, сначала плавно, а осенью более резко. Зимой изотопный состав примерно одинаковый (при этом средние значения δD ниже, чем в 2017 году) с колебаниями, связанными с метелевым переносом снега.

В конце октября начинается рост значений δD, который ускоряется в начале декабря. Максимум изотопных значений был достигнут около 10 января 2021 г., после чего концентрация тяжелых изотопов начала постепенно снижаться. В 20-х числах января зона пробоотбора была перекрыта метелевым переносом с относительно тяжелым изотопным составом, в результате чего значения δD вновь резко выросли.

159

Можно предложить несколько причин наблюдаемого годового хода в изотопном составе поверхностного снега: 1) отложение на поверхности зоны пробоотбора свежевыпавшего снега и/или переметание зоны пробоотбора метелевым переносом, и 2) изотопный обмен между поверхностным снегом и приземным слоем воздуха и/или нижележащими слоями снега. Влияние первого фактора очевидно, что следует из журнала наблюдений, но следует отметить, что изменение изотопного состава поверхностного снега наблюдалось и в дни без атмосферных явлений. В качестве примера более подробно рассмотрим ход изотопного состава в сезон 65-й РАЭ (10 декабря 2019 г. – 4 февраля 2020 г.), рис. 5.5.

В этом сезоне значения δD постепенно росли до 1-й декады января, после чего наметилось их снижение. 13 января выпал снегопад с тяжелым изотопным составом (-376 ‰ по δD), свежий снег перекрыл зону отбора, что привело к резкому (на 4 ‰) скачку изотопных значений, после чего изотопный состав вновь начал снижаться. С 25 по 29 января отбор проб не выполнялся, за это время зона отбора была заметена позёмком, имеющим относительно тяжелый изотопный состав, благодаря чему значения δD вновь выросли.

В сезоне 65-й РАЭ отобрано 17 образцов атмосферных осадков, изотопные значения которых показывают очень большой разброс (рис. 5.5; одно значение, 14 января, вышло за границы рисунка: $\delta D = -341$ ‰ и dxs = -39 ‰). Интересно, что за редкими исключениями выпадение осадков никак не сказывается на изотопном составе отложенного снега, что не удивительно: каждый отдельный снегопад даёт не более (а в большинстве случаев существенно менее) 1 мм осадков, т.е. не более 7 % от общей толщины слоя, в котором производится отбор образцов.



Рис. 5.5 Ход изотопного состава поверхностного слоя снега с 10.12.2019 по 04.02.2020 г. (δD, сиреневая линия, и dxs, оранжевая линия). Точками показаны значения изотопного состава атмосферных осадков. Также показаны дни, когда наблюдались атмосферные явления: ледяные иглы (синие крестики), позёмок (зелёные ромбы), снег из облаков (красные снежинки) и туман (синий треугольник). Розовой заливкой показаны дни без атмосферных явлений.

Мы выделили 4 временных интервала, во время которых практически не было отмечено атмосферных явлений (обозначены розовой заливкой на рис.

161

5.5): 10-14 декабря, 25-29 декабря 2019 г., 2-7 января и 16-24 января 2024 г. Во время некоторых из этих интервалов отмечены единичные слабые ледяные иглы и/или позёмок, но наблюдатель не зафиксировал каких-либо визуальных изменений зоны пробоотбора. При этом изотопный состав поверхностного снега в эти дни не оставался постоянным: во время первых двух интервалов значения δD росли, а во время двух последних интервалов – снижались. Такое поведение можно объяснить лишь взаимодействием подстилающей поверхности с атмосферой и/или нижележащей толщей снега. Аналогичные процессы были отмечены также в других пунктах Центральной Антарктиды и Гренландии, о чем будет рассказано ниже в разделе 5.7.

Примечательно, что ход значений dxs находится в противофазе с ходом значений δD (рис. 5.4 и 5.5). С одной стороны, это согласуется с тем, что эти два параметра находятся в обратной зависимости друг с другом в атмосферных осадках (рис. 3.2 и 3.6). С другой стороны, в дни без атмосферных явлений δD и dxs в поверхностном снеге также находятся в противофазе (рис. 5.5) – это свидетельствует о кинетических процессах в ходе изотопного обмена между снежной толщей и атмосферой.

5.1.4 Влажность приземного слоя воздуха и изотопный состав водяного пара

Движущей силой массобмена между снегом и приземным слоем воздуха является суточный ход температуры поверхности снега в летний период. На рис. 5.6 показаны результаты измерения влажности воздуха и изотопного состава водяного пара на ст. Восток с 18 января по 4 февраля 2023 г. по результатам измерений с помощью лазерного анализатора Picarro (методика измерений изложена в разделе 5.1.2).

Наибольший интерес представляют данные о влажности, которые показывают ярко выраженный суточный ход со значениями 100-200 ppm ночью и 300-600 ppm 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. Поток пара из атмосферы в снег сопровождается преимущественно осаждением тяжелых изотопов, что приводит к снижению изотопного состава оставшегося водяного пара; в дневные часы сублимация снега приводит к возвращению части тяжелых молекул воды обратно в атмосферу, и изотопный состав снега вновь растёт (рис. 5.6). Общее снижение изотопного состава водяного пара ближе к концу летнего сезона может быть связано как с накоплением лёгких изотопных молекул, так и с адвекцией изотопно лёгкого пара по мере снижения температуры воздуха.



Рис. 5.6 Влажность воздуха (отношение смеси, в ppm) и изотопный состав водяного пара (δ¹⁸O) приземного слоя воздуха в районе станции Восток по результатам измерений лазерного анализатора Picarro L2140-*i*.

5.2 Эволюция вертикального профиля изотопного состава снега

Параллельно с мониторингом изотопного состава поверхностного слоя снега выполнялось наблюдение за эволюцией вертикального профиля верхней

части (0-30 см) снежной толщи в мини-шурфах. Первый мини-шурф был вскрыт 13 декабря 2016 г. (рис. 5.7). В нём было сделано стратиграфическое описание, чтобы обеспечить возможность идентификации одинаковых по генезису и возрасту слоёв снега в соседних шурфах, и произведен отбор снега для изучения изотопного состава: с разрешением 1 см в интервале 0–10 см, и с разрешением 5 см в интервале 10-30 см (глубина пробоотбора от стенки шурфа – 10 см). После выполнения работ шурф был закопан. 19 декабря на расстоянии 15 см с наветренной стороны от первого шурфа был вскрыт второй мини-шурф. В дальнейшем шурфы вскрывались с примерно недельным интервалом на одинаковом расстоянии друг от друга (15 см), и в каждом шурфе выполнялись одинаковые работы.

В сезон 62-й РАЭ было вскрыто 6 шурфов, МР1-МР6, (13 декабря 2016 г. – 27 января 2017 г.). В сезон 63-й РАЭ эта работа была продолжена, и было вскрыто еще 6 шурфов, МР7-МР12, (22 декабря 2017 г. – 2 февраля 2018 г.), которые исследовались по той же технологии. Расстояние от рабочей стенки МР1 до рабочей стенки МР12 составило около 2,8 м.

На рисунке 5.8 показано стратиграфическое описание всех шурфов.

За исключением, возможно, самого первого мини-шурфа, между всеми шурфами наблюдается преемственность в строении снежной толщи: уплотнённый снег в верхних 2-5 см, рыхлый снег от 5 до 20 см и более твёрдый слой ниже.

Это даёт нам основание предполагать, что изменение изотопного состава между соседними шурфами обусловлено не различием генезиса изучаемых слоев, а эволюцией изотопного состава снега за счёт массообмена с выше- и нижележащими слоями снежной толщи, и атмосферой.

Изотопные пробы, отобранные в мини-шурфах, были доставлены в ЛИКОС ААНИИ, где выполнено измерение их изотопного состава (δD и $\delta^{18}O$).



Рис. 5.7 Работа в мини-шурфе. Фото А.Н. Верес.



Рис. 5.8 Стратиграфическое описание мини-шурфов, вскрытых в сезонные периоды 62-й и 63-й РАЭ.

С помощью данных, полученных по мини-шурфам, мы изучили глубину проникновения постдепозиционных процессов в снежную толщу за период времени с 13 декабря 2016 г. по 2 февраля 2018 г. На рисунке 5.9 показан сводный график вертикальных изотопных профилей по всем мини-шурфам, который показывает, что изменчивость изотопного состава убывает с глубиной. Наибольшая изменчивость наблюдается в верхних 10 см снежной толщи, в интервале 10–20 см она заметно снижается (что отчасти связано с уменьшением разрешения пробоотбора с 1 до 5 см), а глубже 20 см практически сходит на нет.

Разберем более подробно временну́ю эволюцию вертикального профиля изотопного состава. Между 13 и 19 декабря 2016 г. верхние 10 см профиля претерпели существенные изменения изотопного состава, тогда как нижние 20 см остались без изменений. Основываясь на стратиграфии снежной толщи (рис. 5.8), можно предположить, что в интервале 0-10 см шурфов MP1 и MP2 мы имеем дело с различными по генезису слоями.



Рис. 5.9 Эволюция изотопного состава (δD и dxs) в мини-шурфах в период с 13 декабря 2016 г. по 2 февраля 2018 г.

Во время работы в шурфе MP1 имел место легкий позёмок, поэтому различие профилей MP1 и MP2 отчасти может быть связано с небольшим загрязнением образцов MP1 переметаемым снегом. Однако это не объясняет, почему некоторые образцы загрязнены, а другие – нет. Кроме того, изотопный состав переметаемого снега 13 декабря 2016 г. ($\delta D = -404 \%$ и dxs = +9 ‰) не объясняет, почему "загрязнённые" образцы смещены по δD , но не смещены по dxs. Вариант естественного изменения изотопного состава тоже следует отбросить, поскольку другие соседние шурфы, как правило, не показывают таких резких изменений.

Судя по стратиграфии и профилям изотопного состава, на протяжении всей последующей части летнего сезона 2016/17 г. мы имеем дело с однородной снежной толщей. Эволюция изотопного профиля в этот период времени заключается в постепенном утяжелении изотопного состава в интервале глубин 3–15 см (наиболее интенсивно – в интервале 4–9 см) при отсутствии существенных изменений выше и ниже этого горизонта. Чтобы продемонстрировать направленность и интенсивность этого процесса, на рисунке 5.10 мы построили изотопные профили, полученные 19 декабря 2016 г. и 27 января 2017 г.

По-видимому, изотопные преобразования, которые наблюдаются на глубине 3–15 см, связаны с тем, что в этом слое снежной толщи происходит наиболее интенсивное поглощение солнечной радиации (внутренний радиационный разогрев) и формирование горизонта разрыхления. Судя по относительному изменению концентрации дейтерия и кислорода 18 $(\Delta\delta D/\Delta\delta^{18}O = 7,6)$ и по относительно малой изменчивости dxs ($\Delta dxs/\Delta\delta D$ = -0,05) изотопные преобразования на этой глубине происходили в равновесных условиях.



Рис. 5.10 Эволюция вертикального изотопного профиля снежной толщи в течение летнего сезона 62-й РАЭ по данным мини-шурфов МР2 и МР6.

В течение зимы и первой половины лета 2017 г. (27 января – 22 декабря 2017 г.) изотопный профиль изменился удивительно мало. За этот период произошло лишь некоторое сглаживание изотопного состава в соседних слоях снега, видимо, за счёт изотопной диффузии.

В последнюю неделю декабря 2017 г. наблюдались весьма резкие изменения изотопного состава, которые могут быть связаны с различным генезисом снежных слоев.

В период с 30 декабря 2017 г. по 17 января 2018 г. отмечены довольно слабые изменения изотопного состава снега, если не считать верхнего 2-х сантиметрового слоя снежного покрова, который, по-видимому, в соседних шурфах представлен разными по генезису отложениями снега.

17–24 января 2018 г. произошло резкое утяжеление изотопного состава см. Стратиграфическое интервале 3–10 описание снежной В толщи свидетельствует том, ЧТО ΜЫ имеем с той же самой 0 дело последовательностью слоёв (рис. 5.8). Следовательно, этот слой снежной толщи действительно претерпел существенное изменение изотопного состава всего за 1 неделю. Отметим, что подобных резких изменений не наблюдалось в конце января 2017 г. Возможно, интенсивность изотопных преобразований зависит от особенностей метеорологических процессов в приземном слое атмосферы в каждый конкретный отрезок времени.

Наконец, в самом конце лета 2017/18 г. никаких существенных изменений в изотопном профиле снежной толщи не наблюдалось.

Выполненные нами наблюдения впервые позволили задокументировать процесс эволюции вертикального профиля изотопного состава снега, который охватывает верхние 15-20 см снежной толщи и происходит за счёт массового и изотопного обмена снежной толщи с атмосферой, а также, хотя и в гораздо меньшей степени, – с нижележащими слоями снега. Показано, что в течение летнего сезона происходит изотопное утяжеление в слое 3-15 см на величину 10-30 ‰ по δD, сопровождающееся одновременным снижением значений dxs. При среднем годовом приросте снега, равном 6,1 см (рис. 4.2), слой снега толщиной 15 см содержит 2,5 годовых слоя. Иными словами, каждый годовой слой снега в среднем в течение 2,5 лет находится в приповерхностном деятельном слое, охваченном постдепозиционными процессами. За это время изотопный состав этого снега успевает существенным образом преобразиться: концентрация дейтерия и кислорода 18 в нём увеличивается, а значения dxs уменьшаются.

5.3 Сопоставление изотопного состава атмосферных осадков и снежной толщи

Чтобы проверить, действительно ли изотопный состав снежной толци существенно отличается от изотопного состава атмосферных осадков, на рис. 5.11 мы сопоставили сводную кривую изотопного состава по 23-м шурфам и фирновым кернам в районе ст. Восток (см. раздел 4.2.3) за период 19952020 гг. со средними годовыми значениями изотопного состава атмосферных осадков в 2000, 2017 и 2020 гг.



Рис. 5.11 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).

Мы также добавили данные по средним годовым значениям изотопного состава осадков в 2010, 2011 и 2014 гг. (Ekaykin et al., 2014), полученные путём осреднения месячных сумм осадков.

По δD изотопный состав снежной толщи систематически тяжелее, чем атмосферные осадки, причём в 2000-м, 2010-м и 2020-м гг. это различие систематически значимо. Средняя разница составляет 18,6±4,2 ‰. Это значение хорошо совпадает с обнаруженным нами изотопным обогащением в слое 3-15 см на 10-30 ‰.

Значения dxs показали неожиданный результат: в 5 из 6-ти лет значение dxs в снежной толще выше, чем в осадках, причем в одном случае разница статистически значима. Среднее различие составляет 1,6±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, см. также раздел 5.7.1), который превышает коэффициент регрессии локальной линии метеорных вод (рис. 3.7), что и приводит к увеличению значений dxs. 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.

Таким образом, постдепозиционные процессы изменяют не только изотопный состав осадков, но и соотношение между концентрацией дейтерия и кислорода 18.

Интересно, что и для δD и для dxs выявлена положительная корреляция (0,33 и 0,45, соответственно) между межгодовой изменчивостью значений в атмосферных осадках и в снежной толще, однако выборка слишком мала, чтобы оценить значимость этой корреляции. Этот результат может указывать на то, что изначальный климатический сигнал изотопного состава осадков частично сохраняется в снежной толще после постдепозиционных изменений.

Значения ¹⁷О-хѕ в снеге Востока составляет порядка -4 ... +2 per meg, а в осадках около -7 ± 4 per meg, поэтому можно предполагать незначительное увеличение значений этого параметра в ходе постдепозиционных изменений.

Изотопное обогащение в ходе постдепозиционных процессов (около 19 ‰ по δD) существенно превышает межгодовую изменчивость изотопного состава снега по сводному ряду (около 4 ‰ по δD). Это означает, что изначальный температурный сигнал, содержащийся в изотопном составе атмосферных осадков, может быть полностью видоизменён в ходе постдепозиционных процессов. В этом случае можно ожидать, что изотопный состав снежной толщи будет теснее связан с температурой летних месяцев (декабрь и январь), чем со средней годовой температурой воздуха. Действительно, на станции Восток корреляция между летней и средней годовой температурой воздуха слаба (0,27±0,13), поэтому нетрудно разделить влияние каждой из этих температур на изотопный состав снежной толщи.

На рисунке 5.12 представлены временные ряды изотопного состава снега, средней годовой и средней летней приземной температуры воздуха на станции Восток.

Средняя годовая температура воздуха не обнаруживает корреляции ни с межгодовой изменчивостью δD , ни с dxs. Для летней же температуры корреляция с δD составляет 0,24±0,13 (p = 0,08), а связь с dxs по-прежнему отсутствует.

На рис. 5.12 обращает внимание, что для ряда летних температур характерна большая межгодовая изменчивость, которая заметно ниже в ряду изотопного состава, поэтому целесообразно сгладить температурный ряд. Для сглаженных рядов температур корреляция с бD повышается до 0,27 (для средней годовой температуры) и 0,54 (для летней температуры). Корреляция летней температуры с dxs повышается до 0,25, корреляция со средней годовой температурой по-прежнему отсутствует.



Рис. 5.12 Сопоставление межгодовой изменчивости изотопного состава снега на ст. Восток с температурой воздуха. Голубая кривая и синие точки – сводный ряд изотопного состава снега по шурфам и средние годовые значения изотопного состава атмосферных осадков (как на рис. 5.11). Оранжевая и синяя тонкие кривые – летняя и средняя годовая приземная температура воздуха. Толстые кривые – те же ряды, сглаженные фильтром с шириной окна 15 лет.

На рис. 5.12 четко виден отчетливый сдвиг между рядом изотопного состава снега и сглаженным рядом летней температуры воздуха. Наилучшая

корреляция (0,61±0,11) достигается при сдвиге ряда летней температуры на 2-3 года назад. Этот сдвиг легко объяснить, если учесть, что каждый годовой слой подвергается воздействию летних температур на протяжении 2-3 последующих лет. Корреляция с dxs при сдвиге ряда летней температуры существенно не меняется.

Коэффициент регрессии между изотопным составом снега (δ¹⁸O) и летней температурой воздуха (при сдвиге последней на -2 года) равен 0,53±0,09 ‰/°С. Это немного ниже изотопно-температурного градиента для средних годовых значений атмосферных осадков (0,6±0,3 ‰/°С, см. раздел 3.3.2 и Таблицу 3.1), что объясняется сглаживанием межгодовой изменчивости изотопного состава снега за счет молекулярной диффузии.

Интересно также отметить, что изотопный состав атмосферных осадков коррелирует именно со средней годовой температурой воздуха (0,73±0,34, см. раздел 3.3.2), а не с летней температурой воздуха $(0,33\pm0,47)$, тогда как для толщу, наблюдается годовых слоев. слагающих снежную ровно противоположная картина. Это подчеркивает тот факт, что изначально изотопный климатический сигнал определяется средней годовой температурой, но в ходе постдепозиционных процессов он модулируется летней температурой воздуха (а если точнее – температурой верхней части снежной толщи).

5.4 Постдепозиционные изменения изотопного состава снега в ходе лабораторных экспериментов

Лабораторные эксперименты проводились в 2007-2008 годах в Институте низких температур (ИНТ) Университета Хоккайдо (г. Саппоро), Япония. Установка была разработана соискателем при участии С.А. Сократова (МГУ, Россия) и Дж. Окуямы (ИНТ), а построена техническим персоналом ИНТ (М. Икеда). Установка спроектирована таким образом, чтобы в контролируемых условиях отслеживать эволюцию вертикального профиля изотопного состава снега в диапазоне температур от околонулевой до типичной для летнего сезона Центральной Антарктики (-35°С).

Требования к экспериментальной установке были сформулированы следующие:

1. Изотермические условия в снегу при контролируемой температуре.

2. Возможность контролировать массовый и изотопный баланс, а также свойства снега в ходе эксперимента.

Схема экспериментальной установки, отвечающая этим требованиям, представлена на рис. 5.13.

Основным элементом установки является экспериментальный короб (бокс) из термоизоляционного материала (пенопласта) размерами 52 × 52 × 51 см с толщиной стенок 15 см. Внутренняя (рабочая) камера бокса имеет горизонтальные размеры 20 × 20 см и объем около 9920 см³. В крышке короба имеется отверстие диаметром около 1,5 см для доступа к трубке насоса (см. ниже) и электропроводам.

Стенки рабочей камеры обшивались изнутри медными пластинами толщиной около 1 мм для улучшения изоляционных свойств и выравнивания температуры в камере.

На нижней стороне крышки (т.е. в верхней части рабочей камеры) размещено следующее оборудование: электрическая лампа мощностью 50 Вт, служащая в качестве нагревателя, и вентилятор (того же типа, что используется в качестве охладителя процессора ПК). Лампа размещается возле устья трубки насоса (через которую в камеру подается холодный наружный воздух), и ее работа регулируется терморегулятором. Во время экспериментов постоянно работает вентилятор для создания изотермических условий в

камере путем перемешивания воздуха, а также для имитации естественного процесса «ветровой накачки». Чтобы оградить образцы снега от прямого воздействия вентилятора, под ним был установлен прозрачный пластиковый экран. В рабочей камере не было отверстия для выхода воздуха, так как воздух мог выходить через контакты между коробом, ящиками (см. ниже) и крышкой.



Рис. 5.13 Схема лабораторной установки, предназначенной для изучения изменения изотопного состава снега вследствие массообмена с атмосферой. Подробности см. в тексте. Фото установки показано справа. По материалам работы Ekaykin et al., 2009.

В рабочей камере размещены четыре одинаковых пластиковых контейнера кубической формы размерами 10 × 10 × 10 см. Таким образом, в

каждом эксперименте участвовали 4 одинаковые пробы снега общим объемом до 4000 см³. Начальная высота снега во всех опытах составляла 10 см, кроме первого, где она составляла 6,8 см. Каждый контейнер размещается на отдельном выдвижном ящике (рис. 5.13), что обеспечивает быстрый доступ к существенного образцам во время экспериментов без нарушения температурного режима. Однако в «тёплых» экспериментах (при температуре выше -15°C) выяснилось, что на морозе ящики примерзали к коробу, поэтому приходилось открывать крышку, чтобы извлечь образцы. Влияние скачков температуры, связанных с обработкой образца, на результаты эксперимента можно считать незначительным.

Датчик температуры и влажности располагался между пластиковым экраном и контейнерами, чуть выше исходной поверхности снега (рис. 5.13). В качестве датчика использовался логгер MR6662 фирмы «Chino» (Япония) со следующими характеристиками: диапазон измерений температуры и влажности от -40 до +60 °C и от 0 до 100 %, соответственно; точность измерения температуры $\pm 0,5$ °C в диапазоне -5 ... +50 °C и ± 1 °C за пределами этого диапазона; погрешность влажности составляет ± 3 % в диапазоне 5-60 °C, а для отрицательных температур погрешность в паспорте не указана (не определена).

Помимо бокса в состав лабораторной установки входят терморегулятор (для управления нагревателем в боксе) и насос для нагнетания холодного и сухого воздуха внутрь бокса (с подачей 10 л/мин).

Мы изготовили две одинаковые экспериментальные установки и разместили их в разных холодильных камерах с температурой воздуха -50 и -20°С. Комната с температурой минус 20°С была оборудована дополнительным контроллером, который отключал насос в случае, если температура воздуха в помещении поднималась выше температуры эксперимента. Это может произойти во время периодического отключения компрессоров для разморозки.

177

В качестве проб снега мы использовали естественный снег двух типов: твердые зимние осадки в г. Саппоро с изотопным составом (δ D) около -67 ‰ и собранный в районе станции Восток фирн с δ D = -440 ‰. Пробы готовили сухим методом, т. е. снег тщательно перемешивали при температуре -20 °C, не плавя, с целью гомогенизации его изотопного состава. Снег помещали в контейнеры и взвешивали для определения исходной массы проб. Перед началом каждого эксперимента мы также брали пробы для определения исходного изотопного состава снега.

Контейнеры помещались в рабочую камеру, и эксперимент начинался. Насос постоянно подавал холодный и сухой наружный воздух, который затем нагревался лампой и перемешивался вентилятором.

Каждый эксперимент длился около 60 дней. Этот временной интервал был выбран как аналог продолжительности лета в Центральной Антарктиде, в течение которого происходит основная часть постдепозиционных изменений. Каждый эксперимент состоял из 4 стадий (кроме эксперимента 8, состоявшего из 2-х стадий). В конце 1-го этапа мы брали снег из первого контейнера, в конце 2-го этапа - из второго контейнера и т. д. В среднем каждый этап длился 15 дней.

Перед каждым отбором проб измерялся объём и вес снега в контейнерах для расчета плотности снега, а затем снег разрезался на изотопные образцы. Для этого снег вынимали из контейнера (даже при температуре -35 °C снежинки примерзали друг к другу, так что образец представлял собой консолидированный, а не рыхлый материал) и разрезали на горизонтальные слои толщиной 1 см. Каждый из этих слоев представляет собой отдельный изотопный образец, а совокупность образцов, отобранных из одного контейнера, описывает вертикальный профиль ИЗОТОПНОГО состава экспериментального снега. Последовательный отбор изотопных образцов из всех четырех контейнеров в ходе эксперимента позволил проследить вертикального профиля во времени. Единственное ЭВОЛЮЦИЮ ЭТОГО

предположение, лежащее в основе этой схемы, состоит в том, что изотопные свойства всех проб снега в рабочей камере идентичны в данный момент времени.

Температура и влажность воздуха в рабочей камере регистрировались с интервалом 1 мин для первых трех экспериментов. Первичный анализ этих данных показал, что такая большая дискретность излишня, и в дальнейшем данные регистрировались с интервалом 10 мин.

Все значения δD были получены в ИНТ с использованием массспектрометра «Изопрайм». Воспроизводимость результатов составила около 0,5 ‰.

По логистическим причинам мы были очень ограничены в количестве образцов, которые можно было измерить на содержание кислорода 18 и 17, поэтому мы выбрали только 10 образцов из экспериментов 4 и 7, где наблюдались наиболее сильные изотопные модификации (см. ниже). Измерения δ^{17} О и δ^{18} О проводились в Еврейском университете в Иерусалиме с использованием метода фторирования воды, описанного в работе (Barkan and Luz, 2005). Вкратце, 2 мкл воды преобразуются путем фторирования в газообразный O₂ с использованием реагента CoF₃. Произведенный O₂ переносится в трубку из нержавеющей стали на сборном коллекторе, погруженную в жидкий гелий. После обработки коллектор прогревают до комнатной температуры и подключают к масс-спектрометру Delta Plus. Отношения δ^{17} О и δ^{18} О в О₂ измеряются одновременно в режиме двойного напуска. Аналитические ошибки (стандартная ошибка среднего значения (n = 90), умноженная на *t*-фактор Стьюдента для доверительного интервала 95 %) для δ^{17} О и δ^{18} О составляют 0,008 и 0,004 %, соответственно. Результирующая погрешность ¹⁷О-хs составляет 5 per meg. Все образцы были проверены по рабочему стандарту О₂, откалиброванному по VSMOW.

Известно, что метод фторирования может вызвать погрешность в полученных значениях δ^{18} O (Landais et al., 2012), поэтому полученные в результате эксперимента данные δ^{18} O и dxs могут иметь систематическое смещение по сравнению с истинными значениями. Однако мы этим пренебрегаем, так как нас интересуют только относительные изменения изотопного состава наших образцов, а не их абсолютные значения.

Изотопные данные, полученные в результате экспериментов, суммированы на рис. 5.14.

Основной вывод, который можно сделать, заключается в том, что ПДмодификация содержания изотопов снега действительно существует и заметна даже при низкой температуре (-35°С). Во всех случаях в ходе постдепозиционных изменений снег обогащается тяжелыми изотопами, аналогично результатам, полученным на станции Восток и в других регионах (раздел 5.7). По окончании экспериментов значения δD в самых верхних слоях снега увеличились на 12-45 ‰.

Эволюция вертикальных изотопных профилей снега, очевидно, имеет общие черты для всех экспериментов. Сначала в самом верхнем слое снега происходит сильная модификация изотопного состава. Затем изменения изотопного состава распространяются на более глубокие слои снега, а самый верхний слой снега удаляется путем сублимации. В большинстве случаев изменения изотопного состава происходят в верхних 4-5 см, хотя в эксперименте 4 в процесс была вовлечена вся толща снега.

Для каждой пробы снега было определено среднее значение изотопного состава снега и, сравнивая его с исходным изотопным составом проб, рассчитано изменение изотопного состава снега, оставшегося после сублимации, $\Delta\delta D$. Затем мы сравнили эти значения с различными характеристиками экспериментов. Мы обнаружили, что $\Delta\delta D$ линейно коррелирует с температурой (R = 0,70) и скоростью сублимации (R = 0,84).


Никакой корреляции с влажностью воздуха и плотностью снега не наблюдалось.

Рис. 5.14 Изменение изотопного состава снега в ходе лабораторных экспериментов (по результатам работы Ekaykin et al., 2009). Все эксперименты (всего 8) сгруппированы в 2 ряда (по используемому снегу, зимний снег Саппоро или поверхностный снег в районе станции Восток) и 4 столбца (по температуре эксперимента). Изотопные данные представлены в виде отклонений от исходного значения (около -67 ‰ по δD в случае снега Саппоро и около -440 ‰ в случае снега Востока). Разными цветами показаны вертикальные изотопные профили в образце 1 (зеленый), 2 (синий), 3 (красный) и 4 (коричневый) для каждого эксперимента. Образцы из эксперимента 8 и частично эксперимента 6 не анализировались.

Очевидно, ΔδD должна зависеть от количества удаляемой сублимацией пробы: чем выше скорость сублимации, тем сильнее изменения изотопного состава снега, тем выше содержание тяжелых изотопов в оставшемся снеге.

Для каждого образца мы рассчитывали разницу его массы в начале эксперимента и массы образца до его разрезания на изотопные пробы и делили эту разницу на исходную массу, получая таким образом относительную потерю массы Δm . Выяснилось, что между $\Delta \delta D$ и Δm наблюдается сильная линейная корреляция (R = 0,89), которую можно выразить следующим уравнением:

$$\Delta \delta \mathbf{D} = 0.25 \ \Delta m + 1.6. \tag{21}$$

Обращает внимание, что постоянный член уравнения +1,6 ‰ значительно превышает ноль. Это может быть связано с тем, что даже в стационарных условиях, без суммарной сублимации, изотопный состав снега будет модифицироваться за счет изотопного обмена с водяным паром атмосферы.

Интересно, что все данные можно аппроксимировать одной единственной линией, не учитывая температуру эксперимента, скорость сублимации и свойства снега. Вероятно, если бы мы изменили геометрию экспериментальной установки или методику проведения эксперимента, результаты могли бы быть другими. Однако же, данные эксперимента, выполненного (Sokratov and Golubev, 2009), которые использовали другую процедуру и геометрию экспериментальной установки, а также использовали снег с разными свойствами, показали результат, близкий тому, который описывается уравнением (21). Таким образом, можно предположить, что относительную потерю массы данного количества снега за счет сублимации можно рассматривать как интегральную характеристику процессов, приводящих к изменению изотопного состава снега.

На рисунке 5.15 мы представили данные по содержанию дейтерия, кислорода 18 и 17 в образце 1 эксперимента 4 и образце 3 эксперимента 7.



Рис. 5.15 Изотопные данные образца 1 эксперимента 4 (а-в) и образца 3 эксперимента 7 (г-е) (по результатам работы Ekaykin et al., 2009). а и г вертикальные профили δD (красные линии) и $\delta^{18}O$ (синие линии); небольшие вставки — соответствующие диаграммы $\delta D/\delta^{18}O$; б и д — вертикальные профили параметра dxs, в и е — вертикальные профили параметра ¹⁷O-xs.

Проба 1 эксперимента 4 была отобрана в конце 1-го этапа эксперимента, через 19,0 дней после его начала. За это время сублимировались верхние 1,5 см снега, в результате чего высота снега уменьшилась с 10 до 8,5 см. Самый верхний слой снега, оставшийся после сублимации, был обогащен δD на 36,7 ‰ (от -67,2 до -30,5 ‰), рис. 5.15а. Изотопные модификации наблюдались в верхних 3,5 см, тогда как нижние 0–5 см образца еще не были затронуты процессом. Изменения кислорода 18 точно соответствуют изменениям δD , при

этом коэффициент регрессии $\delta D/\delta^{18}$ О составляет 6,1 (рис. 5.15а). Поскольку значение коэффициента меньше 8, а также меньше коэффициента регрессии локальной линии метеорных вод (6,8, рис. 3.7), значения dxs верхних слоев снега уменьшились (для самого верхнего слоя на 11,5 ‰, с 20 до 8,5 ‰, рис. 5.15б). Значения ¹⁷О-хсезя, напротив, увеличились (для самого верхнего слоя на 20 рег meg, с 46 до 64 рег meg, рис. 5.15в).

Проба 3 эксперимента 7 была взята в конце 3-го этапа, через 49,9 суток после начала эксперимента. За это время сублимировались верхние 1,6 см снега. Характер изотопных модификаций (рис. 5.15г-е) очень похож на таковой в эксперименте 4 (рис. 5.15а-в). Значения δD и ¹⁷O-хs самого верхнего слоя снега увеличились на 48 ‰ и 19 рег meg, соответственно, а значение dxs уменьшилось на 10 ‰.

Коэффициент регрессии $\Delta dxs/\Delta\delta D$ для эксперимента 7 составляет -0,2 ‰/‰, а градиент Δ^{17} O-xs/ $\Delta\delta D$ составляет 0,4 per meg/‰.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что процесс изотопных модификаций протекает в неравновесных условиях, что приводит к изменению dxs и эксцесса ¹⁷О. Для объяснения наблюдаемого изотопного фракционирования использовали простейшую модель ΜЫ постдепозиционного процесса, которая предполагает, что часть снежной массы сублимировалась (без фракционирования) и переотложилась обратно, причем переотложение водяного пара в снег сопровождалось кинетическим Эффективный изотопным фракционированием. коэффициент фракционирования рассчитывается по формуле $\alpha_{ef} = \alpha_e \alpha_k$, где α_k определяется по формулам (14) и (15).

Таким образом, в нашей простейшей постдепозиционной модели имеется два настраиваемых параметра: доля переотложенного снега и параметр *b* из уравнения (15). Для эксперимента 7 модель легко объясняет наблюдаемое фракционирование, предполагая, что около 50 % массы снега

было переотложено (для самого верхнего слоя снега), а параметр *b* был близок к 0,005.

Однако для эксперимента 4 модель не может объяснить наблюдаемые изотопные изменения: при адекватных значениях δD и ¹⁷O-хs модель не способна пониженные Действительно, воспроизвести значения dxs. $\delta D/\delta^{18}O$ коэффициент регрессии пропорционален самим изотопным значениям: чем ниже изотопный состав, тем меньше коэффициент. Для снега, использованного в этом эксперименте ($\delta D = -67,2 \%$ и $\delta^{18}O = -10,9 \%$), равновесный коэффициент регрессии между паром и льдом составляет 8,9, а в случае кинетического фракционирования он еще выше. Это означает, что, если мы переотложим водяной пар с таким изотопным составом, dxs снега может только увеличиться.

Эксперимент 4 проводился при температуре около -5 °С. В таких условиях в снежной матрице может находиться значительное количество жидкости (плёнка воды на поверхности ледяных зёрен). Таким образом, изотопное фракционирование может быть осложнено такими эффектами, как неравновесное испарение воды, что действительно может привести к снижению значений dxs оставшейся жидкости. Эксперимент 7 проводился при температуре около -15 °С и, вероятно, в снежной матрице отсутствовала жидкая вода, поэтому его результаты объясняются изотопным фракционированием в системе пар - лёд.

5.5 Эксперимент по экспонированию снежных образцов

В сезон 62-й РАЭ также выполнен эксперимент по экспозиции образца снега с целью изучения изменений его изотопного состава в результате взаимодействия с атмосферой. Для выполнения эксперимента использовался естественный снег, который отбирался с поверхности снежного покрова и тщательно перемешивался, чтобы гомогенизировать его изотопный состав. Перед началом эксперимента отбиралась начальная проба на изотопный анализ и измерялась плотность снега (285 кг/м³), после чего снег засыпался в пластиковый контейнер размерами $10 \times 10 \times 6$ см, который помещался в снежную толщу таким образом, чтобы поверхность экспериментального образца была на одном уровне с поверхностью окружающего ненарушенного снежного покрова (рисунок 5.16).



Рис. 5.16 Эксперимент по экспонированию снежного образца. Слева – контейнер с образцом в снежной толще, справа – процесс послойного разрезания снега в конце эксперимента на изотопные пробы.

Контейнер со снегом был установлен 12 декабря 2016 г. и оставлен в таком виде на весь летний сезон. Изменения изотопного состава экспериментального снега в контейнере могли происходить только за счет массообмена с атмосферой.

20 декабря 2016 г. поверхность снега вокруг и внутри контейнера понизилась на несколько мм за счет выдувания во время метели. Утром 21 декабря в контейнере на поверхности экспериментального снега намело тонкий (около 1 мм) слой свежего снега. 23 декабря во время поземка в контейнер с южной стороны намело порядка 1 мм свежего снега. В конце сезона 27 января 2017 г. контейнер со снегом был перенесен в гляциологическую лабораторию станции Восток. Снег был извлечен из контейнера и определена его плотность, которая оказалась равна 360 кг/м³.

Толщина снежной толщи составила 5,2–5,6 см, т.е. за 2 месяца с поверхности экспериментального снега было сдуто 0,4–0,8 см, а оставшийся снег стал тяжелее на 26 %.

Далее экспериментальный снег был разрезан на 6 слоев таким образом, чтобы получить вертикальный профиль изотопного состава (рисунок 5.16). Эти образцы были отправлены в ЛИКОС ААНИИ для измерения изотопного состава (δD, δ¹⁸O и δ¹⁷O).

Результаты измерения изотопного состава в экспериментальном снегу после окончания эксперимента показаны на рисунке 5.17.



Рис. 5.17 Изменение изотопного состава (δD, dxs и ¹⁷O-xs) снега в результате эксперимента по экспозиции снежного образца в полевых условиях на станции Восток. Пунктирными линиями показаны соответствующие изотопные модификации в результате аналогичного лабораторного эксперимента (Ekaykin et al., 2009). Верхние горизонтальные шкалы относятся к данным полевого эксперимента на ст. Восток, нижние горизонтальные шкалы - к данным лабораторного эксперимента.

Изотопный состав экспериментального снега в начале эксперимента был равен -464 ‰ по δD , +18,1 ‰ по dxs и –17 per meg по ¹⁷O-xs. По окончании эксперимента изотопный состав нижних 3 см образца практически не изменился, а изотопный состав верхних 3 см снега претерпел существенные изменения, выраженные тем сильнее, чем ближе находился слой снега к дневной поверхности. В результате массообмена с атмосферой изотопный состав поверхностного слоя стал изотопно тяжелее на 46 ‰ (по δD). Параметр dxs, напротив, уменьшился на 12 ‰, а ¹⁷O-ехсеss увеличился на 20 per meg.

Самый верхний слой снега в экспериментальном образце имеет более низкое значение ¹⁷О-хs, чем нижележащий слой, что может объясняться примесью переметенного снега на поверхности образца, либо ошибкой измерения ¹⁷О-хs, которая составляет 5 per meg.

Коэффициенты регрессии dxs/δD и ¹⁷O-xs/δD составляют, соответственно, 0,26 ‰/‰ и 0,1-0,4 рег meg/‰. Эти значения коэффициентов могут служить в качестве реперных для идентификации аналогичного механизма модификации изотопного состава снега.

Изменение параметров dxs и ¹⁷O-xs свидетельствует о том, что изотопное фракционирование имело место в неравновесных условиях (см. Главу 2), о чём также говорит малый коэффициент регрессии между δD и $\delta^{18}O$, равный 6,3.

Полученные данные были сопоставлены с изложенными выше результатами лабораторных экспериментов. Для сравнения были использованы данные эксперимента 7 с натуральным снегом со станции Восток (начальный изотопный состав -444 ‰), который проводился при температуре -15 °C на протяжении двух месяцев (см. рис. 5.14 и 5.15).

Изотопные модификации в ходе лабораторного эксперимента удивительно схожи с результатами полевого эксперимента: изотопный состав поверхностного слоя стал изотопно тяжелее на 47 ‰ (по δD), параметр dxs уменьшился на 9,7 ‰, а ¹⁷О-хѕ увеличился на 19 рег meg. Коэффициенты регрессии dxs/ δ D и ¹⁷О-хѕ/ δ D составили, соответственно, 0,21 ‰/‰ и 0,36-0,41 рег meg/‰. Коэффициент регрессии между δ D и δ ¹⁸О равен 6,6.

Такое тесное сходство между результатами полевого и лабораторного экспериментов (при всём несходстве внешних условий) говорит о единстве лежащих в основе наблюдаемых явлений физических процессов. Обмен массой между атмосферой и снегом приводит к изотопному утяжелению снежной толщи. Осаждение водяного пара на снежных зёрнах происходит в неравновесных условиях, что сопровождается кинетическими эффектами (при соответствующих неравновесных коэффициентах фракционирования), которые приводят к уменьшению dxs в снегу и увеличению значения ¹⁷О-xs.

5.6 Изотопная диффузия в снежно-фирновой толще

По мере увеличения возраста вновь выпавшего слоя снега он перекрывается более молодыми снежными осадками и погружается на всё бо́льшую глубину, удаляясь от активного слоя, в котором происходит взаимодействие с атмосферой. Но изотопные преобразования на этом не заканчиваются: массообмен между зёрнами снега через поровое пространство снега и фирна продолжается, что приводит к постепенному сглаживанию вертикального профиля изотопного состава (рис. 4.8).

Теория изотопной диффузии в снежно-фирновой толще была разработана исландско-датским учёным С. Йонсеном (Johnsen, 1977; Johnsen et al., 2000). Степень диффузионного сглаживания изотопного профиля описывается т.н. «длиной диффузии» σ , которая представляет собой среднее квадратическое вертикальное перемещение молекул воды. Рост длины диффузии со временем описывается следующим уравнением:

$$\frac{d\sigma^2}{dt} = 2\Omega_e(\mathbf{t}),\tag{22}$$

где Ω_e – эффективный коэффициент диффузии молекул воды в фирне, который зависит от скорости диффузии молекул воды в воздухе, пористости фирна и извилистости фирновых пор. Длина диффузии определяет, в какой степени будут сглажены колебания изотопного состава с длиной волны λ:

$$A = A_0 e^{\left(-2\frac{\pi^2}{\lambda^2}\sigma^2\right)},\tag{23}$$

где A_0 и A – начальная (до сглаживания) и конечная (после диффузионного сглаживания) амплитуда колебаний.

Длина диффузии быстро растёт от 0 в верхней части снежной толщи, но с глубиной скорость роста замедляется за счёт снижения пористости фирна. Максимальные значения длины диффузии наблюдаются на глубине порядка 50 м, а затем они начинают уменьшаться за счёт сжатия годовых слоёв. В районе станции Восток максимальная длина диффузии достигает значения около 9 см л.э. (ледяного эквивалента), а, например, в Центральной Гренландии она достигает около 11 см л.э. за счёт более высокой температуры воздуха (Johnsen et al., 2000; Gkinis et al., 2014; 2021). Вообще, максимальная длина диффузии в фирне зависит от двух параметров: от температуры и снегонакопления. Температура определяет коэффициенты скорости диффузии, поэтому чем выше температура – тем выше длина диффузии. Скорость снегонакопления определяет возраст фирна в момент замыкания пор: чем выше SMB, тем моложе фирн на той же глубине, тем меньше длина диффузии согласно формуле (22). Поскольку температура воздуха и скорость снегонакопления в Антарктиде, как правило, положительно коррелируют между собой, их влияние на длину диффузии взаимно погашает друг друга. В частности, во время максимума последнего оледенения, когда температура воздуха в районе ст. Восток была примерно на 10 °C ниже, чем в доиндустриальную эпоху, а скорость снегонакопления примерно вдвое ниже (Salamatin et al., 2009b), максимальная длина диффузии равнялась примерно 7,5 см л.э., то есть чуть меньше, чем теперь.

С. Йонсен разработал методику восстановления изначальной (до сглаживания) амплитуды изотопных колебаний (метод «обратной диффузии», или «деконволюции» изотопного сигнала). Метод основан на разбиении изотопного ряда на отдельные спектральные компоненты, вычислении степени снижения амплитуды колебаний отдельно для каждой компоненты согласно формуле (23) и пропорциональном усилении их амплитуд. Метод имеет ряд ограничений. Во-первых, очевидно, что невозможно восстановить вариации изотопного состава, которые были полностью стёрты диффузией. Например, если длина волны изотопного колебания λ втрое превышает длину диффузии σ , то амплитуда такого колебания будет снижена в 9 раз, а более короткие колебания будут стёрты практически полностью. Для современных условий станции Восток это означает, что все колебания с длиной волны менее 27 см л.э. (что соответствует порядка 11-ти годовым слоям) полностью стёрты молекулярной диффузией. Во-вторых, метод обратной диффузии усиливает все колебания изотопного профиля, включая инструментальный шум. Инструментальный шум накладывается на истинные значения вертикального профиля изотопного состава в процессе измерения, т.е. он не сглаживается в процессе изотопной диффузии. Таким образом, с чем более сглаженным рядом мы имеем дело – тем больше в нём вклад инструментального шума. Соответственно, в процессе «деконволюции» изотопного профиля этот шум усиливается наравне с сигналом.

Мы применили модель «обратной диффузии» С. Йонсена для восстановления изначального вертикального профиля изотопного состава в керне VK16 (о бурении этого керна и методике его обработки см. в работе Верес и др., 2024) в интервале глубины 0-70,2 м (рис. 5.18).

На рис. 5.18 видно, что модель успешно восстанавливает амплитуду изотопных колебаний, по крайней мере до глубины 50 м. Ниже отметки 50 м амплитуда колебаний в реконструированном профиле меньше, чем в интервале 0-50 м. Это может быть связано с тем, что самые короткопериодные

изотопные колебания уже полностью стёрты на глубине 50 м и восстановлению более не подлежат.

Восстановление изначальной амплитуды колебаний изотопного состава с помощью модели обратной диффузии целесообразно в том случае, если в изотопном профиле сохраняется сезонный сигнал, что возможно в Центральной Гренландии (Cuffey and Steig, 1998; Gkinis et al., 2021) или в центральной части Западной Антарктиды (Jones et al., 2016, 2023). В условиях станции Восток, где в высокочастотных колебаниях изотопного состава доминирует депозиционный шум (Глава 4), реконструировать амплитуду колебаний нет смысла. Напротив, исходные изотопные ряды следует фильтровать таким образом, чтобы убрать все колебания с периодом менее ≈ 10 лет, чтобы повысить отношение сигнала к шуму.



Рис. 5.18 Измеренный изотопный профиль по керну VK16 (синяя кривая) и изотопный профиль, реконструированный по методу «обратной диффузии (голубая кривая).

Диффузионное сглаживание немного различается для дейтерия и кислорода 18, причем эта разница является функцией температуры (Johnsen et al., 2000). Таким образом, тщательный анализ различия длин диффузии для этих двух изотопных соотношений может служить в качестве независимого метода реконструкции палеотемператур (Simonsen et al., 2011; van der Wel et al., 2015b).

5.7 Сравнение с результатами, полученными в других районах Центральной Антарктиды и Гренландии

5.7.1 Антарктида

Исследования, подобные тем, что были проведены нами на станции Восток, были также выполнены в районе центрально-антарктической станции Конкордия усилиями международного коллектива при участии соискателя (Casado et al., 2016b, 2018, 2021; Landais et al., 2017; Touzeau et al., 2016, 2018). Гляцио-климатические условия в районе станции Конкордия в целом похожи на условия в районе станции Восток: средняя годовая температура воздуха -52,4 °C (против -55 °C на Востоке), скорость снегонакопления 27 мм в.э. (против 23 мм в.э. на Востоке) и скорость ветра 3,3 м/сек (против 5,1 м/сек на Востоке), по данным Casado et al., 2018. Поэтому результаты, полученные на Конкордии, должны в целом соответствовать выводам, сделанным нами по данным станции Восток.

На станции Конкордия были выполнены измерения влажности воздуха и изотопного состава водяного пара в летний сезон, которые также показали очень большую суточную изменчивость с той разницей, что влажность воздуха здесь существенно выше, чем на Востоке (от 400 до 1000 ppm, тогда как на Востоке она менялась от 100 до 600 ppm). Измерение изотопного состава выполнялось с помощью лазерного анализатора Рicarro, калибровка которого осуществлена с помощью самодельного калибровочного устройства, способного выдавать поток воздуха с очень низкой влажностью (Leroy-Dos Santos et al., 2021). Показано, что водяной пар в первом приближении находится в массовом и изотопном равновесии с подстилающей поверхностью (Casado et al., 2016b, 2018). Внутрисуточные потоки влаги между атмосферой и подстилающей снежной поверхностью приводят к изменению изотопного состава поверхностного слоя снежной толщи. Отбор проб верхнего 1,5-см слоя снега в период с декабря 2013 по апрель 2018 года показал наличие сезонного хода этого параметра, который (как и на Востоке) аналогичен сезонному ходу изотопного состава осадков, но с ме́нышей амплитудой (Casado et al., 2021). Показано, что изменчивость изотопного состава снега не может быть объяснена исключительно влиянием атмосферных осадков. Более того, как и на станции Восток, изменение изотопного состава снега имело место в дни без атмосферных явлений. Предполагается, что эти постдепозиционные процессы приводят к утяжелению изотопного состава снежной толщи, но авторы воздерживаются от количественных оценок влияния этих процессов на изотопный состав.

В работе Casado et al., 2018 сделан важный вывод о том, что наложение постдепозиционных процессов на депозиционный шум, характерный для изотопного состава верхней части снежной толщи, приводит к формированию неклиматического цикла в вертикальном профиле изотопного состава с длиной волны около 20 см. Такой цикл формируется во всех районах, где скорость снегонакопления достаточно низка, чтобы исключить возможность сохранения сезонной слоистости снежной толщи. Для станции Восток (средняя толщина годового слоя порядка 6 см) 20-см цикл соответствует примерно 3 годовым слоям. Однако же, перед интерпретацией временных рядов изотопного состава мы либо сглаживаем их фильтром с периодом сглаживания порядка 10-15 лет (см. Главу 8), либо строим сводный ряд изотопного состава, в котором все случайные неклиматические колебания взаимно погашаются.

В работе Touzeau et al., 2018 выполнено моделирование изотопного состава снежного покрова для условий, соответствующих станции Конкордия, с помощью модели SURFEX-Crocus v8.0 и показано, что постдепозиционными изменениями охвачены приблизительно верхние 60 см снежной толщи. Показано, что постдепозиционные процессы не только меняют изотопный состав снега, но и сглаживают его колебания, что, помимо прочих процессов, объясняет меньший разброс значений δD в снеге по сравнению с осадками (рис. 4.7).

Одна из первых программ параллельного мониторинга изотопного состава водяного пара атмосферы и верхней части снежной толщи была выполнена на немецкой станции Конен в период с декабря 2013 г. по январь 2014 г. (Ritter et al., 2016). Условия в районе ст. Конен чуть мягче, чем в районе ст. Восток: высота 2892 м над у.м., средняя температура воздуха в январе составляет -25 °C. Влажность воздуха летом подчиняется суточному ритму, меняясь от 500 до >2000 ppm. Синхронно с влажностью меняется и изотопный состав, суточная амплитуда составляет около 36 ‰ для δD. Влажность и изотопный состав пара меняются за счёт обмена с нижележащей снежной поверхностью, в которой суточный ход δD составляет 3 ‰.

В работе Hoshina et al. (2014) исследуется связь между скоростью снегонакопления и изотопным составом снега в трёх пунктах в районе Купола Фуджи (скорость снегонакопления от 29 до 41 мм в.э./год). Обнаружена отрицательная корреляция между этими параметрами, что объясняется влиянием постдепозиционных процессов. Авторы пришли к заключению, что в результате ПД изменений изотопный состав снега по кислороду 18 меняется более чем на 10 ‰ (гораздо больше, чем обнаружено нами на ст. Восток), а также предположили, что изначальный климатический сигнал изотопного состава атмосферных осадков стирается в ходе постдепозиционных процессов полностью.

5.7.2 Гренландия

Масштабные по затраченным ресурсам и набору использованных методов исследования постдепозиционных процессов выполнены в районе гренландского полевого лагеря East GRIP (75,63° с.ш., 35,99° з.д., высота 2700 м над у.м., средняя годовая температура воздуха -29 °C, скорость снегонакопления порядка 138-149 мм в.э./год, по данным Zuhr et al., 2023 и Dietrich et al., 2023).

В работе Madsen et al., 2019 представлены результаты измерения изотопного состава водяного пара, атмосферных осадков и поверхностного слоя снега в районе EGRIP с апреля по август 2016 г. Влажность воздуха здесь на порядок выше, чем на станции Восток (2000-4000 ppm в летние месяцы), что связано с относительно высокими температурами воздуха, которые в разгар летнего дня могут достигать 0 °C. Изотопный состав водяного пара обнаруживает такой же суточный ход (положительная корреляция с температурой и влажностью воздуха), как и в Центральной Антарктиде, но с отсутствием корреляции (либо со слабой положительной корреляцией) между δ^{18} О и dxs, что типично для Гренландии. Показано, что за счёт потоков водяного пара между атмосферой и снежной толщей поверхностный (первые миллиметры) слой снега также испытывает суточные колебания изотопного состава с амплитудой 2,5 и 13 ‰ для δ^{18} О и δ D, при этом снег находится в изотопном равновесии с водяным паром атмосферы.

Эти исследования продолжены в летний сезон 2019 г. (Wahl et al., 2021). Подтверждено существование суточного цикла изотопного состава водяного пара и поверхностного снега, при этом изотопный состав водяного пара во время сублимации облегчен относительно снега (в первом приближении, водяной пар находится в изотопном равновесии со льдом), а изотопный состав потока водяного пара во время ре-сублимации равен изотопному составу пара на высоте 2 м, либо слегка тяжелее. Таким образом, показано, что за счет этих процессов изотопный состав снежной толщи постепенно утяжеляется. В работе Hughes et al. (2021) выполнены лабораторные эксперименты, дизайн которых очень похож на те, что описаны нами в разделе 5.5. Сублимация снега проходила при постоянной температуре, которая менялась от -5 до -12 °C в разных экспериментах. Результаты оказались очень похожими на те, что представлены нами на рис. 5.14-5.15: изотопные изменения охватывали верхние слои снега и затухали с глубиной. Изменение изотопного состава было прямо пропорционально температуре воздуха, и в самом верхнем слое снега обогащение кислородом 18 составило 8 ‰ при температуре -12 °C. Повышение концентрации тяжелых изотопов сопровождалось сильным (на 20 ‰) снижением dxs.

Изучение постдепозиционных процессов продолжено в работе Wahl et al., (2022) по данным двух летних полевых сезонов на EGRIP (май-август 2018 г. и май-июль 2019 г.). Измерялся изотопный состав водяного пара и ежедневно отбирались поверхностные (в слое 0-0,5 см и 0-5 см) пробы. Иногда пробы отбирались через каждые 2-3 часа, чтобы узнать суточный ход. Днём в летние часы наблюдается сублимация (поток скрытого тепла до +10 Bт/м²), а в ночные часы – ресублимация, т.е. отложение водяного пара на поверхности (до -5 Bт/м²). Обнаружена очень хорошая корреляция между изотопным составом верхних 0,5 см снега и изотопным составом водяного пара атмосферы на высоте 2 м. Авторы создали простую модель изотопного состава снега SNOWISO, чтобы объяснить результаты наблюдений. Для самого верхнего слоя модель учитывает потоки между снегом и атмосферой (они рассчитываются по потоку скрытого тепла, который измеряется методом вихревой ковариации) и считает изотопную диффузию по (Johnsen et al., 2000) между слоями снега. Модель считает изотопное фракционирование 3-мя разными способами: 1) кинетическое фракционирование, 2) равновесное фракционирование И 3) отсутствие фракционирования. Наилучшее совпадение с данными обнаружено при кинетическом фракционировании, а наихудшее – без фракционирования. Во время сублимации происходит

изотопное обогащение снежной толщи, что воспроизводится моделью, которая, однако, немного переоценивает это обогащение. Таким образом, постдепозиционные процессы в летний сезон в центральной Гренландии обогащают поверхностный снег тяжёлыми изотопами и приводят к «тёплому сдвигу» в годовом сигнале изотопного состава снежной толщи.

В работе Zuhr et al., (2023) авторы проследили эволюцию вертикального профиля изотопного состава снежной толщи в пункте EGRIP в течение летнего периода (конец мая – конец июля 2019 г.), используя примерно такую же методику, которую мы разработали на станции Восток. Вместо мини-шурфов авторы с помощью специального пробоотборника отбирали мини-керны глубиной 30 см на расстоянии 30-40 см друг от друга 6 раз за сезон. Как и на Востоке, преемственность изотопных профилей контролировалась с помощью наблюдения за стратиграфией и за характерными особенностями изотопных профилей.

В начале минимум изотопного состава (-42 ‰ по кислороду 18) был на глубине 9 см. Этот минимум ассоциируется с зимним снегом. К концу он сместился на глубину 17 см – это связано с накоплением 6 см снега за этот период. При этом изотопные значения в этом слое не особо изменились. Было обнаружено небольшое утяжеление изотопного состава в самом верхнем слое снега, но глубже 10 см никаких значимых (т.е. статистически отличных от депозиционного шума) изотопных изменений, которые могли быть связаны с постдепозиционными процессами, обнаружить не удалось.

Примерно этой же теме посвящена работа Stuart et al., (2023), которая использует данные об изотопном составе и удельной площади поверхности снежных зёрен (SSA – snow-specific surface area) верхнего 2,5-см слоя снега в летние сезоны 2017-2019 гг. в пункте EGRIP. В течение лета значения δ^{18} O в снеге растут. В значениях dxs четкого сезонного тренда нет, но в дни без осадков есть тенденция к уменьшению dxs. Данные по SSA являются комплексным показателем процессов метаморфизма: в свежем снеге значения

SSA велики, а по мере «старения» снега SSA уменьшается. Показано, что в периоды без накопления снега (т.е. без выпадения осадков) и поземка значения SSA уменьшается, значения δ^{18} O растут (в 5 случаях из 6; итоговое изменение за 2 дня составляет от -0,1 до +1,7 %), а значения dxs уменьшаются (в 4 случаях из 6; через 2 дня изменения составили от +15,2 до -33,3 %). Чем выше было изначальное значение dxs, тем сильнее оказалось его итоговое уменьшение. Авторы предостерегают, что данные результаты были получены для довольно узкого диапазона температур, от -18 до -7 °C, и не могут быть автоматически экстраполированы на другие условия.

В работе Town et al., (2024) изучена эволюция изотопного состава верхнего слоя снежной толщи в интервале глубины от 0 до 1 м в пункте EGRIP в летние сезоны 2017-2019 гг. (образцы 2017 года были получены в том числе при участии соискателя, который был одним из членов гляцио-бурового отряда). В пределах интервала глубины 20-30 см значения δ^{18} O в снеге в течение лета значимо растет (а dxs снижается не так значимо) в 2017 и 2019 гг., а в 2018 г. заметных изменений не обнаружено. От года к году происходит увеличение dxs летнего снега за счет изотопного обмена с осенними слоями снега. Простая изотопная модель показывает, что δ^{18} O растет, а dxs снижается в верхних 20-30 см как за счет сублимации, так и за счет ресублимации (депозиции). Отношение $\Delta\delta^{18}$ O к ΔT_g (приземной температуре воздуха по метеоданным) в первом годовом слое равно 0,297 ‰/°С, но с глубиной оно уменьшается по мере снижения годовой амплитуды изотопного состава за счёт диффузионного сглаживания.

Глубже 20-30 см никаких изменений изотопного состава в течение одного летнего сезона не прослеживается.

Наконец, в работе Dietrich et al., (2023) использована усовершенствованная версия модели SNOWISO для расчета годовой и межгодовой изменчивости изотопного состава снега в районе EGRIP за период 1990-2020 гг. В качестве входных данных модель берет количество и изотопный состав осадков, и изотопный состав водяного пара в приземном слое атмосферы из модели общей циркуляции атмосферы ECHAM6-wiso (Cauquoin and Werner, 2021). Температура воздуха и снега, а также плотность снега, берутся из региональной климатической модели MAR, которая настраивается с помощью данных реанализа ERA-5 (Hersbach et al., 2020). Модель в целом удовлетворительно воспроизводит временную изменчивость изотопного состава, но показывает смещение по $\delta^{18}O(+3 \%)$ и по dxs (1,7 ‰), недостатками ECHAM6-wiso которое связано с (слишком грубое горизонтальное разрешение, некорректное воспроизведение прерывистости осадков и путей поступления влаги). Годовая амплитуда по кислороду 18 и dxs **SNOWISO** воспроизводится модели хорошо, если В включено фракционирование при изотопном обмене между атмосферой и снегом. Что интересно, добавление постдепозиционного обмена сдвигает максимум dxs в годовом цикле на раннюю осень, что согласуется с наблюдениями. Постдепозиционные процессы изменяют δ^{18} О на +2,3 ‰ (от +1,6 до +2,8) относительно осадков. Несмотря на сильное влияние ПД процессов на среднее годовое значение изотопного состава, его межгодовая изменчивость увеличивается незначительно (на 9%, с 1,3 до 1,4 ‰ для кислорода 18). Однако, это значение меньше, чем наблюдаемая в реальности изменчивость, равная 1,9 ‰. ПД процессы снижают dxs на 6,3 ‰ (от 4,9 до 7,9 ‰), а межгодовая изменчивость этого параметра возрастает на 18 % (от 0,79 до 0,9 ‰).

Обогащение снега на 2,3 ‰ по кислороду 18 соответствует обогащению дейтерием примерно на 17 ‰, что очень близко значению, полученному нами на Востоке (18,6 ‰) несмотря на то, что гляциоклиматические условия в этих ДВУХ пунктах совершенно различны. Очевидно, так проявляется разнонаправленное температуры влияние воздуха И скорости снегонакопления: оба этих параметра существенно выше в пункте East GRIP,

и, по-видимому, их влияние на постдепозиционные процессы взаимно компенсируется.

5.8 Значение полученных результатов для интерпретации изотопных данных по глубоким ледяным кернам

Очевидно, что интенсивность постпозиционных процессов не была постоянной в прошлом, поскольку менялись влияющие на неё факторы (температура воздуха и снега, скорость снегонакопления и скорость ветра).

В этом разделе мы используем результаты наших экспериментов для обсуждения возможного влияния постдепозиционных процессов на реконструкции палеоклимата, основанные на изотопных данных глубокого льда. Для этого мы делаем предположение, что общее изменение изотопного $(\Delta \delta D)$ состава результате постдепозиционных процессов снега В пропорционально относительной потере массы из-за сублимации (Δm), как предложено в разделе 5.5. В качестве оценки Δm мы предлагаем принять отношение общего количества сублимации за теплый период к общему годовому снегонакоплению. Согласно работе Екайкин и др. (2015), в районе станции Восток сублимация удаляет порядка 10-20 % от годовой суммы осадков. Изменение изотопного состава оставшегося снега при этом, как следует из формулы (21), должно составлять около 4-7 ‰ по δD.

Для оценки изменений после выпадения снега в прошлом мы воспользовались реконструкцией температуры и скорости накопления снега на Востоке (Salamatin et al., 2009b) за последние 150 000 лет. Для расчёта температуры летнего периода в прошлом (что необходимо для расчета скорости сублимации) мы сделали предположение, что амплитуда годового цикла постоянна, т. е. разница между среднегодовой и средней летней температурой одинакова. Скорость сублимации рассчитывалась по летней температуре с использованием зависимости, установленной в работе Екайкин и др., 2015. Мы рассчитали значения $\Delta\delta D$ по описанной выше методике и установили, что величина постдепозиционного изменения изотопного состава снега варьировала в прошлом в относительно небольшом диапазоне от +3,1 до +4,5 ‰ (по сценарию, который предполагает, что в современную эпоху сублимация удаляет 10 % слоя годового накопления – далее «слабый сценарий»). Мы скорректировали измеренные временные ряды δD на значения $\Delta\delta D$, чтобы увидеть, как будут выглядеть данные ледяного керна без влияния постдепозиционных изменений (красная кривая на рис. 5.19).

Выше было показано, что изотопный состав снежной толщи на Востоке обогащен относительно атмосферных осадков примерно на 18 ‰ по δD, что в 4,5 раза превышает значение 4,1 ‰, полученное в результате лабораторных экспериментов. Эту разницу можно объяснить разными причинами:

Во-первых, в естественном снеге активный слой имеет толщину как минимум 20 см (или даже 40 см и более (Town и др., 2008)), поэтому каждый годичный слой снега подвергается постдепозиционным процессам как минимум в течение 3-5 лет, что может усилить общую изотопную модификацию.

Во-вторых, условия лабораторного эксперимента сильно отличаются от естественных: отсутствуют вертикальные температурные градиенты, изначальный изотопный состав снега однороден, а также отсутствует массообмен с нижележащей снежной толщей.

Мы настроили коэффициент $\Delta\delta D/\Delta m$ в уравнении (21) таким образом, чтобы современное значение $\Delta\delta D$ было равно +10 ‰, а затем рассчитали $\Delta\delta D$ за последние 150 тысяч лет («сценарий сильных ПД изменений»). Скорректированный изотопный временной ряд показан на рис. 5.19а синей линией.



Рис. 5.19 Оценка постдепозиционных изменений изотопного состава снега за последние 150 тыс. лет на станции Восток. а: черная линия – временной ряд δD, полученный по глубокому ледяному керну. Цветные линии собой представляют этот же ряд, скорректированный с учетом постдепозиционных изменений (т.е. они показывают, как бы выглядел временной ряд δD без влияния ПД эффектов), рассчитанный для «слабого» (красная (синяя линия) сценариев; б линия) И «сильного» постдепозиционные изменения в прошлом относительно их современных значений для слабого и сильного сценариев. Положительные (отрицательные) значения означают, что ПД изменения изотопного состава снега были сильнее (слабее), чем в современном климате.

На рисунке 5.19б мы нанесли значения $\Delta\delta D$ как для «слабого», так и для «сильного» сценариев относительно современного значения $\Delta\delta D$ (+4,1 ‰ для мягкого сценария и +10 ‰ для сильного сценария), $\Delta\Delta\delta D$. Положительные значения $\Delta\Delta\delta D$ означают, что постдепозиционные изменения были сильнее, чем сегодня, а отрицательные – слабее, чем сегодня.

В теплые эпохи ПД изменения были сильнее (на 1 ‰ в оптимум голоцена и МИС 5е для «сильного сценария»), тогда как в холодные эпохи они были слабее (до 3 ‰ в холодный стадиал 110 тыс. лет и во время предыдущего ледникового максимума). Это означает, что скорректированный изотопный амплитуду временной имеет более слабую сравнению ряд ПО с нескорректированным. Например, после коррекции изотопный переход от последнего максимума оледенения (ПМО) к голоцену становится слабее на 2-3 ‰ для δD (49 ‰ вместо 52 ‰), а переход от предыдущего ледникового максимума к МИС 5е примерно на 4 ‰ (59 ‰ вместо 63 ‰). В целом можно констатировать, что постдепозиционные изменения изотопного состава снега не просто смещают изотопный временной ряд по кернам льда в сторону более высоких значений по сравнению с исходным изотопным составом осадков, но, скорее, изменяют форму и амплитуду климатического сигнала изотопного состава снега, записанного в ледяном керне.

Что касается параметров второго порядка, dxs и ¹⁷O-xs, то из приведенных выше коэффициентов регрессии $\Delta dxs/\Delta\delta D$ и $\Delta^{17}O$ -xs/ $\Delta\delta D$ (соответственно, -0,2 ‰/‰ и 0,4 per meg/‰) можно заключить, что ожидаемые изменения амплитуд значений dxs и 17Oexcess, измеренных в керне льда Восток, не превышали 1 ‰ и 2 per meg.

В целом, влияние постдепозиционных изменений на изотопный профиль ледяного керна Востока относительно невелико (как и поправки к соответствующим палеоклиматическим реконструкциям), даже несмотря на большие изменения, которые, вероятно, наблюдаются в снеге (рис. 5.9-5.11). Это связано с тем, что скорости как сублимации, так и снегонакопления прямо пропорциональны температуре воздуха, поэтому параметр относительной потери массы существенно не меняется.

Аналогичные выводы были сделаны М. Тауном с соавторами (Town et al., 2008), которые использовали модель фракционирования Рэлея для исследования ПД изменений в приповерхностном снеге. Модель учитывает принудительную вентиляцию, диффузию в поровом пространстве и внутри снежных зёрен, но не учитывает эффект межзернового массопереноса и сублимацию снега. Их результаты позволяют предположить, что для Центральной Антарктиды интенсивность ПД процессов была одинаковой в настоящее время и в эпоху ПМО. Однако постдепозиционная модификация во время ПМО в центральной Гренландии, по оценкам этой работы, превышает современные значения. Это означает, что в центральной Гренландии ПД изменения приводят к недооценке изотопного сдвига ПМО-голоцен, измеренного в ледяных кернах.

К настоящему моменту данных о постдепозиционных изменениях изотопного состава снега в центральных районах Антарктиды и Гренландии недостаточно. Необходимы дополнительные исследования в различных местоположениях, различающихся температурой воздуха, скоростью снегонакопления и ветровым режимом, включая такие экстремальные районы, как зоны «голубого льда» и мегадюны.

5.9 Выводы к Главе 5

Выполненные нами исследования, а также обзор литературы показывают, что постдепозиционные процессы действительно играют заметную роль в формировании изотопного состава снега, причем они отмечены не только в полярных районах (см. эту главу) и на горных ледниках (раздел 1.2.3), но также и в снежном покрове умеренных широт (Сократов и др., 2023). Несмотря на некоторые противоречия результатов различных исследований, они позволяют сделать несколько однозначных и важных выводов.

Во-первых, во всех случаях изотопный состав снега утяжеляется в процессе постдепозиционных исследований. Величина этих изменений существенна (в современном климате в районе ст. Восток она составляет около 19 ‰ для δD), и изотопные модификации охватывают слой снега толщиной не менее 20 см. Как минимум в двух случаях (в районах станций Восток и Купол Фуджи, где скорость снегонакопления очень мала) можно предполагать полное стирание изначального температурного сигнала атмосферных осадков в ходе ПД процессов. В частности, на Востоке об этом убедительно свидетельствует не только корреляция изотопного состава снега с летней температурой, но и сдвиг летней температуры на 2-3 года относительно ряда изотопного состава, причём ряд температуры опережает ряд изотопного состава.

В районах с большой аккумуляцией (З. Антарктида и центральная Гренландия) ПД процессы усиливают сезонный ход изотопного состава за счёт изотопного утяжеления летних слоёв снега. Кроме того, максимум dxs в сезонном ходе смещается с середины зимы на начало осени. ПД процессы также немного увеличивают коэффициент регрессии между δD и $\delta^{18}O$.

С другой стороны, остается и много неопределенностей, главной из которых является поведение такого параметра, как dxs. Некоторые полевые измерения и все лабораторные эксперименты говорят, что обмен между атмосферой и снежной толщей имеет место в неравновесных условиях, и приводит к уменьшению dxs. Данные станции Восток и отчасти данные Конкордии говорят о том, что dxs не меняется или даже немного растет, что говорит о равновесном изотопном процессе.

Интенсивность постдепозиционных процессов однозначно менялась в прошлом, искажая записанный в керне изотопный сигнал, однако величина и

даже знак этих изменений остается неясным. С одной стороны, более холодный климат не способствует диффузии водяного пара, с другой стороны, более низкая скорость снегонакопления дольше удерживает слой снега в активном верхнем слое снежной толщи.

Постдепозиционные процессы должны учитываться при настройке простых изотопных моделей изотопного состава осадков. Если модель настраивается по изотопному составу осадков, надо иметь в виду, что она не будет корректно воспроизводить изотопный состав снежной толщи. Повидимому, более целесообразно настраивать модель по изотопному составу снега, таким образом как бы закладывая в неё постдепозиционные изменения – но в этом случае следует не упускать из виду тот факт, что в прошлом (в иных климатических условиях) величина этих изменений могла быть иной.

Можно констатировать, что ПД процессы – один из важнейших и притом наименее изученных этапов формирования климатического сигнала изотопного состава снежно-фирново-ледяной толщи. Единой теории, которая бы количественно описывала эти процессы в разных гляцио-климатических условиях, до сих пор не существует.

Результаты исследований, представленных в Главе 5, отражены в работах Екайкин и др. (2014, 2022), Шибаев и др. (2019), Casado et al. (2018), Ekaykin et al. (2009, 2016), Landais et al. (2017) и Touzeau et al. (2016).

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

В этой главе мы рассматриваем второстепенные факторы, которые могут влиять на изотопный состав снежно-фирново-ледяной толщи в Центральной Антарктиде, искажая изотопно-температурную зависимость и тем самым усложняя интерпретацию данных об изотопном составе глубоких ледяных кернов. К таким факторам относятся сезонность и прерывистость осадков, изменение источника влаги, а также участие стратосферной влаги в формировании атмосферных осадков. Есть также ряд факторов, которые, напротив, могут изменять приземную температуру, не вызывая при этом соответствующих изменений изотопного состава снега. К таким факторам относится, например, соотношение между приземной температурой воздуха и температурой конденсации. Наконец, и температура воздуха, и изотопный состав осадков могут меняться за счет неклиматических (точнее будет сказать «опосредованно климатических») факторов, в частности, за счет динамики ледника.

6.1 Сезонность и прерывистость осадков

Вполне очевидно, что нет такого региона на планете, в котором осадки выпадали бы каждый день 24 часа в сутки. Таким образом, априори климатическая летопись, записанная в разрезе ископаемых осадков (снежнофирново-ледяной толще полярных ледников) имеет пробелы.

В течение первых 30 лет активного изучения гляцио-климатического режима Центральной Антарктиды сложилось представление о том, что бо́льшая часть осадков в этом регионе представлена ледяными иглами, которые выпадают практически на постоянной основе (см., например, Аверьянов, 1990). Таким образом, изотопный состав фирновых и ледяных кернов должен давать практически неискаженную климатическую запись. Это представление отчасти изменилось, когда было открыто и исследовано такое явление, как «атмосферные реки» (Gorodetskaya et al., 2014; Masson-Delmotte et al., 2011; Payne et al., 2020) – редкие, но очень интенсивные вторжения относительно тёплого и влажного воздуха, которые могут проникать далеко вглубь Центральной Антарктиды, принося большое количество осадков. Считается, что роль таких аномальных снегопадов в годовом количестве осадков в основном значительна в прибрежных районах Восточной Антарктиды (Schlosser, 1999; Turner et al., 2019) и в Западной Антарктиде (Davison et al., 2023), и в меньшей степени – в его центральной части (Gao et al., 2024; Servettaz et al., 2023a). В частности, по данным Noone et al. (1999) в районе Земли Королевы Мод 89 % дней наблюдаются малоинтенсивные осадки (< 0,2 мм/сутки), которые дают 31 % годовой суммы, а 1 % дней с интенсивными осадками (> 1 мм/сутки) дают 20 % годовой суммы.

Однако же, сведения о соотношении различных типов осадков в Центральной Антарктиде, а также о роли единичных интенсивных снегопадов в баланс массы снежной поверхности довольно противоречивы. С одной стороны, на ст. Конкордия осадки наблюдаются почти половину дней (41 %), и разные типы осадков (ледяные иглы, снег из облаков и изморозь) дают примерно по 1/3 общей суммы осадков (см. раздел 3.3.5, а также Stenni et al., 2016; Dreossi et al., 2024).

С другой стороны, есть многочисленные свидетельства того, что в Центральной Антарктиде существенную долю осадков дают редкие интенсивные события (Marshall et al., 2017; Masson-Delmotte et al., 2011; Schlosser et al., 2017; Zhai et al., 2023). В частности, по данным Massom et al. (2004), такие события дают около 44 % годовой суммы осадков. На Куполе Фуджи осадки идут 97 % дней, при этом почти половину годовой суммы (47 %) дают всего лишь 3 % всех событий (раздел 3.3.5, а также Fujita and Abe, 2006; Motoyama et al., 2005). По данным Dittmann et al. (2016), на Куполе Фуджи 2/3 дней с осадками были прямо или косвенно ассоциированы с адвекцией влаги.

На станции Восток осадки идут примерно половину дней в году (эта цифра наверняка занижена, т.к. не учитывает слабоинтенсивные события), при этом снег из облаков, который наблюдается в 12 % случаев, даёт 39 % годовой суммы осадков (раздел 3.2). Однако же, мы не выявили существенного различия среднего и средневзвешенного по количеству изотопного состава атмосферных осадков.

Распределение снегонакопления по сезонам года на ст. Восток обнаруживает заметный минимум летом (рис. 4.4), который, как мы считаем, связан с сублимацией снега и с его уплотнением (раздел 4.1.5). Таким образом, количество осадков в первом приближении распределено равномерно в пределах годового цикла (Servettaz et al., 2023а). Следует отметить, что летняя сублимация не означает, что летние осадки исчезают и не участвуют в формировании снежной толщи. Во-первых, они не покрывают поверхность снега ровным слоем, а во-вторых, за счёт интенсивного массообмена они успевают передать свой изотопный сигнал нижележащим слоям снега. Если бы летние осадки не участвовали в формировании снежной толщи, изотопный состав снега был бы существенно ниже среднего годового изотопного состава осадков, тогда как в реальности мы наблюдаем ровно противоположную картину (рис. 5.13).

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 мало́. Если накопление снега определяется отдельными крупными снегопадами, случайно распределенными в годовом цикле – тогда эта случайная выборка перевесит

систематический сдвиг изотопного состава снега в тот или иной сезон года. В целом для Антарктиды разница между средней годовой приземной температурой воздуха и средней взвешенной температурой составляет 0,33 °C, причем средняя взвешенная температура ниже простого среднего. По другим данным (Servettaz et al., 2023а), средняя взвешенная по количеству осадков температура в целом по Антарктиде на 5,4 °C выше простой средней годовой температуры, но в районе станции Восток разница не превышает 3 °C.

Таким образом, в первом приближении можно утверждать, что в районе станции Восток изотопный состав снежно-фирново-ледяной толщи отражает среднюю годовую температуру воздуха (Servettaz et al., 2023а), и что смена сезонности осадков (и их «прерывистости») не создает ложного изотопного сигнала в глубоком ледяном керне.

Прерывистость выпадения атмосферных осадков также влияет на соотношение сигнала и шума в изотопных рядах. Дело в том, что если значительная часть годовой суммы осадков формируется за счёт нескольких крупных событий, а температура воздуха и изотопный состав этих событий – в значительной степени случайные величины, то при одной и той же средней годовой температуре воздуха в двух соседних пунктах средняя взвешенная (по количеству осадков) температура и средний взвешенный изотопный состав Аналогичным образом, будут различаться. межгодовая изменчивость изотопного состава снега в одном и том же пункте будет складываться (помимо депозиционного шума) из изменчивости температуры воздуха и дополнительного шума, связанного с прерывистостью осадков (Münch et al., 2021; Servettaz et al., 2023а). В Главе 4 мы детально обсудили депозиционный шум и установили, что корреляция шума исчезает на расстоянии около 10 м, и для построения надежного сводного изотопного ряда достаточно иметь нескольких кернов, пробуренных на расстоянии нескольких десятков или сотен метров друг от друга. Расстояние декорреляции шума, связанного с прерывистостью осадков, гораздо больше, и составляет не менее 250 км

(Casado et al., 2020; Münch et al., 2021). На еще бо́льших расстояниях (порядка 1000 км и выше) исчезает корреляция между межгодовой изменчивостью температуры (Jones et al., 1997). Отсюда можно вывести оптимальную стратегию выбора точек бурения с целью построения сводного ряда изотопного состава по нескольким кернам: некоторые керны должны быть добыты на небольшом (первые сотни метров или километры) расстоянии друг от друга с целью снижения депозиционного шума; но некоторые керны в то же время должны быть получены на расстоянии от 500 до 1000 км от основных кернов с целью снижения шума, связанного с прерывистостью осадков (Münch et al., 2021).

В заключении этого раздела необходимо упомянуть об аномальной волне тепла, которая охватила больше половины территории Восточной Антарктиды в марте 2022 г. Это событие наблюдалось и на станции Восток, но наиболее хорошо оно изучено по данным станции Конкордия (Wang et al., 2023). В течение 4 дней, с 15 по 18 марта, температура поднялась на 49,0 °C, достигнув значения -12,2 °C, что на 44,5 °C выше климатической нормы для этого дня за период 2006-2021 гг. Это событие сопровождалось аномальным выпадением осадков: снег, выпавший за эти 4 дня, составил до 90 % общего накопления за весь март 2022 г. в районе Конкордии, и до 32 % по всему Антарктическому ледяному щиту (Wille et al., 2024). Аномалия влажности составила около +3000 ppm, а аномалия изотопного состава водяного пара около +25 ‰ по δ^{18} O. Что интересно, значения dxs не вышли за пределы климатической нормы (там же).

В вертикальном изотопном профиле снежной толщи это событие отразится в виде высокого и узкого пика. По мере увеличения возраста снега/фирна этот пик будет становиться шире и ниже за счёт молекулярной диффузии, и к моменту перехода фирна в лёд превратится в единичную волну синусоидальной формы с длиной порядка 11 лет. Соответственно, при

интерпретации данных по ледяному керну исследователь может ошибочно принять эту волну за некое многолетнее климатическое событие.

В настоящий момент нет полного понимания того, как часто происходят подобные события, как менялась их частота в прошлом и как она будет меняться в будущем на фоне продолжающегося потепления климата. Тем не менее, очевидно, что в иных климатических условиях (например, в ледниковую эпоху) повторяемость подобных волн тепла могла существенно отличаться на современной, и это могло найти отражение во временных рядах изотопного состава по данным глубоких ледяных кернов.

6.2 Источник влаги

Влияние условий в источнике влаги рассмотрено в разделе 2.2.5. В целом, при переходе от холодного климата к тёплому (например, от максимума последнего оледенения к голоцену) не только меняется (повышается) температура в источнике влаги, но и сам он испытывает смещение в более высокие широты, и плюс к этому меняется площадь морского льда. Аналогичные изменения происходят и в рамках годового цикла. Условия в источнике влаги можно определить с помощью моделей общей циркуляции атмосферы, либо же рассчитать с помощью изотопных параметров второго порядка (dxs и ¹⁷O-xs); пример таких расчетов приведен на рис. 3.8.

Считается, что в современном климате район станции Восток получает влагу в основном из Индийского океана (см., например, Владимирова и др. (2015)). Однако изучение траекторий воздушных масс, достигающих станции Восток, показывает, что этот район находится недалеко от границы раздела влияния двух океанов – Индийского и Тихого (Gao et al., 2024; Sodemann and Stohl, 2009). В работе Ekaykin et al. (2014) высказано предположение, что относительный вклад этих двух источников мог меняться в прошлом, что приводило, в частности, к изменению знака корреляции между изотопным

составом снега на Востоке и таким климатическим индексом, как PDO (Pacific Decadal Oscillation). Однако же, едва ли эти сдвиги могли вызвать серьёзное изменение условий в источнике влаги (температуры поверхности моря и влажности воздуха), а также характера изотопно-температурной зависимости. Это связано с околополюсным положением Антарктиды и симметричностью климатических полей относительно центра материка (Markle and Steig, 2022). В этом отношении Антарктида существенно отличается от Гренландии, которая может получать влагу из таких разных источников, как Северная Атлантика, Арктика, а также за счёт испарения с континентов (Charles et al., 1994).

6.3 Стратосферная влага

Помимо масс-зависимого изотопного фракционирования, детально рассмотренного в Главе 2, в природе также имеют место масс-независимые изотопные эффекты (Hoefs, 2004). В частности, такие эффекты существуют в стратосфере при окислении метана (главный местный источник водяного пара в атмосфере), обмене атомами кислорода между водяным паром, с одной стороны, и молекулами кислорода и озона через HO_x и NO_x, с другой стороны, а также при изотопном обмене между водяным паром и OH^{-} (Zahn et al., 2006). За счёт этих процессов изотопный состав стратосферной влаги меняется по сравнению с тропосферной влагой следующим образом: δD возрастает на 250 ‰, δ^{17} О и δ^{18} О возрастают на, соответственно, 85 и 145 ‰ (там же). Наиболее сильно стратосферные процессы влияют на параметр ¹⁷О-хs, значение которого в стратосферной влаге достигает 10-30 ‰ (т.е. 10000-30000 per meg), Zahn et al., 2006. Поскольку влажность воздуха в стратосфере крайне низкая (порядка 2-6 ррт), её влияние на изотопный состав осадков пренебрежимо мало. Однако, в Центральной Антарктиде влияние этого фактора может быть значимым. Во-первых, здесь выпадает очень мало осадков (менее 50 мм в.э.), поэтому даже небольшой (порядка нескольких процентов) вклад стратосферной влаги может заметно влиять на их изотопный

состав. Во-вторых, Центральная Антарктида расположена в центре полярного вихря, который является одним из элементов глобальной циркуляции Брюера-Добсона (ЦБД), заключающейся в подъёме воздуха (и содержащейся в нем влаги) в районе тропиков, переноса в стратосфере к высоким широтам и опускания в районе полюсов (Butchart, 2014).

Впервые свидетельство влияния стратосферной влаги на изотопный состав снега было показано в работе Winkler et al. (2013) по данным станции Восток. В образцах из снежного шурфа, содержащего слои снега, сформировавшиеся в период с 1949 по 2008 гг., была обнаружена отрицательная корреляция между δ^{18} O и ¹⁷O-xs. Такая корреляция противоречит как изотопной теории (рис. 2.5), так и реально наблюдающемуся соотношению между δ^{18} O и ¹⁷O-xs в атмосферных осадках станции Восток (рис. 3.6). Единственным объяснением, по мнению авторов, могут служить интрузии стратосферной влаги в тропосферу в районе станции Восток. Этот вывод подтверждается положительной корреляцией между ¹⁷O-xs и концентрацией ¹⁰Be, которая служит показателем интенсивности циркуляции Брюера-Добсона.

К аналогичному выводу пришли Pang et al. (2022) в результате изучения снежной толщи в районе Купола А. В этой работе приведены изотопные данные по двум снежным шурфам, которые показывают, что кислород 17 и кислород 18 не коррелируют друг с другом, что подразумевает влияние какого-то дополнительного фактора на концентрацию кислорода 17. Авторы фактором аргументируют, таким может служить поступление что стратосферной влаги. Чтобы обосновать эту гипотезу, авторы сопоставили временной ряд ¹⁷О-хs с индексом интенсивности ЦБД. Корреляция оказалось положительной: чем интенсивнее ЦБД (т.е., чем больше влаги поступает из стратосферы), тем выше значения ¹⁷О-хs. Также обнаружена положительная корреляция с SAM («южной кольцевой модой», основным индексом атмосферной циркуляции Южного полушария): выше индекс SAM – ниже температура и скорость снегонакопления в Центральной Антарктиде – интенсивнее поступление стратосферной влаги и меньше её разбавление тропосферной – выше значения ¹⁷О-хs.

Наши исследования в целом не подтверждают вывод о существенном влиянии стратосферной влаги в районе станции Восток. Наблюдаемые значения ¹⁷О-хѕ в осадках и в отложенном снеге хорошо воспроизводятся простой изотопной моделью (рис. 2.7) и не требуют привлечения дополнительных факторов. Результаты работы Winkler et al. (2013) получены всего по одному шурфу, а мы знаем (по результатам изучения депозиционного шума, Глава 3), что единственный ряд, полученный в одной точке, не может считаться достоверным. Кроме того, работа Pang et al. (2022) не подтверждает существование значимой корреляции между δ^{18} О и ¹⁷О-хѕ.

С другой стороны, мы не можем исключить значимое влияние стратосферной влаги в районе Купола А. Этот вывод основан на том факте, что в районе Купола А значения ¹⁷О-хs в снеге существенно выше, чем в районе ст. Восток при приблизительно одинаковых значениях δ^{18} О.

Следует признать, что влияние стратосферной влаги на изотопный состав осадков в Центральной Антарктиде недостаточно исследовано, и ничего не известно о том, как это влияние могло меняться в прошлом, и как эти изменения могли отразиться на изотопном составе глубокого ледяного керна.

6.4 Соотношение между температурой конденсации и приземной температурой воздуха

Пространственный (географический) коэффициент регрессии между δ¹⁸О в снеге Антарктиды и средней годовой приземной температурой воздуха равен приблизительно 0,8 ‰/°С (Masson-Delmotte et al., 2008) (при этом он испытывает значительную изменчивость в пространстве, от 0,5 до 1,2 ‰/°С). Для того, чтобы привести изотопный состав к температуре конденсации,
используют калибровочную поправку $\Delta T_c/\Delta T_g$, равную приблизительно 0,67 (Jouzel et al., 1984; Markle and Steig, 2022). Таким образом, градиент $\Delta \delta^{18}O/\Delta T_g$ равен примерно 1,2 ‰/°С, что близко к значению, которое предсказывается теорией (Глава 2).

Насколько применим современный пространственный градиент $\Delta T_c / \Delta T_g$ для расчета соотношения между приземной температурой и температурой конденсации при переходе от МПО к голоцену? Чтобы ответить на этот вопрос, можно сопоставить результаты двух разных палеоклиматических методов, один из которых (изотопный метод) даёт температуру конденсации, а другой (скважинная термометрия) – приземную температуру. Подобные исследования были выполнены в работе Buizert et al. (2021). Авторы использовали данные 5 кернов Восточной Антарктиды (керн ст. Восток не вошел в это число) и 2 керна Западной Антарктиды. На первом этапе была реконструирована температура поверхности ледника (которая близка T_g) по данным термометрии льда в скважинах на станциях Конкордия и Купол Фуджи. Затем были использованы данные по δ^{15} N в воздушных включениях и Δ age (разница возраста между воздухом и включающим его льдом, которая контролировалась по маркерам абсолютного возраста – вулканическим пикам для льда и резким пикам метана для газа) для раздельной реконструкции температуры поверхности ледника и скорости снегонакопления. Эти расчеты позволили определить временной (для перехода от МПО к голоцену) изотопно-температурный (для T_g), который оказался равным 1,44 ‰/°С для Купола Фуджи, 1,45 ‰/°С для Конкордии, 1,4 ‰/°С для Земли Королевы Мод, 1,19 ‰/°С для Южного Полюса, 0,88 ‰/°С для Купола Талос, 0,8 ‰/°С для Купола Сайпл и 0,82 ‰/°С для пункта WAIS Divide. Таким образом, для всех восточно-антарктических пунктов временной изотопно-температурный градиент оказался существенно выше современного пространственного. Авторы объясняют это тем, что временной (МПО-голоцен) градиент $\Delta T_c / \Delta T_g$ был существенно больше 0,67 (около 0,9), т.е. повышение температуры конденсации при переходе от МПО к голоцену было практически таким же значительным, как и повышение приземной температуры воздуха (или, в данном контексте более правильно написать, что изменение приземной температуры было почти таким же незначительным, как изменение температуры конденсации).

Эти результаты были подтверждены в работе Liu et al. (2023), авторы которой использовали модель земной системы iCESM v1.3 с модулем расчета изотопного состава влаги. Модель показала, что в эпоху МПО наблюдался пространственный изотопно-температурный градиент такой же (0.8-0,9 ‰/°С), что и в современную эпоху. Интересно, что временной (МПОголоцен) изотопно-температурный градиент (для приземной температуры), осредненный по всей Антарктиде, примерно равен пространственному (около 1 ‰/°С). Это, во многом, случайное совпадение, которое обусловлено двумя факторами: 1) за счёт изменения температуры в источнике влаги временной δ^{18} O между T_c и должен градиент быть меньше современного пространственного градиента (рис. 1.4), а последний равен примерно 1,2 ‰/°С; 2) соотношение $\Delta T_c / \Delta T_g$ при переходе от МПО к голоцену примерно равно 1.

Это важный вывод, который существенно влияет на палеотемпературные реконструкции. Действительно, ранее было принято считать, что временное отношение $\Delta T_c / \Delta T_g$ равно современному пространственному отношению (0,67, Jouzel and Merlivat, 1984). Если же в действительности оно гораздо выше (около 0,9), это означает, что амплитуда изменений приземной температуры в Центральной Антарктиде при переходе от ледникового периода к межледниковью на 30 % меньше, чем считалось ранее.

В работах Buizert et al. (2021) и Liu et al. (2023) не использованы данные глубокого керна станции Восток, поэтому не ясно, в какой мере выводы данного раздела применимы к нашему региону исследования. В работе

(Salamatin et al., 2009b) на основании двумерного моделирования линии тока льда, проходящей через станцию Восток, и результатов измерения температуры заливочной жидкости в скважине реконструирован ход приземной температуры воздуха за последние 400 тыс. лет. Показано, что температура поверхности ледника в эпоху МПО была на 9,4 °C ниже, чем в доиндустриальную эпоху. Такой перепад температуры примерно вдвое выше, чем в районе Купола Фуджи и Купола C (Buizert et al., 2021). Причины этого расхождения пока не ясны.

6.5 Влияние динамики ледника

Изменение приземной температуры воздуха и температуры конденсации могут быть связаны с климатом не только напрямую, но и опосредованно – через изменение высоты поверхности ледника. Чем выше высота поверхности, тем ниже температура, и тем ниже изотопный состав осадков, и этот сигнал накладывается на собственно климатический сигнал. При этом реакция динамики ледника на изменение климата может быть разнонаправленной: например, при общем похолодании высота поверхности одних участков ледника может понижаться за счёт уменьшения количества осадков, а других участков – повышаться за счёт уменьшения летнего таяния и изменения динамики ледника (Masson-Delmotte et al., 2011). Дополнительное влияние также оказывают гляциоизостатические процессы: при уменьшении толщины ледника уменьшается нагрузка на земную кору, которая за счет этого испытывает поднятие.

Наиболее хорошо эти процессы изучены в Гренландии. В частности, в работе Vinther et al. (2009) показано, как изменение высоты поверхности ледника в голоцене влияло на изотопные ряды по 6-ти кернам, расположенным в этом регионе (керны по скважинам GRIP, North GRIP и Dye-3 в центральной Гренландии, керн Кемп Сенчури в краевой части ледника, а также керны из двух изолированных ледяных куполов – Ренланд и Агассис). Временные ряды изотопного состава за последние 11 тысяч лет показывают различную форму

сигнала в первой половине голоцена с разным временем наступления климатического оптимума. Авторы высказали предположение, что эти различия могут быть связаны с изменением высоты поверхности ледника за счёт изменения его толщины и вертикальных гляциоизостатических движений земной коры. В частности, в начале голоцена толщина ледника выросла за счёт увеличения количества осадков и гляциоизостатического поднятия. Затем она стала уменьшаться на краях ледника за счёт усиления таяния и ускорения динамики льда. Это ускорение динамики затем постепенно распространялось вглубь ледникового щита, достигнув его вершины примерно через 4000 лет после начала голоцена. Эта предполагаемая история изменения высоты поверхности ледника была подтверждена измерением общего газосодержания по кернам GRIP и Кемп Сенчури. После поправки на изменение высоты все изотопные ряды показали общий климатический сигнал с оптимумом, имевшим место около 8 тыс. л.н. Общее изменение высоты ледника, составило около 600 м в районе Кемп Сенчури (что связано с разрушением ледяного перешейка между Гренландским и Инуитским ледяным щитами), около 400 м в районе Dye-3, и порядка 150-200 м в районе GRIP и North GRIP.

Влияние толщины ледника на изотопный состав ледяных кернов проявляло себя и в Антарктическом ледяном щите. В работе Buizert et al. (2021), упомянутой в предыдущем разделе, с помощью комплекса методов была выполнена реконструкция приземной температуры воздуха в эпоху максимума последнего оледенения по 7-ми ледяным кернам. При этом для центрально-антарктических кернов было обнаружено относительно слабое понижение температуры (от 4 до 6 °C), а для западно-антарктических – гораздо более сильное (около 10 °C). Авторы объясняют это изменением толщины ледника, которая в эпоху МПО в Западной Антарктиде была на 300 м выше, чем сейчас, а в Восточной Антарктиде на 120 м ниже. Изменение толщины ледника также, вероятно, влияло на изотопный сигнал в раннем голоцене и во

время предыдущего межледниковья (Grieman et al., 2024; Masson-Delmotte et al., 2011).

Еще один примечательный пример показан в работе Iizuka et al. (2023). Авторы изучали возможные причины повышения уровня моря в эпоху предыдущего ледникового максимума (129-118 тыс. л.н.). Уровень моря был тогда на 6-9 м выше доиндустриального, и как минимум часть этого повышения была связана с частичным распадом Восточно-антарктического ледникового щита в районе Земли Уилкса. Чтобы проверить эту гипотезу, авторы привлекли данные по керну скважины, пробуренной на Куполе Талос (Masson-Delmotte et al., 2011). В интервале времени 126-118 тыс. л.н. изотопный состав этого керна показывает повышение значений, что не согласуется с данными других антарктических кернов. Авторы интерпретируют эту аномалию, как следствие существенного (на 100-200 м) снижения толщины ледника в районе Купола Талос в связи с разрушением части ледяного щита в районе Земли Уилкса.

Динамика ледника влияет на климатическую запись ледяного керна также за счёт фактора адвекции. Действительно, глубокие (древние) слои льда образовались не в том месте, где пробурена скважина, а выше по склону ледника, где гляцио-климатические условия отличаются от условий в точке бурения. Во многом именно поэтому большинство пунктов бурения расположено на ледниковых куполах, где горизонтальная составляющая движения льда практически отсутствует, что упрощает моделирование динамики и возраста льда, а также интерпретацию керновых данных.

Станция Восток является в этом плане одним из немногочисленных исключений, поскольку выбор этого района в качестве точки бурения был обусловлен логистическими соображениями. Начало линии тока льда для станции Восток расположено в районе т.н. «Ледораздела В⁵», протянувшегося

⁵ Здесь «В» - это латинская буква В, поэтому данное название произносится как «Ледораздел Бэ»

с севера на юг приблизительно в 300 км к западу от станции. Долгое время считалось (Petit et al., 1999; Salamatin et al., 2009b), что в первом приближении гляцио-климатические условия в начале «восточной» линии тока соответствуют условиям в районе «старого Купола В» (Jouzel et al., 1995), где как изотопный состав поверхностного снега, так и современная скорость снегонакопления существенно отличаются от тех, которые типичны для района станции Восток (Ekaykin et al., 2012). Соответственно, при двухмерном моделировании линии тока льда приходилось вносить существенную поправку на адвекцию льда (Salamatin et al., 2009b).

В январе 2020 г. был выполнен первый научный поход в район истинного Купола В (Ekaykin et al., 2021), в результате которого удалось собрать первые сведения о температуре фирна на глубине затухания климатических колебаний, изотопном составе поверхностного снега и средней за последние 200 лет скорости снегонакопления. Оказалось, что на всём протяжении линии тока льда эти параметры не обнаруживают существенных изменений (на истинном Куполе В температура и изотопный состав снега чуть ниже, а SMB чуть выше, чем на Востоке). Этот результат потребует пересчета двухмерной модели динамики ледника, что приведет к изменениям функции глубина-возраст, а также к корректировке температурной интерпретации изотопного профиля по глубокому ледяному керну.

Если вдоль линии тока льда на поверхности ледника имеются периодические (в районе мегадюн) или непериодические аномалии свойств снежной поверхности – они также могут найти отражение в характеристиках ледяного керна. Влияние мегадюн в этом контексте было рассмотрено в разделе 4.2.4. Особенность мегадюн состоит в том, что они представляют собой подвижные формы рельефа, движение которых создаёт квазипериодические аномалии свойств снега при наблюдении в одной точке (на вехе или по керну) по мере перемещения дюны через эту точку. Но возможно также существование более масштабных стационарных аномалий высоты поверхности ледника, обусловленных особенностями топографии подлёдного рельефа. Пример влияния подобных аномалий на климатические ряды в районе станции Восток рассмотрен в работе Екайкин и др. (2011).

Линия тока, проходящая через станцию Восток, на своем заключительном участке пересекает акваторию подледникового озера Восток (рис. 6.1). В том месте, где ледник сходит с относительно высокого западного берега озера в озёрную котловину, на поверхности ледника наблюдается ярко выраженная депрессия с перепадом высоты в несколько метров, сразу за которой – небольшое поднятие, связанное с тем, что ледник при своем движении упирается в небольшой остров, отделяющий от основной глубоководной части озера небольшой (предположительно, мелководный) залив (Popov and Masolov, 2007).

Измерения изотопного состава поверхностного (1,5 м) снега вдоль линии тока льда показали существование ярко выраженной аномалии этого параметра, механизм формирования которой, вероятно, аналогичен тому, который был показан нами для района мегадюн (неравномерное отложение зимних и летних осадков, и/или различная интенсивность постдепозиционных процессов).

В работе Екайкин и др. (2011) было высказано предположение, что эта аномалия рельефа должна проявлять себя также и в скорости накопления снега (кривая 1 на рис. 6.16) и, действительно, эта аномалия была обнаружена при дальнейших исследованиях (Ekaykin et al., 2012).

Ледник проходит расстояние от западного берега озера Восток до нынешнего положения станции приблизительно за 40 тыс. лет (Salamatin et al., 2009b). Значит, лёд возрастом около 40 тыс. лет в глубоком керне ст. Восток образовался из осадков, выпадавших в районе западного берега озера, и может содержать аномалии, связанные с особенностями местной топографии, показанными на рис. 6.1.

223



Рис. 6.1 Гляциогеофизический разрез по профилю VFL (из работы Екайкин и др., 2011): а – географическое положение профиля; пунктирной линией обозначена линия тока льда VFL, жирной сплошной – береговая линия озера по данным российских наземных радиолокационных исследований, тонкой сплошной – ранее опубликованная береговая черта (Bell et al., 2002); точками обозначены пункты, в которых проводилось изучение вертикального строения снежной толщи по шурфам и скважинам; б – характеристики снежной толщи и подледного рельефа по профилю VFL: 1 – скорость снегонакопления, 2 и 3 – плотность и изотопный состав снега, 4 – наклон поверхности ледника, 5 и 6 – высота поверхности и подошвы ледника. Кружками обозначены оценки скорости аккумуляции по результатам гляциологических наблюдений в шурфах и скважинах, пунктиром – предполагаемая пространственная изменчивость снегонакопления. Заливка обозначает участки склона с максимальным (голубой цвет) и минимальным (красный) уклоном поверхности.

На рис. 6.2 мы показали интервал временных рядов изотопного состава кернов ст. Восток и ст. Конкордия (керн EDC) возрастом 25-45 тыс. лет. До примерно 37200 л.н. между двумя рядами наблюдается хорошее совпадение двух записей изотопного состава (если сделать поправку на разницу в абсолютных изотопных значениях, которые на ст. Восток ниже приблизительно на 40 ‰ по δD, а также на заметно лу́чшее разрешение изотопного ряда керна EDC по сравнению с керном ст. Восток).



Рис. 6.2 Сопоставление временных рядов изотопного состава в кернах ст. Восток и ст. Конкордия (керн EDC) в интервале времени 25-45 тыс. л.н. (за точку отсчёта принят 1950 г.). Оба керна построены по временной шкале AICC2012 (Veres et al., 2013).

В более молодых слоях льда начинается заметное рассогласование рядов, которое отчасти может быть связано с погрешностями датировки, но также допускает влияние иных факторов, одним из которых может быть наличие неклиматических рельефообусловленных вариаций в керне ст. Восток. К сожалению, относительно низкое качество изотопных данных ст. Восток в этом временном интервале не позволяет детально изучить эту гипотезу.

6.6 Выводы по Главе 6

Данные, представленные в этой главе, свидетельствуют о том, что в первом приближении можно считать, что осадки в районе ст. Восток распределены равномерно в течение года, и что средняя годовая температура воздуха несущественно отличается от средней взвешенной по количеству осадков температуры. Есть также основания предполагать, что этот вывод справедлив и для других климатических эпох, таких как максимум последнего оледенения.

влияние По-видимому, наибольшее на климатическую запись изотопного состава ст. Восток (помимо постдепозиционных процессов, рассмотренных в предыдущей Главе), оказывает динамика ледника, которая проявляет себя двояко. Во-первых, в эпоху МПО высота поверхности ледника в районе ст. Восток была примерно на 120 м ниже, чем теперь (Липенков и др., 2000; Buizert et al., 2021). Поскольку вертикальный градиент приземной температуры воздуха в Центральной Антарктиде составляет примерно 12 °С/км (Fourtuin and Oerlemans, 1990; Masson-Delmotte et al., 2008), это понижение высоты соответствует повышению температуры примерно на 1,4 °С, что составляет около 15 % от общего перепада температуры между МПО и доиндустриальной эпохой, равного 9,4 °C (Salamatin et al., 2009b). Чисто климатическое (без учета изменения высоты поверхности ледника) изменение температуры составляет таким образом порядка 10,8 °C. При общем изменении δD керна ст. Восток между МПО и поздним голоценом порядка 45 ‰ (Petit et al., 1999), временной изотопно-температурный (для приземной температуры) градиент составляет около 4,2 ‰/°С, что на 1/3 меньше современного пространственного градиента (6,3 ‰/°С, MassonDelmott et al., 2008). Это различие может быть связано с одновременным изменением температуры в источнике влаги (см. Главу 2), либо же изменение приземной температуры между МПО и поздним голоценом переоценено в работе Salamatin et al. (2009b).

Другое проявление динамики ледника, характерное для станции Восток, связано с тем, что эта станция расположена в 300 км от купола, и гляциоклиматические условия меняются (и менялись в прошлом) вдоль линии тока, что и может являться причиной погрешности температурной реконструкции в работе Salamatin et al. (2009b).

Результаты исследований, представленных в Главе 6, отражены в работах Екайкин и др. (2011), Ekaykin et al. (2012, 2021), Landais et al. (2017), Masson-Delmotte et al. (2011).

Глава 7. Методика построения изотопно-температурной калибровочной функции

Подробно рассмотрев все факторы, влияющие на изотопный состав атмосферных осадков и снежно-фирновой-толщи, перейдем к обзору методов, с помощью которых выполняется калибровка изотопно-температурной зависимости для последующего использования при реконструкции температуры воздуха по данным изотопного состава глубоких ледяных кернов.

Основными подходами при построении изотопно-температурной функции являются: 1) использование современной пространственной (географической) зависимости между изотопным составом снежной толщи и средней годовой температурой воздуха; 2) использование внутригодовой зависимости между изотопным составом атмосферных осадков и температурой (приземной и/или температурой конденсации) воздуха; 3) использование результатов моделирования изотопного состава осадков; 4) использование независимых данных о температуре воздуха для тех интервалов времени, для которых имеются изотопные данные.

7.1 Пространственная корреляция между изотопным составом снега и приземной температурой воздуха

Как отмечено в разделе 1.1, именно с обнаружения глобальной зависимости между изотопным составом атмосферных осадков и средней годовой температурой воздуха на рубеже 1950-х и 1960-х началось становление и развитие изотопного метода (Dansgaard et al., 1964). Глобальный коэффициент регрессии этой зависимости для кислорода 18 оказался равным 0,69 ‰/°С. В дальнейшем очень близкий коэффициент (около 0,8 ‰/°С) был показан для Антарктиды (Masson-Delmotte et al., 2008), с той поправкой, что, во-первых, в данном случае вместо изотопного состава

атмосферных осадков (информация о котором в Антарктике крайне скудна) использовался изотопный состав поверхностного слоя снега, а в качестве суррогата средней годовой температуры воздуха бралась температура фирна на глубине затухания сезонных колебаний (порядка 10 м).

Именно этот метод традиционно применялся при интерпретации изотопного состава глубоких ледяных антарктических кернов на протяжении десятилетий (Jouzel et al., 1987a, 2007; Petit et al., 1999 и многие другие), хотя уже в то время было известно о влиянии множества факторов, которые способны оказывать влияние на изотопно-температурный градиент (см. обзор в Главе 1). Основанием для использования этого простого подхода служил тот факт, что связь между изотопным составом осадков и температурой базируется на относительно простых физических закономерностях (см. Главу 2) и должна в первом приближении выполняться в разных пространственных и временных масштабах.

Использование пространственного изотопно-температурного градиента имеет два важных преимущества по сравнению с другими подходами:

- Этот метод использует приземную температуру воздуха, поэтому исследователю нет нужды изучать зависимость между приземной температурой и температурой конденсации.
- Поскольку для построения этой зависимости используется изотопный состав снежной толщи, этот метод автоматически учитывает постдепозиционные изменения изотопного состава осадков (см. Главу 5).

Недостатки метода также очевидны (Masson-Delmotte et al., 2011):

Во-первых, сам пространственный изотопно-температурный градиент испытывает большой пространственный разброс в пределах Антарктического континента: при среднем, равном 0,8 ‰/°С, он может меняться в разных регионах от 0,5 до 1,2 ‰/°С (Masson-Delmotte et al., 2008).

Во-вторых, он не учитывает влияние изменений в источнике влаги, которые, как показано в Главах 1 и 2, сильно влияют на временной изотопнотемпературный градиент таким образом, что в общем случае он меньше современного пространственного.

В-третьих, изотопно-температурная зависимость нелинейна (Глава 2), её коэффициент уменьшается с повышением температуры, что приводит, например, к недооценке температурных изменений в такие тёплые (по сравнению с голоценом) межледниковья, как МИС 5е (предыдущее межледниковье) (Masson-Delmotte et al., 2011) или МИС 11.

Согласно современным представлениям, использование этого подхода для интерпретации изотопных данных по ледяным кернам в Антарктиде может давать погрешность порядка 30 % (Jouzel et al., 2003; Liu et al., 2023; Markle and Steig, 2022). В Гренландии же этот метод существенно (вдвое) занижает магнитуду температурных изменений при переходе от максимума оледенения к голоцену за счёт изменения сезонности осадков и источника влаги (Charles et al., 1994; Werner et al., 2000).

7.2 Изотопные модели

Моделирование изотопного состава атмосферных осадков детально рассмотрено в Главе 2. В этом разделе мы рассмотрим результаты моделирования в контексте калибровки изотопно-температурной зависимости.

7.2.1 Простые изотопные модели

Как отмечено в Главе 2, простые изотопные модели в целом удовлетворительно воспроизводят современное пространственное распределение изотопного состава снега в Антарктиде. Следует отметить, однако, что это согласование достигается подгонкой настроечных параметров (в первую очередь, функции зависимости перенасыщения влаги в атмосфере от температуры), поэтому априори не следует ожидать, что модель будет так же хорошо воспроизводить изотопный состав снега для иных климатических условий.

Простая изотопная модель может быть использована для учёта изменений температуры в источнике влаги и, таким образом, позволяет рассчитать временной изотопно-температурный градиент. В частности, температура в источнике влаги может быть взята из результатов исследования колонок морских донных осадков (Lisiecki and Raymo, 2005; Lisiecki et al., 2008); данных же о влажности воздуха в прошлом не существует, поэтому исследователям приходится аппроксимировать влажность как функцию температуры поверхности океана (Schoenemann and Steig, 2016, см. также Главу 2).

Альтернативным подходом является использование параметров второго порядка (dxs и ¹⁷O-xs) в ледяном керне для извлечения информации об условиях в источнике влаги. Такой метод, в частности, был предложен К. Куфи и Ф. Вимё (Cuffey and Vimeux, 2001; Vimeux et al., 2022). В основу метода положено предположение о том, что как δD (либо $\delta^{18}O$), так и dxs зависят и от температуры в источнике влаги T_s , и от температуры конденсации T_c :

$$\Delta \delta \mathbf{D} = a \,\Delta T_c - b \,\Delta T_s \tag{24}$$

И

$$\Delta dxs = -c \ \Delta T_c + d \ \Delta T_s, \tag{25}$$

где Δ означает отклонение от современных значений, а *a*, *b*, *c* и *d* – линейные коэффициенты, которые берутся из простой изотопной модели. В это уравнение также может быть добавлен член, отвечающий за изменение изотопного состава морской воды в прошлом, либо же соответствующая поправка вводится в значение изотопного состава ледяного керна.

Уравнения (24) и (25) несложно решить относительно температуры:

$$\Delta T_c = \frac{d\Delta\delta D + b\Delta dxs}{ad-} \tag{26}$$

И

$$\Delta T_s = \frac{a\Delta dxs + c\Delta\delta D}{ad-}.$$
(27)

Согласно результатам нашей усовершенствованной изотопной модели (Глава 2), $a = 10.25 \pm 0.5 \text{ %/°C}$ для $\delta D (1.5 \pm 0.07 \text{ для } \delta^{18} \text{O}), b = 3.2 \pm 0.4 \text{ %/°C}, c = 1.55 \pm 0.17 \text{ %/°C}$ и $d = 1.71 \pm 0.05 \text{ %/°C}$.

Применение этого метода для реконструкции условий во время максимума последнего оледенения (δ^{18} O = -61,26±0,17 ‰, δ D = -476,5±1,2 ‰ и dxs = 13,6±0,2 ‰, Petit et al., 1999) даёт изменение температуры конденсации $\Delta T_c = -5,9$ °C, и изменение температуры в источнике влаги $\Delta T_s = -6,6$ °C по сравнению с современной эпохой (1989-2018 гг.). Таким образом, согласно этому методу, изотопно-температурный временной коэффициент для T_c равен 0,77 ‰/°C, что почти в два раза меньше современного пространственного коэффициента.

В дальнейшем этот метод был усовершенствован нами за счёт добавления ¹⁷О-хs, что позволило выделить влажность воздуха в источнике влаги в качестве третьего неизвестного (Верес и др., 2018).

В работе (Ekaykin et al., 2024) было показано, что этот метод хорошо работает для реконструкции относительно небольших температурных изменений (поздний голоцен), но при изучении такого масштабного климатического сдвига, как переход от МПО к голоцену, может давать погрешности за счёт нелинейности изотопно-температурной зависимости (см. Markle and Steig, 2022, а также Главу 2).

Дальнейшее усовершенствование этого подхода связано с решением обратной задачи с помощью простой изотопной модели по методу Монте-Карло, как показано в Главе 2, что автоматически учитывает нелинейность изотопно-температурной зависимости. В частности, для современной эпохи решение обратной задачи с использованием δ^{18} О и dxs даёт следующие значения: $T_c = -43,2\pm0,48$ °C и $T_s =$ +16,8±1,7 °C. Влажность воздуха при этом не является независимым параметром, она рассчитывается по уравнению (16) и равна 78±1 %. Для МПО модель выдаёт следующее решение: $T_c = -48,4\pm0,3$ °C, $T_s = +11,9\pm1,7$ °C и влажность = 85±1 %. Изотопный состав морской воды в эпоху МПО был задан следующим образом: δ^{18} O = +1 ‰, δ D = +8 ‰, δ^{17} O = +0,528 ‰ (Schrag et al., 2002; Waelbroeck et al., 2014) и, таким образом dxs = 0 ‰ и ¹⁷O-xs = 0 per meg. Изменение температуры конденсации ΔT_c составило -5,2 °C, изменение температуры в источнике влаги $\Delta T_s = -4,9$ °C, а временной градиент $\Delta \delta^{18}$ O/ ΔT_c равен 0,88 ‰/°C.

Далее, такие же расчёты были проведены с использованием трёх изотопных параметров: δ^{18} O, dxs и ¹⁷O-xs. Данные по ¹⁷O-xs были взяты из работы Landais et al. (2008) и скорректированы таким образом, чтобы современное значение ¹⁷O-xs соответствовало нашим данным (+2 per meg), при этом значение ¹⁷O-xs в период МПО составляет -24,2 per meg. В этом случае для современного климата получились следующие значения: T_c = -43,3±0,48 °C и T_s = +17,5±1,6 °C. Влажность в этом случае выступает в качестве независимого параметра, и она оказалась равной 86±1 %.

Для МПО аналогичные расчеты дали следующий результат: T_c = -48,2±0,3 °C, T_s = +13,4±0,4 °C и влажность = 85±1 %. Изменение температуры конденсации ΔT_c составило -4,9 °C, изменение температуры в источнике влаги ΔT_s = -4,1 °C, а временной градиент $\Delta \delta^{18}O/\Delta T_c$ равен 0,93 ‰/°C.

В Таблице 7.1 представлена сводка результатов по этим трём методикам.

Анализ полученных результатов позволяет сделать ряд интересных выводов. Во-первых, все три метода дают близкие значения изменения температуры конденсации между МПО и современной эпохой, от -5,9 до -4,9

°С. Разброс значений изменения температуры в источнике влаги существенно больше, от -6,6 до -4,1 °С.

Таблица 7.1 Результаты расчётов временно́го (максимум последнего оледенения – современная эпоха) изотопно-температурного градиента по трём методам.

	Современная эпоха		МПО			$\Delta\delta^{18}$ O,	ΔT_s ,	ΔT_c ,	$\Delta \delta^{18} O/$	
	T_c , °C	T_s , °C	h, %	<i>T</i> _c , °C	T_s , °C	h, %	‰	°C	°C	ΔT_c , $\%$ /°C
По уравнениям (26)-(27)							-4,56	-6,6	-5,9	0,77
Решение обратной задачи, δ ¹⁸ О и dxs	-43,2	16,8	78	-48,4	11,9	85	-4,56	-4,9	-5,2	0,88
Обратная задача, δ ¹⁸ O, dxs и ¹⁷ O-xs	-43,3	17,5	86	-48,2	13,4	85	-4,56	-4,1	-4,9	0,93

Во-вторых, оценки температуры конденсации в современную эпоху по двум методам, связанным с решением обратной задачи, показали очень близкий результат (около -43,2 °C), который к тому же близок к расчетам в работе Salamatin et al. (2004) и к оценке, сделанной на основании аэрологических данных в работе Ekaykin (2003). Значения температуры конденсации в эпоху МПО также очень близки (около -48,3 °C).

Таким образом, наиболее надежная оценка изменения температуры конденсации между МПО и современной эпохой в районе станции Восток

составляет -5,3±0,3 °С. Что касается изменения приземной температуры воздуха, если использовать коэффициент $\Delta T_c/\Delta T_g$, равный 0,67 (Jouzel and Merlivat, 1984), то ΔT_g равна -8,0 °С, что близко к оценке Salamatin et al. (2009b). Если же применить коэффициент 0,9 (Buizert et al., 2021; Liu et al., 2023), то ΔT_g равна -5,9 °С, что близко к данным, полученным на станциях Купол Фуджи и Купол С (Buizert et al., 2021). Что касается градиента $\Delta \delta^{18} O/\Delta T_g$, то в первом случае он равен 0,57 ‰/°С, а во втором – 0,77 ‰/°С, что очень близко современному пространственному градиенту между $\delta^{18} O$ и T_g .

7.2.2 Модели общей циркуляции атмосферы

Преимущество моделей общей циркуляции атмосферы в том, что они способны более адекватно описать условия в источнике влаги, а также учесть добавление влаги в воздушную массу по мере её движения в Центральную Антарктиду. Эти модели также независимо считают температуру инверсии, температуру конденсации и приземную температуру воздуха, что позволяет установить зависимость между этими тремя параметрами. В частности, в работе Liu et al. (2023), в которой использована модель iCESM, показано, что 1) пространственный изотопно-температурный градиент в Антарктике был одинаков и в современную эпоху, и в МПО (0,8 ‰/°С), 2) температура конденсации действительно очень близка (чуть ниже) максимальной температуре в слое инверсии, и 3) градиент $\Delta T_c/\Delta T_g$ при переходе от МПО к голоцену составлял около 0,9 и, таким образом, использование современного пространственного градиента $\Delta T_c/\Delta T_g$ (0,67) необоснованно.

Модели общей циркуляции могут также вычислять температуру и изотопный состав осадков в прошлые климатические эпохи, а также рассчитывать временну́ю изотопно-температурную зависимость. В частности, для станции Восток по данным Cauquoin et al. (2019a) изотопнотемпературный градиент между МПО и доиндустриальной эпохой равен 0,38-0,73 ‰/°С.

Недостатком этих моделей является то, что они не учитывают постдепозиционные изменения изотопного состава снега.

В целом, как отмечено в многочисленных публикациях (Goursaud et al., 2018; Markle and Steig, 2022 и другие), изотопно-температурные градиенты по данным простых моделей и моделей общей циркуляции согласуются друг с другом в пределах 30 %, и в общем случае использование сложных моделей не даёт существенного преимущества по сравнению с простыми моделями, как отмечено в разделе 2.3. Тем не менее, эта область исследований интенсивно развивается в направлении создания единой модели земной системы, которая объединяет атмосферу, океан и ледяной покров, что позволит улучшить палеотемпературные реконструкции.

7.3 Сезонный ход изотопного состава осадков

Следующим направлением на пути построения изотопно-температурной калибровочной функции является сопоставление годового хода изотопного состава осадков (для тех немногочисленных пунктов, где такие данные имеются) с годовым ходом температуры приземного воздуха и/или температурой конденсации.

Как отмечено в Главе 3, в Антарктиде такие данные имеются лишь для трёх пунктов: Восток, Конкордия и Купол Фуджи. В таблице 3.1 мы представили обзор всех изотопно-температурных градиентов, которые удалось получить в результате этих исследований. При сопоставлении изотопного состава осадков с приземной температурой все три станции показывают очень близкие значения коэффициента регрессии, от 0,41 до 0,52 ‰/°C для $\Delta\delta^{18}$ O/ ΔT_g (среднее 0,47±0,03 ‰/°C). Этот коэффициент существенно ниже современного пространственного коэффициента, что, как амплитуды температуры конденсации (инверсии) к амплитуде приземной температуры в рамках годового цикла.

Что касается коэффициента зависимости между изотопным составом осадков и **температурой конденсации**, то его значение известно лишь для станции Конкордия и равно 0,84 ‰/°С. Отметим, что это значение близко как к современному пространственному градиенту между изотопным составом снега и **приземной температурой** воздуха (0,8 ‰/°С), так и наиболее достоверным оценкам временно́го градиента между изотопным составом снега и **приземной температурой** воздуха при переходе от МПО к голоцену (от 0,78 ‰/°С, см. раздел 7.2.1, до около 1 ‰/°С по данным Buizert et al., 2021 (см. также раздел 7.5); в последнем случае приведен градиент для Конкордии, который рассчитан с поправкой на изменение высоты поверхности ледника в МПО по сравнению с современной эпохой, см. раздел 6.5).

В работе Liu et al., 2023 было сделано предположение, что именно коэффициент регрессии между современной временной зависимостью между изотопным составом осадков и температурой конденсации в ходе годового цикла является оптимальной аппроксимацией временно́го коэффициента между изотопным составом снега и приземной температурой воздуха при переходе от МПО к голоцену. Авторы обосновывают это тем, что $\Delta \delta^{18}O/\Delta T_c$ приблизительно равны как в рамках внутригодовой (сезонной) изменчивости, так и при переходе от МПО к голоцену, поскольку в обоих случаях температурные изменения охватывают всё полушарие (включая источник влаги). Далее, как показано теми же авторами, $\Delta T_c/\Delta T_g \approx 1$ при переходе от МПО к голоцену. Что $\Delta \delta^{18}O/\Delta T_c$ (сезонный ход) $\approx \Delta \delta^{18}O/\Delta T_g$ (переход от МПО к голоцену). Эта гипотеза в целом подтверждается сопоставлением изотопного состава осадков и температуры конденсации на станции Конкордия.

Недостатками такого подхода являются 1) то, что он не учитывает постдепозиционные изменения изотопного состава снега, а также 2) дефицит данных об изотопном составе осадков.

7.4 Межгодовая изменчивость изотопного состава осадков

Были попытки калибровки временных рядов изотопного состава по снежным шурфам и фирновым скважинам путём сопоставления с временными рядами приземной температуры воздуха по данным расположенных поблизости метеорологических станций (Ekaykin et al., 2002, 2014; Jouzel et al., 1983; Morgan, 1985). В частности, для станции Восток был получен коэффициент регрессии между сводным изотопным рядом по 8-ми шурфам и приземной температурой воздуха (оба ряда сглажены 7-летним скользящим фильтром), равный 17,3±4 ‰/°С для δ D, что примерно соответствует 2,3±0,6 ‰/°С для δ ¹⁸O (Ekaykin et al., 2002). Как видно, этот коэффициент существенно (почти в 3 раза) превышает современный пространственный градиент между этими двумя параметрами. В дальнейшем (Ekaykin et al., 2014) было показано, что изотопный состав лучше коррелирует не со средней годовой, а с летней температурой воздуха, что было интерпретировано как влияние постдепозиционных процессов (см. раздел 5.2.4).

В разделе 5.2.4 по новому сводному ряду изотопного состава снега на Востоке было показано, что его коэффициент регрессии с летней температурой воздуха составляет 0,53±0,09 ‰/°С (для δ¹⁸O). Этот градиент заметно меньше современного пространственного (0,8 ‰/°С), что объясняется диффузионным сглаживанием изотопных профилей.

Несмотря на то, что сопоставление изотопного состава снежной толщи с инструментальными данными по температуре кажется наиболее очевидным и достоверным методом, он, как ни парадоксально это может показаться, является наименее надёжным (Liu et al., 2023). Действительно, климатические колебания в масштабах лет и первых десятилетий – региональны, они не

охватывают всё полушарие. В результате этого колебания температуры в исследуемом районе и в источнике влаги могут не коррелировать и/или даже быть противоположными по знаку, что существенно усложняет и искажает изотопно-температурную зависимость. Учёт условий в источнике влаги, вероятно, может отчасти устранить эту проблему.

Кроме того, изотопно-температурные закономерности, установленные для современной эпохи (а самые длинные ряды метеорологических наблюдений в Центральной Антарктиде не достигают и 70 лет), едва ли можно экстраполировать на более древние периоды, чем поздний голоцен. И они априори не годятся для анализа изотопного состава кернов при переходе от оледенения к голоцену, что связано с масштабной перестройкой атмосферной циркуляции, изменением площади льда, условий в источнике влаги, а также влиянием прочих факторов (Глава 6).

В прибрежных регионах Антарктиды, например, в северной части Антарктического полуострова, характеризующейся морским климатом, где температурные условия в источнике влаги и в районе выпадения осадков различаются несущественно, изотопный состав снежно-фирновой толщи вообще не показывает связи с локальной температурой воздуха (несмотря на то, что благодаря высокой скорости снегонакопления отношение сигнала к шуму составляет 1,1), а характеризует скорее межгодовую изменчивость источника влаги (Hoffmann-Abdi et al., 2023).

Региональные климатические различия могут быть сглажены при осреднении изотопного состава осадков и температуры приземного воздуха по всей планете. В этом случае изотопно-температурный градиент равен 0,68±0,20 ‰/°С для периода 1-2000 гг. н.э. и 0,78±0,19 ‰/°С (для кислорода 18) для периода 1850-2000 гг. н.э. (Konecky et al., 2023). Интересно, что эти градиенты сохраняются даже если исключить из выборки данные по полярным ледяным кернам, т.е. такая временная изотопно-температурная зависимость (с

коэффициентом регрессии равным коэффициенту для современной пространственной завасимости) характерна для планеты в целом.

7.5 Независимые данные о температуре воздуха в изучаемую эпоху

Наконец, для калибровки изотопных рядов могут использоваться независимые данные о температуре в исследуемом районе в прошлом (Landais et al., 2023). В условиях Антарктиды наиболее часто применяемым методом является сопоставление изотопного состава с данными о температурном профиле ледника (Salamatin et al., 2009b). В последнее время также активно применяется метод измерения изотопного состава инертных газов (δ^{15} N и δ^{40} Ar) воздушных включений (Landais et al., 2023; Severinghaus et al., 2001). Еще одним методом является оценка прошлой температуры фирна по Δ age – разнице между возрастом льда и возрастом воздушных включений, содержащихся в этом льду (Buizert et al., 2021).

Наиболее детальной и полной на сегодняшний день является палеоклиматическая реконструкция, выполненная с использование комплекса (включая изотопный методов анализ и скважинную термометрию), изложенная в работе Buizert et al. (2021). Для центральных районов Восточной Антарктиды (Конкордия, Купол Фуджи и Земля Королевы Мод) авторы получили значения изотопно-температурных градиентов от 1,4 до 1,45 %/°С, а разницы температуры между МПО и доиндустриальным периодом составили от -3,8 до -4,4 °C. Предполагается, что относительно небольшое изменение температуры связано с тем, что в эпоху МПО высота поверхности центральной части Восточной Антарктиды была ниже примерно на 120 м (см. раздел 6.5), что повысило температуру приблизительно на 1,2 °C по сравнению со сценарием, в котором высота поверхности не меняется. Если ввести поправку на изменение высоты, то «чисто климатическое» изменение температуры составило от -5,0 до -5,6 °С.

Интересные данные были получены Servettaz et al. (2023), которые изучали ледяной керн, пробуренный в пункте ABN (Aurora Basin North). Этот керн охватывает период времени в 2700 лет (с 700 г. до н.э. по 2013 г.). Температура была реконструирована двумя способами: 1) по изотопному составу льда и 2) по скважинной термометрии, дополненной данными по изотопному составу аргона и азота в воздушных включениях. Два ряда показали отсутствие корреляции друг с другом: изотопный профиль показывает очень слабые колебания температуры с размахом 1-2 °C без значимого тренда, тогда как альтернативный метод предполагает сильные колебания (с размахом около 3 °C) и ярко выраженным минимумом между 1000 и 1400 г. н.э., за которым следует значительное повышение температуры. Этот пример подчеркивает, что изотопный состав снега в Антарктике, вероятно, испытывает влияние каких-то неклиматических и/или нелокальных климатических факторов, которые могут серьезно затруднять интерпретацию изотопного сигнала.

На ст. Восток по данным скважинной термометрии температура поверхности ледника в эпоху МПО была ниже на 9,4 °С (Salamatin et al., 2009b), и временной изотопно-температурный градиент равен около 0,5 ‰/°С. Если же взять поправку на изменение высоты поверхности, то «чисто климатическое» изменение температуры было -10,6 °С. Эти значения кардинально отличаются от полученных в работе Buizert et al. (2021). Мы причиной могут быть некорректные полагаем, что этого гляциоклиматические условия вверх по линии тока льда, использованные при моделировании температурного профиля в леднике (см. раздел 6.5).

7.6 Обсуждение результатов, представленных в Главе 7

В Таблице 7.2 представлен обзор различных оценок изотопнотемпературных градиентов, обсуждавшихся в этой главе. Таблица 7.2 Коэффициенты регрессии между изотопным составом атмосферных осадков и снежного покрова, с одной стороны, и температурой воздуха (приземной и температурой конденсации), с другой стороны.

Характер зависимости	$\Delta\delta^{18}O/\Delta T_g$,	, $\Delta \delta^{18} O / \Delta T_c$, $\Delta T_c / \Delta T_g$,		Источник	
	‰/°C	‰/°C	°C/°C		
Глобальная географическая для осадков	0,69			Dansgaard et al., 1964	
Современная пространственная для Антарктиды, поверхностный снег*	0,8 (от 0,5 до 1,2)		0,67	Masson- Delmotte et al., 2008; Jouzel and Merlivat, 1984	
Пространственная зависимость для осадков в эпоху МПО по данным модели iCESM	0,8			Liu et al., 2023	
Пространственная зависимость по расчетам с помощью простой изотопной модели		1.5±0.07		Екайкин, 2024	
Временна́я зависимость между МПО и современной эпохой по данным простой изотопной модели		0,77		Эта работа	

То же, но для решения обратной задачи и с использованием ¹⁷ O-xs	0,84**	0,93		Эта работа
Временна́я зависимость между МПО и современной эпохой по данным моделей общей циркуляции атмосферы	0,3-1,4		0,9#	Cauquoin et al., 2019a; Hoffmann et al., 2000; Lee et al., 2008; Liu et al., 2023; Werner et al., 2018;
Временна́я зависимость между МПО и современной эпохой по независимым данным	0,8-1,45			Buizert et al., 2021
Временна́я зависимость между МПО и современной эпохой по независимым данным, Восток	0,5			Salamatin et al., 2009b
Глобальная зависимость между изотопным составом осадков и температурой за период 1-2000 гг. н.э. (1850-2000 гг. н.э.)	0,68±0,20 (0,78±0,19)			Konecky et al., 2023

				Dreossi et al.,	
				2024; Fujita and	
				Abe, 2006;	
Внутригодовой ход	0,47 (от			Motoyama et	
изотопного состава	0,41 до	0,84	0,3-0,35	al., 2005; Stenni	
атмосферных осадков	0,52)			et al., 2016;	
				Tebenkova et	
				al., 2023; эта	
				работа	
Межгодовая					
изменчивость				Elegylein at al	
изотопного состава в	2,3±0,6				
шурфах и метеоданные				2002	
(ср. год. температура)					
То же для температуры	0 53+0 09			Ara pacora	
тёплого периода	0,55-0,07				

Примечания: T_g – приземная температура воздуха; T_c – температура конденсации; МПО – максимум последнего оледенения.

* в качестве аппроксимации *T_g* используется температура снега на глубине затухания сезонных колебаний (10 м).

^{**} это значение расчитано с учётом градиента $\Delta T_c / \Delta T_g$, равного 0,9 (Liu et al., 2023).

[#] по данным модели iCESM (Liu et al., 2023).

Обзор коэффициентов регрессии в Таблице 7.2 позволяет заключить, что современный пространственный изотопно-температурный градиент (0,8 ‰/°С) приблизительно совпадает 1) с временным изотопнотемпературным (для приземной температуры) градиентом между МПО и голоценом по данным простой изотопной модели (с учётом изменения условий в источнике влаги), 2) с современным внутригодовым изотопнотемпературным градиентом (для температуры конденсации) в атмосферных осадках и 3) с глобальной временной изотопно-температурной зависимостью для второго тысячелетия нашей эры (Konecky et al., 2023). В то же время, использование результатов скважинной термометрии даёт более высокие значения (в среднем на 42 %, в диапазоне от 0 до 80 %) градиента для почти всех пунктов Центральной Антарктиды (кроме станции Восток) по данным Вuizert et al. (2021) и, напротив, пониженные (на 38 %) значения градиента для станции Восток по данным Salamatin et al. (2009b).

Использование результатов инструментальных измерений температуры на станции Восток для калибровки ряда изотопного состава снега не обнаруживает статистически значимой связи между изотопным составом и средней годовой температурой приземного воздуха (см. Главу 5); использование летней температуры даёт заниженное же значение коэффициента регрессии, объясняется что уменьшением амплитуды изотопных колебаний за счёт молекулярной диффузии (Глава 5).

На рис. 7.1 представлены данные об изотопном составе атмосферных осадков и поверхностного снега в районе станции Восток в современную эпоху и во время МПО как функция температуры воздуха. Этот рисунок во многом аналогичен схеме, представленной в разделе 1.2.2 (рис. 1.4), но использует реальные значения изотопного состава и температуры. Рисунок показывает две изотопно-температурные траектории от источника влаги до станции Восток для современной эпохи (точки 1-3 и красная кривая) и для МПО (точки 5-7 и синяя кривая). Точка 3 – современный изотопный состав осадков на ст. Восток в 2000-2020 гг. (-58,3 ‰, Глава 3) относительно температуры конденсации по данным изотопной модели; точка 4 – современный (1989-2018 гг.) изотопный состав снежной толщи (-56,7 ‰) относительно средней годовой температуры приземного воздуха (-54,9 °C).



Рис. 7.1 Изотопный состав (δ^{18} O) атмосферных осадков и снежнофирново-ледяной толщи в районе станции Восток в современную эпоху и во время МПО как функция температуры: 1 – современный изотопный состав морской воды, 2 – изотопный состав первой порции влаги, 3 – изотопный состав осадков в районе ст. Восток, 4 – изотопный состав современного (1989-2018 гг.) снега в районе ст. Восток; 5-8 – то же самое для эпохи МПО. 1-3 и 5-7 отложены относительно температуры конденсации, 4 и 8 – относительно приземной температуры воздуха. Красная и синяя линии – изотопный состав осадков по данным простой изотопной модели. 9 – изотопный состав снежной толщи в доиндустриальный период (1801-1850 гг.) относительно современной температуры фирна на глубине затухания сезонных колебаний (-56,6 °C), а 10 – изотопный состав льда в эпоху МПО относительно температуры поверхности ледника по данным Salamatin et al. (2009b). Пунктиром показана линия с коэффициентом регрессии 0,8 ‰/°С, проходящая через точку 4.

Различие изотопного состава для точек 3 и 4 объясняется изотопным обогащением в ходе постдепозиционных процессов (Глава 5).

Точки 7 и 8 – соответствующие значения для эпохи МПО, причём достоверно известен лишь изотопный состав этого льда по данным ледяного керна (-61,26 ‰). Изотопный состав осадков в МПО (точка 7, -62,9 ‰) рассчитан в предположении, что изотопное обогащение в ходе ПД процессов было таким же, как в современную эпоху (что скорее всего не соответствует действительности, как указано в Главе 5); температура конденсации (-48,2 °C) определена по результатам изотопного моделирования (см. раздел 7.2.1), а приземная температура воздуха в МПО (-60,3 °C) рассчитана в предположении о том, что временной градиент $\Delta T_c / \Delta T_g$ равен 0,9 (Liu et al., 2023). Таким образом, временной наклон $\Delta \delta^{18}$ О/ ΔT_g при переходе от МПО к голоцену равен 0,84 ‰/°C.

На рис. 7.1 также приведено значение температуры снега на глубине затухания сезонных колебаний, -56,6 °С (Шибаев и др., 2019), точка 9. Температура фирна заметно холоднее современной температуры приземного воздуха, что может быть интерпретировано как проявление недавнего потепления. Таким образом, температура фирна скорее соответствует изотопному составу снега в доиндустриальный период, поэтому на рис. 7.1 точке 9 нанесена в соответствии с δ^{18} O за 1801-1850 гг. (-57,49 ‰). Также на рис. 7.1 мы нанесли оценку T_g по данным Salamatin et al. (2009b), -66 °С (точка 10).

Рис. 7.1 позволяет понять каким образом складывается сходство значений временно́го (МПО-голоцен) изотопно-температурного градиента и современного пространственного градиента. Как указано в Главе 2 и ранее в этой главе (раздел 7.2.1 и рис. 7.1), современный пространственный градиент между изотопным составом атмосферных осадков и температурой конденсации в условиях станции Восток равен примерно 1,5 ‰/°С. Временно́й (МПО-голоцен) градиент между этими двумя параметрами должен быть

меньше пространственного градиента за счёт изменения условий в источнике влаги, как детально изложено в Главе 2 и продемонстрировано на рис. 1.4 и 7.1. Для станции Восток этот градиент равен около 1 ‰/°С (что соответствует коэффициенту регрессии линии, которая соединяет точки 3 и 7 на рис. 7.1). Далее, временной градиент между приземной температурой воздуха и изотопным составом снега может быть посчитан с учётом $\Delta T_c / \Delta T_g$, равным 0,9 (Liu et al., 2023), что в итоге даёт значение $\Delta \delta^{18} O / \Delta T_g$ приблизительно равное 0.9 ‰/°C. Таким образом, можно утверждать, что совпадение пространственного и временного изотопно-температурных градиентов можно в большой степени считать случайным.

7.7 Выводы к главе 7

Обзор различных методов температурной калибровки изотопных профилей показывает очень большой размах полученных значений изотопнотемпературного градиента. Анализ этих данных позволяет сделать два вывода:

- Классический подход, основанный на использовании современной пространственной зависимости между изотопным составом снега и температурой, в первом приближении (с погрешностью 20-30 %) пригоден для анализа изотопных данных по глубоким кернам. Альтернативным подходом может быть использование внутригодовой зависимости между изотопным составом осадков и температурой конденсации.
- Напротив, часто используемая корреляция между изотопным составом снега (например, по данным снежных шурфов) и температурой воздуха по данным близрасположенной метеостанции следует считать ненадежным методом.

Результаты исследований, представленных в Главе 7, отражены в работах Верес и др. (2018, 2024), Екайкин (2016, 2024), Тебенькова и др. (2021), Ekaykin et al. (2004, 2014, 2017, 2024), Masson-Delmotte et al. (2008).

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

Предыдущие главы были посвящены детальному рассмотрению всех факторов, которые формируют связь между изотопным составом атмосферных осадков и снежной толщи в Центральной Антарктиде, и приземной температурой воздуха. В данной главе представлены некоторые примеры палеоклиматических реконструкций в различных масштабах времени (от 10⁶ до 10² лет), выполненных с использованием изотопнотемпературного метода. Полный обзор литературы по этому вопросу далеко выходит за рамки этой работы, поэтому в данной Главе фокус сделан на наиболее значимые исследования и/или на исследования, выполненные при непосредственном участии соискателя.

Наиболее современные обзоры по климату плейстоцена и более древних эпох можно найти в работах Antarctic Climate Evolution (2022), Paleoclimatology (2021), Ruddiman (2001).

8.1 Климатический архив плейстоцена в ледяных отложениях Антарктиды и Гренландии

Временна́я протяженность климатической записи, сохранившейся во льду Антарктиды, естественным образом ограничена тем фактом, что на протяжении первой трети кайнозоя климат Земли был слишком тёплым, чтобы вода могла существовать в твёрдом виде (Westerhold et al., 2020). Следы горного оледенения в районе Транс-Антарктических гор зафиксированы в среднем эоцене (48-40 млн л.н.), но первые ледяные щиты начали формироваться лишь во время резкого похолодания на границе эоцена и олигоцена, 34 млн л.н. (Barr et al., 2022). Следующий этап развития оледенения имел место во время среднего миоцена 13,96 млн л.н. Начиная с этого момента температура Земли в целом (и Антарктиды в частности) непрерывно

понижалась, что способствовало разрастанию оледенения (Barr et al., 2022). Таким образом, теоретически в некоторых базальных слоях антарктического ледника мог сохраниться лёд миоценового возраста. В реальности, наиболее древний известный науке лёд имеет возраст около 5,1 млн лет (Bergelin et al., 2022). Этот образец был отобран в погребенном льду в районе Сухих долин в Трансантарктических горах. Примечательно, что датировка была выполнена не по самому льду, а по концентрации космогенных изотопов (¹⁰Be, ²¹Ne, ²⁶Al) в кварце минеральных включений, заключенных в этом льду. Также интересен тот факт, что сам лёд практически не содержит никакой климатической информации. Действительно, за счёт молекулярной диффузии в течение такого огромного интервала времени изначальный климатический сигнал, содержавшийся в изотопном, химическом и газовом составе этого льда, полностью стёрт. В апреле 2024 г. было объявлено о находке льда возрастом около 6 млн лет (Cutts, 2024), но на момент написания этого текста никаких результатов его изучения не было опубликовано.

Наиболее древний лёд, из которого удалось извлечь хоть какую-то климатическую информацию, был найден в районе Аллан Хиллз (Сухие долины), и имеет позднеплиоценовый или раннеплейстоценовый возраст $(2,7\pm0,3 \text{ млн}$ лет, Yan et al., 2019, 2023). В частности, было показано, что в раннеплейстоценовую эпоху ни изотопный состав льда, ни концентрация в нём CO₂ не превышали значений, характерных для межледниковий позднего плейстоцена, что в целом согласуется с данными по морским донным осадкам (Lisiecki and Raymo, 2005; Yamamoto et al., 2022).

Наиболее длинная ненарушенная климатическая запись по ледяному керну, охватывающая примерно 800 тыс. лет (Jouzel et al., 2007), была получена в результате проекта бурения EDC, выполненного в том пункте (Купол C), где позднее была основана станция Конкордия. Базальная часть керна EDC содержит около 60 м льда возрастом старше 0,8 млн лет, климатическую информацию из которого на сей день извлечь не удалось (Tison et al., 2015).

Керн станции Восток содержит непрерывную климатическую запись в интервале глубины 0-3318 м, которая охватывает возраст от 0 до 420 тыс. лет (Petit et al., 1999). Интервал 3318-3538 м также состоит из атмосферного льда и характеризуется несогласным залеганием слоев (Raynaud et al., 2005; Souchez et al., 2002). Датировка этого льда, выполненная с помощью комплекса независимых методов (в том числе по размеру воздушных гидратов и по радиоизотопу⁸¹Kr) показала, что в нижней части толщи возраст льда достигает 1,256±0,15 млн лет (Lipenkov et al., 2019). Частично удалось извлечь климатическую информацию в интервале времени от 1,2 до 0,42 млн л.н. (Екайкин и др., 2019b). Было показано, что изотопная кривая по этому керну не противоречит той, которая наблюдалась бы в случае параллельных изменений глобального климата (который возможно реконструировать по данным морских донных осадков) и климата Центральной Антарктиды, с поправкой на перемешивание слоев и изотопную диффузию. В частности, изотопная кривая свидетельствует о более тёплых условиях 1,2 млн лет назад по сравнению с поздним плейстоценом (рис. 8.1).

В целом, интерес к поиску наиболее древнего антарктического льда обусловлен необходимостью разрешить загадку так называемого «среднеплейстоценового климатического перехода» (МРТ – Mid-Pleistocene Transition) (Fischer et al., 2013). Дело в том, что по данным морских донных осадков примерно до 1,25 млн л.н. в глобальной климатической кривой доминировал 40-тысячелетний цикл (т.е. интервал времени между двумя соседними межледниковьями), тогда как после 0,7 млн л.н. начал доминировать 100-тысячелетний цикл (Lisiecki and Raymo, 2005; Ohneiser et al., 2023). Интервал времени между 1,25 и 0,7 млн л.н. и представляет собой МРТ. Причины и механизмы МРТ до сих пор остаются неясны; предлагается целый набор факторов, которые могли вызвать этот климатический переход. но большинство авторов так или иначе признают роль снижения количества CO₂ в атмосфере в течение плейстоцена в этом процессе (Willeit et al., 2019).

В целом, последовательность климатических событий и их причинноследственная связь за последние 400-800 тыс. лет относительно неплохо изучена по данным кернов проекта EDC (Jouzel et al., 2007), Купола Фуджи (Watanabe et al., 2003) и станции Восток (Липенков и др., 2000; Petit et al., 1999), рис. 8.2.



Рис. 8.1 Изменение изотопного состава антарктических ледяных кернов и морских донных осадков в интервале 0,37–1,26 млн лет назад (из работы Екайкин и др., 2019b). 1 – изотопный состав (концентрация дейтерия) по керну скважины EDC в интервале 0,37–0,8 млн лет (Jouzel et al., 2007); 2 – нарушенный изотопный сигнал в базальной части керна EDC (Tison et al., 2015); 3 – изотопный состав (концентрация дейтерия) в керне древнего льда станции Восток (настоящая работа); 4 – сводный климатический ряд по кернам морских донных осадков (шкала перевёрнута) (Lisiecki and Raymo, 2005). Цифрами подписаны номера морских изотопных стадий (МИС).
Драйвером климатических изменений служили незначительные колебания летней солнечной инсоляции в средних широтах северного полушария (т.н. «циклы Миланковича»), вызванные колебаниями параметров орбиты Земли с периодами 19-23 тыс. лет, 41 тыс. лет и 100 тыс. лет (Hays et al., 1976). Этот радиационный форсинг слишком слаб, чтобы объяснить наблюдаемые климатические вариации между ледниковыми И межледниковыми эпохами (Cuffey et al., 2016), что говорит о его усилении климатической системой Земли.



Рис. 8.2 История климата Антарктиды за последние 440 тыс. лет по данным керна ст. Восток (Липенков и др., 2000). Сверху вниз: концентрация атмосферной пыли во льду, изотопный состав льда, концентрация углекислого газа и метана, летняя солнечная инсоляция на 60° с.ш., уровень моря и толщина ледника в районе ст. Восток.

Это усиление включает сложные циклы обратных связей, в которые вовлечены ледяные щиты, океан, морской лёд, парниковые газы в атмосфере

и растительность (Brook and Buizert, 2018). В частности, первоначальное небольшое понижение летней температуры в средних широтах северного полушария приводит к росту площади оледенения и морского льда в Арктике, что еще больше охлаждает планету за счёт увеличения альбедо; морская вода, охлаждаясь, начинает интенсивнее поглощать углекислый газ из атмосферы, чему также способствует рост биологической продуктивности. Отличная корреляция между глобальной кривой температуры и концентрацией углекислых газов говорит о том, что именно интенсивность парникового эффекта в конечном счёте и определяет термический режим планеты.

В максимумы оледенений средняя глобальная приземная температура воздуха опускалась на 4,5±0,9 ниже доиндустриальной (Annan et al., 2022).

Во время перехода от оледенения к межледниковью наблюдается иная последовательность событий, что можно проиллюстрировать на примере т.н. «терминации 1» (т.е. перехода от МПО к голоцену). Согласно работам Brook and Buizert (2018), Clark et al. (2012) и Shakun et al. (2012), примерно 22 тыс. л.н. начинается рост инсоляции в северном полушарии, сопровождаемый слабым ростом температуры. Около 19 тыс. л.н. начинается рост уровня моря, что говорит о таянии ледяных щитов. Примерно 17,5 тыс. л.н. процессы в океане приводят к началу резкого роста концентрации углекислого газа в атмосфере, сразу после чего начинается резкий рост температуры воздуха. Примерно 14,7 тыс. л.н. этот рост внезапно прерывается, но температура по инерции продолжает расти на протяжении нескольких столетий. Около 12,9 тыс. лет назад рост CO₂ возобновляется, вскоре после чего возобновляется и рост температуры. Максимум концентрации углекислого газа достигается примерно 11 тыс. л.н., и в это же время начинает снижаться солнечная инсоляция. Температура выходит «на плато» около 10 тыс. лет назад, но рост уровня моря продолжается, поскольку ледяные щиты не успели еще полностью растаять. Наконец, примерно 6 тыс. л.н. температура начинает снижаться вследствие снижения солнечной инсоляции. Важно подчеркнуть,

что в наиболее резкую фазу терминации (17-11 тыс. л.н.) данные убедительно показывают, что именно CO₂ является ведущим фактором, а температура отстает на 450±340 лет.

Следует отметить, что, хотя в целом изменения температуры носили глобальный характер, в масштабе столетий и первых тысячелетий температурные изменения могли быть асинхронны в северном и южном полушариях. В частности, в гренландских кернах во время последнего ледникового периода отмечены резкие колебания, известные как «события Дансгора-Эшгера» (Jouzel et al., 1987, 2005; Landais et al., 2004; NorthGRIP, 2004 и др.). По всей видимости, они были связаны с изменением интенсивности переноса тепла океаном из южного полушария в северное, при этом резкому потеплению в Северной Атлантике соответствует переход к фазе похолодания с Южном полушарии (со сдвигом на 218±92 лет) и напротив, резкому похолоданию в Северном полушарии соответствует начало фазы потепления в Южном, со сдвигом на 208±96 лет (WAIS Divide Project Members, 2015). Одним из факторов, приводящих к началу событий Дансгора-Эшгера, могли быть крупные вулканические извержения (Lohmann and Svensson, 2022).

8.2 Климат голоцена и других межледниковий по данным ледяных кернов

Интерес к изучению прошлых тёплых периодов связан в первую очередь с тем, что современная эпоха, в которой развивается наша цивилизация, также относится к межледниковью (голоцену). Более того, некоторые из прошлых межледниковий – такие как 5-я морская изотопная стадия (МИС 5е) 120 тыс. л.н. и МИС 11 около 420 тыс. л.н. – были существенно теплее голоцена, как следует по данным изотопного состава ледяных кернов (Jouzel et al., 2007). Таким образом, они могут служить приблизительными аналогами будущего климата Земли в условиях продолжающегося глобального потепления.

8.2.1 Климат голоцена

Одной из актуальных проблем палеоклиматологии является вопрос о том, в какой период наблюдался климатический оптимум голоцена (и был ли он вообще), и какова была температура воздуха в ту эпоху. Проблема заключается в том, что палеогеографические данные показывают, что термический максимум голоцена (ТМГ) наблюдался около 6-7 тыс. л.н., была выше доиндустриальной на 0,6-0,8 °C причём температура (доверительный интервал 0,2-1 °C) – см. обзор в работе Kaufman and Broadman (2023). Последние данные показывают, что ТМГ наблюдался в различное время в разных регионах планеты: в континентальных палеоклиматических записях средних и высоких широт Северного полушария наблюдается «классический» ТМГ (8-4 тыс. л.н.). Морские записи с тех же широт показывают более ранний оптимум (11-7 тыс. л.н.), а в тропиках вообще нет ярко выраженной аномалии температуры (Cartapanis et al., 2022). Сложный пространственно-временной температурной характер изменчивости объясняется сложным сочетанием климатических форсингов и обратных связей в климатической системе Земли. Так, кривая летней солнечной инсоляции на 60° с.ш. достигла максимума около 10 тыс. л.н. и с тех пор снижалась (здесь и далее в этом абзаце данные по работе Kaufman and Broadman, 2023); покрытие лесами в среднем голоцене было выше, чем в позднем, что дополнительно нагревало Землю за счёт меньшего альбедо. В то же время, чем больше растительности, тем меньше пыли, меньше рассеяние солнечной радиации и выше температура; в среднем голоцене было меньше морского льда, что также способствовало потеплению за счёт снижения альбедо; с другой стороны, в среднем голоцене в атмосфере было на 16 ррт меньше СО2, а также меньше метана, чем в позднем голоцене, что могло охлаждать атмосферу приблизительно на 0,2 °С (последующий рост парниковых газов мог быть связан с развивающимся сельским хозяйством);

наконец, солнечный и вулканический форсинг принципиально не изменились между средним и поздним голоценом.

В Антарктиде по данным изотопного состава глубоких ледяных кернов (Восток, EDC, Купол Фуджи и EDML) ТМГ наблюдался в раннем голоцене, около 11-12 тыс. л.н. (Masson-Delmotte et al., 2011). Порядка 7-8 тыс. л.н. наблюдался минимум изотопного состава, затем последовало еще одно повышение около 5-6 тыс. л.н., после чего изотопные кривые показывают снижение вплоть до настоящего времени. Однако же, если сделать поправку на изменение изотопного состава морской воды и условий в источнике влаги, то пик раннего голоцена становится существенно ниже, а в случае EDML он становится ниже пика 5-6 тыс. л.н. (там же). Температура в эпоху ТМГ была выше доиндустриальной примерно на 1 °C в районе Востока, EDC и EDML, и на 2 °C – в районе Купола Фуджи (там же).

8.2.2 Предыдущее межледниковье

Все антарктические керны показывают чёткий пик изотопного состава около 128 тыс. л.н. (Masson-Delmotte et al., 2011). После корректировки изотопных данных на изменение изотопного состава морской воды и условий в источнике влаги температурный максимум предыдущего межледниковья (стадия МИС 5е) оценивается величиной от +2 до +5 °C (по сравнению с доиндустриальной эпохой) по разным кернам (там же).

Предыдущее межледниковье интересно тем, что уровень моря в ту эпоху был на 6-9 м выше современного (Iizuka et al., 2023). Такой высокий подъем объясняется частичным разрушением Гренландского и Западноантарктического ледяных щитов, которые совокупно могли дать 5,5 м подъема воды, что говорит о том, что должен был быть еще один источник в Восточной Антарктиде. В работе Iizuka et al. (2023) аргументируется, что Восточноантарктический ледяной щит частично разрушался, что дополнительно могло дать еще 0,4-0,8 м подъема уровня моря. Если общий подъем был 6 метров, то он полностью объясняется этими тремя источниками (Гренландия, Западная Антарктида и Земля Уилкса). Если же подъем был 9 м, то требуется еще один источник воды, которым могут быть подлёдные бассейны Аврора и/или Рекавери (там же), см. рис. 1.1.

Сильное сокращение площади ледника в МИС 5е могло повлиять на вклад разных источников влаги на изотопный состав осадков в Антарктиде. Моделирование, выполненное с помощью модели WRFwiso, показало, что в случае коллапса Западно-Антарктического ледникового щита значимые изменения изотопного состава осадков, как и предполагалось, ожидаются в Западной Антарктиде, а в Восточной Антарктиде – лишь в районе побережья от Земли Принцессы Елизаветы до Земли Уилкса (Dütsch et al., 2023).

8.2.3 Одиннадцатая морская изотопная стадия (МИС 11)

МИС 11 (11-я морская изотопная стадия, 425-400 тыс. л.н.) считается ближайшим прошлым аналогом голоцена с точки зрения изменчивости солнечной инсоляции в масштабе тысячелетий, а также эволюции концентрации парниковых газов в атмосфере и температуры воздуха (Candy et al., 2014; Pol et al., 2011; Raynaud et al., 2005). При этом, в пик потепления температура в эпоху МИС 11 была выше, чем в ТМГ – что позволяет рассматривать МИС 11 в качестве модели того, как будет выглядеть Земля в конце 21 – первой половине 22 века, включая возможный коллапс части антарктического ледяного щита (Droxler et al., 2003; Mas e Braga et al., 2020; Raymo and Mitrovica, 2012).

Мы предприняли попытку детально изучить ход температуры в ходе МИС 11, а также в предшествующую и последующую холодную стадии в результате детального анализа изотопного состава керна 5Г-1 в интервале глубины 3200-3400 м (см. методику и результаты в работе Верес и др., 2018). Впервые в мировой практике для МИС 11 мы измерили все три изотопных соотношения (δD , $\delta^{18}O$ и $\delta^{17}O$) и модернизировали метод К. Куфи и Ф. Вимё:

мы использовали уравнения (24)-(27), но при этом составили три уравнения с тремя неизвестными (температура и влажность в источнике влаги и температура конденсации) и тремя независимыми параметрами (δD, dxs и ¹⁷O-xs). Таким образом, нам впервые удалось независимо реконструировать влажность воздуха в источнике влаги по изотопному составу глубокого керна. Результаты показаны на рис. 8.3.



Рис. 8.3 Ряды палеоклиматических характеристик, реконструированные для эпохи МИС 11 по результатам изотопных исследований ледяного керна со станции Восток и морских колонок (Верес и др., 2018): а – изменение относительной влажности воздуха в районе источника влаги; б – изменение температуры поверхности океана (ΔSST) в источнике влаги по данным керна станции Восток (1); 2 и 3 – SST по данным колонки DSDP 94-607 (Северная Атлантика) и ODP 177-1090 (Южный океан) по данным хранилища PANGAEA (https://doi.pangaea.de); в – температура воздуха в районе ст. Восток: 4 –

изменение температуры конденсации Δ*T*_C; 5 – приземная температура воздуха; г – изотопный состав (δD) керна станции Восток.

Во время термического максимума МИС 11 температура конденсации на Востоке была на 2-3 °С выше современной (рис. 8.3в). Приземная температура воздуха, как считают Верес и др. (2018), была выше примерно на 4-5 °С. Однако же, по новым данным отношение амплитуды конденсации к амплитуде приземного воздуха составляет скорее 0,9 (раздел 6.4). В этом случае ΔT_g была равна +2,2 ... +3,3 °С.

Температура океана в источнике влаги поднималась во время термического максимума МИС 11 на 6-8 °С. Это кажется слишком большой величиной, но эти данные в целом поддерживаются результатами изучения колонок морских донных осадков в Южном океане (кривые 2 и 3 на рис. 8.36).

Наконец, влажность воздуха в источнике влаги не показала заметных изменений в эпоху МИС 11 (повышение влажности 370-380 тыс. л.н. мы связываем с погрешностями измерения ¹⁷O-xs). Это резко контрастирует как с ранними попытками реконструировать влажность по данным изотопного состава керна (Jouzel et al., 1982), так и с предположением о корреляции между температурой поверхности воды и влажности воздуха (Глава 2). Этот результат подчеркивает важность использования трёх независимых изотопных параметров при палеоклиматических реконструкциях.

В дальнейшем мы планируем внести несколько корректировок в методику этой работы с целью немного улучшить результат. Во-первых, наше исследование не учитывало изменение высоты ледника в Центральной Антарктиде, а также тот факт, что лёд на глубине 3200-3400 м был сформирован не в районе ст. Восток, а выше по течению линии тока льда, ближе к Куполу В (раздел 6.5). Во-вторых, наша методика не учитывала нелинейность изотопно-температурной зависимости (Глава 2), поэтому мы

планируем применить метод решения обратной задачи, чтобы избавиться от этого недостатка.

8.3 Климат Центральной Антарктиды на протяжении последних 2000 лет

Последние 2000 лет - наиболее интересный для палеоклиматологов интервал времени контексте понимания причин современных В климатических изменений. Этот период характеризуется относительно слабым изменением климатических факторов до начала индустриальной эры – в первую очередь, вулканической и солнечной активности, и в меньшей степени – орбитальных параметров и концентрации парниковых газов (Cartapanis et al., 2022), вследствие чего климатическая изменчивость в глобальном и полушарном масштабе была довольно мала (что не исключает более сильных климатических изменений в региональном масштабе). Понимание природных климатических факторов позволяет разделить естественные и антропогенные причины изменения климата на протяжении последних 170 лет.

Последние 2 тысячелетия являются также наиболее изученным временным интервалом, для которого доступно большое число информации по самым разным объектам исследования (дендрохронология, донные отложения озёр, торфяники, кораллы, ледяные керны и т.д.), Degroot et al., 2022. Однако же, пространственное покрытие данными неравномерно – наиболее изученным является Северное полушарие (Abram et al., 2016; Bakker et al., 2022; Büntgen et al., 2020; Konecky et al., 2023; Neukom et al., 2019; Sigl et al., 2015; van Dijk et al., 2022). В Южном полушарии по понятным причинам данных меньше, и в наименьшей степени изучена Центральная Антарктида, поскольку здесь единственный подходящий для исследования объект – ледяные керны.

Один из наиболее свежих обзоров температурных изменений в Антарктике за последние 2000 лет был опубликован в 2017 году при участии соискателя (Stenni et al., 2017). Обзор был составлен по данным 112 кернов, но их пространственное распределение крайне неравномерно: подавляющее большинство кернов было пробурено в Западной Антарктиде, а также в районе Земли Королевы Мод, и лишь несколько записей доступно в центральной части Восточной Антарктиды, причем Восток в это число в то время не входил. Этот обзор показал похолодание между 1 и 1900 СЕ практически во всех регионах Антарктиды, за исключением побережий Земли Уилкса и моря Уэдделла. В течение этого периода наиболее тёплый имел место в 300-1000 гг. н.э., а наиболее холодный – в 1200-1900 гг. н.э. После 1900 г. значимое потепление отмечено в Западной Антарктиде, на побережье Земли Королевы Мод и в районе Антарктического полуострова. На плато Восточной Антарктиды значимых изменений не обнаружено. Этот вывод был подтвержден в работе An et al. (2021), в которой проанализированы данные семи Восточно-антарктических кернов. В этой работе также отмечено, что в период 1-1200 гг. н.э. климат этого региона был заметно теплее, чем в период 1200-1900 гг. н.э. Особенно выделяются потепления 150-250 гг. н.э. и 500-800 гг. н.э., которые с некоторой долей условности можно аттрибутировать как Римская и Средневековая тёплые аномалии; и похолодания 1200-1300 гг. н.э., 1400-1550 гг. н.э. и 1600-1700 гг. н.э., которые можно аттрибутировать как разные стадии Малого ледникового периода. По мнению авторов, похолодание второго тысячелетия нашей эры обусловлено совместным влиянием пониженной солнечной инсоляции и повышенной вулканической активности.

Что касается района станции Восток, то до недавнего времени были доступны данные лишь за последние 350 лет (Ekaykin et al., 2004, 2014, 2017). Эти работы выявили небольшое (около 1 °C) потепление, которое началось в 1800-1850 гг. и которое обнаружило корреляцию с индексом IOD (Indian Ocean

Dipole, Abram et al., 2020). Полученные результаты не позволили сделать вывод, является ли это потепление проявлением современных глобальных антропогенных изменений, и выходит ли оно за рамки естественной изменчивости.

В работе Ekaykin et al., 2014 также было обнаружено, что изотопный состав снежно-фирновых слоев гораздо теснее связан с температурой летнего периода, чем со средней годовой температурой воздуха – причины этого подробно обсуждаются в разделе 5.2.4.

В 2023 году в ЛИКОС ААНИИ под руководством соискателя был завершен 3-летний проект по гранту РНФ 21-17-00246 по реконструкции климата в районе ст. Восток за последние 2200 лет по результатам гляциогеохимических исследований трёх фирновых кернов (методика бурения и обработки кернов детально изложена в работе Верес и др., 2024; датировка керна с использованием вулканических маркеров абсолютного возраста опубликована в работе Veres et al., 2023). Результатам этих работ будет посвящена кандидатская диссертация сотрудницы ЛИКОС А.Н. Верес, поэтому здесь мы изложим лишь наиболее существенные выводы, опубликованные в работе Ekaykin et al., 2024.

Во-первых, было показано, что изотопный состав (δD и δ¹⁸O) снежнофирновой толщи не обнаруживает значимого тренда на протяжении последних 200 лет, тогда как параметр второго порядка, dxs, показывает значительный (примерно на 1,6 ‰) рост начиная примерно с 1800 г. (рис. 8.4). Мы интерпретируем этот феномен, как параллельный рост температуры в источнике влаги и температуры конденсации; если температура в источнике влаги растёт интенсивнее, чем температура конденсации в Центральной Антарктиде, их взаимное влияние может нейтрализовать друг друга, согласно уравнению (24).



Рис. 8.4 Сводный ряд изотопного состава по кернам VK16, VK18 и VK19. Заливкой показаны пределы погрешности (±2 SEM), обусловленной пространственной изменчивостью изотопного состава между соседними кернами. По материалам работы Ekaykin et al., 2024.

Изотопные данные были интерпретированы с помощью простой изотопной модели (Екайкин, 2024) с использованием модуля решения

обратной задачи (см. раздел 2.2.1). Полученные результаты показали, что, действительно, на протяжении 20 века наблюдался рост приземной температуры в районе Востока (рис. 8.5).



Рис. 8.5 Результаты палеоклиматических реконструкций по данным кернов VK16, VK18 и VK19 (по материалам работы Ekaykin et al., 2024): а – реконструкция скорости снегонакопления (SMB) (синяя линия). Сиреневой линией показан ход SMB по данным снежных шурфов (Ekaykin et al., 2022), а тёмно-синей линией – линейный тренд SMB по данным снегомерного полигона ст. Восток (Ekaykin et al., 2023); б – приземная температура воздуха на станции Восток по результатам реконструкции (оранжевая линия) и по метеорологическим данным станции Восток (чёрная); в – температура в источнике влаги по данным реконструкции (зелёная линия) и температура поверхности океана в Южном полушарии по данным NOAA.

Рост температуры с 1958 г. подтверждается инструментальными наблюдениями на ст. Восток (Ekaykin et al., 2023).

До 1800 г. средняя приземная температура воздуха в районе ст. Восток была на 0,5±0,4 °C ниже современной (1988-2018 гг.) климатической нормы. При этом полученные данные не позволяют сделать вывод о том, что современная температура выходит за рамки естественной изменчивости в доиндустриальный период.

Что касается температуры в источнике влаги, до 1800 г. она была на 1,0±0,4 °С ниже современных значений (рис. 8.5в).

Пример, приведенный на рис. 8.4 и 8.5, ярко иллюстрирует, что использование лишь одного изотопного параметра может привести к ложным выводам. Возможно, именно совместное изменение температуры конденсации и температуры в источнике влаги объясняет загадку «пропавшего» потепления в Центральной Антарктиде по данным изотопного состава фирновых и ледяных кернов (An et al., 2021; Casado et al., 2023; Landais et al., 2023).

В работе Ekaykin et al., (2024) также была реконструирована изменчивость скорости снегонакопления (SMB) за 2200 лет (рис. 8.5а). Полученные данные показывают рост SMB на 24 % начиная с 1800 г. Статистический анализ убедительно показывает, что с очень большой вероятностью (94,3 %) современная (1970-2021 гг.) скорость снегонакопления (22,5 \pm 1,3 мм в.э./год) беспрецедентна для доиндустриального периода. Этот результат означает, что при дальнейшем потеплении количество осадков в Центральной Антарктиде будет интенсивно увеличиваться, что отчасти компенсирует подъем уровня Мирового океана (Kittel et al., 2021; Nicola et al., 2023; Park et al., 2023; Siahaan et al., 2022; Stokes et al., 2022).

8.4 Выводы к Главе 8

Обзор исследований климатических изменений в масштабе 10²-10⁶ лет по данным изотопного состава антарктического льда убедительно показывает,

что изотопно-температурный метод действительно является надежным и действенным инструментом палеогеографии, что, В том числе, подтверждается сопоставлением его результатов с данными альтернативных методик (Buizert et al., 2021; Landais et al., 2023). Рассмотренные здесь работы также приводят к выводу о необходимости учёта изменений условий в источнике влаги – либо по независимым источникам данных, либо с использованием изотопных параметров второго порядка (dxs и 17 O-xs). При исследовании масштабных климатических сдвигов, таких как переход от ледниковых условий к межледниковым, также необходимо вводить поправку на изменение высоты поверхности ледника и изотопного состава морской воды.

В то же время имеются единичные свидетельства того, что изотопный метод неспособен адекватно воспроизвести климатическую изменчивость, реконструированную по результатам альтернативных методик (Servettaz et al., 2023b). Это призывает к необходимости дальнейшего усовершенствования изотопно-температурного метода и выявления еще неучтённых факторов, которые влияют на связь изотопного состава атмосферных осадков и отложенного снега с приземной температурой воздуха в Центральной Антарктиде.

Результаты исследований, представленных в Главе 8, отражены в работах Верес и др. (2018, 2024), Екайкин и др. (20196), Ekaykin et al. (2004, 2014, 2017, 2024), Lipenkov et al. (2019), Masson-Delmotte et al. (2011), Meredith et al. (2019), Stenni et al. (2017) и Veres et al. (2023).

Глава 9. Пробелы в знаниях и дальнейшие направления исследований

Обзор результатов исследований, выполненный в предыдущих главах, позволил выявить ряд пробелов в понимании механизма формирования климатического сигнала изотопного состава ледяных кернов и, таким образом, наметить направления дальнейших исследований.

Прежде всего, следует признать, что в изотопной теории до сих пор есть определенные неясности. Это проявляется прежде всего в сложности согласования dxs и ¹⁷O-xs в осадках в Центральной Антарктиде: если модель удовлетворительно воспроизводит dxs, то выдает при этом слишком низкие значения ¹⁷О-хs. Например, в работе Salamatin et al. (2004) было получено значение σ_0 (параметр, описывающий перенасыщение воздуха влагой в ледяных облаках, Глава 2), равное 0,43, что хорошо объясняло значения изотопного состава снега (включая dxs) на станции Восток. При добавлении в модель кислорода 17 он показала нереалистичные значения ¹⁷О-хs, что привело к необходимости снизить значение σ_0 до 0,33 и параллельно изменить другие настроечные параметры. Это может говорить о том, что механизм формирования эксцесса кислорода 17 в осадках включает какие-то еще не известные процессы. Этот пробел в знаниях приводит к дополнительным погрешностям при реконструкции прошлых изменений температуры в Антарктиде. Другим свидетельством пробелов в изотопно-температурной теории является рассогласование между реконструкциями температуры по изотопному составу снежно-фирновой толщи и по альтернативным методикам. Ярким примером в этом отношении является керн ABN (раздел 7.5), в котором изотопно-температурная реконструкция не коррелирует с температурной кривой, восстановленной по скважинной термометрии, дополненной данными по изотопному составу аргона и азота в воздушных включениях (Servettaz et al., 2023). Возможным объяснением расхождения может быть влияние условий в источнике влаги, которое не было учтено в этой работе. Также не следует забывать, что альтернативным температурным реконструкциям также присущи свои погрешности.

Модели общей циркуляции атмосферы всё еще недостаточно хорошо воспроизводят приземную температуру воздуха, скорость снегонакопления и изотопный состав осадков в Центральной Антарктиде. Как правило, они завышают температуру и изотопный состав, что связано с недостаточно хорошим воспроизведением приземного слоя (слоя инверсии). Будущее развитие этого направления должно быть связано с построением комплексных моделей земных систем, объединяющих модели атмосферы, океана и ледяного щита. В таких моделях должна быть более детально прописана топография поверхности ледника, расчёт катабатического ветра, сублимация снега с поверхности и из переносимых ветром частиц снега, и – в идеале – включен также модуль расчета постдепозиционных изотопных процессов в снежной толще.

Одним из важнейших недостатков метеорологической мониторинговой программы на ст. Восток является отсутствие аэрологических наблюдений, которые были завершены в 1991 году и с тех пор так и не были возобновлены. Без этого вида наблюдений невозможно надежно определить условия, при которых идет формирование осадков. Отбор проб атмосферных осадков и измерение изотопного состава атмосферной влаги должно стать постоянной составляющей мониторинговой программы на ст. Восток, чему должно способствовать введение в эксплуатацию нового зимовочного комплекса, которое планируется в декабре 2024 – январе 2025 г. Изотопный мониторинг должен быть вписан в единую программу гляцио-метеорологических наблюдений, которая должна включать, помимо стандартных метеоизмерений по программе ВМО и аэрологических наблюдений, также измерение турбулентных потоков тепла и влаги. В этот же комплекс измерений должен

входить и мониторинг постдепозиционных изменений изотопного состава снежной толщи по методике, описанной в Главе 5.

Отдельный интерес представляет изучение условий формирования изморози и её изотопного состава. Всё дело в том, что изморозь, по-видимому, формируется из локального водяного пара (т.е. того, который сублимировал со снежной поверхности, а не был принесен извне из источника влаги), eë изотопный должен быть эффективным поэтому состав связан коэффициентом фракционирования с водяным паром приземного слоя атмосферы. Параллельное измерение изотопного состава пара и изморози помогло бы уточнить значение коэффициентов фракционирования при крайне низких температурах воздуха.

Соотношение сигнала и шума во временных рядах снегонакопления (SMB) и изотопного состава снега для современных условий станции Восток изучено достаточно хорошо. Однако эти результаты едва ли можно напрямую экстраполировать на иные климатические условия. Например, в максимум оледенения SMB было примерно вдвое меньше, чем в доиндустриальную эпоху, а количество депозиционного шума могло быть выше (если была выше скорость ветра). Это означает, что отношение сигнала к шуму (SNR) было существенно меньше, чем теперь (т.е., < 0,04). Каким образом это влияло на изотопный состав снежных слоёв, который мы наблюдаем в глубоких ледяных кернах, и каким образом это должно быть учтено при интерпретации изотопных данных по кернам? – на эти вопросы в данный момент нет ответа. В Главе 4 была установлена довольно простая отрицательная зависимость между SMB и SNR для современного климата. Вероятно, она может быть использована для того, чтобы оценить величину SNR во временных рядах изотопного состава для прошлых эпох, но этот вопрос требует дальнейшего изучения. Кроме того, в этой зависимости имеется пробел в значениях SNR для диапазона значений SMB 200-500 мм в.э. (рис. 4.10) – для его устранения требуются дополнительные полевые исследования. Зависимость, аналогичная

той, что показана на рис. 4.10, должна быть построена для изотопного состава снега.

В Главе 4 убедительно показано, что реконструкция температуры на станции Восток с годовым разрешением принципиально невозможна. При наличии нескольких временных рядов изотопного состава по шурфам и кернам (а для станции Восток таких рядов имеется 23, охватывающих интервал времени от нескольких десятков до 300 лет) можно увеличить разрешение временной реконструкции примерно до 10 лет. Понятно, что чем больше рядов имеется В нашем распоряжении, тем больше лоля климатического сигнала в сводном ряду, тем с лучшим временным разрешением мы можем изучать палеоклимат. Однако, эта закономерность должна быть охарактеризована количественно, и также должна учитывать зависимость SNR от снегонакопления.

В разделе 6.1 было отмечено, что шум во временных рядах изотопного состава формируется не только за счёт депозиционного шума, но и за счёт шума, связанного с прерывистостью осадков. Поскольку, по нашим данным, осадки на Востоке в первом приближении выпадают равномерно в ходе годового цикла, влияние этого источника шума должно быть минимальным, но этот вопрос требует дополнительного исследования.

В Главе 4 было показано, что «мезодюны» (малоамплитудные формы рельефа с длиной волны порядка 400 м) всё-таки существуют в районе станции Восток и оказывают влияние на пространственное распределение изотопного состава снега. Как перемещение этих дюн по поверхности ледника сказывается на временных рядах изотопного состава по отдельно взятому керну? Можно ли отделить эти «рельефообусловленные» колебания от климатических? – этим вопросам также следует уделить внимание в будущих исследованиях. Кроме того, совершенно ничего не известно о таких неклиматических колебаниях в других пунктах бурения Антарктиды и Гренландии. С одной стороны, они в основном (кроме Южного полюса)

расположены на ледяных куполах, что теоретически избавляет их от возможности существования мегадюн. С другой стороны, в районе Купола С и Южного полюса были отмечены крупные формы снежного рельефа (Eisen et al., 2005; Hamilton, 2004; van der Veen et al., 1999), и об их влиянии на временну́ю изменчивость изотопного состава в этих районах ничего не известно, как и о влиянии мезодюн.

Также неизвестна роль неклиматических колебаний в кернах тех скважин, которые пробурены не на топографических куполах, а в стороне от них (раздел 6.5), в первую очередь это касается кернов ст. Восток и ст. Амундсен-Скотт. Для выяснения этого вопроса необходимы детальные гляциологические исследования вверх по линии тока от точки бурения, а также сопоставление временных рядов этих кернов с рядами кернов скважин, пробуренных на куполах (керн EDC на куполе C, керн Купола Фуджи и керн EDML, пробуренный в районе станции Конен). При этом следует учесть, что положение куполов и ледоразделов в прошлом могло меняться, что создаёт некоторую неопределенность при интерпретировании глубоких (древних) участков климатических записей, полученных в этих пунктах.

Безусловно, наименее изученным – и при этом одним из наиболее важных! – этапом формирования климатического сигнала изотопного состава снежно-фирново-ледяной толщи являются постдепозиционные процессы. Более-менее однозначно можно утверждать лишь, что 1) эти процессы действительно имеют место и что 2) в результате них изотопный состав снежной толщи утяжеляется по сравнению с изначальным изотопным составом атмосферных осадков. Также можно в первом приближении оценить величину изотопного обогащения (порядка 19 ‰ по бD в условиях ст. Восток). До сих пор непонятно, проходят ли эти процессы в равновесных или неравновесных условиях, данные различных полевых и лабораторных экспериментов дают противоречивый ответ на этот вопрос. Соответственно, непонятно, как меняются dxs и ¹⁷О-xs в ходе этих процессов. Можно с полным основанием предполагать, что интенсивность ПД процессов менялась в прошлом, изменяя таким образом форму временного ряда изотопного состава ледяной толщи. Однако, современного уровня понимания этих процессов недостаточно, чтобы не только количественно посчитать изменение изотопного профиля, но и чтобы оценить знак этих изменений.

В этой работе сделано предположение, что ПД процессы полностью перезаписывают климатический сигнал изотопного состава снега на ст. Восток, в результате чего изотопный состав становится не функцией средней годовой температуры воздуха, а функцией летней температуры поверхности Непонятно, снежной толщи. на какое время В прошлое можно экстраполировать этот вывод. По-видимому, он справедлив для позднего голоцена (поскольку климатические условия в эту эпоху были аналогичны нынешним), но что касается среднего голоцена и более ранних эпох – нужны дополнительные исследования. В этом контексте важно отметить, что в масштабе 100-тысячелетнего цикла изотопный ряд по керну ст. Восток, скорее всего, несёт в себе сигнал, связанный со средней годовой температурой. В противном случае, если бы изотопный состав отражал летнюю температуру воздуха, можно было бы ожидать, что форма сигнала была бы иной, поскольку летняя температура воздуха тесно связана с максимальной местной солнечной инсоляцией (Jones et al., 2023). Каким образом согласуются постдепозиционные изменения с сохранением сигнала средней годовой температуры воздуха – этот вопрос предстоит выяснить.

Дальнейшие пути изучения постдепозиционных процессов должны заключаться в следующем:

- 1. Продолжение мониторинговой программы наблюдений за ПД процессами в районе ст. Восток.
- 2. Сбор данных об интенсивности ПД процессов в районах, различающихся основными гляцио-климатическими показателями

(температура воздуха и скорость снегонакопления), включая мегадюны и районы «голубого льда».

- 3. Дополнительные лабораторные эксперименты.
- Сопоставление климатических изотопных кривых в пунктах, находящихся в пределах радиуса корреляции с точки зрения климатической изменчивости, но различающихся по температуре воздуха и/или скорости снегонакопления.
- Дальнейшее усовершенствование моделей постдепозиционных процессов. В частности, должна быть создана такая модель для условий ст. Восток.

В разделе 6.2 мы постулировали, что в первом приближении влияние прерывистости снегонакопления на изотопный сигнал в ледяном керне минимально. Однако, это заключение во многом сделано на основании косвенных данных, и роль крупных единичных событий осадковыпадения до сих пор не ясна (о чем говорит в том числе пример аномальной волны тепла 15-18 марта 2022 г.). Этот вывод необходимо подтвердить напрямую путём точного измерения количества осадков для каждого события, в том числе для самых слабоинтенсивных осадков. Для этого, возможно, будет необходимо новую технологию измерения сверхмалого количества использовать атмосферной влаги, основанную на измерении количества тепла, требуемого для полного испарения отложенного материала (К. Жантон, 2015, персональное сообщение). В целом, роль «атмосферных рек» в формировании изотопного состава снежной толщи и его межгодовой изменчивости, а также повторяемость таких событий в иные климатические эпохи, остаётся неизученной.

Влияние стратосферной влаги на изотопный состав снежной толщи в Центральной Антарктиде изучено недостаточно. По нашим данным, нет оснований предполагать серьёзное влияние стратосферной влаги в районе ст. Восток (раздел 6.3). С другой стороны, на расположенной относительно недалеко (600 км) станции Куньлунь (Купол А) это влияние ощутимо, если судить по параметру ¹⁷О-хѕ в снеге. В чём различие между этими двумя пунктами? Какими еще причинами может объясняться расхождение значений ¹⁷О-хѕ на Востоке и на Куполе А? В чём причина различных значений ¹⁷О-хѕ на ст. Восток по данным разных исследований (Екайкин, 2024; Landais et al., 2008, 2012 и др.)? Как вклад стратосферной влаги мог меняться в прошлом? – вот минимальный список вопросов по этой теме, на которые пока нет ответа.

Для станции Восток до сих пор остаются не согласованы (в пределах 30 %) результаты палеоклиматических реконструкций по ИЗОТОПНОтемпературному методу и по термометрии в скважине (раздел 6.4). Одним из возможных объяснений могут являться погрешности в моделировании динамики и температурного поля ледника за счёт использования неверных гляцио-климатических данных вверх по линии тока ледника от станции Восток (раздел 6.5). В этом контексте также представляет интерес соотношение между средней годовой температурой приземного воздуха и температурой ледника на глубине затухания годовых колебаний (около 10 м). В этой работе до сих пор предполагалось, что эти две температуры приблизительно равны друг другу, но в действительности это может быть не так: поскольку ход температуры в Центральной Антарктидой не описывается простой синусоидой И продолжительность больше зимы гораздо продолжительности тёплого периода, температура на глубине затухания годовых колебаний может быть смещена в сторону более низких значений, поскольку зимняя волна тепла успевает проникнуть на большую глубину (А.Н. Саламатин, личное сообщение). Также актуальным остается вопрос о соотношении температуры конденсации и температуры приземного воздуха при таких климатических перестройках, как переход от максимума оледенения к голоцену (раздел 6.4).

Таким образом, изотопно-температурный метод содержит еще много пробелов в знаниях, а по мере их заполнения неизбежно будут возникать

новые вопросы. При этом, пути устранения этих белых пятен в целом ясны, и материал, представленный в этой Главе, может служить основой для составления плана дальнейших исследований на обозримую перспективу (порядка 5-10 лет), что выходит за рамки данной работы.

Результаты исследований, представленных в Главе 9, отражены в работах Екайкин (2024), Casado et al. (2018), Landais et al. (2017).

Заключение

В этой работе мы детально рассмотрели все известные факторы, влияющие на формирование климатического сигнала изотопного состава снежно-фирново-ледяной толщи (Главы 2-6), обсудили разные подходы, используемые при калибровке изотопно-температурной функции (Глава 7), привели примеры палеотемпературных реконструкций, основанных на изотопном методе (Глава 8), обозначили некоторые очевидные пробелы в знаниях и наметили пути дальнейших исследований (Глава 9).

Следует констатировать, что за последние 40 лет изотопнотемпературный метод при анализе глубоких ледяных кернов был существенно усовершенствован, и стали понятны многие процессы, формирующие изотопный состав снежно-фирново-ледяной толщи. На смену представлениям о довольно простой линейной зависимости между изотопным составом снега и температурой воздуха, бытовавшим до середины 1980-х, постепенно пришла довольно сложная картина со многими взаимно влияющими факторами.

На сегодняшний день, безусловно, наиболее актуальным и передовым направлением развития изотопно-температурного метода является изучение постдепозиционных процессов в снежной толще, которые существенно преобразуют начальный климатический сигнал, содержащийся в изотопном составе атмосферных осадков.

Следует признать, что еще далеко не все процессы, влияющие на изотопный состав отложений палеоосадков, захороненных в полярных ледниках, изучены в должной степени. Помимо «известных неизвестных» (к которым в первую очередь относятся постдепозиционные процессы), наверняка существуют и «неизвестные неизвестные», которые нам еще предстоит открыть.

277

Ho, так иначе, надёжным мерилом качества ИЗОТОПНО-ИЛИ температурного метода является сопоставление температурных палеореконструкций по изотопному составу ледяных кернов и по данным независимых методов. Такие сопоставления свидетельствуют, что суммарная погрешность (которая складывается из погрешностей всех методов) температурных реконструкций не превышает 30 %.

Проделанная работа позволила сделать ряд выводов, основные из которых перечислены ниже.

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-, межгодового Изотопно-температурная так хода. И зависимость характеризуется коэффициентом регрессии 0,4-0,6 ‰/°С для приземной температуры и около 0,8 ‰/°С для температуры конденсации. Такие же коэффициенты регрессии характерны для основных типов осадков (ледяные иглы и осадки из облаков). Наблюдаемая изотопно-температурная хорошо зависимость 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 снежнофирновой 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 бо́льшего временно́го разрешения

можно достичь. В частности, для станции Восток, где доступен сводный ряд по 23-м шурфам и кернам, возможно достичь временно́го 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 постдепозиционные процессы приводят к обогащению снега тяжелыми изотопами (на 19 ‰ по бD в современных условиях станции Восток). В районах с относительно высокой скоростью снегонакопления (при сохранении сезонной слоистости) ΠД процессы утяжеляют летние слои и увеличивают годовую амплитуду изотопного состава; в районах с низкой скоростью снегонакопления, как на станции Восток, ПД процессы полностью переформатируют 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 постдепозиционных 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 кернов используется современная пространственная ледяных 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 ‰/°С, в большинстве случаев согласуется c данными независимых температурных реконструкций с погрешностью не более 30 %.
- Оптимальной же стратегией для построения изотопнотемпературной калибровочной функции является использование усовершенствованной простой изотопной модели с обязательным

привлечением данных об изотопных параметрах второго порядка (эксцесса дейтерия и эксцесса кислорода 17).

- 10.Другой оптимальной стратегией для построения ИЗОТОПНОтемпературной калибровочной функции является использование внутригодовой зависимости между изотопным составом атмосферных осадков и температурой конденсации. Использование результатов сопоставления ИЗОТОПНОГО состава снега же 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 бD и б¹⁸О 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 ¹⁷O-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.

Глоссарий

Абляция – расходная часть баланса массы ледника. Для Антарктического ледяного щита в целом это таяние льда по краям и на ложе, откол айсбергов, ветровая эрозия и сублимация. Для Центральной Антарктиды это сублимация, тогда как годовая сумма ветровой эрозии и ветровых наносов как правило равна нулю, если речь идет о достаточно большом (10⁴-10⁶ м²) участке снежной поверхности.

Аккумуляция – дословно «накопление», приходная часть баланса массы ледника. Для Антарктического ледникового щита в целом и для Центральной Антарктиды это выпадение твёрдых осадков и ре-сублимация (отложение изморози). Разделяют «общую аккумуляцию» (приходную часть баланса массы) и «чистую», или «итоговую аккумуляцию» (разность между приходной и расходной составляющими баланса массы), см. также «Баланс массы снежной поверхности».

Баланс массы ледника – разность аккумуляции и абляции. Если ледник находится в равновесном состоянии, баланс массы равен нулю.

Баланс массы снежной поверхности (surface mass balance, SMB) – разница между общей аккумуляцией (осадки, отложение изморози и надув ветром) и абляцией (таяние, сублимация и ветровая эрозия) за определённый промежуток времени. В Центральной Антарктиде, где отсутствует таяние, он приблизительно равен разности между осадками и сублимацией и, как правило (за пределами мегадюн и участков «голубого льда»), представляет собой положительную величину. Баланс массы снежной поверхности определяется как произведение прироста высоты снежной поверхности (в см снега) за данный период времени на плотность снега (в г/см³) (см. Главу 4). Выражается в мм в.э./год или в г/(см² год) или в кг/(м² год). 1 г/(см² год) = 10 мм в.э./год =

10 кг/(M^2 год). Термин SMB эквивалентен термину «чистая аккумуляция» ("net snow accumulation").

Голубой лёд – зоны ледника (как правило, в краевых частях Антарктического ледяного щита) с нулевым или отрицательным балансом массы снежной поверхности. Отрицательный баланс массы часто достигается не за счёт таяния, а за счёт ветровой эрозии и интенсивной сублимации относительно тёмных (по сравнению со снегом) участков чистого льда.

Депозиционный шум – случайный пространственный разброс значений толщины отложенного за данный промежуток времени снежного слоя (и свойств этого снега, например, его изотопного состава) в результате взаимодействия снего-ветрового потока с (микро)рельефом снежной поверхности. См. также «стратиграфический шум».

Кинетические изотопные процессы – процессы, связанные с разной скоростью движения лёгких и тяжелых молекул, например, при испарении воды в неравновесных условиях или при росте ледяных кристаллов в атмосфере в условиях перенасыщения.

Коэффициент фракционирования – отношение концентрации тяжелых молекул при фазовых переходах (например, при испарении, конденсации, сублимации, замерзании и т.д.) во взаимодействующих фракциях (вода и водяной пар, и т.д.). Различают «равновесный коэффициент фракционирования» (когда процесс протекает в равновесных условиях), «кинетический коэффициент фракционирования» (который характеризует интенсивность кинетических процессов) и «эффективный коэффициент фракционирования» (итоговый коэффициент фракционирования, который учитывает равновесные и кинетические процессы).

Мегадюны – квазипериодические волны на поверхности ледника, характерные для Центральной Антарктиды. Типичная длина волны порядка 2-5 км, перепад высот между ложбиной и гребнем порядка 2-5 м, ширина волн несколько десятков километров. Формируются в районах резкого перегиба склона (например, вдоль восточного берега озера Восток). См. также «мезодюны» и «микрорельеф».

Мезодюны – промежуточные формы рельефа между микрорельефом и мегадюнами. Горизонтальные размеры порядка нескольких сотен метров, амплитуда высоты поверхности, по-видимому, порядка 5-10 см.

Микрорельеф снежной поверхности – аккумулятивные, эрозионные и эрозионно-аккумулятивные формы рельефа снежной поверхности (дюны, рябь, заструги, «китовые спины», «глазированные поверхности» и т.д.) с типичными горизонтальными размерами до 10 м и высотой порядка 10-15 см (до 1-1,5 м в районах с сильными катабатическими ветрами). См. также «мезодюны» и «мегадюны».

Изотопное фракционирование – изменение концентрации тяжелых изотопов при фазовых переходах, химических реакциях, за счёт гравитационного осаждения и т.д. Для изотопно-температурного метода изучения ледяных кернов первоочередное значение имеют процессы фракционирования при фазовых переходах в ходе гидрологического цикла (испарение влаги, конденсация и выпадение осадков, сублимация снежного покрова и т.д.).

Изотопный состав – концентрация тяжелых изотопов и/или изотопологов. Изотопный состав воды (снега, льда и т.д.) – концентрация молекул HD¹⁶O, H₂¹⁷O, H₂¹⁸O относительно H₂¹⁶O. Изотопный состав, как правило, выражают в процентных долях относительно концентрации в стандарте (уравнение (1) в работе). Для воды стандартом является SMOW (Standard Mean Ocean Water).

Изотопологи – разновидности молекул, состоящие из разных изотопов, например, HD¹⁶O, H₂¹⁷O и т.д.

Линия метеорных вод – линия, аппроксимирующая зависимость δD от $\delta^{18}O$ в атмосферных осадках, иногда её называют «линия Крейга». Говорят о «глобальной линии метеорных вод» (GMWL – Global Meteoric Water Line) или о «локальной (или региональной) линии метеорных вод». Как правило, зависимость δD от $\delta^{18}O$ аппрокисимруется линейным уравнением (для GML оно выглядит как $\delta D = 8 \delta^{18}O + 10$), хотя, строго говоря, она не линейна (см. Главу 2).

Отношение сигнала к шуму – отношение дисперсии стратиграфического шума к дисперсии климатического сигнала во временных рядах снегонакопления, изотопного состава снега и других характеристик снежно-фирново-ледяной толщи.

Скорость аккумуляции снега – баланс массы снежной поверхности за единицу времени (как правило, за 1 год).

Скорость снегонакопления – см. «скорость аккумуляции».

Стратиграфический шум – случайный разброс толщины снежных слоёв (а также свойств снега, таких как изотопный состав), связанный с неравномерным накоплением снега на поверхности (см. «депозиционный шум»). В этой работе «стратиграфический шум» и «депозиционный шум» употребляются как синонимы, хотя, строго говоря, это не тождественные понятия.

Эксцесс дейтерия, dxs – превышение значения δD на диаграмме δD vs $\delta^{18}O$ над линией с коэффициентом регрессии, равным 8, и проходящей через начало системы координат: dxs = $\delta D - 8 \delta^{18}O$. Эксцесс дейтерия в атмосферных осадках в первом приближении является функцией условий в источнике влаги (температуры поверхности океана и влажности воздуха), а также интенсивности кинетических процессов при образовании твёрдых осадков.

Эксцесс кислорода 17, ¹⁷О-хs – превышение значений δ^{17} О на диаграмме δ^{17} О vs δ^{18} О (в логарифмической шкале) над линией с коэффициентом регрессии 0,528, проходящей через начало системы координат: ¹⁷О-хs = [ln(δ^{17} O/1000 + 1) – 0,528 ln(δ^{18} O/1000 + 1)] * 10⁶ (в рег meg, миллионных долях). ¹⁷О-хs в атмосферных осадках в первом приближении является функцией влажности воздуха в источнике влаги, а также интенсивности кинетических процессов при образовании твёрдых осадков.

Список сокращений

ЛИКОС ААНИИ – Лаборатория изменений климата и окружающей среды Арктического и антарктического НИИ (г. Санкт-Петербург).

МПО – максимум последнего оледенения.

ПД – постдепозиционный.

ТМГ – термический максимум голоцена.

ЦБД – циркуляция Брюера-Добсона.

dxs – deuterium excess, «эксцесс дейтерия».

CV – coefficient of variability, коэффициент изменчивости, равный отношению стандартного отклонения значений выборки к арифметическому среднему.

EPICA DC (EDC) – European Project of Ice Coring in Antarctica at Dome C, Европейский проект глубокого бурения льда в районе Купола C (рис. 1.1), вблизи станции Конкордия.

EPICA DML (EDML) – European Project of Ice Coring in Antarctica in Dronning Maud Land, Европейский проект глубокого бурения льда в районе Земли Королевы Мод (рис. 1.1), вблизи станции Конен.

GCMs – General Circulation Models, модели общей циркуляции атмосферы.

MPT – Mid-Pleistocene Transition, Среднеплейстоценовый климатический переход.

SAM – Southern Annular Mode, Южная кольцевая мода (Антарктическое колебание), один из основных климатических индексов Южного полушария.

SEM – standard error of mean, стандартная ошибка среднего, равная среднему квадратическому отклонению отдельных значений выборки (STD), деленному на количество значений.

SMB – surface mass balance, баланс массы снежной поверхности (см. Глоссарий).

SNR – signal-to-noise ratio, отношение сигнала к шуму в климатических рядах (см. Глоссарий).

SSA - snow-specific surface area, удельная площадь поверхности снежных зёрен (м²/кг) – комплексный показатель процессов метаморфизма. В свежем снеге значения SSA велики, а по мере его «старения» они уменьшаются.

SST – sea surface temperature, температура поверхности океана.

STD – standard deviation, среднее квадратическое отклонение.

*T*_c – температура конденсации.

T_g – приземная температура воздуха.

T_{inv} – температура на верхней границе слоя призенмной инверсии, часто используется как суррогат температуры конденсации.
Список литературы

1. *Аверьянов В.Г.* Гляциоклиматология Антарктиды. – Ленинград: Гидрометеоиздат, 1990. – 200 с.

Барков Н.И., Гордиенко Ф.Г., Короткевич Е.С., Котляков В.М.
 Изотопно-кислородные исследования 500-метрового ледяного керна из скважины станции Восток // Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед. – 1975. № 90. – С. 39-49.

 Барков Н.И., Липенков В.Я. Накопление снега в районе станции Восток в 1970-1973 // Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед. – 1978. № 98. – С. 63-68.

4. Васильев Н.И., Липенков В.Я., Дмитриев А.Н., Подоляк А.В., Зубков В.М. Результаты и особенности бурения скважины 5Г и первого вскрытия озера Восток // Лёд и снег. – 2012. – Т. 52, № 4. – С. 12-20.

5. Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов // Материалы гляциологических исследований. – 1989. – V. 66. – Р. 196-210.

6. Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геокриологии и гляциологии. – Москва: МГУ, 2000. – 616 с.

7. Васильчук Ю.К., Трофимов В.Т. Изотопно-кислородная диаграмма повторно-жильных льдов Западной Сибири, ее радиологический возраст и палеогеокриологическая интерпретация // Доклады АН СССР. – 1984. – V. 275, № 2. – Р. 425-428.

 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, δ¹⁸O, δ¹⁷O) ледяного керна станции Восток // Лёд и снег. – 2018. – Т. 58, № 2. – С. 149-158.

9. Верес А.Н., Екайкин А.А., Козачек А.В., Липенков В.Я. Усовершенствованная методика восстановления температуры воздуха по данным изотопных и стратиграфических исследований снежно-фирновых кернов из центральной Антарктиды. Методическое пособие. – Санкт-Петербург: ААНИИ, 2024. – 72 с.

10. 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. – Т. 103, № 1. – С. 69-86.

Войтковский К.Ф. Основы гляциологии. – Москва: Наука, 1999. –
 255 с.

12. Голубев В.Н., Конищев В.Н., Сократов С.А., Гребенников П.Б. Сублимация сезонного снежного покрова и изотопный состав повторножильных льдов // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 5, География. – 2002. – С. 55-61.

 Голубев В.Н., Сократов С.А. Испарение снега в изотермических условиях // Материалы гляциологических исследований. – 1991. № 71. – С. 27-32.

14. *Дюнин А.К.* Механика метелей. – Новосибирск: Издательство сибирского отделения АН СССР, 1963. – 377 с.

15. *Екайкин А.А*. Стабильные изотопы воды в гляциологии и палеогеографии. Методическое пособие. – Санкт-Петербург: ААНИИ, 2016. – 68 с.

16. *Екайкин А.А.* Усовершенствованная модель формирования изотопного состава осадков в Центральной Антарктиде, включающая геохимический цикл кислорода 17 // Лёд и снег. – 2024. – Т. 1, в печати.

17. 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. – 2019а. – Т. 65, № 1. – С. 46-62. 18. *Екайкин А.А., Заровчатский В.Н., Липенков В.Я.* Измерение скорости сублимации снега на станции Восток, Центральная Антарктида // Пробл. Арктики и Антарктики. – 2015. – Т. 106, № 4. – С. 20-25.

19. Екайкин А.А., Липенков В.Я., Верес А.Н., Козачек А.В., Скакун 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. – 2019b. – Т. 59, № 4. – С. 437-451.

20. *Екайкин А.А., Липенков В.Я., Барков Н.И.* Пространственновременная структура поля снегонакопления в районе станции Восток, Центральная Антарктида // Вестник СПбГУ, серия 7. – 1998. – Т. 4, № 28. – С. 38-50.

21. 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. – V. 102, № 4. – Р. 78-89.

22. 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 реечных наблюдений // Метеорология и гидрология. – 2020. № 2. – С. 114-125.

23. 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. – V. 62, № 4. – Р. 504-511.

24. Екайкин А.А., Шибаев Ю.А., Липенков В.Я., Саламатин А.Н., Попов С.В. Гляциогеофизические исследования линий тока льда, проходящих через подледниковое озеро Восток // Полярная криосфера и воды суши / Котляков В. М. – Москва - Санкт Петербург: Paulsen, 2011. – С. 48-69.

25. Исмагилов Н.В., Аухадеев Т.Р., Тудрий В.Д. Методы и средства гидрометеорологических измерений. Методические указания к лабораторным

занятиям. Под ред. Сабирова М. В., Шарифуллин А. Г. – Казань: Казан. ун-т, 2018. – 40 с.

26. *Котляков В.М.* К истории международного проекта бурения глубокой ледниковой скважины на станции Восток // Лёд и снег. – 2012. – Т. 52, № 4. – С. 5-8.

27. *Котляков В.М.* Снежный покров Антарктиды и его роль в современном оледенении материка. – Москва: Изд-во АН СССР, 1961. – 246 с.

28. Котляков В.М., Гордиенко Ф.Г. Изотопная и геохимическая гляциология. – Ленинград: Гидрометеоиздат, 1982. – 288 с.

29. Липенков В.Я., Барков Н.И., Саламатин А.Н. История климата и оледенения Антарктиды по результатам изучения ледяного керна со станции Восток // Пробл. Арктики и Антарктики. – 2000. № 72. – С. 197-236.

30. *Михаленко В.В.* Глубинное строение ледников тропических и умеренных широт как основа палеоклиматических реконструкций: автореф. дис. ... док. геогр. наук: 25.00.31 / М., 2004. – 42 с.

31. Папина Т.С., Малыгина Н.С., Эйрих А.Н., Галанин А.А., Железняк М.Н. Изотопный состав и источник атмосферных осадков в центральной Якутии // Криосфера Земли. – 2017. – Т. XXI, № 2. – С. 60-69.

32. Сократов С.А., Комаров А.Ю., Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук Д.Ю., Селиверстов Ю.Г., Гребенников П.Б., Фролов Д.М. Пространственно-временная неоднородность значений δ¹⁸О и структуры снежной толщи на территории метеообсерватории МГУ // Лёд и снег. – 2023. – Т. 63, № 4. – С. 569-582.

33. 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. – Т. 67, № 4. – С. 368-381.

34. Чихачев К.Б., Липенков В.Я. Опыт моделирования нестационарного процесса уплотнения снежно-фирновых отложений в

холодной рекристаллизационной зоне льдообразования // Пробл. Арктики и Антарктики. – 2015. – Т. 4, № 106. – С. 76-87.

35. Шибаев Ю.А., Чихачев К.Б., Липенков В.Я., Екайкин А.А., Лефевр Э., Арно Л., Пети Ж.Р. Сезонные вариации температуры снежной толщи и теплопроводность снега в районе станции Восток, Антарктида // Пробл. Арктики и Антарктики. – 2019. – Т. 65, № 2. – С. 169-185.

Шишкин Н.С. Облака, осадки и грозовое электричество. Под ред.
 Беленькая Л. Л. – Л.: Гидрометеоиздат, 1964. – 402 с.

37. Abram N.J., Hargreaves J.A., Wright N.M., Thirumalai K., Ummenhofer C.C., England M.H. Palaeoclimate perspectives on the Indian Ocean Dipole // Quat. Sci. Rev. – 2020. – V. 237, № 106302.

38. Abram N.J., McGregor H.V., Tierney J.E., Evans M.N., McKay N.P., Kaufman D.S., Pages 2k Consortium. Early onset of industrial-era warming across the oceans and continents // Nature. – 2016. – V. 536, № 7617. – P. 411-418.

39. Agosta C., Amory C., Kittel C., Orsi A., Favier V., Gallée H., Van den Broeke M.R., Lenaerts J.T.M., Van Wessem J.M., Van de Berg W.J., Fettweis X. Estimation of the Antarctic surface mass balance using the regional climate model MAR (1979–2015) and identification of dominant processes // The Cryosphere. – 2019. – V. 13. – P. 281-296.

40. Agosta C., Favier V., Krinner G., Gallée H., Fettweis X., Genthon C. High-resolution modelling of the Antarctic surface mass balance, application for the twentieth, twenty first and twenty second centuries // Clim. Dyn. – 2013. – V. 41. – P. 3247-3260.

41. Amory C., Buizert C., Bizzard S., Case E., Clerx N., Culberg R., Tri Datta R., Dey R., Drews R., Dunmire D., Eayrs C., Hansen N., Humbert A., Kaitheri A., Keegan K., Kuipers Munneke P., Lenaerts J.T.M., Lhermitte S., Mair D., McDowell I., Mejia J., Meyer C.R., Morris E., Moser D., Oraschewski F.M., Pearce E., de Roda Husman S., Schlegel N.-J., Schultz T., Simonsen S.B., Stevens C.M., Thomas E.R., Thompson-Munson M., Wever N., Wouters B. Firn on ice sheets // Nature Reviews. – 2024. – P. 1-21. 42. Amory C., Kittel C., Le Toumelin L., Agosta C., Delhasse A., Favier V., Fettweis X. Performance of MAR (v3.11) in simulating the drifting-snow climate and surface mass balance of Adélie Land, East Antarctica // Geosci. Model Dev. – 2021. – V. 14. – P. 3487-3510.

43. An C., Hou S., Jiang S., Li Y., Ma T., Curran M.A.J., Pang H., Zhang Z., Zhang W., Yu J., Liu K., Shi G., Ma H., Sun B. The Long-Term Cooling Trend in East Antarctic Plateau Over the Past 2000 Years Is Only Robust Between 550 and 1550 CE // Geophys. Res. Let. – 2021. – V. 48, № e2021GL092923. – P. 1-11.

44. Annan J.D., Hargreaves J.C., Mauritsen T. A new global surface temperature reconstruction for the Last Glacial Maximum // Clim. Past. – 2022. – V. 18. – P. 1883-1896.

45. Antarctic Climate Evolution. Edited by Florindo F. et al. – Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier, 2022. – 787 p.

46. *Arnaud L., Barnola J.M., Duval P.* Physical modeling of the densifi cation of snow/fi rn and ice in the upper part of polar ice sheets // Physics of Ice Core Records / Hondoh T. – Sapporo: Hokkaido Univ. Press, 2000. – P. 285-305.

47. Aron P.G., Levin N.E., Beverly E.J., Huth T.E., Passey B.H., Pelletier E.M., Poulsen C.J., Winkelstern I.Z., Yarian D.A. Triple oxygen isotopes in the water cycle // Chemical Geology. – 2021. – V. 565, № 120026. – P. 1-23.

48. Arthern R.J., Winebrenner D.P., Vaughan D.G. Antarctic snow accumulation mapped using polarization of 4.3-cm wavelength microwave emission // J. Geophys. Res. – 2006. – V. 111, № D06107.

49. *Bakker P., Goosse H., Roche D.M.* Internal climate variability and spatial temperature correlations during the past 2000 years // Clim. Past. – 2022. – V. 18. – P. 2523-2544.

50. Barkan E., Luz B. High precision measurements of ${}^{17}O/{}^{16}O$ and ${}^{18}O/{}^{16}O$ ratios in H₂O // Rapid Commun. Mass Spectrom. – 2005. – V. 19, No 24. – P. 3737-3742.

51. Barkan E., Luz B. Diffusivity fractionations of $H_2^{16}O/H_2^{17}O$ and $H_2^{16}O/H_2^{18}O$ in air and their implications for isotope hydrology // Rapid Commun. Mass Spectrom. – 2007. – V. 21, No 18. – P. 2999-3005.

52. Barkan E., Musan I., Luz B. High-precision measurements of δ^{17} O and 17 Oexcess of NBS19 and NBS18 // Rapid Commun. Mass Spectrom. – 2015. – V. 29. – P. 2219-2224.

53. Barr I.D., Spagnolo M., Rea B.R., Bingham R.G., Oien R.P., Adamson K., Ely J.C., Mullan D.J., Pellitero R., Tomkins M.D. 60 million years of glaciation in the Transantarctic Mountains // Nature Communications. – 2022. – V. 13, № 5526. – P. 1-7.

54. Bell R.E., Studinger M., Tikku A.A., Clarke G.K.C., Gutner M.M., Meertens C. Origin and fate of Lake Vostok water frozen to the base of the East Antarctic ice sheet // Nature. – 2002. – V. 416. – P. 307-310.

55. Bergelin M., Putkonen J., Balco G., Morgan D., Corbett L.B., Bierman P.R. Cosmogenic nuclide dating of two stacked ice masses: Ong Valley, Antarctica // The Cryosphere. – 2022. – V. 16. – P. 2793-2817.

56. Black H.P., Budd W. Accumulation in the region of Wilkes, Wilkes Land, Antarctica // J. Glaciol. – 1964. – V. 5, № 37. – P. 3-15.

57. *Boyle E.A.* Cool tropical temperature shift the global δ^{18} O-T relationship: An explanation for the ice core ¹⁸O - borehole thermometry conflict // Geophys. Res. Lett. – 1997. – V. 24, No 3. – P. 273-276.

58. *Brook E.J., Buizert C.* Antarctic and global climate history viewed from ice cores // Nature Geoscience. – 2018. – V. 558. – P. 200-208.

59. *Budd W.F., Young N.W.* Application of modelling techniques to measured profiles of temperatures and isotopes // The climatic record in polar ice sheets / Robin G. d. Q. – Cambridge: Cambridge University Press, 1983. – P. 150-177.

60. Buizert C., Fudge T.J., Roberts W.H.G., Steig E.J., Sheriff-Tadano S., Ritz C., Lefebvre E., Edwards J., Kawamura K., Oyabu I., Motoyama H., Kahle E.C., Jones T.R., Abe-Ouchi A., Obase T., Martin C., Corr H., Severinghaus J.P., Beaudette R., Epifanio J.A., Brook E.J., Martin K., Chappellaz J., Aoki S., Nakazawa T., Sowers T.A., Alley R.B., Ahn J., Sigl M., Severi M., Dunbar N.W., Svensson A., Fegyveresi J.M., He C., Liu Z., Zhu J., Otto-Bliesner B.L., Lipenkov V.Y., Kageyama M., Schwander J. Antarctic surface temperature and elevation during the Last Glacial Maximum // Science. – 2021. – V. 372. – P. 1097-1101.

61. Büntgen U., Arsenault D., Boucher E., Churakova (Sidorova) O.V., Gennaretti F., Crivellaro A., Hughes M.K., Kirdyanov A.V., Klippel L., Krusic P.J., Linderholm H.W., Ljungqvist F.C., Ludescher J., McCormick M., Myglan V.S., Nicolussi K., Piermattei A., Oppenheimer C., Reinig F., Sigl M., Vaganov E.A., Esper J. Prominent role of volcanism in Common Era climate variability and human history // Dendrochronologia. – 2020. – V. 64, № 125757. – P. 1-11.

62. Butchart N. The Brewer-Dobson circulation // Reviews of Geophysics.
 - 2014. - V. 52. - P. 157-184.

63. *Candy I., Schreve D.C., Sherriff J., Tye G.J.* Marine Isotope Stage 11: Palaeoclimates, palaeoenvironments and its role as an analogue for the current interglacial // Earth-Science Reviews. – 2014. – V. 128. – P. 18-51.

64. *Cappa C.D., Hendricks M.B., DePaolo D., Cohen R.C.* Isotopic fractionation of water during evaporation // J. Geophys. Res. – 2003. – V. 108, № D16, ACL 13. – P. 1-10.

65. *Cartapanis O., Jonkers L., Moffa-Sanchez P., Jaccard S.L., de Vernal* A. Complex spatio-temporal structure of the Holocene Thermal Maximum // Nature Communications. – 2022. – V. 13, № 5662. – P. 1-11.

66. *Casado M., Cauquoin A., Landais A., Israel D., Orsi A., Pangui E., Landsberg J., Kerstel E., Prie F., Doussin J.-F.* Experimental determination and theoretical framework of kinetic fractionation at the water vapour–ice interface at low temperature // Geochim. Cosmochim. Acta. – 2016a. – V. 174. – P. 54-69.

67. Casado M., Hebert R., Faranda D., Landais A. The quandary of detecting the signature of climate change in Antarctica // Nature Climate Change. – 2023. - V. 13, No 10. – P. 1082-1088.

68. Casado M., Landais A., Masson-Delmotte V., Genthon C., Kerstel E., Kassi S., Arnaud L., Picard G., Prié F., Cattani O., Steen-Larsen H.C., Vignon É., Cermak P. Continuous measurements of isotopic composition of water vapour on the East Antarctic Plateau // Atmos. Chem. Phys. – 2016b. – V. 16. – P. 8521-8538.

69. Casado M., Landais A., Picard G., Arnaud L., Dreossi G., Stenni B., Prié F. Water Isotopic Signature of Surface Snow Metamorphism in Antarctica // Geophys. Res. Let. – 2021. – V. 48, № e2021GL093382. – P. 1-11.

70. 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.

71. Casado M., Münch T., Laepple T. Climatic information archived in ice cores: impact of intermittency and diffusion on the recorded isotopic signal in Antarctica // Clim. Past. -2020. - V. 16. - P. 1581-1598.

72. Cauquoin A., Abe-Ouchi A., Obase T., Chan W.-L., Paul A., Werner M.
Effects of Last Glacial Maximum (LGM) sea surface temperature and sea ice extent
on the isotope-temperature slope at polar ice core sites // Clim. Past. – 2023. – V.
19. – P. 1275-1294.

73. *Cauquoin A., Risi C., Vignon É.* Importance of the advection scheme for the simulation of water isotopes over Antarctica by atmospheric general circulation models: Acase study for present-day and Last Glacial Maximum with LMDZ-iso // Earth and Planetary Science Letters. – 2019a. – V. 524, № 115731. – P. 1-10.

74. *Cauquoin A., Werner M.* High-resolution nudged isotope modeling with ECHAM6-WISO: Impacts of updated model physics and ERA5 reanalysis data // J. Adv. Modeling Earth Systems. -2021. - V. 13, $N_{\rm P} 11. - P. 1-19$.

75. *Cauquoin A., Werner M., Lohmann G.* Water isotopes – climate relationships for the mid-Holocene and preindustrial period simulated with an isotope-enabled version of MPI-ESM // Clim. Past. – 2019b. – V. 15. – P. 1913-1937.

76. *Charles C.D., Rind D., Jouzel J.* Glacial-interglacial changes in moisture sources for Greenland: Influences on the ice core record of climate // Science. – 1994. – V. 263. – P. 508-511.

77. *Charles C.D., Rind D., Jouzel J., Koster R.D., Fairbanks R.G.* Seasonal precipitation timing and ice core records // Science. – 1995. – V. 269. – P. 247-248.

78. *Ciais P., Jouzel J.* Deuterium and oxygen 18 in precipitation: Isotopic model, including mixed cloud processes // J. Geophys. Res. – 1994. – V. 99, № D8. – P. 16,793 16,803.

79. Clark P.U., Shakun J.D., Baker P.A., Bartlein P.J., Brewer S., Brook E., Carlson A.E., Cheng H., Kaufman D.S., Liu Z., Marchitto T.M., Mix A.C., Morrill C., Otto-Bliesner B.L., Pahnke K., Russell J.M., Whitlock C., Adkins J.F., Blois J.L., Clark J., Colman S.M., Curry W.B., Flower B.P., He F., Johnson T.C., Lynch-Stieglitz J., Markgraf V., McManus J., Mitrovica J.X., Moreno P.I., Williams J.W. Global climate evolution during the last deglaciation // PNAS. – 2012. – V. 109, № 19. – P. E1134-E1142.

80. *Craig H., Gordon L.I.* Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere // Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures. – Pisa: Consiglio Nazionale della Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, 1965. – P. 9-130.

81. *Cuffey K.M., Clow G.D., Alley R.B., Stuiver M., Waddington E.D., Saltus R.W.* Large Arctic temperature change at the Wisconsin-Holocene glacial transition // Science. – 1995. – V. 270. – P. 455-458.

82. Cuffey K.M., Clow G.D., Steig E., Buizert C., Fudge T.J., Koutnik M., Waddington E.D., Alley R.B., Severinghaus J.P. Deglacial temperature history of West Antarctica // PNAS. – 2016. – V. 113, № 50. – P. 14249-14254.

83. *Cuffey K.M., Steig E.J.* Isotopic diffusion in polar firn: implications for interpretation of seasonal climate parameters in ice-core records, with emphasis on central Greenland // J. Glaciol. – 1998. – V. 44, No 147. – P. 273-284.

84. *Cuffey K.M., Vimeux F.* Covariation of carbon dioxide and temperature from the Vostok ice core after deuterium-exess correction // Nature. – 2001. – V.
412. – P. 523-527.

85. *Cutts E*. Oldest ever ice offers glimpse of Earth before the ice ages // Science. – 2024. – URL: https://science.org/content/article/oldest-ever-ice-offers-glimpse-earth-ice-ages (22.04.2024).

86. *Dahl-Jensen D., Johnsen S.* Paleotemperatures still exist in Greenland ice sheet // Nature. – 1986. – V. 320, № 6059. – P. 250-252.

87. *Dansgaard W*. Frozen Annals. Greenland Ice Sheet Research. – Copenhagen: Narayana Press, 2005 – 122 p.

Bansgaard W. Stable isotopes in precipitation // Tellus. – 1964. – V.
 16. – P. 436-468.

89. *Dansgaard W*. The abundance of O18 in atmospheric water and water vapour // Tellus. – 1953. – V. 5. – P. 461-469.

90. Dansgaard W., Barkov N.I., Splettstoesser J. Stable isotope variations in snow and ice at Vostok, Antarctica // Isotope and Impurities in Snow and Ice IAHS Publ, 1977. – P. 204-209.

91. Dansgaard W., Johnsen S., Clausen H.B., Gundestrup N. Stable isotope glaciology. – Copenhagen, 1973. – 53 p.

92. Dansgaard W., Johnsen S., Møller J., Langway Jr C.C. One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland ice sheet // Science. – 1969. – V. 166, № 3903. – P. 377-381.

93. Dansgaard, W. Nief G., Roth E. Isotopic distribution in a Greenland iceberg // Nature. – 1960. – V. 185. – P. 232-233.

94. Das I., Bell R.E., Scambos T.A., Wolovick M., Creyts T.T., Studinger M., Frearson N., Nicolas J.P., Lenaerts J.T.M., Van den Broeke M.R. Influence of persistent wind scour on the surface mass balance of Antarctica // Nature Geoscience. – 2013. – V. 6. – P. 367-371.

95. *Davidge L., Steig E.J., Schauer A.J.* Improving continuous-flow analysis of triple oxygen isotopes in ice cores: insights from replicate measurements // Atmos. Meas. Tech. – 2022. – V. 15. – P. 7337-7351.

96. Davison B.M., Hogg A.E., Rigby R., Veldhuijsen S., Van Wessem J.M., Van den Broeke M.R., Holland P.R., Selley H.L., Dutrieux P. Sea level rise from West Antarctic mass loss significantly modified by large snowfal anomalies // Nature Communications. – 2023. – V. 14, No 1479. – P. 1-14.

97. Dee S., Bailey A., Conroy J.L., Artwood A., Stevenson S., Nusbaumer J., Noone D. Water isotopes, climate variability, and the hydrological cycle: recent advances and new frontiers // Environ. Res.: Climate. – 2023. – V. 2, № 022002. – P. 1-28.

98. Dee S., Noone D., Buenning N., Emile-Geay J., Zhou Y. SPEEDY-IER: A fast atmospheric GCM with water isotope physics // J. Geophys. Res. Atmos. – 2014. – V. 120. – P. 73-91.

99. Degroot D., Anchukaitis K.J., Tierney J.E., Riede F., Manica A., Moesswilde E., Gauthier N. The history of climate and society: a review of the influence of climate change on the human past // Environ. Res. Lett. – 2022. – V. 17, $N_{\rm D}$ 103001. – P. 1-35.

100. *Delaygue G., Jouzel J., Masson V., Koster R.D., Bard E.* Validity of the isotopic thermometer in central Antarctica: limited impact of glacial precipitation seasonality and moisture origin // Geophys. Res. Lett. – 2000. – V. 27. – P. 2677-2680.

101. *Del Guasta M*. ICE-CAMERA: a flatbed scanner to study inland Antarctic polar precipitation // Atmos. Meas. Tech. – 2022. – V. 15. – P. 6521-6544.

102. Dietrich L.J., Steen-Larsen H.C., Wahl S., Jones T.R., Town M.S., Werner M. Snow-Atmosphere Humidity Exchange at the Ice Sheet Surface Alters Annual Mean Climate Signals in Ice Core Records // Geophys. Res. Let. – 2023. – V. 50, № e2023GL104249. – P. 1-10. 103. Ding M., Xiao C., Li Y., Ren J., Hou S., Jin B., Sun B. Spatial variability of surface mass balance along a traverse route from Zhongshan station to Dome A, Antarctica // J. Glaciol. – 2011. – V. 57, No 204. – P. 658-666.

104. Ding M., Xiao C., Yang Y., Wang Y., Li C., Yuan N., Shi G., Sun W., Ming J. Re-assessment of recent (2008–2013) surface mass balance over Dome Argus, Antarctica // Polar Research. – 2016. – V. 35, № 26133. – P. 1-8.

105. Dittmann A., Schlosser E., Masson- Delmotte V., Powers J.G., Manning K.W., Werner M., Fujita K. Precipitation regime and stable isotopes at Dome Fuji, East Antarctica // Atmos. Chem. Phys. – 2016. – V. 16. – P. 6883-6900.

106. Dreossi G., Masiol M., Stenni B., Zannoni D., Scarchilli C., Ciardini V., Casado M., Landais A., Werner M., Cauquoin A., Casasanta G., Del Guasta M., Posocco V., Barbante C. A decade (2008-2017) of water stable-isotope composition of precipitation at Concordia Station, East Antarctica // Clim. Past Discuss. – 2024. – in press.

107. Droxler A.W., Alley R.B., Howard W.R., Poore R.Z., Burckle L.H. Unique and Exceptionally Long Interglacial Marine Isotope Stage 11: Window into Earth Warm Future Climate // Geophysical Monograph Series. – 2003. – V. 137. – P. 1-14.

108. *Dunmire D., Lenaerts J.T.M., Tri Datta R., Gorte T.* Antarctic surface climate and surface mass balance in the Community Earth System Model version 2 during the satellite era and into the future (1979–2100) // The Cryosphere. – 2022. – V. 16. – P. 4163-4184.

109. Dütsch M., Steig E., Blossey P.N., Pauling A.G. Response of Water Isotopes in Precipitation to a Collapse of the West Antarctic Ice Sheet in High-Resolution Simulations with the Weather Research and Forecasting Model // J. Clim. -2023. - V. 36, No 16. - P. 5417-5430.

110. 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.

111. Eisen O., Rack W., Nixdorf U., Wilhelms F. Characteristics of accumulation around the EPICA deep-drilling site in Dronning Maud Land, Antarctica // Ann. Glaciol. -2005. - V. 41. - P. 41-46.

112. *Ekaykin A.A.* Meteorological regime of central Antarctica and its role in the formation of isotope composition of snow thickness; Universite Joseph Fourier. – Grenoble, 2003. – 136 c.

113. Ekaykin A.A., Bolshunov A.V., Lipenkov V.Y., Scheinert M., Eberlein
L., Brovkov 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.

114. 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.

115. *Ekaykin A.A., Hondoh T., Lipenkov V.Y., Miyamoto A.* Postdepositional changes in snow isotope content: preliminary results of laboratory experiments // Clim. Past Discuss. – 2009. – V. 5. – P. 2239-2267.

116. 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, N $_{2}$ 66. – P. 259-266.

117. *Ekaykin A.A., Lipenkov V.Y., Barkov N.I., Petit J.R., Masson-Delmotte V.* Spatial and temporal variability in isotope composition of recent snow in the vicinity of Vostok Station: Implications for ice-core interpretation // Ann. Glaciol. – 2002. – V. 35. – P. 181-186.

118. 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. 119. *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. N_{2} 4(120). – P. 122-128.

120. *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.

121. *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, No 200. - P. 1-8.

122. 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.

123. Ellehøj M.D., Steen-Larsen H.C., Johnsen S.J., Madsen M.B. Ice-vapor equilibrium fractionation factor of hydrogen and oxygen isotopes: Experimental investigations and implications for stable water isotope studies // Rapid Commun. Mass Spectrom. – 2013. – V. 27, No 19. – P. 2149-2158.

124. *Epstein S., Sharp R.P.* Six-year record of oxygen and hydrogen isotope variations in South Pole firn // J. Geophys. Res. – 1965. – V. 70, № 8. – P. 1809-1814.

125. *Epstein S., Sharp R.P., Gow A.J.* Antarctic ice sheet: Stable isotope analyses of Byrd station ice cores and interhemispheric climatic implications // Science. – 1970. – V. 168. – P. 1570-1572.

126. *Extier T., Caley T., Roche D.M.* Modelling water isotopologues (${}^{1}\text{H}_{2}\text{H}^{16}\text{O}$, ${}^{1}\text{H}_{2}{}^{17}\text{O}$) in the coupled numerical climate model iLOVECLIM (version 1.1.5) // Geosci. Model Dev. – 2024. – V. 17. – P. 2117-2139.

127. Favier V., Agosta C., Parouty S., Durand G., Delaygue G., Gallée H., Drouet A.-S., Trouvilliez A., Krinner G. An updated and quality controlled surface mass balance dataset for Antarctica // The Cryosphere. – 2013. – V. 7. – P. 583-597.

128. Fischer H., Severinghaus J.P., Brook E., Wolff E., Albert M., Alemany O., Arthern R., Bentley C., Blankenship D., Chappellaz J., Creyts T., Dahl-Jensen

D., Dinn M., Frezzotti M., Fujita S., Gallee H., Hindmarsh R., Hudspeth D., Jugie G., Kawamura K., Lipenkov V.Y., Miller H., Mulvaney R., Parrenin F., Pattyn F., Ritz C., Schwander J., Steinhage D., Van Ommen T., Wilhelms F. Where to find 1.5 million yr old ice for the IPICS "Oldest-Ice" ice core // Clim. Past. – 2013. – V. 9. – P. 2489-2505.

129. Fisher D.A., Koerner R.M., Paterson W.S.B., Dansgaard W., Gundestrup N., Reeh N. Effect of wind scouring on climatic records from ice-core oxygen-isotope profiles // Nature. – 1983. – V. 201. – P. 205-209.

130. *Fisher D.A., Reeh N., Clausen H.B.* Stratigraphic noise in time series derived from ice cores // Ann. Glaciol. – 1985. – V. 7. – P. 76-83.

131. Fortuin J.P.F., Oerlemans J. The parameterization of the annual surface temperature and mass balance of Antarctica // Ann. Glaciol. – 1990. – V. 14. – P. 78-84.

132. Frederikse T., Buchanan M.K., Lambert E., Kopp R.E., Oppenheimer M., Rasmussen D.J., van de Wal R.S.W. Antarctic Ice Sheet and emission scenario controls on 21st-century extreme sea-level changes // Nature Communications. – 2020. – V. 11, № 390. – P. 1-11.

133. Frezzotti M., Gandolfi S., Urbini S. Snow megadunes in Antarctica:
Sedimentary structure and genesis // J. Geophys. Res. – 2002a. – V. 107, № D18. –
P. ACL 1-12.

134. *Frezzotti M., Gandolfi S., La Marca F., Urbini S.* Snow dunes and glazed surfaces in Antarctica: new field and remote-sensing date // Ann. Glaciol. – 2002b. № 34. – P. 81-87.

135. *Friedman I., Benson C., Gleason J.* Isotopic changes during snow metamorphism // Stable isotope geochemistry: A tribute to Samuel Epstein / Taylor Jr. H. P. и др. – San Antonio, Texas: The Geochemical Society, 1991. – P. 211-221.

136. Frieler K., Clark P.U., He F., Buizert C., Reese R., Lightenberg S.R.M., Van den Broeke M., Winkelmann R., Levermann A. Consistent evidence of increasing Antarctic accumulation with warming // Nature Climate Change. – 2015. – V. 5. – P. 348-352. 137. *Fujita K., Abe O.* Stable isotopes in daily precipitation at Dome Fuji, East Antarctica // Geophys. Res. Lett. – 2006. – V. 33, № L18503. – P. 1-4.

138. Galewsky J., Steen-Larsen H.C., Field R.D., Worden J., Risi C., Schneider M. Stable isotopes in atmospheric water vapor and applications to the hydrologic cycle // Reviews of Geophysics. – 2016. – V. 54. – P. 809-865.

139. *Gao Q., Sime L.C., McLaren A.J., Bracegirdle T.J., Capron E., Rhodes R.H., Steen-Larsen H.C., Shi X., Werner M.* Evaporative controls on Antarctic precipitation: an ECHAM6 model study using innovative water tracer diagnostics // The Cryosphere. – 2024. – V. 18. – P. 683-703.

140. Genthon C., Six D., Scarchilli C., Ciardini V., Frezzotti M. Meteorological and snow accumulation gradients across Dome C, East Antarctic plateau // Int. Journal Clim. – 2016. – V. 36, $N_{\rm D}$ 1. – P. 455-456.

141. *Gkinis V., Holme C., Kahle E.C., Stevens M.C., Steig E.J., Vinther B.M.* Numerical experiments on firn isotope diffusion with the Community Firn Model // J. Glaciol. -2021. - V. 67, No 263. - P. 450-472.

142. Gkinis V., Simonsen S.B., Buchardt S.L., White J.W.C., Vinther B.M.
Water isotope diffusion rates from the NorthGRIP ice core for the last 16,000 years
– Glaciological and paleoclimatic implications // Earth and Planetary Science
Letters. – 2014. – V. 405. – P. 132-141.

143. Gorodetskaya I., Tsukernik M., Claes K., Ralph M.F., Neff W.D., Van Lipzig N.P.M. The role of atmospheric rivers in anomalous snow accumulation in East Antarctica // Geophys. Res. Let. – 2014. – V. 41. – P. 6199-6206.

144. Goursaud S., Masson- Delmotte V., Favier V., Orsi A., Werner M. Water stable isotope spatio-temporal variability in Antarctica in 1960–2013: observations and simulations from the ECHAM5-wiso atmospheric general circulation model // Clim. Past. – 2018. – V. 14. – P. 923-946.

145. *Gow A.J., Rowland R.* On the relationship of snow accumulation to surface topography at "Byrd Station", Antarctica // J. Glaciol. – 1965. – V. 5, № 42. – P. 843-847.

146. Graf W., Oerter H., Reinwarth O., Stichler W., Wilhelms F., Miller H., Mulvaney R. Stable-isotope records from Dronning Maud Land, Antarctica // Ann.
Glaciol. – 2002. – V. 35. – P. 195-201.

147. *Grieman M.M., Nehrbass-Ahles C., Hoffmann H.M., Bauska T.K., King A.C.F., Mulvaney R., Rhodes R.H., Rowell I.F., Thomas E.R., Wolff E.W.* Abrupt Holocene ice loss due to thinning and ungrounding in the Weddell Sea Embayment // Nature Geoscience. – 2024. – P. 1-9.

148. Hachikubo A., Hashimoto S., Nakawo M., Nishimura K. Isotopic mass fractionation of snow due to depth hoar formation // Polar Meteorol. Glaciol. – 2000. – V. 14. – P. 1-7.

149. *Hachikubo A., Motoyama H., Suzuki K., Akitaya E.* Fluctuations of δ^{18} O of surface snow with surface hoar and depth hoar formation under radiative cooling // NIPR Symposium on Polar Meteorology and Glaciology. – T. 11 – Tokyo, 1997. – C. 94-102.

150. *Hamilton G.S.* Topographic control of regional accumulation rate variability at South Pole and implications for ice-core interpretation // Ann. Glaciol. -2004. - V. 39. - P. 214-218.

151. Hays J.D., Imbrie J., Shackleton N.J. Variations in the Earth's orbit:
Pacemaker of the ice ages // Science. – 1976. – V. 194, № 4270. – P. 1121-1132.

152. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Schepers D., Simmons A., Soci C., Abdalla S., Abellan X., Balsamo G., Bechtold P., Biavati G., Bidlot J., Bonavita M., De Chiara G., Dahlgren P., Dee D., Diamantakis M., Dragani R., Flemming J., Forbes R., Fuentes M., Geer A., Haimberger L., Healy S., Hogan R.J., Hólm E., Janisková M., Keeley S., Laloyaux P., Lopez P., Lupu C., Radnoti G., de Rosnay P., Rozum I., Vamborg F., Villaume S., Thépaut J.-N. The ERA5 global reanalysis // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. – 2020. – V. 146, № 730. – P. 1999-2049.

153. Hirsch N., Zuhr A., Münch T., Hörhold M., Freitag J., Dallmayr R., Laepple T. Stratigraphic noise and its potential drivers across the plateau of Dronning Maud Land, East Antarctica // The Cryosphere. – 2023. – V. 17. – P. 4207-4221.

154. Hoefs J. Stable Isotope Geochemistry. Springer, 2004. – 244 p.

155. *Hoffmann G., Jouzel J., Masson V.* Stable water isotopes in atmospheric general circulation models // Hydrol. Process. – 2000. – V. 14. – P. 1385-1406.

156. *Hoffmann-Abdi K., Meyer H., Fernandoy F., Freitag J., Shaw F.M., Werner M., Thomas E.R., McConnell J.R., Schneider C.* Deciphering stable water isotope records of firn cores from a strongly maritime, high-accumulation site on the Antarctic Peninsula // J. Glaciol. – 2023. – P. 1-19.

157. *Horita J., Wesolowski D.* Liquid-vapor fractionation of oxygen and hydrogen isotopes of water from the freezing to the critical temperature // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1994. – V. 58, No 16. – P. 3425-3437.

158. Hoshina Y., Fujita K., Nakazawa F., Iizuka Y., Miyake T., Hirabayashi M., Kuramoto T., Fujita S., Motoyama H. Effect of accumulation rate on water stable isotopes of near-surface snow in inland Antarctica // J. Geophys. Res. Atmos. – 2014. – V. 119. – P. 274-283.

159. Hughes A.G., Wahl S., Jones T.R., Zuhr A., Hörhold M., White J.W.C., Steen-Larsen H.C. The role of sublimation as a driver of climate signals in the water isotope content of surface snow: laboratory and field experimental results // The Cryosphere. – 2021. – V. 15. – P. 4949-4974.

160. *Iizuka M., Seki O., Wilson D.J., Suganuma Y., Horikawa K., Van de Flierdt T., Ikehara M., Itaki T., Irino T., Yamamoto M., Hirabayashi M., Matsuzaki H., Sugisaki S.* Multiple episodes of ice loss from the Wilkes Subglacial Basin during the Last Interglacial // Nature Communications. – 2023. – V. 14, № 2129. – P. 1-10.

161. *Johnsen S.J.* Stable isotope homogenization of polar firn and ice // Isotopes and Impurities in Snow and Ice IAHS, 1977. – P. 210-219.

162. Johnsen S.J., Dahl-Jensen D., Dansggard W., Gundestrup N. Greenland palaeotemperatures derived from GRIP bore hole temperature and ice core isotope profiles // Tellus. – 1995. – V. 47B. – P. 624-629.

163. Jones T.R., Cuffey K.M., Roberts W.H.G., Markle B.R., Steig E.J., Stevens C.M., Valdes P.J., Fudge T.J., Sigl M., Hughes A.G., Morris V., Vaughn B.H., Garland J., Vinther B.M., Rozmiarek K.S., Brashear C.A., White J.W.C. Seasonal temperatures in West Antarctica during the Holocene // Nature. – 2023. – V. 613.

164. Jones T.R., Cuffey K.M., White J.W.C., Steig E.J., Buizert C., Markle B.R., McConnell J.R., Sigl M. Water isotope diffusion in the WAIS Divide ice core during the Holocene and last glacial // J. Geophys. Res. Earth Surface. – 2016. – V. 122. – P. 290-309.

165. Jones P.D., Osborn T.J., Brifa K.R. Estimating Sampling Errors in Large-Scale Temperature Averages // J. Clim. – 1997. – V. 10. – P. 2548-2568.

166. *Joussaume S., Jouzel J., Sadourny R.* A general circulation model of water isotope cycle in the atmosphere // Nature. – 1984. – V. 311. – P. 24-29.

167. Jouzel J., Alley R.B., Cuffey K.M., Dansgaard W., Grootes P., Hoffmann G., Johnsen S.J., Koster R.D., Peel D., Shuman C.A., Stievenard M., Stuiver M., White J. Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice cores // J. Geophys. Res. – 1997. – V. 102, № C12. – P. 26471-26487.

168. *Jouzel J., Lorius C., Merlivat L.* Abrupt climate changes: the Antarctic ice record during the late Pleistocene // Abrupt Climatic Change / Berger W. H., LabeyrieD. Reidel Publishing Company, 1987. – P. 235-245.

169. Jouzel J., Lorius C., Petit J.R., Genthon C., Barkov N.I., Kotlyakov V.M., Petrov V.M. Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160.000 years) // Nature. – 1987a. – V. 329, № 6138. – P. 403-408.

170. Jouzel J., Masson- Delmotte V., Cattani O., Dreyfus G., Falourd S., Hoffmann G., Minster B., Nouet J., Barnola J.M., Chappellaz J., Fischer H., Gallet J.C., Johnsen S., Leuenberger M., Loulergue L., Luethi D., Oerter H., Parrenin F., Raisbeck G., Raynaud D., Schilt A., Schwander J., Selmo E., Souchez R., Spahni R., Stauffer B., Steffensen J.P., Stenni B., Stocker T.F., Tison J.L., Werner M., Wolff *E.W.* Orbital and millenial Antarctic climate variability over the past 800,000 years // Science. – 2007. – V. 317. – P. 793-796.

171. Jouzel J., Masson-Delmotte V., Stievenard M., Landais A., Vimeux F., Johnsen S., Sveinbjornsdottir A.E., White J.W.C. Rapid deuterium-excess changes in Greenland ice cores: a link between the ocean and atmosphere // CRAS Geoscience. – 2005. – V. 337. – P. 957-969.

172. Jouzel J., Merlivat L. Deuterium and oxygen 18 in precipitation: modeling of the isotopic effects during snow formation // J. Geophys. Res. – 1984.
– V. 89, № D7. – P. 11749-11757.

173. Jouzel J., Merlivat L., Lorius C. Deuterium excess in an East Antarctic ice core suggests higher relative humidity at the oceanic surface during the last glacial maximum // Nature. – 1982. – V. 299, № 5885. – P. 688-591.

174. *Jouzel J., Merlivat L., Petit J.R., Lorius C.* Climatic information over the last century deduced from a detailed isotopic record in the South Pole snow // J. Geophys. Res. – 1983. – V. 88. – P. 2693-2703.

175. Jouzel J., Russell G.L., Suozzo R.J., Koster R.D., White J.W.C., Broecker W.S. Simulations of the HDO and $H_2^{18}O$ atmospheric cycles using NASA GISS General Circulation Model: the seasonal cycle for present-day conditions // J. Geophys. Res. – 1987b. – V. 92, No D12. – P. 14739-14760.

176. Jouzel J., Vaikmae R., Petit J.R., Martin M., Duclos Y., Stievenard M., Lorius C., Toots M., Melieres M.A., Burckle L.H., Barkov N.I., Kotlyakov V.M. The two-step shape and timing of the last deglaciation in Antarctica // Clim. Dyn. – 1995. – V. 11. – P. 151-161.

177. Jouzel J., Vimeux F., Caillon N., Delaygue G., Hoffmann G., Masson-Delmotte V., Parrenin F. Magnitude of isotope/temperature scaling for interpritation of central Antarctic ice cores // J. Geophys. Res. – 2003. – V. 108, № D12, ACL 6. – P. 1-10.

178. *Kameda T., Motoyama H., Fujita S., Takahashi S.* Temporal and spatial variability of surface mass balance at Dome Fuji, East Antarctica, by the stake method from 1995 to 2006 // J. Glaciol. – 2008. – V. 54, № 184. – P. 107-116.

179. *Karlöf L., Winebrenner D.P., Percival D.B.* How representative is a time series derived from a firn core? A study at a low-accumulation site on the Antarctic plateau // J. Geophys. Res. – 2006. – V. 111, № F04001. – P. 1-11.

180. *Kaufman D.S., Broadman E.* Revisiting the Holocene global temperature conundrum // Nature. – 2023. – V. 614, № 7948. – P. 425-435.

181. *Kavanaugh J.L., Cuffey K.M.* Space and time variation of δ^{18} O and δ D in Antarctic precipitation revisited // Global Biogeochem. Cycles. – 2003. – V. 17, $N_{\rm P}$ 1. – P. 1-17.

182. *Kim S., Han C., Moon J., Han Y., Hur S.D., Lee J.* An optimal strategy for determining triple oxygen isotope ratios in natural water using a commercial cavity ring-down spectrometer // Geosciences Journal. – 2022. – V. 26, $N_{\rm P}$ 5. – P. 637-647.

183. *Kittel C., Amory C., Agosta C., Jourdain N.C., Hofer S., Delhasse A., Doutreloup S., Huot P.-V., Lang C., Fichefet T., Fettweis X.* Diverging future surface mass balance between the Antarctic ice shelves and grounded ice sheet // The Cryosphere. – 2021. – V. 15. – P. 1215-1236.

184. *Kobashi T., Severinghaus J.P., Kawamura K.* Argon and nitrogen isotopes of trapped air in the GISP2 ice core during the Holocene epoch (0-11,500 B.P.): Methodology and implications for gas loss processes // Geochim. Cosmochim. Acta. – 2008. – V. 72. – P. 4675-4686.

185. Konecky B.L., McKay N.P., Falster G.M., Stevenson S.L., Fischer M.J., Atwood A.R., Thompson D.M., Jones M.D., Tyler J.J., DeLong K.L., Martrat B., Thomas E.K., Conroy J.L., Dee S.G., Jonkers L., Churakova (Sidorova) O.V., Kern Z., Opel T., Porter T.J., Sayani H.R., Skrzypek G., Iso2k Project Members. Globally coherent water cycle response to temperature change during the past two millennia // Nature Geoscience. – 2023. – P. 1-8.

186. Lamb K.D., Clouser B.W., Bolot M., Sarkozy L., Ebert V., Saathoff H., Möhler O., Moyer E.J. Laboratory measurements of HDO/H2O isotopic fractionation during ice deposition in simulated cirrus clouds // PNAS. – 2017. – V. 114, № 22. – P. 5612-5617. 187. Landais A., Barkan E., Luz B. Record of δ^{18} O and ¹⁷O-excess in ice from Vostok Antarctica during the last 150,000 years // Geophys. Res. Lett. – 2008. – V. 35, No L02709. – P. 1-5.

188. Landais A., Barkan E., Vimeux F., Masson-Delmotte V., Luz B. Combined analysis of water stable isotopes $(H_2^{16}O, H_2^{17}O, H_2^{18}O, HD^{16}O)$ in ice cores // Physics of Ice Core Records II / Hondoh T. – Sapporo: Hokkaido University Press, 2009. – P. 315-327.

189. Landais A., Barnola J.M., Masson- Delmotte V., Jouzel J., Chappellaz J., Caillon N., Huber C., Leuenberger M., Johnsen S.J. A continuous record of temperature evolution over a sequence of Dansgaard-Oeschger events during Marine Isotopic Stage 4 (76 to 62 kyr BP) // Geophys. Res. Lett. – 2004. – V. 31, № L22211. – P. 1-4.

190. Landais A., Casado M., Fourré E. Antarctic climate records through water isotopes // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences.
– Elsevier, 2023. – P. 1-10.

191. 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.

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

193. Langway Jr C.C. Stratigraphic analysis of a deep ice core from Greenland // CRREL Res. Rep. 77 – Hanover, N.H.: Cold Reg. Res. and Eng. Lab., 1967. – P. 1-130.

194. Lazzara M.A., Keller L.M., Markle T., Gallagher J. Fifty-year Amundsen–Scott South Pole station surface climatology // Atmospheric Research. – 2012. – V. 118. – P. 240-259. 195. Lee J.-E., Fung I., DePaolo D., Otto-Bliesner B.L. Water isotopes during the Last Glacial Maximum: New general circulation model calculations // J. Geophys. Res. – 2008. – V. 113, № D19109. – P. 1-15.

196. Lenaerts J., Van den Broeke M., Berg W., Meijgaard E.V., Kuipers Munneke P. A new, high-resolution surface mass balance map of Antarctica (1979–2010) based on regional atmospheric climate modeling // Geophys. Res. Let. – 2012. – V. 39, N_{2} 4. – P. 1-5.

197. Leroy-Dos Santos C., Casado M., Prié F., Jossoud O., Kerstel E., Farradèche M., Kassi S., Fourré E., Landais A. A dedicated robust instrument for water vapor generation at low humidity for use with a laser water isotope analyzer in cold and dry polar regions // Atmos. Meas. Tech. – 2021. – V. 14. – P. 2907-2918.

198. *Lipenkov V.Y., Salamatin A.N., Duval P.* Bubbly-ice densification in ice sheets: II. Applications // J. Glaciol. – 1997. – V. 43, № 145. – P. 397-407.

199. Lipenkov V.Y., Salamatin A.N., Jiang W., Ritterbusch F., Bender M.L., Orsi A., Landais A., Uchida T., Ekaykin A.A., Raynaud D., Yang G.-M., Lu Z.-T., Chappellaz J. New ice dating tools reveal 1.2 Ma old meteoric ice near the base of the Vostok ice core // Geophys. Res. Abstr. – 2019. – V. 21. – P. 8505.

200. *Lisiecki L.E., Raymo M.E.* A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ¹⁸O records // Paleoceanography. – 2005. – V. 20, № PA1003. – P. 1-17.

201. *Lisiecki L.E., Raymo M.E., Curry W.B.* Atlantic overtuning responses to Late Pleistocene climate forcings // Nature. – 2008. – V. 455, № 7218. – P. 85-88.

202. Liu Z., He C., Yan M., Buizert C., Otto-Bliesner B.L., Lu F., Zeng C. Reconstruction of Past Antarctic Temperature Using Present Seasonal $\delta^{18}O$ – Inversion Layer Temperature: Unified Slope Equations and Applications // J. Clim. – 2023. – V. 36, No 9. – P. 2933-2957.

203. Lohmann J., Svensson A. Ice core evidence for major volcanic eruptions at the onset of Dansgaard–Oeschger warming events // Clim. Past. – 2022. – V. 18. – P. 2021-2043.

204. *Lorius C., Merlivat L.* Distribution of mean surface stable isotope values in East Antarctica: observed changes with depth in the coastal area // IAHS publications. – 1977. – V. 118. – P. 127-137.

205. Lorius C., Merlivat L., Jouzel J., Pourchet M. A 30,000 yr isotope climatic record from Antarctic ice // Nature. – 1979. – V. 280. – P. 644-648.

206. *Luz B., Barkan E., Yam R., Shemesh A*. Fractionation of oxygen and hydrogen isotopes in evaporating water // Geochim. Cosmochim. Acta. – 2009. – V. 73. – P. 6697-6703.

207. Madsen M.V., Steen-Larsen H.C., Hörhold M., Box J., Berben S.M.P., Capron E., Faber A.-K., Hubbard A., Jensen M.F., Jones T.R., Kipfstuhl S., Koldtoft I., Pillar H.R., Vaughn B.H., Vladimirova D.O., Dahl-Jensen D. Evidence of Isotopic Fractionation During Vapor Exchange Between the Atmosphere and the Snow Surface in Greenland // J. Geophys. Res. Atmos. – 2019. – V. 124. – P. 1-14.

208. *Majoube M*. Fractionement en oxygene 18 et en deuterium entre l'eau et sa vapeur // J. Chim. Phys. – 1971a. – V. 10. – P. 1473.

209. *Majoube M*. Fractionnement en 180 entre la glace et la vapeur d'eau //
J. Chim. Phys. – 1971b. – V. 68. – P. 625-636.

210. *Markle B.R., Steig E.J.* Improving temperature reconstructions from ice-core water-isotope records // Clim. Past. – 2022. – V. 18. – P. 1321-1368.

211. *Marshall G.J., Thompson D.W.J., Van den Broeke M.R.* The Signature of Southern Hemisphere Atmospheric Circulation Patterns in Antarctic Precipitation // Geophys. Res. Let. – 2017. – V. 44. – P. 11580-11589.

212. *Mas e Braga M., Bernales J., Prange M., Stroeven A.P., Rogozhina I.* Sensitivity of the Antarctic ice sheets to the peak warming of Marine Isotope Stage 11 //. – 2020.

213. *Massom R.A., Pook M.J., Comiso J.C., Adams N., Turner J., Lachlan-Cope T.A., Gibson T.T.* Precipitation over the Interior East Antarctic Ice Sheet Related to Midlatitude Blocking-High Activity // J. Clim. – 2004. – V. 17. – P. 1914-1928.

214. 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.

215. 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., Gallee 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.

216. *Mathieu R., Pollard D., Cole J.E., White J.W.C., Webb R.S., Thompson S.L.* Simulation of stable water isotope variation by the GENESIS GCM for modern condition // J. Geophys. Res. – 2002. – V. 107, № D4, ACL 2. – P. 1-18.

217. *Medley B., Thomas E.R.* Increased snowfall over the Antarctic Ice Sheet mitigated twentieth-century sea-level rise // Nature Climate Change. – 2019. – V. 9. – P. 34-41.

218. *Meijer H.A.J., Li W.J.* The use of electrolysis for accurate δ^{17} O and δ^{18} O isotope measurements in water // Isotopes in Environmental and Health Studies. – 1998. – V. 34. – P. 349-369.

219. Meredith M., Sommerkorn M., Cassotta S., Derksen C., Ekaykin A.A., Hollowed A., Kofinas G., Mackintosh A., Melbourne-Thomas J., Muelbert M.M.C., Ottersen G., Pritchard H., Schuur E.A.G. Polar regions // IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate / Pörtner H.-O. and others, 2019. – P. 203-320.

220. *Merlivat L*. Molecular diffusivities of $H_2^{16}O$, $HD^{16}O$ and $H_2^{18}O$ in gases // J. Chem. Phys. – 1978. – V. 69. – P. 2864-2871. 221. Merlivat L., Jouzel J. Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation // J. Geophys. Res. – 1979. – V. 84, № C8. – P. 5029-5033.

222. *Merlivat L., Nief G.* Fractionnement isotopique lors des changements d'etat solide-vapeur et liquide-vapeur de l'eau a des temperatures inferieures a 0 C // Tellus. – 1967. – V. 19, N_{2} 1. – P. 122-127.

223. *Morgan V*. An oxygen isotope - climate record from the Law Dome, Antarctica // Climatic Change. – 1985. – V. 7. – P. 415-426.

224. *Moser H., Stichler W.* Deuterium and oxygen-18 contents as an index of the properties of snow cover // Snow mechanics (Proceedings of a symposium held at Grindelwald, April 1974) / Rodda J. C., Kisby P. – Wallingford: IAHS, 1974. – P. 122-135.

225. Motoyama H., Hirasawa N., Satow K., Watanabe O. Seasonal variations in oxygen isotope ratios of daily collected precipitations and wind drift samples and in the final snow cover at Dome Fuji Station, Antarctica // J. Geophys. Res. – 2005. – V. 110, № D11106. – P. 1-6.

226. Mottram R., Hansen N., Kittel C., Van Wessem J.M., Agosta C., Amory C., Boberg F., Van de Berg W.J., Fettweis X., Gossart A., Van Lipzig N.P.M., van Meijgaard E., Orr A., Phillips T., Webster S., Simonsen S.B., Souverijns N. What is the surface mass balance of Antarctica? An intercomparison of regional climate model estimates // The Cryosphere. – 2021. – V. 15.

227. Münch T., Kipfstuhl S., Freitag J., Meyer H., Laepple T. Regional climate signal vs. local noise: a two-dimensional view of water isotopes in Antarctic firn at Kohnen Station, Dronning Maud Land // Clim. Past. – 2016. – V. 12. – P. 1565-1581.

228. *Münch T., Werner M., Laepple T.* How precipitation intermittency sets an optimal sampling distance for temperature reconstructions from Antarctic ice cores // Clim. Past. – 2021. – V. 17. – P. 1587-1605.

229. Neukom R., Barboza L.A., Erb M.P., Shi F., Emile-Geay J., Evans M.N., Franke J., Kaufman D.S., Lücke L., Rehfeld K., Schurer A., Zhu F., Brönnimann S., Hakim G.J., Henley B.J., Ljungqvist F.C., McKay N., Valler V., von Gunten L. Consistent multidecadal variability in global temperature reconstructions and simulations over the Common Era // Nature Geoscience. – 2019. – V. 12. – P. 643-649.

230. *Neumann T.A., Waddington E.D.* Effects of firn ventilations on isotopic exchange // J. Glaciol. – 2004. – V. 50, № 169. – P. 183-194.

231. *Nicola L., Notz D., Winkelmann R.* Revisiting temperature sensitivity: how does Antarctic precipitation change with temperature? // The Cryosphere. – 2023. – V. 17. – P. 2563-2583.

232. NOAA extended reconstruction Sea Surface Temperatures v.4: https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/sst-data-noaa-extended-reconstruction-ssts-version-4.

233. Noone D., Simmonds I. Annular variations in moisture transport mechanisms and the abudance of δ^{18} O in Antarctic snow // J. Geophys. Res. – 2002. – V. 107, No D24. ACL 3. – P. 1-11.

234. Noone D., Turner J., Mulvaney R. Atmospheric signals and characteristics of accumulation in Dronning Maud Land, Antarctica // J. Geophys. Res. – 1999. – V. 104. – P. 19191-19211.

235. *NorthGRIP*. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last glacial period // Nature. – 2004. – V. 431. – P. 147-151.

236. Oerter H., Wilhelms F., Jung-Rothenhausler F., Goktas F., Miller H., Graf W., Sommer S. Accumulation rates in Dronning Maud Land, Antarctica, as revealed by dielectric-profiling measurements of shallow firn cores // Ann. Glaciol. - 2000. - V. 30. - P. 27-34.

237. Ohneiser C., Hulbe C.L., Beltran C., Riesselman C., Moy C.M., Condon D.B., Worthington R.A. West Antarctic ice volume variability paced by obliquity until 400,000 years ago // Nature Geoscience. – 2023. – V. 16. – P. 44-49.

238. *Oi T*. Vapor Pressure Isotope Effects of Water Studied by Molecular Orbital Calculations // Nuclear Science and Technology. – 2003. – V. 40, № 7. – P. 517-523.

239. Paleoclimatology. Edited by Ramstein G. et al.: Springer, 2021. – 478 p.

240. Pang H., Hou S., Landais A., Masson- Delmotte V., Prie F., Steen-Larsen H.C., Risi C., Li Y., Jouzel J., Wang Y., He J., Minster B., Falourd S. Spatial distribution of 17O-excess in surface snow along a traverse from Zhongshan station to Dome A, East Antarctica // Earth and Planetary Science Letters. – 2015. – V. 414. – P. 126-133.

241. Pang H., Zhang P., Wu S., Jouzel J., Steen-Larsen H.C., Liu K., Zhang W., Yu J., An C., Chen D., Hou S. The Dominant Role of Brewer-Dobson Circulation on ¹⁷O-Excess Variations in Snow Pits at Dome A, Antarctica // J. Geophys. Res. Atmos. – 2022. – V. 127, № e2022JD036559. – P. 1-10.

242. Park J.-Y., Schloesser F., Timmermann A., Choudhury D., Lee J.-Y., Nellikkattil A.B. Future sea-level projections with a coupled atmosphere-ocean-ice-sheet model // Nature Communications. – 2023. – V. 14, № 636. – P. 1-11.

243. Payne A.E., Demory M.-E., Leung L.-R., Ramos A.M., Shields C.A., Rutz J.J., Siler N., Villarini G., Hall A., Ralph F.M. Responses and impacts of atmospheric rivers to climate change // Nature Reviews. – 2020. – V. 1. – P. 143-157.

244. *Petit J.R., Jouzel J., Pourchet M., Merlivat L.* A detailed study of snow accumulation and stable isotope content in Dome C (Antarctica) // J. Geophys. Res. – 1982. – V. 87, № C6. – P. 4301-4308.

245. Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // Nature. – 1999. – V. 399, № 6735. – P. 429-436.

246. *Picard G., Arnaud L., Caneill R., Lefebvre E., Lamare M.* Observation of the process of snow accumulation on the Antarctic Plateau by time lapse laser scanning // The Cryosphere. – 2019. – V. 13. – P. 1983-1999.

247. *Pinilla C., Blanchard M., Balan E., Ferlat G., Vuilleumier R., Mauri F.* Equilibrium fractionation of H and O isotopes in water from path integral molecular dynamics // Geochim. Cosmochim. Acta. – 2014. – V. 135. – P. 203-216.

248. Pol K., Debret M., Masson- Delmotte V., Capron E., Cattani O., Dreyfus G., Falourd S., Johnsen S., Jouzel J., Landais A., Minster B., Stenni B. Links between MIS 11 millennial to sub-millennial climate variability and long term trends as revealed by new high resolutio EPICA Dome C deuterium data – A comparison with the Holocene // Clim. Past. – 2011. – V. 7. – P. 437-450.

249. *Popov S.V., Masolov V.N.* Forty-seven new subglacial lakes in the 0-110 °E sector of East Antarctica // J. Glaciol. – 2007. – V. 53, № 181. – P. 289-297.

250. *Ramseier R.O.* Self-diffusion in ice monocrystals // CRREL research reports. - 1967. - V. 232. - P. 1-40.

251. *Raymo M.E., Mitrovica J.X.* Collapse of polar ice sheets during the stage 11 interglacial // Nature. – 2012. – V. 483. – P. 453-456.

252. *Raynaud D., Barnola J.M., Souchez R., Lorrain R., Petit J.R., Duval P., Lipenkov V.Y.* The record for marine isotope stage 11 // Nature. – 2005. – V. 436. – P. 39-40.

253. Reference Sheet for International Measurement Standards (2006), https://web.archive.org/web/20200729203147/https://nucleus.iaea.org/rpst/docume nts/VSMOW_SLAP.pdf.

254. *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.

255. *Risi C., Landais A., Bony S., Jouzel J., Masson- Delmotte V., Vimeux F.* Understanding the ¹⁷O excess glacial-interglacial variations in Vostok precipitation // J. Geophys. Res. – 2010. – V. 115, № D10112. – P. 1-15.

256. *Risi C., Landais A., Winkler R., Vimeux F.* Can we determine what controls the spatio-temporal distribution of d-excess and ¹⁷O-excess in precipitation

using the LMDZ general circulation model? // Clim. Past. – 2013. – V. 9. – P. 2173-2193.

257. *Ritter F., Steen-Larsen H.C., Werner M., Masson-Delmotte V., Orsi A., Behrens M., Birnbaum G., Freitag J., Risi C., Kipfstuhl S.* Isotopic exchange on the diurnal scale between near-surface snow and lower atmospheric water vapor at Kohnen station, East Antarctica // The Cryosphere. – 2016. – V. 10. – P. 1647-1663.

258. *Ritz C*. Interpretation of the temperature profile measured at Vostoc, East Antarctica // Ann. Glaciol. – 1989. № 12. – P. 138-144.

259. *Ruddiman W.F.* Earth's Climate: Past and Future. – New York: W.H. Freeman and Company, 2001. – 445 p.

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

261. Salamatin A.N., Lipenkov V.Y., Barkov N.I., Jouzel J., Petit J.R., Raynaud D. Ice-core age dating and paleothermometer calibration on the basis of isotope and temperature profiles from deep boreholes at Vostok Station (East Antarctica) // J. Geophys. Res. – 1998. – V. 103, No D8. – P. 8963-8977.

262. Salamatin A.N., Lipenkov V.Y., Barnola J.M., Hori A., Duval P., Hondoh T. Snow/Firn Densification in Polar Ice Sheets // Physics of Ice Core Records II / Hondoh T. – Sapporo: Hokkaido Univ. Press, 2009a. – P. 195-222.

263. *Salamatin A.N., Lipenkov V.Y., Duval P.* Bubbly-ice densification in ice sheets: I. Theory // J. Glaciol. – 1997. – V. 43, № 145. – P. 387-396.

264. Salamatin A.N., Tsyganova E.A., Popov S.V., Lipenkov V.Y. Ice flow line modeling in ice core data interpretation: Vostok Station (East Antarctica) // Physics of Ice Core Records II / Hondoh T. – Sapporo: Hokkaido Univ. Press, 2009b. – P. 167-194.

265. *Satake H., Kawada K.* The quantitative evaluation of sublimation and the estimation of original hydrogen and oxygen isotope ratios of a firn core at East Queen Maud Land, Antarctica // Bull. of Glacier Research. – 1997. – V. 15. – P. 93-97.

266. *Satow K., Watanabe O.* Net accumulation and oxygen isotope composition of snow on Mizuho Plateau, Antarctica // Ann. Glaciol. – 1985. – V. 6. – P. 300-302.

267. Scambos T.A., Frezzotti M., Haran T.V., Bohlander J., Lenaerts J.T.M., Van den Broeke M.R., Jezek K., Long D., Urbini S., Farness K., Neumann T., Albert M., Winther J.-G. Extent of low-accumulation 'wind-glaze' areas on the east antarctic plateau: Implications for continental ice mass balance // J. Glaciol. – 2012. – V. 58. – P. 633-647.

268. Schlosser E. Effects of seasonal variability of accumulation on yearly mean δ¹⁸O values in Antarctic snow // J. Glaciol. – 1999. – V. 45, № 151. – P. 463-468.

269. Schlosser E., Dittmann A., Stenni B., Powers J.G., Manning K.W., Masson- Delmotte V., Valt M., Cagnati A., Grigioni P., Scarchilli C. The influence of the synoptic regime on stable water isotopes in precipitation at Dome C, East Antarctica // The Cryosphere. – 2017. – V. 11. – P. 2345-2361.

270. Schmidt G.A., Hoffmann G., Shindell D.T., Hu Y. Modeling atmospheric stable water isotopes and the potential for constraining cloud processes and stratosphere-troposphere water exchange // J. Geophys. Res. – 2005. – V. 110, No D21314. – P. 1-15.

271. Schoenemann S.W., Schauer A.J., Steig E.J. Measurement of SLAP2 and GISP δ^{17} O and proposed VSMOW-SLAP normalization for δ^{17} O and $^{17}O_{\text{excess}}$ // Rapid Commun. Mass Spectrom. – 2013. – V. 27. – P. 582-590.

272. Schoenemann S.W., Steig E.J. Seasonal and spatial variations of ${}^{17}O_{excess}$ and d_{excess} in Antarctic precipitation: Insights from an intermediate complexity isotope model // J. Geophys. Res. Atmos. – 2016. – V. 121, No 19. – P. 11215-11247.

273. Schrag D., Adkins J.F., McIntyre K., Alexander J.L., Hodell D.A., Charles C.D., McManus J.F. The oxygen isotopic composition of seawater during the Last Glacial Maximum // Quat. Sci. Rev. – 2002. – V. 21. – P. 331-342. 274. Servettaz A.P.M., Agosta C., Kittel C., Orsi A.J. Control of the temperature signal in Antarctic proxies by snowfall dynamics // The Cryosphere. – 2023a. – V. 17. – P. 5373-5389.

275. Servettaz A.P.M., Orsi A.J., Curran M.A.J., Moy A.D., Landais A., *McConnell J.R., Popp T.J., Le Meur E., Faïn X., Chappellaz J.* A 2000-year temperature reconstruction on the East Antarctic plateau from argon–nitrogen and water stable isotopes in the Aurora Basin North ice core // Clim. Past. – 2023b. – V. 19. – P. 1125-1152.

276. Severinghaus J.P., Grachev A., Battle M. Thermal fractionation of air in polar firn by seasonal temperature gradients // Geochemistry Geophysics Geosystems. – 2001. – V. 2, № 2000GC000146. – P. 1-24.

277. Shakun J.D., Clark P.U., Marcott S.A., Mix A.C., Liu Z., Otto-Bliesner B., Schmittner A., Bard E. Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation // Nature. – 2012. – V. 484. – P. 49-54.

278. *Shen X., Ke C.-Q., Fan Y., Drolma L.* A new digital elevation model (DEM) dataset of the entire Antarctic continent derived from ICESat-2 // Earth Syst. Sci. Data. – 2022. – V. 14. – P. 3075-3089.

279. Shi X., Cauquoin A., Lohmann G., Jonkers L., Wang Q., Yang H., Sun Y., Werner M. Simulated stable water isotopes during the mid-Holocene and pre-industrial periods using AWI-ESM-2.1-wiso // Geosci. Model Dev. – 2023. – V. 16. – P. 5153-5178.

280. Siahaan A., Smith R.S., Holland P.R., Jenkins A., Gregory J.M., Lee V., Mathiot P., Payne A.J., Ridley J.K., Jones C.G. The Antarctic contribution to 21st-century sea-level rise predicted by the UK Earth System Model with an interactive ice sheet // The Cryosphere. – 2022. – V. 16. – P. 4053-4086.

281. Sigl M., Winstrup M., McConnell J.R., Welten K.C., Plunkett G., Ludlow F., Buntgen U., Caffee M., Chellman N., Dahl-Jensen D., Fischer H., Kipfstuhl S., Kostick C., Maselli O.J., Mekhaldi F., Mulvaney R., Muscheler R., Pasteris D.R., Pilcher J.R., Salzer M., Schupbach S., Steffensen J.P., Vinther B.M., *Woodruff T.E.* Timing and climate forcing of volcanic eruption for the past 2,500 years // Nature. – 2015. № 14565. – P. 1-7.

282. Simonsen S.B., Johnsen S.J., Popp T.J., Vinther B.M., Gkinis V., Steen-Larsen H.C. Past surface temperatures at the NorthGRIP drill site from the difference in firn diffusion of water isotopes // Clim. Past. -2011. - V.7. - P. 1327-1335.

283. *Slater T., Hogg A.E., Mottram R.* Ice-sheet losses track high-end sealevel rise projections // Nature Climate Change. – 2020. – V. 10. – P. 877-881.

284. Sodemann H., Stohl A. Asymmetries in the moisture origin of Antarctic precipitation // Geophys. Res. Lett. – 2009. – V. 36, № L22803. – P. 1-5.

285. Sokratov S.A., Golubev V.N. Snow isotopic content change by sublimation // J. Glaciol. – 2009. – V. 55, № 193. – P. 823-828.

286. Sommerfeld R.A. A branch grain theory of temperature gradient metamorphism in snow // J. Geophys. Res. – 1983. – V. 88, № C2. – P. 1484-1494.

287. Sommerfeld R.A., Friedman I., Nilles M. The fractionation of natural isotopes during temperature gradient metamorphism of snow // Seasonal snowcovers: Physics, chemistry, hydrology / Jones H. G., Orville-Thomas W. J. – Dordrecht: D. Reidel Publ. Company, 1987. – P. 95-105.

288. Sommerfeld R.A., Judy C., Friedman I. Isotopic changes during the formation of depth hoar in experimental snowpacks // Stable isotope geochemistry: A tribute to Samuel Epstein / Taylor Jr. H. P. и др. – San Antonio, Texas: The Geochemical Society, 1991. – P. 205-209.

289. Sorge E. Glaziologische Untersuchungen in Eismitte // Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Groenland-Expedition Alfred Wegener 1929 und 1930/1931. – Leipzig: F.A. Brockhaus, 1935.

290. Souchez R., Jean-Baptiste P., Petit J.R., Lipenkov V.Y., Jouzel J. What is the deepest part of the Vostok ice core telling us? // Earth-Science Reviews. – 2002. – V. 60. – P. 131-146.

291. Srivastava R., Ramesh R., Jani R.A., Anilkumar N., Sudhakar M. Stable oxygen, hydrogen isotope ratios and salinity variations of the surface Southern Indian Ocean waters // Current Science. – 2010. – V. 99, № 10. – P. 1395-1399.

292. Srivastava R., Ramesh R., Prakash S., Anilkumar N., Sudhakar M. Oxygen isotope and salinity variations in the Indian sector of the Southern Ocean // Geophys. Res. Lett. – 2007. – V. 34, № L24603. – P. 1-4.

293. *Stauffer B*. Cornucopia of ice core results // Nature. – 1999. – V. 399, № 6735. – P. 412-413.

294. Steig E.J., Gkinis V., Schauer A.J., Schoenemann S.W., Samek K., Hoffnagle J., Dennis K.J., Tan S.M. Calibrated high-precision ¹⁷O-excess measurements using cavity ring-down spectroscopy with laser-current-tuned cavity resonance // Atmos. Meas. Tech. – 2014. – V. 7. – P. 2421-2435.

295. *Steig E.J., Grootes P.M., Stuiver M.* Seasonal precipitation timing and ice core records // Science. – 1994. – V. 266. – P. 1885-1886.

296. Steig E.J., Jones T.R., Schauer A.J., Kahle E.C., Morris V.A., Vaughn B.H., Davidge L., White J.W.C. Continuous-Flow Analysis of $\delta^{17}O$, $\delta^{18}O$, and δD of H₂O on an Ice Core from the South Pole // Front. Earth Sci. – 2021. – V. 9, No 640292. – P. 1-14.

297. Steig E.J., Schneider D.P., Rutherford S.D., Mann M.E., Comiso J.C., Shindell D.T. Warming of the Antarctic ice-sheet surface since the 1957 International Geophysical Year // Nature. – 2009. – V. 457. – P. 459-463.

298. 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.

299. Stenni B., Scarchilli C., Masson- Delmotte V., Schlosser E., Ciardini V., Dreossi G., Grigioni P., Bonazza M., Cagnati A., Karlicek D., Risi C., Udisti R., Valt M. Three-year monitoring of stable isotopes of precipitation at Concordia Station, East Antarctica // The Cryosphere. – 2016. – V. 10. – P. 2415-2428. 300. *Stichler W., Schotterer U.* From accumulation to discharge: modification of stable isotopes during glacial and post-glacial processes // Hydrol. Process. -2000. - V. 14, No 8. - P. 1423-1438.

301. Stichler W., Schotterer U., Frohlich K., Ginot P., Kull C., Gaggeler H., Pouyaud B. Influence of sublimation on stable isotope records recovered from highaltitude glaciers in the tropical Andes // J. Geophys. Res. – 2001. – V. 106, № D19. – P. 22.613-22.620.

302. Stokes C.R., Abram N.J., Bentley M.J., Edwards T.L., England M.H., Foppert A., Jamieson S.S.R., Jones R.S., King M.A., Lenaerts J.T.M., Medley B., Miles B.W.J., Paxman G.J.G., Ritz C., Van de Flierdt T., Whitehouse P.L. Response of the East Antarctic Ice Sheet to past and future climate change // Nature. – 2022. – V. 608. – P. 275-287.

303. Stuart R.H., Faber A.-K., Wahl S., Hörhold M., Kipfstuhl S., Vasskog K., Behrens M., Zuhr A.M., Steen-Larsen H.C. Exploring the role of snow metamorphism on the isotopic composition of the surface snow at EastGRIP // The Cryosphere. – 2023. – V. 17. – P. 1185-1204.

304. *Sturm M., Benson C.S.* Vapor transport, grain growth and depth-hoar development in the subarctic snow // J. Glaciol. – 1997. – V. 43, № 143. – P. 42-59.

305. Surma J., Assonov S.S., Staubwasser M. Triple oxygen isotope systematics in the hydrological cycle // Reviews in Mineralogy and Geochemistry Mineralogical Society of America, 2021. – P. 401-4128.

306. *Takahashi S., Kameda T.* Snow density for measuring surface mass balance using the stake method // J. Glaciol. – 2007. – V. 53, № 183. – P. 677-680.

307. *Tebenkova N.A., Ekaykin A.A., Veres A.N., Kozachek A.V.* Formation of the climatic signal of the isotopic composition of precipitation in Central Antarctica // INSTANT – Triest, Italy, 2023. – P. 264.

308. Thurnherr I., Kozachek A.V., Graf P., Weng Y., Bolshiyanov D.Y., Landwehr S., Pfahl S., Schmale J., Sodemann H., Steen-Larsen H.C., Toffoli A., Wernli H., Aemisegger F. Meridional and vertical variations of the water vapour
isotopic composition in the marine boundary layer over the Atlantic and Southern Ocean // Atmos. Chem. Phys. -2020. - V. 20. - P. 5811-5835.

309. Tison J.-L., de Angelis M., Littot G., Wolff E., Fischer H., Hansson M., Bigler M., Udisti R., Wegner A., Jouzel J., Stenni B., Johnsen S., Masson- Delmotte V., Landais A., Lipenkov V.Y., Loulergue L., Barnola J.M., Petit J.R., Delmonte B., Dreyfus G., Dahl-Jensen D., Durand G., Bereiter B., Schilt A., Spahni R., Pol K., Lorrain R., Souchez R., Samyn D. Retrieving the paleoclimatic signal from the deeper part of the EPICA Dome C ice core // The Cryosphere. – 2015. – V. 9. – P. 1633-1648.

310. Touzeau A., Landais A., Morin S., Arnaud L., Picard G. Numerical experiments on vapor diffusion in polar snow and firn and its impact on isotopes using the multi-layer energy balance model Crocus in SURFEX v8.0 // Geosci. Model Dev. -2018. - V. 11. - P. 2393-2418.

311. 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.

312. Town M.S., Steen-Larsen H.C., Wahl S., Faber A.-K., Behrens M., Jones T.R., Sveinbjornsdottir A.E. Post-depositional modification on seasonal-to-interannual timescales alters the deuterium excess signals in summer snow layers in Greenland // The Cryosphere. – 2024. – P. in press.

313. *Town M.S., Warren S.G., Walden V.P., Waddington E.D.* Effect of atmospheric water vapor on modification of stable isotopes in near-surface snow on ice sheets // J. Geophys. Res. – 2008. – V. 113, № D24303. – P. 1-16.

314. *Traversa G., Fugazza D., Frezzotti M.* Megadunes in Antarctica: migration and characterization from remote and in situ observations // The Cryosphere. – 2023. – V. 17. – P. 427-444.

315. Turner J., Phillips T., Thamban M., Rahaman W., Marshall G.J., Wille J.D., Favier V., Winton V.H.L., Thomas E.R., Wang Z., Van den Broeke M., Hosking

J.S., Lachlan-Cope T.A. The Dominant Role of Extreme Precipitation Events in Antarctic Snowfall Variability // Geophys. Res. Let. – 2019. – V. 46. – P. 3502-3511.

316. Uemura R., Barkan E., Abe O., Luz B. Triple isotope composition of oxygen in atmospheric water vapor // Geophys. Res. Let. – 2010. – V. 37, № L04402.
– P. 1-4.

317. Uemura R., Masson- Delmotte V., Jouzel J., Landais A., Motoyama H., Stenni B. Ranges of moisture-source temperature estimated from Antarctic ice cores stable isotope records over glacial-interglacial cycles // Clim. Past. – 2012. – V. 8. – P. 1109-1125.

318. Uemura R., Matsui Y., Yoshida N., Abe O., Mochizuki S. Isotopic fractionation of water during snow formation: Experimental evidence of kinetic effect // Polar Meteorol. Glaciol. – 2005. – V. 19. – P. 1-14.

319. Van der Veen C.J., Mosley-Thompson E., Gow A., Mark B.G. Accumulation at South Pole: Comparison of two 900-year records // J. Geophys. Res. – 1999. – V. 104, № D24. – P. 31067-31076.

320. Van der Wel L.G., Been H.A., Van de Wal R.S.W., Smeets C.J.P.P., Meijer H.A.J. Constraints on the δ^2 H diffusion rate in firn from field measurements at Summit, Greenland // The Cryosphere. – 2015a. – V. 9. – P. 1089-1103.

321. van der Wel G., Fischer H., Oerter H., Meyer H., Meijer H.A.J. Estimation and calibration of the water isotope differential diffusion length in ice core records // The Cryosphere. -2015b. - V. 9. - P. 1601-1616.

322. *van der Wel L.G., Gkinis V., Pohjola V.A., Meijer H.A.J.* Snow isotope diffusion rates measured in a laboratory experiment // J. Glaciol. – 2011. – V. 57, № 201. – P. 30-38.

323. *van Dijk E., Jungclaus J., Lorenz S., Timmreck C., Krüger K.* Was there a volcanic-induced long-lasting cooling over the Northern Hemisphere in the mid-6th–7th century? // Clim. Past. – 2022. – V. 18. – P. 1601-1623.

324. Van Hook W.A. Vapor pressures of the isotopic waters and ices // J. Phys. Chem. – 1968. – V. 72, № 4. – P. 1234-1244.

325. Van Wessem J.M., Van de Berg W.J., Noël B.P.Y., Van Meijgaard E., Amory C., Birnbaum G., Jakobs C.L., Krüger K., Lenaerts J.T.M., Lhermitte S., Lightenberg S.R.M., Medley B., Reijmer C.H., van Tricht K., Trusel L.D., van Ulft L.H., Wouters B., Wuite J., Van den Broeke M.R. Modelling the climate and surface mass balance of polar ice sheets using RACMO2 – Part 2: Antarctica (1979–2016) // The Cryosphere. – 2018. – V. 12. – P. 1479-1498.

326. Vasiliev N.I., Talalay P.G., Bobin N.E., Chistyakov V.K., Zubkov V.M., Krasilev A.V., Dmitriev A.N., Yankilevich S.V., Lipenkov V.Y. Deep drilling at Vostok station, Antarctica: history and recent events // Ann. Glaciol. – 2007. – V. 47. – P. 10-23.

327. *Vasil'chuk Y.K.* Reconstruction of the palaeoclimate of the Late Pleistocene and Holocene of the basis of isotope studies of subsurface ice and waters of the permafrost zone // Water Resouces. -1991. - V. 17, No 60. - P. 640-647.

328. Veres D., Bazin L., Landais A., Mahamadu Kele H.T., Lemieux-Dudon B., Parrenin F., Martinerie P., Blayo E., Blunier T., Capron E., Chappellaz J., Rasmussen S.O., Severi M., Svensson A., Vinther B.M., Wolff E.W. The Antarctic ice core chronology (AICC2012): an optimized multi-parameter and multi-site dating approach for the last 120 thousand years // Clim. Past. – 2013. – V. 9. – P. 1733-1748.

329. Veres A.N., Ekaykin A.A., Golobokova L.P., Khodzher T.V., Khuriganowa 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.

330. Vimeux F., Cuffey K.M., Jouzel J. New insights into Southern Hemisphere temperature changes from Vostok ice cores using deuterium exess correction // Earth Planet. Sci. Lett. – 2002. № 303. – P. 829-843.

331. Vinther B.M., Buchardt S.L., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fisher D.A., Koerner R.M., Raynaud D., Lipenkov V., Andersen K.K., Blunier T., Rasmussen S.O., Steffensen J.P., Svensson A.M. Holocene thinning of the Greenland ice sheet // Nature. – 2009. – V. 461. – P. 385-388.

332. Waelbroeck C., Kiefer T., Dokken T., Chen M.-T., Spero H.J., Jung S., Weinelt M., Kucera M., Paul A. Constraints on surface seawater oxygen isotope change between the Last Glacial Maximum and the Late Holocene // Quat. Sci. Rev. - 2014. – V. 105. – P. 102-111.

333. Wahl S., Steen-Larsen H.C., Hughes A.G., Dietrich L.J., Zuhr A., Behrens M., Faber A.-K., Hörhold M. Atmosphere-Snow Exchange Explains Surface Snow Isotope Variability // Geophys. Res. Let. – 2022. – V. 49, № e2022GL099529. – P. 1-11.

334. Wahl S., Steen-Larsen H.C., Reuder J., Hörhold M. Quantifying the Stable Water Isotopologue Exchange Between the Snow Surface and Lower Atmosphere by Direct Flux Measurements // J. Geophys. Res. Atmos. – 2021. – V. 126, № e2020JD034400. – P. 1-24.

335. *WAIS Divide Project Members*. Precise interpolar phasing of abrupt climate change during the last ice age // Nature. – 2015. – V. 520. – P. 661-665.

336. Wang Y., Ding M., Van Wessem J.M., Schlosser E., Altnau S., Van den Broeke M.R., Lenaerts J.T.M., Thomas E.R., Isaksson E., Wang J., Sun W. A Comparison of Antarctic Ice Sheet Surface Mass Balance from Atmospheric Climate Models and In Situ Observations // J. Clim. – 2016. – V. 29, № 14. – P. 5317-5337.

337. Wang S., Ding M., Liu G., Zhao S., Zhang W., Li X., Chen W., Xiao C., Qin D. New record of explosive warmings in East Antarctica // Science Bulletin. – 2023. – V. 68, № 2. – P. 129-132.

338. *Watanabe O., Fujii Y., Satow K.* Depositional regime of the katabatic slope from Mizuho plateau to the coast, east Antarctica // Ann. Glaciol. – 1988. – V. 10. – P. 188-192.

339. *Watanabe O., Jouzel J., Johnsen S., Parrenin F., Shoji H., Yoshida N.* Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles // Nature. – 2003. – V. 422. – P. 509-512. 340. Weinhart A.H., Freitag J., Hörhold M., Kipfstuhl S., Eisen O. Representative surface snow density on the East Antarctic Plateau // The Cryosphere. – 2020. – V. 14. – P. 3663-3685.

341. Werner M., Jouzel J., Masson-Delmotte V., Lohmann G. Reconciling glacial Antarctic water stable isotopes with ice sheet topography and the isotopic paleothermometer // Nature Communications. – 2018. – V. 9, № 3537. – P. 1-10.

342. Werner M., Langebroek P.M., Carlsen T., Herold M., Lohmann G. Stable water isotopes in the ECHAM5 general circulation model: Toward high-resolution isotope modeling on a global scale // J. Geophys. Res. – 2011. – V. 116, $N_{\rm D}$ D15109. – P. 1-14.

343. Werner M., U. Mikolajewicz, Heimann. M., Hoffmann. G. Borehole
Versus Isotope Temperatures on Greenland: Seasonality Does Matter // Geophys.
Res. Lett. – 2000. – V. 27, № 5. – P. 723-726.

344. Westbrook C.D., Illingworth A.J. Evidence that ice forms primarily in supercooled liquid clouds at temperatures > -27°C // Geophys. Res. Let. - 2011. - V. 38, № L14808. - P. 1-4.

345. Westerhold T., Marwan N., Drury A.J., Liebrand D., Agnini C., Anagnostou E., Barnet J.S.K., Bohaty S.M., Vleeschouwer D.D., Florindo F., Frederichs T., Hodell D.A., Holbourn A.E., Kroon D., Lauretano V., Littler K., Lourens L.J., Lyle M., Pälike H., Röhl U., Tian J., Wilkens R.H., Wilson P.A., Zachos J.C. An astronomically dated record of Earth's climate and its predictability over the last 66 million years // Science. – 2020. – V. 369. – P. 1383-1387.

346. *Whillans I.M.* Effect of inversion winds on topographic detail and mass balance on inland ice sheets // J. Glaciol. – 1975. – V. 14, № 70. – P. 85-90.

347. Wille J.D., Alexander S.P., Amory C., Baiman R., Barthélemy L., Bergstrom D.M., Berne A., Binder H., Blanchet J., Bozkurt D., Bracegirdle T.J., Casado M., Choi T., Clem K.R., Codron F., Datta R., Di Battista S., Favier V., Francis D., Fraser A.D., Fourré E., Garreaud R.D., Genthon C., Gorodetskaya I.V., González-Herrero S., Heinrich V.J., Hubert G., Joos H., Kim S.-J., King J.C., Kittel C., Landais A., Lazzara M.A., Leonard G.H., Lieser J.L., Maclennan M., Mikolajczyk D., Neff P., Ollivier I., Picard G., Pohl B., Ralph F.M., Rowe P., Schlosser E., Shields C.A., Smith I.J., Sprenger M., Trusel L., Udy D., Vance T., Vignon É., Walker C., Wever N., Zou X. The Extraordinary March 2022 East Antarctica "Heat" Wave. Part II: Impacts on the Antarctic Ice Sheet // J. Clim. – 2024. - V. 37, No 3. - P. 779-799.

348. Willeit M., Ganopolski A., Calov R., Brovkin V. Mid-Pleistocene transition in glacial cycles explained by declining CO2 and regolith removal // Sci. Adv. -2019. - V. 5, No eaav7337. - P. 1-8.

349. Winkler R., Landais A., Risi C., Baroni M., Ekaykin A.A., Jouzel J., Petit J.R., Prie F., Minster B., Falourd S. Inter-annual variation of water isotopologue at Vostok indicates a contribution from stratospheric water vapour // PNAS. – 2013. – P. 1-6.

350. *Xia Z., Surma J., Winnick M.J.* The response and sensitivity of deuterium and ¹⁷O excess parameters in precipitation to hydroclimate processes // Earth-Science Reviews. – 2023. – V. 242, № 104432. – P. 1-26.

351. Yamamoto M., Clemens S.C., Seki O., Tsuchiya Y., Huang Y., O'ishi R., Abe-Ouchi A. Increased interglacial atmospheric CO2 levels followed the mid-Pleistocene Transition // Nature Geoscience. – 2022. – V. 15. – P. 307-313.

352. Yan Y., Bender M.L., Brook E.J., Clifford H.M., Kemeny P.C., Kurbatov A.V., Mackay S., Mayewski P.A., Ng J., Severinghaus J.P., Higgins J.A. Twomillion-year-old snapshots of atmospheric gases from Antarctic ice // Nature. – 2019. – V. 574. – P. 663-666.

353. Yan Y., Kurbatov A.V., Mayewski P.A., Shackleton S., Higgins J.A. Early Pleistocene East Antarctic temperature in phase with local insolation // Nature Geoscience. – 2023. – V. 16. – P. 50-55.

354. Zahn A., Franz P., Bechtel C., Grooß J.-U., Röckmann T. Modelling the budget of middle atmospheric water vapour isotopes // Atmos. Chem. Phys. – 2006.
– V. 6. – P. 2073-2090.

355. Zhai Z., Wang Y., Lazzara M.A., Keller L.M., Wu Q. Snow Accumulation Variability at the South Pole From 1983 to 2020, Associated With Central Tropical Pacific Forcing // J. Geophys. Res. Atmos. – 2023. – V. 128, № e2023JD039388. – P. 1-14.

356. Zuhr A.M., Wahl S., Steen-Larsen H.C., Hörhold M., Meyer H., Laepple T. A Snapshot on the Buildup of the Stable Water Isotopic Signal in the Upper Snowpack at EastGRIP on the Greenland Ice Sheet // J. Geophys. Res. Earth Surface. -2023. - V. 128, No e2022JF006767. - P. 1-15.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1. Коэффициенты фракционирования и диффузии.

Коэффициенты фракционирования

Равновесным коэффициентом фракционирования *α_{ew}* в системе пар-вода называется отношение концентрации тяжелого изотопа в воде к его концентрации в водяном паре, находящемся в равновесии с этой водой:

 $\alpha_{ew} = [H_2^{18}O]/[H_2^{16}O]_{вода} / [H_2^{18}O]/[H_2^{16}O]_{пар}$ (аналогично для $HD^{16}O$).

Аналогичным образом определяются равновесные коэффициенты фракционирования *а*_{es} для системы пар-лёд.

Значения коэффициентов фракционирования определяются в ходе лабораторных экспериментов и теоретических расчетов (Barkan and Lutz, 2005; Casado et al., 2016a; Ellehøj et al., 2013; Horita and Wesolowski, 1994; Lamb et al., 2017; Luz et al., 2009; Majoube, 1971a; 1971b; Merlivat and Nief, 1967; Oi, 2003; Pinilla et al., 2014; van Hook, 1968).

Значения *α_{ew}* для кислорода 18 и дейтерия были определены экспериментальным путём в диапазоне температур 0-100 °C в работе Majoube, 1971а:

 $\ln(\alpha_{ew}) = 1137/T^2 - 0,4156/T - 0,002067$ для кислорода 18 и

 $\ln(\alpha_{ew}) = 24844/T^2 - 76,248/T + 0,05$ для дейтерия,

где Т – температура в К.

Значения α_{es} для кислорода 18 и дейтерия были определены экспериментальным путём в работах Majoube, 1971b (для кислорода 18, диапазон температур от -33,4 до 0 °C) и Merlivat and Nief, 1967 (для дейтерия, диапазон температур от -40 до 0 °C):

$$\ln(\alpha_{es}) = 11,839/T - 0,028224$$
 для кислорода 18 и

 $\ln(\alpha_{es}) = 16288/T^2 - 0,0945$ для дейтерия,

где *Т* – температура в К.

Кроме того, в работе Merlivat and Nief, 1967 также определены коэффициенты фракционирования для дейтерия в системе пар – переохлаждённая жидкость для диапазона температур от -15 до 0 °C:

 $\ln(\alpha_{ew}) = 15013/T^2 - 0.09738.$

В диапазонах температур, для которых недоступны экспериментальные данные, используется экстраполяция указанных зависимостей.

Коэффициенты фракционирования для кислорода 18 и дейтерия приведены на рис. П1.1.

В работе Ellehøj et al., 2013 приводятся независимо полученные с помощью лабораторных экспериментов значения коэффициентов фракционирования для системы пар-лёд в диапазоне температуры от -40 до 0 °C:

 $\ln(\alpha_{es}) = 8312, 5/T^2 - 49, 192/T + 0,0831$ для кислорода 18 и

 $\ln(\alpha_{es}) = 48888/T^2 - 203,10/T + 0,2133$ для дейтерия,

где Т – температура в К.

Эти данные предполагают существенно более сильное фракционирование для дейтерия по сравнению с более ранними работами (рис. П1.2), причем оно усиливается по мере понижения температуры. Для кислорода 18 результаты Ellehoj et al., 2013 предполагают более слабое фракционирование выше примерно -20 °C и более сильное при более низкой

температуре (рис. П1.3). Эти результаты не подтверждаются экспериментами, выполненными Lamb et al. (2017) для дейтерия в диапазоне температур от -80 до -40 °C, которые показали результаты существенно ближе к Merlivat and Nief, 1967 (рис. П1.2):



 $\ln(\alpha_{es}) = 13525/T^2 - 0.0559.$

Рис. 1. Коэффициенты фракционирования по работам Majoube 1971a, 1971b и Merlivat and Nief, 1967. Синими оттенками показаны коэффициенты фракционирования для кислорода 18, красными – для дейтерия.

Что касается кислорода 17, считается, что равновесный коэффициент фракционирования для него равен $\alpha_{18} = \alpha_{17}^n$, где *n* равно 0,529 как для системы пар-вода (Barkan and Lutz, 2005) и пар-лёд (Van Hook, 1968).



Рис. 2. Коэффициенты фракционирования для дейтерия для систем парвода и пар-лёд по разным источникам.



Рис. 3. Коэффициенты фракционирования для кислорода 18 для систем пар-вода и пар-лёд по разным источникам.

335

Коэффициенты диффузии

Коэффициенты диффузии молекул воды в воздухе определяются с помощью лабораторных экспериментов (Barkan and Lutz, 2007; Cappa et al., 2003; Casado et al., 2016a; Luz et al., 2009; Merlivat, 1978; Van der Wel et al., 2011).

Отношение коэффициентов диффузии молекул воды в воздухе для тяжелых и лёгких изотопов (*D* /*D*) равно:

Для молекул HD¹⁶O/H₂¹⁶O:

0,9755 (Merlivat, 1978) и 0,9839 (Cappa et al., 2003).

Для молекул H₂¹⁸O/H₂¹⁶O:

0,9723 (Merlivat, 1978) и 0,9691 (Cappa et al., 2003).

Эти значения были определены экспериментально при температуре +20 °С. В работе Lutz et al. (2009) эксперименты проводились в диапазоне температур от +10 до +69,5 °С, и значения D'/D оказались равными 0,972-0,9841 для HD¹⁶O/H₂¹⁶O и 0,9736-0,97914 для H₂¹⁸O/H₂¹⁶O. По всей видимости, значения отношений D'/D зависят от температуры, но данных для описания этой зависимости недостаточно.

Что касается отношения коэффициентов диффузии для молекул H_2^{17} O и H_2^{16} O, то в работах Barkan and Lutz, (2007) и Lutz et al. (2009) была установлена следующая зависимость: $\ln(D/D_{170})/\ln(D/D_{180}) = 0,5185\pm0,0003$.

Формулы для расчета давления насыщения водяного пара

Мы используем формулы, приведенные в работе Salamatin et al., 2004:

$$p_{ew} = 610,6exp\left(\frac{15,57t}{241,9+t}\right)$$

для воды и

$$p_{ew} = 610,6exp\left(\frac{22,48t}{273,15+t}\right)$$

для льда.

Месяц	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12]	Год
Ледяные иглы											среднее	ср. взвеш.		
δD	-392,4	-399,2	-451,2	-488,8	-460,3	-483,6	-482,9	-500,8	-496,2	-450,6	-418,2	-421,3	-454±11	-457
$\delta^{18}O$	-50,30	-50,75	-58,21	-63,94	-60,20	-61,89	-62,47	-65,41	-65,14	-56,82	-53,55	-54,26	-58,6±1,6	-59,1
dxs	10,0	6,7	14,4	22,7	21,3	11,5	16,9	22,5	25,0	3,9	10,2	12,7	14,8±2,0	15,9
¹⁷ O-xs	14	1	-13	-22	7	-23	-24	-12	-7	-17	9	16	-6±4	-7
Изморозь														
δD			-421,6	-493,2	-489,7		-472,0	-520,8	-480,5					
$\delta^{18}O$			-54,79	-64,16	-62,73		-60,43	-68,47	-62,91					
dxs			16,7	20,1	12,1		11,4	26,9	22,8					
¹⁷ O-xs			29	-8				-27						
Осадки из облаков														
δD	-353,6	-406,3	-429,1		-496,1				-408,3	-399,1				
$\delta^{18}O$	-46,18	-52,47	-55,84		-65,19				-53,18	-50,51				
dxs	15,8	13,4	17,6		25,4				17,1	4,9				
¹⁷ O-xs	18	-6			-15									
Все чистые осадки														
δD	-379,1	-404,3	-435,8	-491,0	-474,0	-478,6	-487,6	-512,0	-460,7	-430,0	-418,2	-396,2	-447±12	-444
$\delta^{18}O$	-48,81	-51,96	-56,42	-64,05	-61,59	-61,21	-63,24	-67,12	-60,28	-54,77	-53,55	-50,97	-57,8±1,7	-57,5
dxs	11,4	11,4	15,6	21,4	18,7	11,0	18,4	25,0	21,6	8,2	10,2	11,6	15,4±1,6	15,6
¹⁷ O-xs	15	-3	9	-15	-3	-16	-25	-20	-7	12	9	12	-3±4	-4
Все чистые осадки плюс позёмок														
δD	-369,3	-402,8	-443,5	-490,0	-480,7	-489,7	-499,4	-509,0	-476,3	-430,0	-418,2	-394,3	-450±13	-447

Триложение 2. Средние месячные и годовые значения изотопного состава различных типов атмосфернь	IX
садков на станции Восток.	

$\delta^{18}O$	-46,63	-51,72	-57,43	-63,95	-62,57	-63,16	-64,97	-66,73	-62,46	-54,77	-53,55	-50,50	-58,2±1,9	-57,8
Dxs	3,7	10,9	15,9	21,6	19,9	15,6	20,3	24,9	23,4	8,2	10,2	9,7	15,4±2,0	15,6
¹⁷ O-xs	8	-2	0	-15	-7	-15	-25	-18	-14	12	9	12	-5±4	-6