

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ВОД СУШИ
С ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДОЙ

УДК 556

ФОРМИРОВАНИЕ И БАЛАНС АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ,
ПОВЕРХНОСТНЫХ И ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЮЖНЫХ СКЛОНОВ
ХИБИНСКОГО МАССИВА (ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА
КИСЛОРОДА И ВОДОРОДА)¹

© 2021 г. А. В. Гудков^а, И. В. Токарев^{б, *}, И. Н. Толстихин^{а, **}

^аГеологический Институт КНЦ РАН, Анатимы, 184209 Россия

^бНаучный парк СПбГУ, Санкт-Петербург, 199155 Россия

*e-mail: tokarevigor@gmail.com

**e-mail: igor.tolstikhin@gmail.com

Поступила в редакцию 04.12.2018 г.

После доработки 19.05.2020 г.

Принята к публикации 09.06.2020 г.

Значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в атмосферных осадках Хибин варьируют в пределах $-147 \leq \delta^2\text{H} \leq -37\text{‰}$, $-20 \leq \delta^{18}\text{O} \leq -4\text{‰}$ и близки к глобальной линии осадков для северного полушария; легкие значения (с положительным дейтериевым избытком) типичны для снегов, а тяжелые — для дождей. Данные по изотопному составу вод открытых водоемов и подземных вод свидетельствуют об их формировании за счет атмосферных осадков. Течение (и подземная миграция) сопровождается смешением талых и дождевых вод; эффективность смешения может быть оценена по уменьшению диапазона вариации значений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Согласно изотопным данным, воды главного водоема региона — оз. Имандра — возникли вследствие смешения талых и дождевых вод в пропорции, близкой к 1 : 1.

Ключевые слова: осадки, реки, подземные воды, изотопы, водород, кислород, Хибины.

DOI: 10.31857/S0321059621010168

Проблема формирования и идентификации вод различного происхождения и состава — фундаментальная в геологии и гидрогеологии. Более того, проблема имеет важный прикладной аспект: вода необходима для жизнеобеспечения и хозяйственной деятельности человека. В связи с этим анализ современного состояния, ресурсов и качества вод, а также их изменения в результате антропогенного воздействия и быстрых климатических изменений представляется особенно актуальным.

Наиболее перспективен для такого анализа изотопно-геохимический подход, позволяющий охарактеризовать как источники атмосферных осадков, поверхностных и подземных вод, так и временные шкалы некоторых процессов, таких как время миграции подземных вод и смешение подземных вод разного возраста и происхождения. Важнейшие сведения заключены в изотопном составе самих вод, фиксирующем многие параметры физико-географической обстановки во

время формирования атмосферных осадков, а также источники поверхностных и подземных вод и смешение вод разных источников. Особенно информативны парные изотопные характеристики (изотопно-кислородные — $\delta^{18}\text{O}$ и дейтериевые — $\delta^2\text{H}$). В условиях формирования атмосферных осадков при низких значениях температуры, в том числе в условиях крайнего Севера, такие характеристики позволяют использовать дополнительный изотопный параметр — дейтериевый избыток.

Основным полигоном для исследования источников и эволюции природных вод с использованием изотопных систем были выбраны южные склоны Хибинского массива (Кольский п-ов), характеризующиеся достаточно плотным населением, интенсивными горно-рудными работами и, соответственно, большим потреблением питьевых и технических вод — с одной стороны, и влиянием антропогенных процессов на качество вод — с другой. До настоящего времени выполнено небольшое число анализов изотопного состава осадков и поверхностных (преимущественно та-

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 18-05-70004, “Ресурсы Арктики”).

лых) вод Хибин [5]. Изотопный состав подземных вод практически не изучался.

Ранее гидрогеологические системы Хибин исследовались авторами с использованием изотопных трассеров ^3H , ^3He , ^4He и ^{20}Ne . Показано, что подземные воды водозабора “Центральный” (южные склоны Хибинского массива, Кольский п-ов) – смесь молодых (>90%) и древних (до 10%) подземных вод. Возраст молодой подземной воды, определенный методом ^3H – ^3He (^3H), оказался равным 21 ± 1.5 г. Возраст сравнительно древней воды, оцененный методом U – Th – ^4He , составляет ~50 тыс. лет [1, 14].

Моделирование условий формирования природных вод в пределах Хибинского массива в рамках системы вода–порода показало, что временная шкала и температура оказывают основной вклад в изменение окислительно-восстановительных условий, которые способствуют содообразованию и связанному с этим всплеску концентраций гидрокарбонатов, фтора, алюминия [2].

В настоящей работе исследование процессов формирования атмосферных осадков, поверхностных и подземных вод южных склонов Хибин проводилось посредством систематического опробования вод и круглогодичного мониторинга осадков с последующим анализом изотопного состава водорода и кислорода.

РАЙОН И ОБЪЕКТЫ ОПРОБОВАНИЯ

Для проведения работ по исследованию источников и баланса вод юго-западных склонов Хибин отбирались и анализировались образцы осадков (дождя и снега), вод открытых водоемов (рек и озер) и подземных вод – водозаборных скважин и самоизливающихся источников. Такой подход обеспечил возможность анализа и сопоставления данных для всех природных вод региона. Кроме того, для исследования эволюции изотопного состава пробы воды отбирались несколько раз в году в одних и тех же пунктах опробования.

Для мониторинга изотопного состава атмосферных осадков (дождя и снега) был организован пункт отбора проб воды и снега в г. Апатиты.

Опробование снежного покрова проведено для южного и западного склонов г. Айкуайвенчорр, северо-западного склона г. Кукисвумчорр, долины озер Малый и Большой Вудъявр и далее к юго-западу до окрестностей г. Апатиты (рис. 1).

Воды открытых водоемов опробовались от вершин и склонов Хибин до главного водоема Кольского п-ова – оз. Имандра. Так, начиная с

апреля 2012 г. повторные опробования вод поверхностных водоемов – ручьев, рек и озер Кировско-Апатитского районов – проводилось в основном по маршруту: ущелье Кукисвумчорр, оз. Малый Вудъявр, р. Вудъяврйок, оз. Большой Вудъявр, р. Белая (г. Кировск) (рис. 1), устье р. Белой, оз. Имандра (возле Йокостровского моста, [3]). Опробования выполнялись 2–3 раза в год: 1) весной (начало таяния снега); 2) в июне (завершающая стадия таяния снега); 3) во второй половине августа и в октябре, когда главный источник поверхностных вод – дождевые воды.

Для анализа источников подземных вод систематически опробовались скважины водозаборов “Центральный”, “Ключевой”, самоизливающиеся скважины в пос. Юкспорйок на 23-м км дороги Апатиты–Кукисвумчорр (рис. 1) и некоторых других источников. К настоящему времени выполнено почти 300 анализов дождевой, поверхностной и подземной воды и снега Кировско-Апатитского района. В работу также включены данные из [5], посвященные преимущественно изотопному составу талых вод.

МЕТОДИКА ОТБОРА И АНАЛИЗА ПРОБ ВОДЫ И СНЕГА

Для отбора проб снега был изготовлен простой пробоотборник – труба длиной 1.5 м и диаметром 0.1 м, стенки которой заострены с одного конца. Труба вбивалась в толщу снега, как правило, на всю глубину накопившегося пласта (т.е. отбирались валовые пробы). Затем снег выдавливался поршнем из трубы в полиэтиленовый пакет и спрессовывался в нем; накопившаяся после полного таяния вода сливалась в пробирку емкостью 20 см³ и плотно закрывалась пластиковой заворачивающейся пробкой. Пробы воды открытых водоемов отбирались непосредственно в пробирки 10–20 мл. Пробы осадков отбирались в стеклянную емкость, установленную на крыше здания Полярного Геофизического Института РАН; непосредственно после выпадения осадков собранная в эту емкость вода переливалась в стандартную пробирку. Пробирки до анализа хранились в темном прохладном месте. Пробы подземных вод (ПВ) и озерных вод для датирования методом ^3H – ^3He (^3H) отбирались в цельностальные пробоотборники.

Измерения изотопного состава водорода и кислорода выполнялись в Ресурсных центрах “Геомодель” и РДМИ Научного парка СПбГУ. Использовался лазерный анализатор изотопного состава воды “Picarro L-2120-I”. Погрешность измерений составляет $\pm 0.1\%$ по кислороду-18 и



Рис. 1. Схематическая карта расположения мест опробования снегов (1), вод открытых водоемов — рек, озер (2), подземных вод — источников, скважин (3) в районе г. Кировска; основные дороги района (4). Несколько проб вод открытых водоемов (в том числе воды р. Белой и оз. Имандра) и подземных источников отобраны к западу от представленного на схеме района [3].

$\pm 1\%$ по дейтерию. Повторные анализы проб подтвердили эти оценки. В качестве стандартов использованы внутрилабораторные образцы сравнения, привязанные к стандартам МАГАТЭ V-SMOW-2, GISP и SLAP. Результаты измерений, ‰, представлены относительно SMOW (рис. 2). Изотопные анализы нескольких образцов снега выполнены также методом масс-спектрометрии (Е.О. Дубинина, ИГЕМ РАН). Результаты измерений, полученные для одних и тех же образцов в разных лабораториях и разными методами, совпадают в пределах погрешности измерения. Методика датирования $^3\text{H}-^3\text{He}(^3\text{H})$ рассмотрена в работе [1].

АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ

Изотопные составы водорода ($\delta^2\text{H}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) атмосферных осадков юго-западных склонов Хибин варьируют: в дождевых водах в пределах $-95 \leq \delta^2\text{H} \leq -37\%$, $-13 \leq \delta^{18}\text{O} \leq -4\%$, а в образцах снега $-147 \leq \delta^2\text{H} \leq -95\%$, $-20 \leq \delta^{18}\text{O} \leq -13\%$ соответственно (рис. 2). За пределы этих диапазонов попадают значения для трех образцов

дождевой воды (всего проанализировано 20 образцов) и двух образцов снега (90 образцов). Самая легкая дождевая вода ($\delta^2\text{H} = -115\%$, $\delta^{18}\text{O} = -16.2\%$) была отобрана в октябре (2013 г.), в рассматриваемом районе в это время часто выпадает снег. Самый тяжелый снег ($\delta^2\text{H} = -81\%$, $\delta^{18}\text{O} = -11.8\%$), напротив, отобран в конце апреля, во время оттепелей.

Вариации значений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в атмосферных осадках в течение года закономерны (рис. 9 в [12]): наиболее "тяжелые" осадки ($\delta^2\text{H} \sim -40\%$, $\delta^{18}\text{O} \sim -5\%$) выпадают в июле–августе, "легкие" ($\delta^2\text{H} \sim -130\%$, $\delta^{18}\text{O} \sim -17\%$) — в январе–декабре.

Измеренные значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ близки к линии метеорологических осадков северного полушария [9], далее в тексте и на рисунках обозначаемой МОСП:

$$\delta^2\text{H} = 8.1\delta^{18}\text{O} + 11\% \quad (1)$$

По сравнению с глобальной линией Крэйга ($\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10\%$ [8]) эта линия характеризуется несколько большими угловым наклоном и водородным избытком.

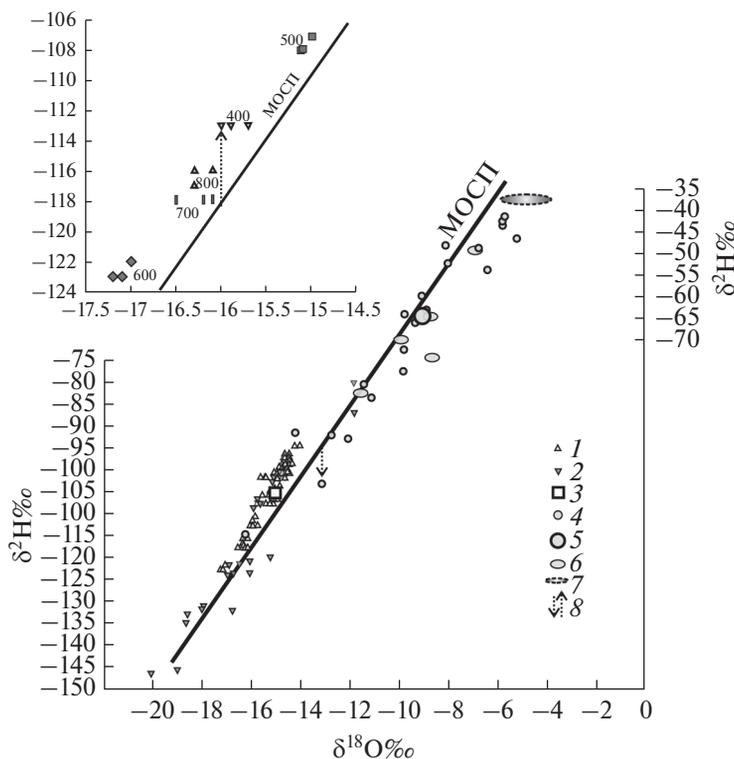


Рис. 2. Изотопный состав атмосферных осадков, дождей и снегов, юго-западных склонов Хибин (Кировского и Апатитского районов). $\delta^2\text{H} = 1000 \times [((^2\text{H}/\text{H})_{\text{ОБР}} / (^2\text{H}/\text{H})_{\text{SMOW}}) - 1]\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 1000 \times [((^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{ОБР}} / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}) - 1]\text{‰}$, ОБР – соотношения изотопов водорода ($^2\text{H}/\text{H}$) или кислорода ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) измеренные в образце, SMOW – такие же отношения в международном стандарте океанической воды, $^2\text{H}/\text{H} = (155.76 \pm 0.05) \times 10^{-6}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = (2005.20 \pm 0.45) \times 10^{-6}$. Осадки Хибин: 1 – снег, склоны Хибин; 2 – снег, предгорье Хибин; 3 – снег, средние значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$; 4 – дождь, предгорье Хибин; 5 – дождь, средние значения; 6 – дождь в окрестностях г. Кировска по данным [5]; 7 – дождь в окрестностях Порьей губы [5]; 8 – дейтериевый избыток $d_{\text{изб}}$; для примера показаны $d_{\text{изб}} = 3.1\text{‰}$ для образца дождевой воды ($\delta^2\text{H} = -103\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = -13.1\text{‰}$) и $d_{\text{изб}} = +15.8\text{‰}$ для образца снега (на врезке, $\delta^2\text{H} = -113\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = -15.9\text{‰}$). На врезке: снег юго-западного склона г. Айкуайвенчорр, одинаковыми значками показаны повторные пробы; числа – высота мест опробования, метры над уровнем моря (отбор 2013 г).

В принципе наблюдаемый изотопный состав осадков определяется многими процессами:

а) испарением вод – прежде всего океанических, обеспечивающих ~90% атмосферных осадков [12], но также и вод открытых континентальных водоемов, появлением атмосферной влаги, изотопный состав которой зависит от температуры, солености и изотопного состава испаряющейся воды, а также от степени равновесия процесса испарения [9];

б) эволюцией изотопного состава атмосферной влаги в ходе переноса воздушных масс к району выпадения осадков, результаты которой зависят от температуры, процессов формирования осадков и соотношения выпавшей и сохранившейся влаги [6];

в) формированием и выпадением осадков, сопровождаемым фракционированием, зависящим

от температуры и соотношения масс пара и капель воды (или пара и кристаллов льда, снежинок [11, 16].

Хотя эти процессы могут быть разнонаправленными и результативный (измеряемый) изотопный состав осадков может оказаться недостаточным для прояснения картины их формирования и эволюции – в первом приближении наиболее важен вклад температуры на всех этапах (пункты а–в), а также степень равновесности процессов испарения/конденсации. Именно равновесное фракционирование изотопов при разной температуре приводит к величине коэффициента наклона линии МОСП, близкой к 8 (уравнение (1)), и к широким диапазонам значений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ вдоль этой линии (рис. 2 в [9]).

Однако в формировании осадков участвуют и неравновесные процессы, их вклад также отра-

жен в уравнении линии МОСП. Скорость достижения изотопного равновесия между реагирующими фазами (c) для разных молекул воды различна:

$$c(\text{H}_2\text{O}^{16}) > c(\text{HDO}^{16}) > c(\text{H}_2\text{O}^{18}), \quad (2)$$

поэтому кинетические процессы, например – быстрое удаление одной из фаз, приводят к отклонению изотопного состава фаз(ы) от равновесного. Из неравенства (2) следует, что соотношение изотопов $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ более чувствительно к вкладу кинетических процессов по сравнению с отношением D/H. Сам факт корреляции осадков северного полушария вдоль линии МОСП свидетельствует о том, что они возникли при участии двух процессов.

1. Формирование океанического пара в неравновесном процессе – испарении при достаточно быстром удалении пара от поверхности воды. В результате этого (и ряда других процессов, вызывающих неравновесное фракционирование [9, 10, 12, 15]) возник избыток дейтерия:

$$d_{\text{изб}} = \delta^2\text{H} - 8.1\delta^{18}\text{O} = +11\text{‰} \quad (3)$$

относительно вклада тяжелого изотопа кислорода. Избыток дейтерия закономерно меняется в течение года: большой избыток (в среднем $+15\text{‰}$) наблюдается в зимние (декабрь, январь), минимальный ($+7\text{‰}$) – в летние месяцы (июль, август [12]).

2. Формирование осадков из водного пара в ходе равновесной конденсации при разной температуре.

Принимая, что основной источник влаги в рассматриваемом районе – Северная Атлантика и учитывая открытость Баренцева моря зимой (температурные условия испарения меняются не очень сильно), получим, что основную роль в формировании изотопного состава атмосферных осадков Хибин играют процессы, связанные с переносом (б) и выпадением (в) осадков.

Сопоставление среднегодовой температуры T , °C, региона с изотопным составом снега в нем показало, что эти два параметра коррелируют (рис. 3 в [9]) с линией регрессии $\delta^{18}\text{O} = 0.69 T - 13.6\text{‰}$. Для среднего изотопного состава кислорода в снегах Хибин ($\delta^{18}\text{O} = -15\text{‰}$ (рис. 2)) это уравнение регрессии дает среднегодовую температуру -2°C – близкую к наблюдаемой: от -4°C на вершинах Хибин до -1°C у их подножья. Авторы [6] сопоставили среднегодовую температуру района и изотопный состав кислорода в осадках. Согласно полученной ими корреляции, температуре $\sim 2^\circ\text{C}$ соответствует $\delta^{18}\text{O}$ осадков в пределах от -10 до -20‰ в соответствии с данными рис. 2. Подобные корреляции наблюдаются (с несколь-

ко варьирующими углами наклона) и в других регионах, например – в Приполярном Урале [5]. Эти результаты свидетельствуют о существенном вкладе процессов (в) в формирование осадков и, в частности, осадков над Хибинами.

Как следует из рис. 2, фигуративные точки изотопного состава осадков Хибин обычно несколько смещены относительно линии МОСП (уравнение (1)): дождевые воды ниже, а снега – выше линии. Такое распределение точек свидетельствует о вкладе неравновесных процессов фракционирования изотопов в баланс выпадающей влаги. В ходе выпадения дождевых осадков в теплое летнее время падающие капли дождя быстро испаряются, отделяются от равновесного с ними пара, изотопный состав воды в них отклоняется вправо от линии МОСП.

При неравновесном испарении из большого и хорошо перемешиваемого водного резервуара (изотопный состав воды в котором постоянен) изотопный состав пара, удаляемого, например, сильным ветром от поверхности раздела, отклоняется влево от линии МОСП: пар в этом случае “легче” равновесного, поскольку “легкие” молекулы H_2O^{16} переходят в пар раньше, а “тяжелые” молекулы H_2O^{18} – позже других молекул воды. Если эти процессы протекали в Северной Атлантике (в Баренцевом море) в холодное ветреное зимнее время, пар характеризовался “легким” изотопным составом при положительном значении $d_{\text{изб}}$, которое, как индикатор неравновесных условий, увеличивалось вместе со скоростью реакции (испарения и удаления пара). Конденсация такого легкого пара при разной температуре приводила к возникновению “легкого” снега, обычно с “равновесными” изотопными соотношениями. Рис. 2 иллюстрирует результаты изотопного анализа снегов; фигуративные точки расположены параллельно – выше линии МОСП с примерно одинаковым положительным $d_{\text{изб}}$; на врезке рис. 2 в качестве примера приведено $d_{\text{изб}} = +15.8\text{‰}$ для выделенного образца снега.

Эти простые объяснения небольших $d_{\text{изб}}$ атмосферных осадков Хибин представляются наиболее вероятными; возможно, имел место вклад и других процессов. Детальные исследования природы $d_{\text{изб}}$ и его использование для анализа неравновесных процессов можно найти в [9–11, 13, 15].

Упомянутая выше зависимость изотопного состава осадков от температуры воздуха, при которой происходит их конденсация, отражается и на облегчении осадков с высотой горных массивов (средний температурный градиент составляет 0.5°C на 100 м подъема). Так, например, как сле-

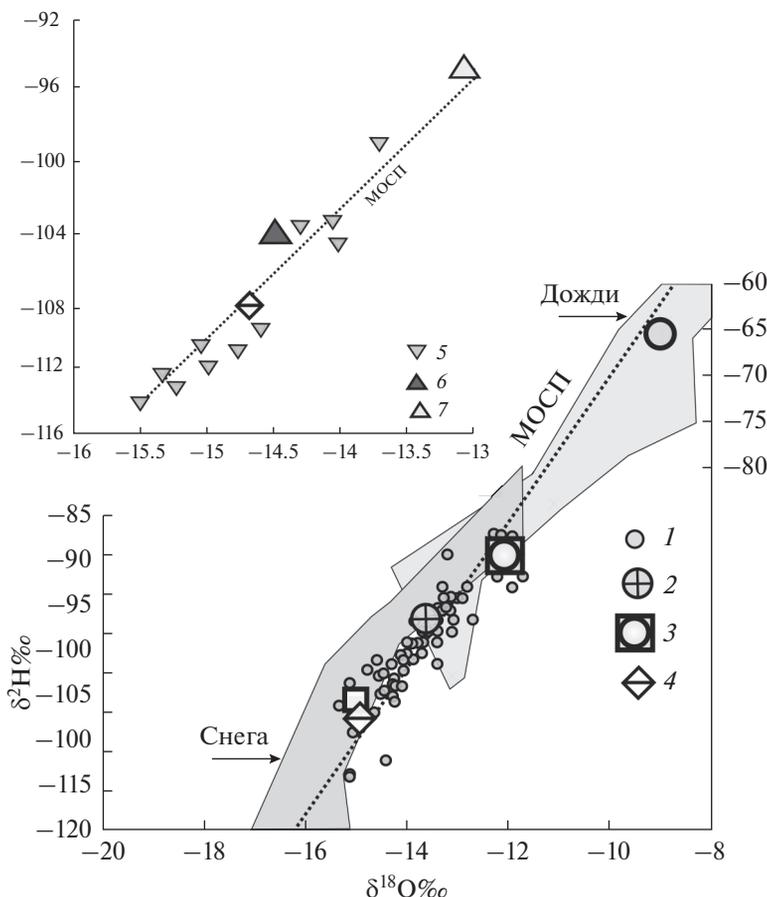


Рис. 3. Изотопный состав поверхностных вод (ручьев, рек, озер) в сравнении с атмосферными осадками (дожди – светло-серая область; снега – темно-серая область), юго-западные склоны Хибин (Кировский и Апатитский районы). 1, 2 – поверхностные воды и среднее значение для них соответственно; 3 – оз. Имандра; 4 – талые воды (средние значения). На врезке: 5 – талые воды Хибин по данным [5]; воды р. Вудъяврйок: 6 – июнь, 7 – август. Остальные обозначения как на рис. 2.

дует из сводки данных на рис 3.7 в работе [5], значение $\delta^{18}\text{O}$ менялось от 0‰ на уровне моря до -25‰ на высотах 4–7 км. Хотя при сравнительно малых высотных перепадах (<600 м) в Хибинах не предполагаются существенные изменения изотопного состава снега, опробование проводилось с учетом высоты отбора.

Анализы валовых проб снега юго-западных склонов Хибин привели к несколько неожиданному результату – существенному различию изотопного состава в пробах, отобранных в пределах одного склона на близких высотах и расположенных на расстояниях ~100 м одна от другой, например на высотах 600 и 500 м (рис. 2). На юго-западном (обращенном к г. Кировску) склоне г. Айкуайвенчорр наиболее легкий снег был отобран в середине склона (проба 600 м). На других склонах вариации изотопного состава оказались меньшими, чем на Айкуайвенчорр.

Для объяснения этих наблюдений нужны дополнительные данные. Резкие колебания изотопного состава соседних проб не должны иметь место при сильных ветрах, типичных для склонов Хибин и приводящих к перемешиванию снега. Более вероятны “поздние” изменения уже слежавшегося снега, тем более что пробы отбирались весной (апрель), когда температура воздуха в дневное время регулярно существенно поднималась ($>0^\circ\text{C}$); во время отбора проб, показанных на врезке на рис. 2, температура воздуха была 12°C .

Полученные результаты, по-видимому, не аномальные. Так, анализ изотопной динамики снега на Полярном Урале показал, что значения $\delta^{18}\text{O}$ летнего снега больше зимнего на 2–3‰; образующиеся из снега кристаллы льда еще тяжелее на ~10‰ (рис. 4.8 в [5]). Существенное утяжеление снега в ходе его метаморфизма отмечалось в работе [17]. Не исключено и взаимодействие снега с влагой, образующейся при испарении под-

земных вод, круглогодично действующие источники которых наблюдаются на склонах г. Айкуайвенчорр.

ВОДЫ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОДОЕМОВ

Изотопный состав вод открытых водоемов варьирует в пределах $115 \leq \delta^2\text{H} \leq -87\text{‰}$, $-15 \leq \delta^{18}\text{O} \leq -11.5\text{‰}$, т.е. в намного более узком диапазоне по сравнению с атмосферными осадками (рис. 3): наглядно виден главный эффект течения поверхностных вод — перемешивание вод разных источников. Даже изотопный состав талых вод, отобранных непосредственно вблизи снежников, варьирует в намного более узком диапазоне по сравнению с весенними снегами (рис. 2, 3). Эти данные свидетельствуют о формировании вод открытых водоемов за счет дождей и талых вод.

Эволюция изотопного состава вод в течение года, особенно в близких к склонам Хибин водоемах, в основном определяется временем таяния снегов на вершинах и склонах гор. Воды, отобранные в период интенсивного таяния (обычно в конце мая — в июне), характеризуются легкими, близкими к типичным для талых вод значениями $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$, а воды позднего лета — ранней осени, преимущественные источники которых — дожди, характеризуются более тяжелой водой. Наиболее детальные данные имеются для р. Вудъяврийок, которая дренирует предгорную долину оз. Малый Вудъявр (рис. 3).

Изотопный состав вод основного базиса дренирования — оз. Имандра и больших рек, таких как Белая, мало зависит от времени года. Соотношение вклада талых вод снегов и дождевых вод в балансе оз. Имандра может быть определено с использованием полученных изотопных данных. Доля дождевых вод $\Phi_{\text{дв}}$ может быть определена из уравнения баланса:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{дв}} \Phi_{\text{дв}} + \delta^{18}\text{O}_{\text{ТВ}} (1 - \Phi_{\text{дв}}) = \delta^{18}\text{O}_{\text{ИМ}}, \quad (4)$$

где $\delta^{18}\text{O}$ — отношения изотопов кислорода в дождевых водах, талых водах и в воде оз. Имандра (подстрочные индексы соответственно ДВ, ТВ, ИМ). Решая уравнение баланса (4) и подставляя средние значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{ИМ}} = -12.03\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{ТВ}} = -15\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{дв}} = -9\text{‰}$ (рис. 3), находим (из данных по изотопному составу кислорода) соотношение ТВ/ДВ ~ 1 :

$$\begin{aligned} \Phi_{\text{дв}}(\delta^{18}\text{O}) &= \\ &= (\delta^{18}\text{O}_{\text{ИМ}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{ТВ}}) / (\delta^{18}\text{O}_{\text{дв}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{ТВ}}) = 0.49. \end{aligned} \quad (5)$$

Используя данные для водорода ($\delta^2\text{H}_{\text{ИМ}} = -89.68\text{‰}$, $\delta^2\text{H}_{\text{ТВ}} = -108\text{‰}$ и $\delta^2\text{H}_{\text{дв}} = -65\text{‰}$), получаем близ-

кое значение вклада дождевых вод: $\Phi_{\text{дв}}(\delta^2\text{H}) = 0.43$.

Отметим, что такое соотношение осадков известно из анализа климата Кольского п-ова [4]. Таким образом, два разных независимых подхода привели к одной и той же оценке вклада разных осадков в поверхностные воды региона. При этом трудоемкость оценки баланса по изотопным трассерам в разы меньше, чем оценки с использованием стандартных гидрологических методов.

На первый взгляд, воды, стекающие с юго-западных склонов Хибин, не могут вносить существенный вклад в оз. Имандра, поскольку средние значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (-89.7 и -12.0‰) этих вод заметно меньше, чем в воде озера (рис. 3). Однако отметим, что выше приведены среднеарифметические значения измеренных $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$, в то время как расчет баланса должен базироваться на оценках средневзвешенных значений. Сравнение изотопного состава вод озера и устья Белой, дренирующей весь рассматриваемый район (включающий несколько озер), показывает, что в июне и сентябре $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в этой реке мало различаются и имеют средние значения $\delta^2\text{H} = -94\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -12.8\text{‰}$, которые отличаются от таковых в оз. Имандра всего на $\Delta(\delta^2\text{H}) \cong -4\text{‰}$ и $\Delta(\delta^{18}\text{O}) \cong -1\text{‰}$.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Изотопный состав ПВ варьирует в еще более узком диапазоне по сравнению с водами открытых водоемов: $-108 \leq \delta^2\text{H} \leq -95\text{‰}$, $-15 \leq \delta^{18}\text{O} \leq -12.5\text{‰}$. Средние значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ подземных вод близки к таковым в водах открытых водоемов (рис. 4). Воды родников на горных склонах, отобранных в период таяния снегов, не отличаются по изотопному составу от снега (рис. 2) и талых вод (рис. 3). Таким образом, для ПВ также справедлив сделанный выше вывод об атмосферных осадках как источнике вод и об осреднении осадков, выпавших в разное время, в ходе миграции подземных вод. Вклад “древних” вод, характеризующихся изотопно-тяжелым кислородом (следствие процессов взаимодействия вода–порода [7]), не фиксируется измеренными значениями $\delta^{18}\text{O}$ ПВ исследуемого района (рис. 4), хотя датирование $^3\text{H}-^3\text{He}(^3\text{H})$ свидетельствует о небольшом вкладе относительно “древней” подземной воды (возрастом ~ 50000 лет) в воды водозабора “Центральный” [1, 14]. Весьма малая концентрация атмосферного Не в ПВ и существенные потери радиогенного Не породами земной коры делают Не более чувствительным индикатором вклада

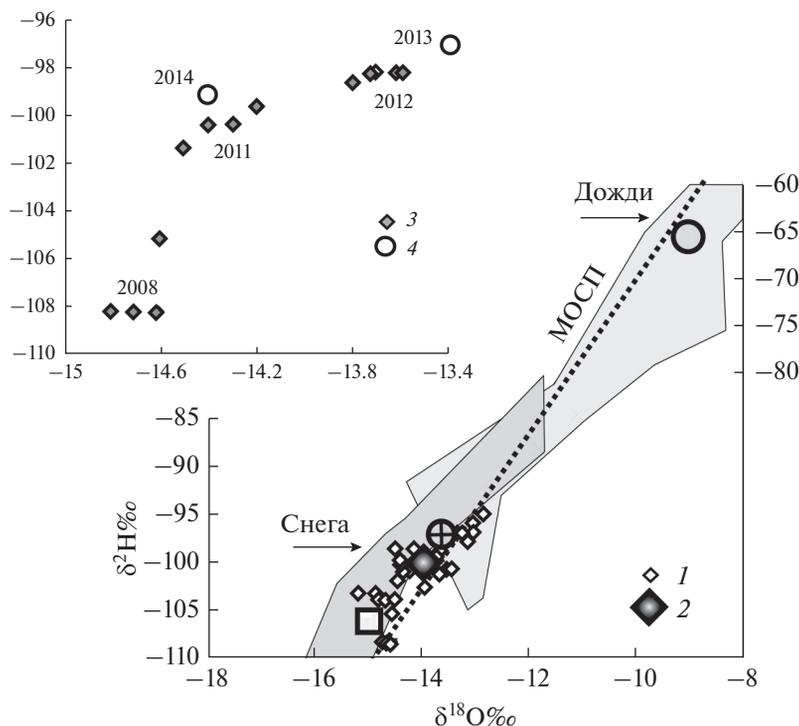


Рис. 4. Изотопный состав подземных вод в сравнении с атмосферными осадками (дожди – светло-серая область; снега – темно-серая область), юго-западные склоны Хибин (Кировский и Апатитский районы): 1 – источники, скважины; 2 – средние значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ для подземных вод. На врезке: изотопный состав вод скважин; 3 – водозабора “Центральный”; 4 – “23-й км”; числа возле групп точек – годы отбора. Остальные обозначения как на рис. 2, 3.

древней подземной воды, чем ее изотопный состав.

Важная особенность водозабора “Центральный” – разный изотопный состав ПВ, отобранных в разные годы, в то время как результаты, полученные для проб воды разных скважин, отобранных в течение одного года, близки (рис. 3). Это замечание справедливо и для воды скважины “23 км”, для которой на врезке к рис. 4 показаны усредненные за год значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$.

Здесь следует отметить, что возраст вод – время подземной миграции и перемешивания – для этих скважин существенно различен. Согласно датированию методом $^3\text{H}-^3\text{He}$ (^3H), возраст вод водозабора “Центральный” составляет 21 ± 1.5 года, в то время как возраст вод скважины “23-й км” – ~ 1 год в пределах погрешности датирования [1]. Эти данные можно интерпретировать как свидетельство преимущественно поршневого характера фильтрации подземных вод к водозабору “Центральный” в породах с низкими коэффициентами гидродисперсии.

Для полуколичественных оценок и сравнений можно рассматривать “параметр смешения” – соотношение R наблюдаемых различий изотопных составов ПВ в разное время (например

$\Delta(\delta^{18}\text{O})_{\text{пв}} = \delta^{18}\text{O}(2008) - \delta^{18}\text{O}(2012)$) и гипотетических “входных” различий между талыми $\delta^{18}\text{O}_{\text{ТВ}}$ и дождевыми $\delta^{18}\text{O}_{\text{ДВ}}$ водами:

$$R(^{18}\text{O}) = \Delta(\delta^{18}\text{O})_{\text{пв}} / (\delta^{18}\text{O}_{\text{ДВ}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{ТВ}}). \quad (6)$$

В принципе, отношение (6) может меняться от 1 (перемешивания вод не происходит) до 0 (полное перемешивание дождевых и талых вод). Согласно врезке на рис. 4, для подземных вод водозабора “Центральный” наблюдается следующее различие изотопного состава кислорода: $\Delta(\delta^{18}\text{O})_{\text{пв}} = \delta^{18}\text{O}(2008) - \delta^{18}\text{O}(2012) \cong -1\text{‰}$. Различие изотопного состава кислорода потенциальных источников вод водозабора, погружившихся под землю 21 год тому назад, неизвестно. Для грубой оценки предположим, что источниками были “средний талый снег” ($\delta^{18}\text{O}_{\text{ТВ}} = -15\text{‰}$) и “средний дождь” ($\delta^{18}\text{O}_{\text{ДВ}} = -9\text{‰}$) и что различие изотопного состава кислорода между снегом и дождем 21 год тому назад было тождественно современному – 6‰ (различие средних значений для дождя и снега (рис. 2)). Тогда параметр смешения по кислороду близок к $R(^{18}\text{O}) = 0.17$. Повторив этот расчет для дейтерия, получим $R(^2\text{H}) \cong 0.2$. Эти данные наряду с оценками возраста вод будут

использованы для моделирования миграции ПВ юго-западных склонов Хибин.

ВЫВОДЫ

По изотопному составу атмосферные осадки юго-западных склонов Хибин близки к глобальной линии осадков северного полушария, определяемой уравнением $\delta^2\text{H} = 8.1 \delta^{18}\text{O} + 11\text{‰}$ [9]. Измеренные значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ варьируют в широких пределах ($147 \leq \delta^2\text{H} \leq -37\text{‰}$, $-20 \leq \delta^{18}\text{O} \leq -4\text{‰}$), причем легкие значения с положительным дейтериевым избытком типичны для снега, а тяжелые — для дождей. Согласно изотопным данным, происхождение осадков соответствует стандартной модели неравновесного фракционирования при испарении океанической воды (при более выраженном отклонении от равновесия в зимнее время — возможно вследствие более интенсивных ветров) с последующим близким к равновесному фракционированием атмосферной влаги при выпадении осадков. Обнаружены существенные вариации изотопного состава валовых проб снега, отобранных на склонах Хибин, при незначительном удалении мест отбора проб друг от друга по горизонтали и по высоте. Тренда к облегчению снега с высотой не обнаружено.

Изотопный состав вод открытых водоемов во всех случаях находится в пределах, определенных атмосферными осадками района, что свидетельствует о формировании вод за счет атмосферных осадков. Эти данные также говорят об интенсивном смешении вод при их течении, приводящему к “осреднению” изотопного состава и сужению пределов вариации значений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$.

Эволюция изотопного состава вод в течение года в основном определяется временем таяния снегов. Воды склонов Хибин, отобранные в период интенсивного таяния, характеризуются “легкими”, близкими к типичным для снега и талых вод значениями $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$, а воды позднего лета и ранней осени — более “тяжелыми” изотопными составами. Этот тезис иллюстрируется детальными данными, полученными для р. Вудъяврийок, которая дренирует предгорную долину оз. Малый Вудъявр. Согласно изотопным данным, воды главного водоема региона — оз. Имандра — возникли вследствие смешения талых и дождевых вод в пропорции ~1 : 1.

Для подземных вод также справедлив вывод об атмосферных осадках как источнике их восполнения. Обнаруженный при датировании методом $^3\text{H}-^3\text{He}$ вклад “древних” подземных вод в воды водозабора “Центральный” не фиксируется

изотопным составом подземных вод вследствие значительно меньших вариаций концентраций дейтерия и кислорода-18 по сравнению с He. Межгодовые вариации изотопного состава вод водозабора “Центральный” свидетельствуют об их неполном перемешивании в ходе ~20-летней миграции, что указывает на близкий к поршнево-му характер фильтрационного процесса.

Авторы признательны О.Е. Дубининой (ИГЕМ РАН) за содействие в работе, рецензенту и редколлегии журнала — за весьма полезные конструктивные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гудков А.В., Каменский И.Л., Мелихова Г.С., Скиба В.И., Токарев И.В., Толстихин И.Н. Тритий-гелий-3 метод и его применение для датирования подземных вод (на примере Кировского горнопромышленного района, Мурманская область // Геохимия. 2014. Вып. 7. С. 646–654.
2. Калинин В.Т., Мазухина С.И., Маслобоев В.А., Чудненко К.В., Максимова В.В. Физико-химические факторы некондиционности химического состава природных вод Хибинского массива // ДАН. 2014. Т. 458. Вып. 5. С. 551–554.
3. Карта ЮЗ склонов Хибин. [Электронный ресурс]. <https://www.google.com/maps/@67.6272937,33.4816331,11z>
4. Климат Кольского полуострова. [Электронный ресурс]. <http://www.protown.ru/information/hidden/4346.html>
5. Чижова Ю.Н. Изотопно-геохимические особенности снежного покрова и ледникового льда в разных гляциологических условиях Приэльбрусья, Полярного Урала и Хибин. Дис. ... канд. геогр. наук. М.: РГБ, 2006. М.: 178 с.
6. Alley R.B., Cuffey K.M. Oxygen- and hydrogen-isotopic ratios of water in precipitation: Beyond paleothermometry // Reviews Miner. Geochem. 2001. V. 44. Chapter 9. P. 527–553.
7. Barth S.R. Geochemical and boron, oxygen and hydrogen isotopic constraints on the origin of salinity in groundwaters from the crystalline basement of the Alpine Foreland // Appl. Geochem. 2000. V. 15. P. 937–952.
8. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters // Sci. 1961. V. 133. P. 1702–1703.
9. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // Tellus. 1964. V. 16. P. 436–468.
10. Delattre H., Vallet-Coulomb C., Sonzogni C. Deuterium excess in the atmospheric water vapour of a Mediterranean coastal wetland: regional vs. local signatures // Atmos. Chem. Phys. 2015. V. 15. P. 10167–10181.
11. Environmental isotopes in hydrological cycle. Principles and applications / Ed. W.G. Mook // Int. Hydrol. Program. Paris: UNESCO, 2001. V. I–VI.
12. Gat J.R. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1996. V. 2. P. 225–262.

13. *Johnsen S.J., Dansgaard W., White J.W.C.* The origin of Arctic precipitation under present and glacial conditions // *Tellus*. 1989. V. 41B. P. 452–468.
14. *Kamensky I.L., Tokarev I.V., Tolstikhin I.N.* ^3H - ^3He dating: A case for mixing of young and old groundwaters // *Geochem. Cosmochem. Acta*. 1991. V. 55. P. 2895–2899.
15. *Petit J.R., White J.W.C., Young N.W., Jouzel J., Korotkevich Y.S.* Deuterium excess in recent Antarctic snow // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96. P. 5113–5122.
16. *Salamalikis V., Argiriou A.A., Dotsik E.* Isotopic modeling of the sub-cloud evaporation effect in precipitation // *Sci. Total Environ.* 2016. V. 544. P. 1059–1072. [Электронный ресурс]. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.11.072>
17. *Taylor S., Feng X., Kirchner J.W., Osterhuber R., Klaue B., Renshaw C.E.* Isotopic evolution of a seasonal snowpack and its melt // *Water Resour. Res.* 2001. V. 37. № 3. P. 759–769.
18. *Vimeux F., Masson V., Jouzel J., Petit J.R., Steig E.J., Stievenard M., Vaikmae R., White J.W.C.* Holocene hydrological cycle changes in Southern Hemisphere documented in East Antarctic deuterium excess records // *Climate Dynamics*. 2001. V. 17. P. 503–513.