

На правах рукописи

Автореферат

ТОКАРЕВ
Игорь Владимирович

**«ИЗОТОПНАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ПРОИСХОЖДЕНИЯ И
ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ВОДНО-ЛЕДОВЫХ ОБЪЕКТОВ»**

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание учёной степени
доктора химических наук

Специальность
25.00.09 – Геохимия, геохимические методы поисков полезных
ископаемых

Санкт-Петербург
2020

Работа выполнена в Санкт-Петербургском государственном университете (СПбГУ)

Официальные оппоненты:

доктор ??????? наук, профессор

доктор ??????? наук, профессор

доктор ??????? наук, профессор

Ведущая организация:

Защита состоится ?? ?????? 2021 г. в ?? ч. на заседании диссертационного совета Д ????.????.?? в ???????.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ???????.

Автореферат разослан ?? ??????? 2020 г.

Ученый секретарь диссертационного совета, ????

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность исследования. Освоение естествоиспытателями изотопно-геохимических методов анализа и математических приемов обработки данных повлекло за собой перестройку представлений об образовании и эволюции Земли, а также способах получения и интерпретации исходной информации. Наиболее очевидны фундаментальные достижения в области геохронологии, изучении вариаций климата, моделировании динамики геосфер и общей циркуляции атмосферы и океана. При решении прикладных задач использование природных и техногенных изотопов позволяет получать принципиально новую информацию о водно-ледовых объектах по сравнению со стандартными (нормативно предусмотренными) подходами при сокращении финансовых затрат, объемов и сроков проведения полевых работ и лабораторных исследований.

Теоретический базис изотопных методов исследования водно-ледовых объектов был заложен, в основном, в ходе «урановых проектов» СССР и США. Современное развитие идет за счет работ по обоснованию безопасности захоронения радиоактивных отходов в геологической среде и при изучении глобальных вариаций климата. Остается ряд нерешенных фундаментальных проблем, а также практических вопросов к способам получения и интерпретации изотопных данных для решения прикладных задач, включая:

- обоснованную схематизацию условий формирования изотопных сигналов в поверхностной и подземной крио- и гидросферах для различных природно-техногенных обстановок;
- определение области применимости отдельных изотопных методов и ошибок количественной оценки параметров, рассчитываемых на базе изотопной информации;
- выбор корректных способов получения и интерпретации изотопно-геохимической и геохронологической информации для конкретных практических задач, решаемых на реальных объектах.

Цель работы – теоретическое и экспериментальное обоснование комплекса изотопно-геохимических и геохронологических методов для оценки текущего состояния, реконструкции происхождения и прогноза изменения состояния водно-ледовых объектов под действием природных и антропогенных факторов.

Задачи исследования.

1. Анализ теоретических представлений о процессах, контролирующих поведение изотопов водорода (^2H , ^3H), кислорода (^{18}O), урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) и благородных газов (^3He , ^{20}Ne) в гидро-криосферах. Развитие способов интерпретации первичных изотопно-геохимических и геохронологических данных, определение области применимости отдельных изотопных методов, с оценкой погрешности расчетов.

2. Натурное и модельное исследование поведения изотопов в природных и техногенно обусловленных обстановках различных географических зон. Количественное определение влияния отдельных физико-химических факторов на фракционирование, концентрирование и перераспределение изотопов между средами при изменении фазового состояния воды и ее химического взаимодействия с вмещающими породами, оценка достоверности изотопной информации при использовании различных методов опробования.

3. Аprobация стандартных и вновь предлагаемых способов получения и интерпретации изотопно-гидрохимической и геохронологической информации на конкретных объектах.

Фактический материал и методы. В работе использованы тысячи изотопных и химических анализов, относящихся к десяткам участков в пределах северной части Евразии, исследованных автором, а также опубликованные результаты для остальной части Мира. Работа опирается на комплекс современной аппаратуры, включая масс- и лазерно-спектрометрические, а также счетно-сцинтилляционные приборы. Используются общепринятые и/или методически обоснованные работами автора способы отбора, консервации, хранения и подготовки проб, а также выполнения аналитических процедур. Интерпретация результатов производилась с помощью стандартных и предложенных автором подходов к анализу изотопной информации.

Защищаемые положения.

1. В гумидных и аридных районах концентрации и массы изотопов, поступающих в водно-ледовые объекты с атмосферными осадками и инфильтрационными водами, описываются кусочно-импульсной входной функцией, определяемой фазами и интенсивностью питания, отвечающая для дейтерия, кислорода-18 и трития средневзвешенным концентрациям в осадках холодного, а для благородных газов – теплого периода года, поэтому общепринятое использование синусоидальной входной функции или среднегодовых концентраций значительно искажает результаты расчетов, основанных на указанных трассерах.

2. Ураганные избытки урана-234 ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 10$) в подземных водах обусловлены его накоплением в пленочной влаге мерзлых грунтов в ледниковые периоды с последующим его высвобождением при таянии мерзлоты, что позволяет (совместно с датированием и изучением изотопного состава воды) оценивать глубину промерзания в периоды климатических похолоданий, темпы деградации мерзлоты при потеплении, а также устанавливать факт наличия мерзлоты в прошлом для районов ныне от нее свободных.

3. Неон-гелиевая систематика ($^3\text{He}/^4\text{He}$ vs. $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$), позволяет определять условия формирования инфильтрационного питания, диагностировать наличие избыточных газов атмосферного и радиоген-

ного происхождения, оценивать характер и скорость эволюции изотопного состава растворенных газов в молодых и древних водах, рассчитывать пропорции их смешения и, при наличии данных по родительским изотопам, выполнять тритий/гелий-3 и гелиевое датирование подземных вод.

4. Аprobация предлагаемых методов использования системы изотопных трассеров (^2H , ^{18}O , ^3H , $^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) в широком круге природно-географических условий и варьирующих типах техногенной нагрузки подтвердила эффективность их комплексного применения для реконструкции палеообстановок, определения условий формирования и оценки текущего состояния водно-ледовых объектов, а также возможность практического использования получаемых результатов для решения прогнозных задач, например, при оценке составляющих водного баланса и обосновании безопасности захоронения радиоактивных отходов в подземном пространстве.

Научная новизна.

1) Входная функция, описывающая содержания изотопных трассеров ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, ^3H , $^3\text{He}/^4\text{He}$, ^{20}Ne и др.) в водах, питающих водно-ледовые объекты, имеет не синусоидальный, соответствующий их вариациям в атмосферных осадках, а кусочно-импульсный вид с максимумом потока указанных веществ в период преимущественного питания. Последний, как правило, не совпадает по времени с максимумами концентраций и пиками атмосферных выпадений, что обусловлено совокупным действием а) эвапотранспирации осадков в теплое время года и б) преимущественным питанием водно-ледовых объектов в период весеннего снеготаяния (гумидные районы) или зимнего максимума осадков (аридные районы). То есть, в питании водно-ледовых объектов преобладают осадки холодного периода года, который во времени ограничен периодами перехода среднесуточной температуры воздуха через $+5^\circ\text{C}$. Использование синусоидальной входной функции или среднегодовых концентраций вместо средневзвешенных для холодного периода года ведет к ошибке оценки начальных условий, которая может достигать, например, для дейтерия $+20\%$, для кислорода-18 $+2,7\%$, для трития $10\text{--}30\%$.

Из-за усечения синусоидального сигнала возникает рассогласование между оценками температур по стабильным изотопам и благородным газам, так как содержания последних отвечают температурам зоны аэрации в период питания и оказываются, как правило, существенно выше, рассчитанных по дейтерию и кислороду-18. Преобразование входного сигнала накладывает ограничения на тритиевый метод датирования, который без учета количеств дочернего тритиевого гелия-3 дает полуколичественные оценки возраста подзем-

ных вод. При наличии признаков неравновесного изотопного фракционирования в ходе вторичных процессов – частичного испарения и замерзания, которое диагностируется по смещению фигуративных точек на дейтерий-кислородной диаграмме относительно линии метеорных вод, возможность использования стабильных изотопов для оценки температур и связанных с этим построений полностью исключена.

II) Существование мерзлоты в прошлом может быть диагностировано на основании присутствия в подземных водах ураганных избытков урана-234 ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 10$), которые объясняются двухстадийной моделью, включающей 1) этап промерзания пород и накопления урана-234 в течение геологически значимого времени в незамерзающей пленочной влаге при отсутствии гравитационной воды и 2) «залпового» экстрагирования ^{234}U в ходе таяния мерзлоты. Предложенный механизм формирования ураганных избытков урана-234 в подземных водах подтверждается большим массивом данных по океану и крупным озерам, для которых рост отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ отмечается в периоды потепления.

Использование метки $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в комплексе с датированием дает основания для оценки темпов таяния подземных льдов. Наличие избытков урана-234 в гидрогенных образованиях для географических регионов, в которых в прошлом могла существовать мерзлота, накладывает ограничения на уран/ториевое (неравновесное) датирование, требуя обоснования величины начального отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ для каждого объекта.

III) Предложена неон-гелиевая систематика ($^3\text{He}/^4\text{He}$ vs. $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$), которая, при измерении концентраций благородных газов и родительских изотопов (U, Th, ^3H), позволяет выполнить тритий/гелий-3 датирование молодых и уран-торий/гелиевое датирование древних вод, а также оценить пропорции их смешения. Разработана математическая модель для уран-торий/гелиевого датирования подземных вод в многопластовых системах. Математическим моделированием и на практике показано, что результаты $^3\text{H}/^3\text{He}$ датирования подземных вод в гетерогенных средах могут содержать существенные искажения, как правило, в сторону завышения возрастов. Величина смещения в наиболее неблагоприятных условиях достигает 200–300 %.

IV) На примере р. Колымы на базе мониторинга изотопного состава воды показано участие мерзлоты в формировании современного стока крупных северных рек за счет ее деградации вследствие потепления климата, что может объяснять рост речного стока в бассейне Северного Ледовитого океана.

V) Предложена обобщенная схема вертикальной изотопно-гидрохимической зональности подземной гидросферы для севера Евразий-

ского материка, формирующаяся под воздействием климатических вариаций.

Практическая значимость работы доказана в ходе выполнения коммерческих проектов на предприятиях ГК «Росатом» с целью прогноза безопасности размещения РАО в подземном пространстве и других промышленных объектах, в том числе, для оценки качества и ресурсов водных объектов для водоснабжения (Приложение). Впервые для России автором на практике реализован тритий/гелий-3 метод датирования подземных вод и показана возможность определения источника загрязнения подземных вод по $\delta^{15}\text{N}$.

Апробация работы и публикации. Разработка теоретических положений выполнялась в рамках проектов, финансируемых научными фондами (Приложение). Практические результаты и теоретические выводы представлены на нескольких десятках российских и международных научных форумов (Приложение), а также опубликованы в 92 печатных трудах (в том числе, 5 монографий и 34 статьи в изданиях, индексируемых РИНЦ, SCOPUS и WoS).

Структура работы. Работа состоит из Введения, 3 разделов и Заключения (т. 1 – 222 стр., 27 таб., 106 рис., 848 ссылок и 5 прил.; т. 2 – 173 стр., 49 таб., 118 рис., 217 ссылок).

Автор **благодарит** коллег из научных институтов и производственных организаций: Толстихина И.Н., Каменского И.Л., Румынина В.Г., Зубкова А.А., Полякова В.А., Озерского А.Ю., Малова А.И., Мироненко В.А., Прасолова Э.М., Бородулину Г.С., Рыженко Б.Н., Мелихову Г.С., Самсонову А.А., Алехину В.М., Коносовского П.К., Маркова М.Л., Зыкина Н.Н., Мавлюдова Б.Р., Амеличева Г.Н., Козлова А.В., Левского Л.К., Лохова К.И., в первую очередь, а также других за консультации и критику работы, предоставление материалов, а также помощь в работе.

СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

РАЗДЕЛ I. ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПРИМЕНЕНИЯ ИЗОТОПНЫХ СИСТЕМ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ВОДНО-ЛЕДОВЫХ ОБЪЕКТОВ.

Основные изотопные системы, используемые при изучении водных (подземные и поверхностные воды) и ледовых (мерзлота) объектов:

- дейтерий – кислород-18 и тритий (маркируют молекулу воды, позволяют идентифицировать генезис элементов водного баланса и процессы, влияющие на его формирование);
- благородные газы (предоставляют данные о происхождении компонентов водного и вещественного баланса, а в совокупности с родительскими изотопами позволяют выполнять датирование, оценивая скорости протекания процессов);

– четные изотопы урана (^{234}U / ^{238}U – маркируют взаимодействие в системе вода-порода и присутствие мерзлоты в прошлом).

Разделы I.1 и I.2. Атмосферные осадки и последующие процессы, в которые включены метеогенные воды, определяют «входную функцию» поступления ^2H , ^{18}O , ^3H и благородных газов в водно-ледовые объекты.

В гумидных и аридных районах, имеющих выраженный холодный сезон, запасы восполняются, в основном, в период снеготалого половодья и/или максимума выпадений осадков в холодный период года. В период отрицательных температур питание отсутствует из-за аккумуляции влаги в снеге и промерзания почвы. Осадки теплого периода частично или полностью поглощаются эвапотранспирацией. Холодный и теплый сезоны разделены периодом перехода среднесуточных температур через $+5\text{ }^\circ\text{C}$ [Блютген, 1972; Гриневский 2012]. Поступление рассматриваемых изотопных трассеров в водно-ледовые объекты нужно аппроксимировать кусочно-импульсной (не синусоидальной и не ступенчатой среднегодовой) функцией:

– для ^2H , ^{18}O и ^3H – учитывающей осадки только холодного периода года (Рис. 1);

– для благородных газов – учитывающей питание преимущественно теплого периода года.

Предлагаемая концептуальная схема имеет два следствия.

1. Изотопный состав подземных вод должен быть легче, а начальные концентрации трития меньше, чем во взвешенных среднегодовых выпадениях. Оценочно – на величину до 20 % по $\delta^2\text{H}$ и до 2,7 % по $\delta^{18}\text{O}$, а по содержаниям трития на 10–30 % меньше, чем в осадках.

2. При оценке палеотемператур метод Noble Gas Temperature technique (NGT) определяет температуру зоны аэрации в период снеготалого половодья и теплый период года, а $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ – температуры холодного периода года (Рис. 2). Например, для полигонально-жильных льдов (ПЖЛ) Арктики изотопный состав льда наиболее тесно коррелирует с январскими температурами [Стрелецкая и др., 2014].

В зоне аэрации большой мощности межгодовые вариации содержания ^2H , ^{18}O , ^3H и благородных газов в питании усредняются. В водоносных горизонтах происходит дальнейшее сглаживание вариаций за счет дисперсионных механизмов и трехмерности сетки движения. Контроль значимости процессов сглаживания входной функции может быть выполнен через датирование.

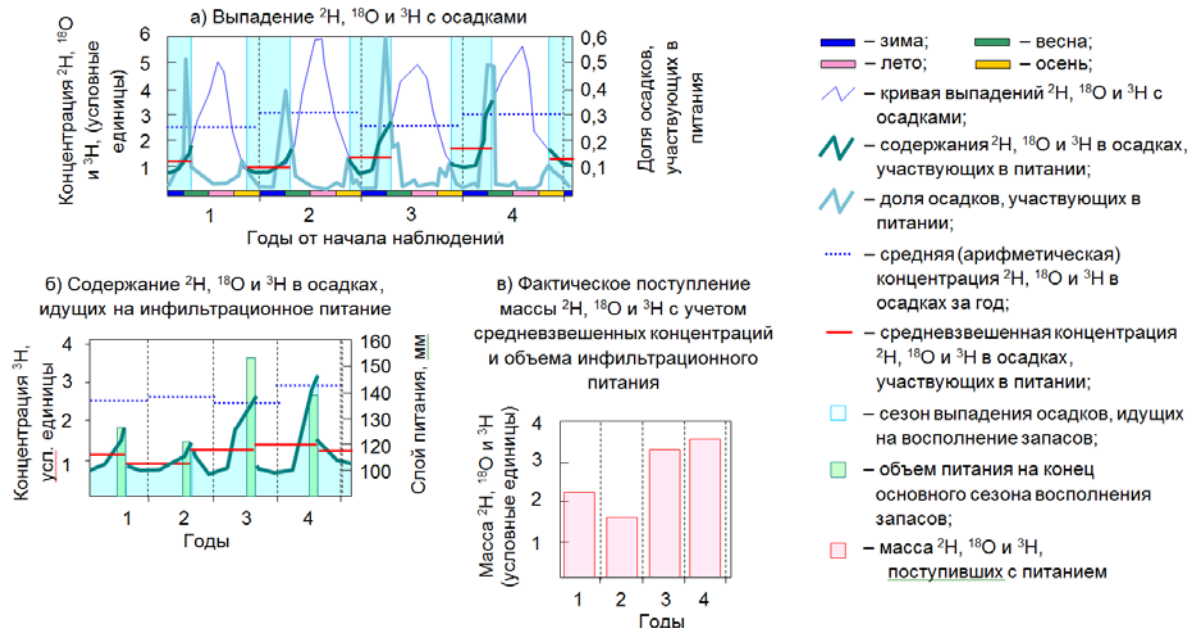


Рис. 1. Концептуальная схема формирования входной функции ^2H , ^{18}O и ^3H : (а) хронологический график концентраций ^2H , ^{18}O и ^3H в атмосферных осадках; (б) формирование входной функции ^2H , ^{18}O и ^3H с учетом сезонности питания; в) фактическое поступление массы ^2H , ^{18}O и ^3H в водные объекты с учетом средневзвешенных концентраций за холодный период и объема питания.

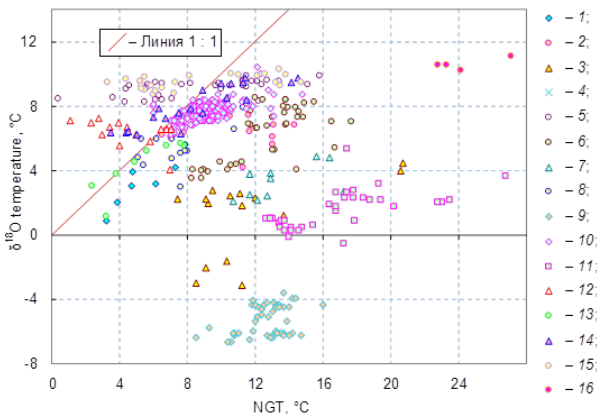


Рис 2. Сопоставление температур, рассчитанных по методу NGT с температурами, рассчитанными по содержаниям дейтерия и кислорода-18:

- 1 – Ballentine and Hall, 1999;
- 2 – Clark et al., 1998;
- 3 – Manning, 2009;
- 4 – Stute et al., 1995;
- 5 – Dennis et al., 1997;
- 6 – Kreuzer et al., 2009;
- 7 – Kulongoski et al., 2009;
- 8 – Edmunds et al., 2006;
- 9 – Plummer et al., 2000a;
- 10 – Plummer et al., 2000b; 11 – Cey, 2008; 12 – Ma, 2009; 13 – Beyerle et al., 1998; 14 – Huneau et al., 2002; 15 – Aeschbach-Hertig et al., 2002; 16 – Lehmann et al., 2003.

Осреднение является значимым в случае, когда сумма времени движения через зону аэрации и возраст подземных вод оказывается больше, чем характерный промежуток времени между отдельными флуктуациями.

Раздел 1.3. Обогащение природных вод ураном-234 сверх равновесных величин (как правило, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 0,8\text{--}3$ по активностям) известно с начала 1950-х г. [Чалов, 1954; Чердынцев, 1955]. Обогащение объясняется радиокинетическим разделением, которое предполагает а) преимущественное выщелачивание ^{234}U из вмещающих пород, вследствие большей геохимической подвижности и/или б) прямое поступление ядер отдачи ^{234}Th из минеральной матрицы в поровое пространство, с последующим превращением $^{234}\text{Th} \rightarrow ^{234}\text{U}$. Далее такие модели будут называться одностадийными.

Теоретический анализ условий накопления ^{234}U и ^{238}U в подземных водах показал, что при наличии постоянного фильтрационного потока, обогащение подземных вод ураном-234 по одностадийной схеме дает $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} < 10$. Между тем, во многих регионах обнаружены $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 10$ [Поляков, 1991; Тихонов, 2009; Arndt, West, 2004].

Автором развивается идея Полякова В.А. [1991] о двухстадийном процессе, предусматривающая стагнацию водообмена и накопление урана-234 в ММГП и последующее его преимущественное, по сравнению с ураном-238, высвобождение при таянии мерзлоты. Численным моделированием показано, что ключевым фактором возникновения уранных избытков урана-234 ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 10$) является наличие

¹ ^{238}U – родительский и ^{234}U – дочерний, при наличии радиоактивного равновесия отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1$ по активностям и атомное $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 5,5 \times 10^{-5}$.

пленочной влаги в мерзлых грунтах. После вытеснения «возрожденных» (талых мерзлотных) вод свежими инфильтрационными, ураганные избытки ^{234}U исчезают.

Следствием эффекта нарушения равновесия в цепочке $^{238}\text{U} \rightarrow \dots \rightarrow ^{234}\text{U} \rightarrow ^{234}\text{Th}$ является возникновение ошибок при датировании подземных вод, а также молодых хемогенных и органогенных осадков по неравновесному урану в районах развития мерзлоты в прошлом. Получение истинных возрастов требует обоснования величин начального отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ для каждого отдельного объекта.

Раздел 1.4. Рассмотрены тритий/гелий-3 – $^3\text{H}/^3\text{He}$ и уран-торий/гелиевый – $(\text{U}+\text{Th})/^4\text{He}$ методы датирования подземных вод². В [Kamensky et al., 1991] предложено использовать гелий-неоновую систематику ($^3\text{He}/^4\text{He}$ vs. $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$, Рис. 3) для определения условий формирования инфильтрационных вод, диагностики наличия избыточных газов атмосферного и радиогенного происхождения в опробуемых горизонтах, оценки эволюции изотопного состава растворенных газов в молодых и древних водах, расчета пропорций смешения разновозрастных вод и их датирования. Совместно с член.-корр. РАН, д.г.-м.н., проф. Румыниным В.Г. разработана математическая модель для $(\text{U}+\text{Th})/^4\text{He}$ датирования многопластовых систем [Токарев и др., 2009 а; Токарев и др., 2009 б].

Ключевым вопросом использования возрастных данных является оценка их надежности, включающая определение области применимости и величины ошибок. Наиболее существенные ограничения на возможности $^3\text{H}/^3\text{He}$ и $(\text{U}+\text{Th})/^4\text{He}$ методов накладывает:

- несоответствие реальной ситуации теоретическому требованию закрытости системы (натурное геохимическое ограничение);
- использование для расчета возраста схемы, не отвечающей натурным условиям (ограничение, обусловленное неполнотой геологической информации).

Основной фактор нарушения замкнутости гидрогеологических систем – это смешение разновозрастных вод и собственное диффузионное движение гелия и трития. Причиной ошибок является то, что радиоактивный распад происходит по логарифмическому, а смешение – по линейному закону.

² Возраст отдельной порции подземных вод можно определить как время, прошедшее с момента попадания данной порции воды в зону насыщения. Вследствие движения по линиям тока и дисперсии на практике определяют «среднее время пребывания» воды в гидрогеологической системе. Шкала $^3\text{H}/^3\text{He}$ метода составляет от первых недель до $n \times 10^2$ лет и $(\text{U}+\text{Th})/^4\text{He} > n \times 10^2$ лет, в положении, что пределы контролируются погрешностями измерений.

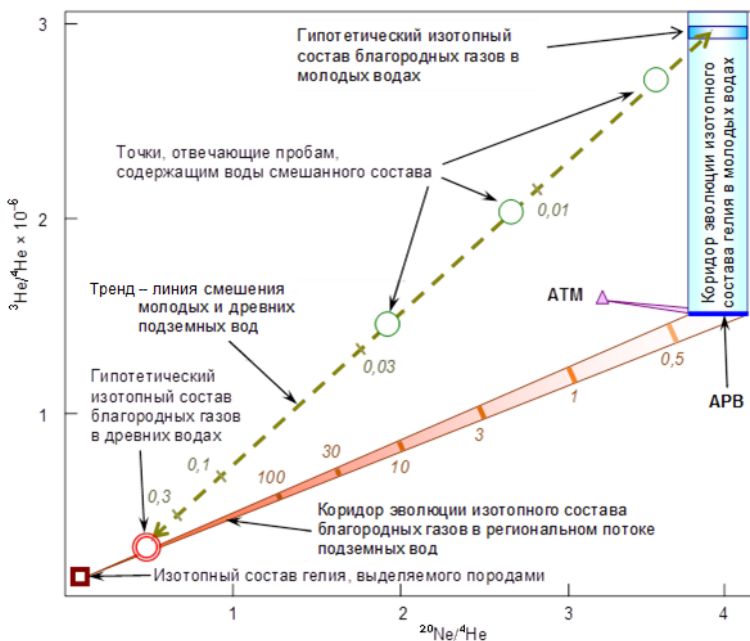


Рис. 3. Гелий-неоновая систематика для определения условий формирования инфильтрационных вод, диагностики наличия избыточных газов атмосферного и радиогенного происхождения, эволюции изотопного состава растворенных газов в молодых и древних водах, расчета пропорций смешения разновозрастных вод и их датирования [Kamensky et al., 1992].

При $^3\text{H}/^3\text{He}$ датировании ошибки наиболее велики для двухкомпонентного смешения и возрастают:

- при увеличении разрыва в возрастах и уменьшении возраста младшей компоненты;
- при увеличении содержаний трития в младшей компоненте, по сравнению со старшей.

Ошибки $^3\text{H}/^3\text{He}$ датирования за счет двухкомпонентного смешения могут достигать $n \times 10\%$ в сторону занижения и $n \times 10^2\%$ в сторону завышения. В настоящее время на практике появление экстремально высоких погрешностей за счет смешения невелико, вследствие:

- общего снижения и пространственно-временного нивелирования концентраций трития в атмосферных осадках;
- действия дисперсионных механизмов, выравнивающих концентрации трития (^3H) и тритигенного гелия-3 ($^3\text{H}_{\text{ТРИТ}}$) в порциях воды, поступивших в подземную гидросферу в различные моменты времени.

Ошибки $^3\text{H}/^3\text{He}$ датирования могут быть снижены за счет:

- раздельного опробования гидравлически изолированных горизонтов;
- уменьшения длины интервалов опробования в мощных водоносных горизонтах;
- опробования при относительно маломощном гидравлическом воздействии на пласт.

В гетерогенных средах (слоистая среда или среда с двойной пористостью) ошибки $^3\text{H}/^3\text{He}$ датирования обусловлены различием в поведении компонентов. По расчетам, наиболее неблагоприятно:

- 1) наличие в слабопроницаемых зонах неограниченной емкости для ^3H и, одновременно, конечной емкости для $^3\text{H}_{\text{ТРИТ}}$ (например, при мощности слабопроницаемых пластов $\sim 0,1\text{--}0,5$ м, хорошо проницаемых пластов – до первых метров и примерном равенстве объемов порового пространства, что определяется соотношением пористостей);
- 2) быстрое (сравнимое со средним временем жизни атома ^3H $\tau = 17,7$ года) изменение начальных концентраций ^3H .

В описанных случаях, как правило, происходит завышение возрастов, которое может достигать $n \times 10^2$ %.

Особенности поведения ^3H и $^3\text{He}_{\text{ТРИТ}}$, а также их геохимическая инертность расширяет возможности $^3\text{H}/^3\text{He}$ метода.

1. Уменьшение отношения суммы текущих концентраций трития и тритигенного гелия-3 (так называемый «нераспадающийся» тритий) к начальной концентрации трития $\{(\Sigma(^3\text{H} + ^3\text{He}_{\text{ТРИТ}}))/^3\text{H}_0\} < 1$ указывает на гетерогенность среды.

2. Сопоставление датирования и мониторинга распространения реальных загрязнений может быть использовано для калибровки математических моделей массопереноса, поскольку позволяет определить обменные характеристики пород и системы в целом *in situ*.

Раздел II. НАТУРНАЯ АПРОБАЦИЯ ИЗОТОПНЫХ МЕТОДОВ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИИ И ИЗУЧЕНИЯ РЕАКЦИИ МЕРЗЛОТЫ НА СОВРЕМЕННЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ ВАРИАЦИИ.

Раздел II.1. Фиксируемое в настоящее время потепление отражает фундаментальную для Земли характеристику системы «атмосфера–океан–суша» – периодические вариации средних приземных температур воздуха. Воздействие цикла «похолодание↔потепление» на состояние водно-ледовых объектов может быть описано следующей последовательностью событий [Оледенение..., 2007].

1. В период похолодания на площадях, где покровные ледники отсутствуют, но имеют место отрицательные среднегодовые температуры, формируются толщи ММГП, в которых подземный водооборот локализован в маломощном активном слое и таликах. В подошве мер-

золты формируются переохлажденные соленые воды (криопеги), которые могут мигрировать вниз по разрезу, вследствие повышенной плотности, а также давления, развиваемого на фронте замерзания. Нисходящая фильтрация таких вод имеет следствием быстрое охлаждение нижележащего разреза.

2. Ледники мощностью до 200–400 м сглаживают сезонные вариации температур и деятельный слой исчезает. Дальнейшее увеличение мощности льда ведет к таянию его подошвы и возникновению инфильтрационного потока воды пересыщенной кислородом, который может охватывать значительную часть геологического разреза.

3. Рост щитовых ледников ведет к снижению уровня океана и иссушению климата, что имеет следствием снижение базисов эрозии и увеличение мощности зоны аэрации. При этом содержание кислорода в инфильтрационных водах растет из-за увеличения растворимости газов при понижении температуры. То есть, в целом, ледниковая эпоха характеризуется господством окислительных условий в значительно большем объеме пород, чем в эпоху потепления.

4. Разрушение ледовых щитов и таяние мерзлоты приводит к появлению объемов пресной воды специфического изотопного и химического состава и соответствующему изменению режима функционирования поверхностных и подземных водных объектов.

Раздел II.2. Отклик параметров $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в речном стоке зоны ММГП на современные погодноклиматические вариации изучен в 2012–2015 г. на примере нижнего течения р. Колымы (пос. Черский).

Резко континентальный климат (среднегодовая температура 1980–2012 г. $-10,3\text{ }^\circ\text{C}$, $-17,2\text{ }^\circ\text{C}$ – холодный и $+10,2\text{ }^\circ\text{C}$ – теплый сезон) при стабильном современном потеплении определяет доминирующие ландшафты а) лиственничную тайгу в долинах рек, б) тундру – на равнинах, в) арктические пустыни и реликты степей – на возвышенностях. Мерзлота, имеет мощность до 600 м и температуры до $-11\text{ }^\circ\text{C}$ [Лупачев, 2010]. Деятельный слой 0,8–1,2 м. Равнинные участки заняты высокольдистыми лессовидными суглинками – едомой или ледовым комплексом [Попов, 1956].

Мерзлота реагирует на потепление с задержкой. Например, зима 2013–2014 г. была теплой, но толщина деятельного слоя на площадке CALM в 2014 г. мало отличалась от средней за 15 лет. То есть, реакция мерзлоты на погодные вариации является отложенной и выражается в повышении ее температуры [Федоров-Давыдов и др., 2015]. Отмечено, однако, что сток Колымы летом 2014 г. был на 10 % выше среднего за 1936–2011 г. [Федоров-Давыдов и др., 2015].

В 2013–2015 г. выполнены наблюдения за изотопным составом атмосферных осадков, речного стока, подземных вод и мерзлоты.

Состав осадков меняется от $\delta^{18}\text{O} = -13,6\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -110\text{‰}$ летом до $\delta^{18}\text{O} = -38,2\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -292\text{‰}$ зимой:

$$\text{ЛЛМВ}^3 \delta^2\text{H} = 7,57 \times \delta^{18}\text{O} - 2,10 \quad (R^2 = 0,97, n = 113).$$

Средневзвешенный состав осадков:

- $\delta^{18}\text{O} = -23,7\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -184\text{‰}$ – в целом за годы наблюдений;
- $\delta^{18}\text{O} = -26,8\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -208\text{‰}$ в холодный сезон (среднесуточная температура $< +5\text{°C}$);
- $\delta^{18}\text{O} = -18,5\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -145\text{‰}$ в теплый сезон.

Среднемесячный изотопный состав осадков и сумма месячных температур (t , $^{\circ}\text{C}$) коррелируют:

$$\delta^{18}\text{O} = 0,0118 \times t - 20,8 \quad (R^2 = 0,86),$$

$$\delta^2\text{H} = 0,0871 \times t - 161 \quad (R^2 = 0,85),$$

По данным бурения (Рис. 4), в среднем, изотопный состав влаги в деятельном слое в августе $\delta^{18}\text{O} = -22,3\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -168\text{‰}$, изотопный состав льда в переходном слое – $\delta^{18}\text{O} = -27,2\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -209\text{‰}$ и в мерзлоте $\delta^{18}\text{O} = -31,4\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -236\text{‰}$.

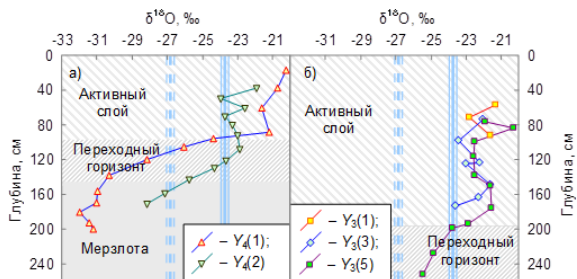


Рис. 4. Изотопный состав влаги в деятельном, переходном слоях и мерзлоте (низовья Колымы): сплошная линия – среднегодовой состав осадков $\delta^{18}\text{O} = -23,7\text{‰}$; пунктирная линия – средний состав осадков за холодный период года $\delta^{18}\text{O} = -26,8\text{‰}$.

Для воды в Колыме $\delta^{18}\text{O} = -14,6\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -138\text{‰}$ летом, в среднем, и до $\delta^{18}\text{O} = -26,1\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -195\text{‰}$ в период весеннего половодья при среднегодовом взвешенном составе $\delta^{18}\text{O} = -22,2\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -171\text{‰}$. Для малых водотоков Колымы, перемерзающих на зиму, вариации составляют от $\delta^{18}\text{O} = -17,2\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -140\text{‰}$ до $\delta^{18}\text{O} = -24,9\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -186\text{‰}$, то есть, меньше, чем в Колыме. Изменения изотопного состава речной воды, в целом, отвечают облегчению изотопного состава атмосферных осадков в холодное время года и утяжелению – в теплое.

В притоках Колымы в конце лета проявляется облегчение изотопного состава воды (Рис. 5). Логично связать это облегчение с приходом волны талой воды от мерзлоты и деятельного слоя, так как позднее вода опять изотопически утяжеляется вследствие осенних дождей. Согласно расчету этот вклад становится заметным при слое ста-

³ ЛЛМВ – локальная линия метеорных вод.

ивания 2–5 мм/год в водном эквиваленте (0,6–1,5 см/год по мощности при льдистости 0,3).

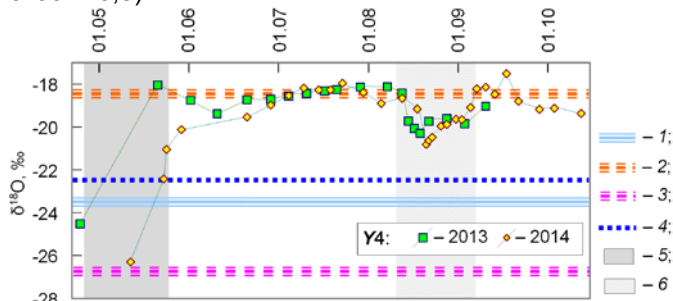


Рис. 5. Сезонные изменения изотопного состава кислорода в воде малого притока Колымы Y4. Средневзвешенные изотопные составы атмосферных осадков: 1 – за год ($\delta^{18}\text{O} = -23,7\text{‰}$); 2, 3 – за теплый ($\delta^{18}\text{O} = -18,5\text{‰}$) и холодный ($\delta^{18}\text{O} = -26,8\text{‰}$) сезоны, соответственно; 4 – средневзвешенный состав воды в деятельном слое ($\delta^{18}\text{O} = -22,3\text{‰}$); 5 – период снеготаяния; 6 – период облегчения воды летом во время наибольшего протаивания; точки и ломанные цветные линии – изотопный состав кислорода в ручье.

Раздел II.3. Реконструкция палеоклимата российской Арктики по полигонально-жилым льдам (ПЖЛ) выполнена в кооперации с МГУ им. М.В. Ломоносова (руководитель исследования – к.г.-м.н. Стрелецкая И.Д., Рис. 6). ПЖЛ формируются за счет попадания снега и талой воды в криогенные трещины. Впервые рассчитывать температуры по изотопным данным ПЖЛ предложил [Васильчук, 1992; Васильчук, 2006]. В [Стрелецкая и др., 2015] получены следующие уравнения связи для элементарных (молодых) жилок:

$$t_{\text{ср. зимн.}} = 1,15 \times \delta^{18}\text{O} - 4,6 \quad (R^2 = 0,75, \sigma = 2,7),$$

$$t_{\text{ср. янв.}} = 1,12 \times \delta^{18}\text{O} - 6,43 \quad (R^2 = 0,75, \sigma = 2,6),$$

$$t_{\text{ср. хол. пер.}} = 0,885 \times \delta^{18}\text{O} - 2,55 \quad (R^2 = 0,67, \sigma = 2,7),$$

где индекс «ср. зимн.» отвечает декабрю–февралю; а «ср. хол. пер.» – октябрю–маю. Различия в оценке температур с [Васильчук, 1992; 2006] составляют около $\pm 2\text{ }^\circ\text{C}$.

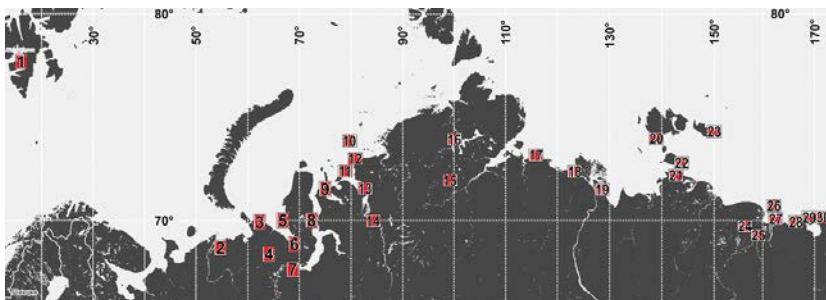


Рис. 6. Участки изучения ПЖЛ [Стрелецкая и др., 2015].

В зырянское похолодание (МИС-4) для побережья моря Лаптевых $t_{\text{СР. ХОЛ. ПЕР.}} \approx -31^\circ\text{C}$, $t_{\text{СР. ЯНВ.}} \approx -41^\circ\text{C}$, а Восточно-Сибирского моря – -32°C и -44°C , соответственно. В каргинское время (МИС-3) температура возросла в восточной Арктике до $t_{\text{СР. ХОЛ. ПЕР.}} \approx -27..-29^\circ\text{C}$ и $t_{\text{СР. ЯНВ.}} \approx -38..-40^\circ\text{C}$, а в западном секторе – $t_{\text{СР. ХОЛ. ПЕР.}} \approx -23..-25^\circ\text{C}$ и $t_{\text{СР. ЯНВ.}} \approx -32..-35^\circ\text{C}$. В сартанское время (МИС-2) на Европейском Севере и в восточном секторе Арктики холодный период года был теплее на 1–4 °С, по сравнению с МИС-3. Голоцен (МИС-1) характеризуется повышением температур. На Чукотке и Таймыре $t_{\text{СР. ХОЛ. ПЕР.}}$ повысилась на 7–8 °С, а в западном секторе Арктики – на ~4 °С.

В период с МИС-4 по МИС-1 характер атмосферного переноса в Арктике в зимнее время принципиально не изменялся. Последнее противоречит предположению о наличии мощного ледникового щита в Карском море в период последнего оледенения (МИС-2) [Svendsen et al., 2004]. Скорее, ледниковый щит был незначительным по площади и высоте, как это следует из изучения подводных краевых морен [Гусев и др., 2012].

Палеотемпературы позволяют предположить, что область распространения ММГП на севере Евразии в прошлом была существенно больше, чем в настоящее время. Соответственно, значимой оказывается разработка подходов, позволяющих идентифицировать положение границы ММГП в прошлом.

Раздел II.4. Автором разрабатывается подход, использующий отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в качестве метки «возрожденных» (талых мерзлотных) вод. Генеральные оценки зависимости избытков ^{234}U от климатических стадий могут быть выполнены крупным водоемам.

Океанический резервуар, значительно осредняющий вариации потоков вещества с континентов, охарактеризован десятками тысяч анализов отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в осадках и органогенных образованиях и большой длительностью непрерывных осадочных разрезов. По широте 40° океан удобно разделить на приэкваториальную и высокоширотную зоны. В первой изотопный состав урана мало меняется, колеблясь около $\delta^{234}\text{U} = 140 \pm 15^4$, [Chen et al. 1986; Henderson, Anderson, 2003]. Для кораллов и карбонатных отложений высокоширотной зоны отмечен существенный рост $\delta^{234}\text{U}$ в периоды потеплений (Рис. 7).

Озеро Байкал – резервуар пресной воды в географической зоне, где температурное состояние горных пород в позднем плейстоцене и голоцене существенно менялось [Безрукова и др., 1999]. Таяние мер-

⁴ в океанологии принято выражать изотопный состав урана в виде $\delta^{234}\text{U} = (^{234}\text{U}/^{238}\text{U} - 1) \times 1000$, где $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ – отношение в активностях. То есть, равновесный уран $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1$ (по активностям) будет иметь $\delta^{234}\text{U} = 0$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,15$, соответственно, – $\delta^{234}\text{U} = 150$ и т.д.

злоты оказывает влияние на объем и химический состав речного стока [Афанасьев, 1976; Biskaborn et al., 2019].

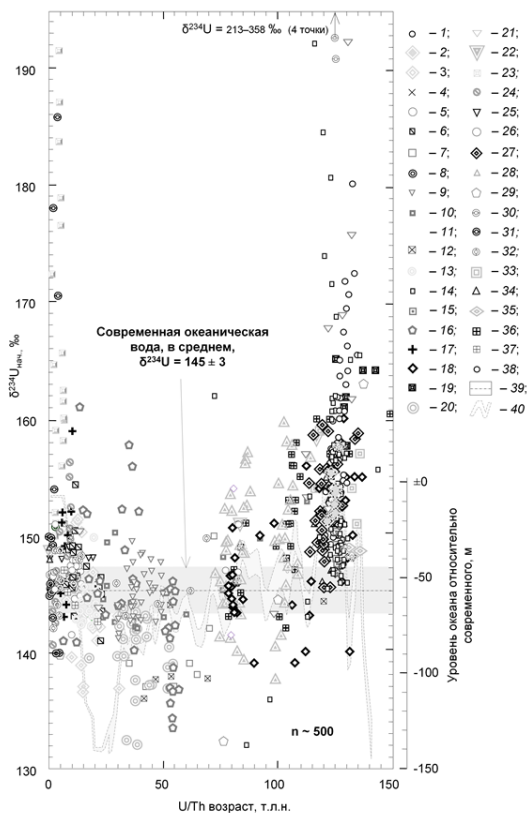


Рис. 7. Изотопный состав урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) в кораллах и карбонатах приполярных и арктических областей Мирового океана: 1 – Bar-Matthews et al., 1993; 2 – Thompson et al., 2011; 3 – Bard et al., 1990; 4 – Bard et al., 1991; 5 – Bard et al., 1996; 6 – Cabioch, Ayliffe, 2002; 7 – Chappel et al., 1996; 8 – Copard et al., 2012; 9 – Chui et al., 2005; 10 – Cutler et al., 2003; 11 – Cutler et al., 2004; 12 – Dia et al., 1992; 13 – Douarin et al., 2013; 14 – Dutton et al., 2015; 15 – Dutton et al., 2017; 16 – Eisele, 2010; 17 – Eisenhauer et al., 1993; 18 – Esat et al., 1999; 19 – Esat, Yokoyama, 2000; 20 – Esat, Yokoyama, 2006; 21 – Hamelin et al., 1991; 22 – Gallap et al., 1994; 23 – Gutjahr et al., 2013; 24 – López Correa et al., 2012; 25 – Ludwig et al., 1991;

26 – Ludwig et al., 1996; 27 – Muhs et al., 2002; 28 – Potter et al., 2004; 29 – Potter et al., 2005; 30 – Roberts et al., 2009; 31 – Shaked et al., 2004; 32 – Shen et al., 2008; 33 – Stein et al., 1993; 34 – Stirling et al., 1998; 35 – Thomas et al., 2012; 36 – Thompson et al., 2003; 37 – Yokoyama, Esat, 2004; 38 – Yokoyama et al., 2001a; 39 – изотопный состав урана в современном океане $\delta^{234}\text{U} = 145 \pm 3 \text{ ‰}$ (Chen et al. 1986; Henderson, Anderson, 2003); 40 – флуктуации уровня океана (Spratt, Lisiecki, 2016).

В донных отложениях Байкала в периоды потеплений резко возрастает концентрация створок диатомей, в холодные – поток глинистого материала и доля терригенного урана. Синхронно с климатическим потеплением растут избытки ^{234}U (рис. 8).

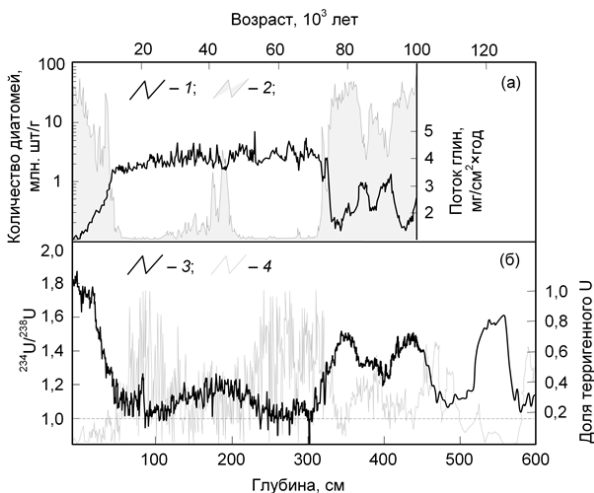


Рис. 8. Распределение по глубине донных осадков оз. Байкал различных биологических, кластических и изотопно-геохимических индикаторов (адаптировано с изменениями из [Чебыкин, 2006; Goldberg et al., 2010]):
 1 – поток глин;
 2 – количество диатомей;
 3 – отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$;
 4 – концентрация терригенного урана.

В Средней Азии, где распространена горная мерзлота, для поверхностного стока выявлено обогащение ^{234}U , которое возрастает [Чердынцев, 1967; Чалов, 1975]:

- при увеличении среднегодового расхода рек и росте доли подземного питания (вследствие увеличения объема дренируемого подземного пространства);
- при увеличении площади оледенения водосборного бассейна.

По данным автора климатические вариации отражаются в системе $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ подземных вод и в других районах северной Евразии [Malov et al., 2015; Malov, Tokarev, 2019; Tokarev et al., 2012, 2019].

Ленинградская область. В вендском водоносном комплексе по мере удаления от области питания (в настоящее время Карельский перешеек) вода сменяется с пресной на соленую, а химический состав с $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ на Cl-Na , переход типа воды происходит при достижении минерализации 0,6–1 г/л [Токарев и др., 2012; Виноград и др., 2019]. На правобережье р. Невы и северном берегу Финского залива в пресных водах $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 0,94\text{--}1,15$ (среднее 0,98) при наличии современного питания, судя по ^3H . В районе г. Сосновый Бор в соленоватых водах $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 0,48\text{--}0,65$ (в породах $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 0,70\text{--}0,96$) при ^{14}C возрасте воды $\tau = 9\text{--}15$ т.л. [Соботович и др., 1977; Бондаренко и др., 1981; Гудзенко, 1983]. Автором и указанными исследователями здесь найден облегченный и фракционированный изотопный состав воды $\delta^{18}\text{O} = -18,7\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -113\text{‰}$ (сдвиг влево относительно ЛЛМВ). «Возрожденные» воды отсутствуют из-за близости области питания и разгрузки. Ускоренная мобилизация урана-234, приведшая к появлению пониженных величин $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, могла быть следствием трансгрес-

сий и регрессий морских и пресноводных водоемов (результатом смены химического состава воды и содержаний кислорода).

Карелия. [Токарев и др., 2008; Бородулина и др., 2020]. Подземные воды имеют, в основном, современное питание (присутствует ^3H), их изотопный состав $\delta^2\text{H} = -91..-112\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = -12,0..-14,1\text{‰}$ близок или несколько легче современных осадков. В Салминском массиве на глубине 450 м обнаружена вода с $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 6,4$ (при региональных вариациях $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 0,78-1,51$ и среднем 1,15), изотопически легким и фракционированным составом $\delta^{18}\text{O} = -15,7\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -124\text{‰}$ (сдвиг вправо от ЛЛМВ). В воде отсутствует тритий, а содержание гелия повышено на два порядка по отношению к фону⁵. Сохранению реликтовых вод способствовала малая трещиноватость массива [Турченко, 2004; Кислов и др., 2002]. В «Марциальных водах»⁶ в 1979–1980 г. [Ресурсы..., 1987] $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 3-4$, изотопный состав воды отражал неравновесное изотопное фракционирование $\delta^2\text{H} = -110..-114\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = -12,0..-13,1\text{‰}$ (сдвиг вправо от ЛЛМВ). В 2005–2015 г. [Токарев и др., 2015] $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \sim 1$, при $\delta^2\text{H} = -100..-104\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -13,3..-14,1\text{‰}$ (соответствует ЛЛМВ). То есть, произошла «промывка» системы современными метеорными водами.

Мурманская область. Исследовалась южная половина Хибинского щелочного массива. По $^3\text{H}/^3\text{He}$ датированию время циркуляции подземных вод варьирует от нескольких недель – первых месяцев для комплекса кристаллических пород до 20 лет для четвертичных отложений, заполняющих долины [Kamensky et al., 1992; Гудков и др., 2014]. Изотопный состав урана практически не отличается от равновесного $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 0,89-1,23$, при составе воды $\delta^2\text{H} = -105..-115\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = -14,1..-15,7\text{‰}$, соответствующем осадкам [Гудков и др., 2021]. Наличие на Кольском полуострове горной мерзлоты [Романенко, Гаранкина, 2012] позволяет предположить, что отсутствие эффектов в системе изотопов урана для Хибинского массива обусловлено а) высокими темпами водообмена; б) формированием указанных проявлений мерзлоты относительно недавно – в бореальный период голоцена или даже в «малый ледниковый период».

Архангельская область. В долине Сев. Двины по изотопным данным ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, ^3H , ^{14}C) оконтурена линза реликтовых морских вод, сформированная в период микулинской трансгрессии, с аномально высокими концентрациями йода, имеющая $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 2,81-6,84$ [Токарев, 2012]. Региональное обогащение ^{234}U характерно для падунского (венд) горизонта [Malov, Tokarev, 2019]. В дренажных водах карьеров

⁵ Под фоном понимается концентрация равная равновесной с атмосферой.

⁶ Единственный в Карелии спа-курорт, с 1972 г. интенсивность отбора минеральных вод увеличилась вследствие перехода на эксплуатацию месторождения скважинами.

на алмазные трубки $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,99\text{--}7,81$, а грунтовый горизонт и поверхностные воды имеют $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,15\text{--}2,21$ [Киселев и др., 2016; Malov, 2018].

Ненецкий автономный округ. Термоминеральные источники Пым-вашор (Полярный Урал, $S = 1,8\text{--}2,0$ г/л, $T = 19\text{--}30$ °С), исследованы с помощью $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $\delta^{13}\text{C}$, ^{14}C , ^{230}Th , ^{232}Th [Malov et al., 2015]. $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датировки травертинов определяют возникновение термальной системы 2,0–7,7 т.л.н. Отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 3,5\text{--}4,2$ в минеральной воде свидетельствуют о наличии некоторой доли возрожденных вод, сформированных при протаивании мерзлоты в ходе подъема термальных вод к поверхности.

Чукотский автономный округ. Травертины термальных источников, прорывающих толщу мерзлоты [Поляк и др., 2008; Поляк и др., 2010] датированы $^{230}\text{Th}/\text{U}$ методом (возраст 0–160 т.л.). В «старых» травертинах $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,19\text{--}2,84$, в «молодых» $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 4,42\text{--}8,59$. То есть, участки с недавно возникшей циркуляцией термальных вод имеют некоторый вклад талой мерзлотной воды, а на «проработанных» участках доля такого компонента существенно уменьшается.

Предволжье (юго-запад Республики Татарстан). Верхняя часть разреза сложена переслаиванием алевро-песчаников перми. Уже на глубине 100–120 м встречаются воды с $M = 4\text{--}6$ г/л. Изотопный состав воды $\delta^2\text{H} = -94.. -119$ ‰, $\delta^{18}\text{O} = -12,7.. -16,1$ ‰. Изотопный состав урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,17\text{--}20,1$ [Солнцев и др., 1999; Тихонов, 2009]. Диагностировано (в том числе, по ^3H) трехкомпонентное смешение с крайними членами: 1) современные пресные инфильтрационные воды $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \approx 1$, изотопически наиболее тяжелые; 2) пресные воды постгляциального периода $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1\text{--}3$, изотопически наиболее легкие и 3) возрожденные воды различной солености воды $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 10\text{--}20$, с изотопным составом между современными инфильтрационными водами и водами постгляциального периода.

Крым. На северном склоне Крымских гор и в Равнинном Крыму в отдельных точках вода имеет экстремально легкий изотопный состав $\delta^2\text{H} = -90.. -97$ ‰, $\delta^{18}\text{O} = -13,0.. -13,5$ ‰, который легче современных зимних осадков в горах [Dublyansky et al., 2018; Dublyansky et al., 2019]. В с. Пятихатка вода из скважины глубиной ~1200 м с $t = 53$ °С и минерализацией 1,3 г/л имеет датировку по ^{14}C ~28 т.л., при отсутствии ^3H [Амеличев и др., 2019]. Изотопный состав урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,59$ близок к равновесному. По-видимому, в этой точке и других, где фиксируется экстремальное обеднение ^2H и ^{18}O , обнаружена вода, поступившая в водоносные горизонты в последнее похолодание. Однако, из-за отсутствия мерзлоты, изотопный состав урана подземных вод не демонстрирует значительных избытков ^{234}U .

Значительные эффекты в системе $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ обнаружены и в подземных водах Сев. Америки, где, например, массовым опробованием в штате Висконсин обнаружены $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 40\text{--}50$ [Arndt, West, 2004].

Дополнительные замечания по условиям формирования изотопного состава урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) в подземных водах и гидрогенных образованиях. Заметное обогащение ураном-234, по-видимому, может возникать при резкой смене гидрохимического типа подземных вод, например:

- при росте содержаний CO_2 , CO_3^{2-} , HCO_3^- , SO_4^{2-} и других анионов, с которыми уран образует хорошо растворимые соединения;
- при переходе редокс потенциала среды (Eh) из восстановительной в окислительную область;
- изменении pH среды с нейтральной на кислую или щелочную.

Действием указанных факторов, по-видимому, объясняются:

1) значительные вариации отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в областях современного или недавнего вулканизма;

2) гидрогенные месторождений «молодого» урана, когда рост Eh среды в ледниковый период приводит к окислению сульфидов с последующей «залповой» мобилизацией сульфатов при деградации мерзлоты, снижением pH и параллельной экстракцией U.

Пример воздействия вулканической деятельности – участок Yucca Mountain (Nevada, USA), для которого доказано существование гидротермальной системы в позднем кайнозое [Dublyansky, Spötl, 2010; Neymark et al., 2000]. В зоне прошлой активности гидротермальных растворов $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 2,3\text{--}8,4$, а на соседних участках (вне гидротермальной зоны) $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,1\text{--}3,9$ при единичных выбросах до $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 5,4$ [Paces et al., 2013].

Мелкомасштабные вариации отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ могут быть связаны с движением инфильтрационных вод через потенциал-задающие барьеры и смешением, например:

- при нисходящей фильтрации через почву и зону аэрации, растворении биогенного CO_2 и последующем отложении педогенных карбонатов [Suresh et al., 2013; Maher et al., 2014];
- при разгрузке подземных вод в мелкие лагуны [Smith, 2008];
- для поверхностных водотоков – за счет притока из различных гидродинамических или литологических зон [Pierret et al., 2014].

Мелкомасштабные вариации отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ обнаружены и автором в Рудных горах (г. Фрайберг, Саксония, юго-восток Германии). Изотопный состав дренажных вод близок к современным осадкам, а изотопный состав урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 0,45\text{--}1,34$. Наименьшие значения обнаружены на верхних этажах отработки в богатой рудной зоне, где вода имеет $\text{pH} \approx 1,2\text{--}2,0$. В выработках, залегающих на 200 м

ниже $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 0,95-1,34$. Ясно, что верхняя зона отработки промыта кислыми водами, что и привело к дефициту урана-234.

Выводы к разделу. Теоретические обобщения и натурные наблюдения позволяют сформулировать следующую концептуальную схему распределения рассмотренных выше изотопных трассеров в подземной гидросфере (Рис. 9).

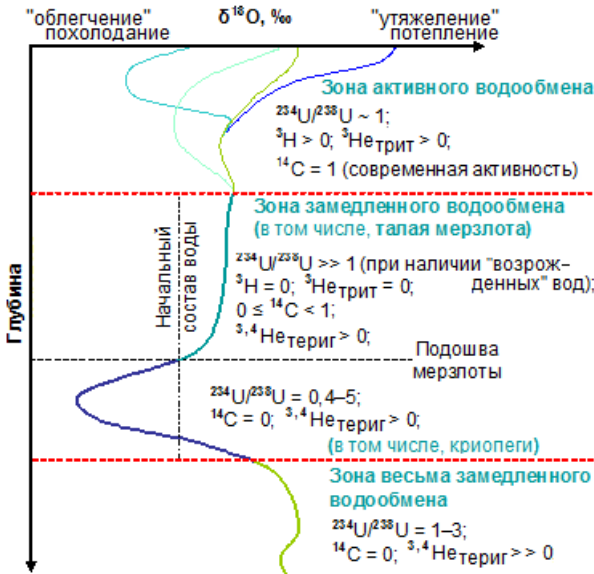


Рис. 9. Концептуальная схема вертикальной гидрогеологической зональности и изотопно-гидрохимических характеристик подземных вод севера Евразии, сформированной под воздействием географо-климатических вариаций конца плейстоцена и в голоцене.

1. Зона активного водообмена содержит пресные воды, изотопный состав которых соответствует местным осадкам и варьирует от региона к региону, в основном, в зависимости от температуры холодного периода года (границы теплого/холодного сезонов – это время наступление среднесуточной температуры $+5\text{ }^{\circ}\text{C}$). Изотопный состав воды может быть смещен относительно ЛЛМВ за счет неравновесного фракционирования при испарении (начальный изотопный состав оценивается по точке пересечения линии аппроксимации с ЛЛМВ). Содержания трития снижены относительно осадков холодного периода года пропорционально времени пребывания инфильтрационной влаги в зоне аэрации и возрасту подземных вод. В грунтовых водах могут наблюдаться и сезонные вариации указанных параметров. Содержания радиоуглерода находятся примерно на уровне современных активностей в осадках. Изотопный состав урана близок к равновесному. Концентрации благородных газов близки к равновесным с атмосферой при температуре зоны аэрации в теплый период года. Имеют место избытки гелия-3 за счет накопления тритигенного гелия-3.

2. Зона замедленного водообмена содержит пресные и солоноватые воды, изотопный состав которых может заметно отличаться от местных осадков современности, как за счет сдвига, обусловленного климатическими вариациями температур, так и за счет вторичного неравновесного фракционирования при замерзании. В зоне, занимаемой в прошлом мерзлотой, изотопный состав может быть утяжелен, а в зоне, залегающей ниже подошвы мерзлоты – облегчен относительно начального состава инфильтрационной воды. Отложения четвертичного периода могут содержать захороненные седиментогенные воды, например, морского генезиса. Тритий отсутствует. Содержания радиоуглерода снижены относительно современных активностей, вплоть до нуля. Изотопный состав урана может существенно отличаться от равновесного а) за счет обогащения ^{234}U в зоне «возрожденных» вод, сформировавшихся за счет таяния мерзлоты; б) за счет потерь ^{234}U при промывке разреза после таяния мерзлоты. В составе благородных газов появляется радиогенная компонента (терригенный гелий-3 и гелий-4), обусловленная их эманацией вмещающими породами. Тритиогенный гелий-3 отсутствует.

3. Зона весьма замедленного водообмена содержит соленые воды и рассолы, изотопный состав которых, как правило, заметно отличается от местных осадков современности, в некоторых случаях это, по-видимому, могут быть седиментогенные воды. Тритий, тритиогенный гелий-3 и радиоуглерод в таких водах отсутствуют. Изотопный состав урана близок к равновесному. Изотопный состав и концентрации благородных газов существенно отличаются от равновесных с атмосферой за счет накопления радиогенных газов, эманлируемых вмещающими породами.

Во всех зонах при наличии современной или недавней вулканической активности в изотопном составе воды может проявляться «кислородный сдвиг».

Раздел III. ПРИМЕРЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ИЗОТОПНЫХ ИНДИКАТОРОВ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ РЕСУРСОВ, КАЧЕСТВА И ПРОГНОЗА СОСТОЯНИЯ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

Рассмотрены результаты работ в:

- замкнутых межгорных структурах гумидных и аридных районов (Хибинский массив – Кольский полуостров, Россия; бассейн р. Нарын – Киргизия и микробассейны Sierra de los Filabres – провинция Альмерия, Испания);
- пластовых структурах артезианских бассейнов (северо-запад России, юго-восток Западно-Сибирского АБ, юго-запад Республики Татарстан, равнинный Крым);

- гидрогеологических массивах и вложенных структурах (Карелия, Нижне-Канский гранитоидный массив, Теча-Бродская структура – Россия, восточный Казахстан).

Раздел III.1. Горные районы с замкнутыми водосборами наиболее благоприятны для использования изотопных методов:

- доступна диагностика отдельных источников питания в структуре стока, а также оценка связи поверхностных и подземных вод;
- применимы простейшие математические модели с сосредоточенными параметрами.

Горно-аридный район (Альмерия, юго-восток Испании)⁷. Водопотребление определяется промышленностью⁸, агросектором и хозяйственно-бытовыми нуждами. Из-за испарения, неравномерности выпадения и малого объема осадков [Espadafor et al., 2011] для муниципалитетов в горах подземные воды зачастую единственный источник водоснабжения [Pulido-Bosch et al., 1994], что приводит к их сверхэксплуатации [Custodio, 2000]. Территорию слагают слабопроницаемые метаморфические породы и карбонатные комплексы. Наиболее водообильны локально распространенные молодые рыхлые отложения, зачастую осушенные [Pulido-Bosch, 1997]. Химический состав вод разнообразен вследствие испарения, наличия эвапоритов, гидротермальной деятельности и антропогенного загрязнения.

В 2002 г. выполнено опробование поверхностных и подземных вод (макрокомпонентный, микроэлементный и изотопный состав воды, содержания трития). По опубликованным данным [база GNIP МАГАТЭ; Diaz-Teijeiro et al., 2009] восстановлена входная функция по тритию и стабильным изотопам. Установлено влияние испарения на изотопный состав воды (Рис. 10). Найдена зависимость изотопного состава осадков от высоты местности, которая позволила определить положение областей питания (Рис. 11).

По тритию оценено среднее время пребывания воды в межгорных микробассейнах (τ), по $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$ и топографии оценено положение и размер области питания, по ВЭЗ и ЯМР – объем воды в структурах (V), на основании чего рассчитаны ресурсы подземных вод $Q = V/\tau$. Полученные данные позволили выделить площади, перспективные для расширения водоснабжения за счет подземных вод.

⁷ Заказчик фирма TINGSA, руководитель с испанской стороны Carlos Ordonies Peres, с российской стороны – член-корр. РАН, д.г.-м.н, проф. Румынин В.Г.

⁸ В муниципалитете Roquetas de Mar расположен танковый завод, который имел средний годовой оборот около 64 млрд. евро (данные на 2000 г.)

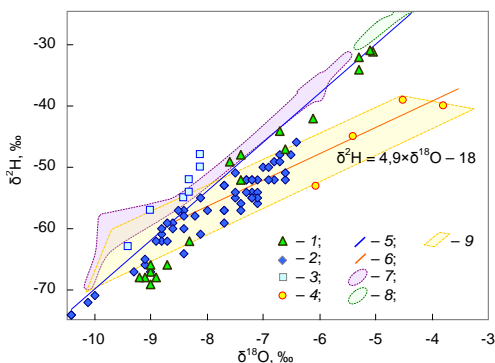


Рис. 10. Изотопный состав природных вод провинции Альмерия (Испания): 1 – поверхностные воды; 2, 3, 4 – подземные воды (в том числе, с однозначными признаками конденсации – 3 и испарения – 4); 5 – ЛЛМВ; 6 – линия испарения (уравнение на диаграмме); 7, 8 – расчет годового хода изотопного состава осадков для Sierra de los Filabres по OIPC (7 – 2000 м и 8 – на уровне моря);

9 – смещение изотопного состава воды из-за испарения (исходный изотопный состав воды соответствует осадкам наиболее холодных зимних месяцев на высотах около 1500–2000 м).

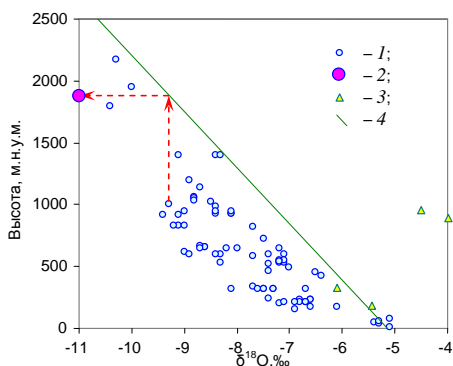


Рис. 11. Оценка высотного положения области питания подземных вод по изотопному составу кислорода: 1 – измеренный изотопный состав; 2 – реконструированное положение области питания; 3 – точки, характеризующиеся значительным испарением; 4 – зависимость изотопного состава кислорода осадков (среднее за ноябрь, декабрь, февраль) от высоты местности (расчет по OIPC).

Горный район с оледенением (бассейн р. Нарын, Киргизия, Рис. 12, [Изучение..., 2010])⁹. Средняя Азия имеет напряженный водный баланс вследствие резко континентального, засушливого климата. Казахстан, Узбекистан, Туркменистан потребляют воду, в основном, для летнего полива; Киргизия и Таджикистан – используют гидроэнергетический ресурс (максимум водопотребления – зима). По наличию пика стока в июле-августе некоторые исследователи относят р. Нарын к рекам с ледниковым питанием [Шульц, 1965].

Схема опробования бассейна р. Нарын показана на Рис. 13. Вода в р. Нарын при впадении в Токтогульское водохранилище и само водохранилище по изотопному составу идентичны среднегодовым осад-

⁹ Исследования выполнены в 2007–2010 г. в рамках проекта Международного научно-технического центра МНТЦ КР-1430, в котором автор был научным руководителем с российской стороны. Данные по атмосферным осадкам получены в проекте МНТЦ КР-330.3.

кам (Рис. 14), что позволяет исключить влияние ледникового стока на водный баланс.



Рис. 12. Гидрогеологическая схема бассейна р. Нарын [Гидрологическая карта..., 2001].

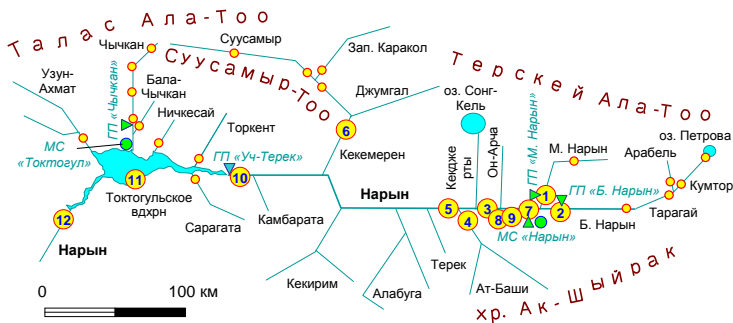


Рис. 13. Схема водотоков и точек опробования в бассейне р. Нарын: ▼ – гидропост; ● – метеостанция; ② – точки мониторинга; ● – остальные точки опробования.

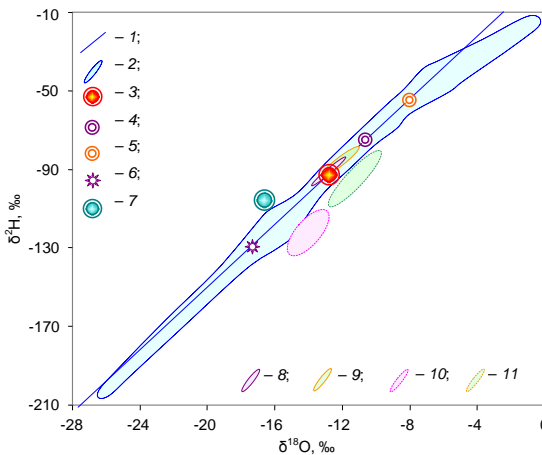


Рис. 14. Изотопный состав воды р. Нарын и притоков 2007–2009 г.:

1 – ЛЛМВ; 2 – атмосферные осадки в целом; 3 – среднегодовые; 4 – средние весенние и осенние; 5 – средние летние; 6 – средние зимние; 7 – средний изотопный состав ледника Инылчек [Aizen et al., 2004]; 8 – Токтогульское водохранилище; 9 – р. Нарын перед впадением в водохранилище; 10 – истоки р. Нарын (весна); 11 – истоки р. Нарын (лето).

Математическая модель стока¹⁰ в бассейне р. Нарын реализована в рамках подхода The Snow-melt Run-off Model. Используются:

а) цифровая модель рельефа по данным SRTM (с генерализацией под сеточную разбивку 0,5×0,5 км);

б) данные по сбросу воды на плотине Токтогульской ГЭС и притоку к водохранилищу;

в) среднемесячные гидрометеорологические характеристики для бассейна р. Нарын [Кузьмиченок, 2009];

г) 8-суточные маски снежного покрова (прибор MODIS¹¹).

По изотопным данным и с помощью моделирования показано, что задержка пика стока р. Нарын (июль-август) по сравнению с периодом наступления снеготалого половодья и весеннего пика дождей (апрель-май) связана с пребыванием воды в рыхлых отложениях межгорных артезианских микробассейнов (Рис. 12). Модель может быть улучшена за счет а) увеличения дробности разбивки по пространству и времени; б) включения оценок влагозапасов по данным GRACE [Киселев, Токарев, 2012]. Поскольку к концу мая в бассейне формируется основной годовой динамический запас воды, то к началу поливного сезона может быть дан прогноз стока на вегетационный период.

Горный район в гумидной области (Мурманская область). Месторождения апатита в Хибинском массиве эксплуатируются с 1930^х г. Подземные воды являются источником питьевого водоснабжения г. Кировска и нескольких поселков. Качество воды на основном водозаборе – «Центральный» снижено за счет роста содержаний NO_3^- , а также превышение ПДК для алюминия и pH (Рис. 15).

Изотопный состав азота $\delta^{15}\text{N}$ (пионерное для СССР исследование) позволил определить, что в северной части водозабора «Центральный» основным источником нитратов является канализационная система пос. Кукисвумчорр, а в восточной – дренажные сбросы Расвумчоррского рудника, содержащие нитраты от растворения взрывчатых веществ [Прасолов и др., 1991].

Датирование подземных вод $^3\text{H}/^3\text{He}$ методом выполнено на водозаборе «Центральный» дважды [Kamensky et al., 1991; Гудков и др., 2014] (работа 1989 г. была первой реализацией $^3\text{H}/^3\text{He}$ метода в СССР). Для интерпретации материалов использована разрабатываемая автором гелий-неоновая систематика (Рис. 16). Возраст воды на водозаборе «Центральный» составляет $\tau = 21 \pm 2$ года.

¹⁰ Программный код для модели разработан профессором Казанского федерального университета, д.б.н. Савельевым А.А. Описание аксиоматики модели представлено на сайтах <http://www.ars.usda.gov/main/> и <http://www.ars.usda.gov/Services/>.

¹¹ [<ftp://n4ftl01u.ucs.nasa.gov/MOST/MOD10A2.005>] дата обращения 31.10.2009.

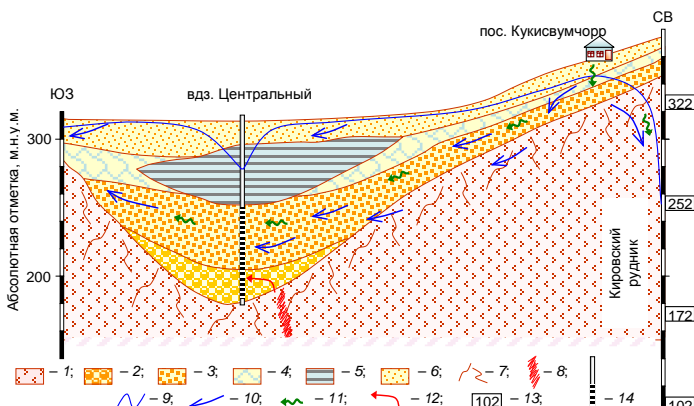


Рис. 15. Особенности движения загрязнения в бассейне оз. Б. Вудъявр: 1 – кристаллические породы; 2 – конгломераты; 3 – песчано-гравийные ледниковые отложения; 4 – суглинки и супеси; 5 – ленточные глины; 6 – аллювиально-озерные пески и супеси; 7 – зона активной трещиноватости кристаллических пород; 8 – зона тектонического дробления кристаллических пород; 9 – уровни/напоры подземных вод; 10 – направление движения подземных вод; 11 – пути поступления нитратного загрязнения к водозабору; 12 – пути поступления высокощелочных Al-содержащих вод к водозабору; 13 – горизонты отработки рудного тела Кировским рудником на период опробования; 14 – скважина водозабора «Центральный» и интервал положения фильтра.

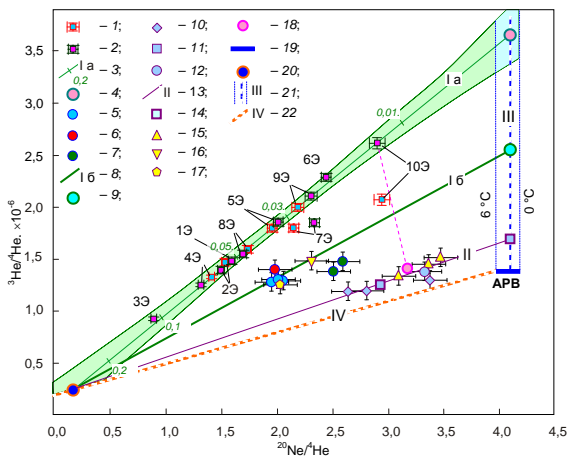


Рис. 16. Гелий-неоновая систематика подземных вод долины оз. Б. Вудъявр (1989, 1992 и 2010–2012 г., размер «усов» соответствует ошибкам измерений, номера скважин рядом с точками). Водозабор «Центральный»: 1, 2 – 1989 и 1992 г.; 3 – линия смешения молодых и древних вод (I a, риски и числа возле них – объемная доля древних вод, 1989, 1992 г.); 4 – изотопные координаты молодых вод (1989 и 1992 г.).

2010–2011 г.: 5, 6, 7 – скважины 5Э, 9Э, 10Э; 8 – линия смешения молодых и древних вод (I б), 9 – изотопные координаты молодых вод; 10 и 11 – скважины 1К и 3К водозабора «Ключевой»; 12 – «Скважина 5В»; 13 – линия смешения молодых и древних вод для водозабора «Ключевой» и ближайших скважин (II, 2010–2011 г.), 14 – изотопные координаты молодых вод для водозаборов «Ключевой» и «Скважина 5В»; 15, 16, 17 – наблюдательные скважины № 13^д, № 63; 18 – воздух; 19 – инфильтрационные воды, равновесные с атмосферой в интервале

температур 0–10 °С (АРВ – атмосфера, растворенная в воде), 20 – глубинные (древние) воды кристаллического массива; 21 – линия накопления тритигенного гелия-3 (III); 22 – линия накопления терригенного гелия, эмануруемого породами (IV).

Из полученных данных следует несколько практических выводов, важных для эксплуатации водозабора «Центральный».

1. Основной промежуток времени подземные воды движутся в пределах комплекса рыхлых отложений, заполняющих долину оз. Б. Вудъявр, что приводит к перемешиванию отдельных порций воды и осреднению изотопных сигналов (выражается в униформном изотопном составе воды и малых вариациях содержаний трития).

2. Возраст воды $\tau = 21 \pm 2$ года меньше времени существования основных источников загрязнения, следовательно, имеет место квазистационарное распределение нитратного загрязнения и прогнозируются его относительно медленные вариации при изменении интенсивности основных источников.

3. Повышение pH и содержаний Al обусловлено подтоком воды, поступающей по зонам региональных тектонических нарушений из глубин щелочного массива.

Раздел III.2. Незамкнутые структуры.

В пределах крупных артезианских бассейнов, гидрогеологических массивов и переходных структур обнаруживаются воды, сформировавшиеся в различных условиях из-за географо-климатических вариаций и новейших тектонических движений в плейстоцене и голоцене, а для участков эксплуатации подземных вод в таких обстановках зачастую довольно проблематично определить условия питания и очертить гидродинамические границы. Изотопные данные, как правило, значительно упрощают решение указанных задач.

Северодвинский АБ, Карелия и Ленинградский АБ [Виноград и др., 2019; Воронюк и др., 2016; Лозовик и др., 2019; Оценка..., 2003; Румянцев и др., 2017; Токарев и др., 2008; Токарев, 2012; Токарев и др., 2012; Токарев и др., 2015; Malov, Tokarev, 2019; Tokarev et al., 2019¹²]. В позднем плейстоцене и голоцене в зоне сочленения Восточно-Европейского артезианского супербассейна и Балтийского гидрогеологического массива ландшафтные перестройки включали появление и исчезновение крупных пресноводных и морских бассейнов, ледниковых щитов и мерзлоты, а также изменение региональных базисов эрозии, обусловленных вариациями уровня Мирового океана, гляциоэвстатическими движениями и новейшей тектоникой. Эти

¹² Далее по тексту раздела при обсуждении отдельных объектов ссылки на данные работы повторяются не будут.

изменения отразились в химии природных вод, изотопном составе воды и урана.

*Атмосферные осадки*¹³. Локальные линии метеорных вод имеют вид: Петрозаводск – $\delta^2\text{H} = 7,7 \times \delta^{18}\text{O} + 4,5$ при средневзвешенном многолетнем составе $\delta^{18}\text{O} = -11,7 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -84 \text{ ‰}$ ($n = 139$); Санкт-Петербург – $\delta^2\text{H} = 7,9 \times \delta^{18}\text{O} + 1,7$ при $\delta^{18}\text{O} = -9,6 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -75 \text{ ‰}$ ($n = 187$).

В Ладожском ($\delta^{18}\text{O} = -11,7 \dots -9,5 \text{ ‰}$, $\delta^2\text{H} = -84 \dots -74 \text{ ‰}$) и Онежском ($\delta^{18}\text{O} = -11,5 \dots -9,3 \text{ ‰}$, $\delta^2\text{H} = -85 \dots -71 \text{ ‰}$) озерах состав мало меняется во времени. Изотопный состав озер указывает на заметное влияние испарения, как на водосборах, так и с акваторий. Для рек доля потерь на испарение возрастает при увеличении озерности и заболоченности водосбора. В северной ванне Ладоги по небольшим, но устойчивым аномалиям $\delta^{18}\text{O} < -10,2 \text{ ‰}$ в придонном слое, по-видимому, фиксируется субаквальная разгрузка вод рифейского комплекса, в котором $\delta^{18}\text{O} \approx -17 \text{ ‰}$ при минерализации около 0,6 г/л.

Изотопный состав вод в зоне активного водообмена (воды содержат ^3H), как правило, близок или несколько легче средневзвешенного состава осадков. Возраст воды меняется от нескольких месяцев (Карельский перешеек оценки по ^3H) до первых десятков лет (Ижорское плато $\tau = 13 \pm 2$ года, $^3\text{H}/^3\text{He}$ датирование).

Смена химического состава инфильтрационной воды зачастую происходит быстро – уже в грунтовом горизонте, что обусловлено а) антропогенным воздействием; б) быстрым растворением легкодоступных солей (например, FeSO_4 – «Марциальные воды»).

Значительные изменения в химическом составе подземных вод фиксируются при наличии перекрывающих региональных водоупоров – в связи с резким замедлением темпов водообмена. Наиболее вероятными механизмами эволюции химического состава являются: а) прогрессивное накопление солей при взаимодействии воды с вмещающими породами; б) смешение с захороненными водами четвертичных морских трансгрессий и в) криогенный метаморфизм. Например, в Заонежье и в Архангельской области экстремально легким изотопным составом $\delta^{18}\text{O} \sim -17 \dots -14 \text{ ‰}$ (без признаков криогенной метаморфизации) отмечены воды Cl–Na типа с минерализацией до нескольких граммов на литр (Рис. 17). На участках, где по гидрогеологическим условиям возможно сохранение вод с возрастом не менее нескольких десятков тысяч лет, обнаруживаются воды с изотопным составом, измененным вследствие неравновесного фракционирования при замерзании.

¹³ Мониторинг выполняется с 2012 г., помощь в отборе проб оказывают сотрудники ГГИ Батуев В.И. и Марков М.Л. (СПб) и ИВПС РАН Бородулина Г.С. (Петрозаводск).

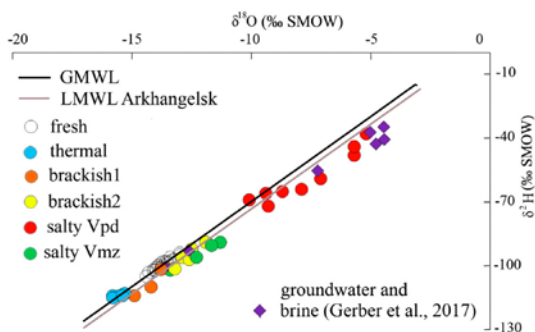


Рис. 17. Зависимость изотопного состава воды от солёности для подземных вод Архангельской области [Malov, Tokarev, 2019].

Раздел III.3. Прогноз безопасности захоронения радиоактивных отходов в геологическом пространстве.

Полигон захоронения жидких радиоактивных отходов ОАО «Сибирский химический комбинат» (Томская область) расположен в пределах моноклинальной многопластовой структуры [Зубков и др., 2007; Рыбальченко и др., 1996; Токарев и др., 2009 а; Токарев и др., 2009 б; Tokarev et al., 2005; Tokarev et al., 2010]. Защищаемыми объектами являются а) р. Томь и б) водозаборы г. Северск и Томск¹⁴. Мониторинг химического состава¹⁵ и трития, а также гелиевая съёмка указывает на подтягивание речных вод к водозаборам г. Северск, а глубинных вод – к водозабору г. Томск. Выполнено опробование наблюдательной сети скважин и определение $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, $^3\text{H}^{16}$, Ar, а также (U+Th)/ ^4He и ^{14}C датирование природных вод (Рис. 18).

Для глубин 270–420 м (U+Th)/ ^4He возраст воды 7–14 т.л., а в приповерхностных горизонтах – 200–500 лет. Изотопный состав современных осадков $\delta^2\text{H} = -117\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = -15,7\text{‰}$, а природных вод глубокой части разреза $\delta^2\text{H} = -127.. -140\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -17,0.. -18,2\text{‰}$, что соответствует палеотемпературам -2,9.. -4,7 °С (современная среднегодовая +0,6 °С). По Ar и методу NGT температура сезона восполнения подземных вод -0,2.. +4,2 °С (современная для теплого периода года +10,2 °С).

Природные воды глубоких горизонтов в некоторых случаях содержат воду изотопически фракционированную за счет замерзания (точки сдвинуты вправо от ЛЛМВ на диаграмме $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$). В верхних горизонтах $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,74$, а на глубинах 250–300 м $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 16,1$ (в среднем). Затем отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ резко уменьшается до равновесных значений, что указывает на положение подошвы мерзлоты в

¹⁴ Водозабор подземных вод для снабжения г. Томска – один из крупнейших в РФ.

¹⁵ База данных содержала на момент проведения работ около 12 тыс. индивидуальных анализов химического состава.

¹⁶ Метка ^3H позволяет легко различать природные воды и техногенные растворы.

прошлом. Термометрия скважин (около 1,5 тыс. термограмм) дала аналогичные оценки положения подошвы мерзлоты в пик похолодания 18 т.л.н. – 270–300 м [Заведий, 2010].

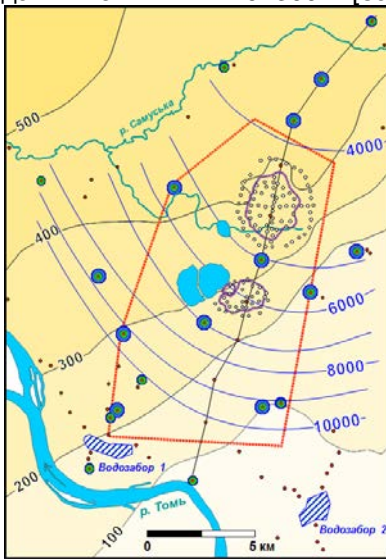


Рис. 18. Схема опробования в районе ОАО «Сибирский химический комбинат»:

- 1 – геологические скважины;
- 2 – наблюдательные скважины;
- 3 – скважины, опробованные для определения химического и изотопного состава воды;
- 4 – скважины, опробованные также для целей $(U+Th)/^4He$ датирования;
- 5 – изопакиты осадочного чехла;
- 6 – изолинии равных возрастов подземных вод нижних горизонтов, лет;
- 7 – водозаборы;
- 8 – горный отвод ОАО «СХК» и участки захоронения РАО; линия – разрез (Рис. 19).

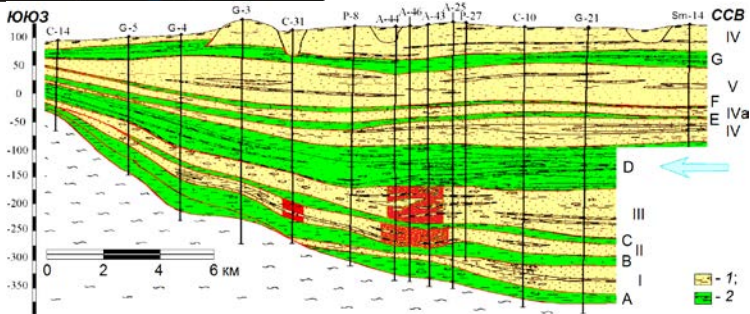


Рис. 19. Разрез в районе опробования ОАО «СХК» [Данилов, 2010]: 1 – водоносные горизонты (римские цифры); 2 – водоупоры (латинские буквы); стрелка – направление регионального потока подземных вод.

Таким образом, на основе изотопной информации показано, что выбранная схема захоронения жидких РАО является безопасной, так как время движения техногенных растворов от участков закачки до защищаемых объектов даже для нейтральных компонентов существенно больше нормативных требований (Рис. 18).

В Нижне-Канском гранитоидном массиве (Красноярский край) предполагается разместить подземное хранилище РАО. Изотопный состав трещинных подземных вод, как правило, соответствует ГЛМВ,

однако отдельные пробы на глубинах 100–250 м демонстрируют неравновесное изотопное фракционирование, характерное для криогенного метаморфизма (Рис. 20). Для трещинных вод точки изотопных составов смещены вправо, а для поровых вод гнейсов – влево от ГЛМВ.

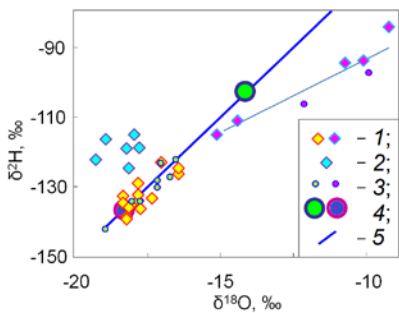


Рис. 20. Изотопный состав трещинных и поровых вод Нижне-Канского массива: 1 – трещинные воды, интервальное опробование скважин глубиной 400–700 м (точки с розовой заливкой – пробы воды, изотопически фракционированной за счет заморозания, показана линия аппроксимации); 2 – поровые воды гнейсов (глубина 474–518 м); 3 – подземные (до 140 м) и поверхностные воды [Гупало и др., 2004]; 4 – среднегодовой (слева) и средний за холодный период года (справа) изотопный состав осадков [данные МАГАТЭ]; 5 – глобальная линия метеорных вод.

Соответственно, на глубинах 100–250 м обнаруживаются «возрожденные» воды, сформированные преимущественно за счет таяния мерзлоты, а на глубинах около 500 м – остаточная вода от заморозания. Сохранению остаточной воды способствовала весьма низкая проницаемость пород скального массива.

Выводы

Выполнено теоретическое и экспериментальное обоснование состава и методов применения комплекса изотопных трассеров, использование которых позволяет решать широкий круг задач геохимии, гидрогеологии, криологии, гидрологии, климатологии и смежных дисциплин по оценке текущего состояния, палеореконструкциям и прогнозу изменения состояния водно-ледовых объектов под действием природных и антропогенных факторов. Информационно необходимым и достаточным, а также экономически оптимальным в плане аппаратного оформления для фундаментального изучения гидро- криосфер и решения прикладных вопросов представляется комплекс, включающий изотопы водорода (^{1,2,3}H), кислорода (^{16,18}O), урана (²³⁴U/²³⁸U) и благородных газов (^{3,4}He, ²⁰Ne).

Проведен анализ теоретических представлений о процессах, контролирующих формирование сигналов в гидро- и криосферах для указанных изотопных систем. На этой базе, а также с помощью математического моделирования определена область применимости отдельных изотопных методов и оценены погрешности расчетных величин, получаемых с их помощью для характерных природных обстановок.

Показано, что в гумидных и аридных районах «входная» функция (вариации концентраций во времени в питании водно-ледовых объектов) для дейтерия, кислорода-18 и трития соответствует средне-взвешенным концентрациям в осадках холодного (среднесуточная температура меньше +5 °С), а для благородных газов – теплого периода года. Поступление указанных изотопов в водно-ледовые объекты с атмосферными осадками и инфильтрационными водами, описывается кусочно-импульсной входной функцией, а время и массы изотопов определяются фазами и интенсивностью питания. Использование синусоидальной «входной» функции или среднегодовых концентраций ведет к ошибочному утяжелению расчетного изотопного состава питания на величину до 20 ‰ по $\delta^2\text{H}$ и до 2,7 ‰ по $\delta^{18}\text{O}$, а по содержаниям трития к завышению начальных концентраций на 10–30 %.

Показано, что ураганные избытки урана-234 в подземных водах ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 10$ по активностям) обусловлены его накоплением в пленочной влаге мерзлых грунтов в ледниковые периоды с последующим высвобождением при таянии мерзлоты. Использование этого индикатора совместно с датированием и изотопным составом воды позволяет оценивать глубину промерзания в периоды климатических похолоданий, темпы деградации мерзлоты при потеплении, а также устанавливать факт наличия мерзлоты в прошлом для районов ныне от нее свободных.

На базе математического моделирования показано, что стандартные методы получения и интерпретации геохимической информации для тритий/гелий-3 датирования приводят к завышению датировок, которое при двухкомпонентном смешении и в гетерогенных средах (средах с двойной пористостью) может достигать десятков, а в особенно неблагоприятных случаях – первых сотен процентов.

На базе теоретических изысканий и натуральных исследований предложены:

- неон-гелиевая систематика ($^3\text{He}/^4\text{He}$ vs. $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$), позволяющая получить первичную изотопно-геохимическую информацию, необходимую для идентификации условий питания подземных вод и их датирования тритий/гелий-3 и уран-торий/гелиевым методами;

- новые математические зависимости для расчета палеотемператур по полигонально-жильным льдам;

- способ индикации «возрожденных» (талых мерзлотных) вод с использованием изотопного состава урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$).

Предлагаемые способы получения и интерпретации изотопно-геохимической и геохронологической информации апробированы на конкретных водно-ледовых объектах при разработке теоретических аспектов в ходе реализации научных проектов, а также при решении прикладных задач в рамках коммерческих договоров. Автор считает,

что использование указанного выше комплекса изотопной информации в рамках прикладных проектов наряду со стандартными нормативно предусматриваемыми видами исследований позволит сократить финансовые затраты, объемы и сроки проведения полевых работ и лабораторных исследований при сохранении качества получаемых результатов.

ОСНОВНЫЕ ПУБЛИКАЦИИ АВТОРА ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

МОНОГРАФИИ.

1. Токарев И.В., Батуев В.И. Использование изотопных трассеров для идентификации условий водного баланса болотного массива. Гл. 15 (с. 272-284). «Гидрометеорологический режим и водный баланс верховых болот Северо-Запада России (на примере болота Ламмин-Суо)». Под ред. С.М. Новикова и В.И. Батуева. СПб: Свое издательство, 2019, 448 с.
2. Коротков А.И., Румынин В.Г., Титенко А.П., Токарев И.В. и др. Исследование процессов формирования и разрушения Северодвинского месторождения йодных вод. Гл. 3 (с. 180–236). «Редкие типы минеральных вод Среднерусского артезианского бассейна». Ред. А.И. Коротков, А.А. Потапов, В.Г. Румынин. СПб. Наука. 2013. 304 с.
3. Изучение факторов формирования и оценка влияния водохранилищ Нижне-Нарынского каскада ГЭС на качество водных ресурсов бассейна реки Нарын изотопными методами. Сб. научн. ст. под ред. к.г.-м.н. Токарева И.В. Бишкек, 2010, часть 1, 174 с.
4. Учаев В.К., Сапожников Б.Г., Харьковский К.С., Токарев И.В., Абрамов В.Ю., Абдулов А.Х., Прасолов Э.М. Гидрогеологические исследования и наблюдения на опытной полигоне «Васильевка». «Гидрогеологические исследования и наблюдения в нефтедобывающих регионах Республики Татарстан». Под ред. д.г.-м.н. Короткова А.И. и к.г.-м.н. Учаева В.К. Казань, Мин-во экологии и природных ресурсов РТ, изд-во НПО «Репер», 2007, 300 с.
5. Оценка влияния атомно-промышленного комплекса на подземные воды и смежные природные среды. Под ред. д.г.-м.н. Румынина В.Г. СПб, изд-во СПбГУ, 2003, 247 с.

СТАТЬИ В РЕЦЕНЗИРУЕМЫХ ЖУРНАЛАХ.

Гудков А.В., **Токарев И.В.**, Толстихин И.Н. Формирование и баланс атмосферных осадков, поверхностных и подземных вод южных склонов Хибинского массива (по данным изотопного состава кислорода и водорода). Водные ресурсы. 2021, т. 48(1), с. 1–91.

Токарев И.В., Батуев В.И., Коносовский П.К., Крайнюкова И.А., Марков М.Л. Способ расчета сосредоточенного инфильтрационного питания подземных вод по данным о распределении дейтерия и кислорода-18. Сб. «Научный парк СПбГУ: биомедицина, экология, природопользование» СПб.: Изд-во СПбГУ. 2020, с. 124–163.

Vasil'chuk Y., Chizhova J., Frolova N., Budantseva N., Kireeva M., Oleynikov A., Tokarev I., Rets E., Vasil'chuk A. A variation of stable isotope composition of snow with altitude on the Elbrus Mountain, Central Caucasus. Geography, Environment, Sustainability. 2020, 13(1) p. 172-182.

Актаев М.Р., Лукашенко С.Н., Айдарханов А.О., Ляхова О.Н., Токтаганов Т.Ш., **Токарев И.В.** Распределение микро- и макрокомпонентов и искусственных радионуклидов в водоеме "Атомное озеро". Радиационная биология. Радиоэкология. 2019, 59(3), с. 311-320.

Амеличев Г.Н., **Токарев И.В.**, Токарев С.В. Установление условий формирования термоминеральных вод «Бишули» (Равнинный Крым) Изотопно-геохимическими методами. Геохимия. 2019, 12, с. 1288-1292.

Бородулина Г.С., Каменский И.Л., Скиба В.И., **Токарев И.В.** Закономерности формирования железистых минеральных вод курорта «Марциальные воды» (Карелия) по благородным газам ($^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$) и тритию (^3H). XVII Всероссийская (с международным участием) Ферсманов-

ская научная сессия 05–08 апреля 2020 г. Апатиты, Мурманская обл. Тр. Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2020, 17, с. 61–65.

Бородулина Г.С., **Токарев И.В.**, Левичев М.А. Первому русскому курорту – 300 лет. История изучения Марциальных вод. Вопросы курортологии, физиотерапии и лечебной физической культуры. 2019, 96(4), с. 76–82.

Виноград Н.А., **Токарев И.В.** Строганова Т.А. Особенности формирования подземных вод основных эксплуатируемых водоносных горизонтов Санкт-Петербурга и окрестностей по данным о химическом и изотопном составе. Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2019, 4, с. 575–597.

Кизяков А.И., Стрелецкая И.Д., Савенко А.В., Крайнюкова И.А., **Токарев И.В.** Химический, изотопный и газовый состав однолетнего морского льда по данным кернов дрейфующих станций БАРНЕО за 2013–2015 гг. Лёд и Снег. 2019; 59(3), с. 363–376.

Лозовик П.А., Зобков М.Б., Бородулина Г.С., **Токарев И.В.** Оценка внешнего водообмена заливов озер по химическим показателям воды. Водные ресурсы. 2019, 46(1), с. 91–101.

Malov A.I., **Tokarev I.V.** Using stable isotopes to characterize the conditions of groundwater formation on the eastern slope of the Baltic Shield (NW Russia). J. Hydrology. 2019, 578, 124130.

Tokarev I.V., Borodulina G.S., Subetto D.A., Voronyuk G.Y., Zobkov M.B. Fingerprint of the geographic and climate evolution of the Baltic–White Sea region in the Late Pleistocene–Holocene in groundwater stable isotopes (^2H , ^{18}O). Quat. Intern. 2019, 524, p.76–85.

Rets E.P., Popovnin V.V., Toropov P.A., Smirnov A.M., **Tokarev I.V.**, Chizhova J.N., Budantseva N.A., Vasil'chuk Y.K., Kireeva M.B., Ekaykin A.A., Kozachek A.V., Aleynikov A.A., Frolova N.L., Tsyplenkov A.S., Polukhov A.A., Chalov S.R., Aleshina M.A., Kor-nilova E.D. Djankuat Glacier Station in the North Caucasus, Russia: A Database of complex glaciological, hydrological, meteorological observations and stable isotopes sampling results during 2007–2017. Earth Syst. Sci. Data. 2019, 11, p.1463–1481.

Банцев Д.В., Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Екайкин А.А., **Токарев И.В.**, Волков И.В.

Особенности формирования ледникового стока на северном макросклоне массива Табын-Богдо-Ола по изотопным данным. Лёд и Снег. 2018, 58(3), с.333–342.

Захаров Е.В., Кимбер В.Б., Резван В.Д., **Токарев И.В.**, Мавлюдов Б.Р. Результаты изотопных исследований 2013–2016 г. на закарстованных территориях Сочинского спелеологического района (Западный Кавказ). Вопросы географии. Сб. 147 «Спелеология и карстоведение». М. Изд-й дом «Кодекс». 2018, с.57–87.

Shestakova A., Guseva N., Kopylova Y., Khvashevskaya A., Polya D., **Tokarev I.** Hydrogeochemistry and geothermometry of thermal and cold CO_2 -rich waters in East Tuva, Russia. Water. 2018, 10, 729 (30 p.).

Vasil'chuk Y., Frolova N., Kasimov N., Winde F., Budantseva N., Chizhova J., Efimova L., Krasnova E., Terskaya E., **Tokarev I.**, Vasil'chuk A. Isotope stratification of meromictic Lake Trekhtzvetnoe at the White Sea coast (Russia). Intern. J. of Limnology. 2018, 54 (9 p.).

Амеличев Г.Н., **Токарев И.В.**, Токарев С.В., Крайнюкова И.А., Бурлакова Н.С. Комплексная оценка возраста и установление условий формирования минеральных вод «Бишули» (Равнинный Крым) на основе изотопно-геохимических данных. Учёные записки КФУ им. В.И. Вернадского. География. Геология. 2017, 2, с.130–150.

Жексембаев Е.Ш., Муртазин Е.Ж., **Токарев И.В.**, Кабиев А.Т. Гидрогеохимические особенности азотных терм Алакольской впадины (Вост. Казахстан). Известия НАН Республики Казахстан. Сер. Геология и технические науки. 2017, 3, с.185–197.

Мавлюдов Б.Р., **Токарев И.В.**, Дбар Р.С., Эмба Я.А., Козачек А.В., Крайнюкова И.А. Водное питание карстовой системы в районе Нового Афона по изотопно-гидрохимическим данным

- 2014-2016 г. Сб. научн. тр. «Пещеры». Естественнонаучный ин-т Пермского гос. нац. исслед. ун-та. Пермь. 2017, 40, с.8-24.
- Румянцев В.А., Рыбакин В.Н., **Токарев И.В.** Распространение вод притоков и подземных вод в Ладожском озере по данным изотопных индикаторов. Ученые записки Российского гос. гидрометеорологического ун-та. Научно-теор. ж. СПб.: РГГМУ. 2017, 48, с.94-109.
- Токарев С.В., **Токарев И.В.**, Амеличев Г.Н. Изучение условий питания водоносных комплексов в неогеновых отложениях Равнинного Крыма с использованием метода стабильных изотопов. Геополитика и экогеодинамика регионов. 2017, 3(13), вып. 2, с.71-77.
- Rets E., Chizhova J., Budan-tseva N., Frolova N., Kireeva M., Loshakova N., **Tokarev I.**, Vasil'chuk Y. Evaluation of glacier melt contribution to runoff in the North Caucasus alpine catchments using isotopic methods and energy balance modeling. Geography, Environment, Sustainability J. 2017, 11(3), p.4-19.
- Rets E., Chizhova J., Loshakova N., **Tokarev I.**, Kireeva M., Budantseva N., Vasilchuk Yu.K., Frolova N., Popovnin V., Tоропов P., Terskaya E., Smirnov A., Belozерov E., Karashova M. Using isotope methods to study alpine headwater regions in the Northern Caucasus and Tien Shan. Frontiers in Earth Sciences. 2017, 11(6), p.1-13.
- Васильчук Ю.К., Рец Е.П., Чижова Ю.Н., **Токарев И.В.**, Фролова Н.Л., Буданцева Н.А., Киреева М.Б., Лошакова Н.А. Расчленение гидрографа стока реки Джанкуат, Центральный Кавказ с помощью изотопных методов. Водные ресурсы. 2016, 43(6), с.1-16.
- Воронюк Г.Ю., Бородулина Г.С., Крайнюкова И.А., **Токарев И.В.** Водобмен в краевых частях Балтийского щита и прилегающих артезианских бассейнах по изотопным и химическим данным (научные и прикладные аспекты). Карельский перешеек. Тр. КарНЦ РАН. Сер. Лимнология. 2016, 9, с.46-56.
- Гусев Е.А., Максимов Ф.Е., Молодьков А.Н., Яржембовский Я.Д., Ма-карьев А.А., Арсланов Х.А., Кузнецов В.Ю., Петров А.Ю., Григорьев В.А., **Токарев И.В.** Новые геохронологические данные по неоплейстоцен-голоценовым отложениям западного Таймыра и островов Карского моря. Проблемы Арктики и Антарктики. 2016, № 3 (109), с. 74-83.
- Чижова Ю.Н., Рец Е.П., Васильчук Ю.К., **Токарев И.В.**, Буданцева Н.А., Киреева М.Б. Два подхода к расчету расчленения гидрографа стока ледниковой реки с помощью изотопных методов. Лед и снег. 2016, № 2, с. 161-168.
- Сараев А.К., Симаков А.Е., Питулько В.М., Кулибаба В.В., **Токарев И.В.**, Тезкан Б. Инвентаризация и оценка погребённых объектов прошлого экологического ущерба в почвах и грунтовых водах с использованием новой технологии радиомагнитотеллурических зондирований. Региональная экология. 2015, 1(36), с.7-21.
- Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., **Токарев И.В.** Реконструкция палеоклимата Российской Арктики в позднем неоплейстоцене–голоцене на основании данных по изотопному составу полигонально-жильных льдов. Криосфера Земли. 2015, XIX(2), с. 98-106.
- Streletskiy D., Tananaev N., Opel T., Shiklomanov N., Nyland K., Streletskaya I., **Tokarev I.**, Shiklomanov A. Permafrost Hydrology in Changing Climatic Conditions: Seasonal Variability of Stable Isotope Composition in Rivers in Discontinuous Permafrost. Environ. Res. Lett. 2015, 10, 095003 (15 p.).
- Malov A.I., Bolotova I.N., Zykova S.B., **Tokarev I.V.**, Kostikova I.A., Arslanov Kh.A., Druzhinina S.V., Pokrovsky O.S., Ljubas A.A., Gofarova M.Y., Krjauchunas V.V., Chernov S.B., Maksimov F.E., Bespalaja Yu.V., Aksenova O.V. Modeling past and present activity of a subarctic hydrothermal system using O, H, C, U and Th isotopes. Appl. Geoch. 2015, 63, p.93-104.
- Токарев И.В.**, Бородулина Г.С., Авраменко И.А. Условия формирования железистых минеральных вод по изотопным и гидрохимическим данным (курорт «Марциальные воды», Карелия). Геохимия. 2015, 1, с.88-91.

- Коницев В.Н., Голубев В.Н., Рогов В.В., Сократов С.А., **Токарев И.В.** Экспериментальное исследование изотопного фракционирования воды в процессе сегрегационного льдообразования. Криосфера Земли. 2014, XVIII(3), с.3-10.
- 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 под-земных вод (на примере Кировского горнопромышленного района, Мурманская область). Геохимия. 2014, 7, с.647-653.
- Токарев И.В.**, Шварц А.А., Боровицкая Е.Ю. Экологические проблемы эксплуатации подземных вод Карельского перешейка. Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология и география. 2013, 2, с.21-31.
- Токарев И.В.** Реконструкция условий формирования северо-двинского месторождения йодных вод по изотопным данным. Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология и география. 2012, 4, с.34-45.
- Токарев И.В.**, Зубков А.А., Румынин В.Г., Поздняков С.П., Поляков В.А., Кузнецов В.Ю. Оценка долгосрочной безопасности захоронения радиоактивных отходов. 1) Палеорекострукция условий формирования подземных вод. Водные ресурсы. 2009, 36(2), с.219-227.
- Токарев И.В.**, Зубков А.А., Румынин В.Г., Поздняков С.П. Оценка долгосрочной безопасности захоронения радиоактивных отходов. 2) Исследование водообмена в многослойной системе изотопными методами. Водные ресурсы. 2009, т. 36, № 3, с. 363-374.
- Токарев И.В. Использование изотопных данных ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) при изучении процессов деградации мерзлоты в результате долговременных вариаций климата. Записки Горного института. 2008, 176, с.191-195.
- Токарев И.В.**, Бородулина Г.С., Каюкова Е.П., Поляков В.А., Варнакова Ю.В., Жданов С.В., Маркова Т.В. Исследование подземных вод в отдельных районах Карелии изотопно-геохимическими методами. Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология и гео-графия. 2008, 2, с. 25-36.
- Зубков А.А., Рыбальченко А.И., Румынин В.Г., **Токарев И.В.**, Данилов В.В., Сухоруков В.А., Захарова Е.В., Александрова Л.Н. Анализ системы геотехнологического мониторинга полигона подземного захоронения жидких радиоактивных отходов Сибирского химического комбината. Разведка и охрана недр. 2007, 11, с.56-62.
- Мольский Е.В., Миронова А.В., Румынин В.Г., Румянцев В.А., **Токарев И.В.**, Спектор С.В., Пугач С.Л., Perens R., Saviski L., Savva V. Методические подходы к реализации мониторинга трансграничных вод-ных объектов. Разведка и охрана недр. 2007, 7, с.31-35.
- Козлов А.В., Лохов К.И., Капитонов И.Н., **Токарев И.В.**, Левский Л.К. Изотопно-геохимические индикаторы флюидного режима гидротермальных систем (на примере хрусталеобразующих систем Приполярного Урала). Записки ВМО. 2004, 133(1), с.3-22.
- Хархордин И.Л., **Токарев И.В.** Использование изотопных методов при изучении баланса подземных вод (Альмерия, Испания). Записки Горного ин-та. 2003, 153, с.221-222.
- Суцневская Т.М., **Токарев И.В.** Изотопы аргона во флюидных включениях минералов вольфрамитовых месторождений Иультин и Светкое (Чукотка). Геохимия. 2003, 1, с.1227-1230.
- Конников Э.Г., Прасолов Э.М., **Токарев И.В.**, Кислов Е.В., Орсов Д.А., Изотопы Аг и Не из пород Довыренского мафит-ультрамафитового массива. Геология и геофизика. 2002, 43(6), с.543-552.
- Prasolov E.M., **Tokarev I.V.**, Ginsburg G.D., Soloviev V.A. Helium and other noble gases in gas-hydrate sediments of the Haakon-Mosby mud volcano. Geo-Marine Lett. 1999, 19, p.84-88.
- Tolstikhin I.N., Lehmann B.E., Loosli H.N., Kamensky I.L., Nivin V.A., Orlov S.P., Ploschansky L.M., **Tokarev I.V.**, Gannibal M.A. Radiogenic helium isotope fractionation: the role of tritium as ^3He precursor in geochemical applications. Geoch. Cosmoch. Acta. 1999, 63, p.1605-1611.
- Козлов А.В., Лохов К.И., **Токарев И.В.**, Левский Л.К. Методические вопросы анализа состава газов из флюидных включений в кристаллах кварца. Записки ВМО. 1996, 3, с.113-128.

Kamensky I.L., Tokarev I.V., Tolstikhin I.N. ^3H - ^3He dating: A case for mixing of young and old groundwaters. *Geoch. Cosmoch. Acta.* 1991, 55, p.2895-2899.

Прасолов Э.М., Субботин Е.С., **Токарев И.В.**, Горштейн А.Е. и Кашаева С.Г. Источники нитратного загрязнения водозабора г. Кировска по данным об изотопном составе азота. *ДАН СССР.* 1991, 316(5), с.1271-1276.

СПИСОК КОНФЕРЕНЦИЙ

XVII (2020) и XIII (2016) Ферсмановские научн. сесс. ГИ КНЦ РАН, Апатиты. Озера Евразии: проблемы и пути их решения. II Междунар. конф. Казань, 2019. География: развитие науки и образования. Междунар. научно-практ. конф. СПб, 2018. Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами. III Всеросс. научная конф. с междунар. участ. Чита, 2018. Гидрометеорология и экология: научные достижения и перспективы развития. II Всеросс. конф. СПб, 2018. XXII Совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока с междунар. участ. Новосибирск, 2018. III Виноградовские чтения. Грани гидрологии. Междунар. научн. конф. **СПб, 2018.** Lateglacial-Interglacial transition: glaciotectionic, seismoactivity, catastrophic hydrographic and landscape changes. Petrozavodsk, 2018. International youth scientific conference on the polar geodesy, glaciology, hydrology and geophysics. St.Petersburg, 2018. 17th Intern. Congress of Speleology. Sydney, 2017. Гидрометеорология и экология: научные и образовательные достижения и перспективы. Всеросс. конф. **СПб, 2017.** Новое в познании процессов рудообразования. VII Российская молодёжная научно-практ. школа. Москва, 2017. Современные проблемы четвертичной геологии и географии Северо-запада европейской части России и сопредельных стран. Научн. сесс. с участ. иностр. спец-в. Петрозаводск, 2017. 23rd European Meeting of Environ. and Engineering Geophysics. Malmö, 2017. 3rd Pan-Eurasian Experiment (PEEX) Conf. and the 7th PEEX Meeting. Helsinki, 2017. Палеолимнология Северной Евразии. Опыт, методология, современное состояние. Intern. Conf. Якутск, 2016. Роль науки в решении проблем региона и страны: фундаментальные и прикладные исследования. Всеросс. научн. конф. с междунар. участ. Петрозаводск, 2016. Экологические проблемы северных регионов и пути их решения. VI Всеросс. научн. конф. с междунар. участ. Апатиты, 2016. Всеросс. конф. по крупным водоемам (V Ладожский симп.). СПб, 2016. Научное обеспечение реализации "Водной стратегии Российской Федерации на период до 2020 г.". Петрозаводск, 2015. Современные проблемы гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии Евразии. Всеросс. конф. с междунар. участ. с элементами научн. школы. Томск, 2015. Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов. IV Всеросс. научн. конф. с междунар. участ. **Москва, 2015.** XXI Междунар. научн. конф. (школа) по морской геологии. Москва, 2015. 4th Annual Meeting of G@GPS Palaeogroundwater from past and present glaciated areas. Tallinn, 2015. International Symposium on Isotope Hydrology: Revisiting Foundations and Exploring Frontiers. Vienna, 2015. XII Междунар. научн. конф. «Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа». Мурманск, 2014. Экологические проблемы северных регионов и пути их решения. V Всеросс. научн. конф. с междунар. участ. Апатиты, 2014. V регион. научн.-практ. конф. «Карст и пещеры Кавказа: результаты, проблемы и перспективы исследований». Сочи, 2014. Paleolimnology of Northern Eurasia. Intern. Conf. Petrozavodsk, 2014. Научн. конф. «Комплексные проблемы гидрогеологии». СПб, 2013. Междунар. научн. конф. «Гидрогеология сегодня и завтра. Наука, образование, практика». Москва, 2013. Научн.-практ. конф. «Фундаментальные аспекты безопасности захоронения РАО в геологических формациях». Москва, 2013. Goldschmidt conf.: Prague, Czech Republic, 2015; Florence, Italy, 2013; Prague, Czech Republic, 2011; Davos, Switzerland, 2009. V Российская конф. по изотопной геохронологии «Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, геохронология геологических процессов». Москва, 2012. III Всеросс. научн. конф. с междунар. участ. «Экологические проблемы северных регионов и пути их решения». Апатиты, 2010. ГЕОХИ,

симп-мы по геохимии изотопов: XX (2013), XIX (2010), XVII (2004), XVI (2001), XV (1998). Москва. IV Intern. Nuclear Forum. St.-Petersburg, 2009. Междунар. конф. «Будущее гидрогеологии: современные тенденции и перспективы». СПб, 2008. Междунар. конф. «Геология крупных городов». СПб, 2009. II Междунар. ядерный форум (X Юбилейн. конф. «Безопасность ядерных технологий: обращение с РАО и ОЯТ»). СПб, 2007. Uranium Mining and Hydrogeology. Freiberg, 2005. Геохимия магматических пород. XXI Всеросс. семинар и шко-ла «Щелочной магматизм Земли». Апатиты, 2003. 7th biennial SGA meeting. Athens, Greece, 2003. V Freiberg Isotopen Kolloquium. Freiberg, 1996.

ПРИЛОЖЕНИЕ

СПИСОК ПРОЕКТОВ

РФФИ. 19-45-910008 (исп.) - Развитие экспериментальных методов изучения карстовых водообменных систем на примере Крымского полуострова. 18-45-910007 (исп.) - Комплексная оценка элементов водного баланса малых бассейнов Предгорного Крыма с использованием режимных гидрологических наблюдений, изотопных данных и численного моделирования. 18-45-100004 (исп.) – Закономерности формирования железистых минеральных вод (курорт «Марциальные воды», Карелия) по изотопно-геохимическим данным. 16-45-910579 (исп.)- Происхождение, возраст и оценка ресурсов подземных вод артезианских бассейнов Равнинного Крыма по изотопно-геохимическим данным. 15-05-08144 (исп.) - Исследование трансформации воды в поверхностных, почвенных и подземных емкостях на водосборах на основе изотопных оценок времени задержания и истечения с целью совершенствования детерминированных моделей формирования стока. 13-05-00647 (исп.) - Комплексное использование изотопных трассеров (^3H , ^3He , $^{20}\text{Ne}/^{84}\text{Kr}$, ^2H , ^{18}O) для анализа источников и эволюции талых, поверхностных и подземных вод в условиях крайнего Севера (Кольский полуостров). 13-05-00070 (исп.) - Роль подземного стока в водном и солевом балансе Ладожского озера. 12-05-01004 (рук.) - Мониторинг изотопного состава осадков ($d^2\text{H}$, $d^{18}\text{O}$) на территории России. 10-05-00306 (исп.) - Миграция, массоперенос и смешение вод в подземной гидросфере - по результатам анализа изотопных трассеров. 07-05-00796 (исп.) - Теоретическое и экспериментальное изучение механизмов фильтрации и миграции подземных вод в глинистых формациях (в связи с обоснованием захоронения радиоактивных и токсичных отходов). 04-05-97508 р_офи (рук.) - Оценка долгосрочных перспектив хозяйственного использования ресурсов подземных вод юго-запада Республики Татарстан изотопно-геохимическими методами. 03-05-20000 БНТС (Россия-Австрия, рук.) - Воздействие глобальных климатических изменений на изотопные системы подземных вод ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ и $^2\text{H}/^1\text{H}$).

РНФ. 20-77-10057 (исп.) - Диагностика деградации мерзлоты на базе изотопных трассеров ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, $\delta^{18}\text{O}+\delta^2\text{H}$, $\delta^{13}\text{C}+^{14}\text{C}$). 14-17-00766 (исп.) - Онежское озеро и его водосбор: история геологического развития, освоение человеком и современное состояние.

CRDF-RFBR. 2005-2008. Development methodology for assessing prospective change of recharge due to climate change and its application for Russian and US major nuclear waste disposal sites.

NSF. 2014-2016. ARC 1204070 (исп.) - Collaborative Research: Interactions Between Air Temperature, Permafrost and Hydrology in the High Latitudes of Eurasia.

Международный научно-технический центр. 2014-2016. KR-2091 (научн. рук.) - Изучение переноса тория и других отходов редкоземельного производства природными водами Кыргызстана. 2007-2010. KR-1430 (научн. рук.) - Изучение факторов формирования и оценка влияния водохранилищ Нижне-Нарынского каскада ГЭС на качество водных ресурсов бассейна реки Нарын изотопными методами. 2007-2010. 3590 (научн. рук.) - Тритий/гелий-3 метод датирования молодых подземных вод в гидрогеоэкологии. 2007-2009. 3193 (исп.) - Инженерно-геологи-

ческое, гидрогеологическое и радиоэкологическое обоснование строительства хранилищ токсичных и радиоактивных отходов в кембрийских и вендских глинах Северо-Западного региона России.

Базовое финансирование Научного парка СПбГУ (2013-2020). Разработка методик исследования структуры и свойств материалов и наноматериалов. Разработка исследовательских методик в области нанотехнологий, композитных наноматериалов и изучения свойств материалов.

Базовое финансирование СПб отделения ИГЭ РАН (2003-2013). Темы в рамках Научных программ Президиума РАН (координатор – ак. РАН Лаверов Н.П.). № 4 “Оценка и пути снижения негативных последствий экстремальных природных явлений и техногенных катастроф, включая проблемы ускоренного развития атомной энергетики”. № 13 и № 16 “Изменения окружающей среды и климата: природные катастрофы”

Хоздоговорные работы (наиболее значимые для развития работы). Интерпретация результатов изотопных исследований для условий площадки проектируемой АЭС «Эль-Дабба» в Арабской Республике Египет (для АО «СПб НИИИ «ЭИЗ» 2018-2019). Научное сопровождение разработки отечественного базового программного обеспечения для имитационного моделирования фильтрации и массопереноса в геологической среде на супер-ЭВМ (для ФГУП «РФЯЦ-ВНИИЭФ» ГК «Росатом», 2010-2012). Оценка состояния трансграничных подземных водных объектов Россия-Эстония и выполнение опытно-методических работ по применению изотопно-гидрохимических методов для оценки качества и загрязнения подземных вод при ведении (для ГМСН ФГУП “Гидроспецгеология”, 2008-2010). Экспериментальная оценка безопасности захоронения РОА СХК по данным опробования систем природных изотопов пластов-коллекторов и буферных горизонтов (для ОАО «Сибирский химический комбинат», 2008-2010). Экспертная оценка микрокомпонентного состава и абсолютного возраста подземных вод напорных горизонтов как показателей безопасности захоронения жидких РОА на полигоне СХК (для ОАО «Сибирский химический комбинат», 2003-2004). Оценка ресурсов и качества подземных вод юга Испании (провинция Альмерия) (для TING SA, г. Мадрид, Испания, 2002-2003).

Послужной список. 2016 – по настоящее время. Ведущий специалист. Ресурсный центр РДМИ. Научный парк СПбГУ. 2013-2016. Заместитель директора Ресурсного центра «Геомодель». Научный парк СПбГУ. 2003-2013. Научный сотрудник, затем ведущий научный сотрудник., зав. лаб. «Экспериментальной гидрогеологии и гидрогеомеханики» Санкт-Петербургское отделение института геоэкологии РАН. 1993-2003. Ведущий инженер, затем научный сотрудник. Институт геологии и геохронологии докембрия РАН. Санкт-Петербург. 1993. Защита диссертации на тему «Разработка и апробация изотопных методов индикации подземных вод при изучении их загрязнения» на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. Ленинградский горный институт. 1981-1993. Инженер, затем научный сотрудник. Научно-исследовательская часть кафедры гидрогеологии. Ленинградский горный институт.