

На правах рукописи

ТОКАРЕВ
Игорь Владимирович

**«ИЗОТОПНАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ПРОИСХОЖДЕНИЯ, ЭВОЛЮЦИИ И
ОЦЕНКА ТЕКУЩЕГО СОСТОЯНИЯ ВОДНО-ЛЕДОВЫХ ОБЪЕКТОВ»**
(в двух томах)

Том 1

Раздел I. Теоретический анализ применения изотопных систем для исследования
водно-ледовых объектов

Раздел II. Натурная апробация изотопных методов при оценке составляющих
водного баланса и палеореконструкциях

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание учёной степени
доктора геолого-минералогических наук

Специальность
1.6.6 – Гидрогеология

Санкт-Петербург
2024

РЕФЕРАТ

Том 1.

Текст – 224 с., иллюстраций – 106, таблиц – 27, приложений – 2, ссылок на литературу – 862 (в том числе, 112 – авторских, 265 – русскоязычных, 463 – англоязычных, 3 – нормативных и фондовых, 27 – электронных).

Рассмотрены теоретические проблемы касающиеся применения изотопных трассеров – ^2H , ^{18}O , ^3H , $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, ^3He , ^4He , ^{20}Ne и некоторых других меток для изучения подземных и поверхностных вод, ледников и мерзлоты, а также представлены результаты натурной апробации разрабатываемых методов.

Том 2.

Текст – 172 с., иллюстраций – 118, таблиц – 49, уникальных ссылок на литературу (не дублирующих список в томе 1) – 219 (в том числе, 135 – русскоязычных, 84 – англоязычных, 14 – нормативных и фондовых).

Рассмотрены прикладные вопросы, касающиеся применения изотопных трассеров – ^2H , ^{18}O , ^3H , $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, ^3He , ^4He , ^{20}Ne и некоторых других меток для изучения поверхностных и подземных вод, ледников и мерзлоты, в том числе, для целей расчета элементов водного баланса и обоснования безопасности захоронения радиоактивных отходов в подземном пространстве.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение.....	6
Раздел I. Теоретический анализ применения изотопных систем для исследования водно-ледовых объектов.....	11
I.1. Дейтерий, кислород-18 и тритий в гидро- и криосферах.....	12
I.1.1. Выпадение ^3H с атмосферными осадками.....	13
I.1.2. Выпадение ^2H и $\delta^{18}\text{O}$ с атмосферными осадками	18
I.1.2.1. Формирование изотопного состава атмосферных осадков	18
I.1.2.2. Глобальная и локальная линии метеорных вод	21
I.2. Анализ условий применимости и ошибок при использовании ^2H , ^{18}O , ^3H и благородных газов при решении обратных задач.....	24
I.2.1. Расчет температур выпадения осадков по содержаниям ^2H , ^{18}O	24
I.2.2. Влияние вторичных процессов на содержания ^2H , ^{18}O	26
I.2.3. Концептуальная модель формирования входных функций для ^2H , ^{18}O и ^3H	27
I.2.4. Оценка потенциальных ошибок задания входных функций для ^2H , ^{18}O и ^3H	31
I.2.5. Формирование входной функции для благородных газов.....	38
I.2.6. Выводы к анализу формирования входной функции для ^2H , ^{18}O , ^3H и благородных газов.....	38
I.3. Анализ возможности использования четных изотопов урана (^{234}U , ^{238}U) для изучения деградации мерзлоты	40
I.3.1. Физические эффекты, метаморфизм химического и изотопного состава воды при замерзании в подземных условиях.....	40
I.3.2. Формирование отношений $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземной гидросфере.....	42
I.3.3. Математическое моделирование формирования избытков ^{234}U в подземных водах	46
I.3.3.1. Оценка диффузионных параметров	46
I.3.3.2. Описание динамической модели для оценки условий формирования избытков ^{234}U	48
I.3.3.3. Проверка одностадийной моделей формирования избытков ^{234}U	50
I.3.3.4. Проверка двухстадийной модели формирования избытков ^{234}U	51
I.3.4. Выводы к анализу условий формирования отношений $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах	52
I.4. Изотопное датирование подземных вод.....	52
I.4.1. Определения и термины.....	54

I.4.2. Основные изотопные системы, используемые для датирования подземных вод.....	55
I.4.3. Методика расчета содержаний радиогенных благородных газов, используемых для датирования	60
I.4.4. Оценка условий применимости и потенциальных ошибок изотопного датирования подземных вод.....	65
I.4.4.1. Уран/гелиевый метод датирования	66
I.4.4.2. Влияния смещения на результаты $^3\text{H}/^3\text{He}$ датирования.....	67
I.4.4.3. Влияние гетерогенности геологической среды на $^3\text{H}/^3\text{He}$ датирование.....	76
I.4.5. Выводы к оценке условий применимости и потенциальных ошибок датирования с использованием радиогенных благородных газов ($^3\text{H}/^3\text{He}$ и (U-Th)/He методы)	78
Раздел II. Натурная апробация изотопных методов при оценке составляющих водного баланса и палеореконструкциях	80
II.1. Экспериментальная оценка испарения по данным об изотопном составе воды.....	80
II.1.1. Оценка испарения стандартными методами.....	80
II.1.2. Использование системы дейтерий-кислород-18.....	83
II.1.2.1. Базовые соотношения.....	84
II.1.2.2. Обоснование упрощений	85
II.1.2.3. Методика экспериментов по определению зависимости изотопного состава остаточной воды от величины потерь на испарение.....	87
II.1.2.4. Результаты экспериментов	87
II.1.2.5. Методика расчета потерь на испарение по данным об изотопном составе воды	93
II.1.2.6. Апробация предлагаемой методики расчета потерь на испарение на базе мировых данных.....	96
II.1.2.7. Выводы к результатам разработки методики расчета потерь на испарение на базе изотопных данных	100
II.2. Влияние климатических вариаций на водный баланс (постановка проблемы)	101
II.3. Отклик параметров $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в речном стоке зоны развития ММГП на современные погодно-климатические вариации (на примере нижнего течения р. Колымы).....	104
II.3.1. Характеристика участка работ	105
II.3.2. Изотопный состав водорода и кислорода водно-ледовых объектов в бассейне р. Колымы	108

П.3.3. Обсуждение результатов.....	113
П.4. Климатические реконструкции Арктики с использованием ПЖЛ.....	120
П.4.1. Исходные данные и расчет палеотемператур Арктики	121
П.4.2. Выводы по палеорекопструкциям температур Арктики	126
П.5. Палеорекопструкция температур на базе благородных газов	128
П.6. Натурные исследования условий формирования избытков урана-234 в гидросфере	129
П.6.1. Отжиг треков и эксперименты по выщелачиванию.....	130
П.6.2. Поведение урана-234 в природных резервуарах (обзор)	133
П.6.2.1. Подземные воды (по материалам автора)	133
П.6.2.2. Озеро Байкал (по литературным и собственным данным).....	138
П.6.2.3. Воды Центральной Азии (по литературным данным)	139
П.6.2.4. Подземные воды Северной Америки (по литературным данным).....	140
П.6.2.5. Подземные воды других частей Мира (по литературным данным)	141
П.6.2.6. Океанический резервуар (по литературным данным)	142
П.6.2.7. Дополнительные замечания по условиям формирования повышенных отношений $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах	148
П.6.3. Выводы к изучению поведения четных изотопов урана в природных резервуарах	151
П.7. Выводы к анализу применимости изотопных трассеров и датирования для решения задач, связанных с палеорекопструкциями и исследованием реакции водно-ледовых объектов на современное потепление.....	152
Заключение	155
Использованная литература	157
Публикации Токарева И.В.....	157
Использованные источники	170
Русскоязычная литература	170
Иностранная литература.....	183
Фондовая и нормативная	206
Электронные ссылки.....	206
Приложения	207
Приложение А. Примеры тестовых расчетов по оценке влияния емкости гетерогенной среды (двуслойный пласт) на результаты $^3\text{H}/^3\text{He}$ датирования	207
Приложение Б. Список сокращений.....	221

Введение

Актуальность исследования. Освоение естествоиспытателями продвинутых инструментальных методов анализа вещества и математических приемов обработки данных повлекло за собой коренную перестройку представлений об образовании и эволюции Земли, а также способах получения и интерпретации исходной информации. Изотопно-геохимические методы стали одним из основных инструментов в геологическом цикле наук, позволяющим определять возраст геологических образований, идентифицировать их генезис, а также оценивать скорости и направление протекания процессов в геосферах. Теоретический базис изотопных методов исследования водно-ледовых объектов был заложен, в основном, в ходе «урановых проектов» СССР и США. Современное развитие этих подходов идет, в основном, за счет работ по обоснованию безопасности захоронения радиоактивных отходов в геологической среде и при изучении глобальных вариаций климата.

В гидрогеологических исследованиях использование природных и техногенных изотопов существенно продвинуло понимание фундаментальных механизмов функционирования гидро- и криосфер. При решении прикладных задач применение изотопных трассеров позволяет получать принципиально новую информацию о водно-ледовых объектах по сравнению со стандартными (нормативно предусмотренными) подходами. Существует, однако, ряд нерешенных проблем, при объяснении наблюдаемых изотопных эффектов, включая:

- недостаточное понимание условий формирования изотопных сигналов в подземной крио- и гидросферах для трассеров, связанных с молекулой воды (дейтерий, тритий и кислород-18) или растворенных компонентов атмосферного и/или терригенного происхождения;
- определение области применимости конкретных изотопных методов в различных природно-техногенных обстановках и количественной оценки ошибок параметров, рассчитываемых на базе изотопной информации;
- обоснование выбора корректных способов получения и интерпретации изотопно-гидрохимической и геохронологической информации для решения практических задач на реальных объектах.

Цель работы – теоретическое и экспериментальное обоснование способов применения изотопно-геохимических и геохронологических методов для реконструкции происхождения, эволюции, оценки текущего состояния и прогноза изменения характеристик

водно-ледовых объектов под действием природных и антропогенных факторов.

Задачи исследования.

1. Анализ теоретических представлений о процессах, контролирующих поведение изотопов водорода ($^1,^2,^3\text{H}$), кислорода ($^{16},^{18}\text{O}$), урана ($^{234},^{238}\text{U}$) и благородных газов ($^3,^4\text{He}$, ^{20}Ne , ^{36}Ar) в подземной гидро- и криосферах. Развитие способов интерпретации изотопно-геохимических данных, определение области применимости отдельных изотопных методов для решения гидрогеологических задач, с оценкой погрешности расчетов, базирующихся на изотопной информации.

2. Натурное и модельное (физическое и компьютерное) исследование поведения изотопов в природных и техногенных обстановках. Количественное определение влияния отдельных физико-химических факторов на перераспределение изотопов между средами при изменении фазового состояния воды и ее взаимодействии с вмещающими породами. Оценка информативности изотопных данных при изучении месторождений пресных, минерально-лечебных, промышленных и термальных вод, а также захоронении радиоактивных отходов.

3. Апробация стандартных и вновь предлагаемых автором способов получения и интерпретации изотопно-гидрохимической информации на конкретных объектах в рамках решения задач по оценке закономерностей формирования ресурсов и качества подземных вод, а также их защищенности от загрязнения и истощения в результате инженерной деятельности.

Фактический материал и методы. В работе использованы тысячи изотопных и химических анализов, относящихся к десяткам участков исследований в пределах северной части Евразии, а также аналогичный объем опубликованных результатов для остальной части Мира. Аналитика выполнена на комплексе современной аппаратуры, включая масс- и лазерно-спектрометрические, а также счетно-сцинтилляционные приборы. Используются общепринятые и/или новые методически обоснованные автором способы отбора, консервации, хранения и подготовки проб, а также выполнения аналитических процедур. Интерпретация результатов производилась с помощью стандартных и предложенных автором подходов.

Защищаемые положения.

1. В гумидных и аридных районах Мира вне зоны сплошного развития мерзлоты концентрации и режим поступления изотопов в подземную гидро- и криосферу, описывается кусочно-импульсной входной функцией, отвечая 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 в атмосферных осадках 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 радиогенного происхождения, рассчитывать пропорции смешения молодых и древних вод, и, при наличии данных по родительским изотопам, выполнять тритий/гелий-3 и гелиевое датирование подземных вод.

4. Апробация предлагаемых методов использования системы изотопных трассеров ($^{1,2,3}\text{H}$, $^{16,18}\text{O}$, ^3He , ^{20}Ne , $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) в широком круге природно-географических условий и варьирующих типах техногенной нагрузки подтвердила эффективность их комплексного применения, позволяющего: а) реконструировать обстановки, определявшие условия формирования водно-ледовых объектов, б) диагностировать и количественно оценивать основные факторы, контролирующие формирование ресурсов и качества подземных вод, в) использовать изотопные данные для решения прогнозных задач, например, при оценке обоснования безопасности захоронения радиоактивных отходов в подземном пространстве.

Научная новизна.

1) Входная функция, описывающая содержания изотопных трассеров ($^{1,2,3}\text{H}$, $^{16,18}\text{O}$, ^3He , ^{20}Ne) в водах, питающих водно-ледовые объекты вне зоны сплошного распространения мерзлоты, имеет не синусоидальный, соответствующий их вариациям в атмосферных осадках, а кусочно-импульсный вид с максимумом потока указанных изотопов в период преимущественного восполнения запасов. Этот период не совпадает по времени с максимумами концентраций указанных изотопов в осадках и пиками атмосферных выпадений, так как а) за счет эвапотранспирации большая часть осадков изымается из водного баланса в теплое время года и б) питание водно-ледовых объектов происходит преимущественно в период весеннего снеготаяния (гумидные районы Мира) или зимнего максимума осадков (аридные районы). Соответственно, 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 изотопов вместо средневзвешенных для холодного периода года ведет к ошибке оценки начальных их содержаний, которая может достигать для дейтерия +20 ‰, для кислорода-18 +2,7 ‰, для трития 10–30 ‰.

Из-за усечения входного синусоидального сигнала возникает рассогласование между оценками температур в период восполнения запасов, выполняемым по стабильным изотопам и благородным газам, так как содержания последних отвечают температурам зоны аэрации в периоды питания и оказываются, как правило, существенно выше, рассчитанных по дейтерию и кислороду-18. При наличии неравновесного фракционирования изотопов водорода и кислорода водно-ледовых объектов за счет 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.

Указанные выше преобразования входного сигнала накладывают существенные ограничения на тритиевый метод датирования, который дает только полуколичественные оценки возраста подземных вод, если отсутствует учет количеств дочернего тритигенного гелия-3.

II) Существование мерзлоты в прошлом может быть диагностировано на основании присутствия в подземных водах избытков урана-234 ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 8-10$). Эти избытки 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) процесс «залпового» экстрагирования ^{234}U в ходе таяния мерзлоты. Предложенный механизм формирования ураганных избытков урана-234 в подземных водах в наиболее общем виде подтверждается массивом данных по океану и крупным озерам, для которых рост отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ отмечается при потеплении, а снижение – в холодные периоды. Использование метки $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в комплексе с датированием дает основания для оценки темпов современного таяния подземных льдов, позволяет диагностировать наличие мерзлоты и определять глубину промерзания в прошлом, для регионов ныне от нее свободных.

Потенциально возможное наличие избытков ^{234}U в гидрогенных образованиях в географических регионах, в которых в прошлом могла существовать мерзлота, накладывает ограничения на уран/ториевое датирование ($^{230}\text{Th}/\text{U}$), 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), позво-

ляет выполнить тритий/гелий-3 датирование молодых и уран-торий/гелиевое датирование древних вод, а также оценить пропорции их смешения. Разработана математическая модель, позволяющая выполнить уран-торий/гелиевое датирование 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, которое в наиболее неблагоприятных условиях достигает 200–300 %.

IV) На примере р. Колымы на базе мониторинга $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ показано участие талой мерзлоты в формировании современного стока крупных северных рек вследствие потепления климата, что может объяснять наблюдаемый рост речного стока в бассейне Северного Ледовитого океана.

V) Предложена обобщенная схема вертикальной изотопно-гидрохимической зональности подземной гидросферы для севера Евразийского 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 нитратами 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, а также опубликованы в 5 монографиях и 68 статьях в индексируемых изданиях (Приложение).

Автор **благодарен** коллегам Толстихину И.Н., Каменскому И.Л., Румынину В.Г., Зубкову А.А., Полякову В.А., Озерскому А.Ю., Малову А.И., Мироненко В.А., Прасолову Э.М., Бородулиной Г.С., Рыженко Б.Н., Мелиховой Г.С., Самсоновой А.А., Алехиной В.М., Коносовскому П.К., Маркову М.Л., Зыкину Н.Н., Мавлюдову Б.Р., Амеличеву Г.Н., Козлову А.В., Левскому Л.К., Лохову К.И. а также другим за консультации и критику работы, предоставление материалов и помощь в работе.

Раздел I. Теоретический анализ применения изотопных систем для исследования водно-ледовых объектов

Концептуальные основы применения изотопных трассеров природного и искусственного происхождения для исследования глобального кругооборота воды, включая подземную и поверхностную крио- и гидросферы, были, в основном, заложены советскими и зарубежными учеными в ходе реализации национальных «урановых проектов». Разработанные принципы в настоящее время активно развиваются за счет огромного объема материалов, получаемых в ходе работ по обоснованию безопасности захоронения радиоактивных отходов в геологической среде и при изучении глобальных вариаций климата. Зачастую эти работы выполняются специализированными национальными и международными организациями, такими, как МАГАТЭ, SKB, NAGRA, ANDRA, USGS и т.д., выпускающими продолжающиеся серии изданий и технических отчетов.

Результаты изотопных исследований изложены в большом количестве обобщающих работ, обзоров и учебников [Старик, 1959; Старик, 1961; Основные..., 1963; Вопросы..., 1965; Чердынцев, 1967; Галимов, 1968; Чалов, 1968, 1975; Баранов, Титаева, 1973; Горбушина, Тыминский, 1974; Евсеева и др., 1974; Смыслов, 1974; Батулин, 1975; Токарев и др., 1975; Ферронский и др., 1975; Кузнецов, 1976; Развитие..., 1976; Соболевич, 1976; Горбушина и др., 1977; Соболевич и др., 1977, 1978; Изотопия..., 1978; Изотопные..., 1979; Критерии..., 1979; Зверев и др., 1980; Изотопные..., 1981; Исследование..., 1981; Справочник..., 1982; Проблемы..., 1983; Ферронский и др., 1984; Купцов, 1986; Толстихин, 1986; Handbook..., 1986; Арсланов, 1987; Гудзенко, Дубинчук, 1987; Дубинчук и др., 1988; Никаноров, Федоров, 1988; Поляков и др., 1988; Фор, 1989; Ivanovich and Harmon, 1992; Climate..., 1993, 2006, 2010; Maloszewski, Zuber, 1996; Gat, 1996, 2009; Федоров, 1999; Environmental tracers..., 1999; Титаева, 2000; Environmental isotopes..., 2001; Соболевич, Бондаренко 2002; Крицук, Поляков, 2005; Поляков, Соколовский, 2005; Сойфер и др., 2008; Ферронский, Поляков, 2009; Leibundgut et al., 2009; Handbook..., 2011; Рассказов, Чувашова, 2012; Eiler et al., 2014 и др. по тексту].

Изотопные трассеры в атмосферных осадках, поверхностных и подземных водах, а также ледовых образованиях исследуется с 1950^{-х} г.⁸ Морские, озерные и ледовые керны, отложения пещер, травертины и подземные воды и льды, позволяют получать информацию об образовании и поведении водно-ледовых объектов на промежутках времени от нуля до первых миллионов лет. Флюидные включения в минералах дают

⁸ С целью сокращения объема текста ссылки на публикации будут даваться при обсуждении конкретных объектов и явлений.

возможность рассматривать свойства гидрогеологических систем на шкале до нескольких миллиардов лет.

Генезис льдов, подземных и поверхностных вод изучается с помощью изотопов, входящих в молекулу воды – дейтерия (^2H), кислорода-18 (^{18}O) и трития (^3H). Идентификация источников растворенного вещества выполняется по изотопам водорода (^2H), углерода (^{13}C), азота (^{15}N), кислорода (^{17}O , ^{18}O), серы (^{34}S), железа (^{57}Fe , ^{56}Fe), стронция (^{87}Sr , ^{86}Sr), молибдена (^{97}Mo , ^{96}Mo), свинца (^{206}Pb , ^{204}Pb), четным изотопам урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) и другим изотопным системам, список которых постоянно расширяется.

Оценка темпов протекания процессов в гидрогеологических и гидрологических системах, а также ледовых образованиях возможна с помощью датирования, которое опирается, в основном, на радиоактивные изотопы водорода (^3H), углерода (^{14}C), хлора (^{36}Cl), благородных газов (^{81}Kr , ^{85}Kr), рядов урана (^{235}U и ^{238}U) и тория (^{232}Th) или радиогенных продуктов (в основном, благородных газов).

Во второй половине XX в. большое количество работ было посвящено применению изотопных трассеров при опытно-миграционных опробованиях поверхностных и подземных водных объектов. Как показала практика, интерпретация этих данных и распространение результатов локальных экспериментов на гидрогеологические и гидрологические системы в целом пока встречает серьезные объективные трудности. В данной работе это направление применения изотопно-геохимических методов не рассматривается.

Для природных изотопов наиболее характерным является то, что они поступают в поверхностную и подземную гидросферу, а также льды из атмосферы, пород коры и мантии повсеместно, отсюда происходит понятие «глобальный изотопный трассер» (environmental isotope tracer). Техногенные изотопы обычно поступают в атмосферу и водно-ледовые объекты в отдельных точках пространства. Однако циркуляция техногенных ^3H , ^{14}C , ^{36}Cl и ^{85}Kr охватила тропосферу и практически всю гидросферу, кроме глубоких частей Мирового океана, зоны замедленного водообмена в земной коре, а также глубоких частей ледниковых щитов и «вечной» мерзлоты.

1.1. Дейтерий, кислород-18 и тритий в гидро- и криосферах

Мониторинг атмосферных осадков является основой для решения задач на базе данных об изотопном составе воды ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$) и содержаниях трития (^3H). Среднемесячные величины $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$ и ^3H в атмосферных осадках, по сети станций Global Network Isotope in Precipitations (GNIP) собраны в базе данных МАГАТЭ (инструмент WISER). Для осадков на территории бывшего СССР есть данные за 1969–2020 г., но

основной массив данных относится к 1980–1990 г. В отличие от изотопного состава, наблюдения за содержаниями трития в осадках на территории РФ проводятся централизованно и в настоящее время. В укрупненном виде результаты представлены в ежегодниках [Радиационная..., 1987, 1992–1996, 2000, 2002, 2004–2018]. Имели место отдельные кампании определения ^3H и $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$ в осадках в 2000-х г. [Власова, Ферронский, 2005, 2008], ретроспективный обзор исследований ^3H представлен в [Сойфер и др., 2008].

I.1.1. Выпадение ^3H с атмосферными осадками

Природный тритий образуется за счет взаимодействия космических лучей с азотом и кислородом воздуха со скоростью порядка 2500 атомов $^3\text{H}/\text{м}^3 \times \text{с}$, которая увеличивается от экватора к полюсам и удалении от поверхности Земли [Giletti et al., 1958; Craig, Lal, 1961; Ehhalt, 1971; Rozanski et al., 1991; Masarik and Beer, 1999; Ehhalt et al., 2002]. В природных водах и влаге тритий находится преимущественно в молекуле $^1\text{H}^3\text{HO}$. Тритий является наилучшим трассером для прослеживания современных метеогенных вод, в связи с относительно коротким периодом полураспада $T_{1/2} = 12,26\text{--}12,43$ лет и средней константой распада $\lambda = 0,05599 \text{ год}^{-1} = 1,774 \times 10^{-9} \text{ с}^{-1}$ [Jordan et al., 1967; Piel, 1973; Taylor and Roether, 1982; Oliver et al., 1987; Lucas, Unterweger, 2000].

До начала ядерных испытаний концентрации ^3H в атмосферных осадках (Рисунок I.1.1) составляли 1–10 TE [Faltings, Harteck, 1950; Grosse et al., 1951, 1954; Kaufman and Libby, 1954; Wilson, Fergusson, 1960; Craig, Lal, 1961; Lal, Peters, 1962; Roether, 1967].

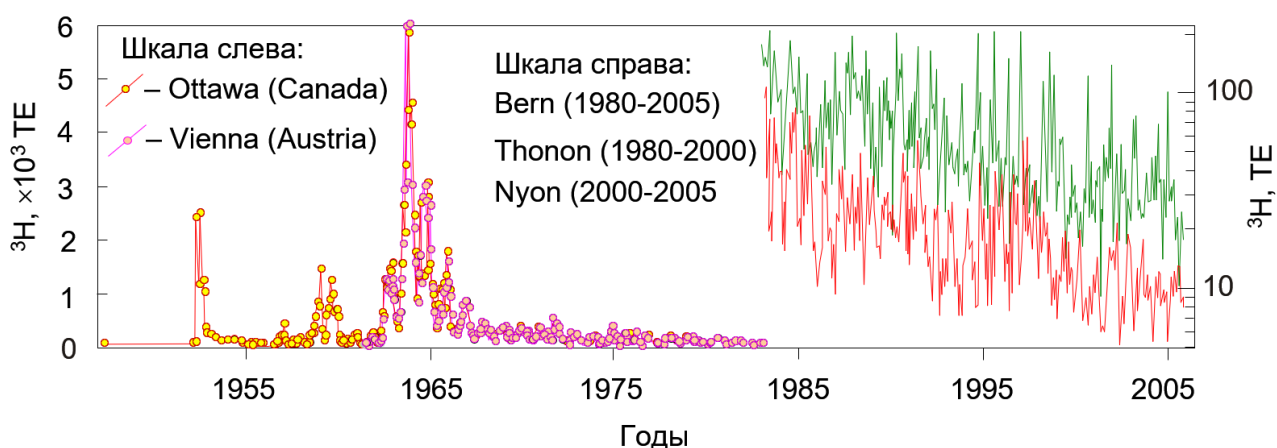


Рисунок I.1.1. Тритий в атмосферных осадках по [Begemann, Libby, 1957; Begemann, Friedman, 1959; Schlosser, Smethie, 1995; Jean-Baptiste et al., 2007; Investigation..., 2009]: для станций Ottawa и Vienna приведены среднемесячные концентрации ^3H , а для станций Bern, Thonon и Nyon — посубытийные.

После 1952 г. содержания ^3H в атмосферных осадках выросли, в основном, за счет термоядерных испытаний, во время которых было произведено около $2,4 \times 10^{20}$ Бк ^3H . С

середины 1960^{-х} г. содержания трития в атмосферной влаге снижаются, в первую очередь, за счет вымывания осадками [Eriksson, 1965; Mason, Ostlund, 1974 1976, 1977; Mason, 1977; Источники..., 1978; Вакуловский и др., 1982; Grabczak et al., 1984; Heinze et al., 1998; Махонько, 2002; Stark et al., 2005; Investigation..., 2009]. В северном полушарии находится 80 % техногенных источников ³H [Taylor, 1968; Источники..., 1978; Махонько, 2002; Happell et al., 2004; Investigation..., 2009], поэтому его концентрации в атмосферных осадках здесь выше, чем в южном полушарии (Рисунок I.1.2).

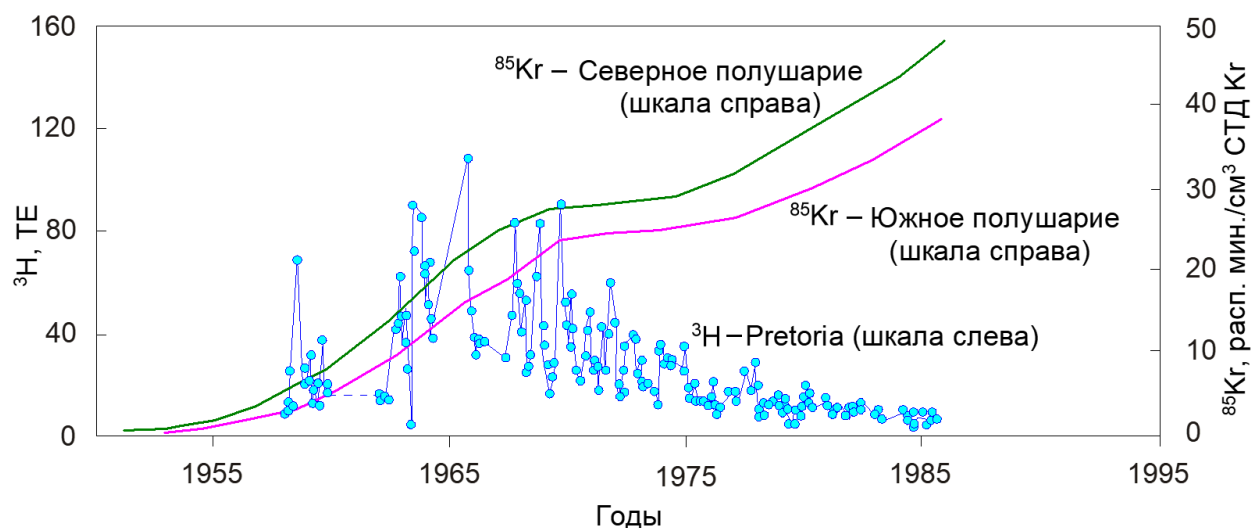


Рисунок I.1.2. Тритий (точки и синяя линия) и криптон-85 (кривые) в атмосферных осадках по [Begemann, Libby, 1957; Schlosser, Smethie, 1995; Jean-Baptiste et al., 2007; Investigation..., 2009].

Распределение трития по различным резервуарам приведено в Таблица I.1.1.

Таблица I.1.1. Распределение ³H по различным резервуарам Земли*

Резервуар	Содержание ³ H, %	Резервуар	Содержание ³ H, %
Стратосфера	6,8	Поверхность океана	35
Тропосфера	0,4	Верхние слои океана	30
Земная поверхность и биосфера	27,8	* – по [Источники..., 1978; Махонько, 2002; Investigation..., 2009].	

Океан⁸ и глубокие части подземной гидросферы со временем водообмена более 100 лет являются бесконечным по емкости стоком для трития [Doney et al., 1993]. Вследствие этого заметные концентрации трития обнаруживаются только в приповерхностном слое океана. Содержания трития в атмосферных осадках увеличиваются при удалении от океана. К середине 1970^{-х} доля «бомбового» ³H в балансе атмосферной влаги составляла не более 5 % [Источники..., 1978; Махонько, 2002; Investigation..., 2009]. В настоящее

⁸ среднее время перемешивания океана составляет несколько тысяч лет [Begemann, Libby, 1957; Вопросы..., 1965; Кузнецов, 1976; Купцов, 1986; Schlosser, Smethie, 1995; Yu et al., 1996; Curry et al., 1999; Cheng et al., 2000 a].

время среднегодовые выпадения ^3H стабилизировались. Прогнозируется их рост, в связи с ростом вклада мирных отраслей ядерных производств. Содержания ^3H в атмосферных осадках подвержены закономерным сезонным колебаниям (Рисунок I.1.3).

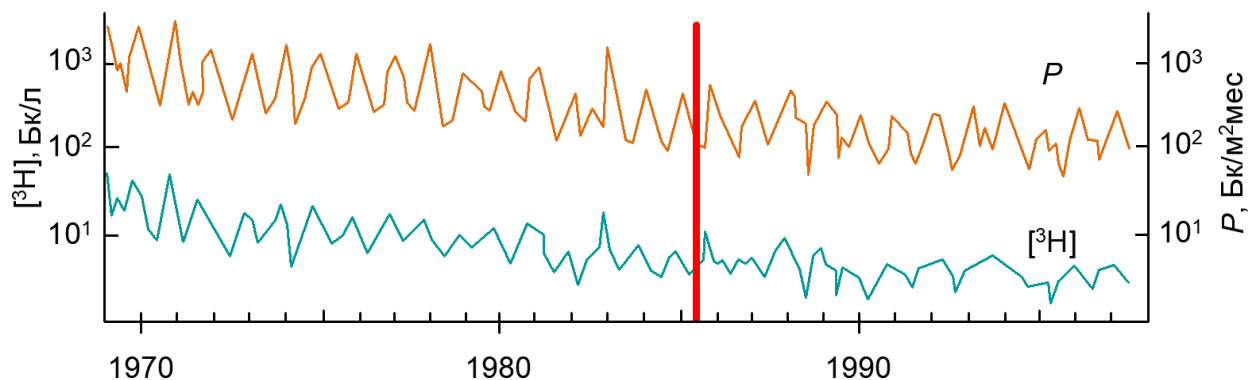


Рисунок I.1.3. Среднемесячные концентрации ^3H и удельная интенсивность выпадений (P) трития с атмосферными осадками над территорией России [Махонько, 2002]. Красной вертикальной чертой отмечен момент аварии на Чернобыльской АЭС.

Годовые колебания содержаний ^3H в настоящее время на территории РФ составляет 5–30 ТЕ [Махонько, 2002; Катрич, 2009; Радиационная..., 1987–2018]. Максимум выпадений приходится на июнь, минимум — на ноябрь или декабрь. На коротких промежутках времени — от одного выпадения осадков к другому, отмечаются существенные хаотичные колебания концентраций трития (Рисунок I.1.1), что связано с межширотной миграцией циклонов и вымыванием ^3H из атмосферы осадками, источником которых является океан.

Относительная амплитуда внутригодовых колебаний содержаний ^3H мало меняется во времени (Рисунок I.1.4). Содержания ^3H в атмосферных осадках ЕТР приведены в Таблица I.1.2. Для бассейнов крупнейших рек РФ соотношение между поступлением и стоком ^3H иногда дает коэффициент выше единицы (Таблица I.1.3), что позволяет предполагать наличие заметного вклада подземных вод.

Отметим следующие обстоятельства.

Во-первых, аварии на АЭС, как правило, не приводят к заметному росту концентраций ^3H в атмосферных осадках (Рисунок I.1.3).

Во-вторых, концентрации ^3H в атмосферных осадках произвольного участка не совпадают с его концентрациями в точках длительных наблюдений, поэтому корректная количественная оценка поступления ^3H на поверхность Земли с осадками представляет собой отдельную, достаточно сложную, задачу.

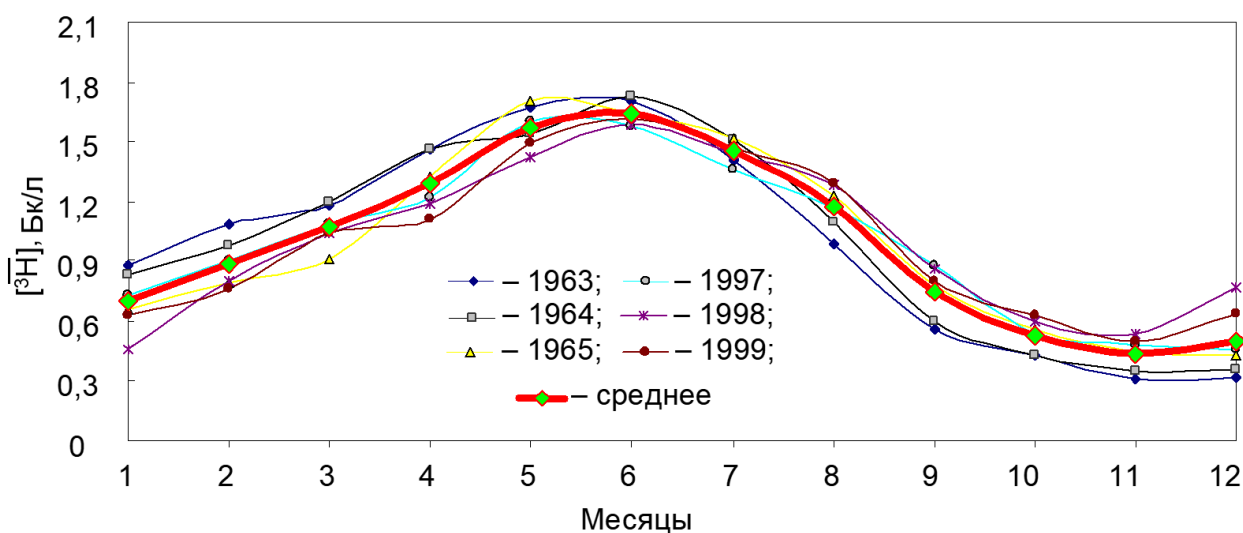


Рисунок I.1.4. Взвешенные на среднегодовое концентрации трития в осадках для некоторых станций на территории СССР в период максимальных выпадений ^3H и в современную эпоху (годы в легенде, данные с GNIP IAEA).

Таблица I.1.2. Тритий в осадках центральных районов европейской территории РФ*.

Год	^3H , ТЕ	Год	^3H , ТЕ	Год	^3H , ТЕ	Год	^3H , ТЕ	Год	^3H , ТЕ
1953	15	1964	2325	1975	130	1986	30	1997	20
1954	368	1965	930	1976	100	1987	28	1998	20
1955	58	1966	750	1977	99	1988	26	1999	19
1956	146	1967	400	1978	99	1989	25	2000	19
1957	157	1968	270	1979	77	1990	24	2001	19
1958	670	1969	300	1980	52	1991	22	2002	18
1959	762	1970	200	1981	57	1992	23	2003	18
1960	207	1971	135	1982	49	1993	21	2004	17
1961	246	1972	155	1983	57	1994	21	2005	17
1962	1340	1973	90	1984	35	1995	23	2006	16
1963	3960	1974	127	1985	33	1996	20	2007	16
* – оценка получена интерполяцией по станциям Вена, Москва и Архангельск [Ферронский, Поляков, 2009]								2008	15

В-третьих, образование трития в Земной коре возможно по реакции $^6\text{Li} (n, \alpha) ^3\text{H}$. Однако, в связи с относительно медленным диффузионным движением в кристаллической матрице минералов, ^3H распадается до того, как переходит из твердого тела в воду (Andrews et al., 1989; Tolstikhin et al., 1999). Поэтому его поступлением в подземную гидросферу из водовмещающих пород можно пренебречь.

Таблица I.1.3. Выпадение ^3H с осадками и его сток с водосборных площадей рек, впадающих в арктические моря [Катрич, 2009].

Бассейн моря (главные реки)	Верхняя строка — суммарный материковый сток (10 ¹⁵ Бк).															Пункты сбора атмосферных осадков
	Средняя строка — суммарные выпадения на водосборную площадь (10 ¹⁵ Бк).															
	Нижняя строка — коэффициент стока															
	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	
Белое и Баренцево моря (Северная Двина, Печора)	3,8	4,3	4,4	2,6	3,1	2,7	2,3	2,1	1,9	2,1	2,3	1,6	1,7	1,3	1,6	Мурманск, Архан- гельск, Нарьян-Мар, Пермь
	8,1	6,1	4,2	4,9	4,3	3,6	3,4	2,4	2,4	2,3	3,1	2,3	1,6	1,9	2,0	
	0,47	0,7	1,05	0,53	0,72	0,75	0,68	0,88	0,79	0,91	0,74	0,7	1,06	0,68	0,8	
Карское море (Енисей, Обь)	14,9	15,7	20,1	10,5	15,1	10,4	12,4	12,7	8,4	9,5	9,7	7,3	11,6	5,6	8,0	Салехард, Дудинка, Омск, Тура, Иркутск, Новосибирск, Енисейск
	40,2	44,8	36,4	32,2	27,9	20,8	20,4	20,2	18,4	15,0	18,9	14,2	11,7	14,2	11,2	
	0,37	0,35	0,55	0,33	0,54	0,50	0,61	0,63	0,46	0,63	0,51	0,51	0,99	0,39	0,71	
Море Лаптевых (Лена)	18,2	17,7	—	5,7	13,3	8,2	6,5	8,0	11,0	6,2	6,0	4,8	3,3	4,4	4,3	Тикси, Иркутск, Вер- хоянск, Оленёк
	13,6	17,0	7,4	8,2	8,2	6,5	7,0	4,6	5,1	5,9	5,7	5,1	3,9	4,4	3,2	
	1,34	1,04	—	0,70	1,62	1,51	0,93	1,74	2,16	1,05	1,05	0,94	0,85	1,0	1,34	
Восточно-Сибирское море (Индигирка, Колыма)	3,0	5,0	4,5	2,8	3,7	2,4	2,1	2,3	1,7	1,9	1,5	1,1	0,8	0,9	1,1	Верхоянск
	2,7	2,9	1,9	3,3	2,1	1,6	1,3	1,1	1,5	1,6	1,3	1,6	1,0	1,6	1,0	
	1,11	1,72	2,37	0,85	1,76	1,50	1,62	2,09	1,13	1,19	1,15	0,69	0,80	0,56	1,1	
Чукотское море (Колыма)	0,2	0,4	—	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2	0,1	—	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	Верхоянск
	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,08	0,1	0,07	
	1,0	2,0	—	2,0	1,5	1,5	2,0	2,0	1,0	—	2,0	1,0	1,25	1,0	1,43	

I.1.2. Выпадение ^2H и $\delta^{18}\text{O}$ с атмосферными осадками

Система дейтерий – кислород-18 ($\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$), для обозначения которой в России традиционно используется термин «изотопный состав воды», является основой при изучении условий формирования водно-ледовых объектов. Современные представления о глобальных климатических вариациях построены именно на данных об изотопном составе этих элементов в ледовых кернах и равновесных с водой карбонатах (система $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$).

Шкала вариаций $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$ для атмосферной влаги, поверхностных и подземных вод, льдов составляет [Ферронский, Поляков, 2009; Никаноров, Федоров, 1988]:

- для $\delta^2\text{H}$ – около 700 ‰ (от -550 ‰ до +150 ‰);
- для $\delta^{18}\text{O}$ – около 90 ‰ (от -70 ‰ до +20 ‰).

I.1.2.1. Формирование изотопного состава атмосферных осадков

Общепринятая модель взаимодействия различных резервуаров гидросферы Земли [Ферронский, Поляков, 2009], приводящих к наблюдаемым распределениям $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$, отражена на Рисунок I.1.5.

Океан является самым большим⁸ и хорошо перемешанным в отношении изотопов водорода и кислорода резервуаром на поверхности Земли [Bigg, Rohling, 2000], поэтому его удобно использовать в качестве точки отсчета $\delta^2\text{H} = 0$ ‰ и $\delta^{18}\text{O} = 0$ ‰ (из океанической воды изготовлен стандарт SMOW – Standard of Mean Ocean Water). Накопление льда в континентальных щитах в ледниковые периоды приводит к утяжелению воды в океане в периоды похолоданий. В поверхностном (~200 м) слое океана, в прибрежной зоне и внутренних морях испарение может приводить к небольшому увеличению солёности и утяжелению изотопного состава воды, так как около 80–90 % атмосферного пара формируется за счет испарения с поверхности океана в тропиках (Рисунок I.1.6).

Атмосфера и поверхностные воды континентов. Первичный пар, покидающий поверхность океана, оказывается облегченным на 3–5 ‰ по кислороду-18 относительно океанической воды ($\delta_{\text{ПАР}} < \delta_{\text{SMOW}}$). Тот же эффект наблюдается при испарении воды из открытых водоемов суши. При конденсации влаги в облаках, вновь образованная жидкая фаза обогащается, а оставшийся пар снова обедняется ^2H и ^{18}O – $\delta_{\text{ДОЖДЬ}} > \delta_{\text{ПАР}}$. Перенос

⁸ В мантии Земли содержится большое количество водорода и кислорода, которые при соединении могут образовывать воду. Современные представления об эволюции Земли предполагают, что, в целом, мантия является «сухой» вследствие ранней катастрофической дегазации и образования океана магмы после соударения с марсоподобным телом [Tolstikhin, Kramers, 2009]. Поэтому существование свободной воды в мантии, а, тем более, поступление в настоящее время существенного количества ювенильных вод к поверхности Земли является маловероятным.

влаги со стороны океана вглубь суши ведет к уменьшению концентраций ^2H и ^{18}O и называется «эффектом внутриконтинентального облегчения атмосферных осадков».

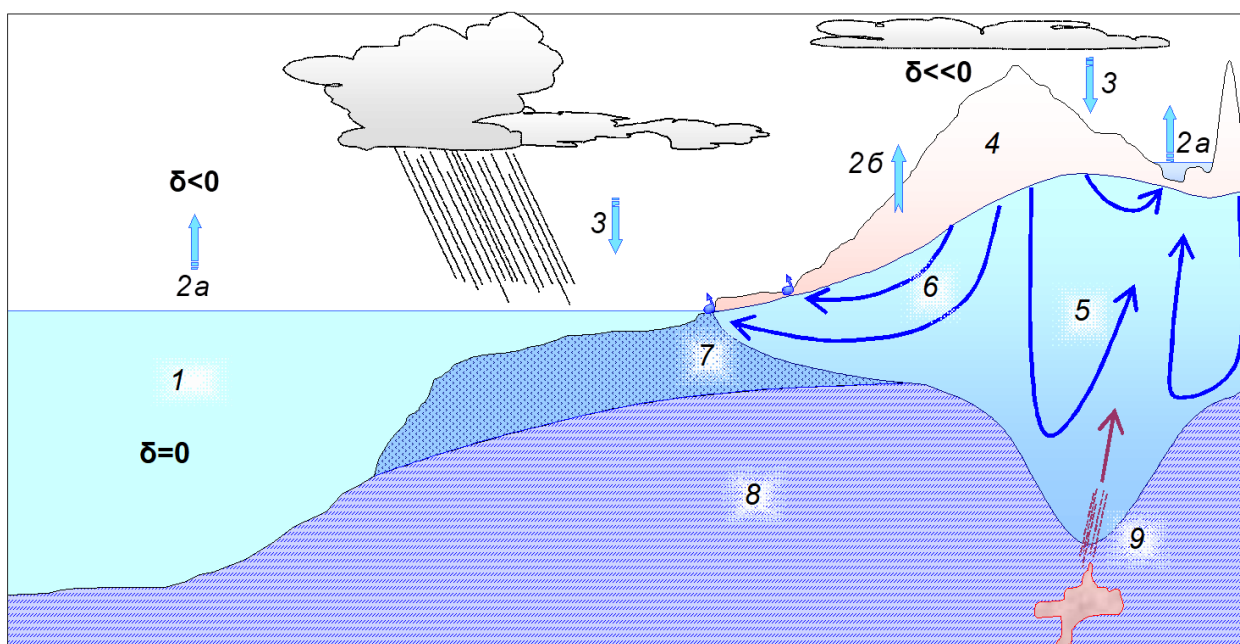


Рисунок I.1.5. Модель формирования изотопного состава природных вод при взаимодействии различных гидросфер Земли:

- 1 – океан;
- 2а, 2б – а) испарение и б) эвапотранспирация;
- 3 – конденсация воды в атмосфере, на поверхности суши, в почве и крупнообломочных горных породах;
- 4 – зона аэрации;
- 5 – зона активного водообмена;
- 6 – линии тока подземных вод в зоне активного водообмена и разгрузка подземных вод на дневную поверхность;
- 7 – зона контакта между морскими и континентальными водами, в том числе интрузия морских вод на континент;
- 8 – зона замедленного водообмена;
- 9 – вулканические очаги в зонах современной тектономагматической активизации и термальные воды, поступающие к Земной поверхности.

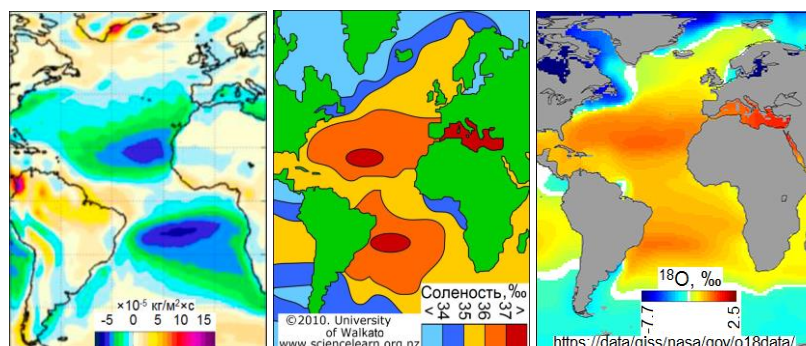


Рисунок I.1.6. Среднегодовая (1948–2012 г.) потеря воды на испарение с поверхности океана – слева [Аверьянова, 2017]; солёность поверхностных вод Атлантики – по центру (адаптировано с сайта University of Walkato с изменениями); изотопный состав кислорода поверхностных вод Атлантики – справа, (адаптировано с сайта NASA с изменениями).

Коэффициент фракционирования изотопологов воды увеличивается при понижении температуры. Поэтому облегчение изотопного состава воды наблюдается в областях с постоянно пониженными средними температурами – в высоких слоях атмосферы и в полярных регионах. Для ^{18}O градиент, в среднем, составляет около -0,5 ‰, а для ^2H около -4 ‰ на 100 м подъема [Statistical..., 1992; Araguás-Araguás et al., 2000]. Эти эффекты получили название «высотного» и «экваториально-полярного». Отметим, что указанные эффекты могут маскироваться при сложной системе циркуляции воздушных масс [Гудков и др., 2021; Vasil'chuk et al., 2020].

Сезонные и долговременные вариации. Годовые вариации температур воздуха ведут к сезонным изменениям изотопного состава атмосферных осадков, которые наиболее хорошо заметны по полярным станциям (Рисунок I.1.7). Климатические вариации приводят к относительно медленному изменению средних содержаний ^2H и ^{18}O в осадках.

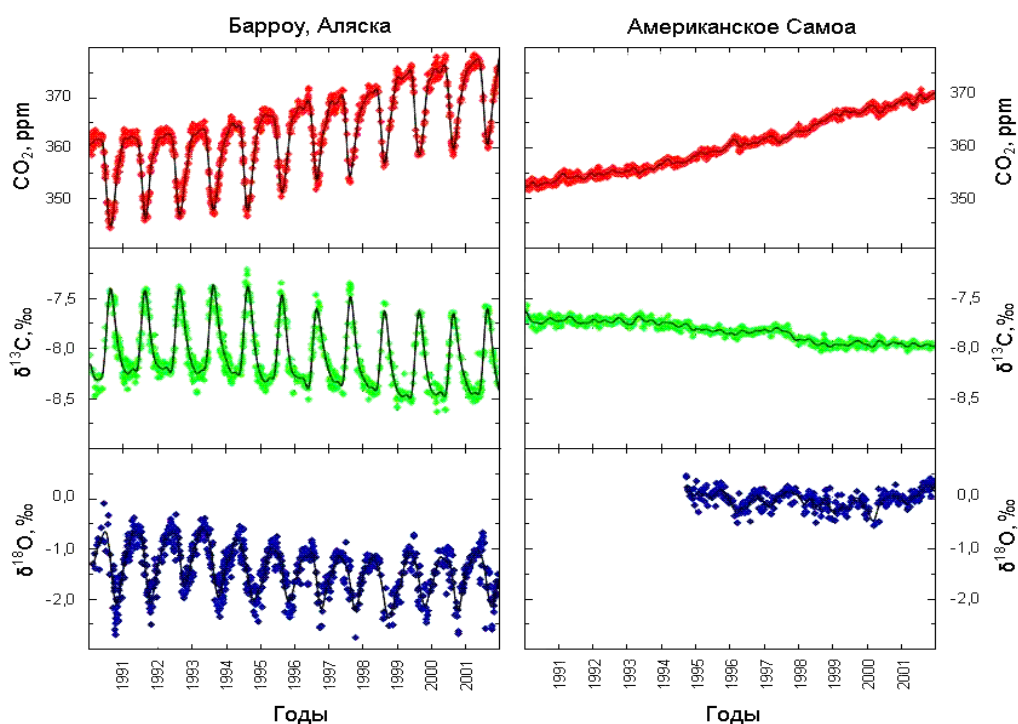


Рисунок I.1.7. Мониторинг изотопного состава кислорода и других показателей в осадках на станциях Барроу (Аляска) и Самоа [адаптировано с сайта NOAA⁸].

Подземная гидро- и криосфера. В зоне активного водообмена воды имеют, как правило, инфильтрационное происхождение, поэтому их изотопный состав определяется изотопным составом местных атмосферных осадков и поверхностных вод. В зоне замедленного водообмена подземные воды имеют значительный возраст, также как подземные льды. Их изотопный состав часто отличается от современных осадков данной местности вследствие климатических вариаций и фракционирования при замерзании.

⁸ <https://www.esrl.noaa.gov/gmd/obop/brw/> дата обращения 21.02.2018.

Вблизи морских побережий образуются интрузии морских вод в континентальные гидрогеологические системы. В пределах ядра интрузии изотопный состав подземных вод равен изотопному составу морской воды, а в краевой части зависит от пропорций их смешения с континентальной водой.

I.1.2.2. Глобальная и локальная линии метеорных вод

Совокупное влияние континентального, высотного и полярного эффектов обуславливает линейное распределение изотопного состава атмосферных осадков на диаграмме $\delta^{18}\text{O} \div \delta^2\text{H}$. Эта линия названа глобальной линией метеорных вод (ГЛМВ, Рисунок I.1.8 и I.1.9) и описывается уравнением вида [Craig, 1961]:

$$\delta^2\text{H} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10 \text{ ‰} \quad (\text{I.1.1 а})$$

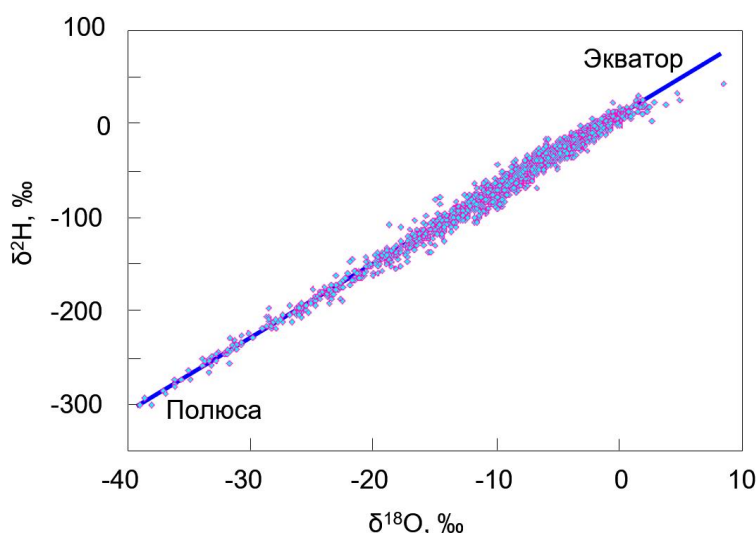


Рисунок I.1.8. Глобальная линия метеорных вод (—). Для построения использовано около 13500 среднемесячных анализов GNIP IAEA⁸.

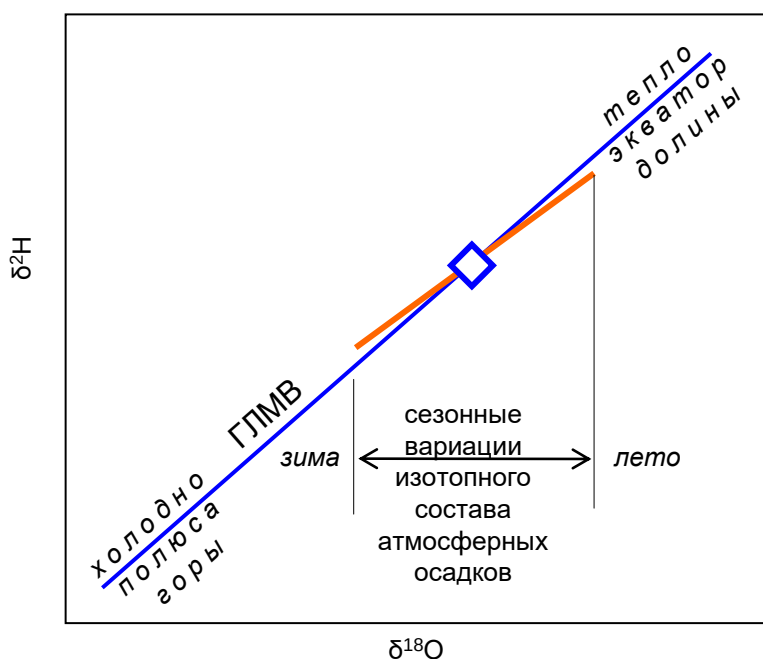


Рисунок I.1.9. Изотопный состав атмосферных осадков в различных обстановках:
— ГЛМВ глобальная линия метеорных вод;
— сезонные вариации;
— среднегодовой изотопный состав атмосферных осадков в точке наблюдений.

⁸ <http://isohis.iaea.org/> дата обращения 02.09.2020.

Коэффициенты уравнения многократно уточнялись, например, [Yurtsever, Gat, 1981]:

$$\delta^2\text{H} = (8,17 \pm 0,08) \times \delta^{18}\text{O} + (6,03 \pm 3,08), \quad (\text{I.1.1 б})$$

или [Araguás-Araguás et al., 2000]:

$$\delta^2\text{H} = (8,17 \pm 0,06) \times \delta^{18}\text{O} + (10,35 \pm 0,65) \text{ при осреднении по годам, } (\text{I.1.1 в})$$

$$\delta^2\text{H} = (7,96 \pm 0,02) \times \delta^{18}\text{O} + (8,86 \pm 0,17) \text{ при осреднении по месяцам. } (\text{I.1.1 г})$$

Изотопически тяжелые осадки выпадают в районе экватора, в прибрежных и низменных областях (область «тепло, экватор, долины», Рисунок I.1.9), легкие – вблизи полюсов, в горах и ближе к центру материков, (область «холодно, полюса, горы», Рисунок I.1.9). Модели формирования изотопного состава осадков рассмотрены в ряде работ [Dansgaard, 1964; Gonfiantini, 1983; Jouzel et al., 1997 b; Environmental isotopes..., 2001; Edwards et al., 2003; Noone and Simmonds, 2004; Fekete et al., 2006; Bowen et al., 2011; Liu et al., 2013; Brady et al., 2019].

Состав среднемесячных осадков над территорией России за 1969–2009 г. по данным из базы МАГАТЭ описывается уравнением (Рисунок I.1.10):

$$\delta^2\text{H} = 7,62 \times \delta^{18}\text{O} + 3,81 \quad (R^2 = 0,941).$$

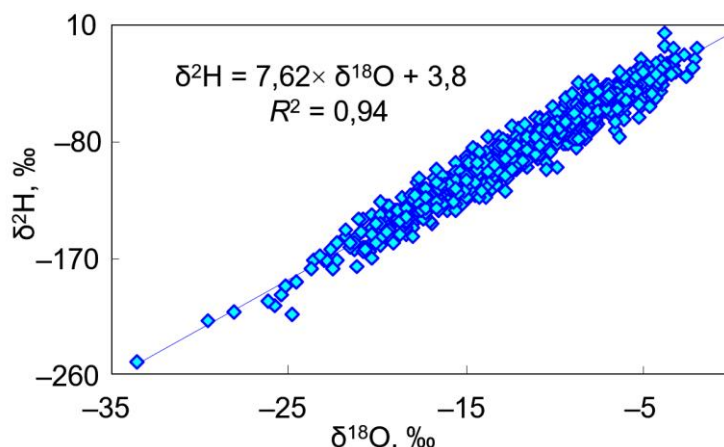


Рисунок I.1.10. Изотопный состав осадков над территорией северной Евразии в 1969–2009 г. [данные GNIP IAEA⁸].

Относительные сезонные вариации $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ носят однотипный характер, изотопически тяжелые осадки выпадают, как правило, в июле (Рисунок I.1.11). На северных станциях и станциях с континентальным климатом амплитуда больше, чем на южных и приморских станциях. В отдельных точках наблюдений возможно преобладание того или иного типа циклонической активности, в результате чего формируется локальная линия метеорных вод (ЛЛМВ), которая обычно не совпадает с ГЛМВ (Рисунок I.1.9 и I.1.12).

⁸ <http://isohis.iaea.org/> дата обращения 02.09.2020.

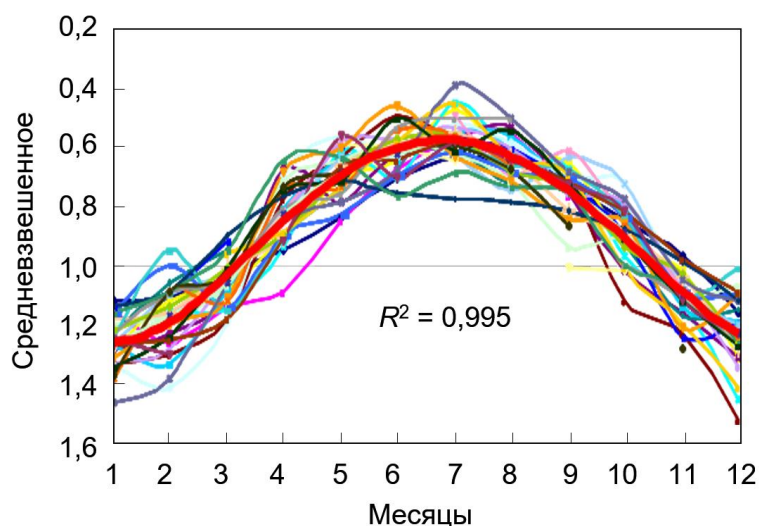


Рисунок I.1.11. Многолетние среднемесячные величины $\delta^{18}\text{O}$ в атмосферных осадках над территорией России в 1969–2009 г. по 23 станциям наблюдений [данные GNIP IAEA]. Тонкие цветные кривые – взвешенные на многолетнее среднегодовое для каждой из станций; толстая красная кривая – среднее из всех данных, R^2 – точность аппроксимации.

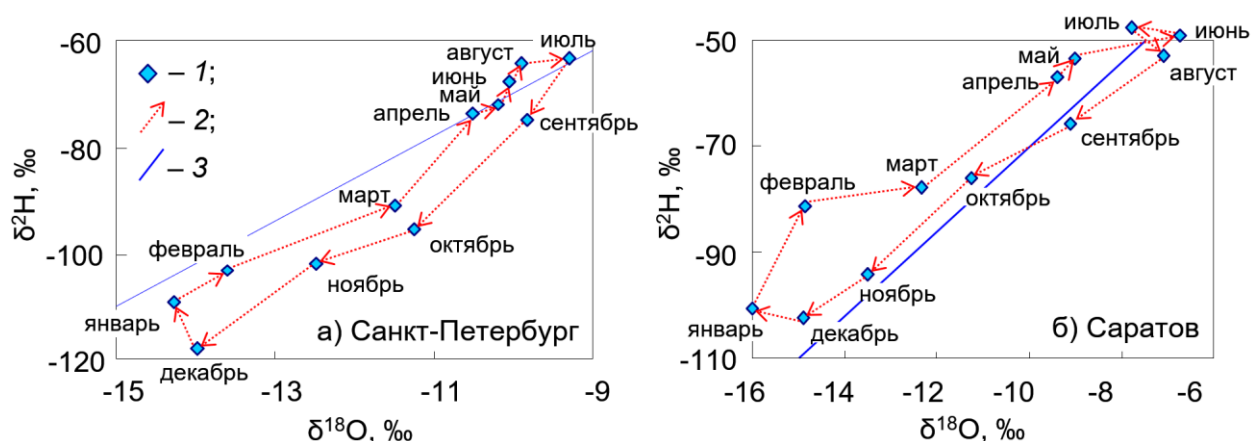


Рисунок I.1.12. Ход изотопного состава атмосферных осадков на приморской (а – Санкт-Петербург) и континентальной (б – Саратов) станциях [данные GNIP IAEA]: 1 – среднемесячный состав осадков; 2 – межмесячные тренды; 3 – ГЛМВ.

Для равнинных районов ЕТР уравнение ЛЛМВ может быть рассчитано, например, по [Поляков и Колесникова, 1978]:

$$\delta^2\text{H} = 6 \times \delta^{18}\text{O} + (1,2 \times t - 24) \text{‰}, \quad (\text{I.1.2})$$

где t – среднегодовая температура воздуха в точке наблюдения, $^{\circ}\text{C}$.

Оценка среднегодовых и среднемесячных изотопных составов осадков может быть также выполнена с помощью On-line Isotope in Precipitations Calculator (OIPC⁸, G. Bowen).

Для станций на территории России оценка ЛЛМВ выполнена автором по данным из базы МАГАТЭ–ВМО (Таблица I.1.4). В пределах анализируемого периода наблюдений, для станций отмечаются заметные межгодовые вариации среднего состава осадков. Долговременный тренд изменений математически достоверно не может быть установлен из-за недостаточной длительности наблюдений.

⁸ http://wateriso.eas.purdue.edu/waterisotopes/pages/data_access/oipc.html дата обращения 15.03.2018.

Таблица I.1.4. Расчет ГЛМВ для станций наблюдения за атмосферными осадками на территории СССР (по данным GNIP IAEA⁸).

Пункт наблюдения	Уравнение ГЛМВ	Пункт наблюдения	Уравнение ГЛМВ
Амдерма	$\delta^2\text{H} = 7,6 \times \delta^{18}\text{O} + 6,8$	Новосибирск	$\delta^2\text{H} = 8,8 \times \delta^{18}\text{O} + 24,1$
Архангельск	$\delta^2\text{H} = 8,0 \times \delta^{18}\text{O} + 6,0$	Одесса	$\delta^2\text{H} = 7,1 \times \delta^{18}\text{O} + 0,8$
Астрахань	$\delta^2\text{H} = 7,4 \times \delta^{18}\text{O} + 0,1$	Омск	$\delta^2\text{H} = 7,5 \times \delta^{18}\text{O} + 0,5$
Батуми*	$\delta^2\text{H} = 7,4 \times \delta^{18}\text{O} + 9,1$	Пермь	$\delta^2\text{H} = 8,0 \times \delta^{18}\text{O} + 13,4$
Брест	$\delta^2\text{H} = 7,6 \times \delta^{18}\text{O} + 3,0$	Печора	$\delta^2\text{H} = 7,9 \times \delta^{18}\text{O} + 8,1$
Вологда	$\delta^2\text{H} = 7,5 \times \delta^{18}\text{O} - 0,2$	Рига	$\delta^2\text{H} = 7,5 \times \delta^{18}\text{O} + 5,7$
Дудинка	$\delta^2\text{H} = 7,0 \times \delta^{18}\text{O} - 12$	Ростов-на-Дону	$\delta^2\text{H} = 7,7 \times \delta^{18}\text{O} + 4,1$
Енисейск	$\delta^2\text{H} = 8,7 \times \delta^{18}\text{O} + 16,5$	Рязань	$\delta^2\text{H} = 8,7 \times \delta^{18}\text{O} + 20,2$
Иркутск	$\delta^2\text{H} = 8,0 \times \delta^{18}\text{O} + 6,8$	Санкт-Петербург (Ленинград)	$\delta^2\text{H} = 7,2 \times \delta^{18}\text{O} - 1,5$
Киров	$\delta^2\text{H} = 7,9 \times \delta^{18}\text{O} + 2,6$	Саратов	$\delta^2\text{H} = 6,9 \times \delta^{18}\text{O} - 2,8$
Кренкель**	$\delta^2\text{H} = 7,6 \times \delta^{18}\text{O} + 8,2$	Тамбов	$\delta^2\text{H} = 6,9 \times \delta^{18}\text{O} - 5,1$
Львов	$\delta^2\text{H} = 7,1 \times \delta^{18}\text{O} - 1,0$	Ташкент	$\delta^2\text{H} = 9,4 \times \delta^{18}\text{O} + 21,9$
Минск	$\delta^2\text{H} = 7,6 \times \delta^{18}\text{O} + 7,3$	Тверь (Калинин)	$\delta^2\text{H} = 7,8 \times \delta^{18}\text{O} + 6,5$
Москва	$\delta^2\text{H} = 6,1 \times \delta^{18}\text{O} - 23,0$	Хабаровск	$\delta^2\text{H} = 7,8 \times \delta^{18}\text{O} + 5,9$
Мурманск	$\delta^2\text{H} = 7,6 \times \delta^{18}\text{O} + 3,8$	Якутск	$\delta^2\text{H} = 7,8 \times \delta^{18}\text{O} + 11,2$
Н. Новгород (Горький)	$\delta^2\text{H} = 7,2 \times \delta^{18}\text{O} + 0,3$		

* – станция в субтропическом климатическом поясе; ** – полярная ГМС.

I.2. Анализ условий применимости и ошибок при использовании ^2H , ^{18}O , ^3H и благородных газов при решении обратных задач

I.2.1. Расчет температур выпадения осадков по содержаниям ^2H , ^{18}O

Основным следствием из существования ГЛМВ является то, что среднегодовой изотопный состав атмосферных осадков тесно связан со среднегодовой температурой воздуха данной местности [Dansgaard, 1964]:

$$\delta^{18}\text{O} = 0,69 \times t - 13,6 \text{ ‰}, \quad (\text{I.2.1})$$

$$\delta^2\text{H} = 5,6 \times t - 100 \text{ ‰}, \quad (\text{I.2.2})$$

где t – среднегодовая температура воздуха в точке наблюдения, °C.

Уравнения (I.2.1 и I.2.2) сводятся к выражению $\delta^2\text{H} = 8,06 \times \delta^{18}\text{O} + 9,6$ при исключении температуры, то есть описывают ГЛМВ.

Связь изотопного состава осадков и температуры отражена на Рисунке I.2.1. Нелинейность связи $\delta^2\text{H} = f(t)$ и $\delta^{18}\text{O} = f(t)$ обусловлена ростом коэффициентов

⁸ <http://isohis.iaea.org/> дата обращения 02.09.2010.

изотопного фракционирования при понижении температуры, влиянием процессов неравновесного фракционирования при конденсации, замерзании и испарении в ходе формирования в облаках и движении к земле элементарных капель и снежинок, а также смешением в атмосфере влаги из различных климатических зон Земли [Jouzel et al., 1997 a]. Анализ данных МАГАТЭ приводит к получению двух систем уравнений.

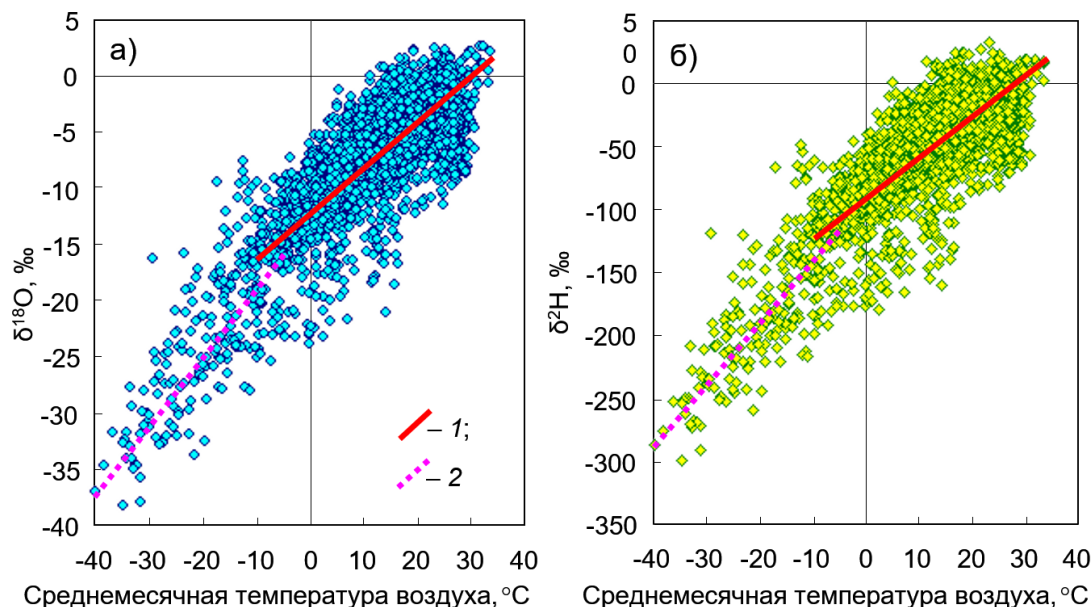


Рисунок I.2.1. Соотношение между среднемесячными концентрациями кислорода-18 (а) и дейтерия (б) в атмосферных осадках и среднемесячных температур [данные GNIP IAEA⁸]:

1 – для среднемесячных температур выше -10 °C; 2 – для температур ниже -5 °C.

Для температур свыше -10 °C:

$$\delta^{18}\text{O} = 0,41 \times t - 13,4 \text{ при точности аппроксимации } R^2 = 0,69, \quad (\text{I.2.3 а})$$

$$\delta^2\text{H} = 3,26 \times t - 97,4 \text{ при точности аппроксимации } R^2 = 0,68; \quad (\text{I.2.3 б})$$

для температур ниже -5 °C:

$$\delta^{18}\text{O} = 0,63 \times t - 12,0 \text{ при точности аппроксимации } R^2 = 0,60, \quad (\text{I.2.4 а})$$

$$\delta^2\text{H} = 4,99 \times t - 88,3 \text{ при точности аппроксимации } R^2 = 0,59. \quad (\text{I.2.4 б})$$

Согласно (I.2.3–I.2.4) в областях со среднегодовой температурой около 0 °C изотопный состав осадков $\delta^{18}\text{O} \sim -13 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} \sim -95 \text{ ‰}$. Приведенные выше уравнения могут быть использованы для оценки температур, только в случае отсутствия влияния вторичных процессов (испарения и замерзания) на изотопный состав воды после ее выпадения на земную поверхность. Уравнения с похожими коэффициентами получены [Nikolayev, Mikhalev, 1995; Abbott et al., 2000; Araguás-Araguás et al., 2000; Jouzel et al., 2000, 2003; Argiriou, Lykoudis, 2006].

⁸ <http://isohis.iaea.org/> дата обращения 02.09.2019.

I.2.2. Влияние вторичных процессов на содержания ^2H , ^{18}O

Фазовые переходы приводят к наиболее значительным изменениям начального изотопного состава влаги, выпавшей на поверхность Земли. В аридных областях – это испарение, в средних и высоких широтах, а также горах – замерзание. В качестве границ соответствующих регионов можно принять среднегодовые изотермы $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$ для аридных областей и $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ для областей с холодным климатом [Блютген, 1972, 1973].

Испарение может происходить на поверхности Земли, в зоне аэрации и с зеркала подземных вод. При этом изотопный состав влаги фракционирует в соответствии с линией испарения (линия испарения «ЛИ», Рисунок I.2.2 а), угловой коэффициент которой для абсолютно сухого воздуха при $+20\text{ }^{\circ}\text{C}$ равен 5 [Dansgaard, 1964]. Выделяющийся пар изотопически облегчается, остаточная вода – утяжеляется относительно начального состава («пар» и «вода», Рисунок I.2.2 а).

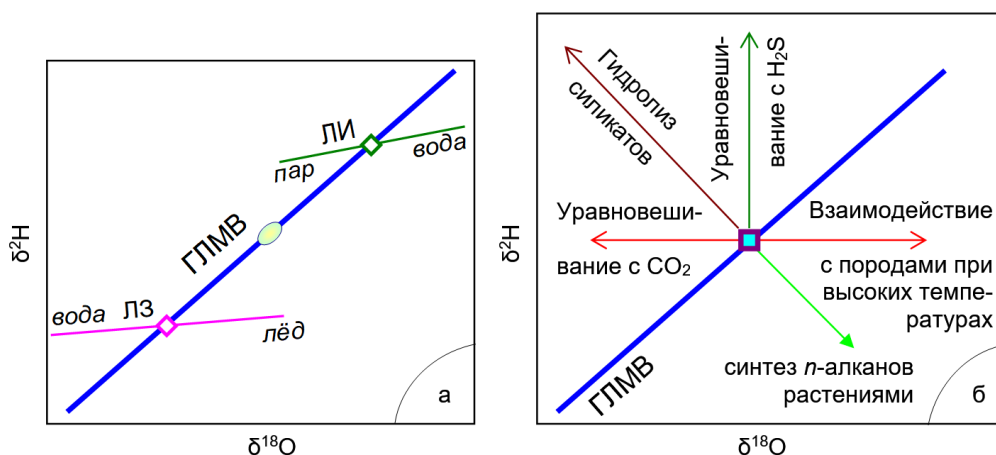


Рисунок I.2.2. Метаморфизация изотопного состава воды при наличии вторичных процессов: а) состав осадков в регионах со среднегодовой температурой около $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (овал – $\delta^{18}\text{O} \sim -13 \pm 1\text{ }_{\text{‰}}$ и $\delta^2\text{H} \sim -95 \pm 7\text{ }_{\text{‰}}$); ромбы – начальный изотопный состав воды до замерзания (♦) и испарения (◇); ЛИ – линия испарения (уходящий пар изотопически облегчается – «пар», а остаточная вода утяжеляется – «вода», относительно начального состава осадков); ЛЗ – линия замерзания (остаточная вода изотопически облегчается – «вода», а лед утяжеляется «лед»); б) влияние на изотопный состав воды прочих процессов; — – ГЛМВ.

В холодные периоды года, а в холодных регионах и круглогодично, на поверхности Земли, в зоне аэрации и в зоне полного насыщения вода может замерзнуть (линия замерзания «ЛЗ», Рисунок I.2.2 а). Лёд изотопически утяжеляется, остаточная вода – облегчается относительно начального состава («лед» и «вода», Рисунок I.2.2 а). Лценка параметров линии замерзания для свободной воды из модели рэлеевской дистилляции дает углы наклона около $6,8\text{--}7,6$ [Lacelle et al., 2004, 2011]. Эксперименты по вымораживанию приводят к значениям $3,8\text{--}6,4$ [Michel, 1982, 1986]. Использование

натурных наблюдений из [Miller, Aitken, 1996] для антарктических подледных озер, позволили автору оценить этот коэффициент величиной около 5,8.

Определить параметры линии замерзания для подземных условий гораздо труднее. С участием автора экспериментально изучалось изменение изотопного состава поровой воды при промораживании и таянии мелкодисперсных грунтов [Конищев и др., 2014]. Было показано:

1) связанная вода по своему изотопному составу легче, чем свободная поровая на 0,5–9,8 ‰ по кислороду-18 и 1,3–29,4 ‰ по дейтерию;

2) при замерзании происходит изотопное фракционирование, в результате чего вновь образующийся лед утяжеляется относительно исходной воды, причем изотопный состав льда зависит от исходного химического состава воды, времени взаимодействия воды с дисперсным грунтом, условий промерзания и миграции влаги.

В некоторых случаях (относительно более редких, чем испарение и замерзание) возможен метаморфизм изотопного состава воды при взаимодействии с породами и некоторыми газами (Рисунок I.2.2 б), в том числе в поверхностных водах [Vasil'chuk et al., 2018].

I.2.3. Концептуальная модель формирования входных функций для ^2H , ^{18}O и ^3H

Вследствие сезонных и долговременных вариаций содержаний ^2H , ^{18}O и ^3H в осадках, их применение при исследовании поверхностных и подземных водных объектов возможно только при задании «входной функции». Стандартная методика ее восстановления предусматривает наблюдения за атмосферными осадками на исследуемом объекте в течение 1–3 лет [Ферронский, Поляков, 2009]. По этим данным рассчитывают коэффициент корреляции для содержаний ^2H , ^{18}O и ^3H в осадках данной местности с осадками на станции, имеющей длинный ряд наблюдений. После чего пересчитывают данные по станциям с полными рядами наблюдений на условия исследуемого объекта на необходимый промежуток времени.

В районах с гумидным и аридным (при наличии снегового покрова зимой) климатом основное питание водных объектов, зачастую, имеет место в относительно короткий период снеготаяния. В аридных областях (при отсутствии устойчивого снегового покрова или его наличии только в высокогорье) питание водных объектов происходит в холодное время года в период выпадения дождей. То есть, во всех случаях *на восполнение запасов идут осадки холодного периода года*. Поэтому стандартная процедура оценки входной функции некорректна.

Во-первых, наблюдения в течение 1–3 лет не обеспечивают установления статистически достоверной связи между двумя точками наблюдений. Это заметно как для $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (Рисунок I.1.6), так и для ^3H (Рисунок I.1.1), поскольку:

- отмечаются относительно большие межгодовые и кратковременные вариации концентраций дейтерия, кислорода-18 и трития в осадках;
- имел место пик выпадений ^3H в 1963–1964 г.;
- наличествуют местные источники трития и возможно влияние местных процессов испарения-конденсации на изотопный состав осадков.

Во-вторых, использование данных по выпадению ^2H , ^{18}O и ^3H с осадками в качестве их начальных концентраций в питании искажениям входной функции, вследствие:

- а) разницы в сезонах выпадения максимума осадков и периода появления максимума концентраций ^2H , ^{18}O и ^3H ;
- б) поступления воды в поверхностные и подземные водные системы в относительно короткий период весеннего снеготаяния и/или осенне/зимне/весенних дождей;
- в) воздействия эвапотранспирации на летние осадки и замерзания на зимние;
- г) влияния времени пребывания влаги в зоне аэрации на концентрации ^2H , ^{18}O и ^3H .

Естественно, что для корректного использования изотопных данных при исследовании водного баланса следует принимать во внимание выпадение ^2H , ^{18}O и ^3H только с той частью осадков, которая идет на восполнение запасов водных объектов. В связи с этим может быть предложена *концептуальная схема формирования входной функции для ^2H , ^{18}O и ^3H* (Рисунок I.2.3). В качестве начальной точки отсчета для дальнейших рассуждений выберем летнюю межень, которая, как правило, характеризуется минимумом влагозапасов в годовом разрезе времени.

Период выпадения осадков, идущих на восполнение запасов и ресурсов водных объектов, определяются температурой воздуха. При температуре выше $+5,0\text{ }^\circ\text{C}$ эвапотранспирация, как правило, поглощает все выпавшие осадки, исключения составляют ландшафты со слабо развитым растительным покровом и/или почвами, быстро поглощающими плоскостной сток [Блютген, 1972, 1973; Гриневский, 2012; Dripps, Bradbury, 2007].

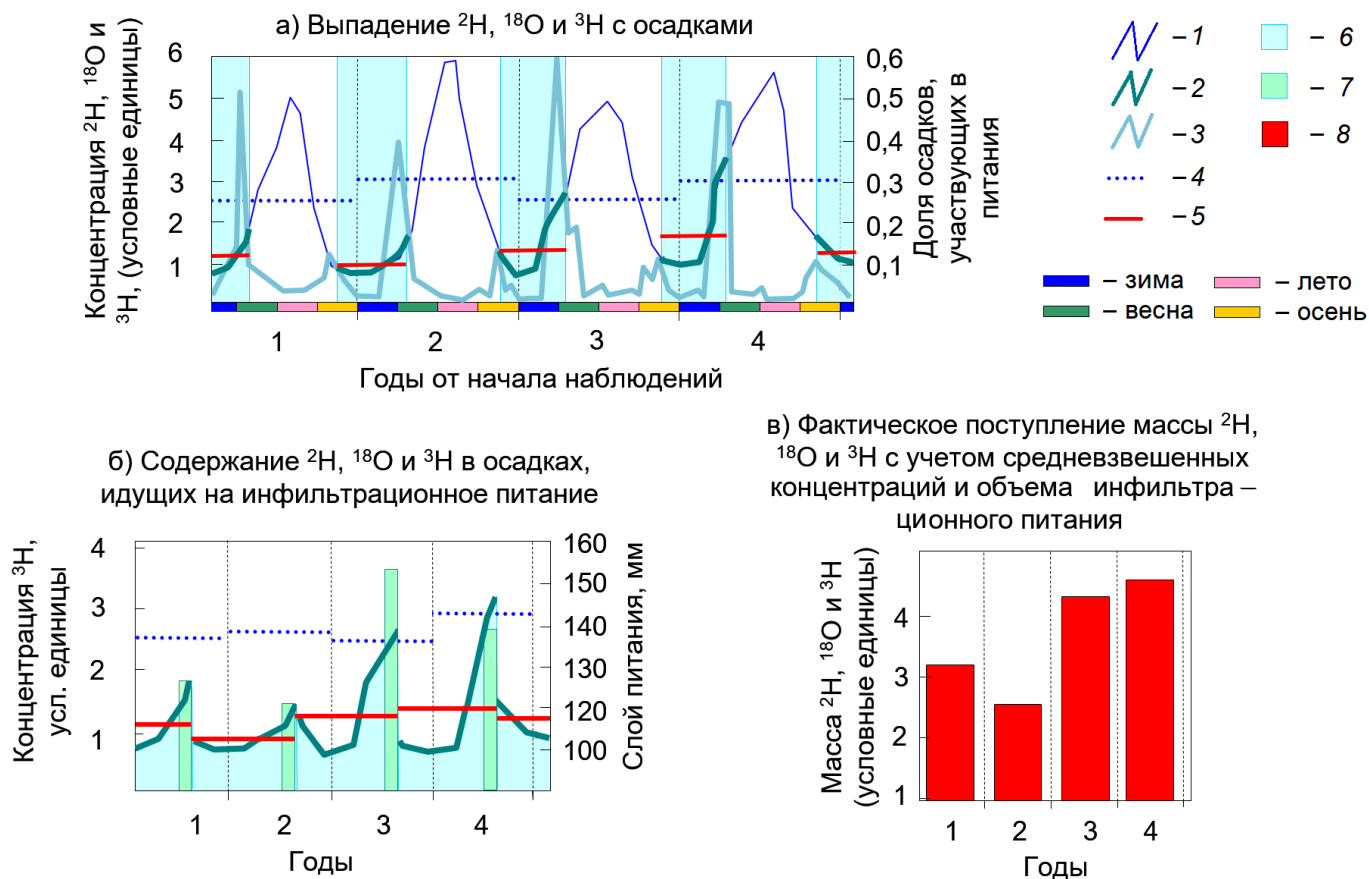


Рисунок I.2.3. Концептуальная схема формирования входной функции ^2H , ^{18}O и ^3H : (а) хронологический график концентраций ^2H , ^{18}O и ^3H в атмосферных осадках; (б) формирование входной функции ^2H , ^{18}O и ^3H с учетом сезонности питания; в) фактическое поступление массы ^2H , ^{18}O и ^3H в водные объекты с учетом средних концентраций за холодный период и объема питания. *Легенда:* 1 – кривая выпадений ^2H , ^{18}O и ^3H с осадками; 2 – изменение содержаний ^2H , ^{18}O и ^3H в осадках, участвующих в питании подземных и поверхностных вод (холодный период года со среднесуточными температурами воздуха $< +5^\circ\text{C}$); 3 – кривая выпадения осадков; 4 – средняя (арифметическая) концентрация ^2H , ^{18}O и ^3H в осадках за год; 5 – средневзвешенная концентрация ^2H , ^{18}O и ^3H в осадках, участвующих в питании; 6 – период выпадения осадков, идущих на восполнение запасов; 7 – объем питания на конец основного сезона восполнения запасов; 8 – масса ^2H , ^{18}O и ^3H , поступивших с питанием.

Осенние дожди в начальный период времени идут на пополнение дефицита влаги в почве, возникающего в период летней межени. Поэтому осенние дождевые паводки на реках и подъем уровней подземных вод наблюдаются не ежегодно. При устойчивом переходе температуры воздуха через 0 °С осеннее дождевое питание прекращается и начинается накопление снеговых запасов, даже если почва не промерзла [Де Уист, 1969].

Зимой, во время глубоких оттепелей, и в ходе подъема температуры ранней весной часть снега может стаять. Эта влага, в основном, перераспределяется внутри снежного покрова, но может поступать в почву или русловой сток, если не замерзла. Как правило, талая вода оттепелей составляет незначительную часть питания. Заметная часть снега удаляется в конце зимы и весной за счет абляции. В регионах, где снеговой покров отсутствует, питание водных объектов за счет дождей может формироваться в течение всего зимнего периода.

В весенний период устойчивый снеготалый сток и инфильтрация возникают при превышении среднесуточной температуры над 0 °С. На величину весеннего снеготалого и зимнего питания оказывает влияние ряд переменных факторов. В частности, режим оттепелей и выпадения зимних дождей, дружность весны, величина зимней и весенней инсоляции, объем осеннего увлажнения, глубина зимнего промерзания почвенного слоя и т.п. [Де Уист, 1969; Блютген, 1972, 1973; Гриневский, 2012]. Период весеннего питания достаточно надежно оценивается по режимным наблюдениям за уровнями поверхностных и грунтовых вод. Именно в этот период происходит основное восполнение запасов и, соответственно, поступление ^2H , ^{18}O и ^3H в поверхностные и подземные водные объекты, а также проникновение воды в морозобойные трещины при формировании ПЖЛ.

Масса изотопов, которые поступают в водные объекты со снеготалыми водами и зимними дождями, зависит от концентрации ^2H , ^{18}O и ^3H в осадках холодного периода года и влагозапасов в снеге к началу весеннего половодья. Отметим, что в годовом разрезе времени снеготалые воды характеризуются наиболее легким изотопным составом воды и минимальными содержаниями трития.

В летнее время интенсивность питания подземных вод зависит, в первую очередь, от соотношения между объемом осадков и величиной эвапотранспирации. При этом, ливневые осадки, как правило, уходят преимущественно в поверхностный сток, а обложные дожди – на инфильтрацию. Летнее питание характеризуется наиболее тяжелым изотопным составом воды и наибольшими содержаниями трития.

Из рассмотренной модели следует, что реконструкция палеотемператур по дейтерию и кислороду, например, по уравнениям (I.2.3–I.2.4) может быть выполнена только при отсутствии влияния вторичных процессов – испарения и замерзания, ведущих к

неравновесному фракционированию изотопов, при этом *определяется температура холодного сезона года*.

Среднегодовые температуры могут быть оценены, если для исследуемого региона выполнены географические палеорекострукции. При условии установления аналогии с современными ландшафтами, ориентировочно может быть оценена разница между средними температурами сезонов и их продолжительностью, а затем рассчитана среднегодовая температура воздуха.

I.2.4. Оценка потенциальных ошибок задания входных функций для ^2H , ^{18}O и ^3H

Исходя из предлагаемой концептуальной схемы, можно оценить возможные ошибки задания входной функции ^2H , ^{18}O и ^3H . В Таблица I.2.1 и Рисунок I.2.4 приведены взвешенные величины за:

- календарный год;
- холодный период календарного года (среднемесячная температура ниже $+5,0\text{ }^{\circ}\text{C}$);
- период накопления влагозапасов, то есть период с осени предыдущего календарного года (после опускания среднемесячной температуры ниже $+5,0\text{ }^{\circ}\text{C}$) по весну текущего года (до подъема средней месячной температуры выше $+5,0\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Таблица I.2.1. Расчет входной функции для $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$ для атмосферных осадков северной Евразии⁸.

Пункт наблюдения	Взвешенное среднее* для осадков соответствующего периода	
	$\delta^2\text{H}^{**}$	$\delta^{18}\text{O}^{**}$
Амдерма	-110/-118/н.д.	-16,1/-17,5/-18,0
Архангельск	-104/-122/-131	-13,2/-16,5/-16,5
Астрахань	-94/-104/-108	-8,5/-12,2/-11,5
Брест	-77/-96/-100	-10,3/-12,9/-12,4
Вологда	-98/-128/-125	-13,2/-16,8/-15,6
Енисейск	-98/-130/н.д.	-13,3/-16,6/н.д.
Киров	-100/-119/-125	-13,0/-15,1/-15,4
Львов	-67/-97/-97	-9,9/-13,6/-11,7
Минск	-75/-102/-105	-11,1/-14,3/-13,8
Москва	-86/-110/-110	н.д./-13,8/-15,2
Мурманск	-98/-114/-114	-12,7/-14,0/-14,5
Н. Новгород (Горький)	-84/-103/-115	-11,9/-14,0/-16,1

⁸ Для расчетов в Таблице I.2.1 и I.2.2 использованы данные GNIP IAEA, <http://isohis.iaea.org>, дата обращения 11.01.2019.

Пункт наблюдения	Взвешенное среднее* для осадков соответствующего периода	
	$\delta^2\text{H}^{**}$	$\delta^{18}\text{O}^{**}$
Новосибирск	-104/-136/н.д.	-14,6/-18,4/н.д.
Одесса	н.д./-89/-93	-9,8/-12,1/-13,3
Пермь	н.д./-118/-115	-12,9/-16,1/15,6
Печора	-117/-143/-140	-15,1/-17,8/-17,7
Рига	-81/-93/-87	-9,5/-11,4/-10,9
Ростов-на-Дону	-58/-84/-86	-8,6/-11,2/-10,9
Рязань	-75/-107/-113	-11,2/-14,9/-14,4
Санкт-Петербург (Ленинград)	-84/-101/-106	-11,3/-13,2/-12,6
Саратов	-81/-95/-109	-11,8/-14,7/-14,9
Тамбов	н.д./-90/-97	н.д./-12,0/-13,0
Тверь (Калинин)	-89/-127/-131	-11,6/-14,7/-16,9

н.д. – нет данных для расчета соответствующей величины;

* – взвешенное среднее рассчитывалось с учетом распределения объема и состава выпадений за соответствующий период;

** – псевдодробь: за весь год / за холодный период календарного года, когда среднемесячная температура была ниже +5,0 °C / за период накопления влагозапасов (осень предыдущего года, а также зима и весна, текущего календарного года).

Угловой коэффициент всех графиков, аппроксимирующих данные для $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, мало отличается от единицы (точки расположены параллельно линии 1:1), что и следовало ожидать, в связи с униформностью сезонных колебаний изотопного состава осадков и содержаний трития (Рисунок I.1.4 и I.1.10).

Изотопный состав осадков за холодный период календарного года и период накопления влагозапасов зачастую близки. Однако, изотопный состав осадков, идущих на восполнение запасов оказывается заметно легче, чем изотопный состав осадков за календарный год в целом (Рисунок I.2.4 а, б, г, д). В среднем отличие составляет -20 ‰ для $\delta^2\text{H}$ и -2,7 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$. Указанное отклонение является значимым и для современных оценок водного баланса и для палееореконструкций. Например, согласно уравнениям (I.2.3–I.2.4), облегчение изотопного состава кислорода в атмосферных осадках на 1 ‰ соответствует снижению температуры воздуха на 2,4 °C для температур воздуха свыше -10 °C и на 1,6 °C для температур ниже -5 °C.

В связи с долговременными изменениями содержаний трития в осадках, линия аппроксимации данных имеет угловой коэффициент 0,70 и пересекает линию 1:1 (Рисунок I.2.4 в, е). В 1960^{-х} и начале 1970^{-х} г. (этому периоду отвечают точки в правом верхнем углу графиков) разница между среднегодовыми концентрациями трития в осадках и

его содержаниями в водах, идущих на восполнение водного баланса, составляла около 30 ТЕ (Таблица I.2.2).

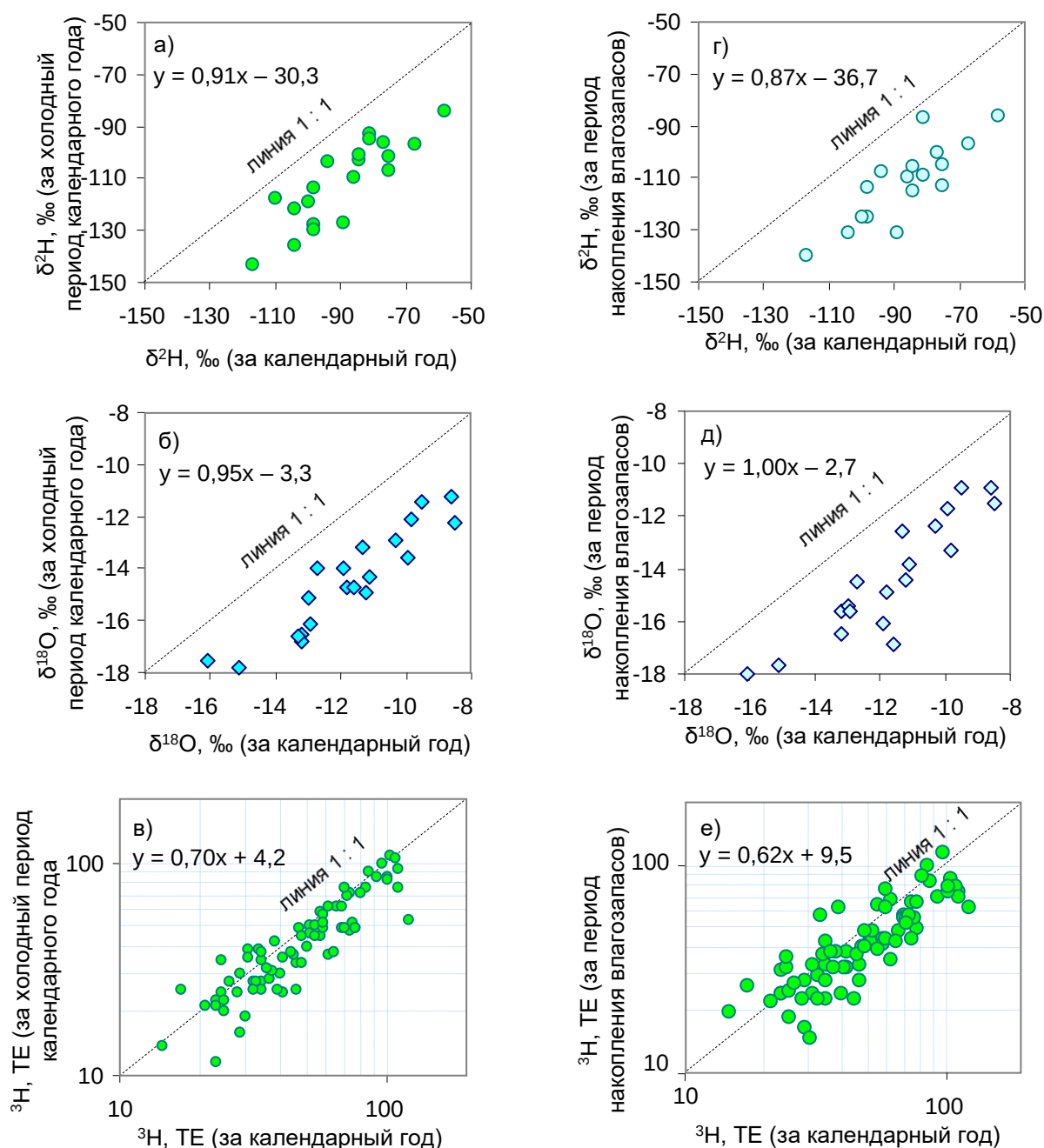


Рисунок I.2.4. Сравнение многолетних средневзвешенных величин $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$ и ^3H в осадках над территорией России, за календарный год, за холодный период года и за период восполнения запасов, рассчитанных с учетом объема и состава выпадений по месяцам (уравнения на диаграммах отвечают линиям аппроксимации соответствующих наборов данных, сами линии не показаны) [данные GNIP IAEA⁸].

⁸ <http://isohis.iaea.org/> дата обращения 02.09.2010.

Таблица I.2.2. Расчет входной функции для ^3H на базе мониторинга атмосферных осадков для северной Евразии.

Пункт наблюдения	Год	^3H , ТЕ			Пункт наблюдения	Год	^3H , ТЕ		
		КГ*	ХПКГ**	ПНВЗ***			КГ*	ХПКГ**	ПНВЗ***
Амдерма	1983	36	33	32	Енисейск	1977	117	88	72
	1984	24	21	30		1981	114	98	75
Архангельск	1976	81	46	48		1982	57	48	62
	1980	53	38	41	Иркутск	1983	127	51	61
	1981	77	45	43					
	1982	54	48	42	Киров	1981	71	47	56
	1983	36	26	41		1982	69	58	47
	1986	32	37	23		1989	30	28	27
Астрахань	1981	78	49	54		1990	26	19	24
	1982	60	56	42	Львов	1983	33	26	28
	1984	48	32	32		1989	30	15	16
	1989	25	23	31		1990	22	20	21
	1990	24	11	23	Москва	1976	97	80	67
Брест	1983	35	37	36		1977	116	72	68
	1988	29	23	22		1979	91	86	81
	1989	24	20	23	Минск	1981	63	35	34
Вологда	1981	60	43	40		1982	49	46	39
	1982	54	44	47		1984	48	24	27
	1983	43	23	31		1985	31	18	14
Дудинка	1976	89	72	96					
	1977	108	101	82					
	1978	101	92	110					

Здесь и далее в таблице приведены взвешенные концентрации трития с учетом распределения осадков по сезонам: *КГ – за календарный год; **ХПКГ – за холодный период календарного года; ***ПНВЗ – период накопления влагозапасов.

Продолжение Таблица 1.2.2.

Пункт наблюдения	Год	³ H, ТЕ			Пункт наблюдения	Год	³ H, ТЕ		
		КГ*	ХПКГ**	ПНВЗ***			КГ*	ХПКГ**	ПНВЗ***
Мурманск	1981	57	42	38	Печора	1981	73	71	51
	1982	43	34	37		1982	61	49	60
	1983	36	36	27		1983	40	40	60
Н. Новгород (Горький)	1981	61	46	43		1984	36	24	22
	1982	47	35	36		1986	39	29	37
	1989	41	24	23		1987	26	21	18
					Рига	1982	37	30	37
Новосибирск	1982	63	58	65		1983	27	26	26
	1983	77	67	64		1984	33	24	22
Одесса	1978	72	59	54		1985	18	24	25
	1980	50	32	39		1986	32	34	32
	1981	51	43	46		1987	25	33	35
	1982	42	28	31		1988	39	38	38
	1983	38	27	31	Ростов-на-Дону	1976	64	38	43
Омск	1976	107	80	72		1977	75	47	42
	1979	105	79	77		1980	57	39	44
	1983	73	46	53		1981	44	41	39
Пермь	1977	85	67	85		1982	62	44	44
	1978	61	53	74		1983	43	30	38
	1979	75	65	56		1984	38	21	20
	1980	80	46	64	Салехард	1977	110	89	74
	1983	67	36	41		1983	58	35	39

Пункт наблюдения	Год	³ H, ТЕ		
		КГ*	ХПКГ**	ПНВЗ***
Санкт-Петербург (Ленинград)	1981	84	64	57
	1982	58	50	58
Саратов	1981	75	67	63
	1983	44	52	60
	1984	45	33	28
	1985	38	31	30
	1990	26	17	13
Сковородино	1982	70	53	106
	1983	65	64	62
Тамбов	1985	36	16	17
	1987	29	35	26
	1989	42	46	42
	1990	23	19	26
Тбилиси	1976	72	49	49
	1982	43	52	52

Окончание Таблица 1.2.2.

Пункт наблюдения	Год	³ H, ТЕ		
		КГ*	ХПКГ**	ПНВЗ***
Тверь (Калинин)	1981	63	42	38
	1982	54	44	41
	1983	69	42	51
	1984	44	33	25
	1986	40	38	28
	1987	37	29	35
Харьков	1986	42	26	27
	1987	33	21	20
Холмск	1974	48	48	55
	1977	55	62	51
	1979	53	35	36
	1980	37	35	44
	1983	32	24	23
Якутск	1972	156	185	202
	1983	74	40	43

Ближе к настоящему времени эта разница уменьшилась до 1–25 ТЕ, однако относительная ошибка оценки концентраций сохранилась и составляет около 10–30 %. Подчеркнем, что эти ошибки напрямую идут в расчет возраста подземных вод при использовании тритиевого метода датирования.

Влияние зоны аэрации. Наличие значительной по мощности зоны аэрации может вносить существенный вклад в формирование входной функции ^2H , ^{18}O и ^3H . Во-первых, заметное (свыше года) время нахождения инфильтрационных вод в зоне аэрации, напрямую определяет уменьшение содержаний ^3H . Во-вторых, следует учитывать возможность изменения изотопного состава питания за счет испарения, конденсации и замерзания влаги. Наконец, в зоне аэрации приводит усреднение начальных концентраций изотопов, особенно в случае гетерогенного (порово-трещинного) характера среды влагопереноса. В первом приближении осреднение пропорционально времени пребывания влаги в ненасыщенной зоне. Для входного сигнала синусоидального вида расчет затухания амплитуды входной функции в системе с полным перемешиванием может быть выполнен согласно выражению [Beer et al., 2011] (Рисунок I.2.5):

$$A = \sin(X)/X,$$

где A – амплитуда сигнала в системе; $X = \pi S/T$ и S – среднее время пребывания воды в горизонте (возраст), годы; T – период входной функции, годы.

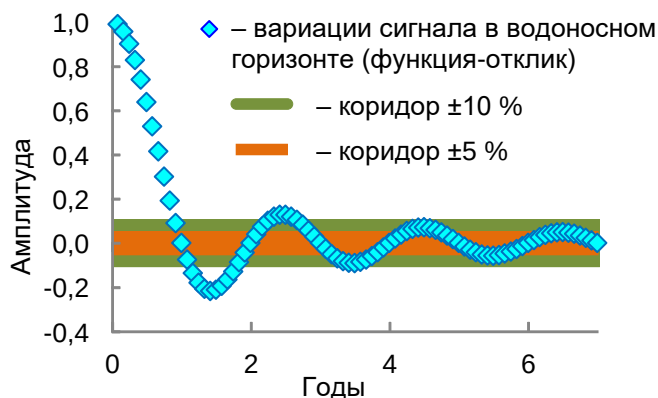


Рисунок I.2.5. Сглаживание амплитуды вариаций концентраций ^2H , ^{18}O и ^3H , в зависимости от времени пребывания воды в горизонте или зоне аэрации, при синусоидальном входном сигнале (с периодом 1 год).

В [Leibundgut et al., 2009] показано, что амплитуда вариаций содержаний ^2H , ^{18}O уменьшается в зоне аэрации, примерно, в 2 раза уже на глубине 1 м, а на уровне грунтовых вод (5 м) – в 10 раз. При этом фазы наступления пиков смещается, в соответствии со временем движения влаги через зону аэрации.

Сглаживание вариаций ^2H , ^{18}O и ^3H должно происходить и при негармоническом виде входной функции, если среднее время пребывания воды в системе оказывается больше, чем промежуток времени между отдельными флуктуациями. Осреднение, обусловленное флуктуациями уровней воды в грунтовых горизонтах, действием дисперсионных механизмов и осреднением состава воды в горизонтах при отборе проб

происходит и в зоне насыщения. Сглаживание вариаций нивелирует необходимость трудно реализуемого учета условий формирования входной функции для конкретных объектов.

1.2.5. Формирование входной функции для благородных газов

Концентрации благородных газов в метеогенных водах, идущих на питание водно-ледовых объектов, зависят от температуры, при которой происходит «закрытие системы»⁸. Поэтому для благородных газов изменения температуры воздуха, как таковые, имеют опосредованное значение. Согласно предлагаемой концептуальной схеме, концентрации благородных газов в водах, идущих на питание водно-ледовых объектов, зависят от температуры зоны аэрации в период снеготалого половодья (после протаивания почвы и начала инфильтрации) и в теплый период года. Соответственно, палеотемпературы, рассчитанные по благородным газам, отвечают температурам периода года с положительной температурой воздуха, а рассчитанные по $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ термометрам – температурам холодного периода года. При этом расхождение в оценках будет определяться соотношением между объемами питания в эти периоды и зависит от степени удаления летних осадков за счет эвапотранспирации (то есть от климата и ландшафта).

Поскольку питание водно-ледовых объектов происходит за счет нисходящего потока воды, то возможен захват и растворение пузырьков воздуха (защемленных в поровом пространстве и/или захваченных снеголедовым субстратом). Количество избыточных атмосферных газов в питании, очевидно, должно быть обратно пропорционально влажности зоны аэрации. То есть, при массивном поступлении питания (снеготаяние и обложные дожди) доля избыточных – возрастает. И наоборот, дыхание сухой почвы в теплый период года может приводить к дефициту благородных газов.

1.2.6. Выводы к анализу формирования входной функции для ^2H , ^{18}O , ^3H и благородных газов

В районах с гумидным и аридным климатом, имеющих выраженный холодный сезон с околонулевыми или отрицательными температурами, поступление ^2H , ^{18}O и ^3H в водно-ледовые объекты нужно аппроксимировать ступенчато-импульсной функцией, поскольку питание происходит, преимущественно, в период снеготалого половодья или зимних дождей и оттепелей, а летние осадки практически полностью поглощаются эвапотранспирацией. При наличии снегового покрова на характер и объем питания, а

⁸ Под «закрытием системы» в данном случае и далее понимаются условия, исключающие возможность потерь газов в атмосферу. Физически – это момент поступления рассматриваемой порции воды в зону насыщения и/или превращения воды в лед.

также его перераспределение между поверхностным стоком и инфильтрацией оказывают влияние: а) объем осеннего увлажнения, б) глубина зимнего промерзания почвенного слоя, в) глубина оттепелей, г) дружность весны (режим температур и выпадения осадков, величина весенней инсоляции). Соотношение весенне-зимнего и летнего питания водно-ледовых объектов зависит от характера ландшафта и климатических характеристик местности.

Начальная концентрация ^2H , ^{18}O и ^3H в водах, идущих на восполнение запасов водно-ледовых объектов, существенно отличается не только от арифметической за год, но и от взвешенной среднегодовой, рассчитанной с учетом распределения объемов и состава атмосферных осадков во времени. Масса ^2H , ^{18}O и ^3H , поступающих в водно-ледовые объекты в период восполнения запасов, определяется их средневзвешенной концентрацией в осадках холодного сезона и объемом питания.

Содержания дейтерия, кислорода-18 и трития в питании водно-ледовых объектов должны быть ниже, чем во взвешенных среднегодовых осадках. Оценка облегчения дает величины до -20 ‰ по $\delta^2\text{H}$ и -2,7 ‰ по $\delta^{18}\text{O}$. Содержания трития оказываются на 10–30 % меньше, чем в осадках. На практике степень облегчения изотопного состава питания и уменьшения входных концентраций трития можно определить по разнице между соответствующими величинами во взвешенных среднегодовых осадках и грунтовых горизонтах или свежих элементарных жилках льда, образовавшихся за последний сезон (в зоне развития мерзлоты и ПЖЛ).

Благородные газы отражают условия земной поверхности и зоны аэрации в период года с положительными температурами. Неравномерное промачивание зоны аэрации в период восполнения запасов приводит к заземлению пузырьков воздуха и появлению избыточных растворенных газов атмосферного происхождения.

Особенности формирования входной функции следует учитывать при сравнении оценок палеотемператур по ^2H и ^{18}O и благородным газам атмосферного генезиса. Оценка палеотемператур по стабильным изотопам возможна только в том случае, если состав подземных вод не обнаруживает признаков неравновесного изотопного фракционирования, обусловленного испарением или замерзанием.

Наличие значительной по мощности зоны аэрации приводит к осреднению сезонных и межгодовых вариаций входной функции. В водоносных горизонтах происходит дальнейшее сглаживание вариаций концентраций ^2H , ^{18}O , ^3H и благородных газов, по сравнению с начальными в питании, что обусловлено действием дисперсионных механизмов, двух- и трехмерностью сетки движения, колебаниями уровней воды в грунтовых горизонтах и осреднением состава воды в горизонтах при отборе проб.

Контроль значимости процессов сглаживания входной функции можно выполнить через датирование. Предположение об осреднении является справедливым, если возраст подземных вод больше характерного промежутка времени между отдельными флуктуациями входной функции.

I.3. Анализ возможности использования четных изотопов урана (^{234}U , ^{238}U) для изучения деградации мерзлоты

Голоценовое потепление ведет к деградации евразийского пятна мерзлоты [Оледенение..., 2007]. Уменьшение площади, занятой многолетнемерзлыми горными породами (ММГП), будет продолжаться в будущем, даже при сохранении нынешних климатических параметров неизменными [IPCC-2019]. Количественные характеристики этого процесса оценены плохо, хотя они чрезвычайно важны, как для фундаментальных исследований, например, построения климатических моделей, так и для прикладных работ, в частности, для прогноза условий хозяйствования в арктическом и субарктическом регионах.

В настоящей работе демонстрируется, что диагностика наличия мерзлоты в прошлом и ее таяния под действием современного потепления может быть выполнена на основании изотопного отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ («четных изотопов урана»). В комплексе с данными об изотопном составе воды и датированием, по-видимому, могут быть получены количественные характеристики темпов деградации ММГП.

I.3.1. Физические эффекты, метаморфизм химического и изотопного состава воды при замерзании в подземных условиях

Криогенное выветривание пород и растительности в зоне господства арктических пустынь и степей, распространенных в прошлом на огромных территориях Евразии [Оледенение..., 2007], ведет к дезинтеграции исходного материала до состояния пыли [Таргульян, 1971; Конищев, 1981, 1988, 1991; Романовский, 1993; Конищев, Рогов, 2008]. В результате формируется специфический комплекс – едома с высоким содержанием органики [Попов, 1956; Amon et al., 2012; Holmes, 2012]. Диспергирование водовмещающих пород увеличивает их реакционную способность, например, склонность сульфидов к окислению, несмотря на низкие бытовые температуры [Птицын и др., 2009].

Северная часть Евразии характеризуется малым годовым объемом осадков (< 200–300 мм/год [Блютген, 1972, 1973]), который еще уменьшался в периоды климатических похолоданий [Jasechko et al., 2015]. Региональное снижение уровня подземных вод и увеличение содержаний кислорода в холодных инфильтрационных водах создает предпосылки к более глубокому проникновению зоны окисления в геологическую среду.

В подземной крио- и гидросфере в ходе промерзания и таяния протекает ряд специфических процессов, накладывающих отпечаток на изотопный и химический состав вновь образующихся льдов, остаточной воды и пленочной влаги. Известно, что похолодание и потепление климата происходит не линейно, а при наложении временных потеплений и похолоданий. С учетом сезонных колебаний, переход почв, зоны аэрации и части подземной гидро- и криолитосферы через нулевую температуру и изменение фазового состояния влаги осуществлялось многие сотни и тысячи раз даже за время последнего оледенения.

Криометаморфизм химического состава подземных вод при промерзании проявляется в опреснении вновь образующегося льда и увеличении солёности остаточной воды. Меняется соотношение между отдельными компонентами состава (Рисунок I.3.1).

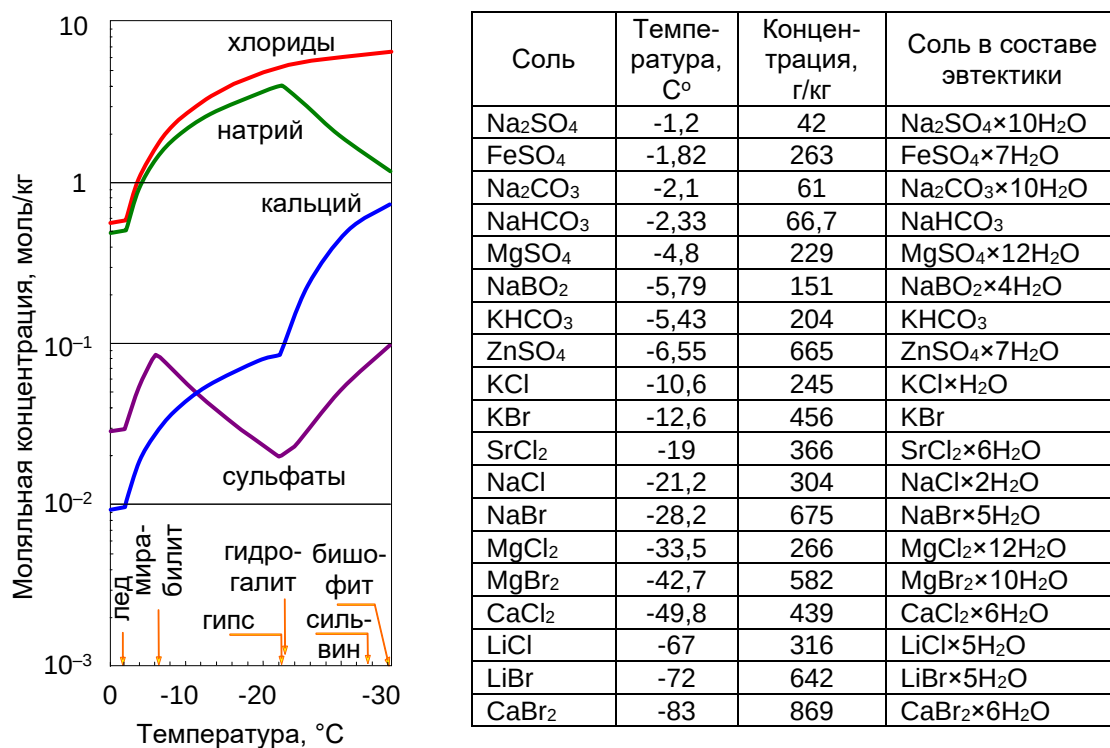


Рисунок I.3.1. Последовательность преобразования состава морской воды при вымораживании [Marion et al., 1999] и характеристики эвтектик [Абрамов, 2015] некоторых простых систем.

Вследствие аномально высокой растворимости сульфатов ряда металлов при околонулевых температурах, может происходить формирование сульфатных рассолов [Анджелл, 1985; Нестеров, 1985; Птицын, Сысоева, 1995; Юргенсон, 1997; Morford, Emerson, 1999; Птицын и др., 2009; Кияшко, 2014]. Промерзание геологического разреза при похолодании ведет росту поровых давлений на фронте замерзания [Фазовый..., 1979; Горелик, Колунин, 2002; Гречищев и др., 2006, 2012] (Рисунок I.3.2) и, совместно с

плотностным градиентом, к перемещению охлажденной остаточной гравитационной воды (криопегов) вниз по разрезу [Абрамов, 2015; Jansson, Näslund, 2009; Jansson, 2010].

Зона ММГП характеризуются наличием незамерзшей пленочной влаги (Рисунок I.3.2), доля которой может достигать нескольких десятков процентов от суммарного влагосодержания [Цытович, 1973; Романовский, 1983; Птицын, 1995, 1998; Старостин, 2008; Истомин и др., 2009]. Наличие незамерзающей влаги приводит к значимому (в геологических масштабах времени) химическому выветриванию за счет избирательного выщелачивания отдельных элементов [Конищев, 1981, 1991; Макаров, 1985; Гуревич, 1992; Птицын, 1992; Конищев, Рогов, 1994, 2006; Morford, Emerson, 1999; Денмухаметов, 2005; Knight, Tranter, 2006; Птицын и др., 2009; Beal, 2009].

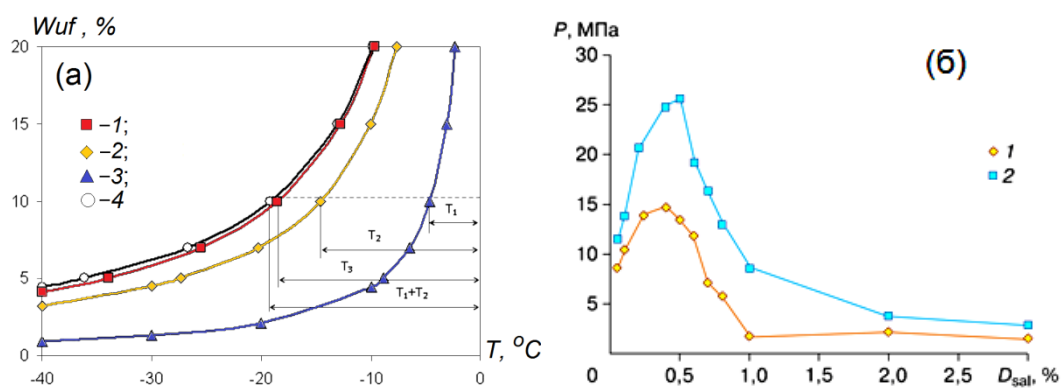


Рисунок I.3.2. Зависимости: а) содержания незамерзшей воды (W_{uf}) от температуры (T): 1 – в засоленной горной породе; 2 – в объемном растворе; 3 – в незасоленной горной породе; 4 – расчет T_1+T_2 (по [Старостин и др., 2017] с изменениями); б) вертикальной составляющей криогенного давления (P) от засоленности влагонасыщенных грунтов (D_{sal}) при замораживании: 1 – пылеватая супесь; 2 – пылеватый суглинок (по [Гречищев и др., 2012] с изменениями).

Изменение фазового состояния, химического и изотопного состава воды при промораживании грунтов является многопараметрическим процессом, описание которого в настоящее время невозможно [Птицын, 1998; Аксенов и др., 2010; Конищев и др., 2014]. Однако, ряд изотопно-геохимических эффектов, в частности, в ряду урана-238, идентифицирован и может быть использован для генетических построений и палеореконструкций.

I.3.2. Формирование отношений $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземной гидросфере

Для цепочки $^{238}\text{U} \rightarrow ^{234}\text{Th} \rightarrow ^{234}\text{Pa} \rightarrow ^{234}\text{U} \rightarrow ^{230}\text{Th} \rightarrow \dots ^{206}\text{Pb}$, с учетом периодов полураспада [Cheng et al., 2000 b], в водовмещающих породах с возрастом свыше 1 млн. лет должны наблюдаться равновесные содержания изотопов:

$$\gamma = \left(\frac{{}^{234}\text{U}}{{}^{238}\text{U}} \right)_{\text{АКТ}} = \frac{\lambda_{234} N_{234}}{\lambda_{238} N_{238}} = 1,$$

где λ – константа распада и N – количество атомов соответствующего изотопа (индекс) $\lambda_{234} = 2,835 \times 10^{-6} \text{ лет}^{-1}$ и $\lambda_{238} = 1,551 \times 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$ ⁸.

В Мировом океане, в среднем, ${}^{234}\text{U}/{}^{238}\text{U} = 1,14 \pm 0,01$ ⁸ (за исключением окраинных морей), что является хорошей текущей усредняющей оценкой для гидросферы в целом, так как время жизни урана в морской воде составляет порядка $n \times 10^5$ лет, а основным его источником в океане является сток с континентов [Moore, Sackett, 1964; Ku, 1965; Sacket et al., 1973; Кузнецов, 1976; Ku et al., 1977; Купцов, 1986; Chen et al., 1986 a, b; Barnes, Cochran, 1990; Klinkhammer, Palmer, 1991; Ivanovich, Harmon, 1992; Palmer, Edmond, 1993; Russell et al., 1994; Church et al., 1996; Cheng et al., 2000 a; Dunk et al., 2002; Henderson, Anderson, 2003; Robinson et al., 2003; Dickin, 2005].

Подземные воды, как правило, обогащены ${}^{234}\text{U}$ до ${}^{234}\text{U}/{}^{238}\text{U} \sim 3$ [Чалов, 1954, 1968, 1975; Чердынцев, 1955, 1967; Rosholt, 1958, 1959; Thurber, 1962; Rosholt et al., 1963; Rosholt, Ferreira, 1965; Osmond, Cowart, 1976; Cochran, Krishnaswami, 1980; Ivanovich, Harmon, 1992; Киселев, 1999; Cui, Eriksen, 2000; Suksy, 2001; Chenery et al., 2002; Cochran, Masque, 2003; Киселев, 2005]. Отмечается накопление урана-234 в хвостах переработки урановых руд, относительно исходного материала [Старик, 1959; Чердынцев, 1967; Киселев и др., 1990; Чалов и др., 2000; Титаева, 2000; Tuovinen, 2015]⁸.

Обогащение ураном-234 может быть обусловлено двумя типами процессов.

1. Радиокинетическим разделением родительского и дочернего изотопов при выщелачивании урана из пород за счет [Чалов, 1975; Чердынцев, 1967], включая:

а) локальное разрушение кристаллической решетки минералов α -частицами и ядрами отдачи при распаде урана-238, а также появление микротрещин и дислокаций;

б) преимущественное нахождение урана-234 в степени окисления 6+ (водорастворимая форма), в отличие от урана-238, имеющего степень окисления 4+ (нерастворимая форма) в кристаллической решетке большинства рудных и акцессорных минералов.

2. Прямым поступлением ядер отдачи ${}^{234}\text{Th}$ из минеральной матрицы в воду, их

⁸ Здесь и далее, если не оговорено, будут приводиться отношения ${}^{234}\text{U}/{}^{238}\text{U}$ по активностям.

⁸ В океанологической литературе принято выражение $\delta^{234}\text{U} = \left\{ \left(\frac{{}^{234}\text{U}}{{}^{238}\text{U}} \right)_{\text{АКТ}} - 1 \right\} \times 1000$, ‰, которое иногда будет использоваться далее.

⁸ Большой объем фактического материала приводится также в материалах конференций “Uranium mining and hydrogeology”, проводимых в Горной академии Фрайберга, Саксония (Германия) и в серии «Радиологические и смежные проблемы уранового производства», издаваемой НАН Киргизской Республики.

осаждением на поверхность минералов вследствие малой растворимости тория и последующего распада $^{234}\text{Th} \rightarrow ^{234}\text{U}$ [Ку, 1965; Kigoshi, 1971; Kronfeld, 1974; Suresh et al., 2014; Martin et al., 2015; Dosseto, Schaller, 2016].

Обогащение подземных вод ураном-234 по описанным выше механизмам в дальнейшем будет называться *одностадийной* моделью радиокинетического разделения изотопов урана. Концептуальная схема обогащения подземных вод ураном-234 в рамках одностадийной модели приведена на (Рисунок I.3.3).

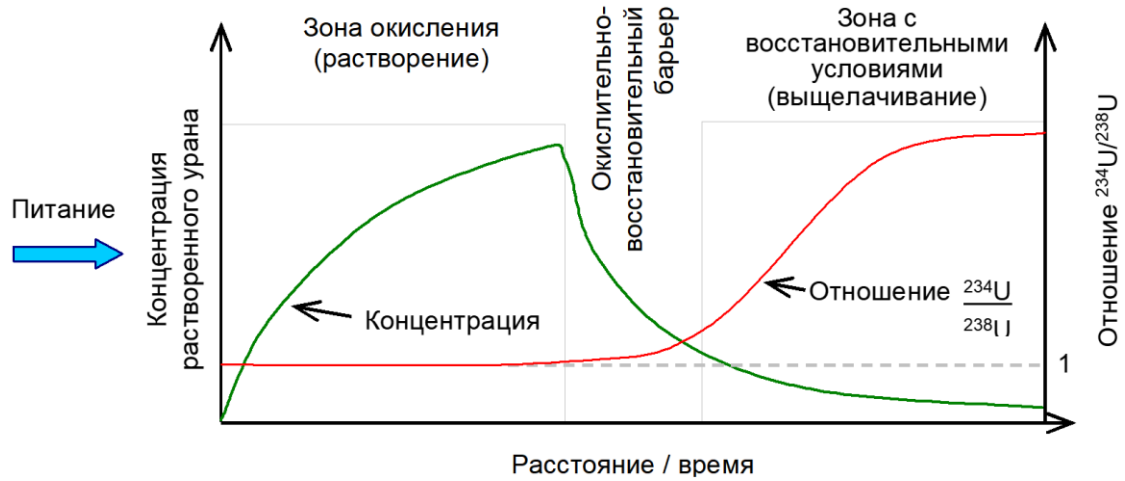


Рисунок I.3.3. Концептуальная схема обогащения подземных вод ураном-234 в рамках одностадийной модели радиокинетического разделения [Чердынцев, 1967; Чалов, 1975; Lambert, Carter, 1987].

Расчеты для модели прямого выхода ядер отдачи ^{234}Th из минеральной матрицы показывают, что появление существенных обогащений ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 5$) возможно только для мелкодисперсных минеральных индивидов с удельной поверхностью $S > 10^4 \text{ см}^2/\text{см}^3$ [Andrews, Kay, 1978; Andrews et al., 1982]. В природных материалах этот параметр редко превышает величину $S = 500 \text{ см}^2/\text{см}^3$ [Madsen, 1998]. Аналогичные оценки получаются и при использовании модели [Henderson et al., 1999] (Рисунок I.3.4):

$$\left(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}\right)_{EQ} = \frac{r^3 - (r-l)^3}{4r^3} \times \left[\frac{^{238}\text{U}}{^{238}\text{U}}\right]_{MATR} \times \frac{\rho_{MATR}}{\rho_{PORE}} \times \frac{(1-\phi)}{\phi} + 1,$$

$$\left(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}\right)_T = \left\{ \left(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}\right)_{EQ} - \left(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}\right)_{IN} \right\} \times (1 - e^{-t\lambda_{234}}) + \left(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}\right)_{IN},$$

где индексы EQ и IN означают равновесное и начальное значение γ в поровой воде для данных условий; r – радиус единичного зерна; l – длина трека; $[^{238}\text{U}]_{MATR}$ и $[^{238}\text{U}]_{PORE}$ – концентрация урана-238 в породной матрице и поровой воде; ρ_{MATR} и ρ_{PORE} – плотность породной матрицы и поровой воды; ϕ – пористость; t – время, прошедшее от начала процесса уравнивания (закрытия) системы; λ_{234} – константа распада урана-234.

Модель [Henderson et al., 1999] не предполагает наличия фильтрационного потока, то есть применима исключительно к мощным гидравлически слабопроницаемым толщам, сложенным глинистым материалом. Допущение о наличии водообмена в поровой среде приведет к тому, что текущее отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, определяемое динамическим равновесием между скоростью потока жидкости и скоростью выхода ядер отдачи, будет сдвигаться в сторону $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{\text{IN}}$ – равновесных значений.

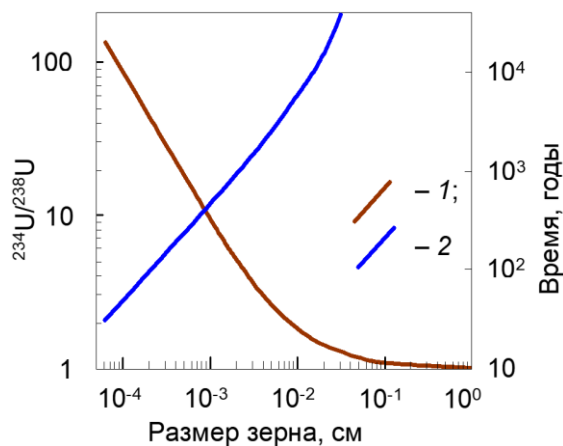


Рисунок I.3.4. Изменение отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (кривая 1, шкала слева) и время установления радиоактивного равновесия в поровой воде (кривая 2, шкала справа), в зависимости от размера элементарного зерна при концентрации урана в матрице $[\text{U}]_{\text{MATR}} = 3$ мкг/г, $[\text{U}]_{\text{PORE}} = 3$ нг/г и длине трека отдачи ^{234}Th $l = 55$ нм (адаптировано из [Calsteren, Thomas, 2006], рассчитано для модели [Henderson et al., 1999]).

Механизм формирования избытков урана-234 за счет прямого выброса ядер отдачи за границы зерна, по-видимому, работает только в случае высоких содержаний урана в мелкоразмерных акцессориях и интерстициях. В случае существования ^{238}U в виде изоморфной примеси в субмиллиметровых и более крупных минеральных зернах избыточные количества урана-234 в поровой воде за счет ядер отдачи накапливаться не могут (Рисунок I.3.4). Возможно, этот механизм работает в отношении мелкодисперсных взвесей в океане [Cochran, Masque, 2003], однако для подземных вод он, скорее всего, не актуален.

В подземных водах, преимущественно северной Евразии и Северной Америки, обнаружены избытки урана-234, вплоть до $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \approx 20\text{--}50$ [Fleischer, 1988; Поляков, 1991; Ivanovich, Harmon, 1992; Yezhova et al., 1996; Arndt, West, 2004; Тихонов, 2009].

Поляков В.А. [1991] выдвинул идею объяснения сверхвысоких обогащений ^{234}U нахождением пород в мерзлом состоянии в течение геологически значимого периода времени, то есть климатическим фактором. Гипотеза состоит в том, что в период существования ММГП происходит накопление урана-234 в минеральной матрице, а затем он быстро теряется при появлении жидкой воды. Эта модель далее будет называться *двухстадийной*. Почти одновременно возможность протекания такого процесса допускалась в [Чалов и др. 1991]. Влияние становления и таяния мерзлоты на отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ обсуждалась также в [Rosenthal et al., 1995; Yezhova et al., 1996; Гавшин и др., 1994; Гольдберг и др., 2001].

В данной работе идея Полякова В.А. развивается с помощью количественной модели, лабораторных экспериментов и натурных наблюдений [Tokarev et al., 2005; Токарев, 2008; Токарев и др., 2009 а, 2009 б].

I.3.3. Математическое моделирование формирования избытков ^{234}U в подземных водах⁸

I.3.3.1. Оценка диффузионных параметров

Оценим разницу в диффузионной подвижности ^{238}U (минеральная матрица) и ^{234}U (α -треки) по данным травления α -треков. Форма и длина треков определяется энергией α -частиц, плотностью упаковки кристаллической матрицы, а также близостью трека к ближайшей свободной грани и ориентацией относительно нее (Рисунок I.3.5), составляя от 2–5 мкм в цирконах до 10–15 мкм в апатите и слюдах [Fleischer et al., 1975].

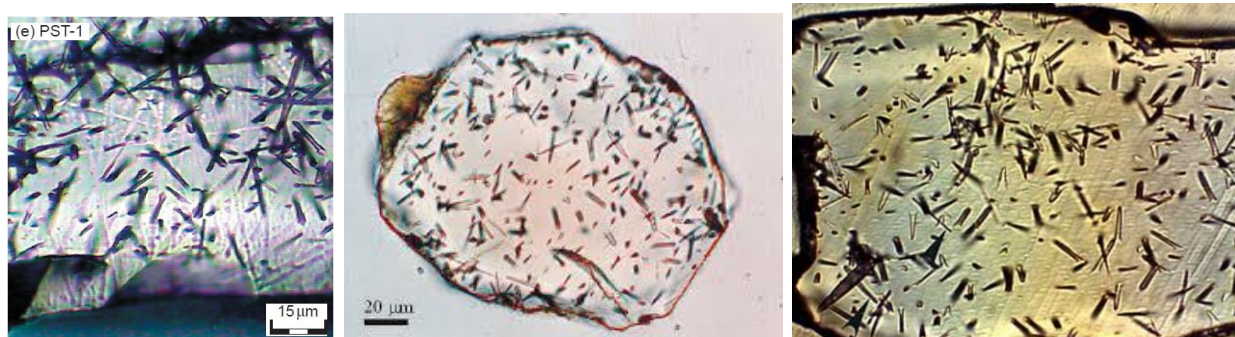


Рисунок I.3.5. Типичные формы альфа-треков и треков распада урана в минералах⁸.

В ходе травления растворение минеральной матрицы и материала треков идет с различной скоростью, из-за чего возникают визуально видимые пустоты. «Перетравленные» или «недотравленные» треки имеют изометричную форму [Fleischer et al., 1975].

Математическая модель травления трека строилась автором, исходя из предположения, что разница в скоростях растворения материала α -трека и ненарушенной матрицы определяется различиями в коэффициентах молекулярной диффузии. Коэффициент диффузии ^{238}U в кристаллической матрице для акцессорных минералов типа циркона составляет $D_{238} \approx n \times 10^{(-18..-20)} \text{ см}^2/\text{год}$ [Богомолов, 1992; Suksy, 2001]. В минералах с менее плотной упаковкой коэффициент молекулярной диффузии урана выше, например, для железо-марганцевых конкреций $D_{238} \sim 5 \times 10^{-8} - 10^{-6} \text{ см}^2/\text{год}$ [Henderson, Burton, 1999].

На однослойной модели с равномерной разбивкой 150×150 блоков размером

⁸ Моделирование выполнялось на программном комплексе MtWolf, включающем блоки моделирования фильтрации и массопереноса. Автор программы – Румянцев В.А., Санкт-Петербургское отделение Института геоэкологии РАН; а также на пакете Procacing ModFlow, ver. 5.

⁸ https://pangea.stanford.edu/research/groups/structure/research.php?rg_id=33&rgpr_id=63 дата обращения 21.03.2017.

0,1×0,1 мкм область разрушения кристаллической решетки (α -трек) задавалась прямоугольником с начальной длиной 10 мкм и поперечником 1 мкм. Травление рассчитывалось для коэффициентов молекулярной диффузии:

- от 10^{-6} до 10^{-9} см²/сут. в материале трека;
- 10^{-10} см²/сут. = const – для матрицы.

При $D_{\text{трек}} / D_{\text{матрица}} < 100$ выраженные треки не возникают и все полости имеют изометричные очертания. При $D_{\text{трек}} / D_{\text{матрица}} > 1000$, наоборот, невозможно получить изометрические структуры (невозможно воспроизвести эффект «перетравливания», Рисунок I.3.6.). Поэтому примем, что, в среднем, $D_{234} / D_{238} \approx 500$. Откуда коэффициент молекулярной диффузии в материале трека $D_{234} \approx 5 \times 10^{-8}$ см²/сут.

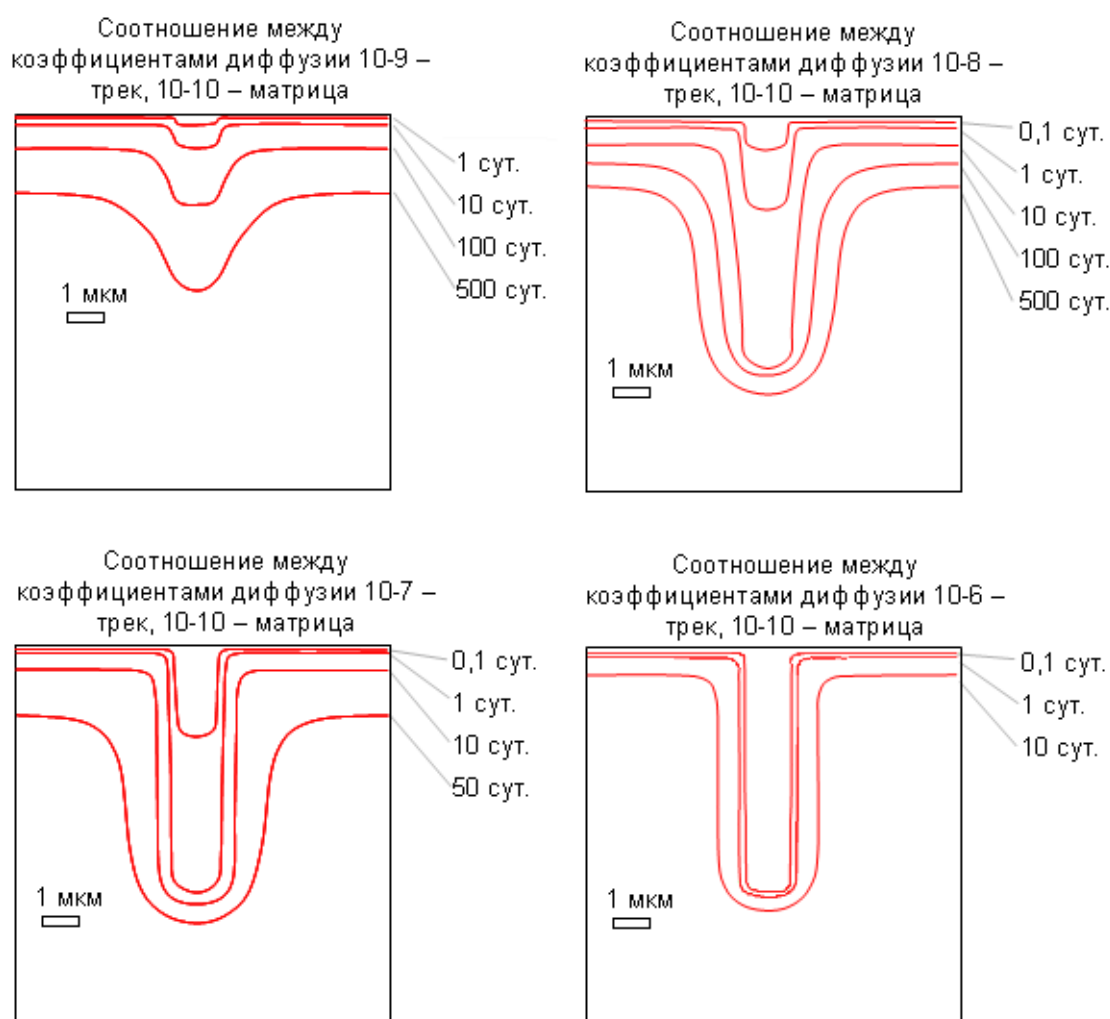


Рисунок I.3.6а. Формы и размеры полостей, возникающих на месте трека α -частицы при травлении. Трек расположен по нормали к ближайшей грани. Травление моделировалось для различных соотношений коэффициента молекулярной диффузии в материале трека и кристаллической матрице (величины показаны на подписях к рисункам). Начальная длина и поперечник разрушенной α -частицей области – 10 мкм и 1 мкм, соответственно; размер элементарного расчетного блока 0,1×0,1 мкм, расчетная сетка не показана для удобства визуализации, шифры около кривых – продолжительность травления.

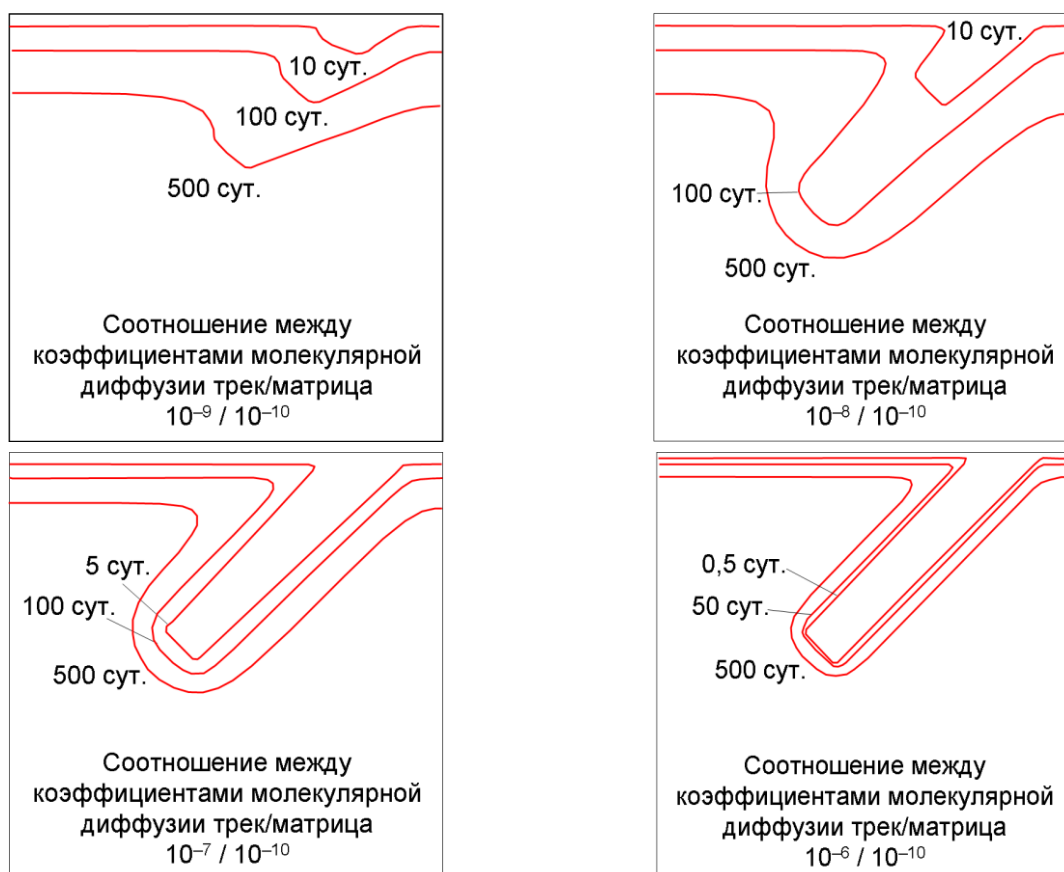


Рисунок I.3.66. Формы и размеры полостей, возникающих на месте трека α -частицы при травлении. Трек расположен под 45° к ближайшей грани. Остальные обозначения и размеры те же, что на Рисунок I.3.6а

I.3.3.2. Описание динамической модели для оценки условий формирования избытков ^{234}U

Моделирование выполнялось методом Монте-Карло⁸. Реализована 1^{-но} слойная модель минерального зерна из 1000×1000 расчетных блоков размером $1 \times 1 \times 1$ мкм (Рисунок I.3.7), включающая следующие области:

- 1) индивидуальное кристаллическое зерно, содержащее α -треки;
- 2) микронарушения (межзерновые контакты минеральных индивидов, жидкие включения, микротрещины и т.п.);

3) поры с гравитационной водой или льдом. При наличии жидкой воды поток по порам принимался стационарным, движение вещества осуществлялось за счет адвективного переноса, при условии пренебрежения дисперсионным рассеянием.

Зерно принималось гидравлически непроницаемым. Движение вещества в нем осуществлялось за счет диффузии при $D_{\text{матрица}} \approx n \times 10^{-18} - 10^{-20}$ см²/год и при соотношениях $D_{\text{трек}}/D_{\text{матрица}} = 100, 300, 1000, 3000$, а также $D_{\text{микронарушение}}/D_{\text{трек}} = 10$ и 100 (принято, согласно оценкам [Suksy, 2001; Tuovinen, 2015]).

⁸ автор программы к.т.н. Асминг В.Э., КНЦ РАН, г. Апатиты.

^{238}U за расчетный период учитывалось, но новые α -треки не генерировались. Пористость (пустотность) в треках и льду принималась равной $n = 10^{-6}$, в гравитационной воде $n = 1$, в пленочной влаге (микронарушения и поверхность зерна) $n = 0,8$. Соотношение между гравитационной и пленочной влагой по объему 50:1. Модель решалась в стационарной по гидравлическим условиям постановке.

Вариант 1. Постоянный поток воды – одностадийная модель Чердынцева-Чалова.

Вариант 2. Два периода (с подвариантами по длительности) – двухстадийная модель:

– отсутствие потока воды (накопление ^{234}U – мерзлотные условия) – 10^3 , 10^4 и 10^5 лет;

– возникновение потока воды (вынос ^{234}U – таяние мерзлоты) – 10^2 , 10^3 и 10^4 лет.

Использовано два варианта условий по отношению к пленочной влаге.

Вариант 1. Отсутствие пленочной влаги в микронарушениях и на поверхности зерна.

Вариант 2. Наличие пленочной влаги в микронарушениях и на поверхности зерна.

Выделением/поглощением тепла и изменением объема жидкости при фазовых переходах жидкость $\leftrightarrow$ лед пренебрегали.

I.3.3.3. Проверка одностадийной моделей формирования избытков ^{234}U

Типичные выходные кривые для $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в поровой воде представлены на Рисунок I.3.8.

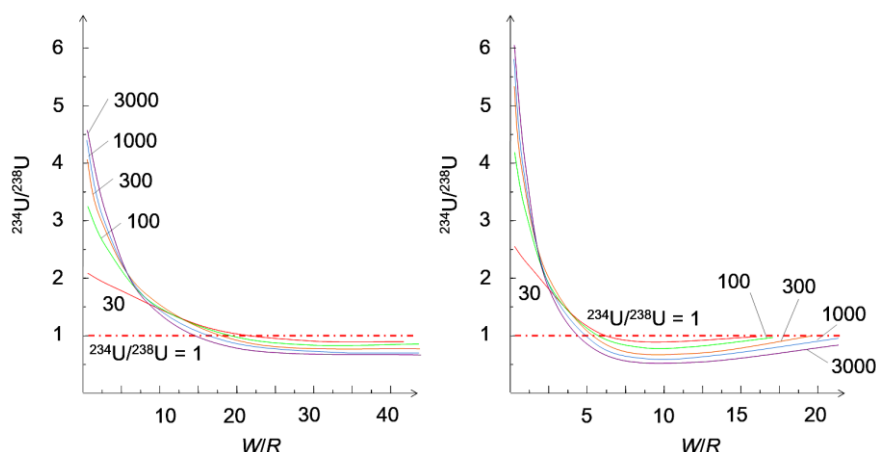


Рисунок I.3.8. Вариант расчета $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ при стационарном потоке поровой влаги – одностадийная модель (геометрия модели на Рисунок I.3.7, плотность треков – $0,012 \text{ мкм}/\text{мкм}^2$, пленочная влага отсутствует): слева – вариант «матрица + треки», справа – вариант «матрица + треки + микронарушения» (матрица зерна гидравлически непроницаема $k = 10^{-10} \text{ м}/\text{сут.}$); параметр W/R – отношение объема профильтровавшейся воды к объему зерна; шифры около кривых – отношение $D_{\text{трек}} / D_{\text{матрица}}$; красная штрих-пунктирная линия – равновесное отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1$.

Вплоть до отношений $D_{\text{трек}} / D_{\text{матрица}} = 3000$ в численных экспериментах $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} < 10$ для поровой воды на выходе из модели. Наличие микронарушений увеличивает пиковые значения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ на 15–30 %, по сравнению с вариантом их отсутствия. Ранее было показано, что наиболее вероятный диапазон отношений коэффициентов молекулярной диффузии в треках и матрице $10^2 < D_{\text{трек}}/D_{\text{матрица}} < 10^3$. Следовательно, модель одностадийного радиокинетического разделения не объясняет сверхвысокие ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 10$) обогащения подземных вод ураном-234. Моделирование поведения урана-234 для неурановых минералов, исходящее из вероятностной схемы поведения атомов в кристаллической решетке, также дает максимально возможные величины отношений $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} < 10$ [Кучеренко, 2005].

После прохождения «волны» выноса урана-234 поровые воды на некоторое время им обедняются и отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ становится меньше единицы.

I.3.3.4. Проверка двухстадийной модели формирования избытков ^{234}U

В двухстадийной модели (геометрия на Рисунке I.3.7) таяние льда моделировалось скачкообразным увеличением проницаемости пор с $k = 10^{-8}$ до $k = 0,01$ м/сут., но для пленочной влаги $k = 10^{-8}$ м/сут. сохранялось. Коэффициенты молекулярной диффузии а) в пленочной влаге $D_M = 5 \times 10^{-7}$ см²/сут. для периода оледенения и больше на порядок после потепления; б) во льду $D_M = 10^{-9}$ см²/сут.; в) в матрице и треках $D_M = 10^{-10}$ см²/сут. и 5×10^{-8} см²/сут., соответственно (Рисунок I.3.9).

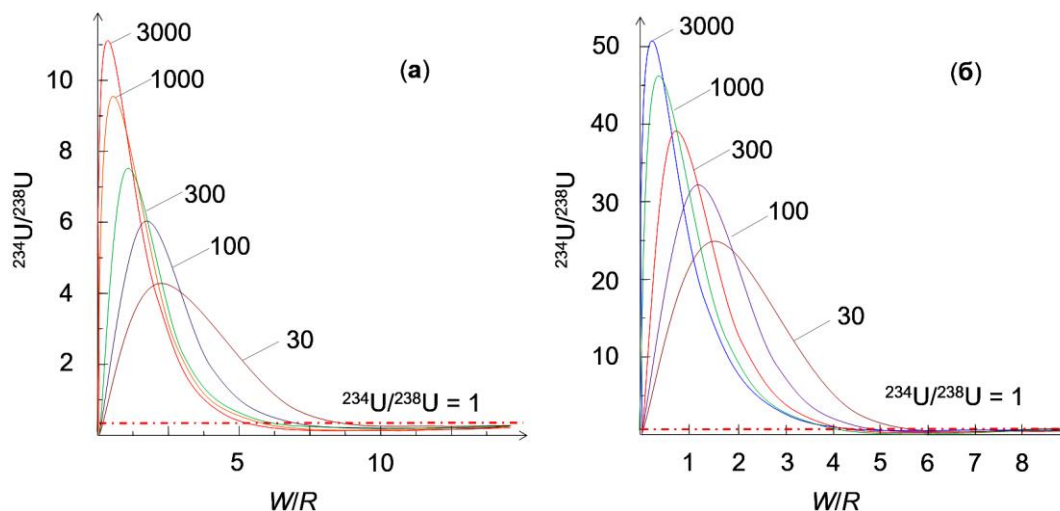


Рисунок I.3.9. Расчет $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в поровой воде для двухстадийной модели (геометрия на Рисунке I.3.7, схема «матрица + треки + микронарушения», матрица гидравлически непроницаема, плотность треков – 0,012 мкм/мкм², накопление ^{234}U происходит в течение 10^5 лет): (а) – при отсутствии пленочной влаги, (б) – с пленочной влагой; параметр W/R – отношение объема профильтровавшейся воды к объему зерна; шифры около кривых – отношение $D_{\text{трек}}/D_{\text{матрица}}$; красная штрих-пунктирная линия – равновесное отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1$.

Двухстадийная модель для периода после «таяния» льда дает расчетный рост отношения в подземных водах $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 10$. Максимальные значения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \approx 50$ достигаются только при условии наличия этапа диффузии урана-234 в *незамерзающую пленочную влагу* в период существования мерзлоты.

I.3.4. Выводы к анализу условий формирования отношений $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах

1. Одностадийное радиокинетическое разделение изотопов в ряду урана-238, предполагающие обогащение подземных вод ураном-234 только вследствие его преимущественного выщелачивания из минеральной матрицы или вылета ядер отдачи (торий-234) из вмещающих пород не может быть причиной появления сверхбольших отношений $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 10$ (за исключением мощных гидравлически слабопроницаемых глинистых толщ).

2. Двухстадийная модель обогащения подземных вод ураном-234, предусматривающая стагнацию водообмена в период существования мерзлоты, миграцию ^{234}U в незамерзающую пленочную влагу и последующий его преимущественный выносом в период таяния подземных льдов объясняет возникновения ураганных избытков урана-234 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \gg 10$. Ураганное обогащение ураном-234 является временным и вслед за прохождением фронта вытеснения талых вод свежими инфильтрационными, избытки ^{234}U исчезают.

Обнаружение сверхбольших обогащений в системе урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 10$ позволяет идентифицировать подземные воды, образовавшиеся в ходе таяния мерзлоты, а совместно с датированием – оценивать темпы деградации мерзлоты.

I.4. Изотопное датирование подземных вод

В науках о Земле датирование – это определение промежутка времени, прошедшего с момента наступления того или иного геологического события. Под возрастом подземных вод обычно понимают промежуток времени, прошедший с момента поступления воды в зону полного насыщения [Дубинчук, 1979]. Другими словами, с помощью датирования определяют продолжительность контакта воды с вмещающими породами и/или интервал времени от момента потери контакта с атмосферой. Время влагопереноса в зоне аэрации при этом, как правило, не учитывается. Датирование следует выполнять с помощью радиоактивных и радиогенных изотопов, системы которых имеют «встроенные» часы, что обусловлено постоянством темпов радиоактивного распада в земных условиях. Методы, использующие другие подходы, являются относительными и требуют для своего применения калибровки.

Изначально интерес к датированию подземных вод появился в связи с необходимостью идентификации вод, относящихся к различным гидродинамическим зонам (Таблица I.4.1).

Таблица I.4.1. Выделение подземных вод различных гидродинамических зон по качественным и количественным характеристикам (адаптировано из [Грабовников, Боровский, 2011]).

Гидродинамическая зона	Глубина залегания	Гидрохимическая характеристика	Абсолютный возраст, лет	Пригодность для захоронения жидких отходов
Активного водообмена	От поверхности регионального и местных базисов дренирования	$< 1 \text{ г/дм}^3$, $\text{HCO}_3\text{--Ca}$	0–100	Непригодна
Замедленного водообмена	От местных базисов дренирования (под первым региональным водоупором) до глубин 300–500 м	$1\text{--}35 \text{ г/дм}^3$, $\text{HCO}_3\text{--SO}_4\text{--Cl--Na--Mg--Ca}$	$n \times 10^{3..5}$	Пригодна на участках с достаточно надежной изоляцией от вышележащей толщи
Весьма замедленного водообмена	Ниже второго регионального водоупора, на глубинах более 300–500 м	$35\text{--}350 \text{ г/дм}^3$, Cl--Na--Ca	$> 10^5$	Пригодна, за исключением месторождений нефти, газа, промышленных вод

Датирование может быть использовано для определения гидрогеологических параметров. Например, объем инфильтрационного питания (ϵ) и естественные ресурсы подземных вод (Q) могут быть оценены по данным о темпах водообмена, в частности, из соотношения $Q = V/t$, где V – объем воды в гидрогеологической системе и t – возраст подземных вод [Sukhija, Shah, 1976; Карасев, Дубинчук, 1982; Larson et al., 1987; Solomon, Sudicky, 1991; Solomon et al., 1993; Abbott et al., 2000; Böhlke, 2002; Edmunds et al., 2006]. Погоризонтная оценка возраста позволяет, например, корректнее планировать водоотбор, чем это следует из обобщенных оценок по картам естественных ресурсов [Барон и др., 2007].

Оценка возраста подземных вод полезна при решении инженерных задач⁸, например, для оценки размеров зон санитарной охраны, обосновании безопасности подземного захоронения жидких токсичных и радиоактивных стоков и т.п. [Гольдберг, 1976; Гольдберг, Газда, 1984; Орадовская, Лапшин, 1987; Solomon et al., 1992; Гидрогеологические ..., 1993; Гольдберг и др., 1994; Рыбальченко и др., 1994; Cook, Solomon, 1997; Environmental tracers..., 1999; Бабушкин и др., 2003; Изоляция..., 2008; Visser, 2009; Андерсон и др., 2011; Грабовников, Боровский, 2011], в том числе, из-за

⁸ Нормативами использование изотопных трассеров и/или датирования не предусмотрено [Седов, 2007].

обоснованных сомнений в эффективности инженерных барьеров [Arthur et al., 2005]. Датирование также позволяет использовать подземные воды как один из географо-климатических архивов [Токарев, 2008, 2013].

I.4.1. Определения и термины

Для воды и растворенного химически инертного нераспадающегося компонента (*трассера*) в случае схемы поршневого вытеснения скорость пространственного перемещения определяется как $v = (k_f I)/n$, где v – действительная скорость фильтрации, м/сут.; k_f – коэффициент фильтрации, м/сут.; I – гидравлический градиент; n – пористость, доли единицы [Румынин, 2011]. Исходя из действительной скорости и длины пути от области питания l , для схемы «поршневого вытеснения» может быть вычислено время фильтрации $t = l/v$, то есть *гидравлический (истинный) возраст воды*.

При двух- и трехмерной сетке фильтрации и поршневом вытеснении время движения порции воды по произвольной линии тока определяется как *среднее время фильтрации* и описывается уравнением [Гольдберг, 1976]:

$$\tau_l^k = \int_0^L \frac{dl}{v_l} = \frac{L}{\bar{v}_l}, \quad (\text{I.4.1})$$

где L – длина k -той линии тока от области питания до точки наблюдения; $\bar{v}_l$ – средняя скорость движения пакета воды по данной траектории.

Ряд аналитических решений для расчета возраста воды в случае плоского потенциального течения в плановой и профильной постановке в рамках схемы поршневого вытеснения или с учетом гидродисперсии, в том числе, при откачке из скважины, получены в [Toth, 1963; Freeze, Witherspoon, 1967; Гольдберг, 1976; Бочеве и др., 1979; Гольдберг, Газда, 1984; Орадовская, Лапшин, 1987].

При двух- и трехмерной сетке фильтрации время движения от области питания до области разгрузки определяются как *среднее время пребывания* в гидрогеологической системе. Время движения от области питания до произвольной точки в области транзита – как *среднее время добегания*, а время движения между произвольными точками – как *среднее время транзита*. Для трассера *время переноса* однозначно сопоставимо с гидравлическим возрастом воды. Среднее время пребывания/добегания/транзита для неконсервативных компонентов может существенно отличаться от такового для трассера. В интегральной форме отличие между скоростью движения трассера и неконсервативного компонента отражает *фактор задержки (коэффициент замедления – retardation factor)*.

I.4.2. Основные изотопные системы, используемые для датирования подземных вод

Оценка действительной скорости фильтрации гидравлическими методами представляет трудно решаемую задачу, особенно в случае значительных пространственных размеров области исследования, сложной сетки движения и переменных граничных условий, а при палеореконструкциях практически невозможна. Использование радиоактивных изотопов, обладающих «внутренней» меткой времени, позволяет решить эту проблему. Если порция воды представляет собой замкнутую систему, то ее *изотопный возраст* (время переноса) может быть вычислен, исходя из уравнения радиоактивного распада [Румынин, 2011]:

$$\tau = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{C_0^P}{C^P} \right) \text{ или} \quad (\text{I.4.2})$$

$$\tau = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{C^P + C^D}{C^P} \right) \quad (\text{I.4.3})$$

где C^P и C_0^P – текущая и начальная концентрация родительского (радиоактивного) изотопа; C^D – текущая концентрация дочернего (радиогенного) изотопа; $\lambda = \ln 2 / T_{1/2}$ – константа распада; $T_{1/2}$ – период полураспада.

Наиболее апробированные методы датирования подземных вод и связанных с ними геологических образований [Moser, Rauert, 1983; Weise, Moser, 1987; Фор, 1992; Lehmann et al., 1993; Environmental isotopes..., 2001; Mazor, 2004; Вагнер, 2006; Ферронский, Поляков, 2009] можно подразделить по временным шкалам (Рисунок I.4.2).

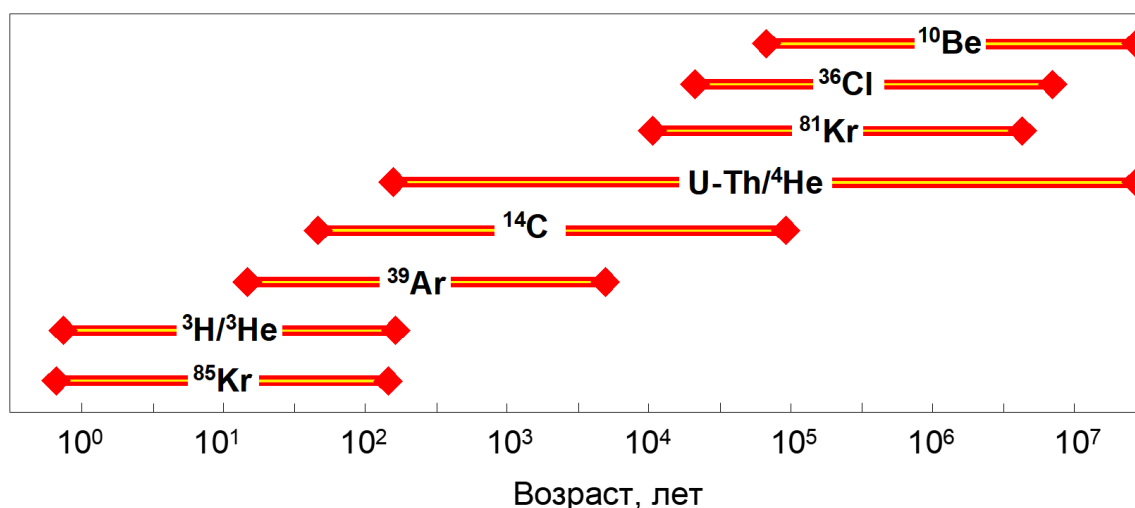


Рисунок I.4.2. Шкалы датирования подземных вод изотопными методами [Lehmann et al., 1993].

Кратко рассмотрим изотопные системы, использованные в данной работе.

Радиоуглеродный метод. В естественных условиях радиоуглерод (^{14}C) образуется в атмосфере на высоте 12–15 км в результате взаимодействия вторичных нейтронов,

генерируемых космическими лучами, в основном, с ядрами азота по реакции $^{14}\text{N} (n, p) ^{14}\text{C}$ [Арсланов, 1987; Ферронский и Поляков, 2009]. Поскольку ^{14}C участвует в кругообороте углерода, то его концентрации выражают в виде удельной активности на грамм обычного (суммарного) углерода. Средняя активность ^{14}C до ядерных испытаний составляла 13,6 распадов/мин. на 1 г углерода (0,227 Бк/г). Атомарные концентрации природного радиоуглерода в составе суммарного углерода составляют около $10^{-10} \%$, вариации его содержаний в современной биосфере не превышают 5 %.

Радиоуглеродный метод первоначально был предложен для датирования твердого вещества, но впоследствии стал применяться и для изучения древних вод. Основная расчетная формула имеет вид:

$$[^{14}\text{C}] = [^{14}\text{C}_0] \times e^{-\lambda t}$$

где $[^{14}\text{C}]$ и $[^{14}\text{C}_0]$ – текущая и начальная концентрации радиоуглерода в обычном углероде; $\lambda = \ln 2 / T_{1/2} = 0,693 / 5730 = 0,000121$ – константа распада радиоуглерода; t – время, прошедшее с момента поступления воды в подземную гидросферу. Калибровочная кривая, позволяющая учитывать вариации $^{14}\text{C}_0$, охватывает 50 000 лет [Fairbanks et al., 2005].

При датировании по радиоуглероду проблему составляют следующие обстоятельства.

1. Содержание ^{14}C в веществе с возрастом более 100 тыс. лет пренебрежимо мало. Добавка «мертвого»⁸ углерода в воду снижает активность ^{14}C , например, при растворении почвенного CO_2 и педогенных карбонатов на ~15 % [Vogel, 1970], а растворение «мертвых» карбонатов вмещающих пород – еще более значительно [Geyh, 2000]. Поправка возможна, например, по изотопному составу углерода [Ферронский и др., 1984]:

$$t = \tau \ln \frac{-5,7 \times \delta^{13}\text{C}}{A} \quad (\text{I.4.4})$$

где $\tau = 1/\lambda$ – средняя продолжительность жизни атома ^{14}C $\tau = 8033$ лет, A – активность пробы в процентах от активности современного стандарта ^{14}C ; $\delta^{13}\text{C}$ – изотопный состав углерода.

2. Ядерные испытания привели к выбросу ^{14}C в атмосферу. Загрязнение древних образцов современным углеродом ведет к «омоложению» дат. Добавка 1 % современного углерода в «мертвый» углерод дает омоложение до 36 тыс. лет, 2 % – до 32 тыс. лет и т.д.

⁸ Термин «мертвый» по отношению к содержаниям (активностям) радиоизотопа в каком-либо веществе, означает его отсутствие или невозможность измерения в силу низких концентраций.

Нижний предел датирования по ^{14}C составляет около 500–1000 лет и определяется, в основном, аналитической погрешностью; верхний предел в карбонатных комплексах – 20–25 тыс. лет, а в терригенных – 35–40 тыс. лет.

Радий/радоновый метод ($^{226}\text{Ra}/^{222}\text{Rn}$) Содержания ^{226}Ra и ^{222}Rn в инфильтрационных водах мало, а в зоне насыщения содержания ^{226}Ra и ^{222}Rn в воде быстро приходят в равновесие с породами, при допущении равенства темпов поступления ^{226}Ra и ^{222}Rn , в воду возраст воды [Чердынцев, 1973; Дубинчук, 1981]:

$$\tau = \frac{1}{\lambda_{\text{Ra}}} \left(1 - \frac{a_{\text{Ra}}}{a_{\text{Rn}}} \right) \quad (\text{I.4.5 а})$$

где a_{Ra} и a_{Rn} – удельные активности ^{226}Ra и ^{222}Rn в воде.

Скорость эманации ^{222}Rn и выщелачивания ^{226}Ra практически никогда не совпадают. Правильнее использовать соотношение более общего вида [Гудзенко, Дубинчук, 1987]:

$$\tau = \frac{1}{\lambda_{^{226}\text{Ra}}} \left(1 - \frac{a_{^{232}\text{Th}} a_{^{226}\text{Ra}}}{a_{^{230}\text{Th}} a_{^{228}\text{Ra}}} \right) \quad (\text{I.4.5 б})$$

где $a_{^{232}\text{Th}}$ и $a_{^{230}\text{Th}}$ – удельные активности ^{232}Th и ^{230}Th в породе.

Дополнительные члены в уравнении (I.4.5 б) введены исходя из того, что кроме ^{226}Ra в подземных водах присутствуют:

- ^{228}Ra ($T_{1/2} = 5,75$ года) и ^{224}Ra ($T_{1/2} = 3,62$ дня) – дочерний продукт из ряда ^{232}Th ,
- ^{223}Ra ($T_{1/2} = 11,4$ суток) – дочерний продукт из ряда ^{235}U ,

которые геохимически почти неотличимых друг от друга. Радий-228 используется в качестве изотопа сравнения, так как его прекурсором является ^{232}Th в составе пород, также как ^{230}Th является предшественником ^{226}Ra . Формула (I.4.5) учитывает привнос ^{222}Rn и ^{226}Ra извне и вынос с потоком подземных вод; эманацию ^{222}Rn и выщелачивание ^{226}Ra из пород; обратимую сорбцию радия на породе; распад радия и радона в поровой воде.

Применение формул (I.4.5) возможно после наступления радиоактивного равновесия в рядах ^{232}Th и ^{238}U , что для большинства типов водовмещающих пород с возрастом свыше 1 млн. лет выполняется. Трудность ее применения составляет необходимость оценки концентраций родительских изотопов в составе вмещающих пород. Шкала датирования радий/радоновым методом составляет от нескольких десятков до нескольких тысяч лет.

Тритиевый метод датирования подземных вод имеет ряд преимуществ.

1. Тритий входит в молекулу воды.

2. Период полураспада трития, $T_{1/2} = 12,26$ года, удачно «накрывает» период наиболее интенсивного антропогенного воздействия на подземную и поверхностную гидросферу.

3. Миграционные параметры, рассчитанные по тритию, моделируют собой движение химически инертного трассера, то есть соответствуют требованиям нормативов в отношении прогноза загрязнения.

4. Данные по тритию могут быть использованы для оценки миграционных параметров сорбируемых компонентов, через коэффициент распределения (K_d) или фактор задержки (R).

При этом тритиевый метод характеризует ряд неопределенностей.

1. Необходимость задания входной функции, включая:

– восстановление выпадений трития с атмосферными осадками в области питания данного водоносного горизонта;

– количественный анализ условий формирования концентраций ^3H в инфильтрационных водах, с учетом сезонности питания и времени пребывания в зоне аэрации.

2. Тритиевая систематика не позволяет диагностировать смешения молодых вод с «мертвыми» по ^3H глубинными водами, что приводит к завышению возрастов.

3. Расчет функций отклика показывает, что чувствительность тритиевой систематики к основному параметру – интенсивности питания $\varepsilon^* = \varepsilon / mn$ – в настоящее время мала, а интерпретация кривых содержит неопределенности (Рисунок I.4.3).

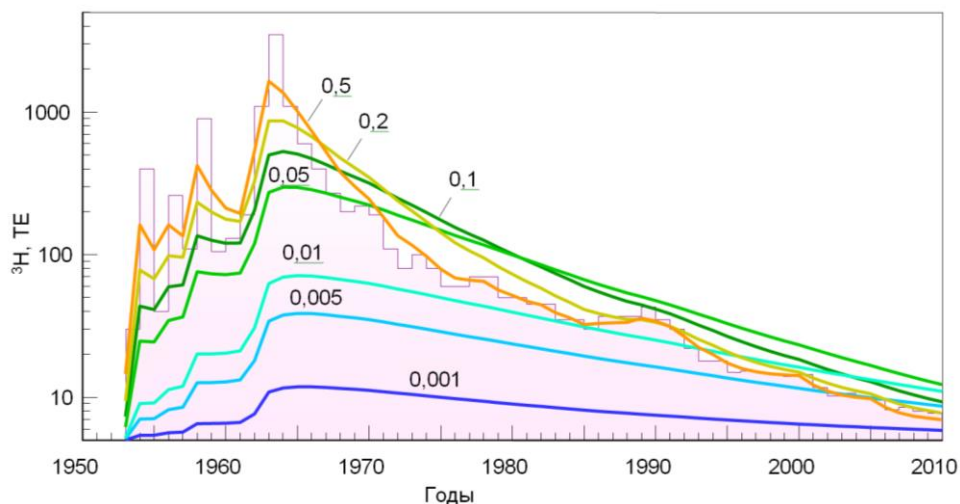


Рисунок I.4.3. Модельные функции отклика ^3H в подземных водах при различном удельном инфильтрационном питании $\varepsilon^* = \varepsilon / mn$, год^{-1} – шифры около кривых [Румынин, 2011]: ε – инфильтрация, м/год; m – мощность горизонта, м; n – пористость вмещающих пород, доли единицы; в качестве входной функции использованы данные по среднегодовым концентрациям ^3H (ломаная линия) для станции Оттава (Канада).

Тритий/гелий-3 метод. Трудности применения трития для датирования были осмыслены, поэтому Толстихин И.Н. и Каменский И.Л. [1969]⁸ предложили тритий/гелий-3 метод датирования подземных вод:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{{}^3\text{He}_{\text{ТРИ}}}{{}^3\text{H}} + 1 \right). \quad (\text{I.4.6})$$

где ${}^3\text{H}_{\text{ТРИ}}$ – содержание тритиевального гелия-3; ${}^3\text{H}$ – текущая концентрация трития; $\lambda = \ln 2/T_{1/2} = 0,05654$ – константа, а $T_{1/2} = 12,26$ года – период полураспада трития.

Из (I.4.6) следует, что для датирования достаточно определять текущие содержания родительского и дочернего изотопов. Это является существенным преимуществом, так как задание начальных концентраций ${}^3\text{H}$, как уже отмечалось, во многих случаях невозможно. Тритиевый и тритий/гелий-3 методы работают на шкале от 0 до, примерно, 80–100 лет.

Уран-торий/гелиевый метод. Датировать подземные воды по радиогенному гелию-4 (${}^4\text{He}_{\text{ТЕР}}$ ⁸), накопленному за счет распада рассеянного в породах урана и тория (${}^{238}\text{U}$, ${}^{235}\text{U}$, ${}^{232}\text{Th}$) предложил В.П. Савченко [1935]. Периоды полураспада U и Th велики, поэтому потоки He из пород в воду мало изменяются на промежутках времени до 500 млн. лет. Откуда, при стационарном режиме фильтрации, следует соотношение:

$$\tau = \frac{[{}^4\text{He}_{\text{РАД}}]}{R_{\text{He}}} \times \frac{n}{(1-n)} \quad (\text{I.4.7})$$

где $[{}^4\text{He}_{\text{ТЕР}}]$ – концентрация терригенного гелия в воде, нсм³/г H₂O⁸; R_{He} – скорость накопления гелия, нсм³/г H₂O·год; n – пористость пород.

Рост количества атомов гелия описывается уравнением [Старик, 1961]:

$${}^4\text{He} = 8 \times {}^{238}\text{U} \times (e^{\lambda_{238} \cdot t} - 1) + 7 \times {}^{235}\text{U} \times (e^{\lambda_{235} \cdot t} - 1) + 6 \times {}^{232}\text{Th} \times (e^{\lambda_{232} \cdot t} - 1), \text{ ат./год},$$

где λ_{238} , λ_{235} , λ_{232} – константы распада, а ${}^{238}\text{U}$, ${}^{235}\text{U}$, ${}^{232}\text{Th}$ – количество атомов урана-238, урана-235 и тория-232.

С учетом изотопного состава урана ${}^{238}\text{U}/{}^{235}\text{U} = 137,9$ (в атомных концентрациях) констант распада (λ_i), скорость накопления ${}^4\text{He}_{\text{РАД}}$ в поровой воде можно выразить в виде:

$$R_{\text{He}} = (12,18 \times [\text{U}] + 2,9 \times [\text{Th}]) \times (\rho_{\text{ПОР}}/\rho_{\text{ВОД}}) \times K \times 10^{-6} \text{ нсм}^3/\text{г H}_2\text{O} \cdot \text{год}, \quad (\text{I.4.8})$$

⁸ Впервые на практике применен [Jenkins et al., 1972; Torgersen et al., 1977, 1978], а затем [Takaoka, Mizutani, 1987; Poreda et al., 1988; Schlosser et al., 1988, 1989; Solomon et al., 1991, 1992, 1993, 1995, 2000; Dörr et al., 1995; Marcantonio et al., 1995, 1999; Stute et al., 1997; Aeschbach-Hertig et al., 1996 a, 1998, 1999 a, b; Jenkins, 1998; Plummer et al., 2000 b; Solomon, Cook, 2000].

⁸ Индекс «ТЕР» соответствует термину «терригенный», в случае эманирования гелия вмещающими породами – это изотопы ${}^3\text{He}$ и ${}^4\text{He}$.

⁸ Размерность нсм³/г H₂O – кубические сантиметры при нормальных условиях в грамме воды.

где $[U]$ и $[Th]$ – концентрации урана и тория в скелете породы, г/г; $\rho_{пор}$ и $\rho_{вод}$ – плотность воды и породы, г/см³; $K \approx 0,95–0,99$ – коэффициент потерь гелия скелетом породы для большинства осадочных пород [Мамырин, Толстихин, 1981].

Шкала датирования гелиевым методом составляет от первых сотен до миллионов лет. Метод активно применялся, пока не обнаружили явные противоречия между «гелиевыми» датировками и гидрогеологическими условиями. Основной причиной промахов датирования гелиевым методом является смешение молодых и древних вод, поступление гелия из глубоких частей коры вследствие самостоятельной диффузии⁸, а также с газами-носителями [Prasolov et al., 1999] и при региональном метаморфизме [Козлов и др., 1996, 2004; Конников и др., 2002; Сущевская, Токарев, 2003].

Разброс содержаний гелия в подземных водах весьма велик (Рисунок I.4.4), а содержания He в инфильтрационных водах малы, вследствие его убегания из атмосферы [Nicolet, 1957; Pudovkin et al., 1981]. Поэтому даже небольшие добавки вод, содержащих терригенный гелий, оказывают существенное влияние на результаты гелиевого датирования. Мешающие процессы никак не идентифицируются, если в рассмотрение принимаются только концентрации гелия. Попытки вывода уравнений, аналогичных (I.4.8), с введением вспомогательных коэффициентов [Коротков, Павлов, 1972; Andrews, Lee, 1979] не улучшают качество гелиевого датирования.

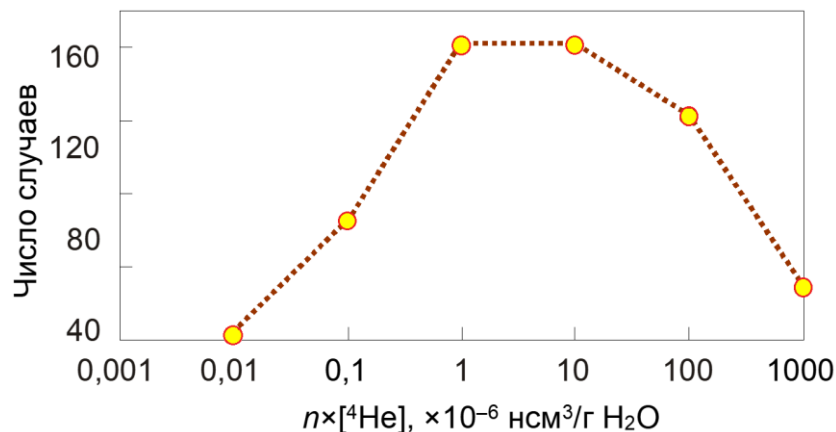


Рисунок I.4.4. Содержания гелия в подземных водах (построено по данным из [Толстихин, 1986; Ballentine, Burnard, 2002]).

I.4.3. Методика расчета содержаний радиогенных благородных газов, используемых для датирования

Процедуры $^3\text{H}/^3\text{He}$ и $(\text{U-Th})/^4\text{He}$ датирования подземных вод включают оценку содержаний $^3\text{He}_{\text{ТРИ}}$ и $^4\text{He}_{\text{ТЕР}}$. В подземной гидросфере благородные газы, в основном, транспортируются водой. Их миграция также может происходить в смесях с газом-носителем – CO_2 , CH_4 , N_2 и парами воды (в гидротермах). Отдельно от носителей благородные газы могут мигрировать только за счет молекулярной диффузии.

⁸ Поток глубинного гелия оценивается величиной около $\text{He} \sim 10^{(-7..-6)} \text{ нсм}^3/(\text{см}^2 \text{ год})$ [Толстихин, 1986; Stute et al., 1992; Castro et al., 2000; Noble..., 2002; Aggarwal et al., 2004; Torgersen, 2010].

Исследования, выполненные во многих областях мира, показали, что состав растворенных в подземных водах благородных газов, как правило, является смешанным и включает:

- а) атмосферные газы, изначально растворенные в инфильтрационных водах (далее $^3\text{He}_{\text{инф}}$, $^4\text{He}_{\text{инф}}$ и $^{20}\text{Ne}_{\text{инф}}$), в том числе избыточные;
- б) тритигенный гелий-3 ($^3\text{He}_{\text{три}}$);
- в) терригенный гелий, эмануруемый породами ($^3\text{He}_{\text{тер}}$ и $^4\text{He}_{\text{тер}}$).

В регионах альпийской и современной вулканотектонической активности возможно присутствие мантийного гелия.

Автор работы, совместно с Толстихиным И.Н. и Каменским И.Л. [Kamensky et al., 1991], предложил методику расчета $^3\text{He}_{\text{три}}$ и $^4\text{He}_{\text{тер}}$, основанную на гелий-неоновой систематике ($^3\text{He}/^4\text{He}$ vs. $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$, Рисунок I.4.5), согласно которой в каждой пробе измеряется:

- концентрация благородных газов (включая концентрацию не менее чем одного изотопа, не имеющего источников в подземной гидросфере, например, ^{20}Ne , ^{36}Ar);
- изотопный состав гелия ($^3\text{He}/^4\text{He}$) и неон/гелиевое отношение ($^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$).

Диаграмма $^3\text{He}/^4\text{He} \div ^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ отражает а) условия формирования инфильтрационных вод, б) эволюцию изотопного состава растворенных газов, в) смешение разновозрастных вод и г) наличие избыточных газов.

Исходной точкой является изотопный состав и содержания благородных газов в инфильтрационных водах. При равновесном растворении атмосферного воздуха (далее индекс АРВ – атмосфера, растворенная в воде в равновесных условиях), изотопный состав гелия, является константой $(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{АРВ}} = 1,36 \times 10^{-6}$. Отношение $(^{20}\text{Ne}/^4\text{He})_{\text{АРВ}}$ может меняться от 3,8 до 4,1, при изменении температуры инфильтрационных вод от 20 до 0 °С, соответственно, что связано с различиями в растворимости гелия и неона [Weiss, 1970 a, b, 1971; Benson, Krause, 1980 a,b; Krause, Benson, 1989]. Содержания ^{20}Ne в подземных водах (при отсутствии промежуточной дегазации) зависят только от условий его растворения в зоне аэрации и не меняются во время фильтрации, так как в подземных условиях этот изотоп не образуется и не выделяется породами [Толстихин, 1986]. То есть ^{20}Ne – это «вмороженная» метка, маркирующая содержание атмосферной компоненты.

Учитывая ранее представленный анализ условий формирования входных функций для изотопов в метеогенных водах, можно заключить, что температура растворения атмосферных газов в инфильтрационных водах должна отвечать температуре зоны аэрации в период восполнения запасов подземных вод.

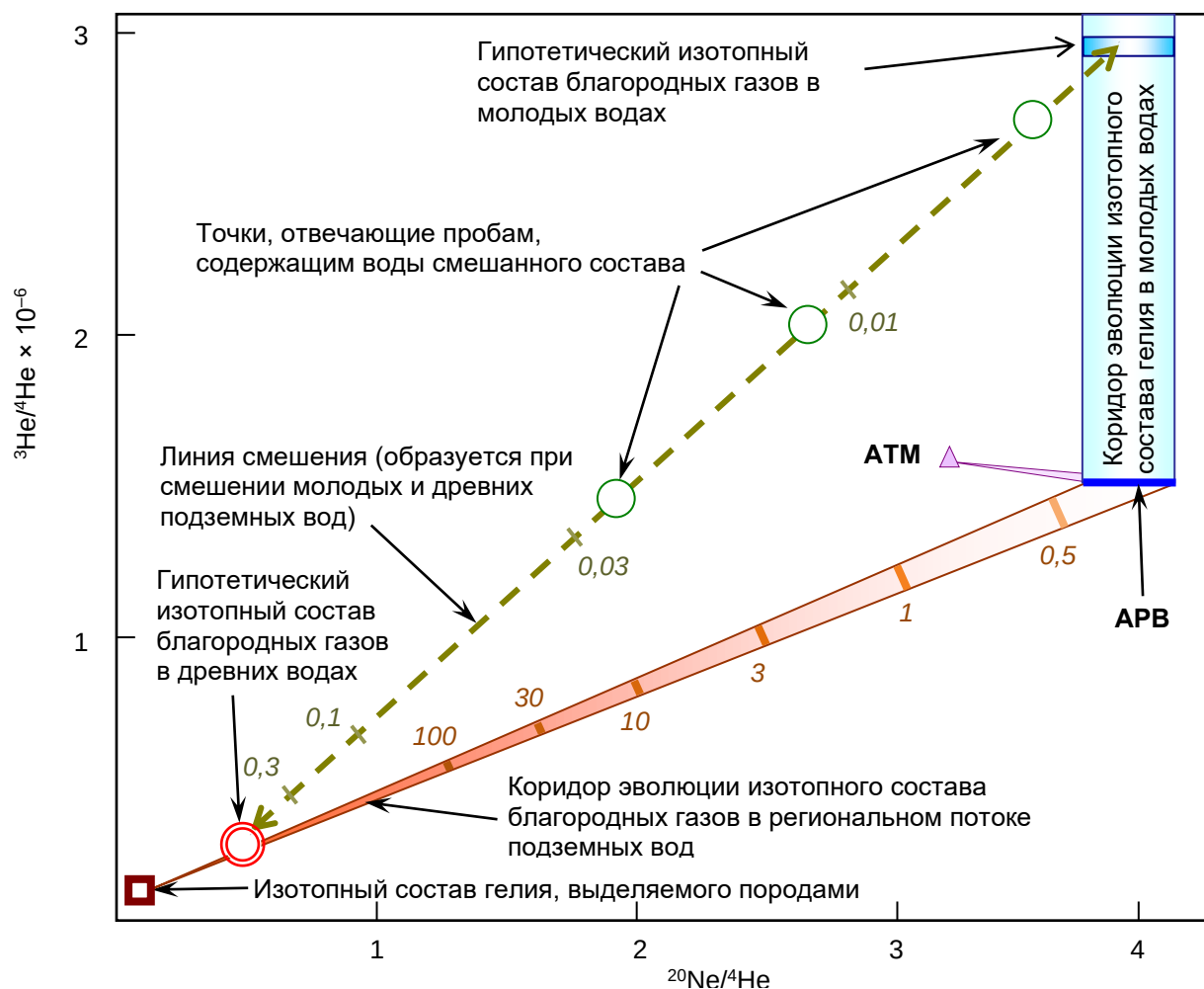


Рисунок I.4.5. Формирование начального и эволюция изотопного состава благородных газов в подземной гидросфере:

- ▲ – изотопный состав газов атмосферы;
- APB – атмосфера, растворенная в воде (изотопный состав газов, растворенных в инфильтрационных водах в равновесных условиях при температуре от 0 до 20 °C);
- APB – изменение изотопного состава благородных газов инфильтрационных вод в результате захвата и растворения пузырьков воздуха $\text{He}_{\text{пуз}}$, $^{20}\text{Ne}_{\text{пуз}}$;
- – изменение изотопного состава гелия в молодых водах, за счет накопления $^3\text{He}_{\text{ТРИ}}$;
- – гипотетические изотопные характеристики молодых вод;
- – $\text{He}_{\text{ТЕР}}$ – изотопный состав гелия, эмануруемого породами;
- изменение изотопного состава благородных газов в результате накопления $\text{He}_{\text{ТЕР}}$, риски и цифры около них – возраст древних вод в тысячах лет;
- ↗ – линия смешения молодых вод с древними и точка отдельного измерения, риски и цифры около них – объемные доли древних вод в смесях;
- ◎ – изотопный состав благородных газов древних подземных вод в точке их поступления к поверхности.

При наличии наблюдения за температурой почв [Быховец и др., 2007] можно использовать табличные данные. Теплоемкость воды примерно в два раза выше любой

вмещающей породы, поэтому автор предлагает использовать среднюю температуру вод грунтового горизонта.

В некоторых случаях отмечается появление избыточного количества атмосферных благородных газов за счет растворения захваченных (защемленных) пузырьков воздуха (далее индекс ПУЗ). Присутствие избыточных газов диагностируется при измерении концентраций двух и более атмогенных изотопов [Aeschbach-Hertig et al., 2008].

Для инфильтрационных вод балансовые уравнения имеют вид:

$$^3\text{He}_{\text{инф}} = ^3\text{He}_{\text{АРВ}} + ^3\text{He}_{\text{ПУЗ}}, \quad (\text{I.4.9 а})$$

$$^4\text{He}_{\text{инф}} = ^4\text{He}_{\text{АРВ}} + ^4\text{He}_{\text{ПУЗ}}, \quad (\text{I.4.9 б})$$

$$^{20}\text{Ne}_{\text{инф}} = ^{20}\text{Ne}_{\text{АРВ}} + ^{20}\text{Ne}_{\text{ПУЗ}}, \quad (\text{I.4.9 в})$$

где слагаемые с индексом АРВ определяются температурой зоны аэрации, а слагаемые с индексом ПУЗ – объемом захваченных и растворенных пузырьков воздуха.

При полном растворении пузырьков состав избыточных газов полностью соответствует атмосфере:

$$[^4\text{He}]_{\text{АТМ}} = 5,24 \text{ об.}\%, (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{АТМ}} = 1,39 \times 10^{-6} \text{ и } (^{20}\text{Ne}/^4\text{He})_{\text{АТМ}} = 3,14.$$

После 1952 г. в водах современного инфильтрационного генезиса присутствует ^3H , а в зоне насыщения происходит накопление тритигенного гелия-3 ($^3\text{He}_{\text{три}}$). В зоне активного водообмена собственное диффузионное движение ^3H и $^3\text{He}_{\text{три}}$ всегда меньше скорости переноса подземными водами. То есть, условия пребывания ^3H и накопления $^3\text{He}_{\text{три}}$, в целом, удовлетворяют требованиям к закрытым системам. Это означает, что в отдельных порциях молодых вод отношение $(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{м}}$ будет со временем повышаться по сравнению с $(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{АРВ}}$ как функция начальных концентраций трития ($^3\text{H}_0$) и возраста воды (τ).

В водах, поступивших в подземную гидросферу сравнительно недавно (при точности анализа, доступного автору – менее чем 300 лет назад) невозможно измерить вклад терригенного гелия, выделенного вмещающими породами. Это означает, что отношение $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ в таких водах можно принять постоянным и равным $(^{20}\text{Ne}/^4\text{He})_{\text{инф}}$. Изотопный состав благородных газов молодых вод изменяется вдоль «Коридора эволюции изотопного состава гелия в молодых водах» (на Рисунок I.4.5 обозначен в виде вертикального голубого прямоугольника, «стоящего» на линии АРВ).

Балансовые уравнения для молодых вод ($\tau < 300$ лет) имеют вид:

$$^3\text{He}_{\text{м}} = ^3\text{He}_{\text{АРВ}} + ^3\text{He}_{\text{ПУЗ}} + ^3\text{He}_{\text{три}}, \quad (\text{I.4.10 а})$$

$$^4\text{He}_{\text{м}} = ^4\text{He}_{\text{АРВ}} + ^4\text{He}_{\text{ПУЗ}} = \text{const}, \quad (\text{I.4.10 б})$$

$$^{20}\text{Ne}_{\text{м}} = ^{20}\text{Ne}_{\text{АРВ}} + ^{20}\text{Ne}_{\text{ПУЗ}} = \text{const}, \quad (\text{I.4.10 в})$$

где $^3\text{He}_{\text{три}} = f([^3\text{H}_0], \tau)$; $[^3\text{H}_0]$ – начальные концентрации трития и τ – возраст молодых вод.

После изоляции в подземных условиях, значительный рост отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в подземных водах наблюдается в течение пяти–семи периодов полураспада трития (примерно 60-80 лет). В дальнейшем рост отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ за счет вклада $^3\text{He}_{\text{ТРИ}}$ уже слабо ощутим, а после 120 лет пребывания воды в подземной гидросфере ростом отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ можно пренебречь.

В водах, время нахождения которых в подземной гидросфере превышает 300 лет (для условий измерения, доступных автору), уже уверенно можно измерить вклад терригенного гелия ($\text{He}_{\text{ТЕР}}$). Породы выделяют и ^3He и ^4He – первый за счет взаимодействия ^6Li с потоком тепловых нейтронов⁸, второй – за счет распада рядов U и Th. При кларковом содержании элементов в породах $(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{ТЕР}} \approx (2 \pm 1) \times 10^{-8}$ [Мамырин, Толстихин, 1981; Толстихин, 1986]⁸. Поскольку концентрации ^{20}Ne не изменяются, то накопление $\text{He}_{\text{ТЕР}}$ ведет к снижению неон/гелиевого отношения в древних водах $(^{20}\text{Ne}/^4\text{He})_{\text{Д}} \rightarrow 0$, а изотопный состав гелия приближается к составу терригенного гелия $(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{Д}} \rightarrow 2 \times 10^{-8}$. Соответствующие балансовые уравнения имеют вид:

$$^3\text{He}_{\text{Д}} = ^3\text{He}_{\text{АРВ}} + ^3\text{He}_{\text{ПУЗ}} + ^3\text{He}_{\text{ТЕР}}, \quad (\text{I.4.11 а})$$

$$^4\text{He}_{\text{Д}} = ^4\text{He}_{\text{АРВ}} + ^4\text{He}_{\text{ПУЗ}} + ^4\text{He}_{\text{ТЕР}}, \quad (\text{I.4.11 б})$$

$$^{20}\text{Ne}_{\text{Д}} = ^{20}\text{Ne}_{\text{АРВ}} + ^{20}\text{Ne}_{\text{ПУЗ}} = \text{const},$$

где $^3\text{He}_{\text{ТЕР}} = f([^6\text{Li}], t)$ и $^4\text{He}_{\text{ТЕР}} = f([U], [Th], t)$, а $[^6\text{Li}]$, $[U]$ и $[Th]$ – концентрации лития-6, урана и тория во вмещающих породах.

Накопление $\text{He}_{\text{ТЕР}}$ в древних водах, представлено на Рисунок I.4.5 в виде «Коридора эволюции изотопного состава растворенных благородных газов в региональном потоке подземных вод» (сужающийся коридор коричневого цвета, идущий влево-вниз от линии АРВ). Изотопный состав благородных газов в древних водах и скорость смещения отношений $(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{Д}}$ и $(^{20}\text{Ne}/^4\text{He})_{\text{Д}}$ зависит от пористости и концентраций родительских изотопов в водовмещающих породах.

В зоне активного водообмена часто обнаруживаются смеси молодых и древних (глубинных) подземных вод регионального потока. Возможно также самостоятельное диффузионное поступление гелия из глубоких частей коры за счет градиента концентраций. Последнее наиболее характерно для ситуаций, когда в геологическом разрезе присутствуют мощные слабопроницаемые слои (региональные водоупоры).

⁸ Нейтронный поток порождается, главным образом, (α, n) реакциями и может быть вычислен из содержания U и Th в породе, химического состава породы и содержания редких элементов, оказывающих наиболее сильный тормозящий эффект (Be, B, Gd и др.).

⁸ Метод вычисления отношения $(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{ТЕР}}$ предложен [Morrison, Pine, 1955], а в [Горшков и др., 1966] было показано, что точность таких вычислений составляет $\pm 50\%$.

Изотопный состав благородных газов в смеси древних и молодых вод, а также в молодых водах, имеющих вклад $\text{He}_{\text{ТЕР}}$, поступившего за счет собственной диффузии, лежит в области между коридорами эволюции изотопного состава молодых и древних вод (Рисунок I.4.5). Концентрации гелия в древних водах во много раз превышают его содержания в молодых водах. Поэтому уже незначительная примесь $\text{He}_{\text{ТЕР}}$ легко идентифицируется по изотопному составу гелия. Изотопный состав газов в древних водах мало меняется на расстояниях в первые километры, а иногда и первые десятки километров, то есть является региональной характеристикой глубинных частей гидрогеологических систем.

Автором предложен способ оценки изотопного состава благородных газов в молодых и древних водах без опробования конечных членов смешения [Kamensky et al., 1991; Tokarev et al., 1996]. Для этого пробы отбираются таким образом, чтобы возраст молодых вод (составляющих основную долю смесей) менялся незначительно, а вклад древних вод наоборот – заметно. То есть точки опробования разносятся в пространстве таким образом, чтобы время фильтрации воды между ними (оцениваемое из фильтрационных параметров) составляло меньше погрешности $^3\text{H}/^3\text{He}$ датирования. В этом случае пробы представляют собой двухкомпонентные смеси, серия которых на диаграмме $^3\text{He}/^4\text{He} \div ^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ образует прямую линию (Рисунок I.4.5). Система уравнений (I.4.10, I.4.11) и уравнения, аппроксимирующего опытные данные, позволяет найти изотопные характеристики конечных членов смешения. Учитывая особенности масс-спектрометрического анализа, в уравнениях (I.4.9–I.4.11) содержания гелия-3 удобнее выразить через отношения:

$$[^3\text{He}]_{\text{АРВ}} = [^4\text{He}]_{\text{АРВ}} \left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \right)_{\text{АРВ}}, \quad (\text{I.4.12 а})$$

$$[^3\text{He}]_{\text{ПУЗ}} = [^4\text{He}]_{\text{ПУЗ}} \left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \right)_{\text{АТМ}}, \quad (\text{I.4.12 б})$$

$$[^4\text{He}]_{\text{ПУЗ}} = \frac{[^{20}\text{Ne}]_{\text{ПУЗ}}}{3,14},$$

$$[^3\text{He}]_{\text{ТЕР}} = [^4\text{He}]_{\text{ТЕР}} \left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \right)_{\text{ТЕР}}. \quad (\text{I.4.12 в})$$

I.4.4. Оценка условий применимости и потенциальных ошибок изотопного датирования подземных вод

При выборе изотопного метода для датирования подземных вод ключевой является оценка условий его применимости и погрешностей. В классической геохронологии твердых геологических образований эта проблема была осознана давно [Критерии...,

1979]. В данном разделе эти условия и ограничения в отношении подземных вод рассматриваются детально.

Особенностью гидрогеологических систем является ограниченное соблюдение требования закрытости, обусловленное:

- смешением вод различных горизонтов;
- химическими реакциями, в первую очередь, гетерофазными – с осаждением, растворением вещества и/или газообразованием;
- собственным диффузионным движением растворенных веществ и растворителя.

Смешение приводит к изменению концентраций веществ по линейному закону, а распад радиоактивных изотопов и накопление радиогенных продуктов – по логарифмическому, что отражается на правильности датирования. Изотопы могут представлять вещества с различными физико-химическими свойствами, в результате чего происходит их разделение в ходе миграционного процесса. Трудности привносит неоднозначность гидрогеологической схематизации, в частности, необходимость задания начальных концентраций радиоизотопов, пористости среды, длины пути фильтрации и т.п., оценка которых в значительной степени зависит от изученности территории.

I.4.4.1. Уран/гелиевый метод датирования

Условия применимости (U-Th)/He метода рассматривались многими авторами. Способ учета влияния слабопроницаемых слоев предложен, например, в [Bethke and Johnson, 2002a и 2002b] (Рисунок I.4.6).

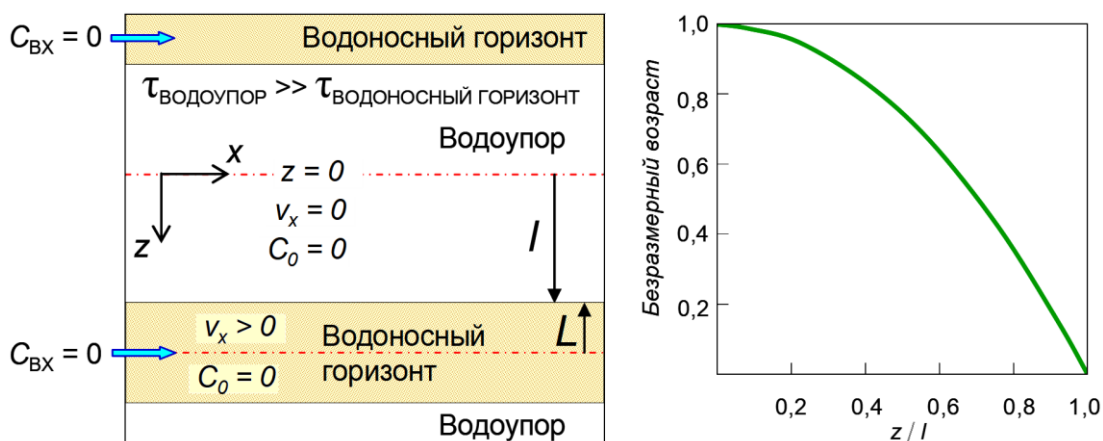


Рисунок I.4.6. Геометрия модели и граничные условия (слева), распределение (U-Th)/⁴He возрастов в слабопроницаемом слое (справа): синие стрелки – направление потока подземных вод в водоносных горизонтах по [Bethke, Johnson, 2002 a, b].

В стационарном случае при отсутствии перетекания через разделяющий водоупор распределение терригенного гелия-4 в последнем подчиняется параболическому закону. Изотопный возраст в середине разделяющего слоя зависит от соотношения его мощности

и коэффициента молекулярной диффузии (Таблица I.4.2). Перетекание через слабопроницаемый слой искажает форму кривой, уменьшая содержания $[^4\text{He}/\text{TER}]$ (Рисунок I.4.7).

Таблица I.4.2. Коэффициенты молекулярной диффузии газов в воде и самодиффузии воды при 20 °С.

Газ	$D, 10^{-9}, \text{м}^2/\text{с}$	+/-	Источник
He – H ₂ O	7,22	0,36	Jähne et al., 1987
Ne – H ₂ O	4,16	0,21	
Kr – H ₂ O	1,84	0,09	Jähne et al., 1987
Xe – H ₂ O	1,47	0,07	
H ₂ O – H ₂ O	2,3		Bethke, Johnson, 2002 a, b

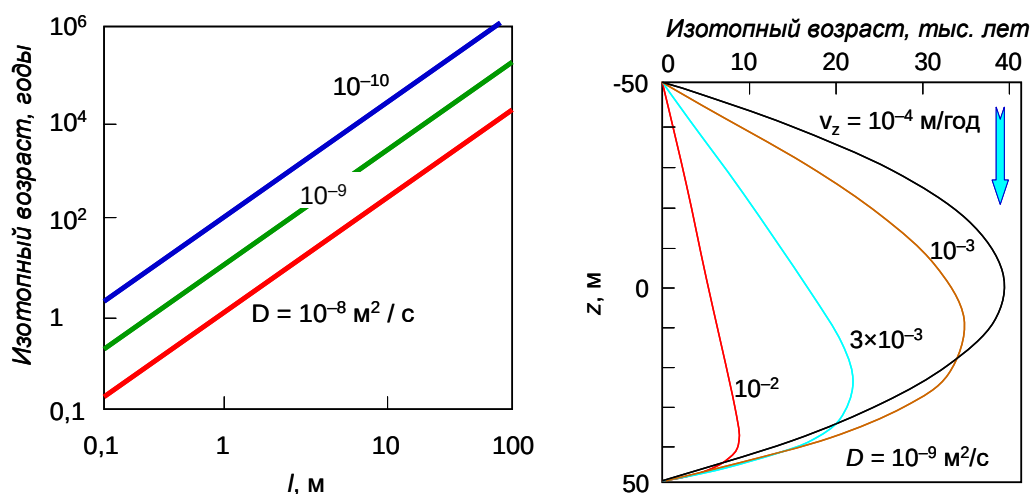


Рисунок I.4.7. $(\text{U-Th})/^4\text{He}$ возрасты в центре водоупора, в зависимости от его мощности при отсутствии перетекания (слева, шифры – D_m) и в случае перетекания (справа, синяя стрелка – направление перетекания, шифры – скорость перетекания по [Bethke, Johnson, 2002 a, b] с изменениями).

Когда перетеканием через водоупор можно пренебречь, расчет скорости фильтрации в водоносном горизонте с учетом наличия разделяющего слоя выполняется по формуле:

$$v_x = \left(1 + \frac{n_{aqt} l}{n_{aqf} L} \right) / \left(\frac{\tau_2 - \tau_1}{\Delta x} \right),$$

где n_{aqt} и n_{aqf} – пористость водоупора и водоносного горизонта, соответственно; l и L – полутолщина водоупора и водоносного горизонта, соответственно, м; Δx – расстояние между точками, в которых выполнено определение возрастов τ_1 и τ_2 , м.

I.4.4.2. Влияния смешения на результаты $^3\text{H}/^3\text{He}$ датирования

Выпадение радиоактивных изотопов и химических веществ, используемых для датирования, с атмосферными осадками (Рисунок I.4.8 и I.1.1) обуславливает их

начальные концентрации в инфильтрационных водах. Распределение некоторых из них в однородном грунтовом горизонте для схемы поршневого вытеснения представлено на Рисунке I.4.9.

Воды с одинаковым возрастом, а значит и с одинаковым содержанием атмосферных трассеров и их дочерних продуктов, должны обнаруживаться на одной и той же глубине. Результат датирования окажется зависящим а) от глубины опробования; б) длины фильтра скважины, с помощью которой выполняется отбор проб; в) степени искажения естественной сетки изолиний тока при гидравлическом возмущении (откачке). Анализ типичных гидрогеологических схем позволяет определить, какого сорта возрастные оценки могут быть получены в том или ином случае и какие ошибки их могут отягощать (Рисунок I.4.10).

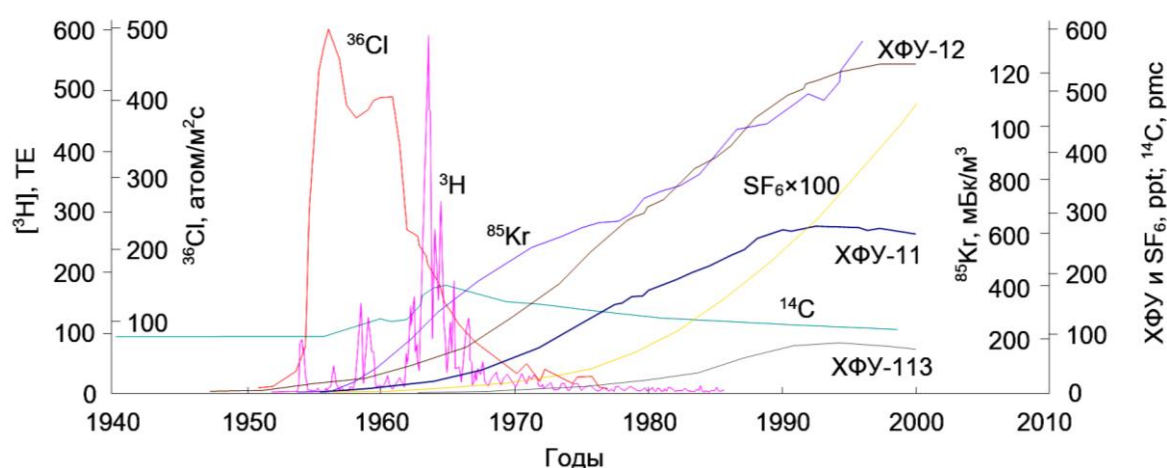


Рисунок I.4.8. Содержание радиоактивных изотопов и химических соединений в атмосферных осадках (адаптировано из [Corcho Alvarado et al., 2005]).

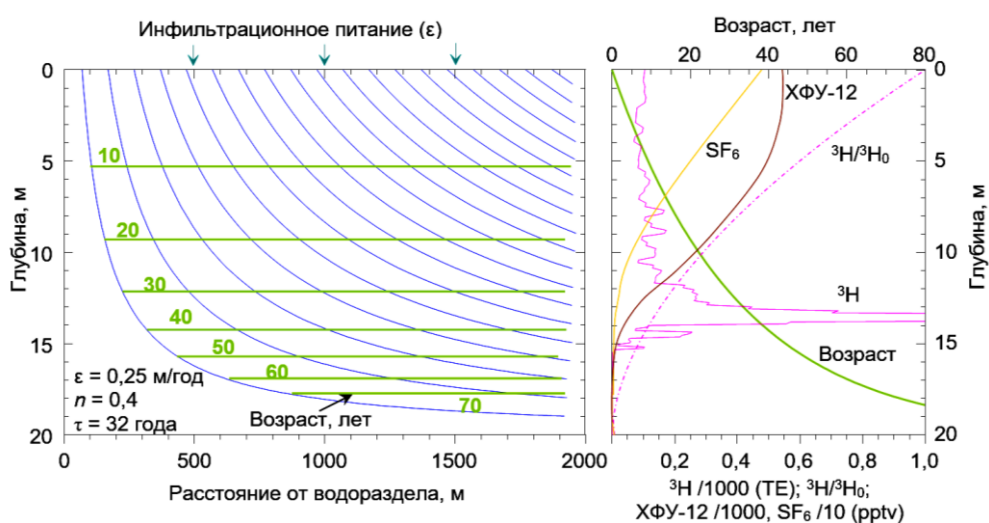


Рисунок I.4.9. Модельная оценка распределения радиоактивных изотопов и искусственных химических соединений, поступающих с атмосферными осадками, в грунтовом горизонте для схемы поршневого вытеснения (адаптировано из [Böhlke, 2002]).

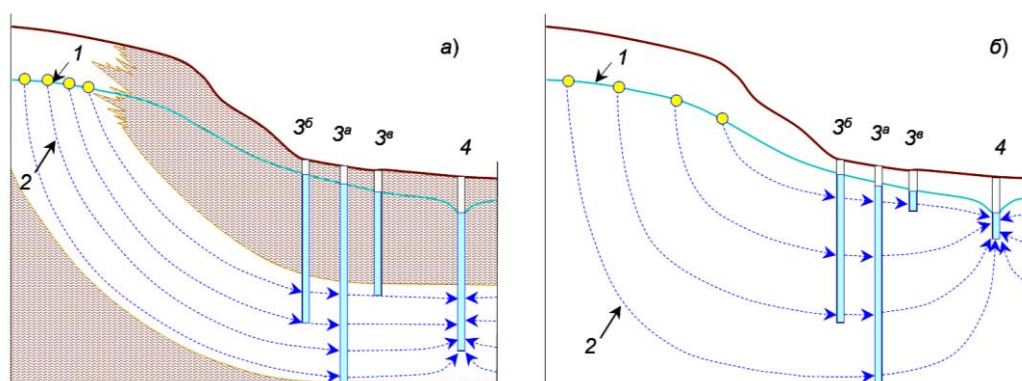


Рисунок I.4.10. Схемы гидрогеологических условий для анализа результатов датирования подземных вод – артезианский (а) и однородный грунтовый (б) горизонты: 1 – уровень подземных вод и начальные точки движения воды по отдельным линиям тока; 2 – линии тока; 3 – наблюдательные скважины (индексы: а – совершенная, б – несовершенная, в – весьма несовершенная по степени вскрытия); 4 – откачивающая скважина.

Для ограниченных по мощности артезианских горизонтов с удаленной областью питания длины отдельных линий тока оказываются мало отличающимися друг от друга (Рисунок I.4.10 а). В таких системах изотопные оценки, получаемые с помощью проб, отобранных из различного вида скважин, оказываются близки к величине возраста в смысле уравнения (I.4.1). Если порции воды двигаются по линиям тока различной протяженности (Рисунок I.4.10 б), то будет определяться среднее время пребывания:

$$\bar{\tau} = \frac{\sum Q^k \tau_l^k}{Q}, \quad (\text{I.4.13})$$

где Q^k – расход воды по k -той линии тока, замыкающейся на скважине; Q – расход дрены; τ_l^k – возраст воды, поступающей по k -той линии тока, в соответствии с соотношением (I.4.1).

Несовершенные по степени вскрытия скважины удовлетворяют соотношению (I.4.13) при опробовании со значительным гидравлическим возмущением, охватывающем всю мощность пласта (Рисунок I.4.10 б, поз. 4). Результаты датирования при опробовании наблюдательных скважин, не вносящих возмущения в структуру фильтрационного потока, зависят от длины вскрываемого интервала. Соотношение (I.4.13) справедливо для совершенных по степени вскрытия скважин (Рисунок I.4.10 б, поз. 3а). Наблюдательные скважины несовершенные по степени вскрытия (Рисунок I.4.10 б, поз. 3б), но захватывающие значительную часть мощности опробуемых горизонтов, дают величины возраста промежуточные между τ и $\bar{\tau}$. В случае весьма несовершенных по степени вскрытия наблюдательных скважин (Рисунок I.4.10 б, поз. 3в) оценки оказываются ближе к величине τ для индивидуальной линии тока.

Смешение разновозрастных вод является важным фактором формирования химического и изотопного состава подземных вод [Токарев и др., 2008]. Наиболее значительное смешение наблюдается в областях искусственного, дренажа естественной разгрузки и на участках нарушения изоляции пластовых систем за счет гидрогеологических окон или тектонических зон (Рисунок I.4.11).

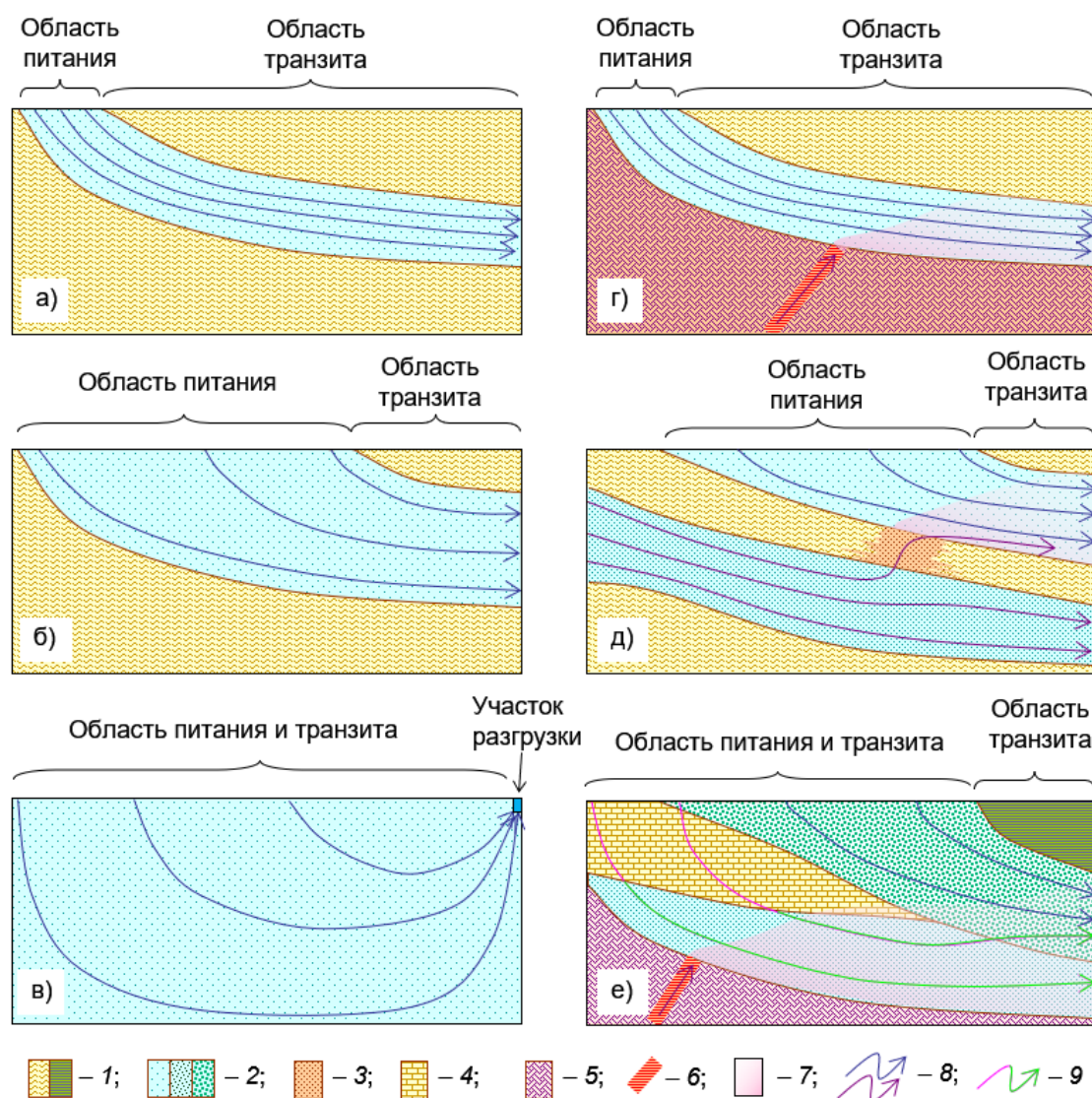


Рисунок I.4.11. Влияние фильтрационной схемы и литологии на характер смешения подземных вод а), б), в) ограниченный, полуограниченный и неограниченный горизонты; г) и д) взаимодействие глубоких и приповерхностных горизонтов; е) изменение литологии вмещающих пород в области фильтрации: 1 – слабопроницаемые породы; 2 – терригенные водоносные горизонты; 3 – участок опесчанивания; 4 – карбонатные породы; 5 – породы фундамента; 6 – зона тектонического дробления; 7 – области смешения вод различного химического и изотопного состава; 8 – линии тока молодых (синие) и древних (фиолетовые линии) вод; 9 – смена химического и изотопного состава растворенных компонентов вследствие изменения литологии вмещающих пород.

Для артезианских горизонтов, в которых область питания занимает относительно небольшую долю площади распространения горизонта, длины линий тока мало различаются, и смешение происходит, в основном, за счет действия дисперсионных механизмов в области транзита (Рисунок I.4.10 а). В полуограниченных пластах большой мощности, длины линий тока различаются заметно, смешение происходит, как за счет действия дисперсионных механизмов, так и за счет 3D вида сетки движения (Рисунок I.4.11 б). В неограниченных горизонтах, в которых область питания совпадает с областью транзита, длины линий тока различаются существенно, а наиболее значимое влияние смешения отмечается на участках разгрузки (Рисунок I.4.11 в).

Характер связи глубинных и приповерхностных горизонтов, содержащих древние и молодые воды, наиболее разнообразен (Рисунок I.4.11 г, д). При наличии проницаемых разломов и гидравлических окон в разделяющих горизонтах, обычно наблюдается локальная разгрузка глубинных (древних) вод, как правило, сильно отличающихся по химическому и изотопному составу от вод приповерхностных горизонтов (молодых вод). Локальные изменения химического и изотопного состава постепенно сглаживаются за счет разбавления потоком молодых вод. Фациальные изменения вмещающих пород приводят к региональным изменениям химизма и изотопного состава некоторых растворенных компонентов (Рисунок I.4.11 е).

Функция распределения времени пребывания. Для математического анализа последствий смешения и предполагая, что система является закрытой для каждого компонента в отдельности, время пребывания воды и растворенного компонента в подземной гидросфере будем представлять в виде функции, описывающей распределение параметра τ^k_i (уравнение I.4.1). Этот параметр, названный функцией распределения времени пребывания (ФРВП), рассматривался в ряде работ [Дубинчук, 1979; Varni, Carrera, 1998; Carrera et al., 2005; Sanford, 2011]. ФРВП может быть описана двумя распределениями – непрерывным (например, нормальным или пуассоновым) и кусочно-постоянным (Рисунок I.4.12). Указанные распределения имеют место в следующих гидрогеологических ситуациях:

- ФРВП описывается нормальным или близким распределением в грунтовых горизонтах (Рисунок I.4.12 а);
- пуассоновым – в гидравлически связанных пластах (Рисунок I.4.12 б);
- кусочно-постоянным – при совместном опробовании гидравлически изолированных пластов с удаленными областями питания (Рисунок I.4.12 в).

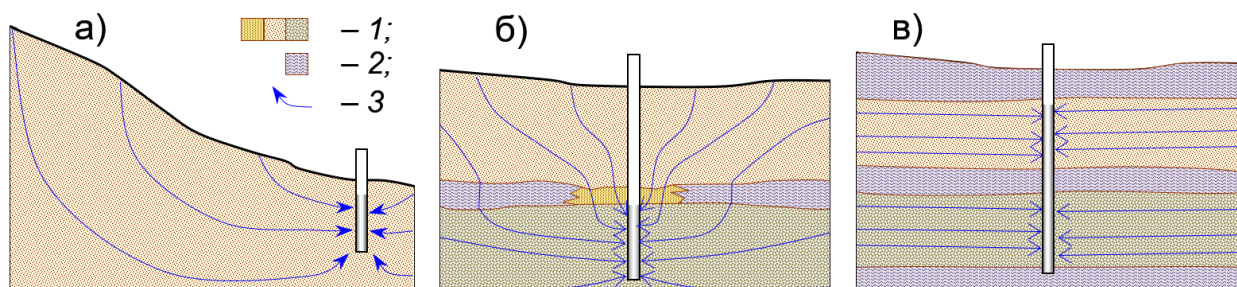


Рисунок I.4.12. Гидрогеологические схемы и основные виды функции распределения времени пребывания воды (ФРВП) в подземной гидросфере: а) нормальное, б) пуассоново, в) кусочно-постоянное распределение (1 – пески мелко- средне- крупнозернистые, 2 – суглинки и глины, 3 – линии тока).

Продemonстрируем влияние смещения на $^3\text{H}/^3\text{He}$ датирование.

Пусть смешиваются компоненты «Вода-1» и «Вода-2», характеристики которых для одного из расчетных случаев представлены в Таблице I.4.3 а.

Вариант-1 рассматривает наиболее распространенную ситуацию, когда начальные концентрации трития [$^3\text{H}_0$] в водах с большим возрастом были больше, чем начальные содержания трития в последующие моменты времени.

Вариант-2 исследует обратную ситуацию – «старый компонент» имел меньшие начальные содержания трития, чем «молодой». Ситуация возможна при наличии локальных источников трития, например, на участках закачки жидких радиоактивных отходов.

Единичный расчет представлен в Таблице I.4.3 б. Сравнение гидравлических и изотопных возрастов для серии смесей дано для случая, когда «молодой» компонент смеси имеет возраст 10, а «старый» – 100 лет (Рисунок I.4.13) и когда «молодой» компонент смеси имеет возраст 5, а «старый» – 50 лет (Рисунок I.4.14). Наибольшее влияние оказывает тот компонент, в котором начальные содержания трития выше. Если [$^3\text{H}_0$] больше в «старом» компоненте, то изотопный возраст занижается, а если [$^3\text{H}_0$] больше в «молодом» компоненте, то изотопный возраст завышается относительно гидравлического. При уменьшении возраста молодой компоненты и увеличении разрыва в [$^3\text{H}_0$] относительные ошибки $^3\text{H}/^3\text{He}$ датирования увеличиваются. Максимальные погрешности достигают +350 % и -40 %.

Таблица I.4.3 а. Один из случаев соотношения характеристик конечных членов в примере для оценки влияния двухкомпонентного смешения на качество $^3\text{H}/^3\text{He}$ датирования.

Конечный член смешения (компонент)	Гидравлический возраст воды в точке смешения, лет	ВАРИАНТ-1				ВАРИАНТ-2			
		[$^3\text{H}_0$], ТЕ	[^3H], ТЕ	[$^3\text{He}_{\text{три}}$], ТЕ	Сумма (проверка), ТЕ	[$^3\text{H}_0$], ТЕ	[^3H], ТЕ	[$^3\text{He}_{\text{три}}$], ТЕ	Сумма (проверка), ТЕ
Вода-1	20	500	161	339	500	100	32	68	100
Вода-2	10	100	57	43	100	500	284	216	500

Таблица I.4.3 б. Пример расчета смешения и $^3\text{H}/^3\text{He}$ датирования двухкомпонентной смеси.

Объемная доля		Гидравли- ческий возраст смеси	Концентрации изотопов в смеси, ТЕ						³ Н/ ³ Не изотопный возраст, годы		Относительная ошибка изотопного датирования, %	
Вода-1	Вода-2		ВАРИАНТ-1			ВАРИАНТ-2			ВАР.-1	ВАР.-2	ВАР.-1	ВАР.-2
			[³ Не _{три}]	[³ Н]	Сумма (проверка)	[³ Не _{три}]	[³ Н]	Сумма (проверка)				
1	0	20	339	161	500	68	32	100	20	20	0,0	0,0
0,9	0,1	19	309	151		83	57		20	16	3,8	-17,1
0,8	0,2	18	280	140		97	83		19	14	7,6	-23,5
0,7	0,3	17	250	130		112	108		19	13	11,6	-25,8
0,6	0,4	16	220	120		127	133		18	12	15,6	-25,9
0,5	0,5	15	191	109		142	158		18	11	19,3	-24,5
0,4	0,6	14	161	99		157	183		17	11	22,5	-22,0
0,3	0,7	13	132	88		171	209		16	11	24,4	-18,4
0,2	0,8	12	102	78		186	234		15	10	23,8	-13,6
0,1	0,9	11	73	67		201	259		13	10	17,9	-7, 6
0	1	10	43	57	100	216	284	500	10	10	0,0	0,0

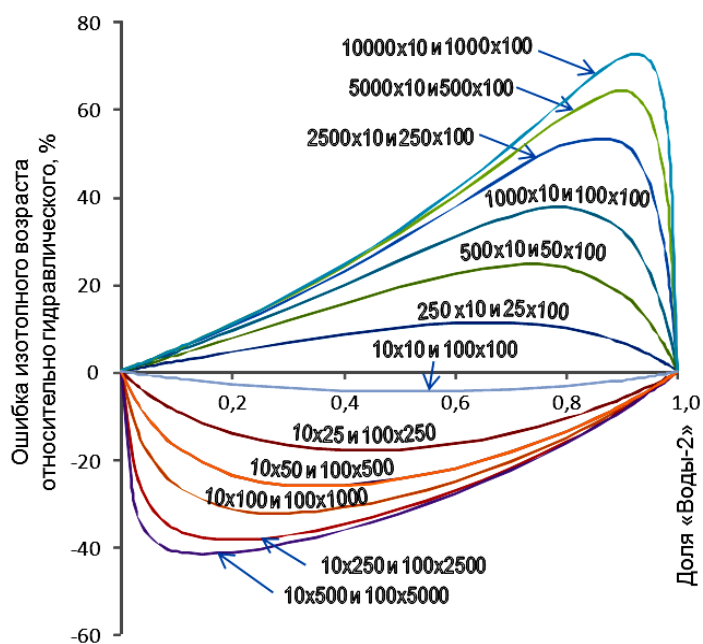


Рисунок I.4.13. Расчет ошибок $^3\text{H}/^3\text{He}$ датирования относительно гидравлического возраста при смешении старой («Вода-1» – 100 лет) и молодой воды («Вода-2» – 10 лет). Квадрант с отрицательными ошибками – занижение возрастов; квадранта с положительными ошибками – завышение возрастов. Шифры около кривых – $[^3\text{H}_0] \times \text{возраст}$ – первая группа – в молодой, вторая – в старой воде.

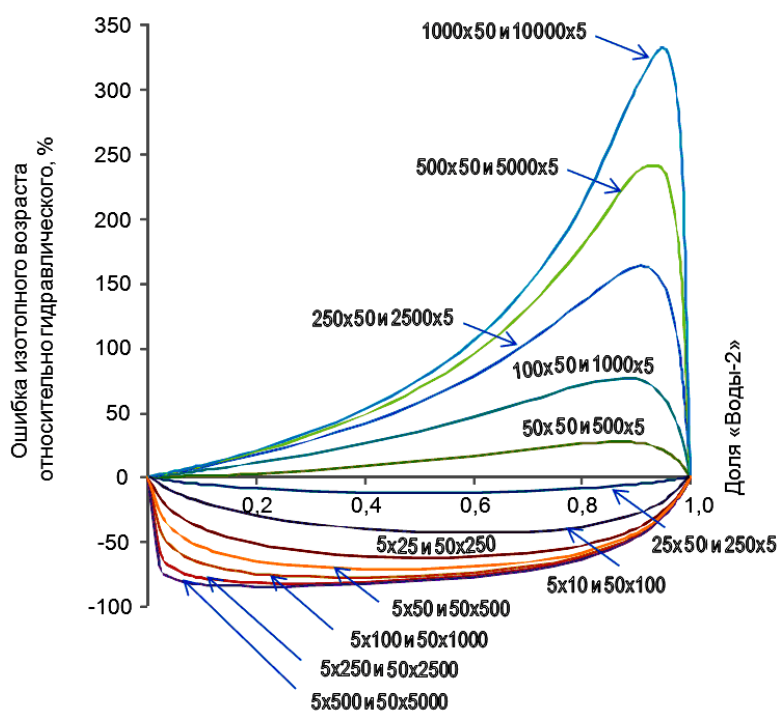


Рисунок I.4.14. Расчет ошибок $^3\text{H}/^3\text{He}$ датирования относительно гидравлического возраста при смешении старой воды с возрастом 50 (компонент «Вода-1») и молодой воды с возрастом 5 лет (компонент «Вода-2»). Шифры около кривых те же, что на Рисунок I.4.13.

Непрерывный спектр ФРВП (многокомпонентное смешение) формируется при двух- и трехмерной сетке движения. Для расчета ошибок $^3\text{H}/^3\text{He}$ датирования в качестве входной функции $[^3\text{H}_0]$ использованы данные из Таблицы I.1.2, условия расчетов – в Таблице I.4.4, а результаты – на Рисунках I.4.15 и I.4.16. При непрерывном спектре ФРВП ошибки датирования оказываются существенно ниже, чем при двухкомпонентном смешении (Рисунок I.4.14 и I.4.15). Максимальные отклонения изотопного возраста от гидравлического составляют +150 % (при преобладании «старых» компонент) и наблюдались в середине 1960^{-х} г.

Таблица I.4.4. Условия расчетов для оценки влияния многокомпонентного смешения (непрерывный вид ФРВП) на качество $^3\text{H}/^3\text{He}$ датирования.

Вариант	Гидравлический возраст воды (от – до), лет	Временной интервал (концентрации [$^3\text{H}_0$] в Таблице I.1.2)	Случай-1	Случай-2
1	57 – 0	1953 – 2010	Рисунок I.4.15	Рисунок I.4.16
2	50 – 0	1960 – 2010		
3	45 – 0	1965 – 2010		
4	40 – 0	1970 – 2010		
5	35 – 0	1975 – 2010		
6	30 – 0	1980 – 2010		
7	25 – 0	1985 – 2010		
8	20 – 0	1990 – 2010		
9	15 – 0	1995 – 2010		
10	10 – 0	2000 – 2010		

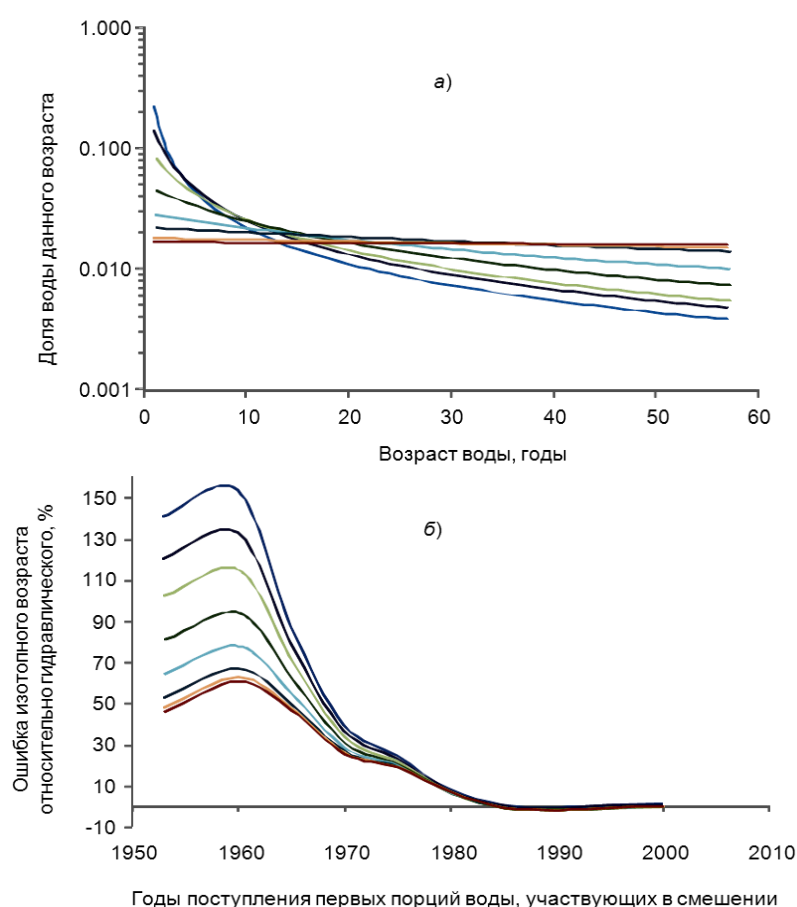


Рисунок I.4.15. Влияние многокомпонентного смешения на результаты $^3\text{H}/^3\text{He}$ датирования (условия расчета в Таблице I.4.4 Случай 1). Вид ФРВП меняется от резкого преобладания доли молодой воды до равномерного распределения порций воды по возрастам (для одноименных случаев расчета цвета кривых на верхнем и нижнем рисунках совпадают): а) доля воды, приходящая по каждой из линий тока, с указанным на оси абсцисс возрастом; б) ошибки датирования на шкале календарных лет.

Для вод, поступивших в подземную гидросферу после 1980 г., ошибки $^3\text{H}/^3\text{He}$ датирования резко уменьшаются, не превышая 10 %. Случаи влияния двух- и многокомпонентного смешения на результаты датирования рассмотрены также в работах ряда авторов [Corcho Alvarado et al., 2007; Ivey et al., 2008; Shapiro et al., 1998; Visser et al., 2013], их результаты, в целом, согласуются с вышеприведенными оценками.

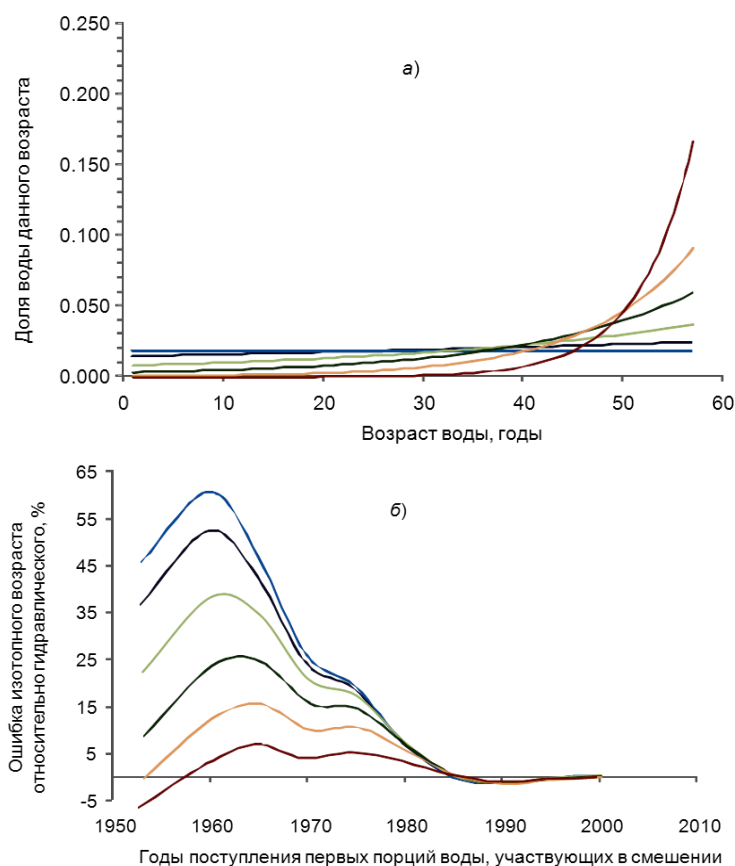


Рисунок I.4.16. Влияние многокомпонентного смешения на результаты $^3\text{H}/^3\text{He}$ датирования (условия расчета в Таблице I.4.4 *Случай 2*). Вид ФРВП меняется от резкого преобладания доли старой воды до равномерного распределения порций воды по возрастам (для одноименных случаев расчета цвета кривых на верхнем и нижнем рисунках совпадают): *а*) доля воды, приходящая по каждой из линий тока, с указанным на оси абсцисс возрастом; *б*) ошибки датирования на шкале календарных лет.

I.4.4.3. Влияние гетерогенности геологической среды на $^3\text{H}/^3\text{He}$ датирование

Для объяснения принципа искажений $^3\text{H}/^3\text{He}$ датировок рассмотрим двухслойную систему, включающую слабопроницаемый пласт (далее «глины») и хорошо проницаемый пласт («пески»). Начальные содержания трития и тритигенного гелия-3 в системе примем нулевыми, концентрацию трития на входе после начала процесса – постоянной при отсутствии $^3\text{He}_{\text{три}}$, схему массопереноса в хорошо проницаемом пласте – соответствующей поршневому механизму вытеснения, а поступление вещества из «песков» в «глины» – за счет диффузии.

Вследствие радиоактивного распада, со временем ^3H формирует в «песках» квазистационарный профиль концентраций вдоль пути фильтрации [Румынин, 2011]. Если время пребывания трития в слабопроницаемом слое оказывается больше среднего времени жизни его атома ($\tau_{\text{ср}} = 1/\lambda = 17,7$ года), то весь поступивший в «глины» тритий «умирает», поддерживая между «песком» и «глиной» постоянный концентрационный градиент. Оценим мощность «глин», при которой весь поступающий тритий гарантировано «умирает» в слабопроницаемом пласте. Коэффициент самодиффузии воды $D_M = 2,3 \times 10^{-9} \text{ м}^2/\text{с}$ (Таблица I.4.2), необходимое время пребывания примем $t = 5\tau_{\text{ср}} \approx 89$ годам. Тогда, при расстоянии диффузионного переноса $l = \sqrt{D_M t}$, мощность пласта $m = l/2 \approx 1,25$ м (атом должен отразиться от дальней границы и вернуться). То есть,

при мощности слабопроницаемого слоя свыше 1 м в нем также формируется квазистационарный профиль концентраций трития.

В начале процесса массопереноса фронт родительского ^3H опережает фронт дочернего ^3He три, как в хорошо, так и в плохо проницаемых слоях. Так как во вновь поступающей воде содержание ^3He три равно нулю, то уже на начальных этапах переноса для ^3He три устанавливается обратный градиент концентраций между «песком» и «глинами» (трیتیгенный гелий-3 поступает из «глины» в «песок»). В результате, в хорошо проницаемом пласте появляется избыточный ^3He три, приводящий к завышению возрастов.

По мере приближения процесса к квазистационару по тритию, наступает стационар по генерации ^3He три в хорошо проницаемом пласте. При этом в «глине» генерация ^3He три продолжается «бесконечно» за счет поступающего и «умирающего» трития. Дальнейшее перераспределение трیتیгенного гелия-3 и, соответственно, искажение $^3\text{H}/^3\text{He}$ датировок зависит от характеристик системы – абсолютных мощностей слоев и соотношения пористостей «песков» и «глин», а также наличия/отсутствия дисперсионного рассеяния вещества в «песках».

Наконец, после установления квазистационарного распределения концентраций трития в хорошо проницаемом пласте, перенос ^3He три продолжится и он будет перераспределяться между «песком» и «глиной», фиктивно снижая расчетную начальную концентрацию ^3H .

Оценка потенциальных искажений $^3\text{H}/^3\text{He}$ датировок выполнена на численных моделях, описывающих систему из одного или нескольких хорошо проницаемых и разделяющих их слабопроницаемых слоев⁸. Рассчитано около 250 вариантов решений, включающих а) поршневую схему вытеснения и схему с гидродисперсией для хорошо проницаемого пласта; б) постоянную входную концентрацию трития; в) переменную концентрацию ^3H на входе с использованием данных из Таблицы I.1.2. Основные выводы по результатам решения тестовых задач сводятся к следующему (часть графических результатов представлена в Приложении А).

Случай 1. Занижение $^3\text{H}/^3\text{He}$ датировок относительно гидравлического возраста обнаруживается только а) при наличии гидродисперсии в хорошо проницаемом пласте; б) «резком» фронте по входным содержаниям трития; в) при емкости слабопроницаемого

⁸ Численные эксперименты по оценке влияния гетерогенности среды на результаты $^3\text{H}/^3\text{He}$ датирования выполнены с помощью специального блока программного комплекса «НИМФА», созданного в РФЯЦ-ВНИИЭФ (г. Саров) в рамках проекта МНТЦ 3590 «Тритий/гелий-3 метод датирования молодых подземных вод в гидрогеоэкологии» (2007–2010 гг.), в котором автор был научным руководителем.

слоя, обеспечивающей полное «умирание» трития. Величина эффекта невелика (максимально – первые десятки процентов) и он исчезает после прохождения фронта ($\bar{C} = 0,5$ при постоянной входной концентрации трития и пика $[^3\text{H}_0]$ – при изменяющейся во времени концентрации) меченной тритием вытесняющей воды.

Случай 2. Завышение $^3\text{H}/^3\text{He}$ изотопных датировок относительно гидравлического возраста является наиболее распространенным случаем. Минимальные искажения характерны для постоянной входной концентрации трития. Отклонение тритий/гелий-3 датировок от гидравлического возраста увеличивается:

- при росте, а затем уменьшении во времени начальных концентраций трития на входе в систему (для календарной шкалы времени соответствует периоду с середины 1960^{-х} по конец 1980^{-х} годов);

- в случае, когда емкости хорошо и слабопроницаемого пласта приблизительно равны $(m \times n)_{\text{глина}} / (m \times n)_{\text{песок}} \approx 1$, где m – мощность пласта, n – пористость.

При совместном действии указанных выше источников ошибок величина погрешности оценки возраста тритий/гелий-3 методом, по сравнению с гидравлическим возрастом, может временно достигать 350–400 %.

Аналогичные выводы получены другими авторами. В [LaBolle et al., 2006; Neumann et al., 2008] – при численном моделировании для схемы хроматографического разделения ^3H и ^3He три в среде фильтрации. Для гетерогенных сред – на базе аналитических решений, правда, не учитывающих действие дисперсионных механизмов и принимающих входную концентрацию трития постоянной [Cornaton et al., 2011; Małoszewski, Zuber, 1983]. А также в случаях комплексного изотопного опробования, позволяющего оценить возраст несколькими методами [Cook et al., 1994, 1996, 1997 a, b; Ekwurzel et al., 1994; Corcho Alvarado et al., 2007; Visser et al., 2013; Gil-Martinez et al., 2020;].

I.4.5. Выводы к оценке условий применимости и потенциальных ошибок датирования с использованием радиогенных благородных газов ($^3\text{H}/^3\text{He}$ и (U-Th)/He методы)

1. Основным ограничением и источником ошибок для $^3\text{H}/^3\text{He}$ и (U-Th)/ ^4He методов датирования является несоответствие реальной ситуации требованию закрытости гидрогеологической системы. Искажения обусловлены а) собственным диффузионным движением гелия и трития; б) смешением – за счет поступления в опробуемый горизонт подземных вод с отличающимся возрастом, а также двух- или трехмерности сетки движения.

Идентификация смешения молодых и древних вод, а также поступления гелия за счет собственного диффузионного движения возможна на базе гелий-неоновой система-

тики ($^3\text{He}/^4\text{He}$ vs. $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$). Последняя позволяет рассчитать изотопные характеристики крайних членов смешения и их вклады в смеси.

2. Ошибки $^3\text{H}/^3\text{He}$ датирования наиболее велики при двухкомпонентном смешении в случае значительно различающихся возрастов и/или начальных содержаний трития в конечных членах – ошибки могут достигать десятков процентов в сторону занижения и сотен процентов в сторону завышения возрастов. При многокомпонентном смешении (двух- и трехмерные сетки движения в гомогенных пластах) ошибки существенно меньше, а для вод, поступивших в подземную гидросферу после 1980-х годов, не превышают 10 %, вследствие пространственно-временного нивелирования содержания трития в осадках.

Этот тип ошибок может быть исключен за счет:

- раздельного опробования гидравлически изолированных горизонтов;
- уменьшения длины опробуемых интервалов в мощных горизонтах;
- проведения опробования при относительно маломощном гидравлическом воздействии на пласт (снижении дебита откачки).

3. В гетерогенных средах ошибки $^3\text{H}/^3\text{He}$ датирования обусловлены собственным диффузионным движением гелия и трития. Наиболее неблагоприятным является:

- наличие в слабопроницаемых зонах неограниченной емкости для трития и, одновременно, конечной емкости для тритигенного гелия-3, что обусловлено фильтрационными неоднородностями с характерным размером слабопроницаемых включений 0,1–0,5 м;
- значительное изменение начальных концентраций трития во времени (особенно уменьшение).

В указанных случаях завышение расчетных возрастов при опробовании воды в хорошо проницаемой части пласта/системы может достигать сотен процентов.

3. При использовании параметра $(^3\text{H}+^3\text{He}_{\text{три}})_{\text{изм}} / (^3\text{H}+^3\text{He}_{\text{три}})_{\text{расчет}}$ («нераспадающийся» тритий), может быть выполнена диагностика характера среды массопереноса. Случай $(^3\text{H}+^3\text{He}_{\text{три}})_{\text{изм}} < (^3\text{H}+^3\text{He}_{\text{три}})_{\text{расчет}}$ отвечает гетерогенной среде.

4. Повышенные отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ при отсутствии трития могут указывать не на мантийную метку, а на присутствие молодых вод с возрастом свыше 50–60 лет. Повышенные отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ могут служить маркером распространения этих масс воды.

Раздел II. Натурная апробация изотопных методов при оценке составляющих водного баланса и палеореконструкциях

II.1. Экспериментальная оценка испарения по данным об изотопном составе воды

II.1.1. Оценка испарения стандартными методами

Суммарное испарение (термин, принятый в русскоязычной литературе) включает физическое испарение с почвы и открытой воды, абляцию снега, а также транспирацию растениями и испарение влаги, задержанной растительностью при выпадении осадков. Испарение является важной характеристикой водного баланса, используемой при построении моделей водных объектов, в водохозяйственных расчетах, при изучении изменения ареала распространения отдельных видов ландшафтов, животных и насекомых (например, вылетов саранчи), прогнозирования засух, пожарной опасности, засоления почв, усыхания крупных водных объектов, обмеления рек и т.п. [Вонский, 1981; Гинсбург и др., 2010; Корзухин, Цильникер, 2010; Малевский-Малевиц и др., 2007; Методические..., 1975; Панин и др., 1991; Сиротенко, Павлова, 2012; Черенкова, Титкова, 2009; Шерстюков, Шерстюков, 2013; Ясюкевич, Давидович, 2010]. Величина физического испарения зависит, в основном, от радиационного баланса, температуры воздуха и поверхности, количества осадков, относительной влажности воздуха, скорости ветра и характера подстилающей поверхности, включая тип растительности и гидрофизические свойства почв [Блютген, 1972, 1973; Братсерт, 1985; Будаговский, 1964; Калюжный, Романюк, 2009; Константинов, 1968; Минин, Колосов, 1991; Минин, Лисеев, 1993; Рекомендации..., 1976; Турко, Трубакова, 2017; Указания..., 1969; Allen et al., 2011 a; Allen et al., 2011 b; Rana and Katerji, 2000; Rosenberry et al., 2007; Wang, Dickinson, 2012].

Параметры, определяющие суммарное испарение, в некоторой степени зависят друг от друга. Поэтому зачастую используют приближенный расчет испарения по упрощенным уравнениям, требующим знания только среднегодовых или среднемесячных температур воздуха и влажности. Отметим, что в эмпирических уравнениях, связывающих испарение с температурой и влажностью, часто одним из аргументов является испаряемость (то есть, испарение с открытой водной поверхности), которая, как правило, также является расчетной, а не измеряемой величиной. Сами количественные соотношения между суммарным испарением и физическими условиями устанавливают по результатам изучения водного баланса замкнутых водосборов и выражают в виде уравнений или пале-

ток/номограмм [Будыко, 1948; Мезенцев, 1976; Ольдекоп, 1911; Постников, 2009; Blaney, Criddle, 1950; Hargreaves and Samani, 1982, 1985; Schreiberg, 1904].

Недостатком указанного выше подхода (кроме невысокой точности) является:

а) необходимость проведения долговременных подробных наблюдений по достаточно густой сетке точек мониторинга для получения надежных экспериментальных зависимостей с учетом статистических распределений погодных условий;

б) изменение характера связей между компонентами систем и, следовательно, испарения при переходе от одной географо-климатической зоны к другой (необходимо обосновывать правомочность применения выбранной формулы оценки испарения для конкретных условий);

в) значительные изменения в структуре водного баланса вследствие климатических вариаций, а также под воздействием хозяйственной деятельности (большая часть экспериментов по обоснованию расчетных формул проведена 50–100 лет назад), требующих проведения нового цикла долговременных наблюдений для обоснования исправленных соотношений.

В практике составления водных балансов и определения испарения с суши наибольшее распространение получил метод А.Р. Константинова [1968]. Им разработаны таблицы и эмпирические графики определения испарения в зависимости от температуры и абсолютной влажности воздуха для различных физико-географических зон.

Прямые методы определения основаны на использовании водных, почвенных и снеговых испарителей, а также лизиметров на опытных испарительных площадках. Оборудование для прямых измерений испарения дорого, а сами измерения трудоемки. При проведении экспериментов необходимо соблюдать ряд требований, позволяющих избежать получения ошибочных данных. Например, конструкция испарителя должна исключать искажение профиля воздушного потока над испарителем, влияние смачивания борта испарителя, обратной стратификации температуры воды в испарителе, эффекта «холодной пленки» и т.д. Соблюдение указанных условий влечет за собой необходимость увеличения площади испарителя, что, в свою очередь, приводит к увеличению инерционности прибора, а также трудностям в изготовлении, транспортировке и эксплуатации.

Основная сложность практического применения результатов прямых наблюдений, как нетрудно понять, заключается в определении и учете масштабных-временных эффектов. В ходе прямых наблюдений измеряется скорость испарения в конкретных условиях в одной или нескольких точках водосборного бассейна. Поэтому применение полученных данных требует обоснования корректности экстраполяции измеряемых в точке парамет-

ров и расчетных характеристик на площадь бассейна для всего спектра условий испарения.

При наличии подробных наблюдений возможно применение математических зависимостей, прямо использующих для расчета испарения физические величины, такие как приходящая солнечная радиация, альбедо, эффективное излучение подстилающей поверхности, турбулентный поток тепла (зависит, в основном, от скорости ветра), поток тепла в почву, затраты тепла на испарение, температура дневной поверхности, влажность воздуха. Отметим, что, часть величин, используемых в подобных расчетах, является не прямо измеряемой, а оцениваемой [Будыко, 1974; Иванов, 1954; Brutsert, 1982; Ge et al., 2011; Jasechko et al., 2013; Shuttleworth, Wallace, 1985].

Например, для расчета эффективного излучения подстилающей поверхности, используют полуэмпирические формулы, включающие балльность облачности (в долях единицы), излучательную способность подстилающей поверхности, температуру воздуха, эффективное излучение безоблачного неба (также задается оценочным уравнением), упругость водяного пара. Турбулентный поток тепла рассчитывается в предположении, что перенос пропорционален градиенту температуры, скорости ветра в приземном слое и обратно пропорционален ее шероховатости поверхности. При этом в формулах используют поправочные коэффициенты, а иногда последние два параметра объединяют, если нет данных по ветру. Поток тепла в почву рассчитывают через текущий градиент температуры, что требует измерения температуры и влажности почвы, в том числе, с учета наличия фазовых переходов. Предполагается, что применение моделей миграции влаги в подстилающей поверхности может существенно уточнить расчеты испарения с почвы [Засухин, 2017; Цыпкин, 2017; Ahlers et al., 2003; Dam, Feddes, 2000].

Значительные усилия направлены на разработку алгоритмов, использующих данные дистанционного зондирования для расчета испарения [Аль-Тамими, Чукин, 2016; Kite, Droogers, 2000; Ruhoff et al., 2013]. Применение дистанционных данных требует их наземной проверки, а полнота рядов космических наблюдений зависит от видимости земной поверхности. Кроме того, дистанционные наблюдения, зачастую, имеют недостаточное разрешение для практического применения.

Анализ прямых наблюдений на достаточно больших территориях и их сравнение с расчетами испарения во многих случаях демонстрируют существенные отличия расчетных величин от измеренных, а также рассчитанных по разным методикам между собой из-за действия большого количества факторов [Постников, 2018; Румянцев и др., 2007; Румянцев и др., 2011; Сперанская, 2016; Сперанская, Цыценко, 2017; Evett et al., 2012;

Gaofeng et al., 2013; Hack et al., 2006; Zhu et al., 2014]. Во всех случаях обоснование моделей и используемых расчетных параметров требует продолжительных рядов данных.

В связи с вышеуказанными проблемами, актуальной является разработка методов, позволяющих выполнить интегральную оценку испарения достаточно быстро, с удовлетворительной точностью и применительно к объектам разного масштаба. В данной работе показано, что для этой цели могут быть использованы данные об изотопном составе воды (содержаниях дейтерия – $\delta^2\text{H}$ и кислорода-18 – $\delta^{18}\text{O}$).

II.1.2. Использование системы дейтерий-кислород-18

При испарении с почвы и воды в континентальных условиях процесс перераспределения изотопов между паром и водой проходит, как правило, не до конца и проявляется эффект неравновесного фракционирования. Исходя из теоретических предпосылок и экспериментальных данных, для испарения в абсолютно сухом воздухе при температуре 20 °C Dansgaard [1964] получил уравнение *линии испарения* (ЛИ) $\delta^2\text{H} = 5 \times \delta^{18}\text{O} + x$, свободный член которого зависит от начального изотопного состава воды (Рисунок II.1.1).

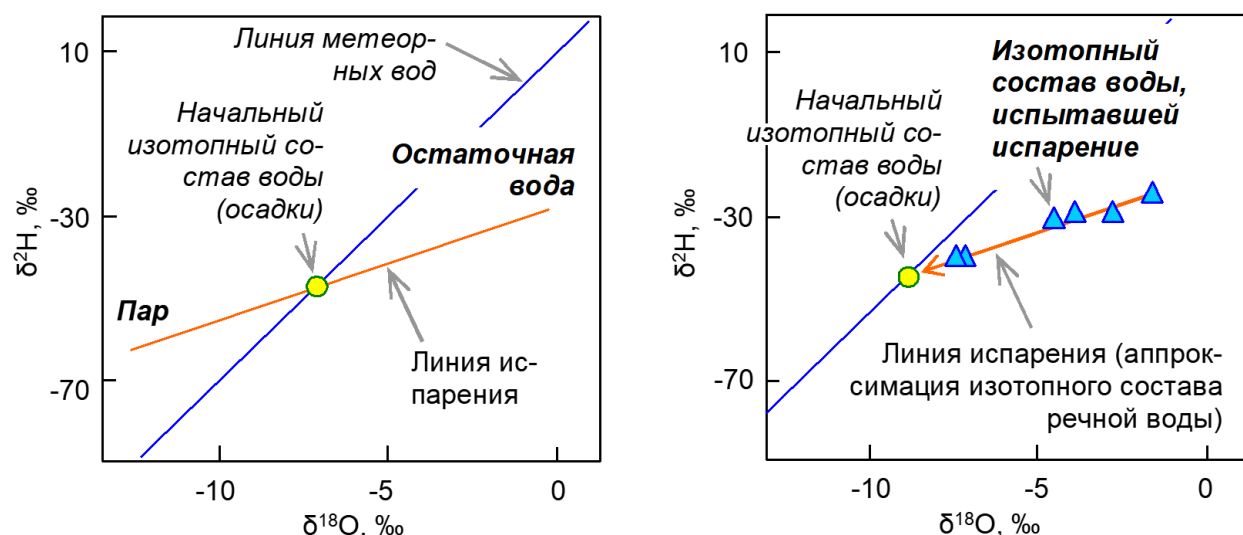


Рисунок II.1.1. Гипотетическая линия испарения (слева); пример аппроксимации экспериментальных данных (справа) – определение параметров линии испарения и восстановления начального изотопного состава воды, подвергшейся испарению.

Позднее было показано, что на величину углового коэффициента ЛИ влияет также влажность воздуха [Yurtsever, Gat, 1981]. При неравновесном испарении фигуративные точки изотопных составов остаточной воды на диаграмме $\delta^2\text{H} \div \delta^{18}\text{O}$ сдвигаются вправо-вверх (утяжеляются), а уходящего пара – влево-вниз относительно начального (облегчаются). Вследствие различий в угловых коэффициентах, на диаграмме $\delta^2\text{H} \div \delta^{18}\text{O}$ линия метеорных вод и линия испарения пересекаются.

Прежде чем перейти к дальнейшему обсуждению подчеркнем, что система дейтерий-кислород-18 реагирует интегрально на количество испаренной воды, а не на скорость испарения. То есть, использование изотопной информации предполагает меньшую необходимость масштабирования экспериментальных данных, по сравнению с использованием стандартных прямых методов оценки испарения.

II.1.2.1. Базовые соотношения

Водный баланс бассейна можно представить в виде уравнения (использованы объемы V , так как далее рассмотрение будет идти в терминах концентраций):

$$V_P = V_R + V_{ET} \pm V_{GW} \pm i,$$

индексы означают P – осадки, R – поверхностный (речной) сток, ET – эвапотранспирацию, GW – изменение запасов за счет притока/оттока подземных вод, i – свободный член – соответствует изменению запасов воды.

В стационарном случае $i = 0$, а для бассейнов, в которых доля подземного притока/оттока (например, за счет подрусловой фильтрации) невелика $V_R \pm V_{GW} \approx V_R$. Тогда уравнение водного баланса упрощается:

$$V_P = V_R + V_{ET}.$$

Испарение и транспирация существенно различаются по механизмам протекания процессов. Разделим этот член уравнения на два слагаемых, выразим члены уравнения в долях относительно осадков, а транспирацию – через два других компонента:

$$V_P = V_R + V_E + V_T,$$

$$1 = V_R / V_P + V_E / V_P + V_T / V_P = \alpha_R + \alpha_E + \alpha_T = \alpha_R + \alpha_E + (1 - \alpha_R - \alpha_E).$$

Оценка составляющих последнего уравнения может быть выполнена по наблюдениям за вещественным составом воды в бассейне, а также по содержанию отдельных компонентов и/или их отношениям:

$$C_P = C_R \times \alpha_R + C_E \times \alpha_E + C_T \times (1 - \alpha_R - \alpha_E).$$

Решение последнего уравнения затруднено:

- при наличии дополнительных источников вещества (присутствие на водосборе легкорастворимых солей, доступных для прямого усвоения осадками и/или плоскостным стоком, а также при высокой минерализации подземных вод);
- вследствие необходимости независимого определения величин C_E и C_T .

При переходе от солесодержания к изотопному составу воды нахождение параметров может быть выполнено более надежно:

$$\delta_P = \delta_R \times \alpha_R + \delta_E \times \alpha_E + \delta_T \times (1 - \alpha_R - \alpha_E).$$

Для решения последнего уравнения нужно знать величины δ_P , δ_R , δ_T и δ_E (значения

индексов те же, что и ранее, а «дельта» – изотопный состав кислорода и/или водорода воды). Известно, что $\delta_T \approx \delta_P$, поскольку транспирирующаяся вода удаляется с поверхности растений за счет полного испарения микрокапель, а состав капель мало отличается от почвенной влаги [Schlesinger, Jasechko, 2014]. Соответственно, получаем, следующее уравнение:

$$\alpha_E = \alpha_R ((\delta_R - \delta_P) / (\delta_P - \delta_E)),$$

поскольку $\alpha_E = V_E / V_P$ и $\alpha_R = V_R / V_P$, то доля испарившейся воды по отношению к речному стоку:

$$V_E / V_R = (\delta_R - \delta_P) / (\delta_P - \delta_E). \quad (\text{II.1.1})$$

Аналогичные уравнения ранее уже были получены [Gibson et al., 1993; Yakir and Sternberg, 2000].

II.1.2.2. Обоснование упрощений

В уравнении (II.1.1) трудно определяемым является изотопный состав пара δ_E , который предлагается оценивать, например, из моделей [Craig and Gordon, 1965; Dansgaard, 1964]:

$$\delta_E = \frac{\delta_L - h\delta_A - \varepsilon}{1 - h + \varepsilon_K}, \quad (\text{II.1.2})$$

где δ_L и δ_A – изотопный состав испаряющейся воды и атмосферной влаги; h – влажность воздуха; $\varepsilon = \varepsilon^* + \varepsilon_K$ – суммарный изотопный сдвиг при испарении, включающий ε^* – равновесный и $\varepsilon_K = C_K(1 - h)$ – кинетический изотопный сдвиг при испарении. Параметр ε^* зависит от температуры и уменьшается при ее росте [Gonfiantini, 1986; Majoube, 1971; Yamashita, Ii, 2016]. Параметр ε_K зависит от характера течения воздуха над поверхностью и определяется коэффициентом C_K , который характеризует зависимость кинетического изотопного сдвига от турбулентного перемешивания вследствие уменьшения толщины пограничного слоя [Gonfiantini, 1986; Merlivat, 1978].

Корректная экспериментальная оценка параметра δ_E довольно проблематична и его численное значение с трудом проверяется с помощью прямых наблюдений, поскольку в воздухе одновременно содержится пар местного происхождения (от испарения и транспирации) и пар, привнесенный в бассейн извне. Вероятно, нахождение этого параметра возможно при измерении состава воздушного пара на «входе» и «выходе» из бассейна или опытной площадки (относительно траектории движения воздушной массы), что, однако, требует довольно больших затрат, а приводимые в публикациях результаты измерений не всегда убедительны [Amenzou et al., 2013].

Первое упрощение – отказ от определения изотопного состава пара.

Из атмосферных осадков данной местности при испарении образуются два компо-

нента (Рисунок II.1.1) – остаточная вода (индекс RW в следующем уравнении) и уходящий пар (индекс VAP):

$$\delta_P V_P = \delta_{RW} V_{RW} + \delta_{VAP} V_{VAP}.$$

Изотопный состав остаточной воды δ_{RW} определяется просто, так как по физическому смыслу – это поверхностные и подземные воды – местный речной сток и озера, влага в почве и зоне аэрации, а также вода грунтовых (первых от поверхности) горизонтов. Поскольку вышеприведенное уравнение является балансовым, то в знании величины $\delta_{VAP} V_{VAP}$ нет необходимости, если известны $\delta_P V_P$ и $\delta_{RW} V_{RW}$. При наличии испарения начальный состав осадков, идущих на восполнение запасов, может быть определен по точке пересечения линии аппроксимации изотопного состава поверхностных и/или грунтовых вод с линией метеорных вод (Рисунок II.1.1).

Второе упрощение – экспериментальное определения функции связи изотопным составом остаточной воды с объемом потерь на испарение.

Количественно определить функцию изменения изотопного состава остаточной воды δ_{RW} при испарении относительно начального состава δ_P можно:

- расчетным методом – по модели дистилляции Рэлея (для равновесных условий) или уравнений, учитывающих кинетику фракционирования при испарении (для неравновесных условий);
- экспериментально – с помощью испаромеров.

Для расчетного определения зависимости изотопного состава остаточной воды от испарения необходимо задаваться влажностью и температурой воздуха, а также кинетическим коэффициентом фракционирования, что приводит к существенному усложнению вида расчетных формул [Gibson et al., 1996; Gonfiantini, 1986; Yurtsiver, Gat, 1981]. Расчет выполняется для фиксированной влажности и температуры или пределов их вариаций, которые определяются по метеонаблюдениям. Как уже говорилось, наиболее сложным является обоснование параметра ϵ_K – кинетического изотопного сдвига при испарении, так как он зависит от таких дополнительных факторов как общая минерализация воды и состав растворенных солей (которые меняются при упаривании) и скорость испарения.

На взгляд автора, для практического применения определять зависимость изотопного состава остаточной воды от величины испарения корректнее по натурным наблюдениям, поскольку они интегрируют указанные выше факторы.

II.1.2.3. Методика экспериментов по определению зависимости изотопного состава остаточной воды от величины потерь на испарение

Опыты⁸ проводились в точках, характеризующихся различными условиями испарения и в различные периоды года. Использованы круглые полиэтиленовые и стеклянные испаромеры объемом от 0,5 до 3,0 л. Для каждого сосуда определялась зависимость объема от уровня воды. В ходе опытов определение убыли воды производилось ежесуточно по уровню. Для исключения неконтролируемых потерь воды сосуды размещались в сетчатых клетках и были защищены от выдувания воды коробом размером 0,6×0,6 м в плане, высотой 0,4 м, а от попадания осадков – козырьком. Во избежание влияния отбора проб на результаты эксперимента, объем воды, отбираемой за один раз на анализ, был ограничен 2 мл и пробы отбирались только в случае, если изменение уровня воды в сосуде составляло более 2 мм. При минусовой температуре воздуха и наличии льда в емкости, пробы не отбирались. Использована вода атмосферных осадков, выпадающих в данный период года, дистиллированная вода и вода из-под крана (исходно – речная и подземная вода). Температура воздуха контролировалась термометром-логгером или по данным метеостанции.

Условия экспериментов, принятые в данной работе, существенно отличаются от принятых, например, при использовании испаромера ГГИ-3000. Указанные отличия в схеме эксперимента влияют на скорость испарения (что принципиально для интерпретации прямых наблюдений по стандартной схеме), однако функциональная зависимость изотопного состава водорода и кислорода количества испаренной воды при этом изменяется в существенно меньших пределах, как это будет показано далее.

Измерения изотопного состава воды проводились на лазерном спектрометре Picarro L2120-i в РЦ «Геомодель» и РДМИ Научного парка СПбГУ. Калибровка прибора выполнялась с помощью стандартов VSMOW-2, SLAP, GISP, USGS45 и USGS46. Неопределенность единичного измерения составляла $\pm 0,1$ ‰ по кислороду-18 и ± 1 ‰ по дейтерию. Все результаты приводятся в промилле относительно SMOW.

II.1.2.4. Результаты экспериментов

Серия экспериментов в г. Петрозаводск.

Силами сотрудников ИВПС КарНЦ РАН (г. Петрозаводск) цикл экспериментов по испарению выполнен в 2014 и 2015 г. Стеклянный испаромер объемом 2 л был установлен на крыше здания в закрытом от прямых солнечных лучей месте, использовалась водопро-

⁸ «Эксперименты по испарению по разработанной автором методике выполнены в Петродворце (Ленинградская область), в Петрозаводске (Карелия, сотрудницей ИВПС РАН Бородулиной Г.С.) и в Симферополе (Республика Крым, сотрудником КФУ им. В.И. Вернадского Амеличевым Г.Н.)

водная вода (местный водозабор снабжается из Петрозаводской губы Онежского озера). Начальный изотопный состав воды $\delta^{18}\text{O} = -11,5\text{‰}..-9,5\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -84\text{‰}..-71\text{‰}$. Серии экспериментов охватывали теплый период года с даты установления устойчивых положительных среднесуточных температур до начала заморозков⁸ (Таблица II.1.1).

Скорости испарения возрастают при росте температуры воздуха и уменьшении влажности воздуха (Рисунок II.1.2), при коэффициенте парной корреляции между температурой и влажностью $r = -0,24$, который увеличивается до $r = -0,46$ при исключении эпизодов, связанных с вторжением холодного сухого арктического воздуха. Соответственно, скорость испарения в отдельных сериях, то есть величина, которую определяют в стандартном подходе, варьирует в 2,7 раза (Таблица II.1.1), в то время как суточная – почти на два порядка величины (Рисунок II.1.2).

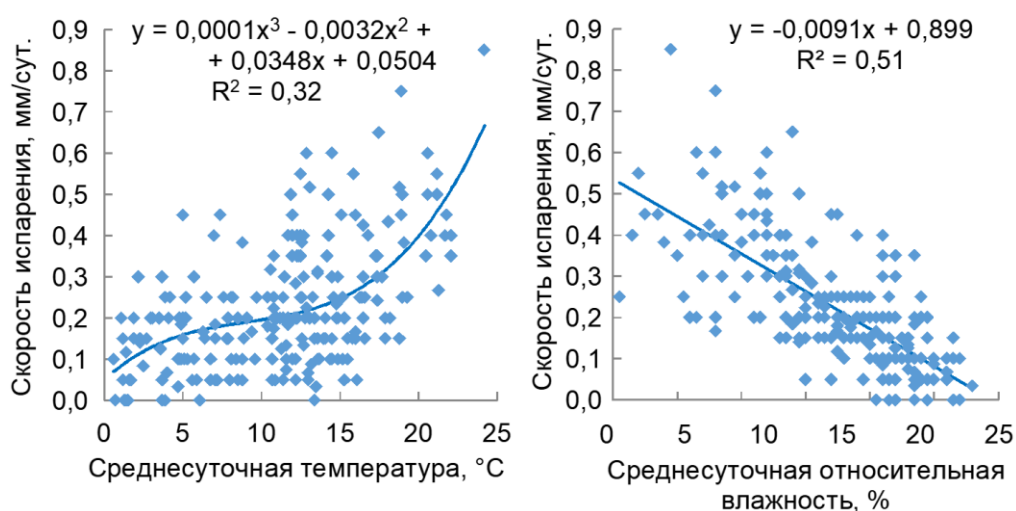


Рисунок II.1.2. Зависимость скорости испарения от среднесуточной температуры (слева) и относительной влажности воздуха (справа) в г. Петрозаводск в период 2014 и 2015 г. (на диаграммах уравнения аппроксимации).

Изотопный состав остаточной воды (содержания отдельно дейтерия и отдельно кислорода-18, а не их соотношение) при испарении, как и ожидалась, изменяется нелинейно, поскольку опыты проводились до момента, когда возникали трудности с измерением уровня воды из-за уменьшения объема (Рисунок II.1.3). При испарении более 50 % объема воды резко увеличивается разброс точек относительно линии аппроксимации. Последнее объясняется при рассмотрении хода изменения изотопного состава остаточной воды в ходе индивидуальных экспериментов.

⁸ Метеоданные по станции г. Петрозаводск – 8-кратные суточные измерения температуры и влажности воздуха, атмосферного давления, направления и силы ветра – получены с сайта <http://gp5.ru> дата обращения 12.10.2017 г.

Таблица II.1.1. Условия проведения экспериментов по испарению в г. Петрозаводск.

№ серии	Период испа- рения	Средняя температура воздуха, °С	Осадки, мм	Средняя влажность, %	Средняя скорость ис- парения, мм/сут.	Начальный со- став воды		Уравнение линии испарения $\delta^2\text{H} = a \times \delta^{18}\text{O} + b$	R ²
						$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰		
1	11.04–29.04.14	6,4	11	58	0,28	-10,2	-78	$y = 4,20x - 36$	0,999
2	12.05–26.05.14	13,6	23	62	0,35	-9,9	-77	$y = 4,09x - 38$	0,994
3	26.05–13.06.14	14,4	12	74	0,25	-9,5	-74	$y = 4,51x - 31$	0,983
4	04.08–29.08.14	16,9	67	78	0,36	-10,9	-76	$y = 4,99x - 24$	0,927
5	29.08–06.10.14	10,2	38	79	0,15	-9,9	-75	$y = 4,96x - 24$	0,947
6	09.04–08.05.15	3,7	35	72	0,16	-10,9	-84	$y = 5,21x - 27$	0,907
7	08.05–26.05.15	10,8	37	68	0,30	-11,5	-83	$y = 4,25x - 33$	0,999
8	27.05–10.06.15	13,7	31	66	0,38	-11,1	-82	$y = 4,92x - 26$	0,994
9	10.06–25.06.15	14,2	6	67	0,30	-10,5	-71	$y = 5,44x - 23$	0,995
10	25.06–17.07.15	14,0	77	75	0,27	-10,6	-81	$y = 4,78x - 28$	0,985
11	20.07–12.08.15	16,3	48	79	0,17	-10,3	-78	$y = 5,97x - 21$	0,979
12	12.08–01.09.15	14,6	48	75	0,26	-10,2	-81	$y = 6,00x - 21$	0,999
<i>Средний угловой коэффициент</i>								4,94	
<i>Стандартное отклонение</i>								0,56	

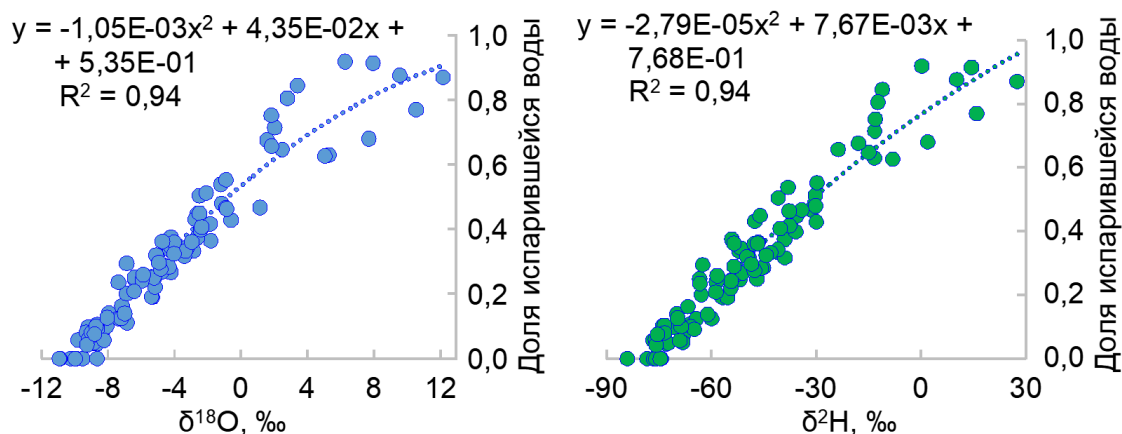


Рисунок II.1.3. Изменение изотопного состава кислорода (слева) и водорода (справа) в остаточной воде при испарении (на диаграммах уравнения аппроксимации) в ходе экспериментов по испарению в г. Петрозаводск в период 2014 и 2015 г.

Линейное утяжеление изотопного состава воды в испаромере характерно для периодов, когда (Рисунок II.1.4):

- среднесуточная температура воздуха в ходе эксперимента отклоняется от средней за время опыта не более, чем на 2,5–3,0 °С, или повышается во времени;
- средняя относительная влажность в ходе опыта не превышает 70 %.

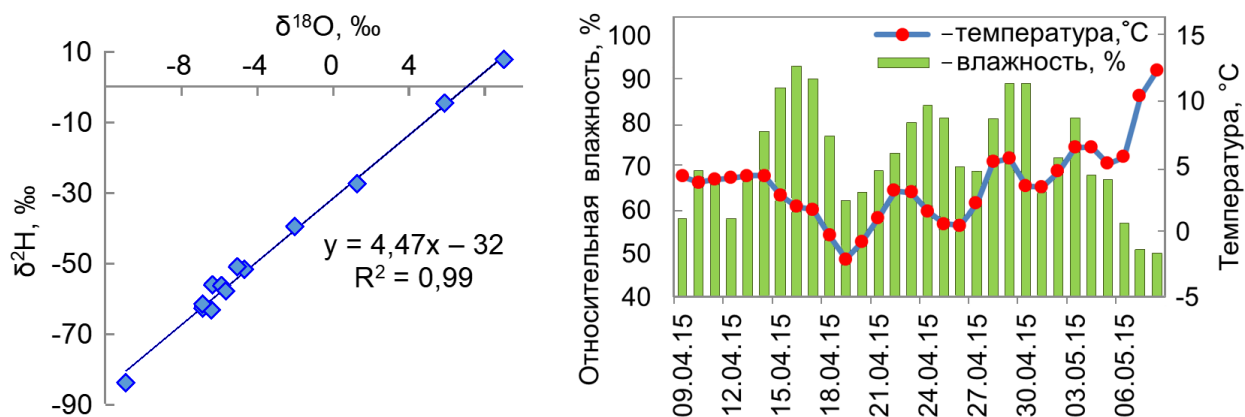


Рисунок II.1.4. Изменение изотопного состава остаточной воды (слева, на диаграмме уравнение линии аппроксимации) при небольших вариациях температуры и влажности с постепенным увеличением температуры и снижением влажности (справа), г. Петрозаводск.

Резкие колебания температур (> 3,0 °С), тренд на уменьшение температуры и/или рост влажности воздуха (как правило, при вторжении циклонов) в ходе опытов приводят к тому, что утяжеление изотопного состава может смениться облегчением (Рисунок II.1.5). То есть, на изотопный состав остаточной воды начинает оказывать влияние прямой изотопный обмен влаги из воздуха с водой в испаромере и, возможно, конденсация при понижении температуры в ночное время.

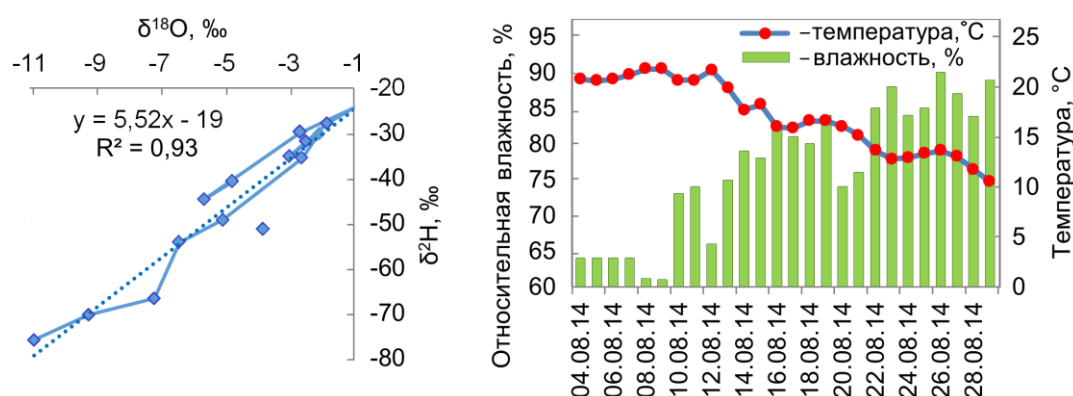


Рисунок II.1.5. Изменение изотопного состава остаточной воды (слева, на диаграмме уравнение линии аппроксимации) при значительных вариациях температуры и влажности с постепенным понижением температуры и увеличением влажности (справа), г. Петрозаводск.

В Таблице II.1.1 приведен расчет трендов изменения изотопного состава остаточной воды при испарении методом линейной аппроксимации в виде функции $\delta^2\text{H} = a \times \delta^{18}\text{O} + b$ (использовались только прямые ветви графиков). Угловые коэффициенты линий испарения заметно меняются от сезона к сезону, принимая наибольшие значения в конце лета – начале осени при максимальных температуре и влажности (Рисунок II.1.6).

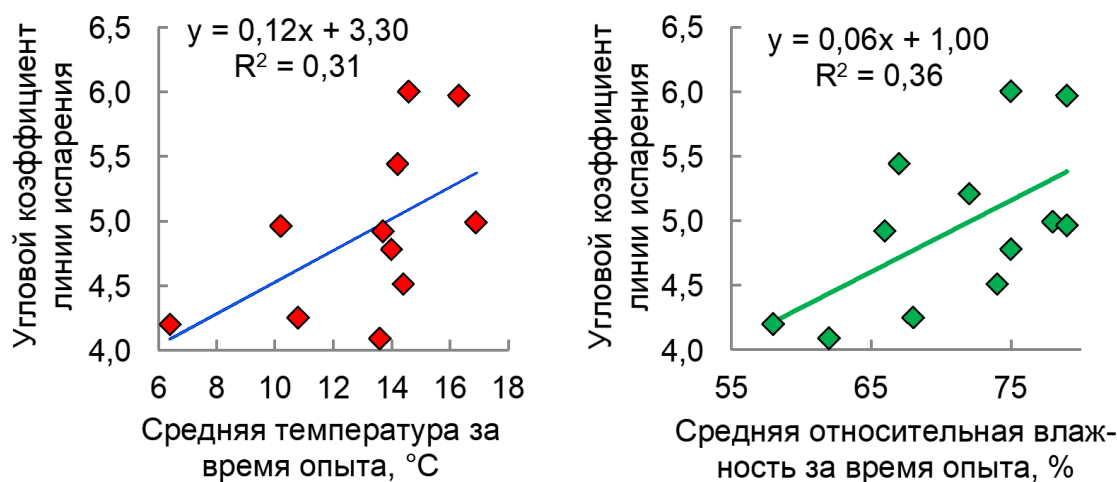


Рисунок II.1.6. Изменение угловых коэффициентов линий испарения в зависимости от температуры (слева, исключен эксперимент 09.04–08.05.15, в котором пониженная средняя температура обусловлена возвратом зимних холодов) и влажности (справа), г. Петрозаводск в период 2014 и 2015 г.

Серия экспериментов в г. Петродворец.

Автором⁸ выполнен цикл экспериментов в г. Петродворец в 2013–2015 г., эксперименты охватывали как теплый, так и холодный период года (Таблица II.1.2).

⁸ В проведении экспериментов и измерениях участвовала Крайнюкова (Авраменко) И.А. за что автор ей глубоко признателен.

Таблица II.1.2. Условия проведения и результаты экспериментов по испарению в г. Петродворец [Токарев, Амеличев, 2020].

№ пп	Дата эксперимента	Начальный объем воды, мл	Средняя ско- рость испаре- ния, мм/сут.	Начальный состав воды		Уравнение испа- рительного фрак- ционирования $\delta^2\text{H} = a \times \delta^{18}\text{O} + b$
				$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	
1	16–27.05.13	493	0,39	-13,3	-91	$y = 5,39x - 19$
2	18.12.13–09.01.14	416	0,09	-11,1	-77	$y = 6,25x - 7,6$
3	24.02.14–11.03.14	519	0,09	-12,3	-93	$y = 5,68x - 25$
4	24.03.14–09.04.14	525	0,18	-12,4	-89	$y = 4,99x - 28$
5	26.06.14–08.07.14	480	0,26	-10,4	-80	$y = 4,99x - 28$
6	25.08.14–12.09.14	403	0,07	-11,1	-72	$y = 4,70x - 22$
7	20–30.04.15	506	0,23	-11,5	-89	$y = 4,99x - 30$
8	08–14.06.15	458	0,44	-10,6	-81	$y = 5,36x - 24$
9	29.06.15–03.07.15	519	0,33	-10,2	-79	$y = 4,27x - 35$
Средний угловой коэффициент						5,18
Стандартное отклонение						0,57

Испаромер объемом 0,5 л был установлен на крыше здания в закрытом от осадков и прямых солнечных лучей месте. Использовалась вода текущих атмосферных осадков с начальным изотопным составом $\delta^{18}\text{O} = -13,3..-10,2$ ‰ и $\delta^2\text{H} = -93..-79$ ‰. В холодный пе-риод года подставка для испаромера подогревалась таким образом, чтобы в момент отбора проб в нем не было льда, однако температура воды не превышала 3°C.

Серия экспериментов в г. Симферополь.

Силами сотрудников КФУ им. В.И. Вернадского (г. Симферополь) в 2018 г. выпол-нен цикл экспериментов с испаромерами объемом от 1,5 до 3,0 л, которые устанавлива-лись на уровне земли. Было выполнено 5 экспериментов в теплый период года, каждый из которых выполнялся при своих условиях. Использовалась водопроводная и речная вода с начальным изотопным составом $\delta^{18}\text{O} = -9,6..-4,5$ ‰ и $\delta^2\text{H} = -64..-41$ ‰ (Таблица II.1.3).

Таблица II.1.3. Условия проведения и результаты экспериментов по испарению в г. Симферополь [Токарев, Амеличев, 2020].

№ пп	Дата эксперимента	Начальный объем воды, мл	Средняя тем- пература, °C	Средняя ско- рость испаре- ния, мм/сут.	Начальный состав воды		Уравнение испари- тельного фракцио- нирования $\delta^2\text{H} = a \times \delta^{18}\text{O} + b$
					$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	
1	26.06–07.07.18	1400	22,4	0,39	-9,6	-64	$y = 4,43x - 21$
2	08–22.07.18	2750	23,1	0,48	-8,7	-62	$y = 4,54x - 22$
3	09–23.07.18	1700	23,1	0,24	-6,9	-48	$y = 4,45x - 20$
4	24.08–02.09.18	2750	24,2	0,49	-4,5	-41	$y = 4,48x - 25$
5	23.08–02.09.18	2580	24,9	0,5	-8,8	-62	$y = 4,35x - 26$
Средний угловой коэффициент							4,45

II.1.2.5. Методика расчета потерь на испарение по данным об изотопном составе воды

Для практического применения предлагаемая методика должна быть соответствующим образом формализована, поскольку обычно имеется возможность (Рисунок II.1.1):

- определить линию аппроксимации для проб, изотопный состав которых указывает на влияние испарения (далее для таких проб будет использован индекс «*i*»);
- найти начальный состав воды по точке пересечения линии аппроксимации и линии метеорных вод (далее индекс НАЧ).

В методиках, рассмотренных в начале данного раздела, для расчета потерь на испарение используют один из изотопов – или дейтерий или кислород-18 (как правило, $\delta^{18}\text{O}$). Кроме упомянутых ранее трудностей, это приводит к некорректной оценке испарительных потерь, так как угловые коэффициенты линий испарения изменяются во времени и от места к месту. В большинстве представленных выше авторских экспериментов угловой коэффициент линии аппроксимации оказывается не равен 5, обоснованной в [Dansgaard, 1964] для абсолютно сухого воздуха при температуре 20 °С. Последнее следует связать с тем, что опыты проводились, как правило, при существенно более низких бытовых температурах, в результате чего коэффициенты фракционирования должны были возрасти относительно использованных в [Dansgaard, 1964]. Отличная от нуля влажность воздуха теоретически также должна была привести к росту угловых коэффициентов вплоть до величины около 7,6 [Gat, 1970, 1996; Yurtsever, Gat 1981].

В экспериментах эти выкладки не подтвердились. Максимальное достигнутое значение углового коэффициента составило 6,25, а минимальное – 4,09 при среднем для всех опытов – 4,93. Более того, для условий Крыма, наиболее близких к параметрам, использованным для оценочных расчетов в [Dansgaard, 1964], средний угловой коэффициент линий испарения равен 4,45, что заметно меньше теоретического.

Поэтому экспериментальная функция, связывающая объем потерь воды на испарение с изменением изотопного состава остаточной воды, должна учитывать полное смещение точек вдоль линии испарения – как $\Delta(\delta^{18}\text{O})$, так и $\Delta(\delta^2\text{H})$. В свою очередь, для корректного расчета полного смещения текущего изотопного состава воды относительно начального должны быть учтены различия в коэффициентах фракционирования водорода и кислорода. Поэтому изотопный состав водорода предлагается масштабировать, исходя из соотношения:

$$\delta^2\text{H}_{\text{ИСПР.}} = (\delta^2\text{H}_{\text{ИЗМ.}} - b)/a, \quad (\text{II.1.1})$$

где a и b – угловой коэффициент и свободный член уравнения линии испарения; индексы ИСПР. и ИЗМ. – исправленный и измеренный изотопный состав водорода, соответственно.

После этого вычисляется смещение по кислороду-18

$$\Delta(\delta^{18}\text{O}_i) = \delta^{18}\text{O}_i - \delta^{18}\text{O}_{\text{НАЧ.}}, \quad (\text{II.1.2})$$

и дейтерию

$$\Delta(\delta^2\text{H}_i) = (\delta^2\text{H}_i)_{\text{ИСПР.}} - \delta^2\text{H}_{\text{НАЧ.}}, \quad (\text{II.1.3})$$

где индексы i и НАЧ. – текущий и начальный, до испарения, состав кислорода и водорода. Начальный состав определяется как точка пересечения линии испарения и локальной линии метеорных вод.

Полное смещение точки, определяющей положение текущего изотопного состава воды относительно начального в координатах $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$, определяется соотношением:

$$\Delta_{\Sigma} = \sqrt{\Delta(\delta^{18}\text{O}_i)^2 + \Delta(\delta^2\text{H}_i)_{\text{ИСПР.}}^2}, \quad (\text{II.1.4})$$

Указанные процедуры были применены к полученным наборам экспериментальных точек и вычислена линейная аппроксимация для каждой серии:

$$\Delta V_E = k \times \Delta_{\Sigma} + n, \quad (\text{II.1.5})$$

где величина ΔV_E – экспериментально найденная доля потерь воды на испарение, соответствующая полному изотопному смещению Δ_{Σ} в тот же момент времени.

Результаты расчетов коэффициентов уравнения (II.1.5) представлены в Таблице II.1.4. Средние угловые коэффициенты уравнения $\Delta V_E = k \times \Delta_{\Sigma} + n$ для Петрозаводска и Петродворца близки и составили 0,0330 и 0,0331 при относительно небольшом стандартном отклонении 0,0025 и 0,0026, соответственно. Для Симферополя средний угловой коэффициент уравнения для расчета доли потерь на испарение по изотопному составу воды составил 0,0296. Отличие от средних коэффициентов уравнений, полученных по серии экспериментов в г. Петрозаводск и г. Петродворец, укладывается в ошибку оценки данного параметра, однако, по-видимому, отражает специфику метеорологических условий. В частности, отмечается прямая зависимость углового коэффициента в уравнении $\Delta V_E = k \times \Delta_{\Sigma} + n$ от средней (за серию) температуры и влажности воздуха (Рисунок II.1.7).

Оценивая цикл экспериментов в целом, нужно отметить, что качество данных лучше определять не по параметру R^2 , а по величине свободного члена уравнения $\Delta V_E = k \times \Delta_{\Sigma} + n$, который, по определению, должен быть равен нулю (Рисунок II.1.8). В частности, по результатам экспериментов в г. Петрозаводск свободный член уравнения, связывающего долю потерь воды на испарение с изотопным составом остаточной воды, оказался равен, в среднем, 0,0087 (по абсолютной величине). Для Симферополя свободный член уравнений, в среднем, 0,0054 (по абсолютной величине) – наименьший, отражая наименьшее влияние изотопного обмена и конденсации влаги из воздуха на изотопный состав остаточной воды в условиях сухого климата.

Таблица II.1.4. Расчет связи доли потерь воды и изменения изотопного состава остаточной воды в экспериментах по испарению.

Петрозаводск	Уравнение для расчета доли потерь на испарение* $\Delta V_E = k \times \Delta \Sigma + n$	Петродворец	Уравнение для расчета доли потерь на испарение* $\Delta V_E = k \times \Delta \Sigma + n$	Симферополь	Уравнение для расчета доли потерь на испарение* $\Delta V_E = k \times \Delta \Sigma + n$
11.04–29.04.14	$y = 0,0291x - 0,0116$ (0,999)	16–27.05.13	$y = 0,0299x - 0,0069$ (0,984)	26.06–07.07.18	$y = 0,0266x - 0,0101$ (0,995)
12.05–23.05.14	$y = 0,0317x + 0,0256$ (0,957)	18.12.13–09.01.14	$y = 0,0305x - 0,0087$ (0,998)	08–22.07.18	$y = 0,0305x - 0,0022$ (0,998)
26.05–13.06.14	$y = 0,0320x + 0,0205$ (0,976)	24.02.14–11.03.14	$y = 0,0372x - 0,0291$ (0,950)	09–23.07.18	$y = 0,0257x - 0,0061$ (0,995)
04.08–29.08.14	$y = 0,0389x + 0,0057$ (0,996)	24.03.14–09.04.14	$y = 0,0332x + 0,0219$ (0,969)	24.08–02.09.18	$y = 0,0335x + 0,0056$ (0,995)
29.08–06.10.14	$y = 0,0339x - 0,0012$ (0,990)	26.06.14–08.07.14	$y = 0,0309x + 0,0185$ (0,983)	23.08–02.09.18	$y = 0,0319x + 0,0029$ (0,996)
09.04–08.05.15	$y = 0,0348x - 0,0003$ (0,900)	25.08.14–12.09.14	$y = 0,0354x + 0,0044$ (0,704)		
08.05–26.05.15	$y = 0,0303x + 0,0026$ (0,989)	20–30.04.15	$y = 0,0309x - 0,0104$ (0,966)		
27.05–10.06.15	$y = 0,0304x + 0,0023$ (0,999)	08–14.06.15	$y = 0,0352x + 0,0007$ (0,997)		
10.06–25.06.15	$y = 0,0332x + 0,0167$ (0,988)	29.06.15–03.07.15	$y = 0,0343x - 0,0067$ (0,956)		
25.06–17.07.15	$y = 0,0316x - 0,0090$ (0,984)				
20.07–12.08.15	$y = 0,0336x + 0,0011$ (0,995)				
12.08–01.09.15	$y = 0,0291x - 0,0074$ (0,995)				
Средний угловой коэффициент	0,0330**		0,0331		0,0296
Стандартное отклонение	0,0025		0,0026		

* – в скобках R^2 ; ** – за исключением опытов 11.04–29.04.14 и 12.08–01.09.15, в ходе которых температура и влажность воздуха значительно изменялись, а вода в испаромере замораживалась.

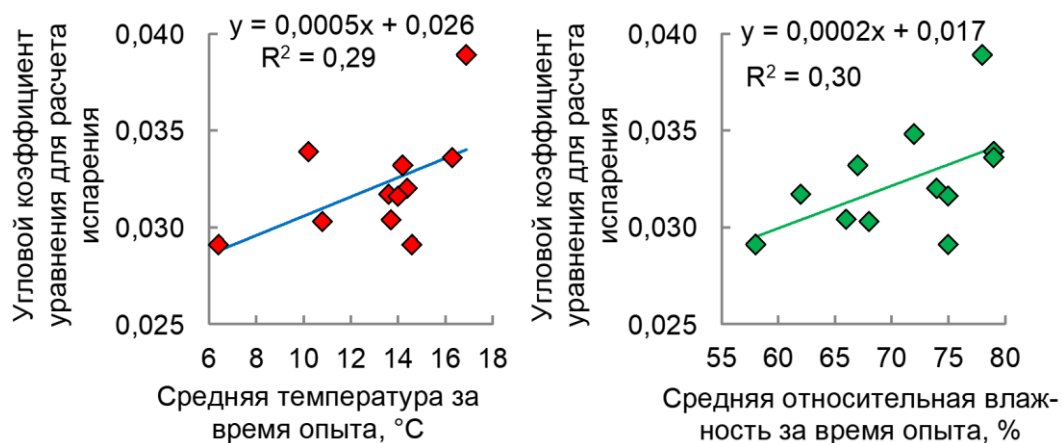


Рисунок II.1.7. Изменение угловых коэффициентов уравнения $\Delta V_E = k \times \Delta \Sigma + n$ в экспериментах по испарению в зависимости от температуры (слева, исключен эксперимент 09.04–08.05.15, в котором пониженная средняя температура обусловлена возвратом зимних холодов) и влажности (справа), г. Петрозаводск.

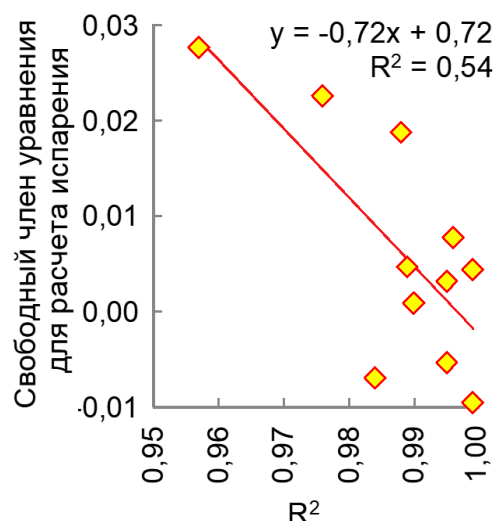


Рисунок II.1.8. Изменение свободного члена уравнения $\Delta V_E = k \times \Delta \Sigma + n$ в экспериментах по испарению в зависимости от точности аппроксимации R^2 (исключен эксперимент 09.04–08.05.15, в котором пониженная средняя температура обусловлена возвратом зимних холодов), г. Петрозаводск.

II.1.2.6. Апробация предлагаемой методики расчета потерь на испарение на базе мировых данных

Результаты оценок потерь на испарение, получаемые на базе предлагаемой методики полезно сравнить с ранее выполненными оценками по крупным водным объектам, в достаточной мере эффективно осредняющим региональный водный баланс.

Изотопный состав воды в Ладожском озере, в среднем, $\delta^{18}\text{O} = -10,6 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -78 \text{ ‰}$, а в р. Неве $\delta^{18}\text{O} = -10,2 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -76 \text{ ‰}$ [Румянцев и др., 2017]. Для дальнейшей оценки правильнее использовать данные по р. Неве, так как она корректнее осредняет состав озерной воды (в массиве данных по озеру преобладают пробы воды из поверхностного слоя). На диаграмме в координатах $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ точки озерной и речной воды ложатся на линию испарения с уравнением $y = 5,17x - 23,2$, давая точку пересечения с локальной линией метеорных вод (начальный изотопный состав воды до испарения)

$\delta^{18}\text{O} = -11,8 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -84 \text{ ‰}$. Используя уравнение для расчета доли потерь на испарение $\Delta V_E = 0,0331 \times \Sigma_{\Delta} + 0,0047$ (Таблица II.1.4), находим долю потерь испарения 7,7 %.

Аналогичную оценку можно выполнить для Онежского озера, средний изотопный состав воды в котором $\delta^{18}\text{O} = -10,4 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -77 \text{ ‰}$ [Бородулина и др., 2016 б; Бородулина и др., 2019], в р. Свирь (в устье) $\delta^{18}\text{O} = -10,5 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -77,5 \text{ ‰}$ [Румянцев и др., 2017]. Уравнение линии испарения имеет вид $y = 5,34x - 21,4$, а точка пересечения с локальной линией метеорных вод $\delta^{18}\text{O} = -11,9 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -85 \text{ ‰}$. Используя для расчета уравнение $\Delta V_E = 0,0330 \times \Delta_{\Sigma} + 0,0038$ (Таблица II.1.4), находим долю потерь на испарение из Онежского озера 7,4 %.

Найденные по изотопным данным потери на испарение – 7,7 % в бассейне Ладоги и 7,4 % в бассейне Онеги близки к полученным воднобалансовыми методами [Ладога, 2013; Онежское озеро, 2010]. При этом изотопная оценка, осредняющая испарение за время водообмена в озере, не требует, в отличие от стандартных методов, многолетних региональных наблюдений.

Для Предгорного Крыма в [Каюкова, 2016 б; Каюкова, 2018] выполнены расчеты испарения для высот 350–400 м, давшие разброс от 414 до 600 мм/год (Таблица II.1.5). Независимая оценка испарения для Бельбекского и Салгирского районов составляет 400–450 мм/год [Трансформация..., 2011]. Помесячное испарение, вычисленное по [Кузин, 1934] и [Поляков, 1946], приведено в Таблица II.1.6 и на Рисунке II.1.9. При достаточно большом разбросе, доля потерь на годовое испарение оценивается величиной 60–88 %.

В работах [Каюкова, 2013; Каюкова, 2016 а; Каюкова, 2018] приведены данные по изотопному составу различных водных объектов Крыма, в частности, по ставкам (прудам, заполняемым в весеннее половодье из р. Бодрак), условия испарения с которых наиболее похожи на условия экспериментов, выполненных в г. Симферополь. Уравнение испарительной линии имеет вид $y = 4,633x - 18,39$; начальный состав воды $\delta^{18}\text{O} = -9,6 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -63 \text{ ‰}$ (восстановлен по точке пересечения линии испарения с линией метеорных вод). На момент опробования средний изотопный состав воды в р. Бодрак $\delta^{18}\text{O} = -7,5 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -54 \text{ ‰}$, а в ставках $\delta^{18}\text{O} = 1,4 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -12 \text{ ‰}$. При использовании указанных данных и уравнения $\Delta V_E = 0,0296 \times \Delta_{\Sigma} + 0,0054$ (Таблица II.1.4), получаем долю испарения ~9 % для речной и ~47 % для прудковой воды. Со времени заполнения ставок до момента опробования прошло 4–6 месяцев (март–август). Из Таблицы II.1.6 следует, что за это время удаляется от 40 до 65 % от годовой нормы потерь на испарение.

Таблица II.1.5. Годовое испарение для Предгорного Крыма на высотах 350–400 м, рассчитанное различными методами [Каюкова, 2018].

Метод (ссылка)	Ольдекоп, 1911	Schreiberg, 1904	Turc, 1954, 1961	Кузин, 1934	Поляков, 1946	Будыко, 1948	Мезенцев, 1976
Испарение, мм	565	485	414	585	455,4	600	568

Таблица II.1.6. Помесячное испарение для Предгорного Крыма на высотах 350–400 м, рассчитанное различными методами [Каюкова, 2018].

Параметр	январь	февраль	март	апрель	май	июнь	июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь	декабрь	год
Т°С	0,7	1,1	4,3	9,4	14,2	18,6	21,3	20,8	15,8	10,9	5,9	1,7	10,4
Р, мм	57	50	51	29	47	89	71	63	50	59	71	48	685*
Испарение по [Кузин, 1934], мм	20	20	30	47	76	92	90	95	52	32	20	11	585
Испарение по [Поляков, 1946], мм	38	23	27	12	30	74	62	56	36	28	20	8	414

* – в [Каюкова, 2018] в Приложении 2 за период 1998–2011 г. по данным метеостанции «Почтовое» рассчитаны сред-немноголетние осадки 533 мм/год.

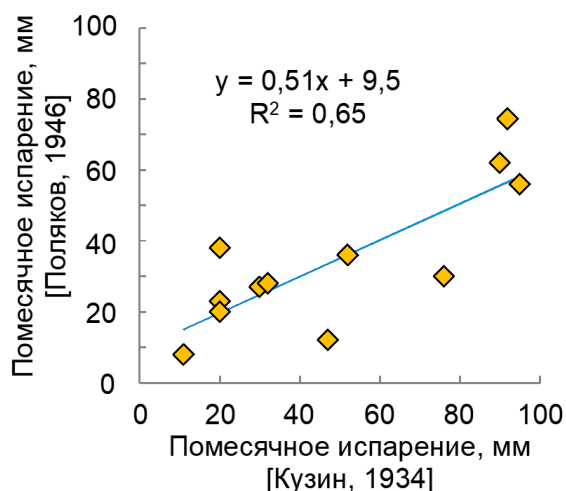


Рисунок II.1.9. Сравнение величин месячного испарения для Предгорного Крыма на высотах 350–400 м, вычисленного в [Каюкова, 2018] по методам [Поляков, 1946; Кузин, 1934].

Приводя полученную выше изотопным методом оценку для периода март–август к годовому циклу, получаем испарение из прудков 70–90 %, что достаточно хорошо совпадает с оценкой стандартными методами в [Каюкова, 2018].

В работе [Gibson et al, 2016] приведены данные по озерам Central Alberta (Канада). Используя изотопные данные, авторы рассчитали потери на испарение в виде отношения «evaporation/inflow» и нашли, что оно варьирует от 18 до 136 % (в среднем 77 %) при темпах водообмена в озерах от 2,3 до 58 лет. Природные условия в Альберте, в целом, соответствуют условиям в Карелии и Ленинградской области, а расчет потерь на испарение из указанных озер по предлагаемой методике дает величины от 59 до 91 (в среднем 75 %).

В работе [Qian et al, 2014] приведены данные по искусственным озерам, используемым для ирригации, на the Yinchuan Plain, снабжаемым водой из Желтой реки (центральный Китай). Используя стандартные и изотопные методы (модель неравновесного испарения Craig–Gordon [1965]), авторы рассчитали потери на испарение в пределах 25–43 % (в среднем 34 %). Природные условия этой части Китая в некоторой степени похожи на Крым, откуда расчетное испарение из указанных озер по авторской методике дает оценки потерь от 15 до 42 % (в среднем 29 %).

В работе [Shi et al, 2017] приведены данные по мелководному горному озеру Lashi Lake в области влияния муссонов (Mt. Yulong, южная часть горного массива the Hengduan Mountains, в провинции Yunnan, Китай). Используя изотопные методы (модель Gibson, Edwards [2002]), авторы рассчитали потери на испарение в пределах 12–51 % (в среднем 32 %). Используя аппроксимацию уравнений, полученных в Крыму (при ожидании некоторого смещения результатов из-за несовпадения природных условий), получаем оценку потерь на испарение из указанного озера от 18 до 38 (в среднем 28 %).

II.1.2.7. Выводы к результатам разработки методики расчета потерь на испарение на базе изотопных данных

Эксперименты по испарению в Ленинградской области, Карелии и Крыму показали, что доля воды, испарившейся с поверхности водосборного бассейна, может быть определена по величине смещения изотопного состава воды в исследуемом водном объекте относительно начального (определяемого позицией на локальной линии метеорных вод). Предлагаемый подход сравнивался с оценками испарения, полученными стандартными методами и другими изотопными методами, и показал удовлетворительную сходимость с независимо полученными результатами.

Оценка испарения по предлагаемой методике выполняется в следующем порядке.

1. Проведение испарительных экспериментов.

1.1. Используют матовые, полупрозрачные или прозрачные стеклянные или пластиковые емкости, вмещающие не менее 3 л воды.

1.2. Начальный слой воды в емкости-испаромере не должен превышать 5 см.

1.3. Потери на испарение определяют не реже раза в сутки объемным или весовым методом.

1.4. Отбор проб воды для изотопного анализа рекомендуется выполнять не реже раза в сутки. Суммарный объем проб не должен существенно влиять на количество воды в испарителе. При стандартной аликвоте для анализа 1–2 мл, уменьшение объема/массы воды в испаромере, вследствие отбора единичной пробы, должно быть меньше погрешности измерения объема/массы воды в нем. Воду в емкости перед отбором пробы обязательно перемешивают.

1.5. Для исключения неконтролируемых потерь/поступления воды испаромер помещают в короб с линейным размером в плане в 2 раза превышающем размер испарительной емкости при высоте стенок короба 0,4–0,5 м. Короб накрывается сеткой, а также защищается от выдувания воды и от попадания осадков пластиковым полупрозрачным или прозрачным козырьком.

1.6. Для опытов можно использовать воду атмосферных осадков, выпадающих в данный период года, дистиллированную воду, воду из-под крана или воду из исследуемого объекта.

1.7. Температура и влажность воздуха контролируется логгером или по данным метеостанции. Температура воды в испаромере – термометром или логгером. Полезно также контролировать электропроводность и pH воды.

1.8. Опыты желательно проводить в точках, характеризующихся различными условиями испарения и в различные периоды года. При минусовой температуре воздуха в ночное время моменты отбора проб выбирают таким образом, чтобы в испаромере не было льда.

2. Измерение изотопного состава проб выполняют стандартными методами на приборах, обеспечивающих пренебрежимо малую погрешность, по сравнению диапазоном изменения изотопного состава воды при испарении.

3. Интерпретация испарительных экспериментов.

3.1. Вычисляют уравнение линии испарения в виде $\delta^2\text{H} = a \times \delta^{18}\text{O} + b$.

3.2. Вычисляют смещение изотопного состава воды при испарении для каждой пробы:

$$\Delta(\delta^{18}\text{O}_i) = \delta^{18}\text{O}_i - \delta^{18}\text{O}_{\text{нач.}};$$

нормируют шкалу по дейтерию

$$(\delta^2\text{H}_i)_{\text{испр.}} = \{(\delta^2\text{H}_i)_{\text{изм.}} - b\}/a;$$

и вычисляют смещение по дейтерию

$$\Delta(\delta^2\text{H}_i) = (\delta^2\text{H}_i)_{\text{испр.}} - \delta^2\text{H}_{\text{нач.}}$$

Определяют полное смещение вдоль линии испарения для каждой пробы:

$$\Delta_{\Sigma} = \sqrt{\Delta(\delta^{18}\text{O}_i)^2 + \Delta(\delta^2\text{H}_i)_{\text{испр.}}^2}.$$

3.3. Вычисляют линию аппроксимации для полученного набора данных – уравнение связи между смещением изотопного состава и долей потерь воды на испарение:

$$\Delta V_E = k \times \Sigma_{\Delta} + n$$

Удобство данного подхода состоит в относительной простоте постановки наблюдений и измерений, а также в эффекте автоматического интегрирования сигнала, когда особенности испарения на отдельных участках исследуемой площади осредняются в результирующем изотопном составе водных объектов.

II.2. Влияние климатических вариаций на водный баланс (постановка проблемы)

Современное потепление отражает фундаментальную характеристику системы «атмосфера–океан–суша», заключающуюся в периодических вариациях средних приземных температур воздуха⁸. Вариации климата ведут к изменению условий формирования энергетического и вещественного баланса, а также фазового состояния водно-ледовых объектов на

⁸ Вопросы о происхождении этих вариаций и значимости антропогенного вклада в современный климатический тренд в данной работе обсуждаться не будут.

континентах и, как следствие, — изменению интенсивности водообмена, характера протекания процессов выветривания, объема ионного стока, скорости денудации и т.п.

Количество математических моделей общей циркуляции океана и атмосферы, на базе которых выполняются прогнозы, давно перевалило за полусотню. Надежность каждой из них и даже достоверность «ансамблевых» оценок остается под вопросом [IPCC-2018, IPCC-2019]. Одной из наиболее трудных задач является количественное описание реакции подземных водно-ледовых объектов на изменения климата. Изотопная информация, по-видимому, может быть основой для корректировки соответствующих решений, поэтому кратко остановимся на процессах, протекающих в подземной крио- гидросфере при глобальных вариациях климата.

В период похолодания на площадях, где покровные ледники отсутствуют, под действием отрицательных среднегодовых температур формируются толщи ММГП, в которых подземный водооборот локализован в маломощном активном слое и таликах. В подошве мерзлоты при этом локализуются переохлажденные соленые воды (криопеги), которые могут мигрировать вниз по разрезу, вследствие повышенной плотности. Нисходящая фильтрация таких вод имеет следствием охлаждение нижележащего разреза [Абрамов, 2015].

При наличии ледника мощностью до 200–400 м сезонные вариации температур сглаживаются и деятельный слой исчезает [Lliboutry, 1968; Fleming, Clark, 2000; Clarke, 2005]. Дальнейшее увеличение мощности льда ведет к возникновению инфильтрационного потока, обусловленного steepливающим влиянием ледового щита и таянием его подошвы. Циркуляция талых вод, пересыщенных кислородом, может при этом охватывать значительную часть геологического разреза [Hubbard, Nienow, 1997; Climate..., 2006, 2010; Jansson, Näslund, 2009; Jansson, 2010; Goeller et al., 2013; Lacelle et al., 2013; Siegert et al., 2016; Dow et al., 2020]. Указанные события происходят на фоне снижения уровня океана и иссушения климата с соответствующим снижением базисов дренажа и увеличением мощности зоны аэрации. В совокупности с повышением растворимости атмосферных газов, это ведет к росту объема пород, находящихся в окислительной зоне.

Разрушение ледовых щитов и таяние мерзлоты приводит к появлению огромных объемов пресной воды специфического изотопного и химического состава и соответствующему изменению состояния и режима функционирования поверхностных и подземных водно-ледовых объектов [Climate..., 2006, 2010; Jansson, Naslund, 2009]. Современное потепление имеет наибольшую интенсивность в Арктике и относится, преимущественно, к холодному

периоду года (Рисунок П.2.1 и П.2.2, Таблица П.2.1, [Воздействие..., 2008; Клименко, Астрина, 2006; IPCC, 2018]).

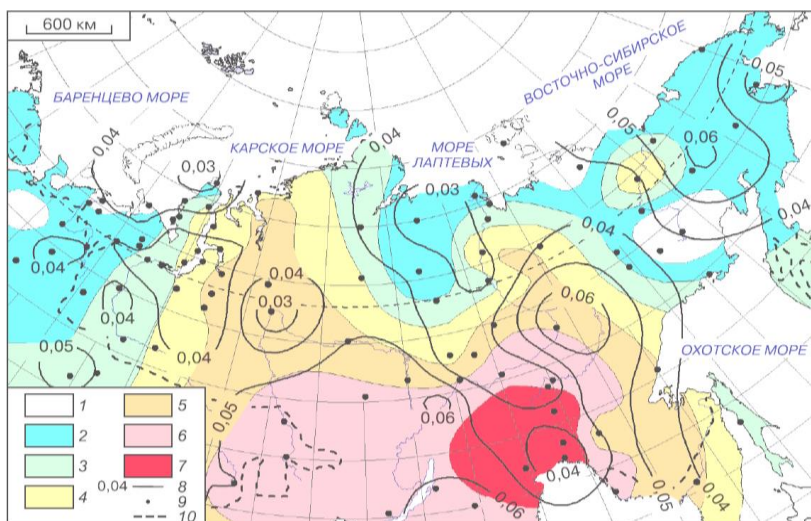


Рисунок П.2.1. Изменение среднегодовой температуры воздуха (°C/год) на севере России [Малкова и др., 2011]. Для периода 1965–2000 г.: 1 – $< 0,02$; 2 – $0,02-0,03$; 3 – $0,03-0,04$; 4 – $0,04-0,05$; 5 – $0,05-0,06$; 6 – $0,06-0,07$; 7 – $> 0,07$; 8 – изолинии тренда в 1965–2010 г.; 9 – опорные метеостанции; 10 – южная граница криолитозоны.

В настоящее время насчитывается несколько десятков реконструкций хода температур для четвертичного и более ранних периодов на базе различных методов [Brigham-Grette et al., 2007; Duplessy et al., 1970; Esper et al., 2002; Gascoyne, 1992; Hegerl et al., 2006; Hendy, Wilson, 1968; Huang et al., 2000; Jones, Mann, 2004; Kotlyakov et al., 2004; Lauritzen, Onac, 1999; Mayer et al., 2010; Moberg et al., 2005; Oerlemans, 2005; Rozanski et al., 1993; Zech et al., 2013]. Проблему составляет то обстоятельство, что при похожем виде температурных кривых они существенно различаются в деталях даже для последних 1000 лет (Рисунок П.1.3). Для кривых, характеризующих более ранние периоды, неопределенность оценок значительно возрастает.

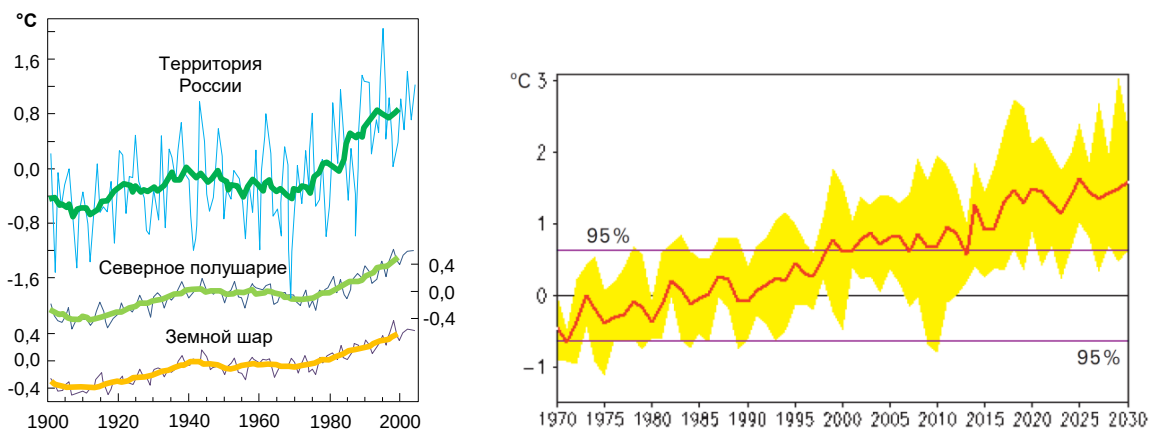
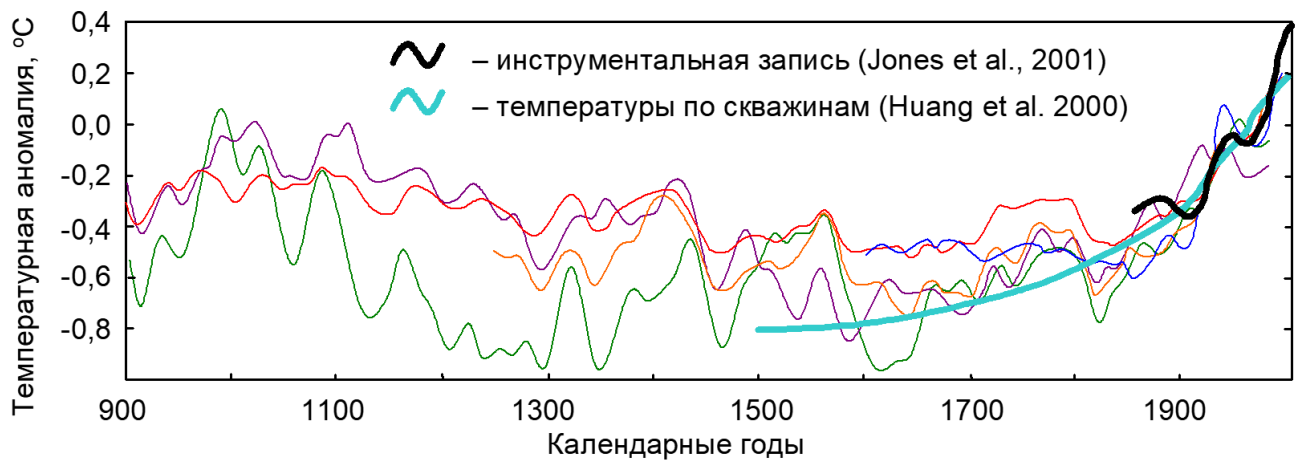


Рисунок П.2.2. Аномалии среднегодовой температуры воздуха в 1901–2004 г. по отношению к периоду 1971–2000 г. (слева: тонкие линии – погодные значения; толстые – осреднение по трехлетиям) и прогноз роста температуры для России до 2030 г. (справа: область, выделенная желтым цветом – разброс оценок; две горизонтальные линии – уровень значимости на период калибровки определен) [Стратегический..., 2005].

Таблица II.2.1. Прогнозный рост среднемесячных температур при повышении среднегодовой температуры на 1 °С [Павлов и др., 2010].

Регион	Янв.	Фев.	Мар.	Апр.	Май	Июн.	Июл.	Авг.	Сен.	Окт.	Ноя.	Дек.
Север ЕТР	2,0	1,7	1,7	0,9	0,8	1,8	0,2	-0,1	-0,1	1,3	0,8	-0,1
Север З.Сибири	2,8	2,0	1,6	-0,2	0,5	1,4	0,4	0,2	-0,1	1,5	0,6	0,8
Якутия	3,3	3,0	1,1	0,9	0,8	0,3	0,3	0,3	-0,1	0,8	0,4	1,0



Трассеры: ~ – Jones and Mann, 2004; ~ – Moberg et al., 2005; ~ – Hegerl et al., 2006
 Ледники: ~ – Oerlemans, 2005 Кольца деревьев: ~ – Esper et al., 2002

Рисунок II.2.3. Приповерхностные температуры воздуха за последние 1100 лет (адаптировано из Wikipedia https://en.wikipedia.org/wiki/Description_of_the_Medieval_Warm_Period_and_Little_Ice_Age_in_IPCC_reports, дата обращения 12.01.2009).

В этой части работы демонстрируются примеры использования изотопных данных для палеореконструкций и оценки реакции толщ ММГП на современное потепление.

II.3. Отклик параметров $\delta^{2}\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в речном стоке зоны развития ММГП на современные погоднo-климатические вариации (на примере нижнего течения р. Колымы)

Термическая устойчивость ММГП, в целом, возрастает с юга на север (Рисунок II.3.1). Однако, деградация мерзлоты, по-видимому, происходит даже в зонах, относимых к районам распространения устойчивой мерзлоты [Балобаев, 1991], что подтверждается исследованиями автора 2012–2015 г. в нижнем течении р. Колымы⁸.

⁸ Работы проводились совместно с Северо-восточной станцией Дальневосточного института географии РАН и университетом Нью-Хемпшира в рамках проекта Project NSF ARC1204070 “Collaborative Research: Interactions Between Air Temperature, Permafrost and Hydrology in the High Latitudes of Eurasia” (руководитель проекта Шикломанов А.И.).

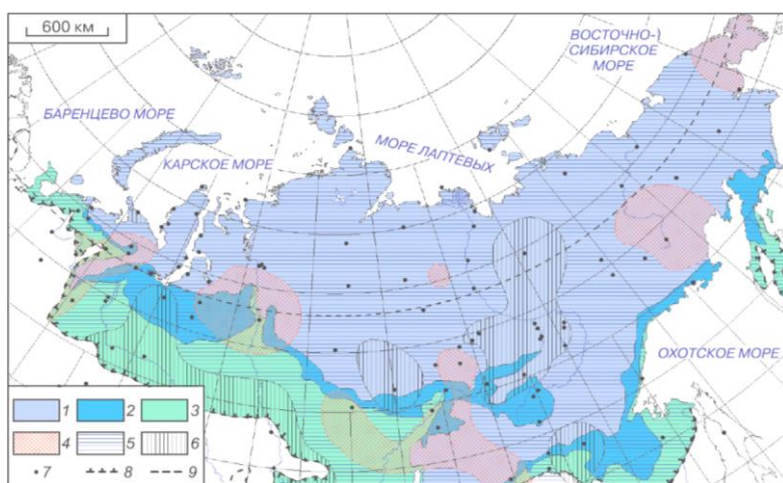


Рисунок II.3.1. Термическая устойчивость ММГП России [Малкова и др., 2011]: 1 – сплошное, 2 – прерывистое, 3 – островное и редко-островное распространение ММГП; 4 – слабая, 5 – средняя, 6 – высокая устойчивость ММГП; 7 – метеостанции и стационары; 8 – южная граница криолитозоны; 9 – Северный полярный круг.

II.3.1. Характеристика участка работ

Район работ расположен на севере Колымской низменности (Рисунок II.3.2), где мощность ММГП, имеющих температуры до -11°C достигает 600 м [Лупачев, 2010]. Среднегодовая температура воздуха в 1930–2010^{-х} г. $t = -13..-8^{\circ}\text{C}$, при средних для июня–августа $t = +8..+12^{\circ}\text{C}$, декабря–февраля $t = -28..-35^{\circ}\text{C}$ (данные ГМС «Черский»). Доминируют лиственничная тайга в долинах рек и тундра – на равнинах, а на возвышенностях преобладают арктические пустыни и реликты степей [Шмелев и др., 2013].

Верхняя часть геологического разреза включает деятельный (активный, сезонноталый) и переходный слои. Деятельный слой, в основном, развит по высокольдистым лессовидным суглинкам позднеплейстоценового возраста – едоме или ледовому комплексу [Попов, 1956; Amon et al., 2012; Holmes et al., 2012]. Едомный комплекс сложен пылеватыми разностями (средний размер частиц 9–24 мкм), со средним содержанием льда $IC = 30\%$ (максимум до 80 %) и общего углерода $TC = 1–4\%$ (максимум до 9 вес. %) [Davydov et al., 2008; Strauss et al., 2012].

Рост мощности деятельного слоя происходит с июня по август, в сентябре его толщина стабилизируется, а затем начинает уменьшаться (Рисунок II.3.3). Разброс глубины протаивания для отдельных видов ландшафта относительно среднего на один и тот же момент времени достигает 40 см. Коэффициент корреляции между средней летней температурой воздуха и глубиной протаивания $r = 0,43$, а между средней зимней температурой и глубиной – $r = 0,49$ [Федоров-Давыдов и др., 2004; Мерекалова и др., 2006; Davydov et al., 2012; Маслаков и др., 2017]. В северной Евразии установлено постепенное нарастание глубины сезонного протаивания [Аржанов и др., 2007].

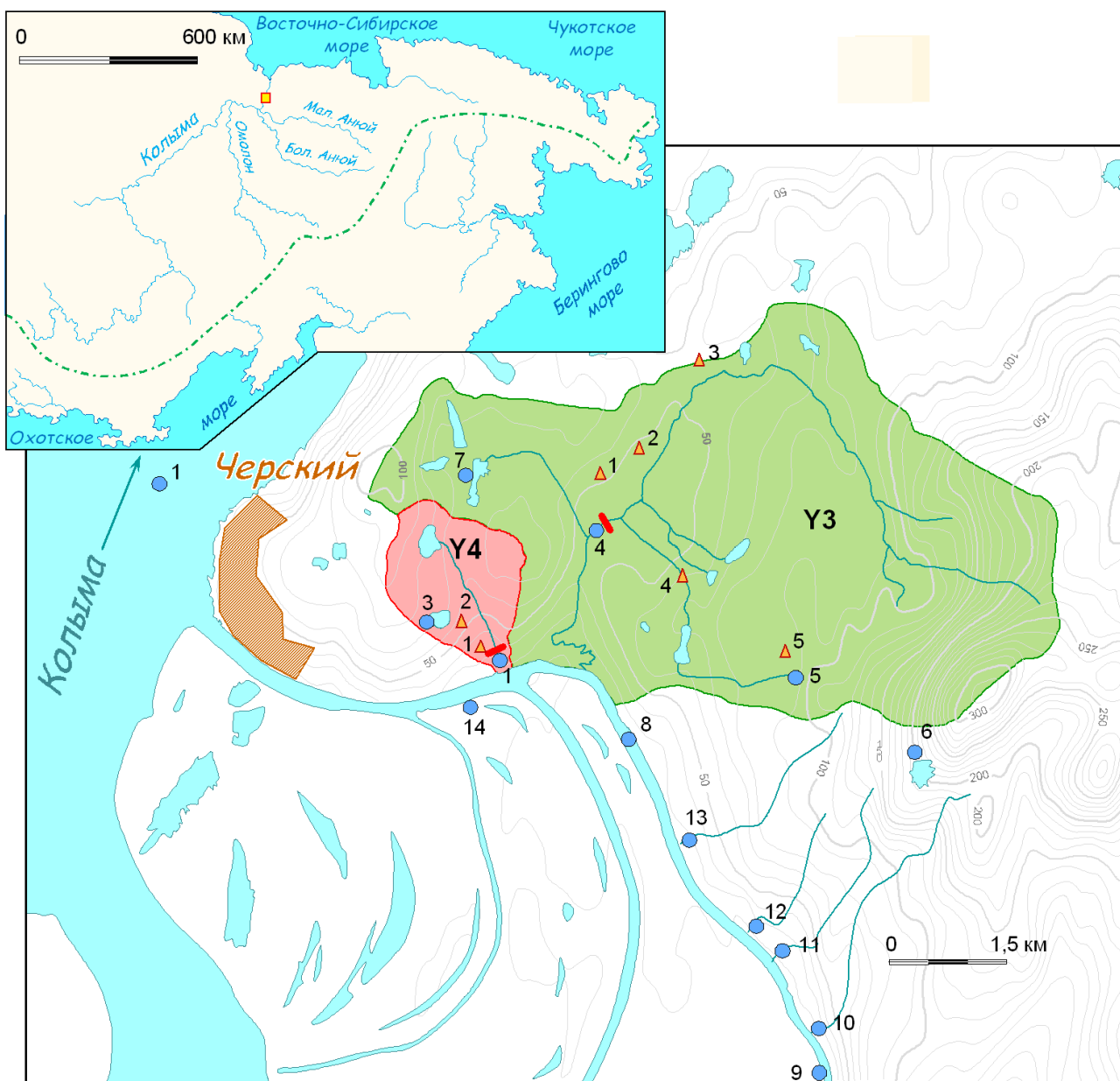


Рисунок П.3.2. Схема участка работ и расположение точек опробования: залитые области – водосборы притоков Y3 и Y4; красные штрихи – гидростворы, на которых производился мониторинг; кружки – точки опробования водных объектов; треугольники – скважины.

Между деятельным слоем и мерзлотой, как правило, наблюдается переходный горизонт мощностью 10–150 см с льдистостью $IC \approx 30\%$ (максимум до 90 %). Толщина переходного слоя, как правило, увеличивается в понижениях рельефа.

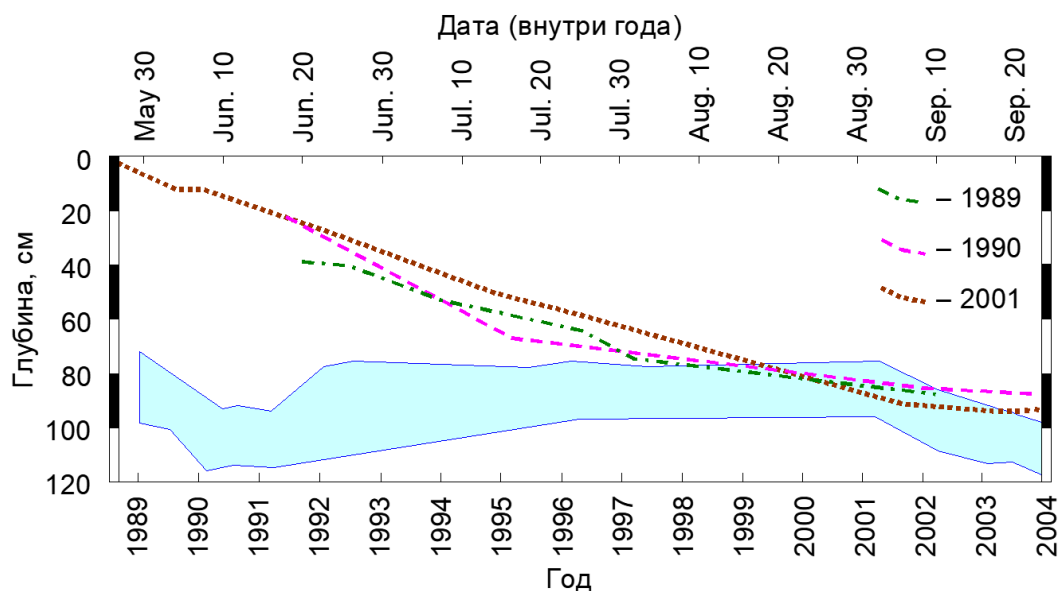


Рисунок II.3.3. Динамика нарастания средней мощности СТС и ее многолетние изменения [Федоров-Давыдов и др., 2004]: ломанные линии – внутригодовая динамика протаивания (шкала дат сверху, годы наблюдений в легенде); залитый полигон – многолетние вариации мощности СТС (шкала лет снизу).

Годовое количество атмосферных осадков 190–300 мм, из которых 80–130 мм выпадает в теплый сезон. Характеристики бассейна р. Колымы приведены в Таблице II.3.1. Максимум стока в начале августа, а зимой выделяется две фазы [Ежегодные данные..., 2009]:

- в ноябре-декабре, на которые приходится 50 % зимнего стока, происходит постепенное падение расхода реки, дренируется сезонноталый слой и аллювиальные горизонты;

- в январе-апреле сток почти равномерно распределен во времени и обеспечивается водоотдачей подрусловых таликов р. Колымы и притоков.

Под р. Колымой обнаруживается сквозной талик.

Таблица II.3.1. Характеристики бассейна Колымы в створе ГМС «Черский»*.

Параметр	Величина	Параметр	Величина
Сток, км ³ /год	111–132	Среднегодовая температура воздуха, °С	-10,1
Длина, км	2091	Распространенность мерзлоты, %	99
Площадь, ×10 ⁶ км ²	0,65	Площадь лесов, %	49,9
Средний уклон, м/км	2,16	Тундра и арктические пустыни, %	36,3
Модуль стока, л/с×км ²	6,26	Болота и озера, %	13,8

* – по [Finlay et al., 2006; Holmes et al., 2012; Holmes et al., 2002; Ежегодные данные..., 2009; Основные гидрологические..., 1967, 1975].

Система, включающая деятельный и переходный слои, а также верхнюю часть мерзлоты, представляет собой резервуар, выполняющий функцию внутри- и межгодового перераспределения стока. Например, увеличение в 2001–2004 г. глубины протаивания на 20 см (Рисунок II.3.14) при льдистости переходного горизонта и едомы $IS = 30 \%$ дает в водном эквиваленте примерно 60 мм. При площади водосбора $0,65 \times 10^{-6} \text{ км}^2$ это составит около $13 \text{ км}^3/\text{год}$, при среднегодовом стоке р. Колымы $111\text{--}132 \text{ км}^3/\text{год}$ [Amon et al., 2012; Finlay et al., 2006].

Сток р. Колымы обнаруживает ряд аномалий. В отдельные годы суммарный сток реки в нижнем течении оказывается меньше, чем в среднем, при этом разница не компенсируется льдо- и наледообразованием [Глотов и др., 2008, 2011]. С 1990-х г. отмечается рост зимних расходов, при этом аномалии стока не совпадают с водностью года [Shiklomanov et al., 2007]. Главная роль приписывается тектоническим факторам [Глотов и др., 2011], влиянию таликов [Михайлов и др., 2007; Михайлов, 2010] и климатическим факторам [Гусев и др., 2015; Романовский и др., 2009 на примере бассейна Лены]. Из данных об изотопном составе воды будет видно, что в формировании аномалий преобладающую роль играют климатические факторы.

II.3.2. Изотопный состав водорода и кислорода водно-ледовых объектов в бассейне р. Колымы

Атмосферные осадки. Мониторинг выполнялся в 2002–2004 г. [Welp et al., 2005], в 2005–2009 г. [GNIP IAEA] и в 2012–2015 г. (автором). Изотопный состав осадков варьирует 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 при локальной линии метеорных вод (ЛЛМВ, Рисунок II.3.4):

$$\delta^2\text{H} = 7,57 \times \delta^{18}\text{O} - 2,10 \quad (R^2 = 0,97, n = 113) - 2012\text{--}2015 \text{ г.};$$

$$\delta^2\text{H} = 7,0 \times \delta^{18}\text{O} - 11,7 \quad (R^2 = 0,99, n = 31) - 2002\text{--}2004 \text{ г.}$$

Отличие ЛЛМВ от ГЛМВ характерно для арктических регионов России и является, по-видимому, долговременным эффектом [Meyer et al., 2002 a, b]:

$$\delta^2\text{H} = 7,0 \times \delta^{18}\text{O} - 18 \quad (R^2 = 0,97, n = 33),$$

а для кернов ледника на о. Северная Земля с возрастом 7–10 т.л.н. [Stievenard et al., 1996]:

$$\delta^2\text{H} = (7,88 \pm 0,44) \times \delta^{18}\text{O} + (10,8 \pm 1,4).$$

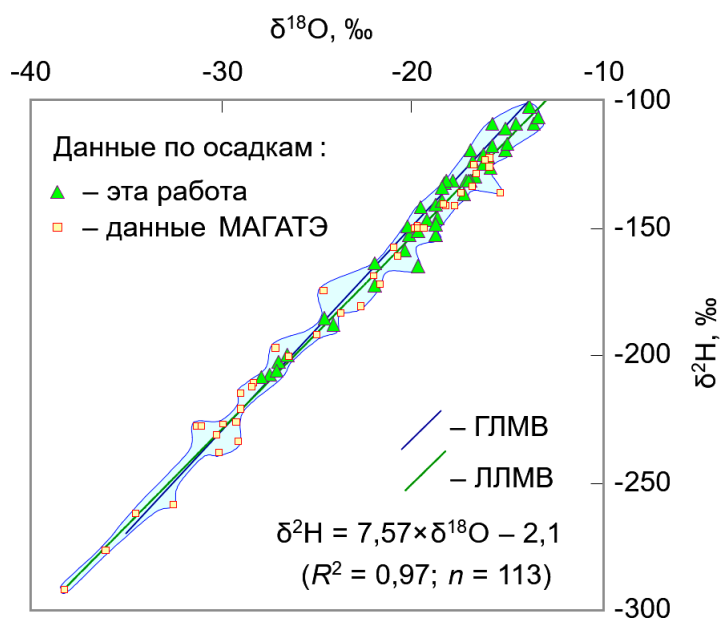


Рисунок II.3.4. Изотопный состав атмосферных осадков в районе пос. Черский:

2005–2009 г. – база GNIP IAEA;
2012–2014 г. – эта работа;

ГЛМВ – глобальная линия метеорных вод; ЛЛМВ – локальная линия метеорных вод (уравнение на диаграмме).

Далее на рисунках область, отвечающая изотопному составу атмосферных осадков, будет показана заливкой и контуром.

Средневзвешенный изотопный состав годовых осадков рассчитан для лет, имеющих полные записи $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, с учетом режима их выпадения и состава, и аналогично для холодного и теплого периода года (Таблица II.3.2).

Таблица II.3.2. Взвешенные составы осадков в районе пос. Черский за период 2012–2014 г.

Среднегодовые		Холодный сезон		Теплый сезон		Температура воздуха, °C [данные ГМС «Черский»]		
$\delta^2\text{H}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	Средне- годовая	Холодный сезон	Теплый сезон
-184	-23,7	-208	-26,8	-145	-18,5	-10,3	-17,2	10,5

В зиму 2012–2013 г. в конце сезона и в зиму 2013–2014 г. в разные периоды выполнено опробование снега. В первом случае опробовалась верхняя и нижняя половины снежного покрова, во втором – разрез снега целиком (Рисунок II.3.5). Нижняя часть снежного покрова, образующаяся в начале зимы, близка по изотопному составу к осадкам теплого периода года, а верхняя – к осадкам холодного периода года. В среднем, изотопный состав снега близок к средневзвешенному составу осадков за холодный период года. Легкие осадки декабря, января и февраля почти не влияют на годовой изотопный баланс, что связано с их малым объемом.

Подземные воды и льды. Воды сезонноталого, а также льды переходного горизонта и мерзлоты охарактеризованы пятью скважинами $Y_4(1)$, $Y_4(2)$, $Y_3(1)$, $Y_3(3)$ и $Y_3(1)$, пробуренными в период максимального ежегодного оттаивания. Изотопный состав воды и

льда варьирует от $\delta^{18}\text{O} = -20,3 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -155 \text{ ‰}$ в верхней части разреза до $\delta^{18}\text{O} = -32,0 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -242 \text{ ‰}$ на глубине и полностью соответствует ЛЛМВ (Рисунок П.3.6 и П.3.7).

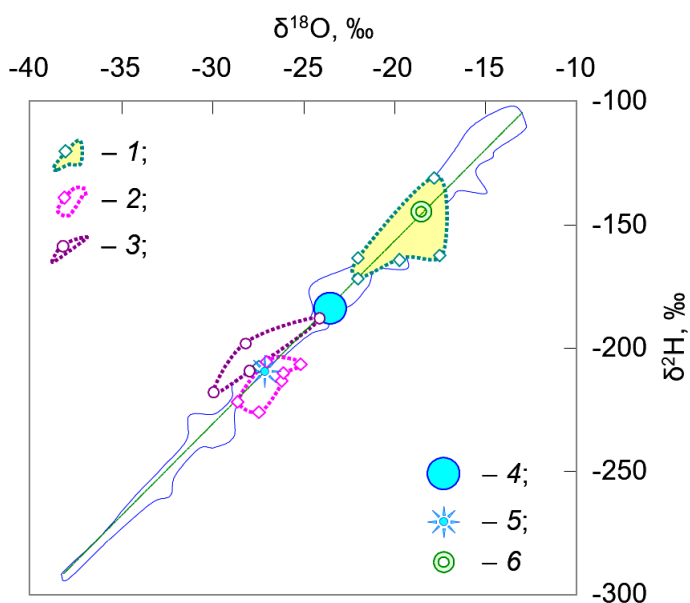


Рисунок П.3.5. Снежный покров в районе пос. Черский:

1, 2 – нижняя и верхняя части снежного покрова в зиму 2012–2013 г.; 3 – валовые пробы снега в зиму 2013–2014 г.; 4 – средневзвешенный изотопный состав осадков по многолетним данным; 5 – состав осадков за холодный период года (среднесуточная температура менее +5 °C); 6 – состав осадков за теплый период года (остальные обозначения на Рисунок П.3.3).

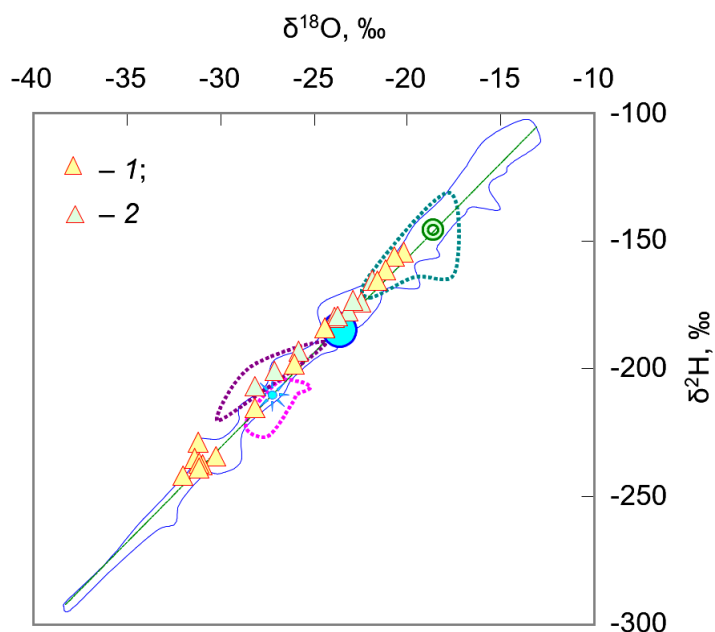


Рисунок П.3.6. Изотопный состав поровой влаги деятельного слоя и льда мерзлоты:

1 – скважина $Y_4(1)$;
2 – скважина $Y_4(2)$
(остальные обозначения на Рисунок П.3.3 и П.3.4).

Деятельный слой, в среднем, существенно отличается по изотопному составу воды ($\delta^{18}\text{O} = -22,3 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -168 \text{ ‰}$) от переходного горизонта ($\delta^{18}\text{O} = -27,2 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -209 \text{ ‰}$) и мерзлоты ($\delta^{18}\text{O} = -31,4 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -236 \text{ ‰}$, Рисунок П.3.7). Аналогичные распределения найдены и другими авторами [Николаев и др., 2010; Михалев и др., 2012]. В керне из скважины $Y_4(1)$ определялось также содержание общего углерода (ТС, Рисунок П.3.8), распределение которого по глубине тесно коррелирует с изотопным составом воды (коэффициент парной корреляции $r = 0,89$).

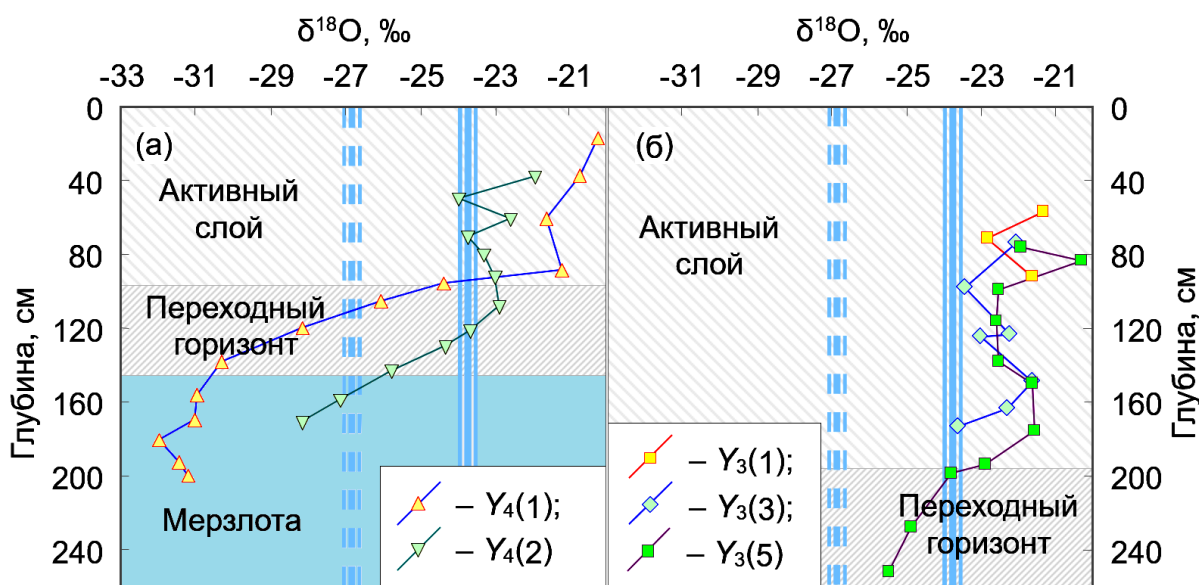


Рисунок II.3.7. Изотопный состав влаги в деятельном, переходном слоях и в мерзлоте: линии – среднегодовой состав осадков (сплошная тройная линия, $\delta^{18}\text{O} = -23,7 \text{ ‰}$) и средний состав осадков за холодный период года (пунктирная тройная линия, $\delta^{18}\text{O} = -26,8 \text{ ‰}$); номера скважин соответствуют Рисунку II.3.2.

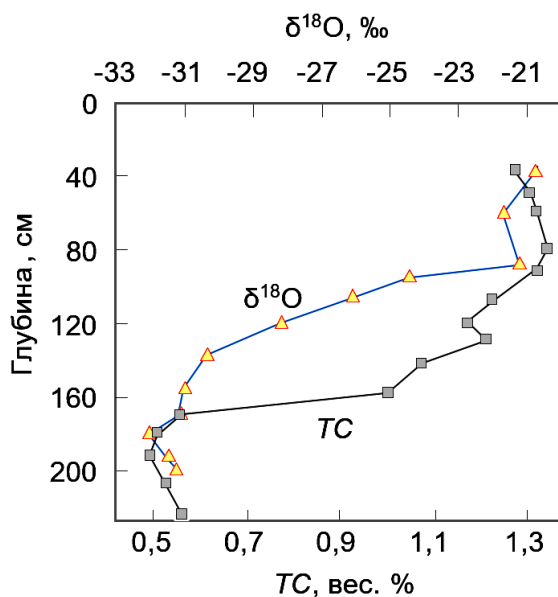


Рисунок II.3.8. Сравнение содержания общего углерода (TC) и изотопного состава влаги в керне из скважины Y₄(1). Обозначения на Рисунке II.3.7.

Поверхностный сток. Изотопный состав воды в р. Колыме за 2006 (май–октябрь), 2010 (август–октябрь), 2011 (август–сентябрь) и 2012–2014 г. представлен на Рисунке II.3.9 (пробы 2006–2011 г. хранились в замороженном состоянии в подземном складе). Размах вариаций составил от $\delta^{18}\text{O} = -14,6 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -138 \text{ ‰}$ летом до $\delta^{18}\text{O} = -26,1 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -195 \text{ ‰}$ в весеннее половодье. Если исключить четыре точки, существенно отклоняются от ЛЛМВ, то наиболее тяжелый состав будет иметь величины $\delta^{18}\text{O} = -19,5 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -151 \text{ ‰}$. Для водотоков Y₃ и Y₄, (малые притоки р. Колымы) 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 р. Колыме (Рисунок П.3.10).

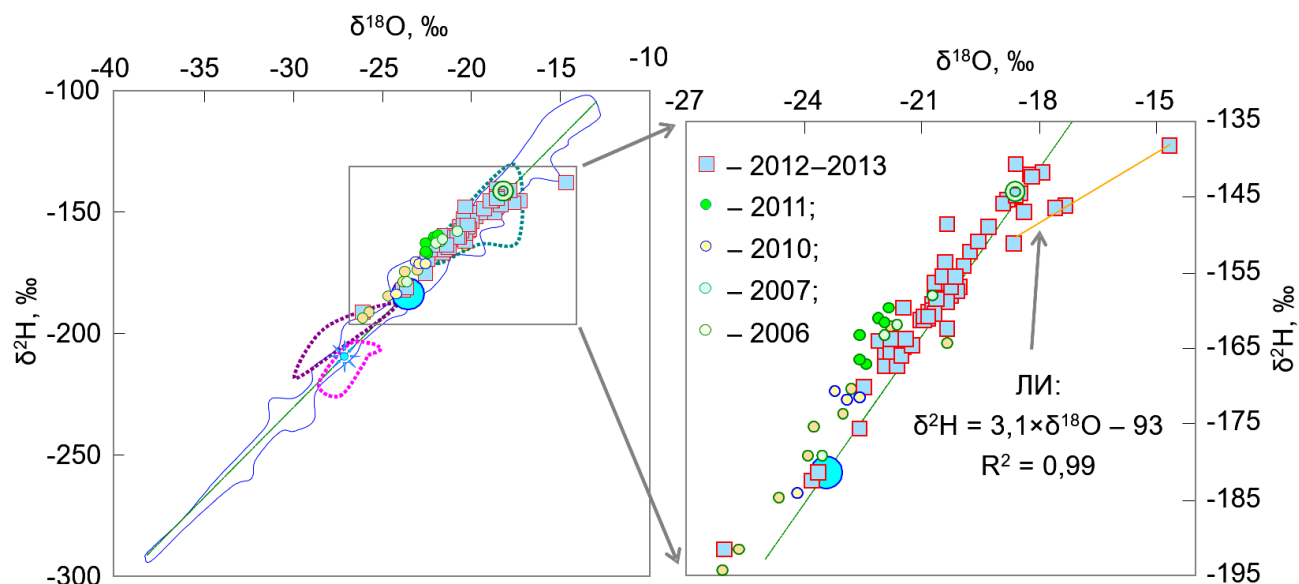


Рисунок П.3.9. Изотопный состав воды в р. Колыме в 2006 (май–октябрь), 2007 (июль–август), 2010 (апрель–июль), 2011 (август–сентябрь) и 2012–2014 гг. у пос. Черский: ЛИ – линия испарения (уравнение на диаграмме), остальные обозначения на Рисунке П.3.5 и П.3.6.

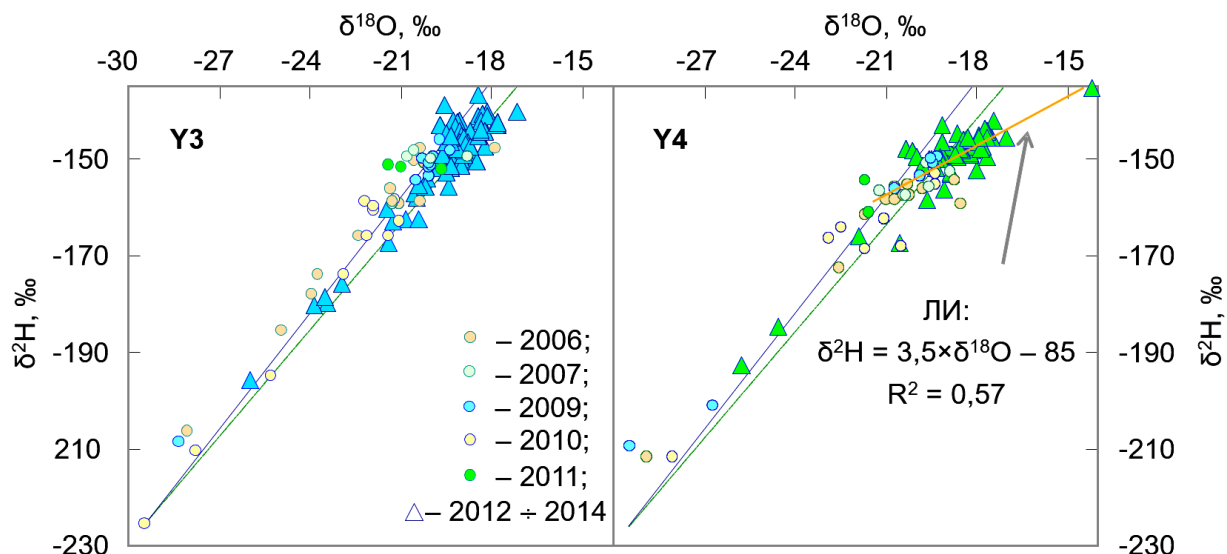


Рисунок П.3.10. Изотопный состав воды в притоках р. Колымы Y3 и Y4 в 2006 (май–октябрь), 2007 (июль–август), 2009 (май–сентябрь), 2010 (август–октябрь), 2011 (август–сентябрь) и 2012 (сентябрь) – 2014 (октябрь). На диаграмме для Y4 показано уравнение линии испарения (ЛИ), остальные обозначения на Рисунок П.3.9.

II.3.3. Обсуждение результатов

Атмосферные осадки. Хронологический график демонстрирует изменение изотопного состава осадков близкое к гармоническому (Рисунок II.3.11).

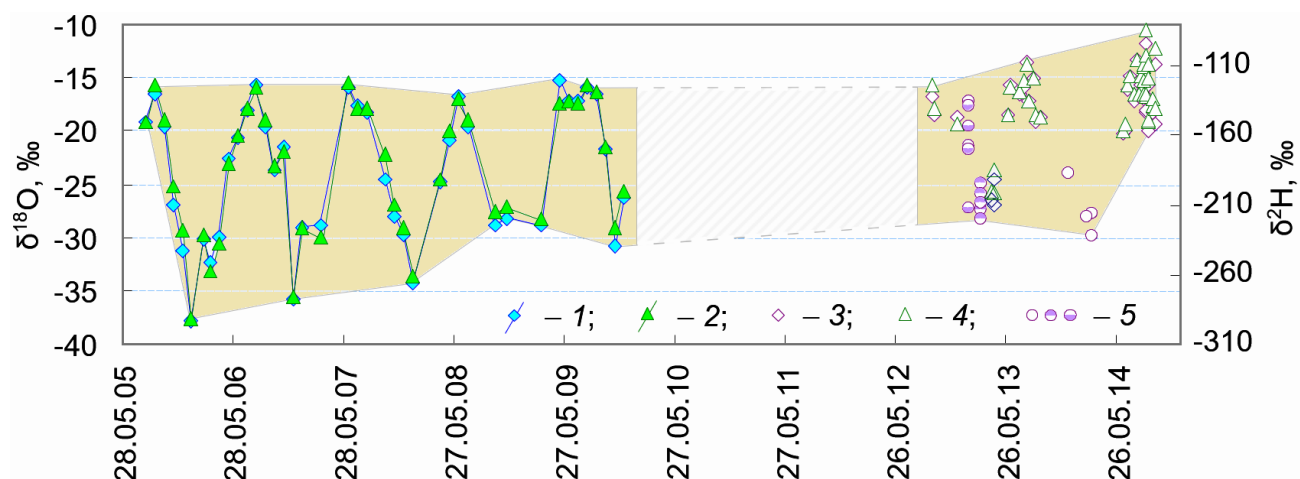


Рисунок II.3.11. Хронологический график вариаций изотопного состава атмосферных осадков в районе пос. Черский: 1, 3 – $\delta^{18}\text{O}$; 2, 4 – $\delta^2\text{H}$ (залитые значки – данные МАГАТЭ, не залитые – эта работа); 5 – снег (целиком, верхняя и нижняя половины, соответственно); серая область – многолетний тренд изменения, проявляющийся, в основном, за счет утяжеления изотопного состава зимних осадков.

В 2005–2014 г. месячные суммы температур декабря, января и февраля заметно выросли (Рисунок II.3.12 и II.3.13). Между среднемесячным изотопным составом осадков и суммой температур воздуха за месяц (t – температура в градусах Цельсия) отмечается корреляция (Рисунок II.3.14):

$$\delta^{18}\text{O} = 0,0118 \times t - 20,81 \quad (R^2 = 0,86); \quad \delta^2\text{H} = 0,0871 \times t - 161 \quad (R^2 = 0,85).$$

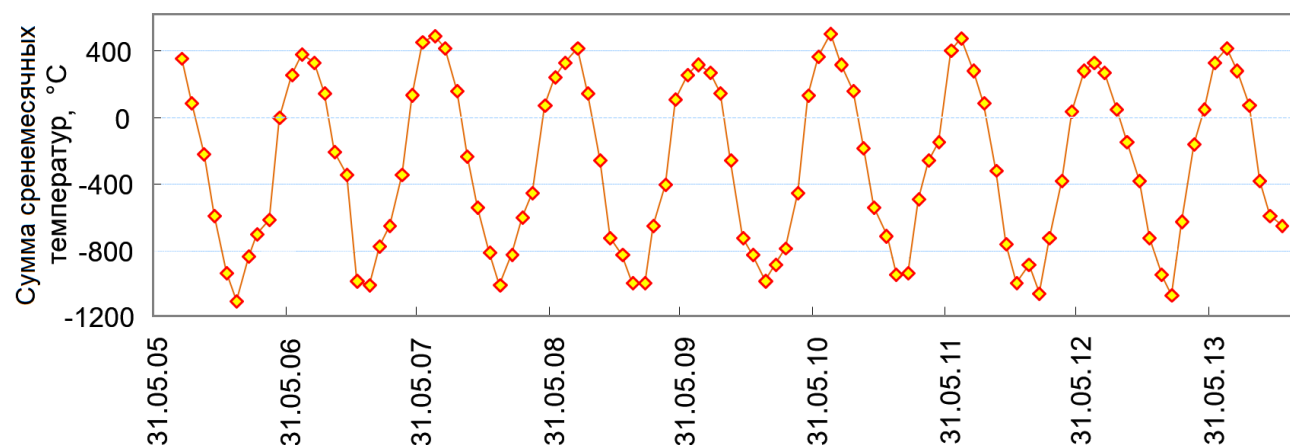


Рисунок II.3.12. Суммы месячных температур на метеостанции «Черский» в 2005–2013 г.

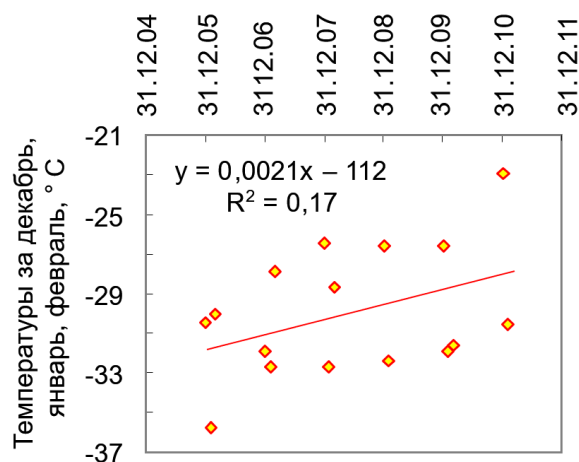


Рисунок II.3.13. Ход среднемесячных температур для декабря, января, февраля на МС «Черский» в 2005–2011 г. (исключен anomalно холодный февраль 2009 г., на диаграмме показана линия аппроксимации и ее уравнение).

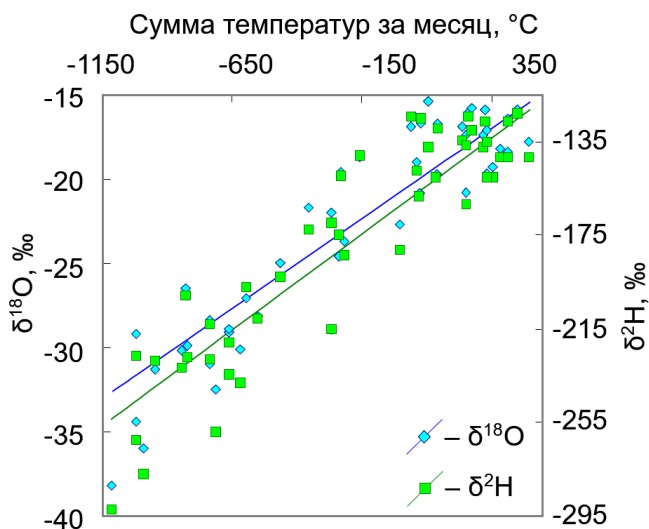


Рисунок II.3.14. Соотношение между суммами температур воздуха за месяц и среднемесячным изотопным составом атмосферных осадков в районе пос. Черский за 2005–2014 г. (прямыми показаны тренды аппроксимации).

Подземные воды и льды. Изотопный состав кислорода воды в деятельном слое в конце сезона протаивания, в среднем, $\delta^{18}\text{O} \approx -22,3 \text{ ‰}$ (Рисунок II.3.7), что близко к взвешенному среднегодовому составу воды в Колыме (Таблица II.3.4), несколько тяжелее среднегодового взвешенного состава атмосферных осадков и легче взвешенного состава осадков теплого сезона года. Оценим возможный изотопный состав воды в деятельном слое, для случая, когда баланс влаги в нем обусловлен только атмосферными осадками, в предположении, что:

- влага в деятельном слое полностью обменивается за один сезон, при этом происходит полное перемешивание воды в данном резервуаре;

- на момент окончания схода снега средняя глубина оттаивания почвы достигает $h_1 = 15 \text{ см}$, пористость этой зоны составляет около $p_1 = 0,15$ (по объему), а вся влага в этой зоне к концу снеготаяния представлена водой холодного сезона года $\delta^{18}\text{O}_{\text{SNOW}} = -26,8 \text{ ‰}$ (Рисунок II.3.6, Таблица II.3.2);

– средняя толщина деятельного слоя на конец теплого сезона составляет в среднем $h_2 = 95$ см, пористость этой зоны составляет около $n_2 = 0,2$ (по объему) и заполняется летними дождями $\delta^{18}\text{O}_{\text{RAIN}} = -18,5$ ‰ (Таблица II.3.2).

Расчетный изотопный состав кислорода в деятельном слое, исходя из уравнения смешения, должен иметь величину:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{CALC}} = (h_1 \times n_1 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{SNOW}} + (h_2 - h_1) \times n_2 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{RAIN}}) / (h_1 \times n_1 + (h_2 - h_1) \times n_2) = \\ (15 \times 0,15 \times (-26,8) + (95 - 15) \times 0,2 \times (-18,5)) / (15 \times 0,15 + (95 - 15) \times 0,2) = -19,5 \text{ ‰}.$$

Величина $\delta^{18}\text{O}_{\text{CALC}} = -19,5$ ‰ существенно отличается от измеренных для поровых вод деятельного слоя $\delta^{18}\text{O} = -22,3$ ‰, что может объясняться:

- более значительным, чем предположено при расчете, поглощением снеготалого стока из-за полигональной трещиноватости;
- большим участием переходного горизонта в формировании влажности деятельного слоя;
- потерями осадков теплого сезона на эвапотранспирацию, что подтверждается наблюдениями за малыми водотоками (Рисунок II.3.10).

Поверхностный сток. Колыма имеет круглогодичный сток с максимумом в весеннее половодье. Малые водосборы У3 и У4 (Рисунок II.3.2), не имеют стока в зимний период. Слабая русловая разгрузка в них отмечается во время глубоких весенних оттепелей, а постоянный сток появляется при снеготаянии. В дальнейшем идет постепенный рост стока, с максимумами в конце июня – начале июля, во время наиболее быстрого протаивания деятельного слоя, и в конце теплого периода года после пожелтения листвы и при наличии дождей.

Вклад талой воды идентифицируется по температурам. Например, с 4 июля по 2 августа 2013 г., когда вклад талой воды в сток ручья У3 был невелик (Рисунок II.3.15), температура воды зависела от температуры воздуха (коэффициент парной корреляции $r = 0,85$, Таблица II.3.3 а). В дальнейшем, из-за роста вклада холодной талой воды, зависимость температуры воды в ручье от температуры воздуха существенно уменьшается (для периода 3–30 августа 2013 г. $r = 0,22$, Таблица II.3.3 а).

На Рисунке II.3.16 и в Таблице II.3.3 б представлены соотношения между температурой воздуха, воды и расходом ручья при осреднении исходных данных бегущим средним с окном 3 сут. и с учетом запаздывания нагрева воды в ручье, которое моделировалось смещением выборки по температуре воды на одни сутки.

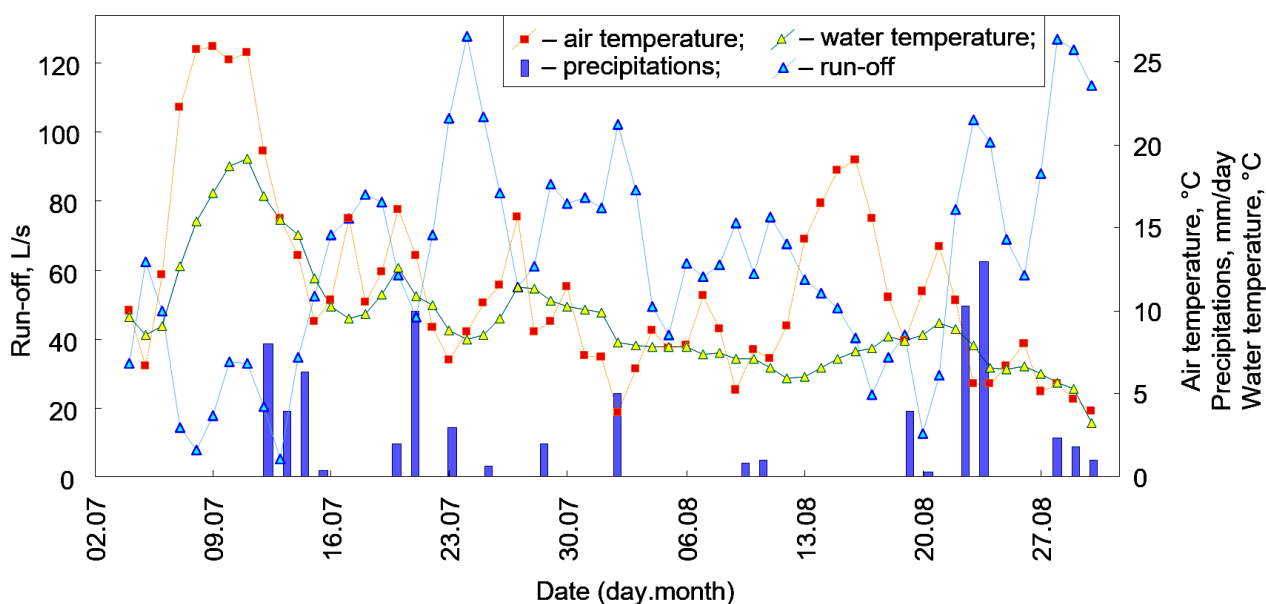


Рисунок П.3.15. Среднесуточные температуры воздуха и атмосферные осадки в районе пос. Черский в сравнении с объемом стока и температурой воды в водотоке У₃ (4 июля – 30 августа 2013 г.).

Таблица П.3.3 а. Коэффициенты парной корреляции между метеорологическими характеристиками и параметрами водотока У₃ (с 4 июля по 2 августа 2013 г.).

Период наблюдений	Температура воздуха vs. температура воды	Сток vs. температура воды
Весь период наблюдений	0,74	-0,56
с 4 июля по 2 августа	0,86	-0,76
с 3 по 30 августа	0,41	-0,66

Для Колымы линия, аппроксимирующая изотопный состав воды в 2012–2014 г. (при исключении точек, отклоняющихся от ЛЛМВ за счет испарения), имеет вид:

$$\delta^2\text{H} = 6,7 \times \delta^{18}\text{O} - 22 \quad (R^2 = 0,95, n = 52).$$

Это уравнение имеет коэффициенты, несколько отличающиеся от ЛЛМВ, однако близко к уравнениям, полученным ранее:

$$\delta^2\text{H} = 6,93 \times \delta^{18}\text{O} - 17,7 \quad (R^2 = 0,95, n = 17, 2003–2006 \text{ г.}) \quad [\text{Yi et al., 2012}],$$

$$\delta^2\text{H} = 6,8 \times \delta^{18}\text{O} - 19,1, \quad (R^2 = 0,98, n = 30, 2002–2004 \text{ г.}) \quad [\text{Welp et al., 2005}].$$

Уменьшение углового коэффициента по сравнению с ЛЛМВ связано с влиянием испарения (пробы с наиболее смещенным составом относятся к августу-сентябрю, Рисунок П.3.9 и П.3.10). Уравнения линий испарения были рассчитаны для р. Колымы по четырем точкам с наиболее выраженным смещением относительно ЛЛМВ и для водотока У₄ по всем данным, за исключением двух точек с наиболее легким изотопным составом (снеготалое половодье):

р. Колыма: $\delta^2\text{H} = 3,1 \times \delta^{18}\text{O} - 93$ ($R^2 = 0,99$, $n = 4$),

Y_4 : $\delta^2\text{H} = 3,5 \times \delta^{18}\text{O} - 85,3$ ($R^2 = 0,57$, $n = 54$).

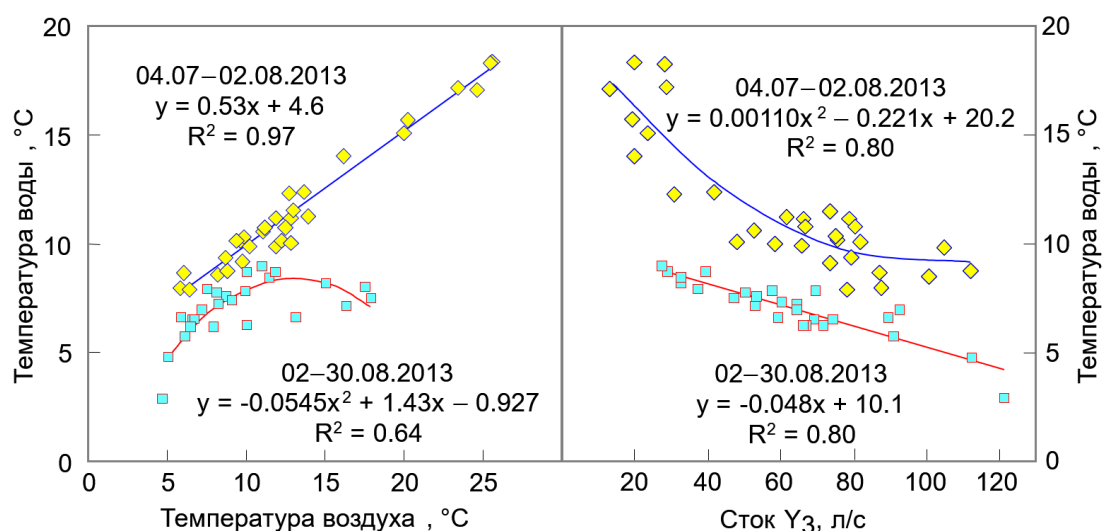


Рисунок II 2.16. Соотношение между температурой воздуха, воды и расходом ручья Y_3 с 4 июля по 2 августа 2013 г. и со 2 августа по 30 сентября 2013 г. при осреднении исходных данных бегущим средним с окном 3 сут. и с учетом суточного запаздывания нагрева воды относительно подъема температуры воздуха в ручье (на диаграммах приведены уравнения аппроксимации, использованы данные логгера).

Таблица II.3.3 б. Коэффициенты парной корреляции между метеорологическими характеристиками и параметрами водотока Y_3 с 4 июля по 2 августа 2013 г. после статистической обработки.

Период наблюдений	Температура воздуха vs. температура воды	Сток vs. температура воды
Весь период наблюдений	0,84	-0,57
с 4 июля по 2 августа	0,98	-0,85
с 3 по 30 августа	0,47	-0,77

Следует, по-видимому, констатировать влияние климатического потепления на изотопный состав поверхностных вод (Рисунок II.3.9–II.3.12), так как пробы 2012–2014 г., в целом, изотопически тяжелее, чем пробы 2006–2011 г. (Таблица II.3.4).

Таблица II.3.4. Долговременное изменение изотопного состава воды в Колыме.

$\delta^{18}\text{O}^*$, ‰			$\delta^2\text{H}^*$, ‰			Годы наблюдений, источник
Среднее	Max.	Min.	Среднее	Max.	Min.	
-21,7	-19,5	-26,1	-165	-151	-195	2006–2014, эта работа
-22,18	-20,64	-23,91	-171,4			2003–2006, [Yi et al., 2012]
-22,2	-21,0	-24,4				2002–2004, [Welp et al., 2005]

* – курсивом приведены среднеарифметические величины, прямым шрифтом – средневзвешенные.

Для р. Колымы (Рисунок II.3.17) и притоков (Рисунок II.3.18) на хронологических графиках отмечается три периода облегчения изотопного состава воды.

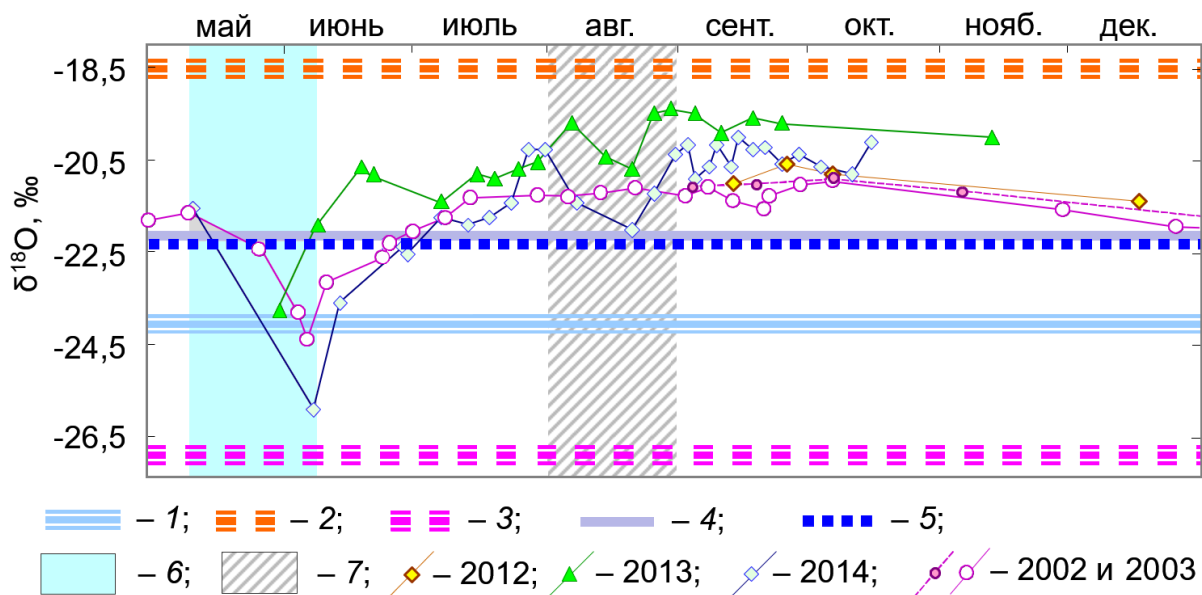


Рисунок II.3.17. Изменение изотопного состава кислорода в воде р. Колымы.

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 р. Колымы за 2003–2006 г. ($\delta^{18}\text{O} = -22,18 \text{ ‰}$, Yi et al., 2012); 5 – средний изотопный состав кислорода во влаге деятельного слоя ($\delta^{18}\text{O} = -22,3 \text{ ‰}$); 6 – снеготаяние; 7 – облегчение воды в р. Колыме летом 2013 и 2014 г.; ломанные линии – изотопный состав кислорода в р. Колыме в 2012–2014 г. (за 2002–2003 [Welp et al., 2005]).

Первая волна облегчения изотопного состава в мае–начале июня наиболее значительна по амплитуде и связана со снеготалым половодьем.

Вторая отмечается в августе, следует сразу вслед за наиболее теплым периодом года, то есть может быть обусловлена только ростом стока изотопически легкой воды. С этой волной облегчения изотопного состава воды в р. Колыме тесно коррелирует изменение содержаний органики специфического состава, поступающей из едомы [Bröder et al., 2020; Mann et al., 2012; Neff et al., 2006].

Третья волна наблюдается только в Колыме (в конце сентября–октябре происходит перемерзание притоков Y3 и Y4). Она начинается в середине октября и длится по конец апреля. В этот период срабатывает емкость таликов [Кучмент и др., 2000; Глотов и др., 2011]. Аналогичные сезонные вариации обнаружены автором при мониторинге малых притоков р. Игарки [Streletskiy et al., 2015].

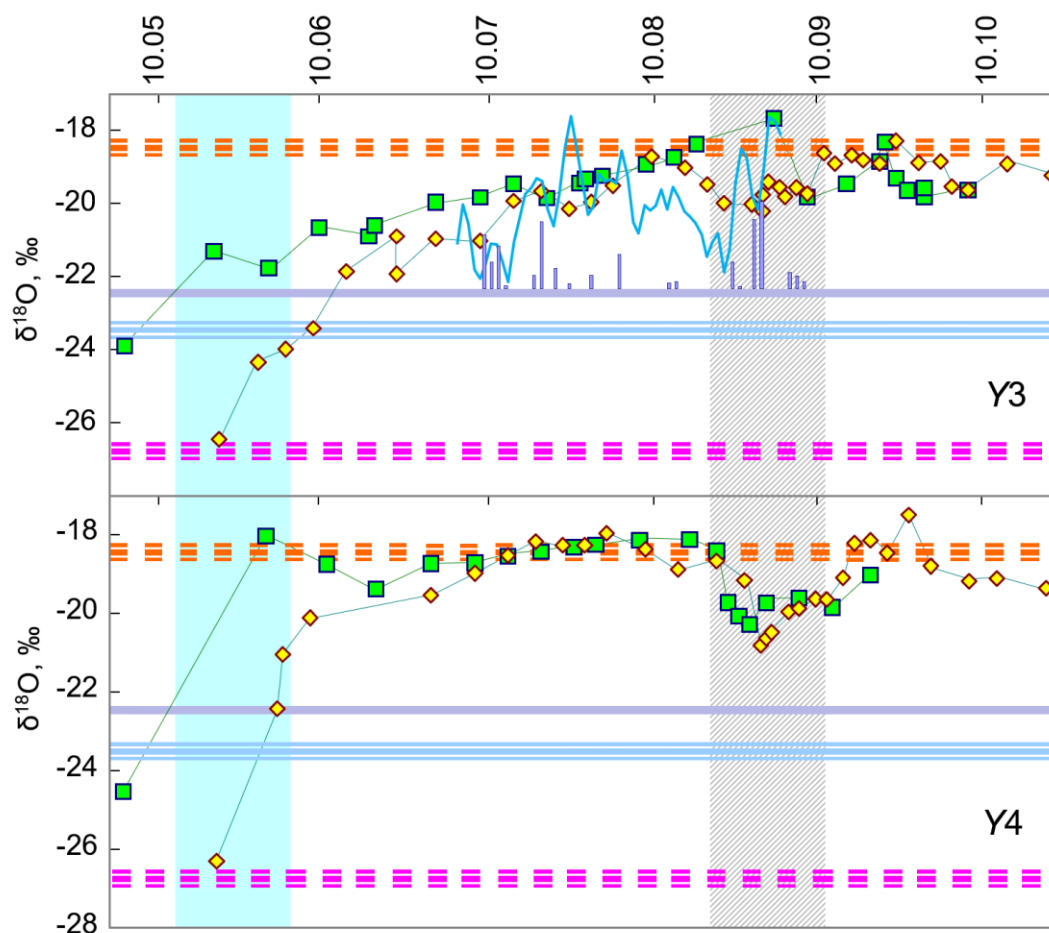


Рисунок II.3.18. Внутригодовое изменение изотопного состава кислорода в притоках р. Колымы Y3 и Y4: квадраты – 2013 г., ромбы – 2014 г. (остальные обозначения на Рисунок II.3.17 и II.3.15).

В хронологических графиках изменения изотопного состава воды в водотоках Y3 и Y4 отражается различие в строении этих водосборов. Для водосбора Y4, на котором кровля мерзлоты располагается относительно неглубоко (Рисунок II.3.7), вторая волна облегчения состава проявлена значительно четче, чем для водосбора Y3, где кровля мерзлоты залегает существенно глубже. Кроме того, водосбор Y4 характеризуется более однородным литологическим строением – верхняя часть разреза нацело состоит из едомы.

Лед мерзлоты, в среднем, $\delta^{18}\text{O} = -31,4 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -236 \text{ ‰}$, что легче средневзвешенного годового состава осадков и снежного покрова в конце зимы (Таблица II.3.2, Рисунок II.3.4–II.3.7). Такой же легкий изотопный состав льда обнаруживается и в классическом обнажении едомы в Дуваном Яру (местность на берегу р. Колымы в 80 км к югу от площади работ). Здесь, в среднем, в талом стоке в конце теплого сезона $\delta^{18}\text{O} = -32,4 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -246 \text{ ‰}$ [Vonk et al., 2013], а в ледяных жилах $\delta^{18}\text{O} = -33,4 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -256 \text{ ‰}$ [Васильчук, 2006]. Расчет

потенциально возможного изменения изотопного состава воды в р. Колыме за счет таяния мерзлоты приведен в Таблица II.3.5.

Таблица II.3.5. Расчет изменения изотопного состава р. Колымы за счет таяния мерзлоты.

Слой стаивания едомы, мм (водный эквивалент)	Объем талой воды, км ³ /год	Сток по Колыме, км ³ /год		
		111*	132**	
0	0	-22,18	-22,18	Результирующий изотопный состав кислорода в Колыме, $\delta^{18}\text{O}$, ‰
1	0,65	-22,24	-22,23	
2	1,30	-22,30	-22,28	
5	3,25	-22,47	-22,43	
10	6,50	-22,75	-22,66	
15	9,75	-23,01	-22,88	

* – по [Amon et al., 2012]; ** – по [Finlay et al., 2006].

Использован средневзвешенный состав воды Колымы $\delta^{18}\text{O} = -22,18$ ‰ [Yi et al., 2012]. Облегчение изотопного состава воды в р. Колыме за счет деградации мерзлоты становится заметным при ее стаивании на глубину свыше 2–5 мм/год в водном эквиваленте или 0,6–1,5 см/год по мощности (при льдистости около 0,3). Легкий изотопный состав речного стока северной Евразии оказывает влияние даже на изотопный состав льдов в Северном ледовитом океане [Кизяков и др., 2019].

II.4. Климатические реконструкции Арктики с использованием ПЖЛ⁸

Полигонально–жильные льды (ПЖЛ) формируются за счет попадания снега и талой воды в криогенные трещины, а лед консервирует изотопный состав, отражая температурные условия образования снега [Maskay, 1983; Васильчук, 1992, 2000, 2005, 2006; Романовский, 1993; Nikolayev, Mikhalev, 1995; Meyer et al., 2002 a,b; Popp et al., 2006; Meyer et al., 2010 a,b; Деревягин и др., 2010; Vasil'chuk & Vasil'chuk, 2014], аналогично тому, как это имеет место в ледниках [Fisher et al., 1983; Petit et al., 1999; Opel et al., 2009, 2011]. Впервые рассчитывать температуры по изотопным данным предложил [Васильчук, 1992; Васильчук, 2006].

Проблему составляет нелинейность связи $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ от температуры (уравнения I.2.3 и I.2.4), а также то, что в ходе осеннее-зимне-весенней эволюции снежного покрова может происходить вторичное фракционирование изотопов кислорода и водорода [Jouzel, Merlivat, 1984; Friedman et al., 1991; Sokratov, Golubev, 2009; Johnsen et al., 2010; Lacelle et al., 2011]. В

⁸ Работа выполнена в кооперации с МГУ им. М.В. Ломоносова. Руководитель работ – доцент кафедры криолитологии и гляциологии географического факультета – Стрелецкая И.Д. [Стрелецкая и др., 2014, 2015].

работе [Конищев и др., 2014] показано, что наиболее значительное фракционирование ^{18}O и ^2H отмечено при замерзании воды в контакте с минеральным субстратом, а образование жильного льда заметного фракционирования не вызывает.

II.4.1. Исходные данные и расчет палеотемператур Арктики

Разрезы мерзлых верхнеплейстоцен-голоценовых отложений и ПЖЛ изучены в береговых обрывах (географическая широта $66\text{--}78^\circ$, долгота – $15\text{--}171^\circ$, Рисунок II.4.1). Опробовались сингенетические ПЖЛ, обеспеченные оценками геологического возраста. В точке также отбирались 2–3 образца из современных элементарных жил. Принято, что климатические характеристики в период их формирования соответствуют современной климатической норме (1961–1990 г., Таблица II.4.2).

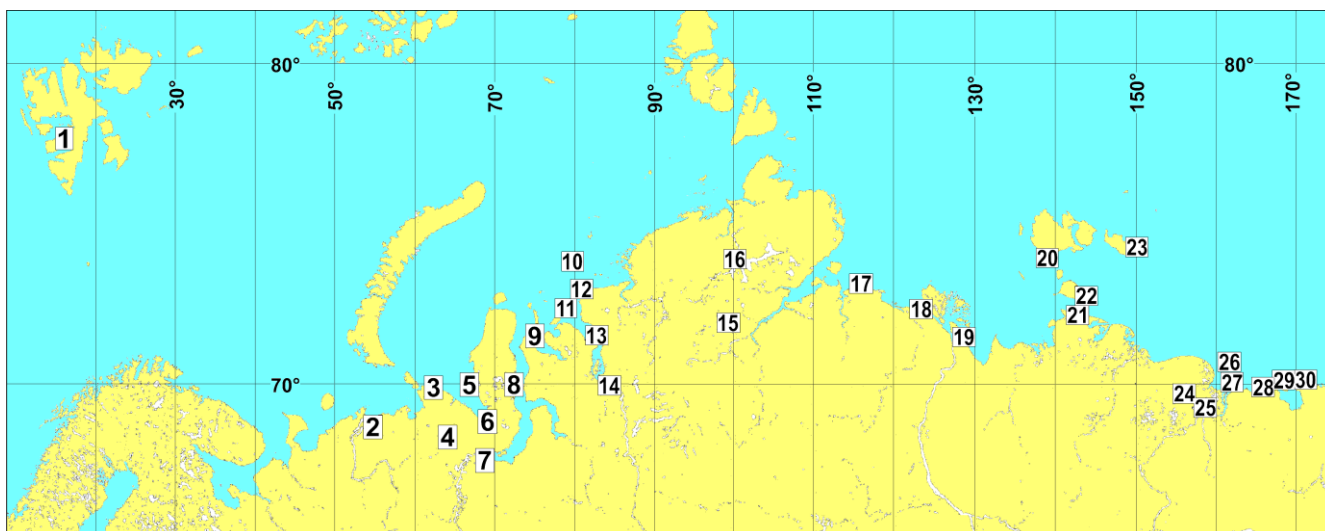


Рисунок II.4.1. Участки изучения изотопного состава сингенетических полигонально-жильных льдов (номера участков соответствуют Таблице II.4.1) [Стрелецкая и др., 2014, 2015].

Для элементарных жил уравнения связи между $\delta^{18}\text{O}$ и температурой выглядят следующим образом (Рисунок II.4.2):

$$t_{\text{CP. ЗИМН.}} = 1,15 \times \delta^{18}\text{O} - 4,6 \quad (R^2 = 0,75, \sigma = 2,7), \quad (\text{II.4.1 а})$$

$$t_{\text{CP. ЯНВ.}} = 1,12 \times \delta^{18}\text{O} - 6,43, \quad (R^2 = 0,75, \sigma = 2,6), \quad (\text{II.4.1 б})$$

$$t_{\text{CP. ХОЛ. ПЕР.}} = 0,885 \times \delta^{18}\text{O} - 2,55, \quad (R^2 = 0,67, \sigma = 2,7), \quad (\text{II.4.1 в})$$

где индекс СР. ЗИМН. отвечает декабрю–февралю; а СР. ХОЛ. ПЕР. – октябрю–маю. Различия в оценке температур по формуле (II.4.1 а) и по [Васильчук, 1992; 2006] составляют $\pm 2^\circ\text{C}$.

Таблица II.4.1. Средние значения $\delta^{18}\text{O}$ в полигонально-жильных льдах Арктики [Стрелецкая и др., 2015].

№ п/п	Место опробования	Географические координаты	Средние значения $\delta^{18}\text{O}$, ‰				Источник	
			Современные элементарные жилки	Голоцен	Поздний Плейстоцен			
				МИС 1	МИС 2	МИС 3		МИС 4
1	Адвентдален, Шпицберген	N 78°12 E 15°50	<u>-10,51*</u> —	<u>-15,6</u> 65				Буданцева и др., 2012
2	Устье р. Печоры	N 68°00 E 54°30	<u>-12,4</u>					Коняхин и др., 1996
3	п. Амдерма	N 70°00 E 62°00	<u>-16,5</u> 4	<u>-20,9</u> 4				Leibman et al., 2001; Васильчук, Котляков, 2000
4	г. Воркута	N 67°00 E 64°00	<u>-16,0</u> 12					Васильчук и др., 2005
5	Марре-Сале, Западный Ямал	N 69°41 E 66°48	<u>-14,0</u> 2	<u>-16,7</u> 40	<u>-23,9</u> 126	<u>-23,6</u> 1		Стрелецкая и др., 2013
6	Еркута, Западный Ямал	N 68°11 E 68°51	<u>-12,3</u> 1	<u>-20,6</u> 25				Буданцева и др., 2012
7	р. Щучья, южный Ямал	N 66°00 E 69°00	<u>-18,2</u> 1	<u>-19,4</u> 7				Васильчук, 1992
8	Се-Яха восточная	N 70°00 E 72°30	<u>-17,3</u> 2	<u>-19,7</u> 3	<u>-22,9</u> 15	<u>-23,9</u> 17		Васильчук, 1992; 2006
9	Гыданский п-ов	N 71°48 E 75°12		<u>-19,5</u> 15	<u>-24,1</u> 5			Облогов и др., 2012
	Гыданский п-ов	N 71°50 E 75°12	<u>-18,8</u> 3	<u>-21,9</u> 40				Васильчук, 1992
10	о. Свердруп	N 75°15 E 79°00		<u>-19,9</u> 1	-24,9 1			Тарасов и др., 1995
11	о. Сибирякова	N 72°43 E 79°06		<u>-19,9</u> 22				Стрелецкая и др., 2012
12	Диксон	N 73°30 E 80°33	<u>-20,7</u> 1	<u>-20,6</u> 33	<u>-24,9</u> 17			Streletskaya et al., 2013

* – здесь и далее псевдодробь: числитель – среднее значение $\delta^{18}\text{O}$, знаменатель – количество образцов.

Таблица II.4.1. Продолжение

№ п/п	Место опробования	Географические координаты	Средние значения $\delta^{18}\text{O}$, ‰				Источник	
			Современные элементарные жилки	Голоцен	Поздний Плейстоцен			
				МИС 1	МИС 2	МИС 3		МИС 4
13	Мыс Сопкарга	N 71°53 E 82°40	$\frac{-16,6}{1}$	$\frac{-19,8}{3}$	$\frac{-23,7}{42}$			Streletskaia et al., 2013
14	п. Усть-Порт	N 69°00 E 84°25	$\frac{-16,4}{1}$					Коняхин и др., 1996
15	о. Лабаз	N 72°20 E 99°00		$\frac{-23,0}{138}$	$\frac{-30,2}{138}$			Чижов и др., 1997
16	Мыс Саблера	N 74°33 E 100°32	$\frac{-20,45}{1}$	$\frac{-23,1}{8}$	$\frac{-26,3}{23}$	$\frac{-29,5}{24}$		Деревягин и др., 1999
17	Мыс Мамонтовый Клык	N 74°00 E 116°00	$\frac{-20,5}{1}$	$\frac{-24,9}{>200}$	$\frac{-31,0}{>200}$		$\frac{-30,6}{1}$	Magens, 2005; Boereboom et al., 2013
18	Западная часть дельты Лены	N 73°00 E 124°00	$\frac{-26,0}{1}$	$\frac{-22,7}{5}$		$\frac{-29,3}{12}$		Magens, 2005; Schirrmeister et al., 2002, 2003
19	Быковский п-ов	N 71°40 E 129°00	$\frac{-25,4}{15}$	$\frac{-28,2}{239}$	$\frac{-30,8}{72}$	$\frac{-30,1}{112}$	$\frac{-32,0}{1}$	Schirrmeister et al., 2002; Meyer et al., 2002 b
20	о. Котельный	N74°30 E 139°00	$\frac{-18,1}{1}$		$\frac{-28,5}{5}$			Васильчук, 2006; Meyer et al., 2002a
21	Оягосский Яр	N 72°00 E 143°00	$\frac{-22,0}{38}$	$\frac{-25,0}{>400}$				Opel et al., 2011
22	о. Большой Ляховский	N 73°11 E 143°56	$\frac{-20,4}{1}$	$\frac{-27,0}{1}$		$\frac{-31,2}{40}$		Meyer et al., 2002a
23	о. Новая Сибирь	N 75°00 E 150°00	$\frac{-18,3}{3}$		$\frac{-29,0}{1}$			Коняхин и др., 1996; Иванова, 2012

Таблица II.4.1. Окончание

№ п/п	Место опробования	Географические координаты	Средние значения $\delta^{18}\text{O}$, ‰				Источник	
			Современные элементарные жилки	Голоцен	Поздний Плейстоцен			
				МИС 1	МИС 2	МИС 3		МИС 4
24	о. Бизон	N 69°00 E 158°00	$\frac{-25,3}{7}$	$\frac{-27,0}{6}$		$\frac{-32,4}{61}$	$\frac{-33,0}{1}$	Коняхин и др., 1996; Васильчук, 2006
25	Плахтинский Яр	N 68°40 E 160°17	$\frac{-25,5}{15}$	$\frac{-20,8}{4}$	$\frac{-32,5}{19}$			Васильчук, 1992; Fukuda et al., 1997
26	о. Четырехстолбовый	N 70°00 E 161°36	$\frac{-19,2}{14}$	$\frac{-20,0}{3}$				Коняхин и др., 1996
27	п/с Амбарчик	N 70°00 E 162°00	$\frac{-20,9}{7}$		$\frac{-29,2}{5}$			Романенко и др., 2011
28	р. Раучуа	N 69°00 E 167°00		$\frac{-23,0}{3}$	$\frac{-31,2}{10}$			Котов, 1998
29	о. Айон	N 70°00 E 168°00	$\frac{-19,2}{1}$	$\frac{-21,6}{8}$	$\frac{-30,4}{160}$			Васильчук, 1992; Коняхин и др., 1996
30	Апательхинская низменность	N 70°00 E 171°00	$\frac{-23,0}{1}$		$\frac{-33,6}{2}$			Романенко и др., 2011

Таблица II.4.2. Среднемесячные температуры воздуха холодного периода года за 1961–1990 г. (климатический стандарт) по данным метеостанций, ближайших к местам опробования элементарных жилок льда.

Место опробования	Ближайшая метеостанция	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май
Адвентдален, Шпицберген	Баренцбург	-4,8	-9,4	-12,3	-14,6	-14,7	-14,5	-11,4	-4,1
п. Амдерма	Амдерма	-3,7	-11,0	-15,2	-19,9	-19,8	-15,8	-12,2	-5,1
г. Воркута	Воркута	-5,2	-13,4	-17,0	-21,2	-20,1	-14,6	-10,3	-3,1
Марре-Сале	Марре-Сале	-5,1	-13,4	-18,2	-22,6	-22,4	-18,3	-13,9	-5,8
Еркута, Ямал	Марре-Сале	-5,1	-13,4	-18,2	-22,6	-22,4	-18,3	-13,9	-5,8
р. Щучья	Салехард	-4,9	-15,6	-20,7	-24,8	-23,6	-16,2	-9,9	-1,8
Се-Яха восточная	Се-Яха	-6,1	-16,2	-21,6	-26,0	-25,9	-21,8	-16,4	-7,1
Диксон	Диксон	-8,6	-19,0	-22,9	-26,8	-26,4	-23,4	-17,9	-9,0
Соп Карга	Сопкарга	-8,2	-20,0	-24,9	-29,2	-28,6	-25,0	-18,7	-9,1
Мыс Саблера	Таймыр озеро	-12,5	-24,6	-29,1	-32,9	-32,4	-29,8	-20,8	-10,4
Мыс Мамонтовый Клык	Мыс Тэрпйя Тумса	-11,7	-25,1	-30,4	-33,6	-32,1	-29,1	-20,8	-9,6
Зап. часть дельты р. Лены	Дунай	-11,1	-23,7	-29,2	-32,6	-32,3	-29,1	-20,6	-9,2
Быковский п-ов	Тикси	-11,4	-24,6	-28,5	-31,8	-30,1	-26,2	-18,7	-6,8
о. Котельный	Котельный	-12,5	-23,2	-27,7	-30,4	-30,8	-28,2	-21,4	-9,6
о. Большой Ляховский	Мыс Шалаурова	-11,4	-23,5	-28,7	-31,2	-31,5	-28,6	-20,9	-8,9
о. Новая Сибирь	Остров Жохова	-13,2	-22,3	-26,3	-28,4	-28,3	-27,1	-19,4	-8,2
Бизон	Колымская	-11,5	-26,4	-32,7	-34,0	-33,5	-28,9	-18,7	-3,7
Плахтинский Яр	Черский	-10,7	-25,2	-31,3	-32,8	-31,5	-25,4	-15,0	-6,2
о. Четырехстолбовой	Четырехстолбовой	-9,9	-21,2	-26,9	-28,7	-29,6	-26,7	-19,5	-7,0
о. Айон	о. Айон	-10,1	-20,7	-26,3	-28,1	-29,3	-26,9	-19,3	-6,2

Изучены морские изотопные стадии МИС 1 < 11 тыс. лет и МИС 2 – 11–24 тыс. лет (Таблица П.4.1). Материалы, полученные с участием автора [Стрелецкая и др., 2015] дополнены опубликованными данными (ссылки в Таблице П.4.1). Данные по $\delta^{18}\text{O}$ в ПЖЛ аппроксимированы линейными функциями (Рисунки П.4.2 и П.4.3). По уравнениям (П.4.1 б, в) для МИС-1–МИС-4 рассчитаны средние палеотемпературы января и холодного периода года (Рисунок П.4.4).

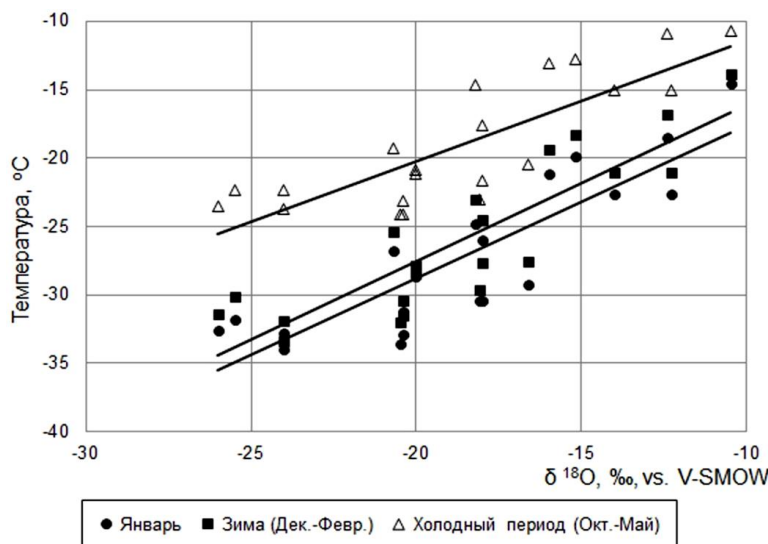


Рисунок П.4.2. Корреляция между $\delta^{18}\text{O}$ в современных элементарных жилках и температурами воздуха для разных периодов холодного сезона.

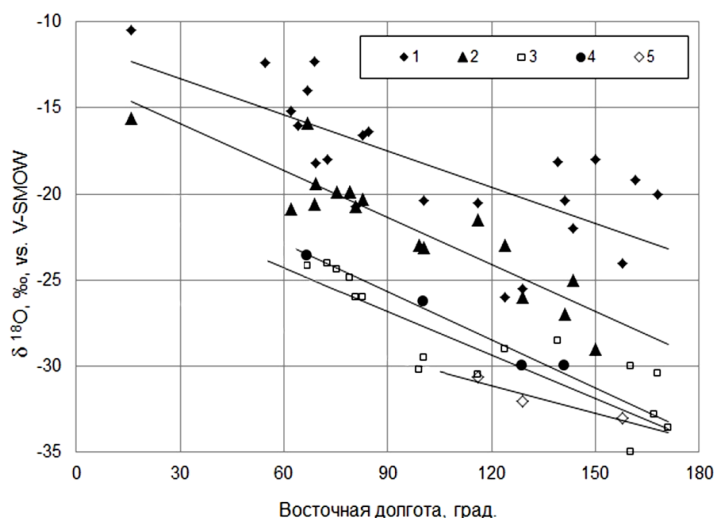


Рисунок П.4.3. Распределение $\delta^{18}\text{O}$ в ПЖЛ, сформировавшихся в разное время: 1 – современные элементарные жилки, 2 – МИС-1, 3 – МИС-2, 4 – МИС-3, 5 – МИС-4 (для всех групп приведены линии трендов).

П.4.2. Выводы по палеорекострукции температур Арктики

Зырянское похолодание (ранневалдайский криохрон, МИС-4) было самым суровым. На побережье моря Лаптевых средняя температура холодного периода года достигала $-31\text{ }^{\circ}\text{C}$, а средняя температура января – $-41\text{ }^{\circ}\text{C}$. На побережье Восточно-Сибирского моря средние температуры были еще ниже – $-32\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $-44\text{ }^{\circ}\text{C}$, соответственно⁸.

⁸ В одной из ПЖЛ в районе пос. Черский был найден изотопный состав $\delta^{18}\text{O} = -37,1$, что соответствует средней температуре января $-47\text{ }^{\circ}\text{C}$.

В западном секторе Арктики ПЖЛ соответствующего возраста отсутствуют, поэтому восстановить здесь палеотемпературы зырянского криохрона невозможно.

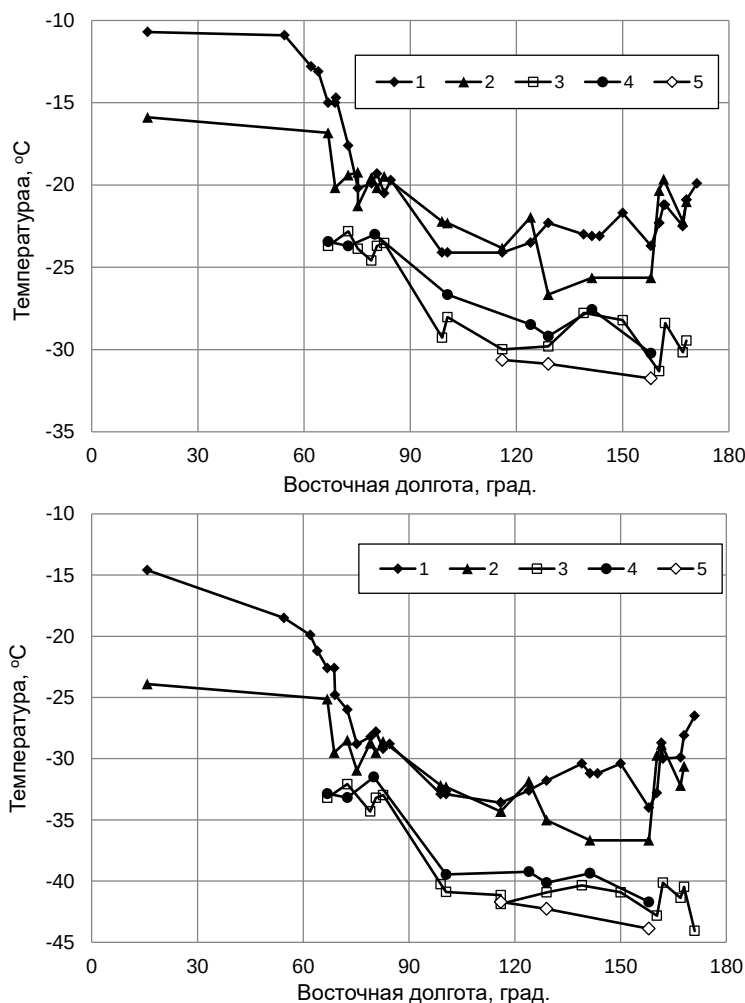


Рисунок II.4.4. Распределение современных и палеотемператур воздуха Арктики для холодного периода года (октябрь–май – верхняя диаграмма и январь – нижняя диаграмма):

1 – современные температуры,
2 – МИС-1,
3 – МИС-2,
4 – МИС-3,
5 – МИС-4.

В каргинское время (МИС-3) средняя температура холодного периода года возросла на 3–5 °С и составила в восточной Арктике -27..-29 °С (температура января -38..-40 °С), а в западном секторе – -23..-25 °С (январь -32..-35 °С). То есть, каргинское время не было существенно более мягким, чем зыряновское, как это предполагается в [Архангелов и др., 1988, Meyer et al., 2002 a, Schirrmeister et al., 2002].

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 резким повышением температур. На Чукотке и Таймыре средняя температура и холодного периода года и января повысилась на 7–8 °С, а в западном секторе Арктики – примерно на 4 °С. Фаунистические находки дают для позднего плейстоцена и начала голоцена на Урале $\delta^{18}\text{O} = -23,4..-10 \text{ ‰}$ и $t = -25..+10 \text{ °C}$ [Смирнов и др., 2010].

Градиент изменения $\delta^{18}\text{O}$ с запада на восток (наклоны линий трендов на Рисунке II.4.3) близки друг к другу, что указывает на устойчивый характер атмосферного

переноса, за последние 60 т. л., совпадая с [Vasil'chuk, Vasil'chuk, 2014]. Вероятно, 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].

Полученные выводы относительно палеотемператур северной Евразии позволяют предположить, что область распространения ММГП в прошлом была существенно больше, что согласуется с большим массивом данных, полученных исследователями ранее. Соответственно, значимой оказывается разработка подходов, позволяющих идентифицировать положение границы ММГП в прошлом. Автор предполагает, что одним из таких методов станет изучение распространенности четных изотопов урана в подземных водах.

II.5. Палеорекострукции температур на базе благородных газов

Зависимость их растворимости благородных газов от температуры является основой метода оценки палеотемператур по благородным газам – *Noble Gas Temperature technique* (NGT, [Mazor, 1972; Andrews, Lee, 1979; Herzberg, Mazor, 1979; Stute, Schlosser, 1993, 1999; Beyerle et al., 1998, 2003; Aeschbach-Hertig et al., 1999 c, 2000, 2002, 2003; Peeters et al., 2003; Kipfer et al., 2002; Klumps et al., 2006]).

При одновременном определении палеотемператур по благородным газам и стабильным изотопам⁸, в подавляющем числе случаев NGT-температуры выше температур, рассчитанных по $\delta^{18}\text{O}$ -термометру (Рисунок II.5.1). Расхождение в абсолютных значениях расчетных температур обусловлено тем, что сигнал по ^2H и ^{18}O формируется в подземных водах преимущественно за счет осадков холодного периода года; а сигнал по благородным газам – в период инфильтрации жидкой воды через зону аэрации, то есть, в основном, в теплое время года.

⁸ в части случаев автор выполнял собственный расчет палеотемператур по $\delta^{18}\text{O}$ -термометру, если в публикации они отсутствовали, используя зависимость [Dansgaard, 1964].

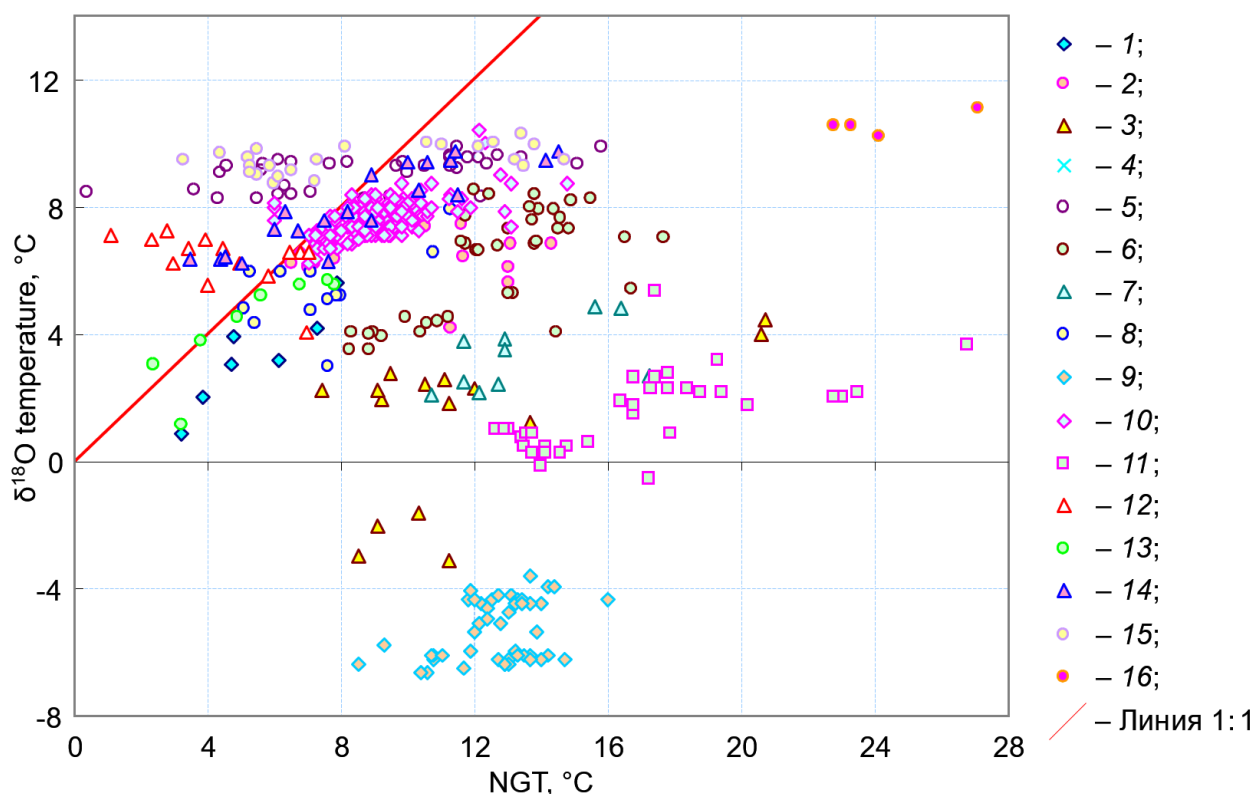


Рисунок II.5.1. Сопоставление расчетных температур (по методу NGT и по содержаниям дейтерия и кислорода- ^{18}O): 1 – Ballentine, Hall, 1999; 2 – Clark et al., 1998; 3 – Manning, 2009; 4 – Stute et al., 1995; 5 – Dennis et al., 1997; 6 – Kreuzer et al., 2009; 7 – Kulongoski et al., 2009; 8 – Edmunds et al., 2006; 9 – Plummer et al., 2000 a, b; 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.

Совместное использование оценок методом NGT и по $\delta^{18}\text{O}$ -термометру позволяет определить а) температуру зоны аэрации в теплый период года и б) разрыв в температурах теплого и холодного сезонов.

II.6. Натурные исследования условий формирования избытков урана-234 в гидросфере

Полученные выше выводы относительно палеотемператур позволяют предположить, что область распространения ММГП в прошлом была существенно больше, согласуясь с общими представлениями об эволюции климата северной Евразии. Соответственно, значимой оказывается разработка подходов, дающих возможность идентифицировать положение границы ММГП в прошлом. Автор предполагает, что одним из таких методов станет изучение распространенности четных изотопов урана в подземных водах.

Для экспериментального обоснования разрабатываемой автором двухстадийной

⁸ если в работе были данные по NGT температурам, но оценка температур по стабильным изотопам не выполнялась, автором произведен расчет температур по $\delta^{18}\text{O}$ в соответствии с [Dansgaard, 1964].

модели накопления ^{234}U в подземных водах выполнен ряд экспериментальных исследований и анализ экспериментальных данных из литературных источников. Экспериментальные работы включали оценку влияния отжига альфа-треков и треков отдачи на выщелачивание урана-234 и опробование подземных вод в пределах регионов, которые располагаются вокруг евразийского пятна многолетней мерзлоты и были охвачены, согласно палеоклиматическим реконструкциям, процессами формирования и деградации мерзлоты в плейстоцене и голоцене⁸.

II.6.1. Отжиг треков и эксперименты по выщелачиванию

Исходя из рассмотренной ранее концептуальной модели и количественных оценок, одним из условий формирования избытков ^{234}U в подземных водах является наличие альфа-треков и треков отдачи в кристаллической матрице минералов. Удаление треков должно приводить к снижению скорости выхода урана-234 из минеральной матрицы и, соответственно, снижению отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в контактирующей воде. Выполнены эксперименты по изучению влияния отжига треков на скорость выщелачивания урана-234.

Эксперименты включали отбор проб мелкораздробленного гранита нескольких видов. Вес проб составлял около 350 кг (насыпная плотность $\sim 1,4$ кг/дм³), фракция < 5 мм (отсев при получении строительного гравия). Пробы разделялись на две части, из которых выполнялись вытяжки.

Первая часть пробы переводилась в пластиковую емкость объемом 200 л и заливалась раствором смеси Na_2CO_3 и NaHCO_3 (7:3 по весу) в пресной воде (концентрация 12,5 г/л). Бочка обстукивалась деревянной битой для удаления пузырьков воздуха, раствор покрывал пробу слоем около 2–5 см. Бочка закрывалась крышкой и в таком виде оставлялась на 10 суток.

Вторая часть пробы порциями по ~ 55 кг помещалась в 3 металлических бочки из нержавеющей стали с крышками, где подвергалась нагреву на открытом огне в течение 3 часов (для нагрева использовались автомобильные шины). В конце прогрева температура пробы в центральной части бочек определялась платина/платинородиевой термопарой и составляла, в среднем, около 310 ± 40 °С. После остывания емкости до приемлемой

⁸ – исследования выполнены в рамках проектов РФФИ «Оценка воздействия глобальных изменений климата на изотопный состав подземных вод D/¹⁸O и систему $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ на территории России и Австрии» (03-05-20000-БНТС_а, 2003–2006); «Оценка долгосрочных перспектив хозяйственного использования ресурсов подземных вод юго-запада Республики Татарстан изотопно-геохимическими методами» (04-05-97508-р_офи, 2004–2008) – научный руководитель Токарев И.В.; а также в ходе ряда хоздоговорных работ в 2003–2008 г. в СПбО ИГЭ РАН, в которых автор был ответственным исполнителем, научным руководителем – член-корреспондент РАН Румяннин В.Г.

температуры, проба высыпалась на металлический лист, спекшиеся комки разбивались молотком. После остывания массы, обожженный материал ссыпался в такую же пластиковую емкость как первая, заливался раствором элюента и также выдерживалась 10 суток.

По окончании выщелачивания раствор сливался через отверстие в нижней части бочки, одновременно отделяясь от взвеси с помощью бытового фильтра для очистки воды от грубых механических примесей. Полученный раствор, имеющий легкую опалесценцию, с помощью мембранного насоса и фильтра окончательно очищался от взвесей и крупных коллоидов на фильтре 1 мкм. Сорбционная емкость фильтров, была оценена с помощью метиленового голубого. Первые 1,5 л фильтрованного выщелата отбрасывались.

Из раствора удалялась карбонатная составляющая с помощью серной кислоты ($\text{pH} < 3$) и продувки воздуха. После этого в пробу добавлялся раствор FeSO_4 из расчета 50 мг железа на литр пробы и проводилось соосаждение урана с гидроокислами железа, для чего кислота нейтрализовалась водным раствором аммиака до $\text{pH} \approx 5,5$ (кислотность раствора повторно определялась через 1,5 часа после первой нейтрализации). Через сутки после осаждения осветленный раствор декантировали, суспензию фильтровали через бумажный обеззоленный фильтр «белая лента», который высушивали при 105°C .

Изотопный состав урана определяли альфа-спектрометрическим методом. Почти во всех случаях отжиг треков приводил заметному уменьшению отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в выщелате (Таблица II.6.1).

Таблица II.6.1. Изотопный состав урана в водных вытяжках из кристаллических пород Ленинградской области до и после их обжига.

Вид пробы	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	
	до	после
Гранит красный (месторождение Эркиля)	2,11	1,03
Гранит желто-розовый (месторождение Возрождение)	1,68	1,21
Гранит серо-красный (месторождение Гаврилово)	1,43	1,09
Гранит серо-красный (месторождение Каннельярви)	3,01	1,52
Гранито-гнейс (Киркинское месторождение)	1,34	0,96
Габброид (Островское месторождение)	1,09	1,05
Гранит серый (Каменногорский карьер)	1,85	1,10
Гранит серый (месторождение Кузнечное-Боровое)	2,32	1,07

Отжиг и последующее быстрое охлаждение должны приводить к появлению дополнительных микронарушений в обломках минералов за счет термодетформаций (то есть, к появлению дополнительных каналов стока, в рамках модели одностадийного разделения изотопов урана). Однако, как видно из экспериментов, этот процесс не

оказывает преобладающего конкурирующего воздействия на процесс извлечения изотопов урана из кристаллической матрицы.

Ранее выполненные [Чалов, 1975] опыты по отжигу не зафиксировали существенного его влияния на отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в выщелатах, поскольку использовались урановые минералы. Однако, для образца ториянита влияние отжига на подвижность урана-234 видно (Рисунок II.6.1).

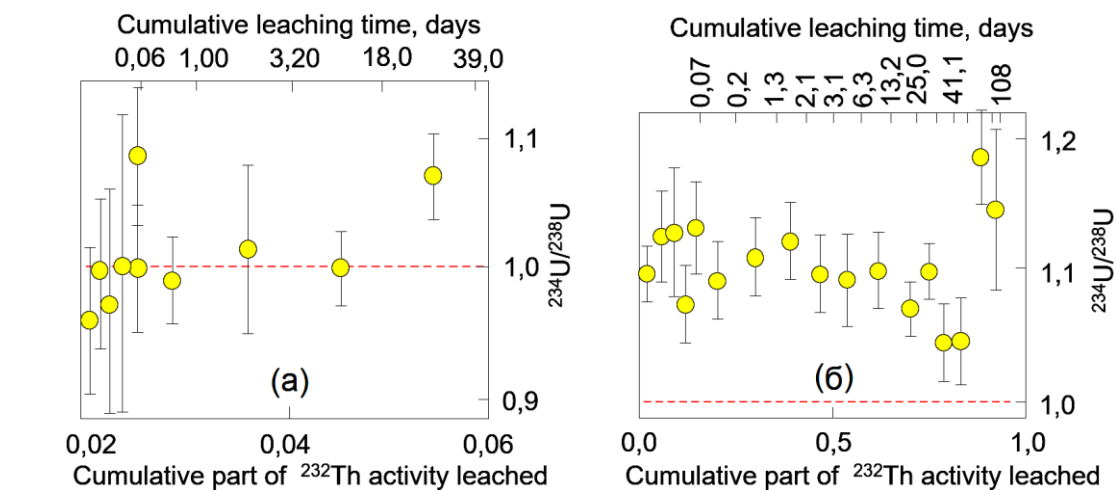


Рисунок II.6.1. Изменение изотопного состава урана при последовательном выщелачивании из ториянита: (а) подвергнувшегося отжигу, б) до отжига [Eyal, Fleischer, 1985].

Последовательное выщелачивание урана из образца песчаника и настурана обнаруживает заметные изменения отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ во времени (Рисунок II.6.2 и II.6.3). Сначала в выщелате фиксируются избытки урана-234, затем они сменяются его дефицитом и наконец, при достаточно продолжительном эксперименте, отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ приближается к значению, характерному для образца в целом. Аналогичные наблюдения представлены также в [Andersen et al., 2009].

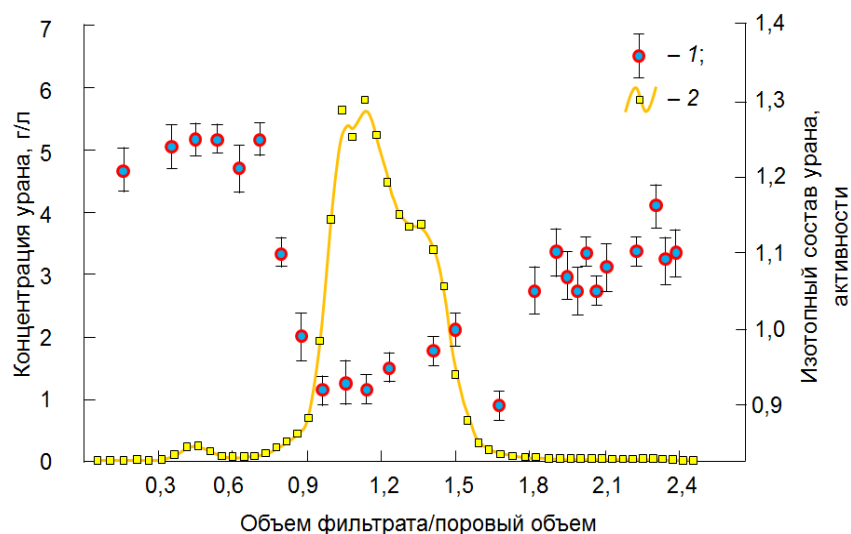


Рисунок II.6.2. Изменение изотопного состава урана при динамическом кислотном выщелачивании раздробленного песчаника (фракция < 2 мм) из казахстанского уранового месторождения [Satybaldiyev et al., 2015]: 1 – $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и 2 – концентрация урана в выщелате.

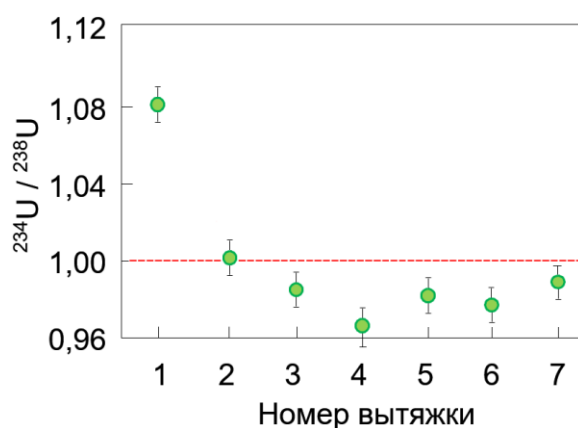


Рисунок П.6.3. Изменение изотопного состава урана при последовательном выщелачивании из настурана (штриховой линией показан состав урана в исходном образце) [Чалов, 1975].

В природных условиях также отмечена зависимость избытка ^{234}U от времени, прошедшего от начала процесса. Например, на урановых месторождениях ГК «Росатом» в сернокислотных выщелатах, извлекаемых «свежими» откачными скважинами (время от начала работы 1–2 года) концентрация ^{234}U в составляет, в среднем, 0,009 %, а в «старых» (10-летних) скважинах – 0,006 % [Соловьев и др., 2005; Салтыков и др., 2009].

П.6.2. Поведение урана-234 в природных резервуарах (обзор)

П.6.2.1. Подземные воды (по материалам автора)

Ленинградская область. Регион представляет собой зону сочленения Балтийского гидрогеологического массива и Восточноевропейского артезианского бассейна. В вендском водоносном комплексе (базальный горизонт чехла, старое название «гдовский горизонт»), по мере удаления от области питания, вода сменяется с пресной на соленую, а химический состав с $\text{HCO}_3\text{--Ca--Mg}$ на Cl--Na (переход осуществляется в диапазоне минерализаций 0,6–1 г/л [Воронюк и др., 2016; Виноград и др., 2019; Токарев и др., 2013]). В плейстоцене и голоцене территория переживала неоднократную перестройку географо-климатических условий, включая появление и исчезновение крупных пресных и солоноводных водоемов, ледовых щитов и мерзлоты, а также изменение базисов дренажа⁸.

Автором 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 [Tokarev et al., 2015]). Изотопный состав урана в вендском водоносном комплексе 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 [Yakovlev et al., 2023]) при наличии современного питания, судя по ^3H [Воронюк и др., 2016]. В зоне повышения минерализации до 1,0–1,5 г/л появляются отношения от $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \sim 8$ [Кадука и др., 2018] до $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 25$ [Yakovlev et al., 2023]. В районе г. Сосновый Бор в

⁸ Материалы автора по изотопному составу подземных вод будут подробнее рассмотрены в Разделе III (том 2).

солончатых водах $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 0,48\text{--}0,65$ при ^{14}C возрасте воды $\tau = 9\text{--}15$ т.л., а истощение запасов урана-234 ощутимо даже во вмещающих породах, где $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 0,70\text{--}0,96$ [Соботович и др., 1977; Бондаренко и др., 1981; Гудзенко, 1983]. Пониженные величины $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ являются следствием мобилизации урана-234 в период трансгрессий и регрессий морских и пресноводных водоемов со сменой химического состава воды и содержаний кислорода.

Карелия [Токарев и др., 2008, Токарев и др., 2015; Tokarev et al., 2019]. Подземные воды с современным питанием, на что указывает присутствие ^3H , имеют изотопный состав воды $\delta^2\text{H} = -91\text{..}-112\text{ ‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = -12,0\text{..}-14,1\text{ ‰}$, соответствующий местным осадкам, при отношении $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 0,78\text{--}1,51$ (среднее 1,15).

На южной оконечности Салминского массива в слабо изливающейся скважине глубиной 450 м обнаружена вода с $\delta^2\text{H} = -124\text{ ‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = -15,7\text{ ‰}$. Легкий изотопный состав указывает на поступление воды в подземную гидросферу в холодный климатический период, а смещение вправо относительно ГЛМВ – на изотопное фракционирование, характерное для замерзания. В воде отсутствует тритий и обнаруживается повышенное на два порядка по отношению к равновесному с атмосферой, содержание гелия. Отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 6,4$. Сохранению реликтовых вод способствовала малая тектоническая расчлененность массива [Турченко, 2004],

Отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 3\text{--}4$ обнаруживались в 1979 г. в железистых «Марциальных водах»⁸. Изотопный состав воды демонстрировал влияние неравновесного изотопное фракционирование $\delta^2\text{H} = -110\text{..}-114\text{ ‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = -12,0\text{..}-13,1\text{ ‰}$ (сдвиг вправо от ГЛМВ), а их начальный состав оценивается величинами $\delta^2\text{H} < -120\text{ ‰}$ и $\delta^{18}\text{O} < -16,0\text{ ‰}$. Мониторинг (2005–2019 г.) показал, что в настоящее время величина $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ снизилась до ~ 1 , а изотопный состав воды приблизился к современным осадкам $\delta^2\text{H} = -100\text{..}-104\text{ ‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -13,3\text{..}-14,1\text{ ‰}$, изменяясь во времени в зависимости от метеоусловий года. Изменились характеристики и других изотопных систем (Таблица II.6.2). Соотношения между $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ (1989 и 2013 г.) указывают на смешение молодых и древних вод при постепенном уменьшении доли последних. Возраст молодой компоненты составлял около 34 лет в 1989 г. и примерно 45 лет в 2013. То есть, произошла «промывка» системы современными метеорными водами, при этом область дренирования несколько увеличилась.

Мурманская область. Исследовалась южная половина Хибинского щелочного массива. Тритий/гелий-3 датированием определено, что время циркуляции подземных вод варьирует от нескольких недель – первых месяцев для комплекса кристаллических пород

⁸ С середины 1960-х г. интенсивность отбора минеральных вод увеличилась вследствие перехода на эксплуатацию скважинами.

до 20 лет для вод, приуроченных к рыхлым четвертичным отложениям, заполняющим долины [Kamensky et al., 1991; Гудков и др., 2014].

Таблица II.6.2. Вариации изотопных трассеров в “Марциальных водах” (Карелия).

Параметр	1979	2005
	[Ресурсы..., 1987]	[Токарев и др. 2008]
$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, по активностям	3–4	0,78–1,51
^3H , ТЕ	5–27	2–7
$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB)	-23	-8,5...-15,5
He, об. %	$1,2 \times 10^{-5}$	5×10^{-6}

Изотопный состав вод варьирует в узких пределах $\delta^2\text{H} = -105.. -115$ ‰ и $\delta^{18}\text{O} = -14,1.. -15,7$ ‰. Изотопный состав урана практически не отличается от равновесного $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 0,89\text{--}1,23$. Наличие на Кольском полуострове реликтов ММП [Романенко, Гаранкина, 2012] позволяет предположить, что отсутствие эффектов в системе изотопов урана для Хибинского массива, для которого весьма вероятно существование горной мерзлоты в прошлом, обусловлено именно высокими темпами водообмена. Косвенно это подтверждается нахождением в подземных водах Финляндии и Швеции отношений $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \approx 10\text{--}11$ [Andrews et al., 1982; Yezhova et al., 1996; Suksy, 2001; Vesterbacka, 2005].

Архангельская область [Токарев, 2012; Malov, Tokarev, 2019]. Опробовались йодные воды месторождения «Боброво» и минеральные воды Беломорского месторождения (долина р. С. Двина), а также подземные воды Золотицкого поля кимберлитовых трубок.

В Северодвинской впадине имеет место гидрохимическая инверсия, обусловленная тем, что геологический разрез начинается с пачки микулинских морских глин, которая изолирует нижележащие горизонты от прямого поступления инфильтрационных вод. На месторождении йодных вод верхняя часть водопроводящего разреза (вендский комплекс, подстилающий микулинские глины) имеет повышенную минерализацию – до $M = 35$ г/л, в ниже залегающих (более проницаемые) слоях $M = 8\text{--}12$ г/л и увеличивается с глубиной [Малов, 2003]. Минерализация воды вендского комплекса снижается к периферии пятна микулинских глин, то есть, в направлении к современной области питания.

Тритий в йодных водах отсутствует, что согласуется с ^{14}C датированием подземных вод, дающим интервал возрастов 1,9–27 т. л. [Малов и др., 2016]. Изотопный состав йодных вод $\delta^2\text{H} = -66.. -69$ ‰ и $\delta^{18}\text{O} = -8,7.. -10,1$ ‰ (сдвиг вправо от ГЛМВ), а вод в зоне инверсии – $\delta^2\text{H} = -96.. -104$ ‰ и $\delta^{18}\text{O} = -13,2.. -13,8$ ‰ (соответствует ГЛМВ). Изотопный состав урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 2,81\text{--}6,84$ (максимум в водах с наибольшими содержаниями йода и соленостью). Йодные воды представляют собой реликты Микулинского моря, отжатые из глин за счет промерзания разреза.

Подземные воды Золотицкого рудного поля опробованы дренажными скважинами карьера на трубке им. Гриба, вскрывающими открытым стволом падунскую свиту венда. Изотопный состав подземных вод мало отличается от современных осадков $\delta^2\text{H} = -104.. -110 \text{ ‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = -13,9.. -14,4 \text{ ‰}$. Во всех пробах обнаружен тритий. Изотопный состав урана близок $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,80 - 2,83$ [Малов и др., 2008; Малов и др., 2009; Киселев и др., 2011]. В дальнейшем опробование выполнено с помощью скважин с короткими фильтрами, что привело к обнаружению вод с $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 7,81$, при том, что в грунтовом горизонте и поверхностных водах $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,15 - 2,21$ [Киселев и др., 2016].

Полярный Урал [Malov et al., 2015]. Термальные подземные воды ($M = 1,8 - 2,0$ г/л, температура до 30°C) в урочище Пымвашор исследованы с помощью стабильных ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) и радиоактивных (^{14}C , ^{230}Th , ^{232}Th , ^{234}U , ^{238}U) изотопов, а также химическими методами. Пик активности источников, судя по $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датировкам травертинов, имел место около 2,0–7,7 т.л.н. Анализ указывает на смешанный состав воды, доля глубинных рассолов не превышает 1 %. Время пребывания растворов в системе составляет 5,0–7,9 по ^{14}C . С этими оценками согласуется относительно легкий и униформный изотопный состав воды $\delta^{18}\text{O} = -15,3.. -15,8 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -113.. -115 \text{ ‰}$. Отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 3,5 - 4,2$ указывает на присутствие возрожденных вод, сформированных при таянии мерзлоты.

*Чукотка*⁸. Отложения термальных источников, прорывающих толщу мерзлоты, датированы $^{230}\text{Th}/\text{U}$ методом, их возраст колеблется от 0 до 160 т.л. В «старых» травертинах $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,19 - 2,84$, в современных – $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 4,42 - 8,59$. Изотопный состав термальных вод во многих случаях демонстрирует влияние изотопного фракционирования [Поляк и др., 2008; Поляк и др., 2010]. Вероятнее всего, при проплавлении мерзлоты гидротермами в состав растворов поступает избыточный ^{234}U , количество которого уменьшается при длительном воздействии термальных вод на оттаявшую толщу.

*Томская область*⁸. Опробовалась площадь, прилегающая к полигону захоронения радиоактивных отходов АО «Сибирский химический комбинат» [Tokarev et al., 2005; Токарев и др., 2009 а, б; Tokarev et al., 2011]. Выполнено определение $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, ^3H , Ar, а также U-Th/He и ^{14}C датирование природных вод.

Вне ореола растекания техногенных растворов в глубоких горизонтах (270–420 м) U-Th/He возраст воды $t = 7 - 14$ т. л., а в вышележающих горизонтах уменьшается до $t = 200 - 500$ лет. Природные воды глубокой части разреза формировались в холодном

⁸ Работы выполнены в содружестве с ГИН РАН (г. Москва), которые предоставили коллекцию травертинов.

⁸ Подробнее объект рассмотрен в Разделе III (том 2).

климате $\delta^2\text{H} = -127..-140\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -17,0..-18,2\text{‰}$ (современные осадки, в среднем, $\delta^2\text{H} = -117\text{‰}$ и $= -15,7\text{‰}$). Палеотемпературы по $\delta^{18}\text{O}$ $-2,9..-4,7\text{°C}$ (современная среднегодовая $+0,6\text{°C}$), а температура сезона восполнения запасов по Ar $-0,2..+4,2\text{°C}$ (современная температура $+10,2\text{°C}$). Природные воды глубоких горизонтов имеют следы неравновесного фракционирования изотопов водорода и кислорода за счет замерзания.

Изотопный состав урана в верхних горизонтах, в среднем, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,74$, увеличиваясь до $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 16,1$ на глубинах около 250–300 м. Затем наблюдается резкое уменьшение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ до равновесных значений, что указывает на положение подошвы мерзлоты в прошлом. Расчеты с использованием данных термометрии (300 скважин) дают оценку положение подошвы мерзлоты на глубине 250–300 м для максимума похолодания 18 т.л.н. [Заведий, 2010]. Расчетная среднегодовая температура приповерхностного слоя пород составляла около $-6,5\text{°C}$, а среднегодовая температура воздуха, с учетом утепления от снегового покрова толщиной 25 см, – не выше $-8,5\text{°C}$ [Заведий, 2010].

*Предволжье*⁸. Верхняя 250–300 м часть геологического разреза юго-запада Татарии представлена переслаиванием пород перми с низкой водообильностью. Уже на глубинах 100–120 м, встречаются солоноватые воды с минерализацией до 4–6 г/л, в долинах рек происходит разгрузка таких вод на поверхность. В Предволжье отмечается инверсия хим-состава подземных вод на глубинах около 350–400 м, в то время как южнее, в Приволжско-Хоперском артезианском бассейне ее нет [Застрожилов и др., 2007]. Определялись $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (125 точек), $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (230 точек [Солнцев и др., 1999; Тихонов, 2009]; Yakovlev et al., 2021, 2023), ^3H (26 точек), ^{226}Rn (32 точки) и химический состав (около 800 анализов из базы данных Геологического центра РТ, г. Казань – руководитель Бубнов Ю.П.).

Сопоставление изотопных данных с соленостью и содержаниями трития обнаруживает трехкомпонентное смешение, где крайними членами являются:

1) современные пресные инфильтрационные воды зоны активного водообмена с отношениями $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,2–1,5$, наличием ^3H и изотопным составом воды близким к современным атмосферным осадкам $\delta^2\text{H} = -98\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = -13,2\text{‰}$;

2) воды постгляциального периода – пресные (с преобладанием HCO_3^- в анионном составе) или с несколько повышенной соленостью ($\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$), с $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 4–6$, при отсутствии ^3H и $\delta^2\text{H} \sim -110..-119\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -14,9..-16,1\text{‰}$;

3) возрожденные воды – солоноватые (до 6 г/л с преобладанием SO_4^{2-} в анионном составе), отношениями $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 10$ (до 20,1) и $\delta^2\text{H} \sim -110..-112\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -13,1..-14,5\text{‰}$.

Крым. На северном склоне Крымских гор и в Равнинном Крыму в отдельных точ-

⁸ Подробнее объект рассмотрен в Разделе III (том 2).

ках подземные воды имеют экстремально легкий изотопный состав $\delta^2\text{H} = -90..-97\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -13,0..-13,5\text{‰}$, который легче современных зимних осадков в горах [Токарев и др., 2017; Dublyansky et al., 2019]. В с. Пятихатка вода из скважины глубиной $\sim 1200\text{ м}$ с $t = 53\text{ °C}$ и $M = 1,3\text{ г/л}$ имеет датировку по ^{14}C $\sim 28\text{ т.л.}$, при отсутствии ^3H [Амеличев и др., 2017, 2019]. Следовательно, в этой точке и других районах Крыма, где обнаружена вода с экстремально легким составом, фиксируется присутствие инфильтрационных вод последнего похолодания. Изотопный состав урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,59$ близок к равновесному, так как последний ледниковый период характеризовался отсутствием мерзлоты в регионе.

II.6.2.2. Озеро Байкал (по литературным и собственным данным)

Содержания дейтерия и кислорода-18 в водах оз. Байкал оказываются близки к среднегодовым осадкам, отражая также влияние испарения (Рисунок II.6.3)⁸.

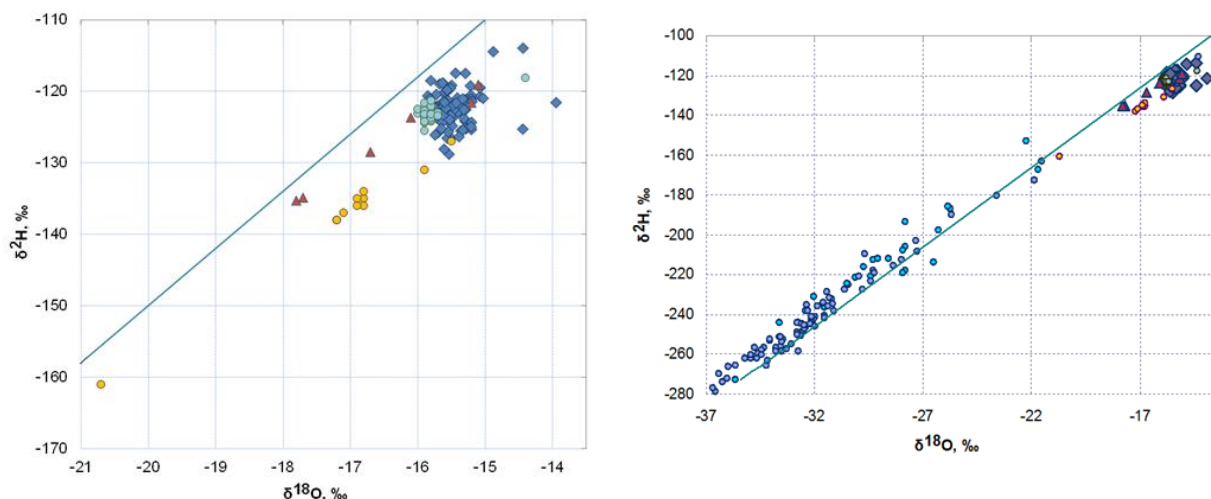


Рисунок II.6.3. Изотопный состав воды в средней ванне оз. Байкал (слева, ЛЛМВ рассчитана по OIPC): $\blacklozenge$ – рейс 2015 г. (совместно со ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург); $\bullet$ – [Seal, Shanks, 1998]; $\circ$ – [Зыкин и др., 2010]; $\blacktriangle$ – [Замана, 2011]. Сравнение состава воды в оз. Байкал с составом снега в г. Улан-Удэ и на водосборе озера (справа, кружки с синей и голубой заливкой по [Чижова и др., 2015]).

Большая часть водосбора оз. Байкал находится в зоне развития мерзлоты. Баланс химических компонентов в поверхностных водах, как правило, зависит от вклада подземных вод [Зекцер, 2006; Лозовик и др., 2019], поэтому в осадках озера следует ожидать реакции на глобальные климатические вариации. В низовьях р. Селенги $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 2,08\text{--}2,13$ [Чебыкин, 2006], в аутигенных минералах донных отложений малых озер $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,7\text{--}2,75$ [Восель, 2015], а в подземных водах южной части водосбора достигают $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \approx 15$ [Рассказов и др., 2015, 2018; Чебыкин и др., 2015, 2018].

⁸ Работы выполнены совместно со ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) в 2015 г. руководитель работ В. Жамойда.

Изотопный состав кислорода органического SiO_2 в периоды похолоданий утяжеляется, а в периоды потепления облегчается (Рисунок II.6.4), тогда же растет обогащение донных осадков ураном-234 (Рисунок II.6.5).

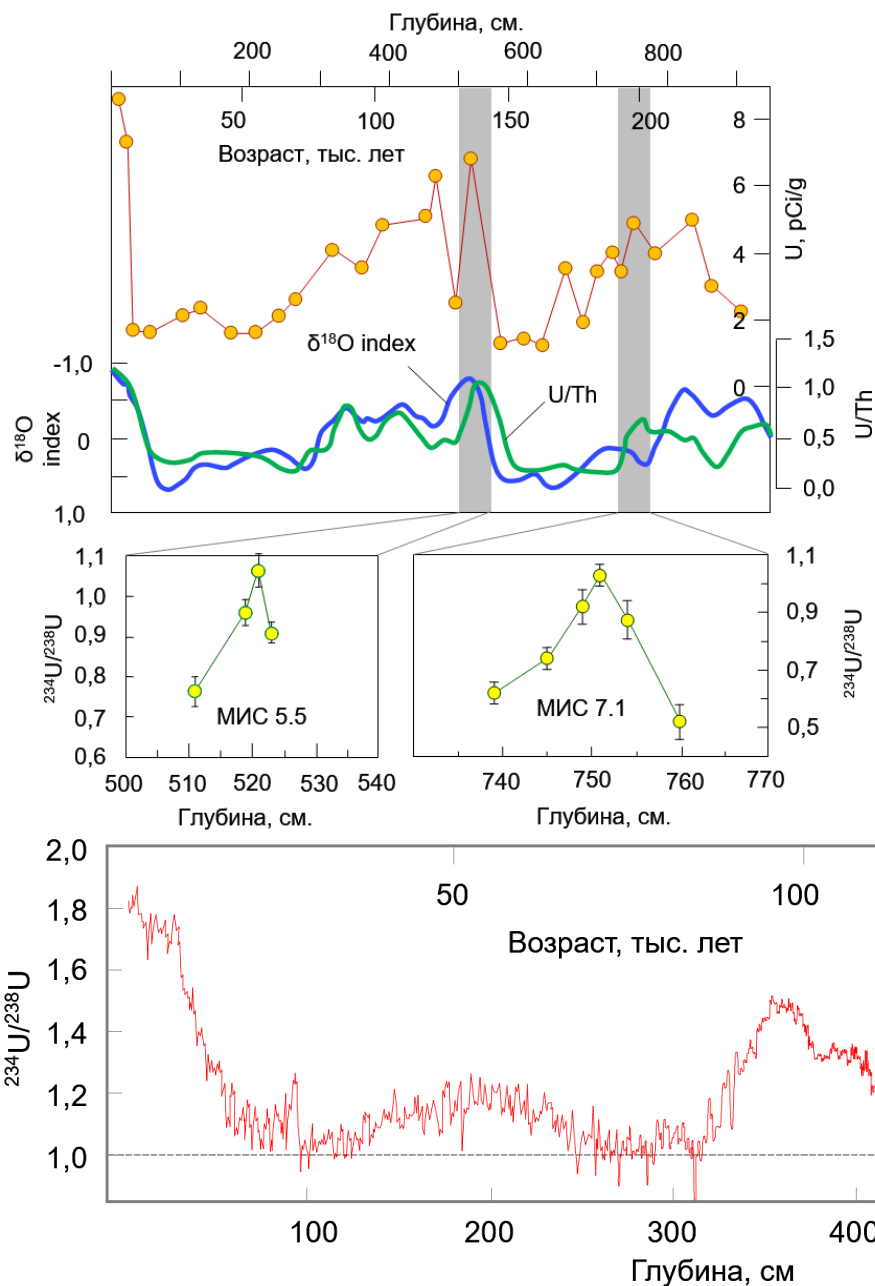


Рисунок II.6.4. Вариации и геохимических и изотопный трассеров в донных отложениях оз. Байкал во времени для станции st-2 (по [Гавшин и др., 1994; Сандимиров, 1999; Phedorin et al., 2000; Гольдберг и др., 2001] с изменениями).

Рисунок II.6.5. Изменение изотопного состава урана по глубине в керне на станции st-2 (по [Чебыкин, 2006] с изменениями).

II.6.2.3. Воды Центральной Азии (по литературным данным)

Участие талых вод горной мерзлоты в питании рек приводит к обогащению ураном-234, которое возрастает при увеличении среднего расхода реки, площади оледенения бассейна (Рисунок II.6.6) и росте доли подземного питания (Рисунок II.6.7).

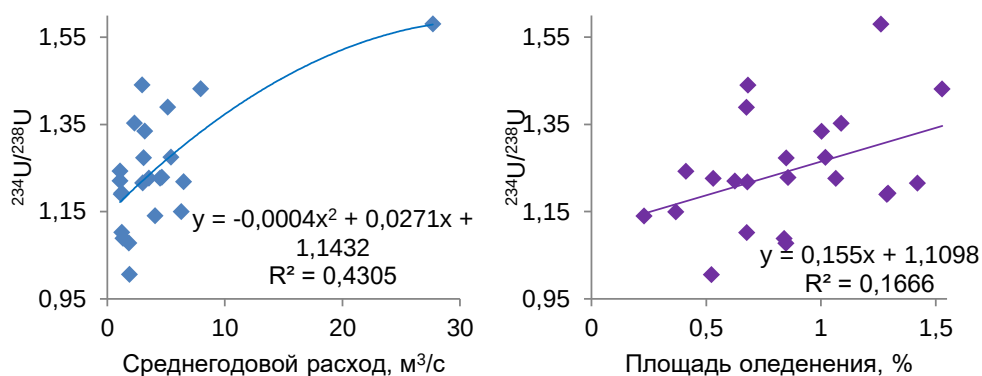


Рисунок П.6.6. Зависимость $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ для рек в бассейне оз. Иссык-Куль от расхода (слева) и площади оледенения водосборного бассейна (справа, по [Чалов, 1975; Изучение..., 2006⁸] с изменениями).

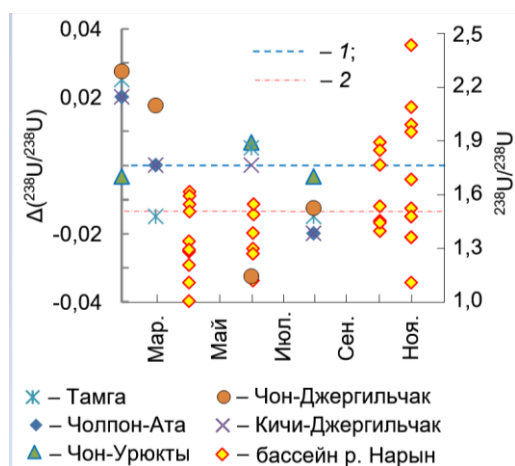


Рисунок П.6.7. Сезонные вариации $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в реках бассейнов оз. Иссык-Куль и р. Нарын относительно среднего (1, 2) для каждой из них: 1 – бассейн оз. Иссык-Куль (1962–1963 г., по [Чалов, 1975] с изменениями, шкала слева); 2 – бассейн р. Нарын (показан средний состав воды в Токтогульском водохранилище в 2004–2010 г., шкала справа).

В молодых гидротермальных урановых минералах отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ снизилось после начала позднеплейстоценового похолодания (Рисунок П.6.8).

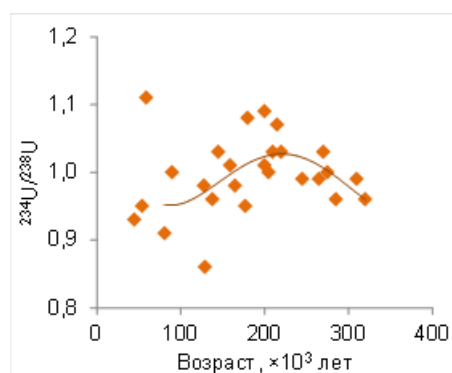


Рисунок П.6.8. Изотопный состав урана в молодых урановых минералах рудопроявлений в Киргизии [Чалов, 1975]: минимум отношений $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ориентировочно соответствует периоду последнего позднеплейстоценового похолодания.

П.6.2.4. Подземные воды Северной Америки (по литературным данным)

В 1980–1990-х г. в США выполнено массовое опробование питьевых вод на уран. В южных штатах обогащения подземных вод ураном-234 не наблюдается [Banner et al., 1990]. Напротив, в штате Висконсин основная часть измеренных отношений $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$

⁸ ИВПиГ НАН КР (Самсонова А.А.) и ИФТПИМ НАН КР (Алехина В.М. и Васильев И.А.) предоставили автору первичные материалы по проекту МНТЦ КР-330.3 «Изучение водного баланса и гидродинамики озера Иссык-Куль изотопными методами» (2003–2006 г.).

лежит в пределах 10–30, достигая в отдельных пробах $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \approx 50$ (Рисунок II.6.9 а). Для юга Канады распределения изотопного состава урана по глубине имеют максимум на глубинах ~200 м, указывая на то, что воды верхней гидродинамической зоны уже заменены современными инфильтрационными, а подошва мерзлоты, вероятно, располагалась на глубинах 200–350 м (Рисунок II.6.9 б). Для отложений пещер штата Иллинойс минимальные отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ фиксируются в период максимума последнего похолодания (Рисунок II.6.9 в).

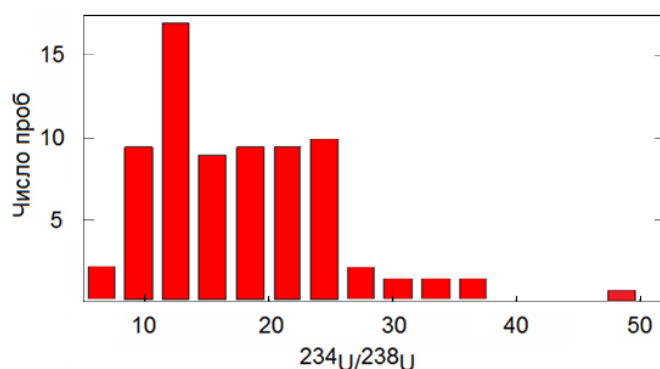


Рисунок II.6.9 а. Изотопный состав урана в питьевых подземных водах штата Висконсин, США [Arndt, West, 2000].

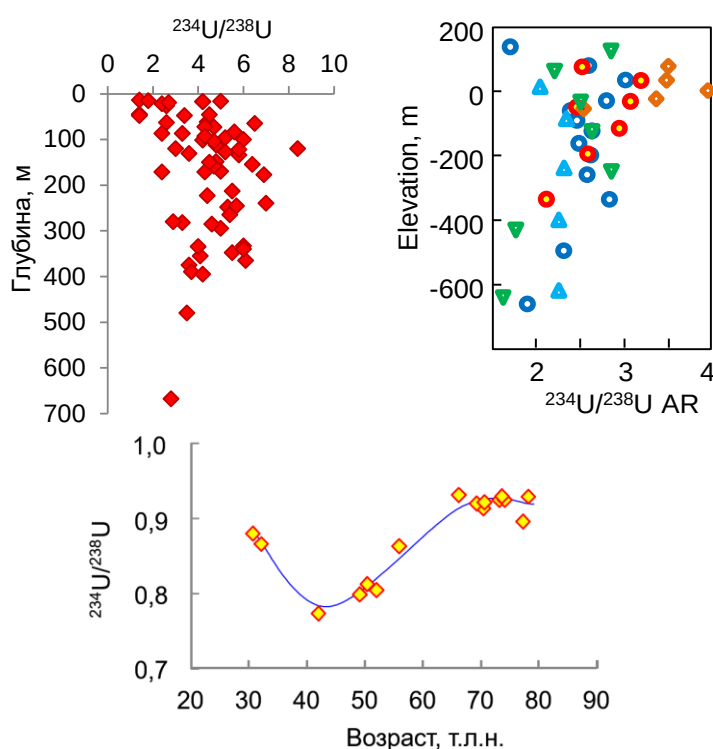


Рисунок II.6.9 б. Распределение изотопного состава урана подземных вод по глубине для Канады: Манитоба – слева и Онтарио – справа [Gascoyne, 1989; Peterman et al., 2016].

Рисунок II.6.9 в. Изотопный состав урана в отложениях пещер в штате Illinois, USA [Zhou et al., 2005].

Пространственное распределение аномалий изотопного состава урана соответствуют палеореконструкциям южной границы Лаврентийского ледника, оценкам глубины промерзания разреза и расчетам температур для висконсинского оледенения [Harmon et al., 1978; Gascoyne et al., 1980; Mickelson, Colgan, 2003].

II.6.2.5. Подземные воды других частей Мира (по литературным данным)

В подземных водах суши внутри полосы 40°С.Ш. – 40°Ю.Ш. для равнин и

низкогорья случаи обнаружения неравновесного урана с $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 10$ исчисляются единицами [Depleted..., 2002; Hofmann, 2011; Vidic et al., 2013; Pierret et al., 2014; Kozłowska et al., 2016; Peng et al., 2016]. Подавляющая часть измерений дает отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \approx 0,95\text{--}2^8$. В периоды похолоданий приэкваториальная зона имела только горное оледенение. Следовательно, этот результат следует признать закономерным в рамках предлагаемой модели зависимости системы $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ от климатических условий.

II.6.2.6. Океанический резервуар (по литературным данным)

Океан – резервуар, наиболее значимо осредняющий изотопные сигналы, формирующиеся под влиянием глобальных климатических вариаций. При этом поступление существенных количеств урана в этот резервуар возможно только со стороны континентов. В настоящее время изотопный состав урана в океане, в среднем, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,145 \pm 0,003$ [Chen et al. 1986; Henderson, Anderson, 2003]. Средний состав урана в речном стоке $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \approx 1,25$ [Chabaux et al., 2003]. Если бы реки были единственным источником избытка ^{234}U то, учитывая среднее время пребывания U в океанах ~ 400 тыс. лет [Ku et al., 1977; Dunk et al., 2002], в океанической воде отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ было бы $\sim 1,08$ [Chen et al., 1986; Cheng et al., 2000 a; Robinson et al., 2004].

Различие расчетных и наблюдаемых отношений $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в океанической воде не может быть объяснено увеличением речного стока и/или уменьшением времени пребывания урана в океане [Henderson, 2002]. В соответствии с гипотезой о вылете ядер отдачи ^{234}Th , как основной причине нарушения равновесия $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, рост потока ^{234}U в океан объясняют: а) изменением условий выветривания, в первую очередь, увеличением степени физической дезинтеграции пород в периоды оледенений [Kronfeld, 1974; Kronfeld et al., 1975; Kronfeld, Vogel, 1991; Lowson et al., 1986]; б) появлением дополнительного источника урана-234, вследствие увеличения площади осушенного шельфа при падении уровня океана [Esat, Yokoyama, 2000]. Если следовать гипотезам, связывающим рост избытков ^{234}U с увеличением потока ядер отдачи ^{234}Th , то наибольшие нарушения равновесия в цепочке урана-238 в виде роста отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в океаническом резервуаре должны наблюдаться в ледниковые эпохи. В действительности в период оледенения отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в океаническом резервуаре уменьшается (Рисунок II.6.10).

⁸ база данных, составленная автором, включает несколько тысяч определений $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$.

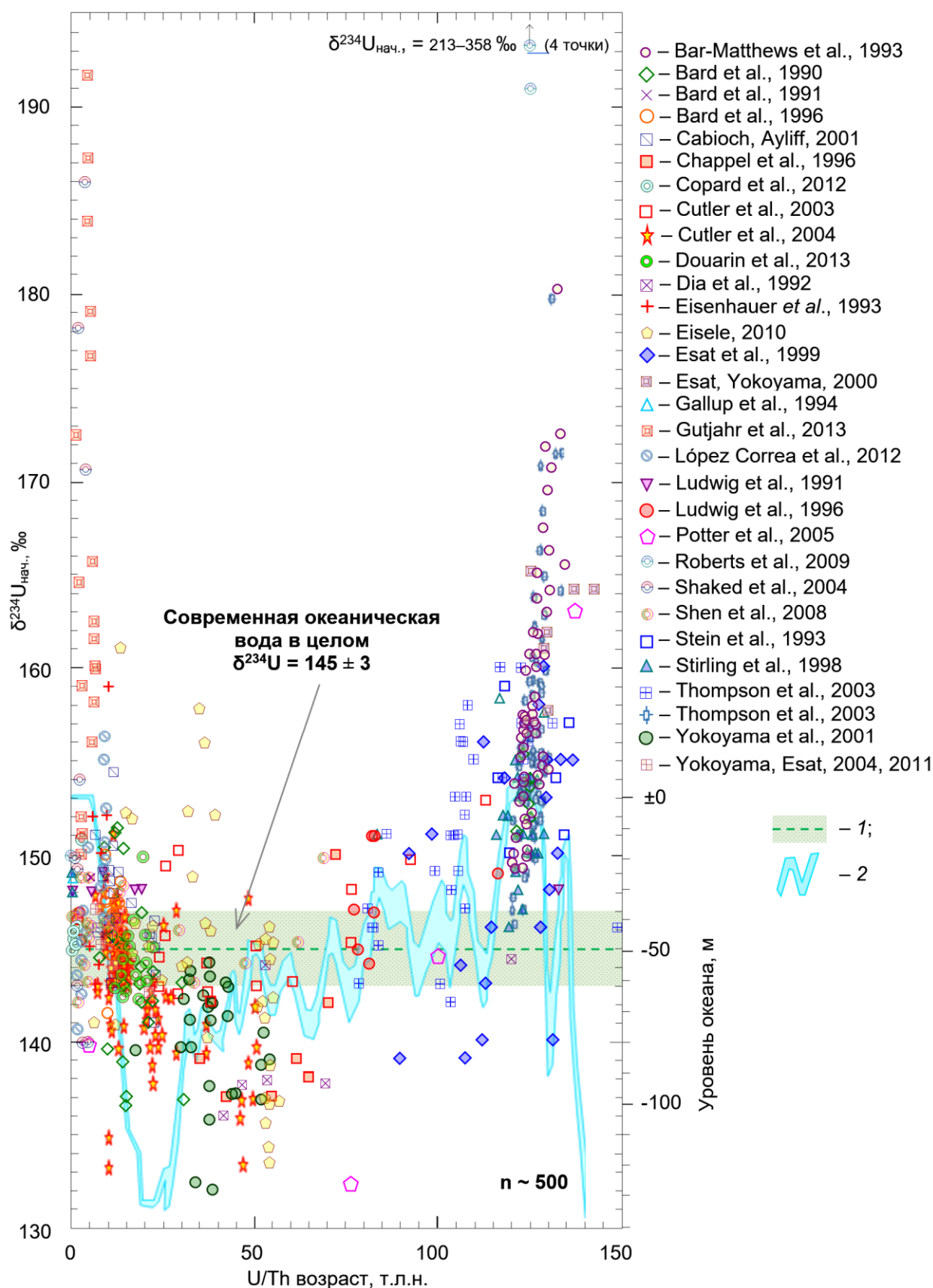


Рисунок П.6.10. Начальный изотопный состав урана в морских осадках и кораллах для высоких широт по сравнению с средним современным (1) и вариации уровня океана (2).

Указанные гипотезы также не отвечают на следующие вопросы.

1. Потери ядер отдачи ^{234}Th мелкообломочными частицами на континентальном

этапе переноса видны при сравнении отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в растворе и коллоидах [Strandmann et al., 2011]. Мутность приэкваториальных рек часто выше, чем приполярных. Почему при этом отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ выше в реках арктической и субарктической зон, чем в реках умеренных широт и экваториальной зоны [Andersen et al., 2007, 2013; Bagard et al., 2007; Strandmann et al., 2008; Vigier et al., 2006]?

2. Почему в зоне развития мелкодисперсных пород на континентах значительного нарушения равновесия $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в грунтовых водах и питаемых ими реках, как правило, не наблюдается [Ewing et al., 2015; Lidman et al., 2016; Malov, Tokarev, 2019] и, наоборот, при наличии кристаллических пород на водосборе обогащения ^{234}U могут быть большими [Porcelli et al., 1997; Porcelli et al., 2001]?

3. Допустим, что увеличение потока ядер отдачи ^{234}Th в океаническую воду, действительно, обусловлено ростом поступления пыли в эпохи похолоданий [Muhs, 2013; Rea, 1994]. И терригенный ^{232}Th и радиогенные ^{234}Th и ^{230}Th имеют весьма малое время пребывания в океанической воде [Anderson et al., 2016; Bacon, Anderson, 1982; Broecker et al., 1973; Chase et al., 2002; Henderson et al., 1999; McKee et al., 1986; Moore, 1981; Moran et al., 1995, 1997; Nozaki et al., 1987 b; Rutgers, Berger, 1993; Volger et al., 1998]. После осаждения пыли (место пребывания родительского ^{238}U) и ^{234}Th (в составе нерастворимых соединений), дочерний уран-234 должен перейти из осадков (поровой воды) в свободную океаническую воду. Каков механизм, обеспечивающий поток ^{234}U ? Подвижность урана в поровых водах понижена, так как окислительные условия отмечаются только в тонком придонном слое осадков и при отсутствии органического материала, который разлагаясь переводит обстановку в восстановительную.

Диффузионный выход урана из поровых растворов в свободную воду затрудняется накоплением новых порций осадков. Исключение составляет зона абиссали, где процесс аккумуляции замедлен, но, одновременно, понижены содержания кислорода. Изредка наблюдаемые избытки урана ^{234}U в поровых водах океанических осадков $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 1,14$ [Cochran, Krishnaswami, 1980; Henderson et al., 1999 a; Russell et al., 1994] именно в абиссали не отмечены.

Данные по кораллам, створкам моллюсков и карбонатным морским отложениям из приполярных и арктических областей Мирового океана демонстрирует заметное изменение отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ во времени (Рисунок II.6.10). Наблюдаемое распределение хорошо объясняется гипотезой, связывающей рост потока урана-234 с таянием мерзлоты. В микулинское межледниковье, которое было несколько теплее нынешнего, избытки урана-234 оказывались несколько выше современных, по-видимому, в связи с большей степенью таяния мерзлоты.

Для последнего ледникового периода на кривой $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ обнаруживаются небольшие пики, которые соответствуют периодам временного потепления внутри эпохи похолодания. Значительных избытков урана-234 в кораллах, створках моллюсков и карбонатным отложениях экваториальной зоны океана не обнаруживается [Chen et al., 1986 a, b; Henderson et al., 1993, 1999 b; Gallup et al., 1995; Henderson, Anderson, 2003; Nozaki et al., 1987 a].

Быстрое, в геологическом масштабе времени, перемешивание воды океана [Львович, 1986], не обеспечивает, однако, однородность его воды по параметру $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. Северный Ледовитый океан, как относительно изолированный и испытывающий наибольшее удельное влияние континентального стока из зоны распространения мерзлоты, демонстрирует максимальные вариации и наибольшие величины отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. Например, в Баренцевом море концентрация урана $[\text{U}] = (0,49\text{--}35,6) \times 10^{-7}$ г/л, а изотопный состав $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,11\text{--}1,91$ (Рисунок II.6.10). Судя по схеме течений, наиболее обогащены ураном-234 участки Баренцева моря, в которых вклад атлантической воды минимален (Рисунок II.6.11 и II.6.12).

Переход в цепочке $\dots \rightarrow ^{234}\text{U} \rightarrow ^{230}\text{Th} \rightarrow ^{226}\text{Ra} \rightarrow \dots$ требует дополнительного времени для достижения радиоактивного равновесия, по сравнению с системой $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. Поэтому аномалии изотопного состава тория $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ маркируют более продолжительную шкалу времени, расширяя возможности предлагаемого подхода. Например, по росту избытка тория-230 однозначно выделяется потепление и вызванное этим поступлением в Норвежское море талой мерзлотной воды с повышенными отношениями $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (Рисунок II.6.13). Начало таяния мерзлоты четко фиксируется по облегчению изотопного состава кислорода карбонатов. Сигнал по ^{18}O в морских осадках и биогенных образованиях является однотипным для многих районов океана, при этом коррелирует и другие системы, например, космогенные изотопы (Рисунок II.6.14) и элементные отношения.

Таким образом, наиболее значительные обогащения ураном-234 и торием-230 фиксируются в воде северных морей, а обогащение проявляется тем сильнее, чем более изолирован участок моря от общей океанической циркуляции и чем больше относительная длина береговой линии. Следовательно, источником избыточного урана-234 является ионный сток с континентов, а моменты наступления эксцессов коррелируют с периодами таянием мерзлоты.

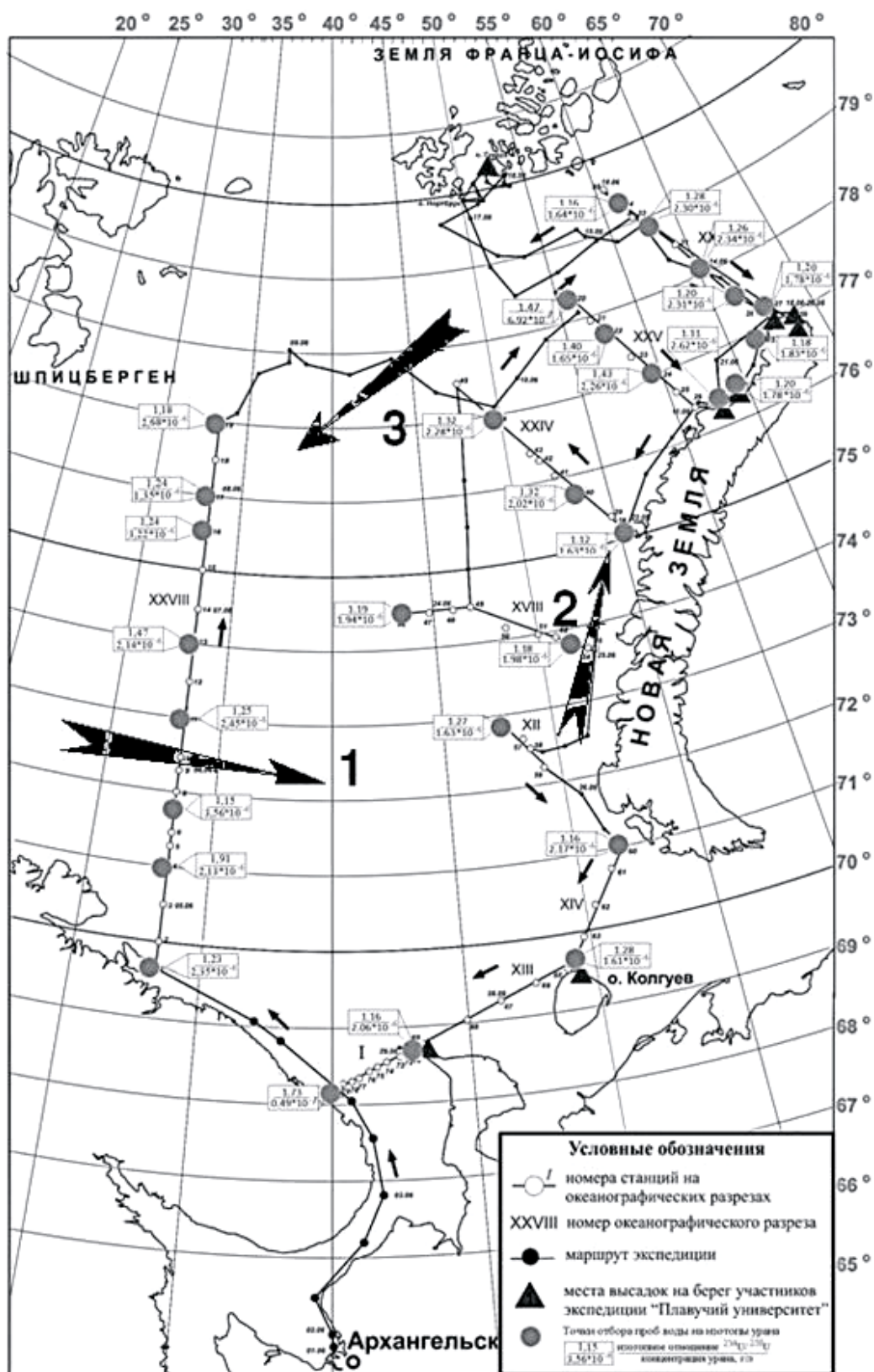


Рисунок II.6.11. Пространственное распределение избытков урана-234 в Баренцевом море по данным рейса «Профессор Молчанов» 1 июня – 10 июля 2012 г. [Зыков и др., 2013]: стрелками показаны оси течений: 1 – Нордкапского; 2 – Новоземельской ветви Нордкапского течения; 3 – обратного течения из Северного Ледовитого океана; дробь рядом с точками – в числителе $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и в знаменателе концентрация урана, г/л.

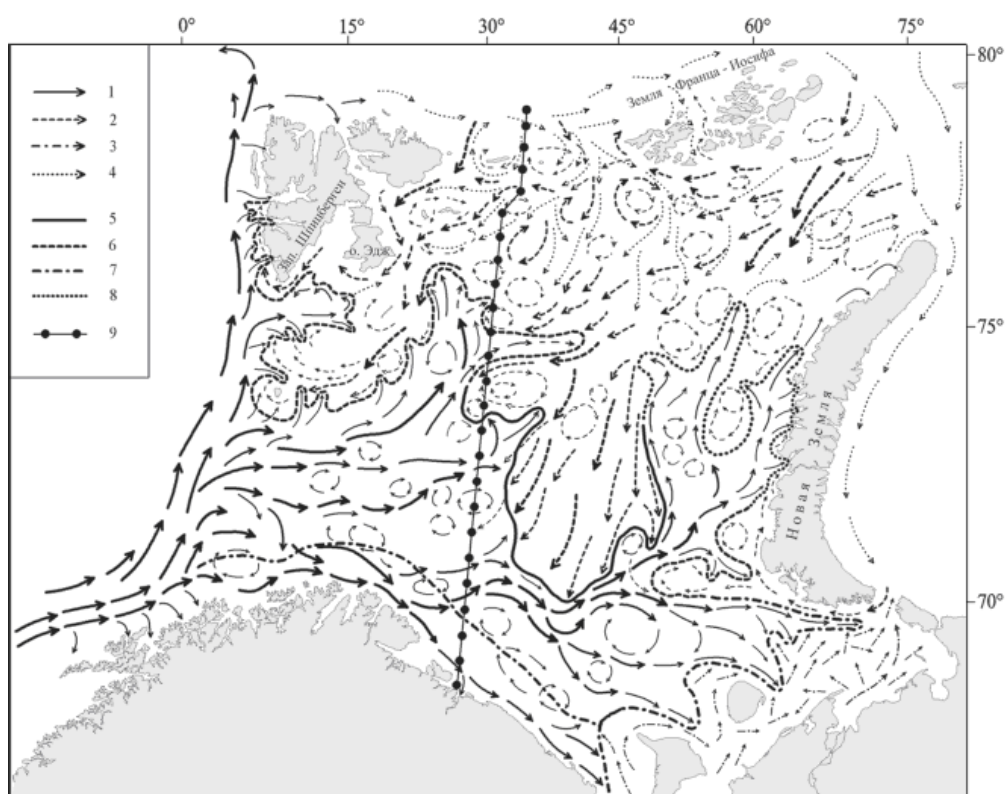


Рисунок П.6.12. Схема циркуляции Баренцева моря [Матишов и др., 2010]. Течения: 1 – теплые; 2 – холодные; 3 – местные прибрежные; 4 – распространение глубинных атлантических вод. Фронтальные зоны: 5 – термические; 6 – термохалинные; 7 – халинные; 8 – слабовыраженные; 9 – разрез «Кольский меридиан».

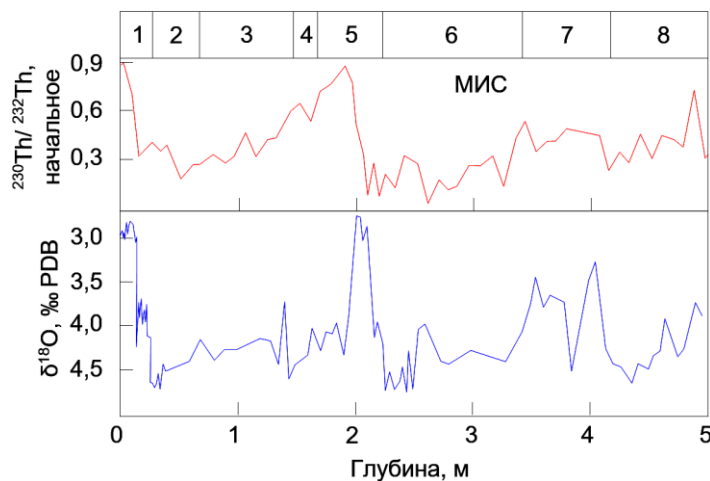


Рисунок П.6.13. Начальное отношение $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ и изотопный состав кислорода карбонатов для керна 23059 из Норвежского моря для периода 1–5 МИС [Scholten et al., 1990].

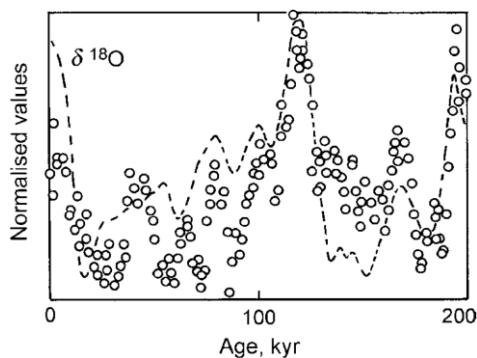


Рисунок П.6.14. Обобщенные данные для кислорода-18 (пунктирная кривая) и данные по концентрациям ^{10}Be (точки) в морских осадках (по [Kok, 1999; Sharma, 2002] с изменениями).

II.6.2.7. Дополнительные замечания по условиям формирования повышенных отношений $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах

Обогащения по урану-234 могут возникать не только вследствие действия климатических факторов, но и в некоторых геологических обстановках, в первую очередь:

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

Влияние *современного или недавнего вулканизма* на рост отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и его вариации во времени, наблюдаемые в областях.

Для участка Yucca Mountain (Nevada, USA), на котором было выполнено огромное количество детальных изотопно-геохимических и геохронологических исследований, доказано существование гидротермальной системы в позднем кайнозое. Вероятнее всего, именно следствием активности гидротермальных растворов являются широкие вариации отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах участка (Рисунок II.6.15).

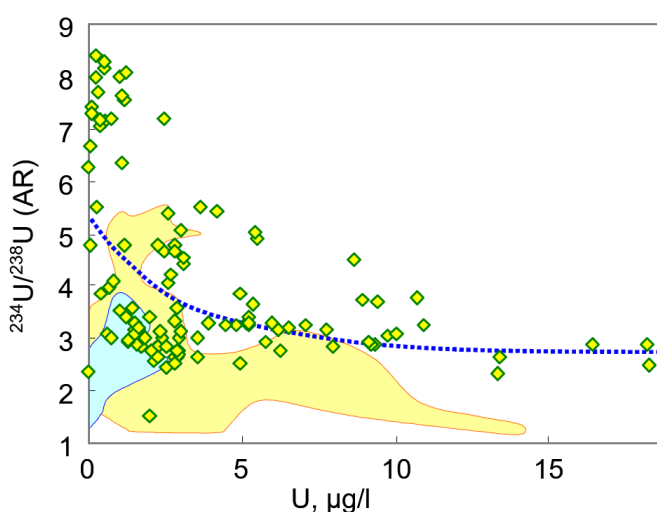


Рисунок II.6.15. Вариации отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах участка Yucca Mountain (Nevada, USA [Dublyansky, Spötl, 2010; Neymark et al., 2000; Szabo et al., 1996; Paces et al., 2002, 2013; Wong et al., 1999]):

- ♦ – полигон исследований (n = 122);
- – площади, окружающие полигон (n = 34);
- – примыкающие районы Невады и Калифорнии (n = 105).

На прилегающих к Yucca Mountain площадях Калифорнии и Невады, где следы гидротермальной деятельности отсутствуют, пределы изменения этого параметра меньше, хотя район в целом имеет высокую современную тектоническую активность.

При сейсмических событиях за счет вибрационного воздействия, по-видимому, возможен более активный массообмен проточных и застойных пор, что также может иметь следствием рост $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. Возможно, именно комбинированным воздействием обусловлены существенные вариации отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в районе вулканического центра Tatsunokuchi (Япония), где авторами [Yamamoto et al., 2003] выполнен долговременный (1977–2000 г.) мониторинг. Отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ варьировали в диапазоне от 2,7 до 51, при этом расчет показал, что один из конечных членов смешения

должен иметь низкое содержание урана и очень высокие отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. Радиоуглеродный возраст этой воды был приблизительно оценен в диапазоне $10^{(4-5)}$ лет. Аналогичные данные имеются и для других тектоно- и вулканоактивных регионах Мира [Kronfeld et al., 1975; Shimmield, Price, 1988; Васильев, Киселев, 1989; Киселев, 1999; Marbach et al., 2005; Uysal et al., 2007; Malov et al., 2015; Рассказов и др., 2015 а, б, 2018 а, б, в, г].

Повышенная растворимость урана в присутствии компонентов карбонатной системы хорошо известна [Евсеева, Перельман, 1974; Смыслов, 1974; Старик, 1961]. Соединения урана с сульфатами также высоко растворимы и удерживаются в растворе до рН около 5,5–6,0 (Рисунок II.6.16).

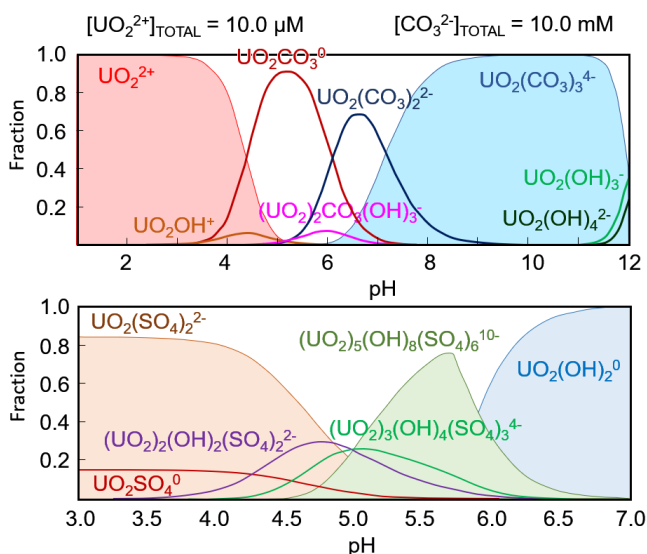


Рисунок II.6.16. Соотношение между отдельными компонентами сульфатных и карбонатных комплексов уранила в зависимости от рН водных растворов (по [Moll et al., 1999] с изменениями).

Окисление сульфидов в ледниковый период за счет роста Eh среды ведет к «залповой» мобилизации сульфатов в начале деградации мерзлоты, с соответствующим снижением рН среды при растворении сульфатов железа и марганца. В свою очередь, это ведет к экстракции урана (урана-234 в первую очередь) талыми водами. На возможность такого механизма указывают месторождения «молодого» урана [Aikas et al., 1984; Cameron et al., 1988; Gulbert, Leighton, 1988; Пешков и др., 2010; Миронов и др., 2015]. Отличительной особенностью этого типа месторождений является:

- доказанная гидрогенная природа месторождений, «нулевой» возраст вторичной урановой минерализации, малая глубина размещения рудных залежей и их приуроченность, в основном, к болотным массивам;
- размещение месторождений исключительно на периферии пятна ММГП в Евразии и Северной Америке.

Примером воздействия химизма воды на величину изотопного состава урана являются *Рудные горы*. Автором обследован горнорудный район, разрабатываемый около 400 лет (окрестности г. Фрайберга, Саксония, южная Германия). Глубина нижних

горизонтов отработки составляет 800 м [Tichomirowa et al., 2010; Tichomirowa, Heidel, 2012]. 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 в прошлом рудной зоне, где в настоящее время мелкие водопроявления характеризуются $\text{pH} \approx 1,2\text{--}2,0$. На горизонтах 200 м ниже в старых выработках и природных полостях отмечены слоистые отложения мелантерита мощностью до 30–40 см. Откуда следует, что верхняя рудная зона интенсивно промывалась кислыми водами, что и привело к дефициту урана-234.

Малые вариации отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ могут быть связаны с изменением геохимии воды в процессе движения воды через потенциал-задающие барьеры и смешении:

- при нисходящей фильтрации через почву и зону аэрации [Suresh et al., 2013; Maher et al., 2014] вследствие растворения биогенного CO_2 и последующего отложения педогенных карбонатов;
- при субаквальной разгрузке подземных вод в мелких лагунах [Smith, 2008];
- изменением структуры статей водного баланса поверхностных водотоков за счет изменения объемов притока из различных гидродинамических или литологических зон [Chu et al., 1997; Pierret et al., 2014].

Аннигиляции α -треков может замедлять скорость миграции урана-234. Однако, для ММПЭ этим процессом можно пренебречь, так как аннигиляция активно протекает при температурах выше 200°C , а при температурах ниже 20°C треки существуют неограниченно долго [Naeser, Faul, 1969; Harrison et al., 1979; Sharma et al., 1980; Bal et al., 1983; Hurford, 1985; Zeitler, 1985; Zeitler et al., 1987; Naeser et al. 1989; Coyle, Wagner, 1998].

Извлечение ^{234}U из пород, как правило, должно мало влиять на его содержания во вмещающих породах, поскольку а) его потери со временем восполняются образованием из ^{238}U ; б) для одного и того же объема водоносного горизонта в скелете породы содержится, как минимум, в 10^3 раз больше урана-238, чем в поровой воде. Однако, в ряде случаев наблюдается обеднение подземных вод ураном-234, когда отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ снижается вплоть до 0,3–0,4 [Бондаренко и др., 1981; Marcos et al., 2000; Kronfeld et al., 2004; Киселев, 2005]. Это обеднение объясняется исчерпанием резерва легкодоступного урана-234 из пленочной влаги на переднем фронте свежих вод инфильтрационного происхождения, поступающих в подземную гидросферу сразу вслед за таянием мерзлоты.

Неконтролируемые вариации избытков ^{234}U ограничивают возможности датирования подземных вод по отношению $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ [Andrews et al., 1978; Fröhlich, Gellermann, 1987; Muhs et al., 1989; Fröhlich et al., 1991; Bonotto, Andrews, 1993; Малов,

2012; Малов, 2013], а также молодых хемогенных и органогенных осадков U/Th методом [Ku, 1965; Ford et al., 1972; Harmon et al., 1975; Gascoyne et al., 1978; Schwarcz, 1986; Edwards et al., 1987; Bischoff, Fitzpatrick, 1991; Ludwig et al., 1994; Kaufman, 1993; Ludwig, Titterton, 1994; Getty, DePaolo, 1995; Cheng et al., 1998; Bourdon et al., 2003; Dorale et al., 2004; Edwards et al., 2003; Максимов, 2008].

Вариации $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ должны учитываться при расчете «смешения потоков» в случаях, когда это отношение используется в качестве генетической метки происхождения воды [Чердынцев, 1967; Чалов, 1975; Киселев, 1999; Тихонов, 2009].

Рост Eh среды, увеличение содержания растворенной CO_2 , рост содержаний SO_4^{2-} и соответствующее снижение pH в ходе деградации мерзлоты сопровождается интенсификацией выщелачивания урана из пород и может быть причиной формирования месторождений «молодого» урана с обогащением руд ураном-234. Это предположение подтверждается [Aikas et al., 1994; Culbert, Leighton, 1988; Dickinson, 1992]:

- гидрогенной природой «молодых» месторождений урана,
- размещением месторождений на периферии пятна ММП в Евразии и С. Америке,
- «нулевым» возрастом вторичной урановой минерализации,
- малой во всех случаях глубиной размещения рудных залежей.

II.6.3. Выводы к изучению поведения четных изотопов урана в природных резервуарах

Избытки и дефицит урана-234 в подземных водах, позднечетверничных осадочных и биогенных образованиях на континентах и в морях коррелируют с климатическими вариациями. Синхронность обусловлена накоплением уран-234 в минеральной матрице и пленочной незамерзающей влаге в периоды существования мерзлоты и последующим преимущественным его выщелачиванием подземными водами в ходе таяния подземных льдов, с достижением в отдельных случаях ураганных отношений $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \approx 50$. В ходе последующих циклов водообмена отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ резко уменьшается.

Время, необходимое для достижения радиоактивного равновесия в цепочке $\dots \rightarrow ^{234}\text{U} \rightarrow ^{230}\text{Th} \rightarrow ^{226}\text{Ra} \rightarrow \dots$ позволяет распространить наблюдения за реакцией мерзлоты на климатические вариации значительно дальше в прошлое, чем только по отношению $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$.

II.7. Выводы к анализу применимости изотопных трассеров и датирования для решения задач, связанных с палеореконструкциями и исследованием реакции водно-ледовых объектов на современное потепление

Оценка условий формирования и реакции водно-ледовых объектов на изменение географо-климатических условий наиболее эффективно выполняется на базе комплекса изотопных систем:

- стабильных и радиоактивных изотопов (^2H , ^{18}O и ^3H);
- системы четных изотопов урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$);
- благородных газов.

При использовании указанных систем следует учитывать следующие обстоятельства:

- 1) сигнал по ^2H , ^{18}O и ^3H формируется в подземных водах преимущественно за счет поступления осадков холодного периода года;
- 2) сигнал по благородным газам – за счет инфильтрации в теплое время года, а их концентрации определяются температурой зоны аэрации, а не температурой воздуха;
- 3) обогащение подземных вод ураном-234 возникает при таянии мерзлоты и исчезает при вытеснении «возрожденных» вод потоком свежего инфильтрационного питания.

Последовательность протекания процессов формирования изотопно-геохимической зональности в подземной гидросфере средних и высоких широт под воздействием географо-климатических вариаций включает ряд этапов.

1. Фазовый переход при замерзании подземных вод имеет своим следствием образование остаточной воды (зачастую – криопегов) с повышенными содержаниями солей и растворенных газов, а также облегченным (фракционированным) изотопным составом. Образующийся лед должен быть более пресным и изотопически более тяжелым, чем исходная вода. Оттеснение вниз по разрезу остаточных вод в ходе становления мерзлоты происходит как за счет роста их плотности, так и за счет увеличения давлений на фронте промерзания.

2. Рост содержаний газов в подземных водах за счет понижения температуры растворения, общее снижение базисов дренирования при понижении уровня Мирового океана, таяние подошвы щитовых ледников с проникновением пересыщенных кислородом вод в подземное пространство имеет следствием окисление сульфидов и накопление в растворе сульфатов железа и марганца при околонулевой температуре.

3. В период существования мерзлоты в пленочной влаге накапливаются

4. При таянии мерзлоты компоненты, содержащиеся в пленочной влаге, в том числе уран-234, переходят в гравитационную воду, одновременно интенсифицируется процесс выщелачивания микроэлементов из диспергированных за счет криогенного выветривания вмещающих пород.

Похолодание
«облегчение»

Потепление
«утяжеление»

“_”

$\delta^{18}\text{O}, \delta^2\text{H}, \text{‰}$

“+”

Молодые инфильтрационные воды

Зона активного водообмена

$^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \sim 1$
 $^3\text{H} > 0; ^3\text{He}_{\text{ТРИ}} > 0$
 $^{14}\text{C} = 1$ (современная активность)
 $^{3,4}\text{He}_{\text{ТЕР}} = 0$

Зона замедленного водообмена

$^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 5$ (при наличии «возрожденных» вод)
 $^3\text{H} = 0; ^3\text{He}_{\text{ТРИ}} = 0$
 $0 < ^{14}\text{C} < 1$
 $^{3,4}\text{He}_{\text{ТЕР}} > 0$

Начальный состав воды

Подошва мерзлоты

Остаточная вода

Зона весьма замедленного водообмена

$^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 0,4-5;$
 $^{14}\text{C} = 0$
 $^{3,4}\text{He}_{\text{ТЕР}} \gg 0$

$^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1-3;$
 $^{3,4}\text{He}_{\text{ТЕР}} \gg 0$

Глубина

Талая мерзлота

153

Таблица II.7.1. Обобщенная схема вертикальной гидрогеологической зональности и изотопно-гидрохимических характеристик подземных вод севера Евразийского материка, сформированной под воздействием географо-климатических вариаций в конце кайнозоя.

Гидро-динамический этаж	Зона водообмена	Пространственное положение и свойства	Состояние при климатических вариациях	Обобщенные изотопно-гидрохимические характеристики
Верхний (молодые воды)	Активного	Грунтовые и неглубоко залегающие напорные водоносные горизонты. Сезонноталый слой и талики в пределах сплошного развития современной и палеомерзлоты	Мощность значительно уменьшается при похолодании и увеличивается при потеплении	Пресные воды. Присутствует ^3H ; нулевой или незначительный возраст по ^{14}C ; изотопный состав воды соответствует современным атмосферным осадкам; $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1-3$ (до 5); отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ могут быть понижены относительно инфильтрационных вод за счет смешения с древними водами или влияния восходящего потока гелия.
Средний (старые воды)	Замедленного	Напорные водоносные горизонты, содержащие «возрожденные» воды в пределах развития мерзлоты в позднем кайнозое. Напорные воды глубокой циркуляции.	Мощность меняется значительно, варьируя за счет замерзания/таяния мерзлоты	В зависимости от проницаемости и литологии разреза, а также типа мерзлоты в прошлом воды от пресных до солоноватых. Опреснение, в некоторых случаях является результатом вымораживания. В этом случае зачастую имеет место инверсионная гидрохимическая зональность. ^3H отсутствует или обнаруживается в следовых количествах за счет смешения с молодыми водами; значимый или «бесконечный» возраст по ^{14}C ; изотопный состав воды легче современных осадков, зачастую несет следы криогенной метаморфизации; $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 5$ (до 50); отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ заметно понижены относительно инфильтрационных вод.
Нижний (древние воды)	Весьма замедленного	Напорные водоносные горизонты ниже подошвы современной и палеомерзлоты	Мощность не меняется	Воды от солоноватых до рассолов. Повышение минерализации в некоторых случаях связано с оттеснением остаточной воды при промерзании разреза. ^3H отсутствует; предельно высокий или «бесконечный» возраст по ^{14}C ; изотопный состав воды разнообразен, иногда несет следы криогенной метаморфизации или «кислородного» сдвига; $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \approx 0,8-3$; отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ существенно понижены относительно инфильтрационных вод.

Заключение

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- и криосфер и решения прикладных вопросов представляется комплекс, включающий изотопы водорода ($^1,^2,^3\text{H}$), кислорода ($^{16,18}\text{O}$), урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) и благородных газов ($^3,^4\text{He}$, ^{20}Ne).

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 средневзвешенным концентрациям в осадках холодного (среднесуточная температура меньше $+5\text{ }^{\circ}\text{C}$), 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 полу-

чения 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 натурных 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.

Использованная литература

Публикации Токарева И.В.

Монографии.

1. Изучение факторов формирования и оценка влияния водохранилищ Нижне-Нарынского каскада ГЭС на качество водных ресурсов бассейна реки Нарын изотопными методами. Сб. научн. ст., ред. к.г.-м.н. **Токарев И.В.** Бишкек, изд-во ОсОО «Дизайн Эстет Центр». **2010**, часть 1, 174 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. Глава 3 (с. 180–236) в монографии «Редкие типы минеральных вод Среднерусского артезианского бассейна». Ред. А.И. Коротков, А.А. Потапов, В.Г. Румынин. СПб, Наука. **2013**, 304 с.
3. Оценка влияния атомно-промышленного комплекса на подземные воды и смежные природные среды. Коллектив авторов, ред. д.г.-м.н., проф. Румынин В.Г. СПб, изд. СПбГУ, **2003**, 247 с.
4. **Токарев И.В.**, Батуев В.И. Использование изотопных трассеров для идентификации условий водного баланса болотного массива. Глава 15 (с. 272–284) в монографии «Гидрометеорологический режим и водный баланс верховых болот Северо-Запада России (на примере болота Ламмин-Суо)». Ред. С.М. Новиков и В.И. Батуев. СПб, «Свое издательство». **2019**, 448 с.
5. 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 опытном полигоне «Васильевка». Кн. «Гидрогеоэкологические исследования в нефте-добывающих регионах Республики Татарстан». Ред. д.г.-м.н. Коротков А.И. и к.г.-м.н. Учаев В.К. Казань, Мин-во экологии и природных ресурсов РТ, изд. НПО «Репер», **2007**, 300 с.

Статьи в рецензируемых журналах, сборниках научных трудов и продолжающихся изданиях (в порядке обратном хронологическому).

6. Chen R., Siidra O.I., Firsova V.A., Ugolkov V.L., Vlasenko N.S., Bocharov V.I., Arevalo-Lopez A. M., Colmont M., **Tokarev I.V.** Thermal evolution of the metamict fergusonite-(Y). *Physics and Chemistry of Minerals*. 2024, 51(8).
7. **Tokarev I.**, Poturay V., Yakovlev E. Estimation of the thermal water formation at the Kuldur site (Amur region, Russia) according to water isotope composition (^2H , ^{18}O). *Environmental Earth Sciences*. 2024, 83(126).
8. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., **Токарев И.В.**, Гинзбург А.П., Васильчук А.К., Васильчук Дж.Ю. Радиоуглеродный возраст и стабильные изотопы кислорода в голоценовых повторно-жильных льдах на побережье Байдарацкой губы: Реконструкция январской палеотемпературы. Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023, т. 513, № 2, с. 278–283.
9. Никишин В.В., Блинов П.А., Федоров В.В., Никишина Е.К., **Токарев И.В.** Анализ проблем добычи качественной питьевой воды из подземных водозаборов на о-ве Высоцкий в Выборгском районе Ленинградской области. Записки Горного института. 2023, 12 с.
10. Borodulina G., **Tokarev I.**, Yakovlev E. Isotope Composition of Natural Water in Lake Onega Basin. *Water*. 2023, 15, 1855.
11. Iglovsky S., Yakovlev E., Druzhinina A. and **Tokarev I.** Permafrost conditions of the Subpolar Urals based on studies of lateral moraine peatlands. *Polar geography*, 2023, 46(4), 228–245.
12. Kulik N.; Efremenko N., Strakhovenko V., Belkina N., Borodulina G., Gatal'skaya E., Malov V., **Tokarev I.** Geochemical Features of River Runoff and Their Effect on the State of the Aquatic Environment of Lake Onego. *Water*. 2023, 15, 964.
13. Namyatov A., Makarevich P., **Tokarev I.**, and Pastuhov I. Hydrochemical basis of marine waters biological productivity surrounding Svalbard archipelago. *Bio. Comm.* 2023, 68(1), 30–48.

14. Yakovlev E., **Tokarev I.**, Orlov A., Zykov S. Assessment of the radiation quality of groundwater with an increased uranium isotope ratio $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (Pre-Volga region, European Russia). *J. of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*. 2023.
15. Bantcev D., Ganyushkin D., Terekhov A., Ekaykin A., **Tokarev I.**, Chistyakov K. Isotopic Composition of Glacier Ice and Meltwater in the Arid Parts of the Altai Mountains (Central Asia). *Water*. 2022, 14, 252.
16. **Tokarev I.**, Rumyantsev V., Rybakin V., Yakovlev E. Inflow of surface and groundwater to Lake Ladoga based on stable isotope (^2H , ^{18}O) composition. *J. of Great Lakes Research*. 2022, v. 48 (4), p. 890–902.
17. **Токарев И.В.**, Исаков В.А., Исакова Т.Н. Задачи изотопных методов в структуре геологоразведочных работ на подземные воды. *Разведка и охрана недр*. 2022, № 5, с. 33–38.
18. **Токарев И.В.**, Исаков В.А., Исакова Т.Н., Яковлев Е.Ю. Результаты применения изотопных методов при картировании листа Q-39 (Нарьян-Мар). *Разведка и охрана недр*. 2022, № 9, с. 25–30.
19. Шамов В.В., **Токарев И.В.**, Михайлик Т.А., Козачек А.В. Динамика изотопного состава (^2H , ^{18}O) вод малых речных бассейнов южного Сихотэ-Алиня в летне-осенний период. *Гидросфера. Опасные процессы и явления*. 2022. Т. 4. № 2. С. 202–215.
20. Бородулина Г.С., **Токарев И.В.**, Левичев М.А. Изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) снежного покрова Карелии. *Лед и снег*. 2021, т. 61, № 4, с. 521–532.
21. 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. 90–99.
22. **Токарев И.В.**, Яковлев Е.Ю., Зыков С.Б., Зимина И.А. Неравновесный уран ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) водных объектов и климатические вариации: Океанический резервуар. *Геохимия*. 2021, т. 66, № 9, с. 857–864.
23. **Tokarev I.**, Yakovlev E. Non-Equilibrium Uranium as an Indicator of Global Climate Variations – The World Ocean and Large Lakes. *Water*. 2021, 13, 3514.
24. Yakovlev E., **Tokarev I.**, Zykov S., Iglovsky S., Ivanchenko N. Isotope Signs ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, ^2H , ^{18}O) of Groundwater: An Investigation of the Existence of Paleo-Permafrost in European Russia (Pre-Volga Region). *Water*. 2021, 13, 1838.
25. Zykin N.N, **Tokarev I.V.**, Vinograd N.A. Monitoring of stable isotopes ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$) in precipitations of Moscow city (Russia): Comparison for 2005–2014 and 1970–1979 periods. *Вестник СПбГУ. Науки о Земле*. 2021, 66(4).
26. Бородулина Г.С., Светов С.А., **Токарев И.В.**, Левичев М.А. Роль высокоуглеродистых (шунгитсодержащих) пород в формировании состава подземных вод Онежской структуры. *Труды Карельского научного центра Российской академии наук*. 2020, № 9, с. 72–87.
27. **Токарев И.В.** Неравновесный уран (^{238}U – ^{234}U – ^{230}Th) как индикатор глобальных климатических вариаций. Крупные водоемы. Учёные записки Крымского федерального университета имени В.И. Вернадского. Серия «География. Геология». 2020, Т. 6(72), № 3. С. 402–424.
28. **Токарев И.В.**, Амеличев Г.Н. Оценка испарения по данным об изотопном составе воды (^2H , ^{18}O). Учёные записки Крымского федерального университета имени В.И. Вернадского. География. Геология. 2020, т. 6(72), № 2, с. 292–317.
29. **Токарев И.В.**, Батуев В.И., Коносавский П.К., Крайнюкова И.А., Марков М.Л. Способ расчета сосредоточенного инфильтрационного питания подземных вод по данным о распределении дейтерия и кислорода-18. В сб. «Научный парк СПбГУ: биомедицина, экология, природопользование». СПб.: Изд-во СПбГУ. 2020, с. 124–163.
30. Saraev A., Simakov A., Tezkan B., **Tokarev I.**, Shlykov A. On the study of industrial waste sites on the Karelian Isthmus (Russia) using the RMT and CSRMT methods. *J. of Applied Geophysics*. 2020, 175, 103993 (9 p.).

31. Vasil'chuk Y., Chizhova J., Frolova N., Budantseva N., Kireeva M., Oleynikov A., **Токарев И.**, 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.
32. 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), 311–320.
33. Амеличев Г.Н., **Токарев И.В.**, Токарев С.В. Установление условий формирования термоминеральных вод «Бишули» (Равнинный Крым) изотопно-геохимическими методами. *Геохимия*. **2019**, 64(12), 1288–1292.
34. 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. *Ученые записки КФУ. Сер. «География. Геология»*. **2017**, 2, 130–150.
35. 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), 333–342.
36. Бородулина Г.С., Светов С.А., **Токарев И.В.**, Левичев М.А. Роль высокоуглеродистых (шунгитсодержащих) пород в формировании состава подземных вод Онежской структуры. *Тр. КарНЦ РАН*. **2020**, 9, 72–87.
37. Бородулина Г.С., **Токарев И.В.**, Левичев М.А. Изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) снежного покрова Карелии. *Лед и снег*. **2021**, 61(4), 521–532.
38. 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), 76–82.
39. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., **Токарев И.В.** и др. Радиоуглеродный возраст и стабильные изотопы кислорода в голоценовых повторно-жильных льдах на побережье Байдарцкой губы: Реконструкция январской палеотемпературы. *Доклады РАН. Науки о Земле*, **2023**, 513(2), 117–122.
40. 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), 1–16.
41. 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**, 64(4), 575–597.
42. Воронюк Г.Ю., Бородулина Г.С., Крайнюкова И.А., **Токарев И.В.** Водообмен 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, 46–56.
43. 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**, 48(1), 1–21.
44. Гудков А.В., Каменский И.Л., Мелихова Г.С., Скиба В.И., **Токарев И.В.**, Толстихин И.Н. Тритий-гелий-3 метод и его применение для датирования подземных вод (на примере Кировского горнопромышленного района, Мурманская область). *Геохимия*. **2014**, 7, 647–653.
45. Жексембаев Е.Ш., Муртазин Е.Ж., **Токарев И.В.**, Кабиев А.Т. Гидрогеохимические особенности азотных терм Алакольской впадины (Восточный Казахстан). *Известия НАН Республики Казахстан. Сер. «Геологии и технических наук»*. **2017**, 3, 185–197.
46. 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 спе-

- леологического района (Западный Кавказ). Вопросы географии. Сб. 147 «Спелеология и карстование». М. изд. дом «Кодекс». **2018**, 57–87.
47. Зубков А.А., Рыбальченко А.И., Румынин В.Г., **Токарев И.В.**, Данилов В.В., Сухорук 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, 56–62.
48. 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), 363–376.
49. 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. СПб, Наука. **1996**, 3, 113–128.
50. 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. СПб, Наука. **2004**, 133(1), 3–22.
51. Конищев 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**, т. XVIII, 3, 3–10.
52. Конников Э.Г., Прасолов Э.М., **Токарев И.В.**, Кислов Е.В., Орсов Д.А., Изотопы Ar и Ne из пород Довыренского мафит-ультрамафитового массива. Геология и геофизика. **2002**, 43(6), 543–552.
53. 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), 91–101.
54. Мавлюдов Б.Р., **Токарев И.В.**, Дбар Р.С., Экба Я.А., Козачек А.В., Крайнюкова И.А. Водное питание карстовой системы в районе Нового Афона по изотопно-гидрохимическим данным 2014-2016 г. Сб. науч. тр. «Пещеры». Естественнонаучный ин-т Пермского гос. НИУ. Пермь. **2017**, вып. 40, 8–24.
55. 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 P. Методические подходы к реализации мониторинга трансграничных водных объектов. Разведка и охрана недр. **2007**, 7, 31–35.
56. Никишин В.В., Блинов П.А., Федоров В.В., Никишина Е.К., и **Токарев И.В.** Анализ проблем добычи качественной питьевой воды из подземных водозаборов на о-ве Высоцкий в Выборгском районе Ленинградской области. Записки Горного института. 2023, 12 с.
57. 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), 1271–1276.
58. Румянцев В.А., Рыбакин В.Н., **Токарев И.В.** Распространение вод притоков и подземных вод в Ладожском озере по данным изотопных индикаторов. Ученые записки РГГМУ. СПб, изд. РГГМУ. **2017**, 48, 94–109.
59. Савельев А.А., **Токарев И.В.** Балансовая гидрологическая модель бассейна реки Нарын и малых рек, питающих Токтогульское водохранилище. Сб. науч. ст. под ред. к.г.-м.н. Токарева И.В. «Изучение факторов формирования и оценка влияния водохранилищ Нижне-Нарынского каскада ГЭС на качество водных ресурсов бассейна реки Нарын изотопными методами». Бишкек, **2010**, часть 1, 39–55.
60. 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), 98–106.
61. Сушевская Т.М., **Токарев И.В.** Изотопы аргона во флюидных включениях минералов вольфрамитовых месторождений Иультин и Светкое (Чукотка). Геохимия. **2003**, 11, 1227–1230.

62. **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. Зап. Горного ин-та. Тем. Вып. «Тенденции и перспективы развития гидрогеологии и инженерной геологии в современных экономических условиях России». **2008**, 176, 191–195.
63. **Токарев И.В.** Реконструкция условий формирования северодвинского месторождения йодных вод по изотопным данным. Вестник СПбГУ. Сер. 7 «Геология и география». **2012**, 4, 34–45.
64. **Токарев И.В.**, Амеличев Г.Н. Оценка испарения по данным об изотопном составе воды (^2H , ^{18}O). Ученые записки КФУ. Сер. «География. Геология». **2020**, 6(72), 2, 292–317.
65. **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. СПбГУ. **2020**, 124–163.
66. **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, 88–91.
67. **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 география». **2008**, 2, 25–36.
68. **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 а**, 36(3), 363–374.
69. **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 б**, 36(2), 219–227.
70. **Токарев И.В.** и др. Задачи изотопных методов в структуре геологоразведочных работ на подземные воды. Разведка и охрана недр. **2022**, 5, 33–38.
71. **Токарев И.В.** и др. Результаты применения изотопных методов при картировании листа Q-39 (Нарьян-Мар). Разведка и охрана недр. **2022**, 9, 25–30.
72. **Токарев И.В.**, Поляков В.А., Самсонова А.А., Шило В.Н., Толстихин Г.М., Нурбаев Т.Н., Жакеев Б.М., Шабунин А.Г., Алехина В.М. Исследование условий формирования водного баланса Токтогульского водохранилища по изотопному составу воды. Сб. науч. ст. под ред. к.г.-м.н. Токарева И.В. «Изучение факторов формирования и оценка влияния водохранилищ Нижне-Нарынского каскада ГЭС на качество водных ресурсов бассейна реки Нарын изотопными методами». Бишкек, **2010**, ч. 1, 56–86.
73. **Токарев И.В.**, Франц Н.А., Вяххи И.Э., Крайнюкова И.А., Сорокин С.В. Изучение водного режима Пинежья по данным об изотопном составе воды ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$). Пещеры. Сб. науч. тр. Пермский гос. НИУ, Естественнонаучный ин-т, Горный ин-т УрО РАН, Ин-т карстоведения и спелеологии РГО. Пермь. **2015**, 17–34.
74. **Токарев И.В.**, Храмченков М.Г., Чекалин А.Н., Якимов Н.Д. Исследование ошибок оценки параметров переноса радионуклидов в подземных водах изотопными методами при решении эпигнозных задач. Науч.-техн. сб. «Вопросы атомной науки и техники». Сер. «Математическое моделирование физических процессов». Саров, ФГУП РФЯЦ-ВНИИЭФ. **2008**, 4, 60–68.
75. **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, 21–31.
76. **Токарев И.В.** и др. Неравновесный уран ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) водных объектов и климатические вариации: Океанический резервуар. Геохимия. **2021**, 66(9), 857–864.

77. Толстихин Г.М., **Токарев И.В.**, Шило В.Н., Самсонова А.А., Жакеев Б.М. Гидрохимические условия формирования состава воды в Токтогульском водохранилище. Сб. науч. ст. под ред. к.г.-м.н. Токарева И.В. «Изучение факторов формирования и оценка влияния водохранилищ Нижне-Нарынского каскада ГЭС на качество водных ресурсов бассейна реки Нарын изотопными методами». Бишкек, **2010**, ч. 1, 120–134.
78. Хархордин И.Л., **Токарев И.В.** Использование изотопных методов при изучении баланса подземных вод (Альмерия, Испания). Зап. Горного ин-та. **2003**, 153, 221–222.
79. 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, 161–168.
80. Шамо́в В.В., **Токарев И.В.** и др. Динамика изотопного состава (^2H , ^{18}O) вод малых речных бассейнов южного Сихотэ-Алиня в летне-осенний период. Гидросфера. Опасные процессы и явления. **2022**, 4(2), 202–215.
81. Bantcev D., Ganyushkin D.A., Chistyakov K., Volkov I., Ekaykin A.A., Veres A.N., **Tokarev I.**, Shtykova N.B. and Andreeva T.A. The Components of the Glacial Runoff of the Tsambagarav Massif from Stable Water Isotope Data. *Geosciences*. 2019, 9(7), 297 (12 p.)
82. Bantcev D., Ganyushkin D., Terekhov A., Ekaykin A., **Tokarev I.**, Chistyakov K. Isotopic Composition of Glacier Ice and Meltwater in the Arid Parts of the Altai Mountains (Central Asia). *Water*. **2022**, 14, 252 (14 p.).
83. Borodulina G., **Tokarev I.**, Yakovlev E. Isotope Composition of Natural Water in Lake Onega Basin. *Water*. **2023**, 15, 1855.
84. Kamensky I.L., **Tokarev I.**, Tolstikhin I.N. ^3H - ^3He dating: A case for mixing of young and old groundwaters. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **1991**, 55, 2895–2899.
85. Kulik N.; Efremenko N., Strakhovenko V., Belkina N., Borodulina G., Gatalskaya E., Malov V., **Tokarev I.** Geochemical Features of River Runoff and Their Effect on the State of the Aquatic Environment of Lake Onego. *Water*. **2023**, 15, 964.
86. Malov A.I., **Tokarev I.** Using stable isotopes to characterize the conditions of groundwater formation on the eastern slope of the Baltic Shield (NW Russia). *J. Hydrol.* **2019**, 578, 124130 (10 p.).
87. Malov A.I., Bolotova I.N., Zyкова S.B., **Tokarev I.**, Kostikova I.A., Arslanov Kh.A., Druzhinina S., Pokrovsky O.S., Ljubas A.A., Gofarova M.Y., Krjauchunas A., Chernov S.B., Maksimov F.E., Bepalaja Yu., Aksenova O. Modeling past and present activity of a subarctic hydrothermal system using O, H, C, U and Th isotopes. *Appl. Geochem.* **2015**, 63, 93–104.
88. Prasolov E.M., **Tokarev I.**, Ginsburg G.D., Soloviev A. Helium and other noble gases in gas-hydrate sediments of the Haakon-Mosby mud volcano. *Geo-Marine Letter*. **1999**, 19, 84–88.
89. Rets E., Chizhova J., Budantseva 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. *GES*. **2017 a**, 11(3), 4–19.
90. Rets E., Chizhova J., Loshakova N., **Tokarev I.**, Kireeva M., Budantseva N., Vasilchuk Yu.K., Frolova N., Popovnin P., Toropov A., Terskaya E., Smirnov A., Belozеров E., Karashova M. Using isotope methods to study alpine headwater regions in the Northern Caucasus and Tien Shan. *Front. Earth Sci.* **2017 b**, 11(3), 531–543.
91. Rets E., Popovnin P., Toropov A., Smirnov A.M., **Tokarev I.**, Chizhova J.N., Budantseva N.A., Vasil'chuk Y.K., Kireeva M.B., Ekaykin A.A., Kozachek A., Aleynikov A.A., Frolova N.L., Tsyplenkov A.S., Polukhov A.A., Chalov S.R., Aleshina M.A., Kornilova 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, 1463–1481.
92. Rumynin V.G., Pankina E.B., Volckaert G., Gedeon M., Ignatov A.A., Nikulenkova A.M., **Tokarev I.V.** and Sindalovsky L.N. Geotechnical, flow and transport properties of Kotlin (Vendian age) and Blue (Cambrian age) clays with respect to design of underground storage facilities

- for radioactive waste disposal in the north-west region of Russia. IV Intern. Nuclear Forum. **2009**, p. 195–210.
93. Saraev A., Simakov A., Tezkan B., **Tokarev I.**, Shlykov A. On the study of industrial waste sites on the Karelian Isthmus (Russia) using the RMT and CSRMT methods. *Appl. Geoph.* **2020**, 175, 103993 (9 p.).
 94. Shestakova A., Guseva N., Kopylova Y., Khvaschevskaya A., Polyak D., **Tokarev I.** Hydro-geochemistry and geothermometry of thermal and cold CO₂-rich waters in East Tuva, Russia. *Water*. **2018**, 10, 729 (30 p.).
 95. 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. *Env. Res. Let.* **2015**, 10, 095003.
 96. **Tokarev I.**, 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, ¹⁸O). *Quat. Intern.* **2019**, 524, 76–85.
 97. **Tokarev I.V.**, Kamensky I.L. and Tolstikhin I.N. Tritium-helium-neon isotopical systematics of ground water: Application for hydrogeological and ecological problems. “Freiberg isotope colloquium”. **1996**, 30, 251–260.
 98. **Tokarev I.** et al. Inflow of surface and groundwater to Lake Ladoga based on stable isotope (²H, ¹⁸O) composition. *Great Lakes Res.* **2022**, 48(4), 890–902.
 99. **Tokarev I.**, Yakovlev E. Non-Equilibrium Uranium as an Indicator of Global Climate Variations — The World Ocean and Large Lakes. *Water*. **2021**, 13, 3514.
 100. **Tokarev I.**, Zubkov A.A., Rumynin G., Polyakov A., Kuznetsov Yu., Maksimov F.E. Origin of high ²³⁴U/²³⁸U ratio in post-permafrost aquifers. “Uranium in the Environment (Mining Impact and Consequences)”. Merkel B.J. and Hasche-Berger A. eds. Springer, **2005**, 847–856.
 101. Tolstikhin I.N., Lehmann B.E., Loosli H.H., Kamensky I.L., Nivin A., Orlov S., Ploschansky L.M., **Tokarev I.**, Gannibal M.A. Radiogenic helium isotope fractionation: the role of tritium as ³He precursor in geochemical applications. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **1999**, 63, 1605–1611.
 102. 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. *GES*. **2020**, 13(1), 172–182.
 103. 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). *Int. Limn.* **2018**, 54(23), (9 p).
 104. Yakovlev E., **Tokarev I.** et al. Assessment of the radiation quality of groundwater with an increased uranium isotope ratio ²³⁴U/²³⁸U (Pre-Volga region, European Russia). *Radioanal. Nucl. Chem.* **2023**.
 105. Yakovlev E., **Tokarev I.** et al. Isotope Signs (²³⁴U/²³⁸U, ²H, ¹⁸O) of Groundwater: An Investigation of the Existence of Paleo-Permafrost in European Russia (Pre-Volga Region). *Water*. **2021**, 13, 1838.
 106. Zykin N.N, **Tokarev I.V.**, Vinograd N.A. Monitoring of stable isotopes (δ²H, δ¹⁸O) in precipitations of Moscow city (Russia): Comparison for 2005–2014 and 1970–1979 periods. *Вестник СПбГУ. Науки о Земле*. **2021**, 66(4), 723–733.
- Материалы конференций и тезисы докладов (последние 15 лет).**
107. Анохин В.М., Рыбакин В.Н., **Токарев И.В.**, Румянцев В.А. новые данные о распространении выходов подземных вод на дне северной части Ладожского озера. Сб. «География: Развитие науки и образования». Ежегодная междунар. научно-практ. конф. Ред. С.И. Богданов, Д.А. Субетто, А.Н. Паранина. СПб. **2020**, 85–89.
 108. Бородулина Г.С., Каменский И.Л., Скиба В.И., **Токарев И.В.** Закономерности формирования железистых минеральных вод курорта «Марциальные воды» (Карелия) по благородным газам (³He/⁴He, ²⁰Ne/⁴He) и тритию (³H). XVII Всеросс. (с междунар. участ.)

- Ферсмановская научная сессия 05–08 апреля 2020 г. Апатиты, Мурманская обл. Тр. Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. **2020**, 17, 61–65.
109. Borodulina G., **Tokarev I.**, Levichev M., Yakovlev E., Kamensky I.L., Skiba V. Paleoenvironmental reconstruction for mineral groundwater area Marcial Waters (Lake Onega catchment). 4th Intern. conf. «Palaeolimnology of Northern Eurasia». Limnology and Freshwater Biology. **2020**, 4, 472–473.
110. Бородулина Г.С., Токарев И.В., Левичев М.А. Оценка компонентов водного баланса Онежского озера по изотопным данным. «Озера Евразии: проблемы и пути их решения». II междунар. конф. 19–24 мая 2019 г. Казань. Казань, изд. АН РТ, **2019**, ч. 1, 239–243.
111. Бородулина Г.С., **Токарев И.В.**, Левичев М.А. Оценка компонентов водного баланса Онежского озера по изотопным данным. II Междунар. конф. «Озера Евразии: проблемы и пути их решения. 19–24 мая 2019 г., Казань». Казань, изд. АН РТ. **2019**, ч. 1. 239–242.
112. Левичев М.А., Крайнюкова И.А., Бородулина Г.С., **Токарев И.В.** Изотопный состав снежного покрова Карелии. «Theory and Methods of Polar Science». Proc. of Intern. Youth Sci. Conf. on the Polar Geodesy, Glaciology, Hydrology and Geophysics. St. Petersburg University. Eds. Popov S.V., Gavrilkina S.A., Pryakhina G.V. СПб. **2018**, 161–170.
113. Румянцев В.А., Рыбакин В.Н., **Токарев И.В.**, Анохин В.М. Происхождение придонной воды на разрезах Ладожского озера по данным удельной электропроводности и изотопном составе ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$). «LXXI Герценовские чтения. 18–21 апреля 2018 г., СПб». СПб, изд. РГПУ им. А.И. Герцена. **2018**, I, с. 351–355.
114. Шамов В.В., **Токарев И.В.**, Михайлик Т.А., Козачек А.В. Динамика изотопов ^2H и ^{18}O в водах типичного малого речного бассейна (южный Сихотэ-Алинь, Приморский край, РФ). III Всеросс. науч. конф. с междунар. участ. «Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами. 20–25 августа 2018 г., Чита». Улан-Удэ, изд. СО РАН. **2018**, 324–327.
115. **Tokarev I.V.**, Kipfer R., Tomonaga Y., Brennwald M.S. and Vereschagina E.A. Comparison of ^4He and ^{14}C dating, noble-gas temperatures and stable isotope (^2H , ^{18}O) data for groundwater in stratified aquifers (Tomsk-7, S.E. Siberia). Prague, August 14–20, 2011. Goldschmidt Conf. Abstracts. Mineralogical Magazine. 2011, 75(3), **2018** (1 p.).
116. Бородулина Г.С., **Токарев И.В.** Влияние климатической эволюции в позднем плейстоцене-голоцене на формирование Марциальных вод. «Современные проблемы четвертичной геологии и географии Северо-запада европейской части России и сопредельных стран». Матер. науч. сесс. (с участ. иностр. спец-в), посвященной 100-летию со дня рождения Г.С. Бискэ. Под ред. Т.С. Шелеховой. **2017**, с. 91–93.
117. Mavlyudov B.R., Kuderina T.M., Kadebskaya O.I., Grabenko E.A., **Tokarev I.V.**, Ekba Ya.A., Dbar R.S. Complex Investigations in Novoafonskaya Cave (Western Caucasus). Proc. of the 17th Intern. Congress of Speleology. Eds. K. Moore and S. White. **2017**, v. 2, 60–64.
118. Бородулина Г.С., Воронюк Г.Ю., Крайнюкова И.А., Рыбакин А.Н., Субетто Д.А., **Токарев И.В.** Влияние палеогеографической эволюции Балтийско-Беломорского региона в позднем кайнозое на современные подземные и поверхностные воды. «Палеолимнология Северной Евразии. Опыт, методология, современное состояние». North-Eastern Federal University, RAS. **2016 a**, 53–57.
119. Бородулина Г.С., **Токарев И.В.**, Крайнюкова И.А. Изотопный состав воды Онежского озера. Сб. «Экологические проблемы северных регионов и пути их решения». VI Всеросс. научн. конф. с междунар. участ. (120-летие со дня рождения Г.М. Крепса и 110-летие со дня рождения О.И. Семенова-Тян-Шанского). **2016 б**, 169–172.
120. Рыбакин В.Н., Румянцев В.А., **Токарев И.В.**, Воронюк Г.Ю. Гидрогеологический режим Карельского перешейка и разгрузка подземных вод в Ладожское озеро. «Всеросс. конф. по крупным водоемам (V Ладожский симпозиум). 9–11 ноября 2016 г.». ИНОЗ РАН. СПб. ООО «Изд. “ЛЕМА”». **2016**, 426–430.
121. Алешина В.М., Рыженко Б.Н., **Токарев И.В.**, Черкасова Е.В. Термодинамическая модель формирования состава поверхностных вод месторождения Ак-Тюз. «Современные

- проблемы гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии Евразии. 23–27 ноября 2015 г. Томск». Изд. ТПУ. **2015**, 123–130.
122. Зыкин Н.Н., **Токарев И.В.**, Эйрих А. Результаты изучения изотопного состава кислорода и водорода воды Телецкого озера и вод питающих его рек. «Современные проблемы гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии Евразии. 23–27 ноября 2015 г., Томск». Изд. ТПУ. **2015**, 414–417.
123. Кимбер В.Б., Копылов Н.Г., Мяги К.Б., Немченко Т.А., Резван В.Д., **Токарев И.В.** и Черепенин М.А. Некоторые особенности применения изотопных методов при трассировании подземных карстовых вод (на примере Западного Кавказа). V регион. науч.-практ. конф. «Карст и пещера Кавказа: результаты, проблемы и перспективы исследований. 1–4 ноября 2014 г., Сочи». Сочи, типогр. И.П. Кривлякин. **2015**, 72–88.
124. Неевин И.А., Верещагина Е.А., Вяххи И.Э., Жамойда В.А., Григорьев А.Г., Крайнюкова И.А., **Токарев И.В.** Исследование формирования флюидной разгрузки покмарков в Копорской губе Финского залива по изотопному составу воды ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$). «XXI Междуна. науч. конф. по морской геологии. 16–20 ноября 2015 г., Москва». Т. IV «Геология морей и океанов». М., изд. ГЕОС. **2015**, 64–67.
125. Рец Е.П., Фролова Н.Л., Киреева М.Б., Лошакова Н.А., Чижова Ю.Н., Буданцева Н.А., Васильчук Ю.К., **Токарев И.В.** Использование изотопных методов при изучении водных объектов прибрежных зон и высокогорных территорий. IV Всерос. науч. конф. с междуна. участ. «Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов. 21–25 сентября 2015 г., Москва». М., изд. МГУ. **2015**, 193–196.
126. Румянцев В.А., Рыбакин В.Н., **Токарев И.В.** Исследование Ладожского озера и его притоков с помощью изотопных индикаторов. «Научное обеспечение реализации "Водной стратегии Российской Федерации на период до 2020 г.". 6–11 июля 2015 г., Петрозаводск». Петрозаводск, КарНЦ РАН. **2015**, 1, 468–472.
127. Borodulina G., **Tokarev I.**, Avramenko I. Investigation of small river watershed hydrology in Karelia (north-west Russia) by high-resolution record of $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation and river discharge, including experimental estimates of evaporation. Intern. Symp. on Isotope Hydrology: Revisiting Foundations and Exploring Frontiers. Vienna, Austria 11–15 May 2015. Book of extended synopses. Poster sess. 3. Atmosphere-Hydrosphere Interactions. IAEA, Vienna. **2015**, 174–176.
128. **Tokarev I.**, Avramenko I., Voronyuk G. The Eemian sea and follow palaeohydrology of Baltic–White sea region evidence from groundwater stable isotope ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$) composition. Intern. Sympos. on Isotope Hydrology. Revisiting Foundations and Exploring Frontiers. Vienna, Austria 11–15 May 2015. Book of extended synopses. Poster sess. 3. Atmosphere-Hydrosphere Interactions. IAEA, Vienna. **2015**, 27–30.
129. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., **Токарев И.В.** Мерзлые породы и подземные льды – архив данных для реконструкции глобальных изменений природа западной Арктики. XII междуна. науч. конф. «Комплексные исследования Шпицбергена и прилегающего шельфа. 6–8 ноября 2014 г., Мурманск». Под ред. ак. Г.Г. Матишова и проф. Г.А. Тарасова. Вып. 12. М. ГЕОС, **2014**, 282–286.
130. Avramenko I.A., Borodulina G.S., **Tokarev I.V.** Isotope composition of Karelian groundwater and its use in climate paleoreconstructions. “Paleolimnology of Northern Eurasia”. Proc. of the Intern. Conf. Petrozavodsk. **2014**, 64–66.
131. Бородулина Г.С., **Токарев И.В.** Геохимические и изотопные особенности подземных и поверхностных вод в пределах Онежской палеопротерозойской структуры. «Комплексные проблемы гидрогеологии. 23–25 октября 2013 г., СПб». СПб, изд. СПбГУ. **2013**, 11–14.
132. **Токарев И.В.** Изотопно-геохимическая оценка состояния и прогноз изменения гидрогеологических объектов. «Гидрогеология сегодня и завтра. Наука, образование, практика. 22–24 мая 2013, МГУ, Москва». М., изд. «МАКС Пресс». **2013**, 369–374.

133. **Токарев И.В.**, Зубков А.А., Озерский А.Ю., Глинский М.Л. Применение изотопного датирования подземных вод для прогноза безопасности размещения РАО в геологическом пространстве. «Фундаментальные аспекты безопасности захоронения РАО в геологических формациях. 15–16 октября 2013, ИФХЭ РАН, Москва». М., изд. группа «Граница». **2013**, 138–139.

134. Киселев А.В., **Токарев И.В.** Спутниковые измерения поля силы тяжести Земли и возможности их применения для исследования гидрологического режима р. Нарын (Киргизия). IX открытая «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 14–18 ноября **2011** г., ИКИ РАН, Москва».

135. **Токарев И.В.**, Бородулина Г.С. Формирование ресурсов и состава Марциальных вод по изотопно-геохимическим данным. III Всерос. науч. конф. с междунар. участ. «Экологические проблемы северных регионов и пути их решения. 10–12 октября 2010 г, Апатиты». Апатиты, изд. КНЦ РАН. **2010**. 219–223.

136. **Токарев И.В.**, Боровицкая Е.Ю. Формирование ресурсов и качества подземных вод северных районов Санкт-Петербурга по изотопным данным. «Геология крупных городов». 24–25 ноября 2009 г. СПб. Комитет по природопользованию СПб, ГУГП «Специализированная фирма «Минерал», ВСЕГЕИ. СПб. **2009**, 77–79.

137. **Токарев И.В.**, Бубнов Ю.П., Хархордин И.Л. Условия формирования ресурсов и качества подземных вод на юго-западе Республики Татарстан по геохимическим и изотопным данным. «Будущее гидрогеологии: современные тенденции и перспективы». СПб, изд. СПбГУ. **2008**, 196–208.

138. Румынин В.Г., Игнатов А.А., Панкина Е.Б., Переверзева С.А., **Токарев И.В.**, Никуленков А.М., Варнакова Ю.В. Изучение вендских и кембрийских глин как среды для строительства регионального хранилища радиоактивных отходов в Северо-Западном регионе РФ. II Междунар. ядерного форума (X Юбилейная конференция «Безопасность ядерных технологий: обращение с РАО и ОЯТ»). СПб, ФГОУ «ГРОЦ». **2007**, 298–305.

Общий список конференций с участием автора

1. XVII (*август 2020*) и XIII (*4-5 апреля 2016*) Ферсмановские научн. сесс. ГИ КНЦ РАН, *Апатиты*.

2. Озера Евразии: проблемы и пути их решения. II Междунар. конф. *Казань, 19-24 мая 2019*.

3. География: развитие науки и образования. Междунар. научно-практ. конф., посв. 155-летию со дня рожд. В.И. Вернадского. *СПб, 18-21 апреля 2018*.

4. Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами. III Всеросс. научная конф. с междунар. участ. *Чита, 20-25 августа 2018*.

5. Гидрометеорология и экология: научные достижения и перспективы развития. II Всеросс. конф. *СПб, 19-20 декабря 2018*.

6. XXII Собрание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока с междунар. участ. *Новосибирск, 18-24 июня 2018*.

7. III Виноградовские чтения. Грани гидрологии. Междунар. научн. конф. памяти Ю.Б. Виноградова. *СПб, 28-30 марта 2018*.

8. Lateglacial-Interglacial transition: glaciectonic, seismoactivity, catastrophic hydrographic and landscape changes. *Petrozavodsk, 19-25 August 2018*.

9. International youth scientific conference on the polar geodesy, glaciology, hydrology and geophysics. *St.Petersburg, 17-19 May 2018*.

10. 17th Intern. Congress of Speleology. *Sydney, Australia, 23-29 July 2017*.

11. Гидрометеорология и экология: научные и образовательные достижения и перспективы. Всеросс. конф. к 70-летию со дня рожд. Л.Н. Карлина. *СПб, 19-20 декабря 2017*.

12. Новое в познании процессов рудообразования. VII Российская молодёжная научно-практ. школа. *Москва, 13-17 ноября 2017*.

13. Современные проблемы четвертичной геологии и географии Северо-запада европейской части России и сопредельных стран. Научн. сесс. (с участ. иностр. спец-в), посв. 100-летию со дня рожд. Г.С. Бискэ. **Петрозаводск, 9-10 марта 2017.**
14. 23rd European Meeting of Environ. and Engineering Geophysics. **Malmö, Sweden, 3-7 September 2017.**
15. 3rd Pan-Eurasian Experiment (PEEX) Conf. and the 7th PEEX Meeting. **Helsinki, 19-22 September 2017.**
16. Палеолимнология Северной Евразии. Опыт, методология, современное состояние. Intern. Conf. **Якутск, 22-27 августа 2016.**
17. Роль науки в решении проблем региона и страны: фундаментальные и прикладные исследования. Всеросс. научн. конф. с междунар. участ. посв. 70-летию КарНЦ РАН. **Петрозаводск, 24-27 мая 2016.**
18. Экологические проблемы северных регионов и пути их решения. VI Всеросс. научн. конф. с междунар. участ., посв. 120-летию со дня рожд. Г.М. Крепса и 110-летию со дня рожд. О.И. Семенова-Тян-Шанского. **Апатиты, 10-14 октября 2016.**
19. Всеросс. конф. по крупным водоемам (V Ладожский симп.). **СПб, 9-11 ноября 2016.**
20. Научное обеспечение реализации "Водной стратегии Российской Федерации на период до 2020 г.". **Петрозаводск, 6-11 июля 2015.**
21. Современные проблемы гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии Евразии. Всеросс. конф. с междунар. участ. с элементами научн. школы. **Томск, 23-27 ноября 2015.**
22. Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов. IV Всеросс. научн. конф. с междунар. участ. **Москва, 21-25 сентября 2015.**
23. XXI Междунар. научн. конф. (школа) по морской геологии. **Москва, 16-20 ноября 2015.**
24. 4th Annual Meeting of G@GPS Palaeogroundwater from past and present glaciated areas. **Tallinn, Estonia, 5-9 July 2015.**
25. International Symposium on Iso-tope Hydrology: Revisiting Foundations and Exploring Frontiers. **Vienna, Austria. 11-15 May 2015.**
26. XII Междунар. научн. конф. Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа. **Мурманск, 6-8 ноября 2014.**
27. Экологические проблемы северных регионов и пути их решения. V Всеросс. научн. конф. с междунар. участ. **Апатиты, 23-27 июня 2014.**
28. V регион. научн.-практ. конф. Карст и пещеры Кавказа: результаты, проблемы и перспективы исследований. **Сочи, 1-4 ноября 2014.**
29. "Paleolimnology of Northern Eurasia". Intern. Conf. **Petro-zavodsk, 21-25 September 2014.**
30. Научн. конф. Комплексные проблемы гидрогеологии. **СПб, 23-25 октября 2013.**
31. Междунар. научн. конф. Гидрогеология сегодня и завтра. Наука, образование, практика. **Москва, 22-24 мая 2013.**
32. Научн.-практ. конф. Фундаментальные аспекты безопасности захоронения РАО в геологических формациях. **Москва, 15-16 октября 2013.**
33. Goldschmidt conf.: **Prague, Czech Republic, 16-21 August 2015; Florence, Italy, 23-25 August 2013; Prague, Czech Republic, 14-19 August 2011; Davos, Switzerland, 2009.**
34. V Российская конф. по изотопной геохронологии. Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, геохронология геологических процессов. **Москва, 4-6 июня 2012.**
35. III Всеросс. научн. конф. с междунар. участ. Экологические проблемы северных регионов и пути их решения. **Апатиты, 10-12 октября 2010.**
36. ГЕОХИ, симпозиумы по геохимии изотопов: XX (12-14 ноября 2013), XIX (16-18 ноября 2010), XVII (6-9 декабря 2004), XVI (20-23 ноября 2001), XV (24-27 ноября 1998). **Москва.**
37. IV Intern. Nuclear Forum. **St.-Petersburg, 20-25 May 2009.**

38. Междунар. конф. Будущее гидрогеологии: современные тенденции и перспективы. *СПб, 29 сентября-4 октября 2008.*
39. Междунар. конф. Геология крупных городов. *СПб, 24-25 ноября 2009.*
40. II Междунар. ядерный форум (X Юбилейн. конф. Безопасность ядерных технологий: обращение с РАО и ОЯТ). *СПб, 10-13 октября 2007.*
41. Uranium Mining and Hydrogeology. *Freiberg, Saxony, Germany, 11-16 September 2005.*
42. Геохимия магматических пород. XXI Всеросс. семинар и школа. Щелочной магматизм Земли. *Апатиты, 03-05 сентября 2003.*
43. 7th biennial SGA meeting. *Athens, Greece, 24-28 August 2003.*
44. V Freiberg Isotopen Kolloquium. *Freiberg, Saxony, Germany, 17-20 Oktober 1996.*

Список проектов с участием автора

РФФИ.

1. 19-45-910008 (Исп.) Развитие экспериментальных методов изучения карстовых водообменных систем на примере Крымского полуострова.
2. 18-45-910007 (Исп.) Комплексная оценка элементов водного баланса малых бассейнов Предгорного Крыма с использованием режимных гидрологических наблюдений, изотопных данных и численного моделирования.
3. 18-45-100004 (Исп.) Закономерности формирования железистых минеральных вод (курорт «Марциальные воды», Карелия) по изотопно-геохимическим данным.
4. 16-45-910579 (Исп.) Происхождение, возраст и оценка ресурсов подземных вод артезианских бассейнов Равнинного Крыма по изотопно-геохимическим данным.
5. 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.
6. 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).
7. 13-05-00070 (Исп.) Роль подземного стока в водном и солевом балансе Ладожского озера.
8. 12-05-01004 (Рук.) Мониторинг изотопного состава осадков ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$) на территории России.
9. 10-05-00306 (Исп.) Миграция, массоперенос и смешение вод в подземной гидросфере по результатам анализа изотопных трассеров.
10. 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).
11. 04-05-97508 р_офи (Рук.) Оценка долгосрочных перспектив хозяйственного использования ресурсов подземных вод юго-запада Республики Татарстан изотопно-геохимическими методами.
12. 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.

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

CRDF-RFBR.

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

NSF.

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

Международный научно-технический центр.

17. KR-2091 (Рук.) 2014-2016. Изучение переноса тория и других отходов редкоземельного производства природными водами Кыргызстана.

18. KR-1430 (Рук.) 2007-2010. Изучение факторов формирования и оценка влияния водохранилищ Нижне-Нарынского каскада ГЭС на качество водных ресурсов бассейна реки Нарын изотопными методами.

19. 3590 (Рук.) 2007-2010. Тритий/гелий-3 метод датирования молодых подземных вод в гидрогеоэкологии.

20. 3193 (Исп.) 2007-2009. Инженерно-геологическое, гидрогеологическое и радиоэкологическое обоснование строительства хранилищ токсичных и радиоактивных отходов в кембрийских и вендских глинах Северо-Западного региона России.

Базовое финансирование Научного парка СПбГУ (2013-2023).

21. NP_2013, NP_2017. Разработка методик исследования структуры и свойств материалов и наноматериалов.

Базовое финансирование СПб отделения ИГЭ РАН (2003-2013).

Темы в рамках Научных программ Президиума РАН (координатор – ак. РАН Лавров Н.П.)

22. № 4 “Оценка и пути снижения негативных последствий экстремальных природных явлений и техногенных катастроф, включая проблемы ускоренного развития атомной энергетики”.

23. № 13 и 16 “Изменения окружающей среды и климата: природные катастрофы”

Хоздоговорные работы (наиболее значимые для развития работы).

24. Интерпретация результатов изотопных исследований для условий площадки проектируемой АЭС «Эль-Дабаа» в Арабской Республике Египет (для АО «СПб НИИИ «ЭИЗ» 2018-2019).

25. 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).

26. 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).

27. Экспериментальная оценка безопасности захоронения РОА СХК по данным опробования систем природных изотопов пластов-коллекторов и буферных горизонтов (для ОАО «Сибирский химический комбинат», 2008-2010).

28. Экспертная оценка микрокомпонентного состава и абсолютного возраста подземных вод напорных горизонтов как показателей безопасности захоронения жидких РАО на полигоне СХК (для ОАО «Сибирский химический комбинат», 2003-2004).

29. 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.

Использованные источники

Русскоязычная литература

1. Аксенов В.И., Бубнов Н.Г., Клинова Г.И., Иоспа А.В., Геворкян С.Г. Фазовые превращения воды в мерзлых грунтах под воздействием криопэгов. Геозкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2010, 1, 40-51.
2. Аль-Тамими М.А., Чукин В.В. Параметризация глобального испарения на основе спутниковых данных о влагосодержании атмосферы. Успехи современного естествознания. 2016, 2, 137-141.
3. Амосов П.В., Наумов А.В., Новожилова Н.В. Диффузионный перенос радионуклидов в инженерных барьерах объектов долговременного хранения отработавшего ядерного топлива и захоронения радиоактивных отходов. Геозкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2008, 3, 244-252.
4. Анджелл К.А. Переохлажденная вода. Сб. «Вода и водные растворы при температурах ниже 0 °С». Под ред. Ф. Франка. Киев, Наукова думка. 1985, 13-75.
5. Аржанов М.М., Елисеев А.В., Демченко П.Ф., Мохов И.И. Моделирование изменений температурного и гидрологического режимов приповерхностной мерзлоты с использованием климатических данных (реанализа). Криосфера Земли. 2007, XI(4), 65-69.
6. Арсланов Х.А. Радиоуглерод: геохимия и геохронология. Л., ЛГУ. 1987, 302 с.
7. Архангелов А.А., Коняхин М.А., Михалев Д.В., Соломатин В.И., Вайкмяэ Р.А. Изотопно-кислородный состав подземных льдов. Проблемы геокриологии. М., Наука. 1988, 152-158.
8. Бабушкин В.Д., Гаев А.Я., Гацков В.Г. Научно-методические основы защиты от загрязнения водозаборов хозяйственно-питьевого назначения. Изд-во Перм. гос. ун-та, Пермь. 2003, 264 с.
9. Балобаев В.Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы С. Азии. Новосибирск, Наука. 1991, 193 с.
10. Баранов В.И., Титаева Н.А. Радиогеология. М., изд-во МГУ. 1973, 240 с.
11. Барон В.А., Куренной в.В., Ширшиков А.С. Карта естественных ресурсов подземных вод как основа прогноза эксплуатационных запасов питьевых подземных вод. Разведка и охрана недр. 2007, 5, 31-33.
12. Батурин Г.Н. Уран в современном морском осадкообразовании. М., Атомиздат. 1975, 152 с.
13. Бахур А.Е. Научно-методические основы радиоэкологической оценки геологической среды. Дис. ...д.г.-м.н. М., ФГУП «ВИМС». 2008, 297 с.
14. Белов К.В. Обоснование возможности создания полигона по захоронению жидких промышленных отходов в сложных гидрогеологических условиях (на примере Теча-Бродской структуры, район производственного объединения «Маяк»). Дисс. ...к.г.-м.н. М., РГГРУ. 2012, 167 с.
15. Блютген И. География климатов. М., Мир. 1972, т. 1, 428 с; 1973, т. 2, 402 с.
16. Богомолов Е.С. Диффузия радиогенного свинца в цирконах. Авто. дис. ...к.г.-м.н. СПб. 1992, 17 с.
17. Бочеввер Ф.М., Лапшин Н.Н., Орадовская А.Е. Защита подземных вод от загрязнения. М., Недра. 1979, 254 с.
18. Братсерт У.Х. Испарение в атмосферу. Теория, история, приложения. Л., Гидрометеоздат. 1985. 351 с.

19. Брезгунов В.С., Нечаев В.В., Ерохин В.С., Есиков А.Д., Черникова Н.С., Якимова Т.В. Изучение распределения стабильных изотопов водорода и кислорода в бассейне озера Иссык-Куль в связи с особенностями влагооборота в Иссык-Кульской котловине. Кн. «Изотопные исследования природных вод». М., Наука. 1979, с. 61-69.
20. Будаговский А.И. Испарение почвенной влаги. М., Наука. 1964, 242 с.
21. Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Земскова А.М., Чижова Ю.Н., Васильчук Ю.К., Кристиансен Х. Вариации $\delta^{18}\text{O}$ в позднеголоценовых повторно-жильных льдах и изменения зимних температур воздуха на Ямале, Россия и в Адвентдалене, Свальбард. X межд. конф. по мерзлотоведению (TICOP): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире. Ред. В.П. Мельников. Тюмень, изд. «Печатник». 2012, т. 3, 41-45.
22. Будыко М.И. Изменения климата. Л., Гидрометеиздат. 1974, 280 с.
23. Будыко М.И. Испарение в естественных условиях. Л., Гидрометеиздат. 1948, 136 с.
24. Быховец С.С., Сороковиков В.А., Мартуганов Р.А., Мамыкин В.Г., Гиличинский Д.А. История наблюдений за температурой почвы на сети метеорологических станций России. Криосфера Земли. 2007, XI(1), 7-20.
25. Вагнер Г.А. Научные методы датирования в геологии, археологии и истории. Под ред. М.Л. Городецкого. М.: изд. «Техносфера». 2006, 575 с.
26. Вакуловский С.М., Катрич И.Ю., Рослый Е.И. и др. Распределение концентраций трития в атмосферных осадках на территории СССР в 1970-1979 г. Водные ресурсы 1982, 5, 169-172.
27. Валукоис Г. Ю., Ходьков А. Е. Роль подземных вод в образовании месторождений полезных ископаемых. Л., Недра. 1978, 309 с.
28. Васильев И.А., Киселев Г.П. О генезисе термоминеральных вод Джеты-Огузского месторождения по изотопным и геофизическим данным. Кн. «Изотопы в гидросфере». М., Недра. 1989, 79-89.
29. Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). М., РИО Мособлупрполиграфиздат. 1992, т. 1, 420 с., т. 2, 264 с.
30. Васильчук Ю.К. Полигонально-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. М., Изд-во МГУ. 2006, 404 с.
31. Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геокриологии и гляциологии. М. изд-во МГУ. 2000, 614 с.
32. Васильчук Ю.К., Папеш В., Ранк Д., Сулержицкий Л.Д., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н. Первые для севера Европы ^{14}C -датированные изотопно-кислородная и дейтериевая диаграммы из повторно-жильного льда близ г. Воркуты. ДАН СССР. 2005, 400(5), 684-689.
33. Власова Л. С., Ферронский В. И. Влагоперенос над западной Европой и его связь с колебаниями климата по данным об изотопном составе осадков. Водные ресурсы. 2008, 35(5), 525-545.
34. Власова Л. С., Ферронский В. И. Тритий в атмосферных осадках над Европейской территорией СНГ как индикатор изменения климатических условий. Водные ресурсы 2005, 32(2), 247-253.
35. Воздействие изменения климата на российскую Арктику: анализ и пути решения проблемы. Ред. Кокорин А.О., Карелин Д.В., Стеценко А.В. Всемирный фонд дикой природы России. М., WWF России. 2008, 28 с.
36. Вонский С.М. Определение природной пожарной опасности в лесу. Методические рекомендации. Л., ЛенНИИЛХ. 1981, 52 с.
37. Вопросы геохимии и геохронологии океана. Сб. научн. статей. М., Мир. 1965, 458 с.
38. Восель Ю.С. Геохимия урана в современных карбонатных отложениях малых озер (формы нахождения и изотопные отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$). Дисс. ...к.г.-м.н. Новосибирск. 2015, 132 с.

39. Гавшин В.М., Бобров В.А., Богданов Ю.А. Урановые аномалии в глубоководных отложениях озера Байкал. ДАН СССР. 1994, 334(3), 356-359.
40. Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М., Недра. 1968, 226 с.
41. Гидрогеологические исследования для обоснования подземного захоронения промышленных стоков. Ред. В.А. Грабовникова. М., Недра. 1993, 335 с.
42. Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Шеремет Н.А., Кравцова В.И. Спутниковый мониторинг Аральского моря. Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Том XXIII. Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, Российская академия наук. М.: Гидрометеоиздат. 2010, 150–193.
43. Глотов В.Е., Глотова Л.П. Естественные нарушения подземного питания рек бассейна Верхней Колымы в зимнюю межень. Криосфера Земли. 2008, XII(1), с. 72-78.
44. Глотов В.Е., Глотова Л.П., Ушаков М.В. Аномальные изменения режима водного стока реки Колымы в зимнюю межень. Криосфера Земли. 2011, XV(1), 52-60.
45. Гольдберг В.М. Гидрогеологические прогнозы качества подземных вод на водозаборах. М., Недра. 1976, 153 с.
46. Гольдберг В.М., Газда С. Гидрогеологические основы охраны подземных вод от загрязнения. М., Недра. 1984, 262 с.
47. Гольдберг В.М., Скворцов Н.П., Лукьянчикова Л.Г. Подземное захоронение промышленных сточных вод. М., Недра. 1994, 282 с.
48. Гольдберг Е.Л., Грачев М.А., Эджингтон Д.Н., Навье Ж., Андре Л., Чебыкин Е.П., Шульпяков И.О. Прямая уран-ториевая датировка двух последних межледниковий в осадках озера Байкал. ДАН СССР. 2001, 380(6), 805-808.
49. Горбушина Л.В., Зверев В.Л., Латипов С.У., Спиридонов А.И., Султанходжаев А.Н., Токарев А.Н., Тыминский В.Г. Изотопы в гидрогеологии. Ташкент, ФАН. 1977, 292 с.
50. Горбушина Л.В., Тыминский В.Г. Радиоактивные и стабильные изотопы в геологии и гидрогеологии. М., Атомиздат. 1974, 104 с.
51. Горелик Я.Б., Колунин В.С. Физика и моделирование криогенных процессов в литосфере. Новосибирск, СО РАН. 2002, 317 с.
52. Горшков Г.В., Зябкин В.А., Лятковская Н.М., и Цветков О.С. Естественный нейтронный фон атмосферы и земной коры. М., Атомиздат. 1966, 410 с.
53. Грабовников В.А., Боровский Б.В. Подземное захоронение жидких отходов – успехи, проблемы, перспективы. Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2011, 6, 512-523.
54. Гречищев С.Е., Брушков А.В., Павлов Арк.В., Гречищева О.В. Экспериментальное изучение криогенного давления в промерзающих влагонасыщенных засоленных грунтах. Криосфера Земли. 2012, XVI(1), 33-36.
55. Гречищев С.Е., Павлов А.В., Гречищева О.В. Закономерности предкристаллизационного переохлаждения поровой влаги грунтов в градиентном поле температур. Криосфера Земли. 2006, X(4), 56-58.
56. Гриневский С.О. Гидродинамическое моделирование взаимодействия подземных и поверхностных вод. Сер. «Научная мысль». М., изд. ИНФРА-М. 2012, 152 с.
57. Гудзенко В.В., Дубинчук В.Т. Изотопы радия и радон в природных водах. М., Наука. 1987, 159 с.
58. Гудзенко И.С. Влияние гипергенных процессов на формирование в подземных водах содержаний изотопов уранового ряда и их отношений. Водные ресурсы 1983, 3, 167-171.
59. Гуревич В.М. Особенности преобразования андезитов и долеритов в процессе криогенного выветривания: Авто. ...к.геогр.н. Якутск. 1992, 25 с.
60. Гусев Е.А., Костин Д.А., Маркина Н.В., Рекант П.В., Шарин В.В., Доречкина Д.Е., Зархидзе Д.В. Проблемы картирования и генетической интерпретации четвертичных отложений арктического шельфа России. Региональная геология и металлогения. 2012, 50, 5-14.

61. Гусев Е.М., Насонова О.Н., Джоган Л.Я. Физико-математическое моделирование многолетней динамики суточных колебаний речного стока и снегозапасов в бассейне р. Колымы. Водные ресурсы 2015, 42(6), 61-669.
62. Де Уист. Гидрогеология с основами гидрологии суши. М., Мир. 1 т. 1969, 312 с.
63. Денмухаметов Р.Р. Сток растворенных веществ и химическая денудация в речных бассейнах мира. Авто. ...к.геогр.н. Казань. 2005, 22 с.
64. Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Брезгунов В.С., Хуббертен Г.В., Зигерт К. Изотопный состав повторно-жильных льдов мыса Саблера (оз. Таймыр). Криосфера Земли. 1999, 3(3), 41-49.
65. Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Майер Х. Температурные условия Лаптевоморского региона за последние 50 тысяч лет в изотопной записи полигонально-жильных льдов. Криосфера Земли. 2010, XIV(1), 32-40.
66. Дубинчук В.Т. Что такое возраст подземных вод? Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979, 54(3), 70-79.
67. Дубинчук В.Д. Решение задачи о переносе радия и радона в гидрогеологических системах. Изотопные и радиометрические методы при поисках и разведке подземных вод. Киев, Препринт Ин-та геол. наук АН УССР № 81-7. 1981, 27-30.
68. Дубинчук В.Т., Поляков В.А., Корниенко Н.Д., Селиванов Л.В., Грязнов Т.А., Селецкий Ю.Б., Юсова Э.Н., Цапенко Ю.А., Гончаров В.С., Исаев Н.В. Ядерно-геофизические методы в гидрогеологии и инженерной геологии. М., Недра. 1988, 223 с.
69. Евсеева Л.С., Перельман А.И., Иванов К.Е. Геохимия урана в зоне гипергенеза. М., Атомиздат. 1974, 280 с.
70. Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Бассейн р. Колымы и рек Магаданской области. Магадан, УОП Колымского УГМС. 2008, 1(17), 203 с.
71. Замана Л.В. Дейтерий и кислород-18 воды азотных терм Баунтовской группы (Байкальская рифтовая зона). Вест. Бурятского гос. ун-та. 2011, 3, 87-90.
72. Застрожилов А.С., Петров В.В., Журавлева О.Ю., Чуйко М.А., Саевец Т.Н., Вечканова Т.И., Валиева А.И. Опыт цифрового гидрогеологического картирования Приолжско-Хоперского артезианского бассейна. Разведка и охрана недр. 2007, 2-3, 40-46.
73. Засухин С.В. Метод расчета испарения с поверхности почвы по профилям влажности. Известия РАН. Теория и системы управления. 2017, 3, 83-96.
74. Зверев В.Л., Токарев А.Н., Тыминский В.Г., Швец В.М. Радиоизотопная геохимия. М., Недра. 1980, 201 с.
75. Зыкин Н.Н., Коротков С.Б., Новикова К.Г. Геохимия вод озера Байкал и вод гидратсодержащих осадков в районе подводного грязевого вулкана Маленький. Науч.-техн. сб. «Вести газовой науки». 2010, 5, 184-192.
76. Зыков С.Б., Киселев Г.П., Зыкова Е.Н. Новые данные об уран-изотопном составе вод Баренцева моря. IV межд. конф. «Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека, г. Томск, 4-8 июня 2013 г.». Томск. 2013, 214-217.
77. Ибатуллин С.Р., Ясинский В.А., Мироненков А.П. Влияние изменения климата на водные ресурсы в Центральной Азии. Отраслевой обзор. Алма-Аты, Евразийский банк развития. 2009, 44 с.
78. Иванов Н.Н. Об определении величин испаряемости. Известия Всесоюзного географического общества. 1954, 86(2), 186-196.
79. Иванова В.В. Геохимия пластовых льдов острова Новая Сибирь (Новосибирские острова, Российская Арктика) как отражение условий их генезиса. Криосфера Земли. 2012, XVI(1), 56-70.
80. Изоляция ядерных материалов: геолого-геохимические основы. Сер. «Изменения окружающей среды и климата: Природные и связанные с ними техногенные катастрофы». ИГЕМ РАН, ред. ак. В.П. Лаверов. М., изд. «Пробел 2000». 2008, т. V, 254 с.
81. Изотопия природных вод. Сб. тр. под ред. В.И. Ферронского. М., Наука. 1978, 244 с.
82. Изотопные исследования природных вод. Ред. В.И. Феронский. М., Недра. 1979, 224 с.

83. Исследование природных вод изотопными методами. Сб. тр. М., Наука. 1981, 250 с.
84. Истомин В.А., Чувиллин Е.М., Махонина Н.А., Буханов Б.А. Определение температурной зависимости содержания незамерзающей воды в грунтах по потенциалу влаги. Криосфера Земли. 2009, XIII(2), 35-43.
85. Источники и действие ионизирующей радиации. Научн. комитет ООН по действию атомной радиации. Докл. за 1977 г. Ген. Ассамблее с приложениями. Нью-Йорк, 1978. 382 с.
86. Калюжный И.Л., Романюк К.Д. Испарение с болотных массивов зоны олиготрофных болот. Вестник Томского государственного политехнического университета. 2009, 3(81), 120-125.
87. Карасев Б.В., Дубинчук В.Т. Способ определения величин инфильтрационного питания подземных вод с применением изотопов водорода и кислорода. Водные ресурсы 1982, 5, 176-180.
88. Катрич И.Ю. Мониторинг трития в природных водах СССР (России). Дисс. ...д.геогр.н. Обнинск. 2009, 127 с.
89. Каюкова Е.П. Оценка подземного стока как элемента водного баланса при комплексных гидрогеологических исследованиях (северо-западные склоны Крымских гор). Дисс. ... к.г.-м.н. Спец. 25.00.07 – Гидрогеология. СПбГУ, ИНЗ. 2018, 189 с.
90. Каюкова Е.П. Использование изотопных методов для оценки элементов водного баланса. Вестник СПбГУ. Сер. 7 «Геология, география». 2013, 4, 53-61.
91. Каюкова Е.П. Формирование изотопного состава природных вод Горного Крыма под влиянием естественных процессов. Вестник СПбГУ. Сер. 7 «Геология, география». 2016 а, 2, 11-26.
92. Каюкова Е.П. Использование гидрохимических данных для оценки элементов водного баланса (на примере бассейна р. Бодрак, юго-западный Крым). Вестник СПбГУ. Сер. 7 «Геология, география». 2016 б, 4, 25-36.
93. Киселев Г.П. Прогноз месторождений полезных ископаемых и загрязнения геологической среды уран-изотопными методами. Дисс. ...д.г.-м.н. Архангельск. 2005, 197 с.
94. Киселев Г.П., Зыков С.Б., Зыкова Е.Н. Уран-изотопные исследования. Юдахинские чтения. Геодинамика и экология Баренц-региона в XXI в. Всеросс. конф., 15-18 сентября 2014. Электронные, текстовые, графические данные. Архангельск, ИЭПС УрО РАН. 2014, 97-101.
95. Киселев Г.П. Четные изотопы урана в геосфере. Екатеринбург, УрО РАН. 1999, 220 с.
96. Киселев Г.П., Зыков С.Б., Утузикова Л.В., Суетина Е.А. Неравновесный уран в горных породах мезенской синеклизы. Архангельск, 06-11 июня 2011 г. IV Межд. молодежной научн. конф. Архангельск. 2011, 29-30.
97. Киселев Г.П., Чалов П.И., Тихонов А.И. Изучение условий обводнения рудных месторождений на основе уран-изотопной информации (на примере Чаувайского рудного поля). Геология рудных месторождений. 1990, 3, 103-109.
98. Киселев Г.П., Яковлев Е.Ю., Дружинин С.В. Неравновесный уран в околотрубочном пространстве кимберлитовых тел Золотицкого поля Архангельской алмазоносной провинции. Успехи современного естествознания. 2016, 9, 117-125.
99. Кияшко Н.В. Закономерности изменения фазового и химического состава, теплофизических характеристик засоленных пород и криопэггов п-ова Ямал в процессе их криогенного метаморфизма. Дисс. ...к.г.-м.н. М., МГУ. 2014, 269 с.
100. Клименко В.В., Астрина Н.А. Документальные свидетельства сильных колебаний климата российской Арктики в XV-XX в. История и современность. 2006, 1. 179-217.
101. Конищев В.Н. Криогенез и химическая денудация. Денудация в криолитозоне. М., Наука. 1991, 4-9.
102. Конищев В.Н. Соотношение криогенных и некриогенных факторов гипергенеза в области вечной мерзлоты. Вестник МГУ. Сер. 5 «География». 1988, 1, 8-14.
103. Конищев В.Н. Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. Новоси-

бирск, Наука. 1981, 195 с.

104. Конищев В.Н., Рогов В.В. Влияние криогенеза на глинистые минералы. Криосфера Земли. 2008, XII(1), 51-58.

105. Конищев В.Н., Рогов В.В. Влияние криогенеза на сток растворенного вещества реками в криолитозоне. Криосфера Земли. 2006, X(4), 3-8.

106. Конищев В.Н., Рогов В.В. Методы криолитологических исследований. М., изд-во МГУ. 1994, 135 с.

107. Константинов А.Р. Испарение в природе. Л., Гидрометеорологическое изд-во. 1968, 529 с.

108. Коняхин М.А., Михалев Д.В., Соломатин В.И. Изотопно-кислородный состав подземных льдов. Учеб. пособие. М., изд-во МГУ. 1996, 156 с.

109. Корзухин М.Д., Цельникер Ю.Л. Модельный анализ современных ареалов лесных древесных пород на территории России и их вариаций при возможных изменениях климата. Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XXIII. Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, РАН. М., Гидрометеоиздат. 2010, 249-268.

110. Коротков А.И., Павлов А.Н. Гидрохимический метод в геологии и гидрогеологии. Л., Недра. 1972, 184 с.

111. Котов А.Н. Аласный и ледовый комплексы отложений северо-западной Чукотки (побережье Восточно-Сибирского моря). Криосфера Земли. 1998, 2(1), 11-18.

112. Критерии надежности методов радиологического датирования. М., Наука. 1979, 208 с.

113. Крицук Л.Н. и Поляков В.А. Изотопный и химический состав подземных льдов и природных вод Западной Сибири. Обзор. М., Геоинформмарк. 2005, 52 с.

114. Кузин П.С. График испарения с поверхности речного бассейна и его применение к расчету среднего многолетнего стока. Записки Государственного гидрологического института. 1934, 12, 189-209.

115. Кузнецов Ю.В. Радиохронология океана. М., Атомиздат. 1976, 279 с.

116. Купцов В.М. Абсолютная геохронология донных осадков океанов и морей. М., Наука. 1986, 271 с.

117. Кучмент Л.С., Гельфан А.Н., Демидов В.Н. Модель формирования стока на водосборах зоны многолетней мерзлоты (на примере Верхней Колымы). Водные ресурсы 2000, 27(4), 435-444.

118. Ладога. Ред. В.А. Румянцев, С.А. Кондратьев. СПб., Нестор-История. 2013, 468 с.

119. Лупачев А.В. Взаимосвязь криоземов тундр колымской низменности с верхним слоем многолетнемерзлых отложений. Авто. ...к.биол.н. М. 2010, 38 с.

120. Львович М.И. Вода и жизнь. М., Мысль. 1986, 254 с.

121. Макаров В.Н. Подвижность химических элементов в перигляциальном литогенезе. Миграция химических элементов в криолитозоне. Новосибирск, Наука. 1985, 50-61.

122. Максимов Ф.Е. Геохронология среднего и позднего неоплейстоцена по результатам $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования торфяников Сибири и Восточной Европы. Дисс. ...к.геогр.н. СПб. 2008, 208 с.

123. Малевский-Малевич С.П., Молькентин Е.К., Надежина Е.Д., Шкляревич О.Б. Анализ изменения пожароопасной обстановки в лесах России в XX и XXI веках на основе моделирования климатических условий. Метеорология и гидрология. 2007, 3, 14-24.

124. Малкова Г.В., Павлов А.В., Скачков Ю.Б. Оценка устойчивости мерзлых толщ при современных изменениях климата. Криосфера Земли. 2011, XV(4), 33-36.

125. Малов А. И., Зыков С.Б., Гонтарев М.В., Поршнева А.И. Многолетние изменения активностей изотопов урана в подземных водах венда мезенской синеклизы. Вестник Северного (Арктического) Федерального университета. Сер. «Естественные науки». 2014, 2, 23-30.

126. Малов А. И., Киселев Г. П., Рудик Г. П. Уран в подземных водах Мезенской синеклизы. Доклады РАН. 2008, 421(5), 666-669.
127. Малов А. И., Киселев Г. П., Рудик Г. П., Зыков Б. Изотопы урана в подземных водах вена Мезенской синеклизы. Водные ресурсы 2009, 36(6), 711-721.
128. Малов А.И. Использование геологических реперов для оценки времени нахождения подземных вод в водоносном горизонте по уран-изотопным данным на примере Северо-Двинской впадины. Литология и полезные ископаемые. 2013, 48(3), 274-285.
129. Малов А.И. Использование четных изотопов урана в качестве гидрогеологических индикаторов. Водные ресурсы 2012, 39(4), 419-424.
130. Малов А.И., Гонтарев М.В., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Петров А.Ю. Радиоуглеродное датирование подземных вод Северо-Двинской впадины. Вестник Северного (Арктического) Федерального университета. Сер. «Естественные науки». 2016, 4, 5-16.
131. Мамырин Б.А., Толстихин И.Н. Изотопы гелия в природе. М., Энергоиздат. 1981, 224 с.
132. Маслаков А.А., Рузанов В.Т., Фёдоров-Давыдов Д.Г., Краев Г.Н., Давыдов С.П., Замолодчиков Д.Г., Трегубов О.Д., Шикломанов Н.И., Стрелецкий Д.А. Сезонное протаивание пород в Берингии на фоне современных климатических изменений. Arctic Environmental Research. 2017, 17(4), 283-294.
133. Матишов Г.Г., Дженюк С.Л., Мойсеев Д.В., Жичкин А.П. Климатические изменения мор-ских экосистем европейской Арктики. Проблемы Арктики и Антарктики. 2010, 3(86), 7-21.
134. Махонько К.П. Поведение в атмосфере радиоактивных продуктов ядерных взрывов. СПб, Гидрометеиздат. 2002, 163 с.
135. Мезенцев В.С. Расчет водного баланса. Омск, Сельскохозяйственный ин-т. 1976, 76 с.
136. Мерекалова А.А., Федоров-Давыдов Д.Г., Давыдов С.П., Остроумов В.Е. Феномен роста мощности деятельного слоя в ландшафтах Северо-Восточной Якутии. Тюмень, ТюмГНГУ. 2006, 86-89.
137. Минин А.А., Колосов П.А. Испарение с суши за вегетационный период в Европейской части СССР. Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XIII. Государственный комитет СССР по гидрометеорологии. АН СССР. Л., Гидрометеиздат. 1991, 151-161.
138. Минин А.А., Лисеев А.А. Пространственно-временная изменчивость месячных сумм испарения с суши на Русской равнине. Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XV. Государственный комитет СССР по гидрометеорологии. АН СССР. Л., Гидрометеиздат. 1993, 151-160.
139. Миронов Ю.Б., Лебедева Г.Б., Пуговкин А.А. «Поверхностные» месторождения – новое направление развития минерально-сырьевой базы урана России. Разведка и охрана недр. 2015, 10, 75-82.
140. Михайлов В.М. Оценка распространения пойменных таликов в бассейне верхней Колымы. Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2010, 1, 52-61.
141. Михайлов В.М., Банцеева Т.В., Ушаков М.В. Исследования термических характеристик рассредоточенного притока в горные реки криолитозоны. Криосфера Земли. 2007, XI(4), 57-64.
142. Михалев Д.В., Николаев В.И., Романенко Ф.А. Реконструкция условий формирования подземных льдов Колымской низменности в позднем плейстоцене-голоцене по результатам изотопных исследований. Вестник МГУ. Сер.5 «География». 2012, 5, 35-42.
143. Нестеров Н.В. Гипергенное обогащение золоторудных месторождений Северо-Востока Азии. Новосибирск, Наука. 1985, 200 с.
144. Никаноров А.Ю., Федоров Ю.А. Стабильные изотопы в гидрохимии. Л., Гидрометеиздат. 1988, 243 с.

145. Николаев В.И., Михалев Д.В., Романенко Ф.А., Брили М. Реконструкция условий формирования многолетнемерзлых пород Северо-Востока России по результатам изотопных исследований опорных разрезов Колымской низменности. Лёд и снег. 2010, 4, 79-90.
146. Облогов Г.Е., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Гусев Е.А., Арсланов Х.А. Четвертичные отложения и геокриологические условия берегов Гыданской губы (Карское море). X Межд. конф. по мерзлотоведению (TICOP): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире. Ред. ак. В.П.Мельников. Тюмень, «Печатник». 2012, 3, 365-368.
147. Оледенение Северной Евразии в недавнем прошлом и ближайшем будущем. Ред. ак. В.М. Котляков. М., «Наука». 2007, 366 с.
148. Ольдекоп Э.М. Об испарении с поверхности речных бассейнов. Сб. трудов Метеорологической обсерватории Юрьевского ун-та. Юрьев. 1911, 4, 209 с.
149. Онежское озеро. Атлас. Ред. Н.Н. Филатов. Петрозаводск, КарНЦ РАН. 2010.
150. Орадовская А.Е., Лапшин Н.Н. Санитарная охрана водозаборов подземных вод. М., «Недра». 1987, 167 с.
151. Основные гидрологические характеристики. М., Гидрометеиздат. 1967; 1975.
152. Основные черты геохимии урана. Ред. А.П. Виноградов. М., АН СССР. 1963, 360 с.
153. Павлов А.В., Перлыштейн Г.З., Типенко Г.С. Актуальные аспекты моделирования и прогноза термического состояния криолитозоны в условиях меняющегося климата. Криосфера Земли. 2010, XIV(1), 3-12.
154. Перечень бассейнов подземных вод на территории СССР для ведения Государственного водного кадастра. ВСЕГИНГЕО, 1988, 69 с.
155. Пешков П.А., Суматов Ю.М., Шумилин М.В. Молодой уран России. Разведка и охрана недр. 2010, 10, 24-34.
156. Поляк Б.Г., Дубинина Е.О., Лаврушин В.Ю., Чешко А.Л. Изотопный состав воды гидротерм Чукотки. Литология и полезные ископаемые. 2008, 5, 480-504.
157. Поляк Б.Г., Лаврушин В.Ю., Чешко А.Л., Прасолов Э.М., Каменский И.Л. Новейшая тектономагматическая активизация Колочинско-Мечигменской зоны Чукотского полуострова (по данным о составе газов гидротерм). Геотектоника. 2010, 6, 99-110.
158. Поляков Б.В. Гидрологический анализ и расчеты. Л., Гидрометеиздат. 1946, 480 с.
159. Поляков В.А. Изучение изменений гидрохимии и ресурсов подземных вод прибрежных водозаборов в Эстонии по изотопным данным. «Всес. конф. по гидрогеологии. Звенигород». 1991, 60-62.
160. Поляков В.А. Криогенная метаморфизация изотопного состава подземных вод в областях развития многолетнемерзлых пород. «XIV симпозиум по геохимии изотопов, 19-21 октября 1995». М., ГЕОХИ. 1995, 168-169.
161. Поляков В.А., Колесникова Л.Н. Некоторые региональные аспекты формирования изотопного состава атмосферных осадков. «VII Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии». М., ГЕОХИ. 1978, 148-149.
162. Поляков В.А., Соколовский Л.Г. Генезис и динамика минеральных вод Кавказа по результатам изотопно-геохимических исследований. М., Геоинформмарк. 2005, 65 с.
163. Поляков В.А., Ткаченко А.Е., Криштал Н.Н. Исследование гидрогеологических и инженерно-геологических объектов геофизическими и изотопными методами. М., ВСЕГИНГЕО. 1988, 341 с.
164. Попов А.И. Полярный покровный комплекс. Вопросы физической географии полярных стран. М., МГУ. 1956, 1, 132 с.
165. Постников А.Н. Метод расчета испарения с почвы в различных природных зонах. Ученые записки РГГМУ. 2009, 10, 21-31.
166. Постников А.Н. Об изменении испарения с суши и водной поверхности на территории России за последние десятилетия. Ученые записки РГГМУ. 2018, 50, 88-96.
167. Проблемы радиогеологии. Ред. Н.П. Лавров, Г.Б. Наумов. М., Атомиздат. 1983, 296 с.

168. Прокопенко А.А., Кузьмин М.И., Карабанов Е.Б. Отклик осадочной записи озера Байкал на катастрофические события Хайнрик в Северной Атлантике за последние 80000 лет. Доклады РАН. 2001, 379(3), 391-397.
169. Птицын А.Б. Геохимические основы геотехнологии металлов в условиях мерзлоты. Новосибирск: Наука. 1992, 120 с.
170. Птицын А.Б. О расчете температуры замерзания водных растворов электролитов. Геохимия. 1995, 3, 456-461.
171. Птицын А.Б. Особые свойства пленочных растворов и их роль в геохимических процессах. Геохимия. 1998, 12, 1291-1297.
172. Птицын А.Б., Абрамова В.А., Мапкович Т.И., Эпова Е.С. Геохимия криогенных зон окисления. Ред. ак. В.П. Мельников. Новосибирск, «Наука». 2009, 89 с.
173. Птицын А.Б., Сысоева Е.И. Криогенный механизм образования зоны окисления Удокана. Геология и геофизика. 1995, 3, 90-97.
174. Радиационная обстановка на территории России и сопредельных государств. Ежегодник. Ред. К.П. Махонько, Обнинск, НПО «Тайфун». 1992, 198 с.; 1993, 192 с.; 1994, 398 с.; 1995, 235 с.; 1996, 214 с.
175. Радиационная обстановка на территории России и сопредельных государств. Ежегодник. Ред. К.П. Махонько. СПб., Гидрометеиздат. 2000, 255 с.; 2002, 252 с.
176. Радиационная обстановка на территории России и сопредельных государств в 2003 г. Ежегодник. Ред. С.М. Вакуловского. СПб., Гидрометеиздат. 2004, 274 с.
177. Радиационная обстановка на территории России и сопредельных государств. Ежегодник. Ред. С.М. Вакуловского. М., Метеоагентство Росгидромета. 2005, 288 с.; 2006, 274 с.
178. Радиационная обстановка на территории России и сопредельных государств в 2006 г. Ежегодник. Ред. С.М. Вакуловского. Н. Новгород, Вектор ТиС. 2007, 280 с.
179. Радиационная обстановка на территории России и сопредельных государств. Ежегодник. Ред. С.М. Вакуловского. Обнинск, ВНИИГМИ-МЦД. 2008, 286 с.; 2009, 298 с.
180. Радиационная обстановка на территории России и сопредельных государств. Ежегодник. Ред. С.М. Вакуловского. Обнинск, НПО «Тайфун». 2010, 316 с.; 2011, 298 с.; 2012, 344 с.; 2013, 358 с.; 2014, 350 с.; 2015, 348 с.
181. Радиационная обстановка на территории России и сопредельных государств. Ежегодник. Обнинск, НПО «Тайфун». 2016, 398 с.; 2017, 376 с.; 2018, 324 с.
182. Радиоактивное загрязнение территории СССР в 1986 г. Ежегодник. Ред. К.П. Махонько. Обнинск, НПО «Тайфун». 1987, 124 с.
183. Развитие и применение методов ядерной геохронологии. Ред. Ю.А. Шуколюкова и И.М. Морозовой. Л., «Наука». 1976, 273 с.
184. Рассказов С.В., Борняков С.А., Чувашова И.С., Ильясова А.М., Чебыкин Е.П. Вариации $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах как показатель продольной смены структуры и подготовки землетрясений Тункинской долины Байкальской рифтовой системы. «Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами». III Всерос. научн. конф. с межд. участием. Ред Л.В. Замана, С.Л. Шварцев. 2018 а, с. 312-314.
185. Рассказов С.В., Ильясова А.М., Чувашова И.С., Чебыкин Е.П. Вариации $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах Мондинского полигона как отклики землетрясений на окончании Тункинской долины в Байкальской рифтовой системе. *Geodynamics & Tectonophysics*. 2018 б, 9(4), 1217-1234.
186. Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Борняков С.А., Чувашова И.С. Различие деформаций на окончаниях Тункинской долины по данным 6-летнего мониторинга $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ подземных вод. «Геодинамические процессы и природные катастрофы». III Всерос. научн. конф. с межд. участ. Ред. Л.М. Богомоллов. 2019, 42.
187. Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Борняков С.А., Чувашова И.С. Проблема использования $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ подземных вод в качестве предвестника землетрясений: контрастные отклики при подготовке сильных сейсмических событий в разломах Сан-

- Андреас (запад США) и Обручевском (юг Сибири). «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит». IV Всерос. конф. с межд. участием. 2018 в, 81-85.
188. Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Воднева Е.Н., Чувашова И.С., Бадминов П.С., Оргильянов А.И., Крюкова И.Г., Агеев А.О. Концентрации и изотопный состав урана и стронция в воде оз. Байкал. «Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами». II Всероссийская конф. с межд. участием. 2015 а, 397-399.
189. Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Тубанов Ц.А., Герман Е.И., Бартанова С.В., Борняков С.А., Чувашова И.С. Тестирование эффекта Чердынцева-Чалова с использованием вибратора на Бабушкинском полигоне и результаты мониторинга отношений активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах для прогноза землетрясений в Южно-Байкальской впадине. «Геодинамика и минерагения Северной и Центральной Азии». V Всероссийская конф., посвященная 45-летию Геологического института СО РАН. Ред. Е.В. Кислов. 2018, 308-310.
190. Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Воднева Е.Н., Чувашова И.С., Борняков С.А., Семинский А.К., Снопков С.В., Чечельницкий В.В., Гилева Н.А. Разработка Култукского сейсмопрогностического полигона: вариации $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в подземных водах из активных разломов западного побережья Байкала. *Geodynamics & Tectonophysics*. 2015 б, 6(4), 519-553.
191. Рассказов С.В., Чувашова И.С. Радиоизотопные методы хронологии геологических процессов. Учеб. пособие. Иркутск, изд-во ИГУ. 2012, 300 с.
192. Региональный палеогидрогеологический анализ условий рудообразования для основных этапов геологического развития русской платформы (в рифее-фанерозое). Ред. Басков Е.А. СПб, изд-во ВСЕГЕИ. 2001, 163 с.
193. Романенко Ф.А., Николаев В.И., Архипов В.В. Изменение изотопного состава природных льдов побережья Восточно-Сибирского моря: географический аспект. Лед и снег. 2011, 1(113), 93-104.
194. Романенко Ф.А., Гаранкина Е.В. Формирование и строение многолетнемерзлых пород у южной границы криолитозоны на Кольском полуострове. Криосфера Земли. 2012, XVI(3), 72-80.
195. Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. М., изд-во МГУ. 1993, 336 с.
196. Романовский Н.Н. Подземные воды криолитозоны. М., изд-во МГУ. 1983, 232 с.
197. Романовский Н.Н., Булдович С.Н., Типенко Г.С., Сергеев Д.О., Касымская М.В., Гаврилов А.В. Оценка влияния климатических изменений на поверхностный сток с помощью моделирования теплового взаимодействия многолетнемерзлых пород и подземных вод (на примере верхней части водосборного бассейна р. Лены). Криосфера Земли. 2009, XIII(1), 55-64.
198. Румынин В.Г. Геомиграционные модели в гидрогеологии. СПб, Наука. 2011, 1160 с.
199. Румянцев В.А., Ефимова Л.К., Голицын Г.С., Хон В.Ч., Лыскова У.С. Моделирование температурно-влажностного режима водосбора Ладожского озера. Известия РАН. Сер. «Географическая». 2007, 1, 130-135.
200. Румянцев В.А., Ефимова Л.К., Хон В.Ч. О возможных изменениях термического режима и водного баланса водосборов озер Онежского и Ильмень в будущем, по данным региональной модели климата RCAO. Известия РГО. 2011, 143(6), 37-42.
201. Савченко В.П. К вопросу о геохимии гелия. Природные газы. 1935, 9, 53-108.
202. Салтыков А.С., Бодров В.И. Распределение изотопа ^{234}U в рудах урановых месторождений. «Подземное и кучное выщелачивание урана, золота и других металлов». Т. 1: Уран. М., ИД Руда и Металлы. 2005, 407 с.
203. Салтыков А.С., Прокопчик В.И., Глазунов А.Л., Бодров В.И., Грановская Н.А. Поведение изотопа ^{234}U при подземном выщелачивании урана. IX Межд. конф. «Новые идеи в науках о Земле. Москва, 14-17 апреля 2009 г.» 2009, 201 с.

204. Сандимиров И.В. Геохимия и изотопный состав урана и тория в водной системе и донных осадках о. Байкал. Дисс. ...к.г.-м.н. Иркутск. 1999, 153 с.
205. Седов Н.В. Требования водного кодекса РФ к нормативному обеспечению работ в области изучения, использования и охраны подземных вод. Разведка и охрана недр. 2007, 5, 64-67.
206. Сиротенко О.Д., Павлова В.Н. Методы оценки влияния изменений климата на продуктивность сельского хозяйства. Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем. М., Росгидромет. 2012, 165-189.
207. Смирнов Н.Г., Веливецкая Т.А., Кияшко С.И., Игнатьев А.В., Улитко А.И. Температуры позднего плейстоцена и голоцена на Урале по палеотериологическим индикаторам и стабильным изотопам кислорода. «Динамика экосистем в голоцене». II Росс. научн. конф. 12-14 октября 2010 г. Екатеринбург. 2010, 194-197.
208. Смыслов А.А. Уран и торий в земной коре. Л., «Недра». 1974, 231 с.
209. Соботович Э.В., Герман Н.Б., Коромысличенко Т.И. Космическое вещество в океанических осадках и ледниковых покровах. Киев, «Наукова думка». 1978, 128 с.
210. Соботович Э.В. Космическое вещество в земной коре. М., Атомиздат. 1976, 159 с.
211. Соботович Э.В., Бондаренко Г.Н. Геохимия техногенных радионуклидов. Киев, «Наукова думка». 2002, 332 с.
212. Сойфер В.Н., Горячев В.А., Вакуловский С.М., Катрич И.Ю. Тритиевые исследования природных вод в России. М., ГЕОС. 2008, 286 с.
213. Соловьев Г.С., Сапрыгин А.В., Голик В.М., Голик С.В., Кузьмина Н.В., Кукушкин Ю.М. Изменение содержания ^{234}U в уране, добываемом подземным выщелачиванием на Далматовском месторождении. Атомная энергия. 2005, 98(6), 444-448.
214. Сперанская Н.А. Потенциально возможное и видимое испарение и его изменения на Европейской части России за последние 50 лет (по экспериментальным данным). Водные ресурсы 2016, 43(6), 661-672.
215. Сперанская Н.А. Цыценко К.В. Изменения основных элементов влагооборота суши на Европейской части России. Фундаментальная и прикладная климатология. 2017, 3, 103-121.
216. Справочник по изотопной геохимии. Соботович Э.В., Бартницкий Е.Н., Цюнь О.В., Кононенко Л.В. М., «Энергоиздат». 1982, 239 с.
217. Старик И.Е. Ядерная геохронология. М., Л., изд-во АН СССР. 1961, 632 с.
218. Старик И. Е. Основы радиохимии. М., Изд-во АН СССР. 1959, 460 с.
219. Старостин Е.Г. Определение количества незамерзшей воды по кинетике кристаллизации. Криосфера Земли. 2008, XII(2), 60-64.
220. Стратегический прогноз изменений климата Российской Федерации на период до 2010-2015 г. и их влияния на отрасли экономики России. Росгидромет. М., ОАО Фабрика офсетной печати. 2005, 30 с.
221. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А. Изотопный состав полигонально-жильных льдов Западного Таймыра. Криосфера Земли. 2009 а, XIII(3), 59-69.
222. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А. Ледовый Комплекс Западного Таймыра. X межд. конф. по мерзлотоведению (TICOR): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире. Ред. В.П. Мельников. Тюмень, Печатник. 2012 а, 3, 499-504.
223. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Гусев Е.А., Каневский М.З., Медведева М.А., Ванштейн Б.Г., Черкашев Г.А., Большианов Д.Ю. Четвертичные отложения, подземные льды и динамика берегов Западного Таймыра. Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. Ред. Х. Кассенс, А.П. Лисицын, Й. Тиде, Е.И. Полякова, Л.А. Тимохов, И.Е. Фролов. М., Изд-во МГУ. 2009 б, 357-372.
224. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Матюхин А.Г. Изотопный состав подземных льдов Западного Ямала (Марре-Сале). Лед и снег. 2013, 2(122), 83-92.

225. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Слагода Е.А., Опокина О.Л., Облогов Г.Е. Полигонально-жилые льды на острове Сибирякова (Карское море). Вестник МГУ. Сер. «География». 2012 6, 3, 57-63.
226. Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Каневский М.З., Аникина Н.Ю., Дервянко Л.Г. Новые результаты комплексных исследований четвертичных отложений Западного Таймыра. Криосфера Земли. 2007, XI(3), 14-28.
227. Тарасов П.Е., Андреев А.А., Романенко Ф.А., Сулержицкий Л.Д. Палинostrатиграфия верхнечетвертичных отложений острова Свердруп (Карское море). Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995, 3(2), с. 98-104.
228. Таргульян В.О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях (на массивно-кристаллических и песчаных полимиктовых породах). М., «Наука». 1971, 268 с.
229. Титаева Н.А. Ядерная геохимия. Изд-во МГУ, 2-е изд. 2000, 336 с.
230. Тихонов А.И. Неравновесный уран в условиях активного водообмена и его использование в геологии и гидрогеологии. Чебоксары, изд-во ПБОЮЛ Л.А. Наумова. 2009, 453 с.
231. Токарев А.Н., Куцель Е.Н., Попова Т.П. и др. Радиогидрогеологический метод поисков месторождений урана. М., «Недра». 1975, 255 с.
232. Толстихин И.Н., Каменский И.Л. О возможности тритий-гелий-3 датирования подземных вод. Геохимия. 1969, 8, 1027-1029.
233. Толстихин И.Н. Изотопная геохимия гелия, аргона и редких газов. Л., «Наука». 1986, 200 с.
234. Трансформация структуры водного баланса в Крыму в XX веке – начале XXI века и ее оптимизация. Ред. В.А. Боков. Симферополь, Крымский научный центр. 2011, 227 с.
235. Турко С.Ю., Трубакова К.Ю. Математическая модель испарения при наличии на почвенной поверхности растительного экрана. Аграрный вестник Урала. 2017, 165, 11, 65-69.
236. Турченко С.И. Применение дистанционных методов для моделирования геологической среды. Геология. 2004, 3, 57-60.
237. Утузикова Л. В., Киселев Г. П. Изотопы урана во вмещающих породах трубки Пионерской месторождения им. М.В. Ломоносова. «Экология-2011, Архангельск, 06-11 июня 2011 г.». IV Межд. молодежной научн. конф. Архангельск, 2011, 76-77.
238. Фазовый состав пород влаги в мерзлых породах. Ред. Э.Д. Ершова. М., МГУ. 1979, 192 с.
239. Федоров Ю.А. Стабильные изотопы и эволюция гидросферы. Ростов, изд-во РФФИ. 1999, 366 с.
240. Федоров-Давыдов Д.Г., Давыдов С.П., Давыдова А.И., Зимов С.А., Мергелов Н.С., Остроумов В.Е., Сорокинов В.А., Холодов А.Л., Митрошин И.А. Пространственно-временные закономерности сезонного протаивания почв на севере Колымской низменности. Криосфера Земли. 2004, VIII(4), 15-26.
241. Ферронский В.И., Дубинчук В.Т., Поляков В.А., Селецкий Ю.Б., Купцов В.М., Якубовский А.В. Природные изотопы гидросферы. М., «Недра». 1975, 280 с.
242. Ферронский В.И., Поляков В.А. Изотопия гидросферы Земли. М., «Научный мир». 2009, 632 с.
243. Ферронский В.И., Поляков В.А., Романов В.В. Космогенные изотопы гидросферы. Ред. В.Г. Онуфриев. М., «Наука». 1984, 268 с.
244. Фор Г. Основы изотопной геологии. Пер. с англ. Горохова И.М. и Шуколюкова Ю.А. М., «Мир». 1989, 590 с.
245. Цытович Н.А. Механика мерзлых грунтов. М., «Высшая школа». 1973, 448 с.
246. Чалов П.И. Датирование по неравновесному урану. Фрунзе, «Илим». 1968, 110 с.
247. Чалов П.И. Изотопное фракционирование природного урана. Фрунзе, «Илим». 1975, 204 с.

248. Чалов П.И. Исследование отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в некоторых природных объектах. Дисс. ...к.хим.н. Алма-Ата. 1954, 152 с.
249. Чалов П.И., Васильев И.И., Алехина В.М. Основные проблемы оценки радиационной и иной опасности промпредприятий уранового производства для окружающей среды. Радиологические и смежные проблемы уранового производства. Бишкек. 2000, ч. 1, 7-35.
250. Чалов П.И., Тихонов А.И., Васильев И.А., Комиссаров В.В. Светличная Н.А. Использование уран-изотопной информации для моделирования движения воды в мерзлых трещиноватых породах. Водные ресурсы. 1991, 2.
251. Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Попов Е.П., Борняков С.А. Вариации отношений активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах побережья оз. Байкал и юга Сибирской платформы. «Подземные воды востока России». XXII Собрание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Ред. Д.А. Новиков, С.В. Алексеев, А.Ф. Сухорукова. 2018, 521-525.
252. Чебыкин Е.П., Рассказов С.В., Воднева Е.Н., Ильясова А.М., Чувашова И.С., Борняков С.А., Семинский А.К., Снопков С.В. Первые результаты мониторинга $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в водах из активных разломов западного побережья южного Байкала. ДАН. 2015, 460(4), 464-467.
253. Чебыкин Е.П. Масс-спектрометрическое экспресс-определение элементов и природных изотопов урана и тория в осадках оз. Байкал для их датирования и расшифровки параметров палеоклиматов. Дисс. ...к.хим.н. Иркутск. 2006, 136 с.
254. Черенкова Е.А., Титкова Т.Б. Изменение увлажнения суббореальных равнинных ландшафтов России в условиях потепления. Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XXII. Росгидромет. М., Гидрометеиздат. 2009, 64-78.
255. Чердынцев В.В. Изотопный состав радиоэлементов в природных объектах и их значение в геохронологии. III сессия Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., 1955, 175-233.
256. Чердынцев В.В. Уран-234. М., Атомиздат. 1967, 238 с.
257. Чижов А.Б., Деревягин А.Ю., Симонов Е.Ф., Хуббертен Г.-В., Зигерт К. Изотопный состав подземных льдов района оз. Лабаз (Таймыр). Криосфера Земли. 1997, 1(3), 79-84.
258. Чижова Ю.Н., Васильчук Д.Ю., Йошикава К., Буданцева Н.А., Голованов Д.Л., Сорокина О.И., Станиловская Ю.В., Васильчук Ю.К. Изотопный состав снежного покрова Байкальского региона. Лед и снег. 2015, 55(3), 55-66.
259. Чижова Ю.Н. Изотопно-геохимические особенности снежного покрова и ледникового льда в разных гляциологических условиях Приэльбрусья, Полярного Урала и Хибин. Дисс. ...к.геогр.н. М., МГУ. 2006, 178 с.
260. Шерстюков Б.Г., Шерстюков А.Б. Лесные пожары при потеплении климата в XXI веке. Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XXV. Росгидромет. М., Гидрометеиздат. 2013, 300-313.
261. Шмелев Д.Г., Рогов В.В., Губин С.В., Давыдов С.П. Криолитогенные отложения на правобережье низовий р. Колыма. Вестник МГУ. Сер. 5 «География». 2013, 3, 66-72.
262. Цыпкин Г.Г. Капиллярная неустойчивость поверхности испарения в грунте. ДАН. 2017, 476, 6, 644-647.
263. Юргенсон Г.А. Зона окисления в многолетнемерзлых породах. Записки ВМО. 1997, 5, 15-27.
264. Ядерная вулканология. ГИН АН СССР. М., «Наука». 1973, 207 с.
265. Ясюкевич В.В., Давидович Е.А. Влияние наблюдаемого и ожидаемого изменения климата на распространение насекомых. Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XXIII. Росгидромет. М., Гидрометеиздат. 2010, 316-333.

Иностранная литература⁸

266. Abbott M.D., Lini A., Biermand R. $\delta^{18}\text{O}$, δD and ^3H measurements constrain groundwater recharge patterns in an upland fractured bedrock aquifer, Vermont, USA. *J. of Hydrology*. 2000, 228, 101-112.
267. Aeschbach-Hertig W., Kipfer R., Hofer M., Imboden D.M., Baur H. Density-driven exchange between the basins of Lake Lucerne (Switzerland) traced with the ^3H - ^3He method. *Limnol. Oceanogr.* 1996 b, 41, 707-721.
268. Aeschbach-Hertig W., Peeters F., Beyerle U., Kipfer R. Palaeotemperature reconstruction from noble gases in ground water taking into account equilibration with entrapped air. *Nature*. 2000, 405, 1040-1044.
269. Aeschbach-Hertig W., El-Gamal H., Wieser M., and Palcsu L. Modeling excess air and degassing in groundwater by equilibrium partitioning with a gas phase. *Water Resour. Res.*, 2008, 44, W08449.
270. Aeschbach-Hertig W., Hofer M., Kipfer R., Imboden D.M., Wieler R. Accumulation of mantle gases in a permanently stratified volcanic Lake (Lac Pavin, France). *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999 a, 63, 3,357-3,372.
271. Aeschbach-Hertig W., Kipfer R., Blaser C., Walraevens K. A noble gas palaeotemperature record from the Ledo-Paniselian aquifer in Belgium. Poster presentation on EAE03-A-14209. 2003.
272. Aeschbach-Hertig W., Peeters F., Beyerle U., and Kipfer R. Interpretation of dissolved atmospheric noble gases in natural waters. *Water Resour. Res.* 1999 c, 35(9), 2779-2792.
273. Aeschbach-Hertig W., Schlosser P., Stute M., Simpson H.J., Ludin A. and Clark J.F. A $^3\text{H}/^3\text{He}$ study of ground water flow in a fractured bedrock aquifer. *Groundwater*. 1998, 36(4), 661-670.
274. Aeschbach-Hertig W., Stute M., Clark J.F., Reuter R.F., and Schlosser P. A paleotemperature record derived from dissolved noble gases in groundwater of the Aquia Aquifer (Maryland, USA). *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2002, 66(5), 797-817.
275. Aggarwal K., Froehlich K., Kulkarni K.M., Garsia-Agudo E. Nuclear techniques in groundwater investigations. *Groundwater Studies. International Guide for Hydrogeological Investigations*. Ed. by S. Kovalevsky, G. Kruserman, K.R. Rushton. UNESCO. IHP-VI. Series on Ground Water. 2004, 3, 430 p.
276. Ahlers C.F., Ghezzehei T., Finsterle S. Development and testing of a method for efficient simulation of evaporation from a seepage face. *Proceedings TOUGH Symposium*, May 12-14, 2003. Lawrence Berkeley National Laboratory. Berkeley, California, US. 2003, 1-5.
277. Aikas O., Seppanen H., Yli-Kyyny K., Leino J. Young uranium deposits in peat Finland: an orientation study. *Geological Tutukiwskeskus. Geological Survey of Finland*. 1984, 24 p.
278. Allen R.G., Pereira L.S., Howell T.A., Jensen M.E. Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement accuracy. *Agricult. Wat. Man.* 2011 a, 98, 899–920.
279. Allen R.G., Pereira L.S., Howell T.A., Jensen M.E. Evapotranspiration information reporting: II. Recommended documentation. *Agricult. Wat. Man.* 2011 b, 98, 921-929.
280. Amenouz N., Marah H., Raibi F., Ezzahar J., Khabba S., Lionel J. and Ismaili M. Estimation of soil evaporation and infiltration losses using stables isotopes, Fluxmeter and Eddy-Covariance system for citrus orchards in a semi-arid region (Morocco). *Academia Publishing. Ac. Environ. Sci.*, 2013, 1(1), 001–008.
281. Amon R.M.W., Rinehart A.J., Duan S., Louchouart p., Prokushkin A., Guggenberger G., Ba-uch D., Stedmon C., Raymond A., Holmes R.M., McClelland J.W., Peterson B.J., Walker S.A., Zhulidov A. Dissolved organic matter sources in large Arctic rivers. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2012, 94, 217-237.

⁸ Названия иностранных журналов представлены в сокращенном варианте в соответствии с каталогом названий из базы данных <https://www.ncbi.nlm.nih.gov/nlmcatalog/journals>.

282. Andersen M.B., Erel Y., Bourdon B. Experimental evidence for ^{234}U - ^{238}U fractionation during granite weathering with implications for $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ in natural waters. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2009, 73, 4124-4141.
283. Andersen M.B., Stirling C.H., Porcelli D., Halliday A.N., Andersson P.S., Baskaran M. The tracing of riverine U in Arctic seawater with very precise $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ measurements. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007, 259, 171-185.
284. Andersen M.B., Vance D., Keech A.R., Rickli J., Hudson G. Estimating U fluxes in a high-latitude, boreal post-glacial setting using U-series isotopes in soils and rivers. *Chem. Geol.* 2013, 354, 22-32.
285. Anderson R.F., Cheng H., Edwards R.L., Fleisher M.Q., Hayes C.T., Huang K.-F., Kadko D., Lam P.J., Landing W.M., Lao Y., Lu Y., Measures C.I., Moran S.B., Morton P.L., Ohnemus D.C., Robinson L.F. and Shelley R.U. How well can we quantify dust deposition to the ocean? *Phil. Trans. R. Soc. A.* 2016, 374, 20150285.
286. Andrews J.N., Giles I.S., Kay R.L.F., Lee D.J., Osmond J.K., Cowart J.B., Fritz p., Barker J.F. and Gale J. Radioelements, radiogenic helium and age relationships for groundwaters from the granites at Stripa, Sweden. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1982, 46, 1533-1543.
287. Andrews J.N., Hussain N. and Youngman M.J. Atmospheric and radiogenic gases in groundwaters from the Stripa granite. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1989, 53, 1831-1841.
288. Andrews J.N., Kay R.L.F. The evolution of enhanced $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratios for dissolved uranium and groundwater dating. 4th International Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology. Denver, U.S.A., 1978. USGS Open-File Report 78-701. 1978, 11-23.
289. Andrews J.N., Lee D.J. Inert gases in groundwater from the bunter sandstone of England as indicators of age and paleoclimatic trends. *J. Hydrology.* 1979, 41, 233-252.
290. Araguás-Araguás L., Frohlich K. and Rozansky K. Deuterium and oxygen-18 isotope composition of precipitation and atmospheric moisture. *Hydrol. proc.* 2000, 14, 1341-1355.
291. Argiriou A.A., Lykoudis S. Isotopic composition of precipitation in Greece. *Hydrology.* 2006, 327, 486-495.
292. Arndt M.F., West L. A Study of the factors affecting the gross alpha measurement, and a radiochemical analysis of some groundwater samples from the state of Wisconsin exhibiting an elevated gross alpha activity. Wisconsin groundwater management practice monitoring project, DNR-176. Final report. 2004, 57 p.
293. Arthur R., Apted M., and Stenhouse M. Comment on the Long-Term Chemical and Mineralogical Stability of the Buffer. SKI Report 2005:09. Denver, CO. 2005, 35 p.
294. Bacon M., Anderson R.F. Distribution of thorium isotopes between dissolved and particulate forms in the deep ocean. *Geoph. Res.* 1982, 87(C3), 2045-2056.
295. Bagard M.-L., Chabaux F., Pokrovsky O.S., Viers J., Dupré B., Prokushkin A.S., Stille P., Rihs S., Schmitt A.-D., Bernard D. Seasonal variability of element fluxes in two Central Siberian rivers draining high latitude permafrost dominated areas. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2011, 75(12), 3335-3357.
296. Bal K.D., Lal N., and Nagpaul K.K., Zircon and sphene as fission-track geochronometer and geothermometer: a reappraisal. *Contributions to Mineral. Petrol.* 1983, 83, 199-203.
297. Ballentine C.J., Hall C.M. Determining paleotemperature and other variables by using an error weighted, nonlinear inversion of noble gas concentrations in water. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1999, 63, 2315-2336.
298. Ballentine C.J., Burnard G. Production, Release and Transport of Noble Gases in the Continental Crust. *Res. in Mineral. and Geochem.* 2002, 47(1), 481-538.
299. Banner J.L., Wasserburg G.J., Chen J.H. and Moore C.H. ^{234}U - ^{238}U - ^{230}Th - ^{232}Th systematics in saline groundwaters from central Missouri. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1990, 101, 296-312.
300. Bard E., Fairbanks R.G., Hamelin B., Zindler A. and Hoang C.T. Uranium-234 anomalies in corals older than 150,000 years. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1991, 55, 2385-2390.
301. Bard E., Hamelin B. and Fairbanks R.G. U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years. *Nature.* 1990, 346, 456-458.

302. Bard E., Hamelin B., Arnold M., Montaggioni L., Cabioch G., Faure G. and Rougerie F. Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*. 1996, 382, 241-244.
303. Bar-Matthews M., Wasserburg G.J., and Chen J.H. Diagenesis of fossil coral skeletons: Correlation between trace elements, textures, and $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1993, 57, 257-276.
304. Barnes C.E., Cochran J.K. Uranium removal in oceanic sediments and the oceanic U balance. *Earth Planet. Sci. Letters*. 1990, 97, 94-101.
305. Beal S.A. Chemical weathering along the Greenland Ice Sheet margin. A study presented for graduation with departmental honors in chemistry. Norton, Massachusetts. 2009, 46 p.
306. Beer J., McCracken K. and von Steiger R. Cosmogenic radionuclides. Theory and applications in terrestrial and space environments. Springer. Heidelberg, Dordrecht, London, New-York. 2011. 423 p.
307. Begemann F., Friedman I. Tritium and Deuterium content of atmospheric hydrogen. *Z. für Naturforschung*. 1959, 148, 1024-1031.
308. Begemann F., Libby W.F. Continental water balance, ground water inventory and storage times, surface ocean mixing rates and world-wide water circulation patterns from cosmic-ray and bomb tritium. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1957, 12, 277-296.
309. Benson B.B., Krause D. Isotopic fractionation of helium during solution: A probe for the liquid state. *J. Solution Chem.* 1980 a, 9(12), 895-909.
310. Benson B.B., Krause D. The concentration and isotopic fractionation of gases dissolved in fresh-water in equilibrium with the atmosphere. 1. Oxygen. *Limnol. Oceanogr.* 1980 b, 25(4), 662-671.
311. Bethke C.M., Johnson T.M. Paradox of groundwater age. *Geological Society of America. Geology*. 2002 a, 30(2), 107-110.
312. Bethke C.M., Johnson T.M. Paradox of groundwater age: Correction. *Geological Society of America. Geology*. 2002 b, 30(4), 385-388.
313. Beyerle U., Purtschert R., Aeschbach-Hertig W., Imboden D.M., Loosli H.H., Wieler R., Kipfer R. Climate and Groundwater Recharge During the Last Glaciation in an Ice-Covered Region. *Science*. 1998, 282(5389), 731-734.
314. Beyerle U., Rüedi J., Leuenberger M., Aeschbach-Hertig W., Peeters F., Kipfer R., and Dodo A. Evidence for periods of wetter and cooler climate in the Sahel between 6 and 40 kyr BP derived from groundwater. *Geophys. Res. Lett.* 2003, 30(4), 1173.
315. Bigg G.R., Rohling E.J. An oxygen isotope data set for marine waters. *Geoph. Res.* 2000, 105(C4), 8527-8535.
316. Bischoff J.L., and Fitzpatrick J.A. U-series dating of impure carbonates: An isochron technique using total-sample dissolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1991, 55, 543-554.
317. Blaney H.F. and Criddle W.D. Determining water requirement in irrigated areas from climatological data. Soil Conservation Service Technical Publication No. 96, Washington DC, US Department of Agriculture. 1950, 48 p.
318. Boereboom T., Samyn D., Meyer H., and Tison J.-L. Stable isotope and gas properties of two climatically contrasting (Pleistocene and Holocene) ice wedges from cape Mamontov Klyk, Laptev Sea, Northern Siberia. *The Cryosphere*. 2013, 7, 31-46.
319. Böhlke J.K. Groundwater recharge and agricultural contamination. *Hydrogeol.* 2002, 10, 153-179.
320. Bonotto D.M., Andrews J.N. The mechanism of $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratio enhancement in karstic limestone groundwater. *Chem. Geol.* 1993, 103(1-4), 193-206.
321. Bourdon B., Turner S., Henderson G.M., and Lundstrom C. An introduction to U-series geochemistry. *Res. Mineral. Geochem.* 2003, 52(1), 1-24.
322. Bowen G.J., Kenedy C.D., Liu Z., Stalker J. Water balance model for mean annual hydrogen and oxygen isotope distributions in surface waters of the contiguous United States. *Geoph. Res.* 2011, 116, 1-14.

323. Bowen G.J., Liu Z., Vander Zanden H.B., Zhao L. and Takahashi G. Geographic assignment with stable isotopes in IsoMA Methods in Ecology and Evolution. 2014, 5, 201-206.
324. Brady E., Stevenson S., Bailey D., Liu Z., Noone D., Nusbaumer J., Otto-Bliesner B. L., Tabor C., Tomas R., Wong T., Zhang J., and Zhu J. The connected isotopic water cycle in the Community Earth System Model version 1. *Adv. Model. Earth Sys.* 2019, 11, 2547-2566.
325. Brigham-Grette J., Melles M., Minyuk Overview and significance of a 250 ka paleoclimate re-cord from El'gygytgyn crater lake, NE Russia. *Paleolimnology.* 2007, 37, 1-16.
326. Bröder L., Davydova A., Davydov S., Zimov N., Haghipour N., Eglinton T.I., and Vonk J.E. Particulate organic matter dynamics in a permafrost headwater stream and the Kolyma River mainstem. *Am. Geoph. Union.* 2020 (doi: 10.1029/2019JG005511).
327. Broecker W.S., Kaufman A., Trier R.M. The residence time of thorium in surface sea water and its implications regarding the rate of reactive pollutants. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1973, 20(1), 35-44.
328. Brutsert W. *Evaporation into the Atmosphere: Theory, History, and Applications.* Springer, Dordrecht. 1982, 299 p. <http://dx.doi.org/10.1007/978-94-017-1497-6>.
329. Cabioch G., Ayliffe L.K. Raised coral terraces at Malakula, Vanuatu, Southwest Pacific, indicate high sea level during Marine Isotope Stage 3. *Quatern. Res.* 2001, 56, 357-365.
330. Calsteren van, Thomas L. Uranium-series dating applications in natural environmental science. *Earth-Science Rev.* 2006, 75, 155-175.
331. Cameron C., Schruben P.G., and Boudette E.L. Some control of trace elements, especially uranium in select of peat deposits of Vermont and New-Hasmpshire. US Geological Survey. OR 86-361. 1988, 33 p.
332. Carrera J., Alcolea A., Medina A., Hidalgo J. Slooten L.J. Inverse problem in hydrogeology. *Hydrogeol.* 2005, 13, 206-222.
333. Cey B.D. Dissolved noble gases in groundwater. Dissertation for the degree of doctor of Philosophy. The University of Texas at Austin. 2008, 194 p.
334. Chabaux F., Riotte J., and Dequincey O. U-Th-Ra fractionations during weathering and river transport. *Res. Mineral. Geochem.* 2003, 52(1), 533-576.
335. Chae G.-T., Yuna S.-T., Kimb K., Mayer B. Hydrogeochemistry of sodium-bicarbonate type bedrock groundwater in the Pocheon spa area, South Korea: water-rock interaction and hydrologic mixing. *Hydrology.* 2006, 321, 326-343.
336. Chappell J., Omura A., Esat T., McCulloch M., Pandolfi J., Ota Y. and Pillans B. Reconciliation of late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996, 141, 227-236.
337. Chase Z., Anderson R. F., Fleisher M. Q., and Kubik W. The influence of particle composition and particle flux on scavenging of Th, Pa and Be in the ocean. *Earth Planet Sci. Lett.* 2002, 204(1-2), 215-229.
338. Chen J.H., Edwards R.L., and Wasserburg G.J. ^{238}U , ^{234}U and ^{232}Th in seawater. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1986 a, 80, 241-251.
339. Chen J.H., Wasserburg G.J., Von Damm K.L., and Edmond J.M. The U-Th-Pb systematics in hot springs on the East Pacific Rise at 21°N and Guaymas Basin. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1986 b, 50, 2467-2479.
340. Chenery S.R.N., Ander E.L., Perkins K.M., Smith B. Uranium anomalies identified using G-BASE data. Natural or anthropogenic? A uranium isotope pilot study. *British Geo. Sur. IR/02/001.* 2002, 34 p.
341. Cheng H., Adkins J.F., Edwards R.L., and Boyle E.A. ^{230}Th dating of deep-sea corals: *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2000 a, 64, 2401-2416.
342. Cheng H., Edwards R.L., Hoff J., Gallup C.D., Richards D.A., and Asmerom Y. The half-lives of uranium-234 and thorium-230. *Chem. Geol.* 2000 b, 169, 17-33.
343. Cheng H., Edwards R.L., Murrell M.T. and Benjamin T.M. Uranium-thorium-protactinium dating systematics. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1998, 62, 3437-3452.

344. Choppin G., Liljenzin J.-O., Rydberg J., Ekberg C. Radiochemistry and Nuclear Chemistry (Fourth Edition). Elsevier. 2013, 866 p.
345. Chu T.-C., Wang J.-J. Radioactive disequilibrium of uranium and thorium nuclide series in river waters from the Ta-Tun volcanic group area in Taiwan. *Appl. Radiat. Isot.* 1997, 48(8), 1149-1155.
346. Church T.M., Sarin M.M., Fleisher M.Q., and Ferdelman T.G. Salt marshes: an important coastal sink for dissolved uranium. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1996, 60(20), 3879-3889.
347. Clark J.F., Davisson M.L., Hudson G.B., Macfarlane P.A. Noble gases, stable isotopes, and radiocarbon as tracers of flow in the Dakota aquifer, Colorado and Kansas. *Hydrol.* 1998, 211(1-4), 151-167.
348. Clarke G. Subglacial processes. *Annu. Res. Earth Planet. Sci.* 2005, 33, 247-276.
349. Climate and climate-related issues for the safety assessment SR-Can. Svensk Kärnbränslehantering AB. Technical Report TR-06-23. Stockholm, Sweden. 2006, 259 p.
350. Climate and climate-related issues for the safety assessment SR-Site. Svensk Kärnbränslehantering AB, Technical Report TR-10-49. Stockholm, Sweden. 2010, 322 p.
351. Climate Change in Continental Isotopic Records. *Geophysical Monograph.* 1993, 78, 374 p.
352. Cochran J.K., Krishnaswami S. Radium, thorium, uranium and ^{210}Pb in deep-sea sediments and sediment pore waters from the north equatorial Pacific. *Am. J. Sci.* 1980, 280, 849-889.
353. Cochran J.K. Short-lived U/Th series radionuclides in the ocean: Tracers for scavenging rates, export fluxes and particle dynamics. *Res. Mineral. Geochem.* 2003, 52(1), 461-492.
354. Cook P.G. and Walker G.R. Evaluation of the use of ^3H and ^{36}Cl to estimate groundwater recharge in arid and semi-arid environments. *Isotopes in Water Resources Management*, IAEA, Vienna. 1996, 1, 397-403.
355. Cook P.G., Jolly I.D., Leaney F.W., Walker G.R., Allan G.L., Fifield L.K. and Allison G.B. Unsaturated zone tritium and chlorine 36 profiles from southern Australia: their use as tracers of soil water movement. *Water Resour. Res.* 1994, 30(6), 1709-1719.
356. Cook G., Solomon D.K. Recent advances in dating young groundwater: chlorofluorocarbons, $^3\text{H}/^3\text{He}$ and ^{85}Kr . *Hydrol.* 1997 a, 191, 245-265.
357. Copard K., Colin C., Henderson G.M., Scholten J., Douville E., Sicre M.-A., Frank N. Late Holocene intermediate water variability in the northeastern Atlantic as recorded by deep-sea corals. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2012, 313-314, 34-44.
358. Corcho Alvarado J.A., Purtschert R., Barbecot F., Chabault C., Rueedi J., Schneider V., Aeschbach-Hertig W., Kipfer R., and Loosli H.H. Constraining the age distribution of highly mixed groundwater using ^{39}Ar : A multiple environmental tracer ($^3\text{H}/^3\text{He}$, ^{85}Kr , ^{39}Ar , and ^{14}C) study in the semiconfined Fontainebleau Sands Aquifer (France). *Water Resour. Res.* 2007, 43, W03427.
359. Corcho Alvarado J.A., Purtschert R., Hinsby K., Trolldborg L., Hofer M., Kipfer R., Aeschbach-Hertig W., Arno-Synal H. ^{36}Cl in modern groundwater dated by a multi-tracer approach ($^3\text{H}/^3\text{He}$, SF_6 , CFC-12 and ^{85}Kr): a case study in quaternary sand aquifers in the Odense Pilot River Basin, Denmark. *Appl. Geochem.* 2005, 20, 599-609.
360. Cornaton F.J., Park Y.-J., Deleersnijder E. On the biases affecting water ages inferred from isotopic data. *Hydrology.* 2011, 410, 217-225.
361. Coyle D., Wagner G. Positioning the titanite fission-track partial annealing zone: *Chem. Geol.* 1998, 149, 117-125.
362. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters. *Science.* 1961, 133(3464), 1702-1703.
363. Craig H. and Gordon L.I. Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and marine atmosphere. Tongiorgi E. (ed.) *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*. Lab. Geologica Nucleare, Pisa. 1965, 9-130.
364. Craig H., Lal D. The production rate of natural tritium. *Tellus.* 1961, XIII, 85-105.
365. Cui B. and Eriksen T. Fracture-filling minerals as uranium sinks and sources, a natural analogue study at Palmottu, Finland. *Radiochim. Acta.* 2000, 88, 751-755.

366. Culbert R.R., Leighton D.C. Young uranium. *Ore Geology Research*. 1988, 3, 313-330.
367. Curry W.B., Marchitto T.M., McManus J.F., Oppo D.W., and Laarkamp K.L. Millennial-scale changes in ventilation of the thermocline, intermediate and deep waters of the glacial North Atlantic. *AGU Chapman Conference volume. Geophys. Monograph Ser.* 1999, 112, 59-76.
368. Cutler K.B., Edwards L.R., Taylor F.W., Cheng H., Adkins J., Gallup C.D., Cutler M., Burr G.S. and Bloom A.L. Rapid sea-level fall and deep-ocean temperature change since the last interglacial period. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003, 206, 253-271.
369. Dam J.C. van, Feddes R.A. Numerical simulation of infiltration, evaporation and shallow groundwater levels with the Richards equation. *Hydrology*. 2000, 233, 72-85.
370. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*. 1964, 16, № 4, 436-463.
371. Davydov S., Davydova A.I. Fedorov-Davydov D.G., Ostroumov E., Kholodov A.L., Sorokovnikov A. Temperature regime of permafrost affected soils in northern Yakutia. *Proc. of the 10th Intern. Conf. on Permafrost. Salekhard, Russia. June 25-29, 2012. V. 4. Extended Abstr. Ed. K.M. Hinkel. The Northern Publisher, Salekhard, Russia. 2012, 105-107.*
372. Davydov S., Fyodorov-Davydov D.G., Neff J.C., Shiklomanov N.I. and Davydova A.I. Changes in active layer thickness and seasonal fluxes of dissolved organic carbon as a possible baseline for permafrost monitoring. *9th Intern. Conf. on Permafrost. V. 1. Institute of Northern Engineering. University of Alaska, Fairbanks. USA. 2008, 333-336.*
373. Dennis F., Andrews J.N., Parker A., Poole J., and Wolf M. Isotopic and noble gas study of Chalk groundwater in the London Basin, England. *Appl. Geochem.* 1997, 12, 763-773.
374. Depleted Uranium in Serbia and Montenegro. *Post-Conflict Environmental Assessment in the Federal Republic of Yugoslavia. UNE Programme. SRO-KUNDIG, Geneva. 2002, 200 p.*
375. Dia A.N., Cohen A.S., O'Nions R.K. and Shackleton N.J. Seawater Sr isotope variation over the past 300 kyr and influence of global climate cycles. *Nature*. 1992, 356, 786-788.
376. Dickin A., *Isotope geology*. 2nd edn. Cambridge, Cambridge University Press. 2005, 497 p.
377. Dickinson K.A. (ed.) *Short papers of the U.S. Geological Survey uranium workshop 1990. 1992, 56 p.*
378. Doney S., Jenkins W., and Östlund H. A Tritium budget for the North Atlantic. *Geophys. Res.* 1993, 98 (C10), 18,069-18,081.
379. Dorale J.A., Edwards R.L., Alexander E.C.Jr., Shen C.C., Richards D.A., and Cheng H. Uranium-series disequilibrium dating of speleothems: Current techniques, limits, and applications. Chapter 10. *Studies of Cave Sediments. Eds.: Mylroie J and Sasowsky I.D. Kluwer Academic/Plenum, New York. 2004, 177-198.*
380. Dörr H., Werner U., Drenkhard S., Bayer R. and Schlosser P. The use of isotope methods in groundwater protection studies. *Isotopes Environ. Health Stud.* 1995, 31, 47-59.
381. Dosseto A., Schaller M. The erosion response to Quaternary climate change quantified using uranium isotopes and in situ-produced cosmogenic nuclides. *Earth-Science Reviews*. 2016, 155, 60-81.
382. Douarin M., Elliot M., Noble S.R., Sinclair D., Henry L.-A., Long D., Moreton S.G., Roberts J.M. Growth of north-east Atlantic cold-water coral reefs and mounds during the Holocene: A high resolution U-series and ¹⁴C chronology. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2013, 375, 176-187.
383. Dow C.F., McCormack F.S., Young D.A., Greenbaum J.S., Blankenship D.D. Totten Glacier subglacial hydrology determined from geophysics and modeling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2020, 53, 115961 (9 p.)
384. Dripps W.R., Bradbury K.R. Simple daily soil-water balance model for estimating the spatial and temporal distribution of groundwater recharge in temperate humid areas. *Hydrogeol.* 2007, 15, 433-444.
385. Dunk R.M., Jenkins W.J., and Mills R.A. A re-evaluation of the oceanic uranium budget. *Chem. Geol.* 2002, 190, 45-67.
386. Duplessy J.C., Labeyrie J., Lalou C., and Nguyen H. Continental climatic variations between 130,000 and 90,000 years. *Nature*. 1970, 226, 631-633.

387. Edmunds W.M., Ma J.Z., Hertig W.A., Kipfer R., Darbyshire D.F. Groundwater recharge history and hydrogeochemical evolution in the Mianqin Basin, northwest China. *Appl. Geochem.* 2006, 21, 2148-2170.
388. Edwards T.W.D., Birks S.J., Gibson J.J. Isotope tracers in global water and climate studies of the past and present. Special issue. IAEA-CN-80/66. 2003, 9 p.
389. Edwards R.L., Chen J.H., and Wasserburg G.J. ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th - ^{232}Th systematics and the precise measurement of time over the past 500,000 y. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1987, 81, 175-192.
390. Edwards R.L., Gallup C.D., and Cheng H. Uranium-series dating of marine and lacustrine carbonates. *Res. Mineral. Geochem.* 2003, 52(1), 363-405.
391. Ehhalt D.H. Vertical profiles and transport of HTO in the troposphere. *Geoph. Res.* 1971, 76, 7351-7367.
392. Ehhalt D.H., Rohrer F., Schauffler S. and Pollock W. Tritiated water vapor in the stratosphere: Vertical profiles and residence time. *Geoph. Res.*, 2002. 107(D24), 4,757-4,563.
393. Eiler J.M., Bergquist B., Bourg I., Cartigny p., Farquhar J., Gagnon A., Guo W., Halevy I., Hofmann A., Larson T.E., Levin N., Schauble E.A., Stolper D. Frontiers of stable isotope geochemistry. *Chem. Geol.* 2014, 372, 119-143.
394. Eisele M.H. The long-term development of cold-water coral mounds in the NE-Atlantic. Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades eines Doktors der Naturwissenschaften. Bremen. 2010, 115 p.
395. Eisenhauer A., Wasserburg G.J., Chen J.H., Bonani G., Collins L.B., Zhu Z.R. and Wyrwoll K.H. Holocene sea-level determination relative to the Australian continent: U/Th (TIMS) and ^{14}C (AMS) dating of coral cores from the Abrolhos Islands. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993, 114, 529-547.
396. Ekwurzel B., Schlosser P., Smethie W.M., Plummer L.N., Busenberg E., Michel R.L., Weppernig R., Stute M. Dating of shallow groundwater: Comparison of the transient tracers $^3\text{H}/^3\text{He}$, chlorofluorocarbons, and ^{85}Kr . *Water Resour. Res.* 1994, 30, 1693-1708.
397. Environmental isotopes in the hydrological cycle. Principles and applications. Ed. of series W.G. Mook. International Hydrological Programme (IHP-V). Technical documents in hydrology. UNESCO, Paris. 2001, I-VI.
398. Environmental tracers in subsurface hydrology. Eds. Cook and Herczeg A. CSIRO Land and Water, Glen Osmond, Australia. Kluwer Academic Publishers. Springer Science+Business Media, LLC. 1999, 535 p.
399. Eriksson E. An account of the major pulses of tritium and their effects in the atmosphere. *Tellus.* 1965, 17, 118-130.
400. Esat T.M., McCulloch M.T., Chappell J., Pillans B. and Omura A. Rapid fluctuations in sea level recorded at Huon Peninsula during the Penultimate Deglaciation. *Science.* 1999, 283, 197-201.
401. Esat T.M., Yokoyama Y. Correlated Uranium and Sea-Level Fluctuations in Late Quaternary Oceans. *Goldschmidt-2000*, September 3-8, 2000. Oxford, UK. Conf. Abst. 2000, 5(2), 387-388.
402. Esper J., Cook E.R., Schweingruber F.H. Low-Frequency Signals in Long Tree-Ring Chronologies for Reconstructing Past Temperature Variability. *Science*, 2002, 295(5563), 2250-2253.
403. Evett St.R., Schwartz R.C., Casanova J.J., Heng L.K. Soil water sensing for water balance, ET and WUE. *Agricult. Wat. Man.* 2012, 104, 1-9.
404. Ewing S.A., Paces J.B., O'Donnell J.A., Jorgenson M.T., Kanevskiy M.Z., Aiken G.R., Shur Y., Harden J.W., Striegl R. Uranium isotopes and dissolved organic carbon in loess permafrost: Modeling the age of ancient ice. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2015, 152, 143-165.
405. Eyal Y., Fleischer R.L. Preferential leaching and the age of radiation damage from alpha decay in minerals. *Geochem. Cosmochem. Acta.* 1985, 49, 1155-1164.
406. Fairbanks R.G., Mortlock R.A., Chiua T.-C., Cao L., Kaplan A., Guilderson T. Fairbanks T.W., Bloom A.L., Grootes M., Nadeau M.-J. Radiocarbon calibration curve spanning 0 to

- 50,000 years BP based on paired $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ and ^{14}C dates on pristine corals. *Quatern. Sci. Res.* 2005, 24, 1781-1796.
407. Faltings von, Harteck Der Tritiumgehalt der Atmosphaere. *Zs. für Naturf.* 1950, 5a, 438-439.
408. Fekete B.M., Gibson J.J., Aggarwal P., Vorosmarty C.J. Application of isotope tracers in continental scale hydrological modeling. *Hydrol.* 2006, 330, 444-456.
409. Ferguson G., Jasechko S. The isotopic composition of the Laurentide Ice Sheet and fossil groundwater. *Geoph. Res. Lett.* 2015, 42.
410. Finlay J., Neff J., Zimov S., Davydova A., and Davydov S. Snowmelt dominance of dissolved organic carbon in high-latitude watersheds: Implications for characterization and flux of river DOC. *Geoph. Res. Lett.* 2006, 33, L10401.
411. Fisher D.A., Koerner R.M., Paterson W.S.B., Dansgaard W., Gundestrup N., Reeh N. Effect of wind scouring on climatic records from ice-core oxygen-isotope profiles. *Nature.* 1983, 301, 205-209.
412. Fleischer R.L. Alpha-recoil damage: Relation to isotopic disequilibrium and leaching of radionuclides. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1988, 52, 1459-1466.
413. Fleischer R.L., Price B., Walker R.M. Nuclear tracks in solids. University of California Press. 1975, 983 p.
414. Fleming S.W., Clark U. Investigation of water pressure transients beneath temperate glaciers using numerical groundwater flow experiments. *Quat. sci.* 2000, 15(6), 567-572.
415. Ford D.C., Thompson L., and Schwarcz H. Dating cave calcite by the uranium disequilibrium method: some preliminary results from Crowsnest Pass, Alberta. *International Geography 1972. Technical Program and Abstracts. International Geographical Congress.* 1972, 22, 21-23.
416. Freeze R.A., Witherspoon A. Theoretical analysis of regional groundwater flow: 2. Effect of water-table configuration and subsurface permeability variation. *Water Resour. Res.* 1967, 3(2), 623-634.
417. Friedman I., Benson C., Gleason J. Isotopic changes during snow metamorphism. Eds. Taylor Jr. H., O'Neil J.R., Kaplan I.R. *Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein.* The Geochemical Society. Spec. Publ. 3. 1991, 211-221.
418. Fröhlich K., Gellermann R. On the potential use of uranium isotopes for groundwater dating. *Chem. Geol.* 1987, 65, 67-77.
419. Fröhlich K., Ivanovich M., Hendry M.J., Andrews J.N., Davis S.N., Drimmie R.J., Fabryka-Martin J.T.F., Fritz p., Lehrmann B., Loosli H.H., and Nolte E. Application of isotopic methods to dating very old groundwater. *Appl. Geochem.* 1991, 6, 465-472.
420. Fukuda M., Nagaoka D., Saijyo K. Radiocarbon dating results of Organic materials obtained from Siberia permafrost area. Report of Institute of Low Temperature Science. Sapporo, Hokkaido University. 1997, 17-28.
421. Gallup C.D., Edwards R.L., Haddad G.A., and Droxler A.W. Constraints on past changes in the marine $\delta^{234}\text{U}$ value from Northern Nicaragua Rise, Caribbean sea cores. *EOS.* 1995, 76(46), 291-292.
422. Gallup C.D., Edwards R.L. and Johnson R.G. The timing of high sea levels over the past 200,000 years. *Science.* 1994, 263, 796-800.
423. Gaofeng Z., Yonghong S., Xin L., Kun Z., Changbin L. Estimating actual evapotranspiration from an alpine grassland on Qinghai-Tibetan plateau using a two-source model and parameter uncertainty analysis by Bayesian approach. *Hydrol.* 2013, 476, 42-51.
424. Gascoyne M. High levels of uranium and radium in groundwaters at Canada's Underground Research Laboratory, Lac du Bonnet, Manitoba, Canada. *Appl. Geochem.* 1989, 4, 577-591.
425. Gascoyne M. Palaeoclimate determination from cave calcite deposits. *Quatern. Sci. Res.* 1992, 11, 609-632.
426. Gascoyne M., Schwarcz H., and Ford D.C. A palaeotemperature record for the mid-Wisconsin in Vancouver Island. *Nature.* 1980, 285, 474-476.

427. Gascoyne M., Schwarcz H., and Ford D.C. Uranium series dating and stable isotope studies of speleothems. Part I. Theory and techniques. *Transactions of the British Cave Res. Ass.* 1978, 5, 91-111.
428. Gat J.R. *Isotope Hydrology. A Study of the Water Cycle.* Series of Environ. Sci. and Management. Imperial College Press. 2009, 6, 81-106.
429. Gat J.R. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. *Annual Review of Earth and Planet. Sci.* 1996, 24, 225-262.
430. Ge Z.-M., Zhou X., Kellomäki S., Peltola H., Wang K.-Y. Climate, canopy conductance and leaf area development controls on evapotranspiration in a boreal coniferous forest over a 10-year period: A united model assessment. *Ecol. Modelling.* 2011, 222, 1626-1638.
431. Getty S.R., DePaolo D.J. Quaternary geochronology using the U-Th-Pb method. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1995, 59(15), 3267-3272.
432. Geyh M.A. An overview of ^{14}C analysis in the study of groundwater. *Radiocarbon.* 2000, 42(1), 99-114.
433. Gibson J.J., Birks S.J., Yia Y., Moncur M.C., McEachern P.M. Stable isotope mass balance of fifty lakes in central Alberta: Assessing the role of water balance parameters in determining trophic status and lake level. *Hydrol. Regional Studies.* 2016, 6, 13-25.
434. Gibson J.J., Edwards T.W.D., Bursey G.G., and Prowse T.D. Estimating evaporation using stable isotopes: quantitative results and sensitivity analysis for two catchments in northern Canada. *Nordic Hydrol.* 1993, 24, 79-94.
435. Gibson J.J., Edwards T.W.D. and Prowse T.D. Development and validation of an isotopic method for estimating lake evaporation. *Hydrol. proc.* 1996, 10, 1369-1382.
436. Gibson J.J., Edwards T.W.D. Regional water balance trends and evaporation–transpiration partitioning from a stable isotope survey of lakes in northern Canada. *Global Biogeochemical Cycles.* 2002, 16, 10-1-10-14.
437. Giletti B.J., Bazan F. and Kulp J.L. The Geochemistry of Tritium. *Transactions American Geophysical Union.* 1958, 39, 807-818.
438. Gil-Márquez J.M., Sültenfuß J., Andreo B., Mudarra M. Groundwater dating tools (^3H , ^3He , ^4He , CFC-12, SF_6) coupled with hydrochemistry to evaluate the hydrogeological functioning of complex evaporite-karst settings. *Hydrol.* 2020, 580, 124263 (23 p.).
439. Goeller S., Thoma M., Grosfeld K., and Miller H. A balanced water layer concept for subglacial hydrology in large-scale ice sheet models. *The Cryosphere.* 2013, 7, 1095-1106.
440. Gonfiantini R. Environmental isotopes in lake studies. In Fritz P., and Fontes J.Ch. (Eds), *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. V. 3.* Elsevier, New York. 1986, p. 113-168.
441. Gonfiantini R. (ed.) *Palaeoclimates and Palaeowaters: A Collection of Environmental Isotope Studies.* IAEA, Vienna. 1983, 277 p.
442. Grabczak J., Maloszewski P., Rozanski K. and Zuber A. Estimation of the tritium input function with the aid of stable isotopes. *Catena.* 1984, 11(2/3), 105-114.
443. Grosse A., Johnston W.M., Wolfgang R.L. and Libby W.F. Tritium in nature. *Science.* 1951, 113, 1-2.
444. Grosse A., Kirshenbaum A.D., Kulp J.L., and Broecker W.S. The natural tritium content of atmospheric hydrogen. *Phys. Res.* 1954, 93, 250-255.
445. Gulbert R., Leighton D. Young uranium. *Ore geology reviews.* 1988, 3 (1-3), 313-330.
446. Gutjahr M., Vance D., Hoffmann D.L., Hillenbrand C.-D., Foster G.L., Rae J.W.B., Kuhn G. Structural limitations in deriving accurate U-series ages from calcitic cold-water corals contrasts with robust coral radiocarbon and Mg/Ca systematics. *Chem. Geol.* 2013, 355, 69-87.
447. Hack J.J., Caron J.M., Yeager S.G., Oleson K.W., Holland M.M., Truesdale J.E., and Rasch P.J. Simulation of the global hydrological cycle in the CCSM community atmosphere. Model Ver. 3 (CAM3): Mean Features. *Climate.* 2006, 19, 2199-2221.
448. *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry.* Ed. Baskaran M. Springer-Verlag, Berlin. 2012, 1-2, 951 p.

449. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. Eds. M. Baskaran, Fritz and J.-C. Fontes. Elsevier, Amsterdam. 1986, Vol. I-VI.
450. Happell J.D., Ostlund H.G. and Mason A.S. A history of atmospheric tritium gas (HT) 1950-2002. *Tellus*. 2004, B53, 183-193.
451. Hargraves G.H. and Samani Z.A. Estimating PET, Tech Note. *Irrig. Drain Eng.* 1982, 108, 3, 225-230.
452. Harmon R.S., Thompson P., Schwarcz H., and Ford D.C. Late Pleistocene paleoclimates of North America as inferred from stable isotope studies of speleothems. *Quatern. Res.* 1978, 9, 54-70.
453. Harmon R.S., Thompson P., Schwarcz H., and Ford D.C. Uranium-series dating of speleothems. *National Speleological Society Bulletin*. 1975, 37, 21-33.
454. Harrison T.M., Armstrong R.L., Naeser C.W., and Harakal J.E., Geochronology and thermal history of the Coast Plutonic Complex, near Prince Rupert, British Columbia. *Canadian Earth Sciences*. 1979, 16, 400-410.
455. Hegerl G.C., Crowley T.J., Hyde W.T. & Frame D.J. Climate sensitivity constrained by temperature reconstructions over the past seven centuries. *Nature Lett.* 2006, 440, 1029-1032.
456. Heinze C., Maier-Reimer E., and Schlosser P. Transient tracers in a global OGCM: source functions and simulated distributions. *Geoph. Res.*, 1998, 103, 15,903-15,922.
457. Henderson G.M. Seawater ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) during the last 800 thousand years. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002, 199(1-2), 97-110.
458. Henderson G.M., Anderson R.F. The U-series toolbox for paleoceanography. In *Re in Mineral. and Geochem.* Eds Boudron B., Turner S., Hendesson G.M., Lundstrom C.C., *Uranium Series Geochemistry*. 2003, 52, 493-537.
459. Henderson G.M., Burton K.W. Using $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ to assess diffusion rates of isotopic tracers in ferromanganese crusts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999 a, 170, 169-179.
460. Henderson G.M., Cohen A.S., and O'Nions R.K. $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ratios and ^{230}Th ages for Hateruma Atoll corals: implications for coral diagenesis and seawater $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ratios. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993, 115, 65-73.
461. Henderson G.M., Heinze C., Anderson R.F., and Winguth A.M.E. Global distribution of the ^{230}Th flux to ocean sediments constrained by GCM modelling. *Deep Sea Res.* 1999 a, 46(11), 1861-1893.
462. Henderson G.M., Slowey N.C., and Haddad G.A. Fluid flow through carbonate platforms: Constraints from $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ and Cl⁻ in Bahamas pore-waters. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999 b, 169, 99-111.
463. Hendy C.H., Wilson A.T. Palaeoclimatic data from speleothems. *Nature*. 1968, 216, 48-51.
464. Herzberg O., Mazor E. Hydrological applications of noble gases and temperature measurements in underground water systems: Examples from Israel. *Hydrol.* 1979, 41, 217-231.
465. Hofmann H. Understanding connectivity within groundwater systems and between groundwater and rivers. Thesis submitted in fulfillment of the Requirement for the Degree of Doctor of Philosophy. School of Geosciences, Monash University, Clayton, Victoria, Australia. 2011, 274 p.
466. Holmes R.M., McClelland J.W., Peterson B.J., Shiklomanov I.A., Shiklomanov A.I., Zhulidov A., Gordeev and Bobrovitskaya N.N. A circumpolar perspective on fluvial sediment flux to the Arctic Ocean. *Global Biogeochem. Cycles*. 2002, 16, 1098.
467. Holmes R.M., McClelland J.W., Peterson B.J., Tank S.E., Bulygina E., Eglinton T.I., Gordeev P., Gurtovaya T.Y., Raymond A., Repeta D.J., Staples R., Striegl R.G., Zhulidov A. and Zimov S.A. Seasonal and annual fluxes of nutrients and organic matter from large rivers to the Arctic Ocean and surrounding seas. *Estuaries Coasts*. 2012, 35, 369-382.
468. Huang S., Pollack H.N., Shen -Y. Temperature trends over the past five centuries reconstructed from borehole temperatures. *Nature*, 2000, 403(6771), 756-758.
469. Hubbard B. and Nienow Alpine subglacial hydrology. *Quatern. Sci. Res.* 1997, 16, 939-955.

470. Huneau F., Blavoux B., Aeschbach-Hertig W., Kipfer R. Paleogroundwaters of the Valreas Miocene aquifer (SE France) as archives of the LGM/Holocene transition in the western Mediterranean region. IAEA-CN-80/24, Vienna. 2002, 84-90.
471. Hurford A.J. On the closure temperature for fission tracks in zircon. *Nuclear Tracks*. 1985, 10, 415-432.
472. IAEA. Isotope Methods for Dating Old Groundwater. IAEA, Vienna. 2013, 357 p.
473. Investigation of the environmental fate of tritium in the atmosphere. Part of the tritium studies project INFO-0792. Canadian Nuclear Safety Commission (CNSC). Ottawa. 2009, 110 p.
474. IPCC-2001. Climate Change 2001. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge and New York, Cambridge University Press. 2007, 475 p.
475. IPCC-2019. IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, Z. Masson-Delmotte, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegria, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.). 2020, 765 p.
476. Ivanovich M. and Harmon R.S. Uranium-series disequilibrium: Applications to earth, marine, and environmental sciences. Oxford University, Clarendon Press. 2nd edition. 1992, 910 p.
477. Ivey S.S., Gentry R.W., Larsen D. and Anderson J. Inverse Application of Age-Distribution Modeling Using Environmental Tracers $^3\text{H}/^3\text{He}$. *Hydrol. Eng.* 2008, 13(11), 1002-1010.
478. Jähne B., Heinz G. and Dietrich W. Measurement of the diffusion coefficients of sparingly soluble gases in water. *J. Geoph. Res.* 1987, 92, 10767-10776.
479. Jansson Ice sheet hydrology from observations. Svensk Kärnbränslehantering AB, Technical report TR-10-68. Stockholm. 2010, 50 p.
480. Jansson P., Näslund J.-O. Spatial and temporal variations in glacier hydrology on Stor-glaciären, Sweden. Svensk Kärnbränslehantering AB, Technical report TR-09-13. Stockholm. 2009, 46 p.
481. Jasechko S., Lechler A.R., Pausata F.S.R., Yoshimura K. Glacial-interglacial shifts in global and regional precipitation $\delta^{18}\text{O}$. *Climate of the past discussions*. 2015, 11(2), 831-872.
482. Jasechko S., Sharp Z.D., Gibson J.J., Birks S.J., Yi Y. & Fawcett P.J. Terrestrial water fluxes dominated by transpiration. *Nature*. 2013, 496, 347-351. doi:10.1038/nature11983.
483. Jean-Baptiste P., Baumier D., Fourré E., Dapoigny A., Clavel B. The distribution of tritium in the terrestrial and aquatic environments of the Creys-Malville nuclear power plant (2002-2005). *Env. Radioact.* 2007, 94, 107-118.
484. Jenkins W.J. Studying Thermocline Ventilation and Circulation Using Tritium and ^3He . *Geoph. Res.* 1998, 103, 15,817-15,831.
485. Jenkins W.J., Beg M.A., Clarke W.B., Wangersky J., and Craig I.H. Excess ^3He in the Atlantic Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1972, 16, 122-126.
486. Johnsen S.J., Clausen H.B., Cuffey K.M., Hoffmann G., Schwander J., Creyts T. Diffusion of stable isotopes in polar firn and ice: The isotope effect in firn diffusion. Ed. Hondoh T. *Physics of Ice Core Records*. Sapporo, Hokkaido University Press. 2000, 121-140.
487. Jones D., Mann M.E. Climate over past millennia. *Res. Geophys.* 2004, 42, RG2002.
488. Jordan K.C., Blanke B.C. and Dudley W.A. Half-life of tritium. *Inorg. Nucl. Chem.* 1967, 29, 2129-2131.
489. Jouzel J., Alley R.B., Cuffey K.M., Dansgaard W., Grootes P., Hoffmann G., Johnsen S.J., Ko-ster R.D., Peel D., Shuman C.A., Stievenard M., Stuiver M., and White J. Validity of temperature reconstruction from water isotopes in ice cores. *Geoph. Res.* 1997 a, 102(C12), 26,471-26,487.
490. Jouzel J., Froehlich K. Schotterer U. Deuterium and oxygen-18 in present-day precipitation: data and modeling. *Hydrological Sciences (J. des Sciences Hydrologiques)*. 1997 b, 42(5), 747-763.
491. Jouzel J., Hoffmann G., Koster R.D., Masson Water isotopes in precipitation: data/model comparison for present-day and past climates. *Quatern. Sci. Res.* 2000, 19, 363-379.

492. Jouzel J., Merlivat L. Deuterium and Oxygen 18 in precipitation: Modeling of the isotopic effects during snow formation. *Geoph. Res.* 1984, 89(D7), 11,749--11,757.
493. Jouzel J., Vimeux F., Caillon N., Delaygue G., Hoffmann G., Masson-Delmotte P., and Parrenin F. Magnitude of isotope/temperature scaling for interpretation of central Antarctic ice cores. *Geoph. Res.* 2003, 108(D12), 4361.
494. Kaufman A. An evaluation of several methods for determining $^{230}\text{Th}/\text{U}$ ages in impure carbonates. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1993, 57, 2303-2317.
495. Kaufman S., Libby W.F. The natural distribution of tritium. *Phys. Res.* 1954, 93, 1337-1344.
496. Kigoshi K. Alpha-recoil ^{234}Th : dissolution into water and the $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ disequilibrium in nature. *Science.* 1971, 173, 47-48.
497. Kipfer R., Aeschbach-Hertig W., Peeters F., and Stute M. Noble gases in lakes and ground waters. *Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry*, eds. D. Porcelli, C. Ballentine, and R. Wieler. *Geochem. Society (J.J. Rosso ser.ed.), Mineralogical Society of America (H. Ribble ed.).* Washington. *Rev. in mineralogy & geochemistry.* 2002, 47, 615-700.
498. Kite G.W., Droogers P. Comparing evapotranspiration estimates from satellites, hydrological models and field data. *Hydrology.* 2000, 229, 3-18.
499. Klinkhammer G., Palmer M.R. Uranium in the oceans: where it goes and why. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1991, 55, 1799-1806.
500. Klump S., Brennwald M.S., and Kipfer R. Noble gases and stable isotopes in a shallow aquifer in southern Michigan: Implications for noble gas paleotemperature reconstructions for cool climates. *Geoph. Res. Lett.* 2006, 33, L24403.
501. Knight G., Tranter M. Glacial chemical weathering, runoff composition and solute fluxes. *Glacier Science. Chapter Fourteen.* Blackwell Science. 2006, 463-498.
502. Kok Y. Climatic influence in NRM and ^{10}Be -derived geomagnetic paleointensity data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999, 166, 105-119.
503. Kortelainen N. Isotopic composition of atmospheric precipitation and shallow groundwater in Oulunkylä: O-18, H-2 and H-3. Posiva, Working Report 2009-06. Oulunkylä: Posiva. (Electronic publication). 2009, 23 p.
504. Kortelainen N. Isotopic fingerprints in surficial waters: stable isotope methods applied in hydrogeological studies. Geological Survey of Finland. Academic dissertation. 2007, 79 p.
505. Kortelainen N.M., Karhu J.A. Regional and seasonal trends in the oxygen and hydrogen isotope ratios of Finnish groundwaters: a key for mean annual precipitation. *Hydrology.* 2004, 285, 143-157.
506. Kotlyakov M., Arkhipov S.M., Henderson K.A., Nagornov O. Deep drilling of glaciers in Eurasian Arctic as a source of paleoclimatic records. *Quatern. Sci. Res.* 2004, 23, 1371-1390.
507. Kozłowska B., Walencik-Łata A., Immè G., Catalano R., Mangano G., Morelli D., Giamanco S. Natural radioactivity content in groundwater of Mt. Etna's eastern flank and gamma background of surrounding rocks. *Annals Geophys.* 2016, 59(1), S0103.
508. Krause D., Benson B.B. The solubility and isotopic fractionation of gases in dilute aqueous solution. Ila. Solubilities of the noble gases. *Solution Chem.* 1989, 18, 823-873.
509. Kreuzer A.M., Rohden C. von, Friedrich R., Chen Z., Shi J., Hajdas I., Kipfer R., Aeschbach-Hertig W. A record of temperature and monsoon intensity over the past 40 kyr from groundwater in the North China Plain. *Chem. Geol.* 2009, 259, 168-180.
510. Kronfeld J., Vogel J.C. Uranium isotopes in surface waters from southern Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991, 105(1-3), 191-195.
511. Kronfeld J. Uranium deposition and Th-234 alpha-recoil: an explanation for extreme U-234/U-238 fractionation within the Trinity aquifer. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1974, 21, 327-330.
512. Kronfeld J., Godfrey-Smith D.I., Johannessen D., Zentilli M. Uranium series isotopes in the Avon Valley, Nova Scotia. *J. Environmen. Radioact.* 2004, 73, 335-352.

513. Kronfeld J., Gradsztajn E., Müller H.W., Radin J., Yaniv A. and Zach R. Excess ^{234}U : an aging effect in confined waters. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975, 27, 342-345.
514. Ku T.-L. An evaluation of the $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ method as a tool for dating pelagic sediments. *Geoph. Res.* 1965, 70 (14), 3457-3474.
515. Ku T.L., Kuass K.G., and Mathieu G.G. Uranium in the open ocean: Concentrations and isotopic composition. *Deep Sea Res.* 1977, 24, 1005-1023.
516. Kulongoski J.T., Hilton D.R., Izbicki J.A. and Belitz K. Evidence for prolonged El Nino-like conditions in the Pacific during the Late Pleistocene: a 43 ka noble gas record from California groundwaters. *Quatern. Sci. Res.* 2009, 28, 2465-2473.
517. LaBolle E.M., Fogg G.E. and Eweis J.B. Diffusive fractionation of ^3H and ^3He in groundwater and its impact on groundwater age estimates. *Water Resour. Res.* 2006, 42, W07202.
518. Lacelle D. On the $\delta^{18}\text{O}$, δD and D-excess relation in meteoric precipitation and during equilibrium freezing: theoretical approach and field examples. *Permafrost and Periglac. Process.* 2011, 22, 13-25.
519. Lacelle D., Bjornson J., Lauriol B., Clark I.D., Troutet Y. Segregated-intrusive ice of subglacial meltwater origin in retrogressive thaw flow headwalls, Richardson Mountains, NWT, Canada. *Quatern. Sci. Res.* 2004, 23, 681-696.
520. Lacelle D., Lauriol B., Zazula G., Ghaleb B., Utting N., Clark I.D. Timing of advance and basal condition of the Laurentide Ice Sheet during the last glacial maximum in the Richardson Mountains, NWT. *Quatern. Res.* 2013, 80, 274-283.
521. Lal D., Peters B. Cosmic ray produced isotopes and their application to problems in geophysics. In: Wilson J., Wouthuysen S. (Eds.). *Progress in Elementary Particle and Cosmic Ray Physics*. 1962, 6, 77-243.
522. Lambert S.J., Carter J.A. Uranium-isotope systematics in groundwaters of the Rustler formation, northern Delaware basin, southeastern New Mexico I: Principles and preliminary results. Sandia Report SAND87-0388 UC-721. Sandia National Laboratories, Albuquerque. New Mexico and Livermore, California. For the US DOE, Contract DE-AC04-76DP00789. 1987, 88 p.
523. Larson G.J., Delcore M.R., Offer S. Application of the tritium interface method for determining recharge rates to unconfined drift aquifers. I. Homogeneous case. *Hydrol.* 1987, 91, 59-72.
524. Lauritzen S.-E., Onac B. Isotopic stratigraphy of a last interglacial stalagmite from north-western Romania: correlation with the deep-sea record and northern-latitude speleothem. *Cave and Karst Studies*. 1999, 61(1), 22-30.
525. Lehmann B.E., Davis S.N., and Fabryka-Martin J.T. Atmospheric and subsurface sources of stable and radioactive nuclides used for groundwater dating. *Water Resour. Res.* 1993, 29, 2027-2040.
526. Lehmann B.E., Love A., Purtschert R., Collon P., Loosli H.H., Kutschera W., Beyerle U., Aeschbach-Hertig W., Kipfer R., Frapet S.K., Herczeg A., Moran J., Tolstikhin I.N., Groning M. A comparison of groundwater dating with ^{81}Kr , ^{36}Cl and ^4He in four wells of the Great Artesian Basin, Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003, 211, 237-250.
527. Leibman M.O., Lein A.Yu., Hubberten H.-W., Vanshtein B.G., Goncharov G.N. Isotope-geochemical characteristics of tabular ground ice at Yugorsky peninsula and reconstruction of conditions for its formation. *Data of glaciological studies*. Moscow. 2001, 90, 30-39.
528. Leibundgut C., Maloszewski and Kulls Tracers in hydrology. Willey-Blackwell. Printed in Singapore by Markono Print Media Pte. Ltd. 2009, 441 p.
529. Lidman F., Peralta-Tapia A., Vesterlund A., Laudon H. $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ in a boreal stream network - Relationship to hydrological events, groundwater and scale. *Chem. Geol.* 2016, 420, 240-250.
530. Liu C., Shang J., and Zachara J.M. Multispecies diffusion models: A study of uranyl species diffusion, *Water Resour. Res.* 2011, 47, W12514.

531. Liu Z., Bowen G.J., Welker J.M. and Yoshimura K. Winter precipitation isotope slopes of the contiguous USA and their relationship to the Pacific/North American (PNA) pattern. *Climate Dynamics*. 2013, 41, 403-420.
532. Lliboutry L.A. General theory of subglacial cavitation and sliding of temperate glaciers. *Glaciol.* 1968, 7, 21-58.
533. López Correa M., Montagna P., Joseph N., Rüggeberg A., Fietzke J., Flögel S., Dorschel B., Goldstein S.L., Wheeler A., Freiwald A. Preboreal onset of cold-water coral growth beyond the Arctic Circle revealed by coupled radiocarbon and U-series dating and neodymium isotopes. *Quatern. Sci. Res.* 2012, 34, 24-43.
534. Lawson R.T., Short S.A., Davey B.G., and Gray D.J. $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ and $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ activity ratios in mineral phases of a lateritic weathered zone. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1986, 50, 1697-1702.
535. Lucas L.L., Unterwieser M. Comprehensive Review and Critical Evaluation of the Half-Life of Tritium. *Res. Natl. Inst. Stand. Technol.* 2000, 105, 541-549.
536. Ludwig K.R., Muhs D.R., Simmons K.R., Halley R.B. and Shinn E.A. Sea-level records at ~80 ka from tectonically stable platforms: Florida and Bermuda. *Geology*. 1996, 24(3), 211-214.
537. Ludwig K.R., Szabo B.J., Moore J.G. and Simmons K.R. Crustal subsidence rate off Hawaii determined from $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ages of drowned coral reefs. *Geology*. 1991, 19, 171-174.
538. Ludwig K.R., Titterton D.M. Calculation of $^{230}\text{Th}/\text{U}$ isochrons, ages, and errors. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1994, 58, 5031-5042.
539. Ma L. Noble gases dissolved in groundwaters of the Michigan basin: Implication for paleoclimatology, hydrogeology, tectonics and mantle geochemistry. Dissertation submitted for the degree of Doctor of Philosophy (geology). The University of Michigan. 2009, 245 p.
540. Mackay J.R. Oxygen isotope variations in permafrost, Tuktoyaktuk peninsula area, Northwest Territories. *Geol. Sur Canada. Paper 83-1B.* 1983, 67-74.
541. Madsen F.T. Clay mineralogical investigations related to nuclear waste disposal. *Clays Minerals.* 1998, 34, 109-129.
542. Magens D. Late Quaternary climate and environmental history of Siberian Arctic - Permafrost Records from Cape Mamontovy Klyk, Laptev Sea. Diploma Thesis. University Kiel. 2005, 78 p.
543. Maher K., Ibarra D.E., Oster J.L., Miller D.M., Redwine J.L., Reheis M.C. and Harden J.H. Uranium isotopes in soils as a proxy for past infiltration and precipitation across the western United States: *Am. J. Sci.* 2014, 314, 821-857.
544. Majoube M. Fractionnement en oxygène-18 et en deuterium entre l'eau et sa vapeur. *Chim. Phys.* 1971, 197, 1423-1436.
545. Maloszewski P., Zuber A. Theoretical possibilities of the ^3H - ^3He method in investigations of groundwater systems. *Catena.* 1983, 10(1-2), 189-198.
546. Maloszewski P., Zuber A. A general lumped parameter model for the interpretation of tracer data and transit time calculation in hydrologic systems. *Hydrology.* 1996, 179, 1-21.
547. Mann J., Davydova A., Zimov N., Spencer R.G.M., Davydov S., Bulygina E., Zimov S., Holmes R.M. Controls on the composition and lability of dissolved organic matter in Siberia's Kolyma River basin. *Geoph. Res.* 2012, 117, G01028, 5 p.
548. Manning A.H. Ground-water temperature, noble gas, and carbon isotope data from the Española Basin, New Mexico. Scientific Investigations Report 2008-5200. U.S. Department of the Interior U.S. Geological Survey. 2009, 69 p.
549. Marbach T., Kober B., Mangini A., Warr L., Schleicher A. Mobility of U-Th radionuclides connected with fault porosity: A case study of the Schauenburg Fault, Rhine Graben Shoulder, Germany. *Phys. Chem. Earth.* 2005, 30, 1030-1037.
550. Marcantonio F., Kumar N., Stute M., Anderson R.F., Seidl M.A., Schlosser P., and Mix A. A comparative study of accumulation rates derived by He and Th isotope analysis of marine sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995, 133, 549-555.

551. Marcantonio F., Turekian K.K., Higgins S., Anderson R.F., Stute M., and Schlosser P. The accretion rate of extraterrestrial ^3He based on oceanic ^{230}Th flux and the relation to Os isotope variation over the past 200,000 years in an Indian Ocean core. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999, 170, 157-168.
552. Marcos N., Suksy J., Ervanne H., Rasilainen K. Fracture smectite as a long-term sink for natural radionuclides - indications from unusual U-series disequilibria. *Radiochim. Acta.* 2000, 88, 763-766.
553. Marion G.M., Farren R.E., Komrowski A.J. Alternative pathways for seawater freezing. *Cold Regions Science and Technol.* 1999, 29, 259-266.
554. Martin A.N., Dosseto A., Kinsley L.J. Evaluating the removal of non-detrital matter from soils and sediment using uranium isotopes. *Chem. Geol.* 2015, 396, 124-133.
555. Masarik J., Beer J. Simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclides production in the Earth's atmosphere. *Geoph. Res.* 1999, 104, 12,099-12,111.
556. Mason A.S. Atmospheric HT and HTO 4. Estimation of atmospheric hydrogen residence time from interhemispheric tritium gas transport. *Geoph. Res.* 1977, 82(37), 5,913-5,916.
557. Mason A.S., Ostlund H.G. Atmospheric HT and HTO 1975-1976. Tritium Laboratory Data. Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, University of Miami. Miami, FL. Report 7. 1977, 47 p.
558. Mason A.S., Ostlund H.G. Atmospheric HT and HTO 3. Vertical transport of water in the stratosphere. *J. Geoph. Res.* 1976, 81, 5,349-5,352.
559. Mason A.S., Östlund H.G. Atmospheric HT and HTO: Major HT injections into the atmosphere 1973. *Geoph. Res. Lett.* 1974, 1(6), 247-248.
560. Mazar E. Chemical and Isotopic Groundwater Hydrology. 3rd Edition. Marcel-Dekker Inc., New York-Basel. 2004, 470 p.
561. Mazar E. Paleotemperatures and other hydrological parameters deduced from noble gases dissolved in groundwaters; Jordan Rift Valley, Israel. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1972, 36, 1321-1336.
562. McKee B.A., DeMaster D.J., and Nittrouer C.A. Temporal variability in the partitioning of thorium between dissolved and particulate phases on the Amazon shelf: Implications for the scavenging of particle-reactive species. *Cont. Shelf Res.* 1986, 6, 87-106.
563. Merlivat L. Dependence of bulk evaporation coefficients on air-water interfacial conditions as determined by the isotopic method. *Geoph. Res.* 1978, 83, 2977-2980.
564. Meyer H., Dereviagin A., Siegert C., Hubberten H.-W. Palaeoclimate studies on Bykovsky Peninsula, North Siberia - hydrogen and oxygen isotopes in ground ice. *Polarforschung.* 2002 a, 70, 37-51.
565. Meyer H., Schirrmeister L., Andreev A., Wagner D., Hubberten H.-W., Yoshikawa K., Bobrov A., Wetterich S., Opel T., Kandiano E., Brown J. Late Glacial and Holocene isotopic and environmental history of northern coastal Alaska - results from a buried ice-wedge system at Barrow. *Quatern. Sci. Res.* 2010, 29, 3720-3735.
566. Meyer H., Dereviagin A., Siegert C., Schirrmeister L., and Hubberten H.-W. Palaeoclimate reconstruction on Big Lyakhovsky Island, North Siberia - Hydrogen and oxygen isotopes in ice wedges. *Permafrost Periglac. Process.* 2002 b, 13, 91-105.
567. Michel F.A. Isotope geochemistry of frost-blister ice, North Fork Pass, Yukon, Canada. *Canadian. Earth Sci.* 1986, 23, 543-549.
568. Michel F.A. Isotope investigations of permafrost waters in northern Canada. Unpublished Ph.D. thesis. University of Waterloo, Waterloo. 1982, 101
569. Mickelson D.M., Colgan P.M. The southern Laurentide Ice Sheet. *Developments in Quatern. Sci.* 2003, 1, 1-16.
570. Miller L.G., Aiken G.R. Effects of glacial meltwater inflows and moat freezing on mixing in an ice-covered Antarctic lake as interpreted from stable isotope and tritium distributions. *Limnology and Oceanography.* 1996, 41(5), 966-976.

571. Moberg A., Sonechkin D.M., Holmgren K., Datsenko N.M. & Karlen W. Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature*. 2005, 433(10), 613-617.
572. Moore W.S. The thorium isotope content of ocean water. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981, 53(3), 419-426.
573. Moore W.S., Sackett W.M. Uranium and thorium series inequilibrium in seawater. *Geoph. Res.* 1964, 69, 5,401-5,405.
574. Moran S.B., Charett M.A., Hoff J.A., Edwards R.L., and Landing W.M. Distribution of ^{230}Th in the Labrador Sea and its relation to ventilation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997, 150, 151-160.
575. Moran S.B., Hoff J.A., Buesseler K.O., and Edwards R.L. High precision ^{230}Th and ^{232}Th in the Norwegian Sea and Denmark by thermal ionization mass spectrometry. *Geoph. Res. Lett.* 1995, 22(19), 2589-2592.
576. Morford J.L., Emerson S. The geochemistry of redox sensitive trace metals in sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999, 63(11/12), 1735-1750.
577. Morrison V., Pine J. Radoigenic origin of the helium isotopes in rock. *Annals New York Acad. Sci.* 1955, 62(3), 69-92.
578. Moser H., Rauert W. Determination of groundwater movement by means of environmental isotopes: state of the art. *Relation of Groundwater Quantity and Quality. Proceedings of the Hamburg Symposium, August 1983. IAHS Publ. no. 146.* 1983, 241-257.
579. Muhs D.R. The geologic records of dust in the Quaternary. *Aeolian Res.* 2013, 9, 3-48.
580. Muhs D.R., Rosholt J.N. and Bush C.A. The uranium-trend dating method: principles and application for southern California marine terrace deposits. *Quat. Intern.* 1989, 1, 19-34.
581. Naeser C.W., Faul H. Fission track annealing in apatite and sphene. *Geoph. Res.* 1969, 74, 705-710.
582. Naeser N.D., Naeser C.W., and McCulloh H. The application of fission-track dating to the depositional and thermal history of rocks in sedimentary basins, in *Thermal History of Sedimentary Basins*. Eds. N.D. Naeser and T.H. McCulloh. Springer-Verlag, Berlin. 1989, 157-180.
583. Neff J.C., Carrasco J.J., Finlay J.C., Zimov S.A., Davydov S., Davydova A.I., Schuur E.A.G. Seasonal changes in the age and structure of dissolved organic carbon in Siberian rivers and streams. *Geoph. Res. Lett.* 2006, 33(23), L23401.
584. Neumann R.B., LaBolle E.M., Harvey C.F. The Effects of Dual-Domain Mass Transfer on the Tritium-Helium-3 Dating Method. *Environ. Sci. Technol.* 2008, 42, 13, 4837-4843.
585. Nicolet M. The aeronomic problem of helium. *Annals de Geophysique*. 1957, Tome 13, Fascicule 1, 1-21.
586. Nikolayev I., Mikhalev D. An Oxygen-isotope paleothermometer from ice in Siberian permafrost. *Quatern. Res.* 1995, 43(1), 14-21.
587. Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry. Edited by D. Porcelli, C. Ballentine, and R. Wieler. *Geochemical Society (J.J. Rosso ser.ed.), Mineralogical Society of America (H. Ribble ser. ed.)*. Washington. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. 2002, 47, 845 p.
588. Noone D., Simmonds I. Sea ice control of water isotope transport to Antarctica and implications for ice core interpretation. *Geoph. Res.* 2004, 109, D07105.
589. Nozaki Y., Yang H.-S. Th and Pa isotopes in the waters of the western margin of the Pacific near Japan: Evidence for release of ^{228}Ra and ^{227}Ac from slope sediments. *Oceanograph. Soc.* 1987 a, 43, 217-227.
590. Nozaki Y., Yang H.-S., and Yamada M. Scavenging of thorium in the ocean. *Geoph. Res.* 1987 b, 92(C1), 772-778.
591. Oerlemans J. Extracting a Climate Signal from 169 Glacier Records. *Science*. 2005, 308(5722), 675-677.
592. Oliver B.M., Farrar IV H., Bretscher M.M. Tritium half-life measured by helium-3 growth. *International J. of Radiation Applications and Instrumentation. Part A. Appl. Radiat. Isot.* 1987, 38(11), 959-965.

593. Opel T., Dereviagin A., Meyer H., Schirrmeister L., Wetterich S. Paleoclimatic information from stable water isotopes of Holocene ice wedges at the Dmitrii Laptev Strait (Northeast Siberia). *Permafrost Periglac. Process.* 2011, 22(1), 84-100.
594. Opel T., Fritzsche D., Meyer H., Schutt R., Weiler K., Ruth U., Wilhelms F., Fischer H. 115 year ice-core data from Akademii Nauk ice cap, Severnaya Zemlya: high-resolution record of Eurasian Arctic climate change. *Glaciol.* 2009, 55(189), 21-31.
595. Osmond K., Cowart J.B. The theory and uses of natural uranium isotopic variations of hydrology. *Atomic Energy Review.* 1976, 14, 6-21.
596. Paces J.B., Ludwig K.R., Peterman Z.E., Neymark L.A. $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ evidence for local recharge and patterns of groundwater flow in the vicinity of Yucca Mountain, Nevada, USA. *Appl. Geochem.* 2002, 17, 751-779.
597. Paces J.B., Nichols J., Neymark L.A., Rajaram H. Evaluation of Pleistocene groundwater flow through fractured tuffs using a U-series disequilibrium approach, Pahute Mesa, Nevada, USA. *Chem. Geol.* 2013, 358, 101-118.
598. Palmer M.R., Edmond J.M. Uranium in river water. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1993, 57, 4947-4955.
599. Peeters F., Beyerle U., Aeschbach-Hertig W., Holocher J., Brennwald M.S., and Kipfer R. Improving noble gas-based paleoclimate reconstruction and groundwater dating using $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ ratios. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2003, 67(4), 587-600.
600. Peng X., Min M., Qiao H., Wang J. and Fayek M. Uranium-series disequilibria in the groundwater of the Shihongtan Sandstone-Hosted Uranium Deposit, NW China. *Minerals.* 2016, 6(3), 12 p.
601. Peterman Z.E., Neymark L.A., King-Sharp K.J., Gascoyne M. Isotope hydrology of the Chalk River Laboratories site, Ontario, Canada. *Appl. Geochem.* 2016, 66, 149-161.
602. Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov M., Legrand M., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature.* 1999, 399, 429-436.
603. Phedorin M.A., Goldberg E.L., Bobrov A., Khlystov O.M. and Grachev M.A. Multi-wavelength synchrotron radiation XRF determination of U and Th in sedimentary cores from Lake Baikal. *Geostandards Newslett.* 2000, 24(2), 217-226.
604. Piel W.F.Jr. The β -decay of tritium. *Nuclear Physics A.* 1973, 203(2), 369-387.
605. Pierret M.C., Stille V., Prunier J., Viville D., and Chabaux F. Chemical and U-Sr isotopic variations in stream and source waters of the Strengbach watershed (Vosges mountains, France). *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2014, 18, 3969-3985.
606. Plummer L.N., Busenberg E., Böhlke J.-K., Carmody R.W., Casile G.C., Coplen T.B., Doughten M.W., Hannon J.E., Kirkland W., Michel R.L., Nelms D.L., Norton B.C., Plummer K.E., Qi H., Revesz K., Schlosser P., Spitzer S., Wayland J.E., and Widman K. Chemical and isotopic composition of water from springs, wells, and streams in parts of Shenandoah National Park, Virginia and vicinity, 1995-1999. Open-File Report 00-373 of U.S. Department of the Interior and U.S. Shenandoah National Park. Reston, Virginia. 2000 a, 77 p.
607. Plummer L.N., Rupert M.G., Busenberg E., and Schlosser P. Age of irrigation water in ground-water from the Eastern Snake river plain aquifer south-central Idaho. *Groundwater.* 2000 b, 38(2), 264-283.
608. Popp S., Diekmann B., Meyer H., Siegert C., Syromyatnikov I., Hubberten H.-W. Palaeoclimate signals in Permafrost as inferred from stable-isotope composition of ground ice in the Verkhoysansk foreland, Central Yakutia. *Permafrost Periglac. Process.* 2006, 17, 119-132.
609. Porcelli D., Andersson I.S., Baskaran M., Wasserburg G.J. Transport of U- and Th-series nuclides in a Baltic Shield watershed and the Baltic Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2001, 65(15), 2439-2459.

610. Porcelli D., Andersson I.S., Wasserburg G.J., Ingri I., and Baskaran M. The importance of colloids and mires for the transport of uranium isotopes through the Kalix River watershed and Baltic Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1997, 61(19), 4095-4113.
611. Poreda R.J., Cerling T.E. and Solomon D.K. Tritium and helium isotopes as hydrologic tracers in a shallow unconfined aquifer. *Hydrol.* 1988, 103, 1-9.
612. Potter E.-K., Stirling C.H., Wiechert U.H., Halliday A.N., Spötl C. Uranium-series dating of corals in situ using laser-ablation MC-ICPMS. *Int. Mass Spec.* 2005, 240, 27-35.
613. Pudovkin M.I., Tolstikhin I.N. and Golovchanskaya I. Recent achievements in helium isotope dissipation research. *Geochem.* 1981, 15, 51-61.
614. Qian H., Wu J., Zhou Y., and Li P., Stable oxygen and hydrogen isotopes as indicators of lake water recharge and evaporation in the lakes of the Yinchuan Plain. *Hydrol. proc.* 2014, 28, 3554-3562.
615. Raidla V., Kirsimäe K., Vaikmäe R. et al. Geochemical evolution of groundwater in the Cambrian-Vendian aquifer system of the Baltic Basin. *Chem. Geol.* 2009, 258, 219-231.
616. Rana G. and Katerji N. Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review. *Europ. Agronomy.* 2000, 13, 125-153.
617. Rea D.K. The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: The geologic history of wind. *Rev. Geoph.* 1994, 32(2), 159-195.
618. Roberts G., Houghton S.L., Underwood C., Papanikolaou I., van Calsteren V., Wigley T., Cooper F.J. & McArthur J.M. Localization of Quaternary slip rates in an active rift in 10^5 years: An example from central Greece constrained by U-234-Th-230 coral dates from uplifted paleoshorelines. *Geoph. Res.* 2009, 114, B1046.
619. Robinson L.F., Belshaw N.S., and Henderson G.M. U and Th isotopes in seawater and modern carbonates from the Bahamas. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2004, 68(8), 1777-1789.
620. Roether W. Estimating the tritium input to groundwater from wine samples: groundwater and direct runoff contribution to central European surface waters. *Isotopes in Hydrology. Proc. Sym Vienna*, 1966. 1967, 73-91.
621. Rosenberry D.O., Winter T.C., Buso D.C., Likens G.E. Comparison of 15 evaporation methods applied to a small mountain lake in the northeastern USA. *Hydrology.* 2007, p. 149-166.
622. Rosenthal Y., Boyle E.A., Labeyrie L., and Oppo D. Glacial enrichments of authigenic Cd and U in subantarctic sediments: A climatic control on the elements' oceanic budget? *Paleoceanography.* 1995, 10(3), 395-413.
623. Rosholt J.N. Natural radioactive disequilibrium of the uranium series. *USGS Bull.*, 1084-A, Washington. 1959, 40 p.
624. Rosholt J.N., Ferreira C. Fractionation of uranium isotopes and daughter products in uranium-bearing sandstone, Gas Hills, Wyoming. *Geological Sur. Res. Chap. C*. 1965, N 525-C, 72 p.
625. Rosholt J.N., Shields W.R. and Garner E.L. Isotopic fractionation of uranium in sandstone. *Science.* 1963, 139, 224-226.
626. Rosholt N. Jr. Radioactive disequilibrium studies as an aid in understanding the natural migration of uranium and its decay products. *United Nations Internat. Conf. on the Peaceful Uses of Atomic Energy*, 2d. Geneva. *Proc. Paper QIC 183. U.N.* 772. 1958, 32-48 p.
627. Rozanski K., Araguas-Araguas L., Gonfiantini R. Isotopic patterns in modern global precipitation. *Climate change in continental isotopic records*. Eds. K. Swart, K.C. Lohmann, J.A. Mc-Kenzie and S. Savin. Washington, DC, American Geophys. Union. 1993, 1-36.
628. Rozanski K., Gonfiantini R. and Araguas-Araguas L. Tritium in the Global Atmosphere: distribution patterns and recent trends. *Physics G: Nuclear Particle Physics.* 1991, 17, 5,523-5,536.
629. Ruhoff A.L., Paz A.R., Aragao L.E.O.C., Mu Q., Malhi Y., Collischonn W., Rocha H.R., and Running S.W. Assessment of the MODIS global evapotranspiration algorithm using eddy covariance measurements and hydrological modeling in the Rio Grande basin. *Hydrol. Sci.* 2013, 58(8), 1-19.

630. Russell A.D., Edwards R.L., Hoff J.A., McCorkle D., and Sayles F. Sediment source of ^{234}U suggested by $\delta^{234}\text{U}$ in North Pacific pore waters. Fall Meeting Supplement. EOS. 1994, 75(44), 332.
631. Rutgers van der Loeff M.M., Berger G.W. Scavenging of ^{230}Th and ^{231}Pa near the Antarctic Polar front in the South Atlantic. Deep-Sea Res. 1993, 40(2), 339-357.
632. Sacket W.M., Mo T., Spalding R.F., and Exner M.E. A revaluation of the marine geochemistry of uranium. Symposium on the interaction of radioactive containments with the constituents of the marine environment. 1973, 757-769.
633. Sanford W. Calibration of models using groundwater age. Hydrogeology. 2011, 19, 13-16.
634. Satybaldiyev B., Lehto J., Suksi J., Tuovinen H., Uralbekov B., Burkitbayev M. Understanding sulphuric acid leaching of uranium from ore by means of $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratio as an indicator. Hydrometallurgy. 2015, 155, 125-131.
635. Schirrmeister L., Grosse G., Schwamborn G., Andreev A.A., Meyer H., Kunitsky V., Kuznetsova T., Dorozhkina M.V., Pavlova E.Y., Bobrov A.A., Oezen D. Late Quaternary history of the accumulation plain north of the Chekanovsky Ridge (Lena Delta, Russia) - a multidisciplinary approach. Polar Geography. 2003, 27, 277-319.
636. Schirrmeister L., Siegert C., Kuznetsova T., Kuzmina S., Andreev A.A., Kienast F., Meyer H., Bobrov A.A. Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia. Quatern. Intern. 2002, 89, 97-118.
637. Schlesinger W.H., Jasechko S. Transpiration in the global water cycle. Agricultural and Forest Meteorology. 2014, 189-190, 115-117.
638. Schlosser P., Stute M., Dörr C., Sonntag C., and Münnich K. O. Tritium/ ^3He -dating of shallow groundwater, Earth Planet. Sci. Lett. 1988, 89, 353-362.
639. Schlosser P., Stute M., Dörr H., Sonntag C., and Münnich K.O. Tritogenic ^3He in shallow groundwater. Earth Planet. Sci. Lett. 1989, 94, 245-254.
640. Schlosser P., Smethie W.M.Jr. Transient tracers as a tool to study variability of ocean circulation. In: "Natural climate variability on decade-to-century time scales". Martinson D.G., Bryan K., Ghil M., Hall M.M., Karl T.R., Sarachik E.S., Sorooshian S., and Talley L.D., eds. National Research Council. National Academy Press. Washington D.C. 1995, 274-288.
641. Scholten J.C., Botz R., Mangini A., Paersch H., Stoffers and Vogelsand E. High resolution $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ stratigraphy of sediments from high-latitude areas (Norwegian Sea, Fram Strait). Earth Planet. Sci. Lett. 1990, 101, 54-62.
642. Schreier P. Über die Beziehungen zwischen dem Niederschlag und der Wasserführung der Flüsse in Mitteleuropa. Meteorolog. Z. 1904, 21, 441-452.
643. Schwarcz H. Geochronology and isotope geochemistry of speleothems. Handbook of Environmental Geochemistry: The Terrestrial Environment. Eds. Fritz V. and Fontes J.C. Elsevier, Amsterdam. 1986, 271-303.
644. Seal R.R., Shanks W.C. Oxygen and hydrogen isotope systematics of Lake Baikal, Siberia: Implications for paleoclimate studies. Limnol. Oceanogr. 1998, 43(6), 1251-1261.
645. Shaked Y., Agnon A., Lazar B., Marco S., Avner U. and Stein M. Large earthquakes kill coral reefs at the north-west Gulf of Aqaba. Terra Nova. 2004, 16, 133-138.
646. Shapiro S.D., Rowe G., Schlosser P., Ludin A., and Stute M. Tritium-helium 3 dating under complex conditions in hydraulically stressed areas of a buried-valley aquifer. Water Resour. Res. 1998, 34(5), 1165-1180.
647. Sharma M. Variations in solar magnetic activity during the last 200 000 years: is there a Sun-climate connection? Earth Planet. Sci. Lett. 2002, 199(3-4), 459-472.
648. Sharma Y., Lal N., Bal K.D., Parshad R., and Nagpaul K.K. Closing temperatures of different fission-track clocks. Contributions to Mineralogy and Petrology. 1980, 72, 335-336.
649. Shen C.-C., Li K.-S., Sieh K., Natawidjaja D., Cheng H., Wang X., Edwards R.L., Lam D.D., Hsieh Y.-T., Fan T.-Y., Meltzner A.J., Taylor F.W., Quinn T.M., Chiang H.-W., Kilbourne K.H. Variation of initial $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ and limits of high precision U-Th dating of shallow-water corals. Geochim. Cosmochim. Acta. 2008, 72, 4201-4223.

650. Shi X., Pu T., He Y., Qi C., Zhang G. and Xia D. Variability of stable isotope in lake water and its hydrological processes identification in Mt. Yulong Region. *Water*. 2017, 9, 711.
651. Shiklomanov A.I., Lammers R.B., Rawlins M.A., Smith L.C., and Pavelsky T.M. Temporal and spatial variations in maximum river discharge from a new Russian data set. *Geoph. Res.* 2007, 112, G04S53.
652. Shimmield G.B., Price N.B. The scavenging of U, ^{230}Th , and ^{231}Pa during pulsed hydrothermal activity at 20 °S, East Pacific Rise. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1988, 52, 669-677.
653. Shuttleworth W.J., Wallace J.S. Evaporation from sparse crops – an energy combination theory. *Quarterly J. of the Royal Meteorological Society*. 1985, 111, 889-895.
654. Siegert M.J., Ross N., Le Brocq A.M. Recent advances in understanding Antarctic subglacial lakes and hydrology. *Phil. Trans. R. Soc. A*. 2016, 374, 20140306.
655. Sokratov S.A., Golubev N. Snow isotopic content change by sublimation. *Glaciol.* 2009, 55, 823-828.
656. Solomon D.K., Cook G. ^3H and ^3He . Environmental tracers in subsurface hydrology. Cook V., Herczeg A.L. (ed.) Kluwer Academic Publishers. Boston. 2000, 397-424.
657. Solomon D.K., Hunt A., Poreda R.J. Source of radiogenic helium 4 in shallow aquifers: Implications for dating young groundwater. *Water Resour. Res.* 1996, 32, 1805-1813.
658. Solomon D.K., Poreda R.J., Cook G., Hunt A. Site characterization using $^3\text{H}/^3\text{He}$ groundwater ages, Cape Cod, MA. *Groundwater*. 1995, 33, 988-996.
659. Solomon D.K., Poreda R.J., Schiff S.L., Cherry J.A. Tritium and helium-3 as groundwater age tracers in the Borden aquifer. *Water Resour. Res.* 1992, 28, 741-755.
660. Solomon D.K., Schiff S.L., Poreda R.J., Clarke W.B. A validation of the $^3\text{H}/^3\text{He}$ -method for determining groundwater recharge. *Water Resour. Res.* 1993, 29, 2,591-2,962.
661. Solomon D.K., Sudicky E.A. Tritium and helium-3 isotope ratios for direct estimate of spatial variations in groundwater recharge. *Water Resour. Res.* 1991, 27, 2,309-2,319.
662. Stark S., Statham J., Stanley R. and Jenkins W.J. Using tree ring cellulose as a tool to estimate past tritium inputs to the ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005, 237, 314-353.
663. Statistical treatment of data on environmental Isotopes in precipitation. Tech. Rep. № 331, IAEA, Vienna. 1992, 867 p.
664. Stein M., Wasserburg G.J., Aharon P., Chen J.H., Zhu Z.R., Bloom A. and Chappell J. TIMS U-series dating and stable isotopes of the last interglacial event in Papua New Guinea. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1993, 57, 2541-2554.
665. Stievenard M., Nikolaev P., Bol'shiyanov D.Yu., Fléhoc C., Jouzel J., Klementyev O.L., Souchez R. Pleistocene ice at the bottom of the Vavilov ice cap, Severnaya Zemlya, Russian Arctic. *Glaciol.* 1996, 42(142), 403-406.
666. Stirling C.H., Esat T.M., Lambeck K. and McCulloch M.T. Timing and duration of the Last Interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral growth. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998, 160, 745-762.
667. Stober I., Richter A., Brost E., and Bucher K. The Ohlsbach Plume - Discharge of deep saline water from the crystalline basement of the Black Forest, Germany. *Hydrogeol.* 1999, 7, 273-283.
668. Strandmann P.A.E.P. von, Burton K.W., Porcelli D., James R.H., Calsteren P. van, Gíslason S.R. Transport and exchange of U-series nuclides between suspended material, dissolved load and colloids in rivers draining basaltic terrains. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011, 301(1-2), 125-136.
669. Strandmann P.A.E.P. von, James R.H., Calsteren P. van, Gíslason S.R., Burton K.W. Lithium, magnesium and uranium isotope behaviour in the estuarine environment of basaltic islands. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008, 274(3-4), 462-471.
670. Strauss J., Schirrmeister I., Wetterich S., Borchers A. and Davydov S. Grain-size properties and organic-carbon stock of Yedoma Ice Complex permafrost from the Kolyma lowland, Northern Siberia. *Global Biogeochemical Cycles*. 2012, 26, GB3003.

671. Streletskaya I.D., Gusev E.A., Vasiliev A.A., Oblogov G.E., Molodkov A.N. Pleistocene - Holocene paleoenvironmental records from permafrost sequences at the Kara Sea coasts (NW Siberia, Russia). *Geography, Environment, Sustainability (GES)*. 2013, 6(3), 60-76.
672. Stute M., Desk J., Revesz K., Böhlke J.K., Deseö E., Weppernig R. and Schlosser P. Tritium/³He dating of river infiltration: An example from the Danube in the Szigetköcs area, Hungary. *Groundwater*. 1997, 35(5), 905-911.
673. Stute M., Schlosser P. Atmospheric Noble Gases. *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology*. Eds. Cook and Herczeg A. Kluwer Academic Publishers. 1999, 349-377.
674. Stute M., Sonntag C., Deak J., and Schlosser P. Helium in deep circulating groundwater in the Great Hungarian Plain: Flow dynamics and crustal and mantle helium fluxes. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1992, 56, 2051-2067.
675. Stute M., Clark J.F., Schlosser P., Broecker W.S. A 30,000 yr continental paleotemperature record derived from noble gases dissolved in groundwater from the San Juan Basin, New Mexico. *Quatern. Res.* 1995, 43, 209-220.
676. Stute M., Schlosser P. Principles and Applications of the Noble Gas Paleothermometer. *Climate Change in Continental Isotopic Records*. Geophysical Monograph. 1993, 78, 89-100.
677. Sukhija B.S., Shah C.R. Conformity of groundwater recharge by tritium and mathematical modeling. *Hydrol.* 1976, 30, 123-136.
678. Suksy J. Natural uranium as a tracer in radionuclide geosphere transport studies. Academic dissertation. University of Helsinki. Helsinki. Yliopistopaino. 2001, 56 p.
679. Suresh O., Dosseto A., Handley H.K., Hesse Assessment of a sequential phase extraction procedure for uranium-series isotope analysis of soil sand sediments. *Appl. Radiat. Isot.* 2014, 83, 47-55.
680. Suresh O., Dosseto A., Hesse P., Handley H.K. Soil formation rates determined from Uranium-series isotope disequilibria in soil profiles from the southeastern Australian highlands. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013, 379, 26-37.
681. Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataulin P., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.-W., Ingólfsson Ó., Jakobsson M., Kjær K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J., Lyså A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Möller V., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M.J., Spielhagen R.F., Stein R. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quatern. Sci. Res.* 2004, 23, 1229-1271.
682. Szabo B.J., Bush C.A., and Benson L. Uranium-series dating of carbonate (tufa) deposits associated with quaternary fluctuations of Pyramid lake, Nevada. *Quatern. Res.* 1996, 45, 271-281.
683. Takaoka N. and Mizutani Y. Tritogenic ³He in groundwater in Takaoka. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987, 85, 74-78.
684. Taylor C.B. A comparison of tritium and strontium-90 fall-out in the Southern Hemisphere. *Tellus*. 1968, 20 (4), 559-576.
685. Taylor C.B., Roether W. A uniform scale for reporting low-level tritium measurements in water. *Appl. Radiat. Isot.* 1982, 33, 377-382.
686. Thompson W.G., Spiegelman M.W., Goldstein S.L. and Speed R.C. An open-system model for U-series age determinations of fossil corals. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003, 210(1-2), 365-381.
687. Thurber D.L. Anomalous U²³⁴/U²³⁸ in nature. *Geoph. Res.* 1962, 67(11), 2381-2395.
688. Tichomirowa M., Heidel C. Regional and temporal variability of the isotope composition (O, S) of atmospheric sulphate in the region of Freiberg, Germany, and consequences for dissolved sulphate in groundwater and river water. *Isotopes in Environm. Health Studies*. 2012, 48, 118-143.
689. Tichomirowa M., Heidel C., Junghans M., Haubrich F., Matschullat J. Sulfate and strontium source identification in water by O, S, Sr isotopes and their temporal changes (1997-2008) in the region of Freiberg, central-eastern Germany. *Chem. Geol.* 2010, 276, 104-118.

690. Tolstikhin I., Kramers J. Evolution of matter: From the Big Bang to the present day. Cambridge University Press. 2008, 532 p.
691. Torgersen T., Clarke W.B., Jenkins W.J. The tritium/helium-3 method in hydrology. In: Isotope Hydrology (IAEA-SM-228/2). IAEA, Vienna. 1978, 917-930.
692. Torgersen T., Zop T., Clarke W.B., Jenkins W.J. and Broeker W.S. A new method for physical limnology - tritium-helium-3 ages - results for Lakes Erie, Huron and Ontario. *Limnol. Oceanogr.* 1977, 22, 181-193.
693. Torgersen T. Continental degassing flux of ^4He and its variability. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2010, 11, Q06002.
694. Toth J. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Geoph. Res.* 1963, 68, 4795-4812.
695. Tuovinen H. Mobilization of natural uranium series radionuclides at three mining sites in Finland. Academic dissertation. Faculty of Science of the University of Helsinki, Department of Chemistry. Helsinki. 2015, 56 p.
696. Uysal I.T., Feng Y., Zhao J.-X., Altunel E., Weatherley D., Karabacak P., Cengiz O., Golding S.D., Lawrence M.G., Collerson K.D. U-series dating and geochemical tracing of late Quaternary travertine in co-seismic fissures. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007, 257, 450-462.
697. Varni M., Carrera J. Simulation of groundwater age distribution. *Water Resour. Res.* 1998, 34(12), 3271-3281.
698. Vasil'chuk Y. & Vasil'chuk A. Spatial distribution of mean winter air temperatures in Siberian permafrost at 20–18 ka BP using oxygen isotope data. *Boreas.* 2014, 43(3), 678-689.
699. Vesterbacka P. ^{238}U -series radionuclides in Finnish groundwater-based drinking water and effective doses. Academic dissertation. Radiation and Nuclear Safety Authority, STUK University of Helsinki, Faculty of Science, Department of Chemistry, Laboratory of Radiochemistry. STUK-A213. Helsinki. 2005, 94 p.
700. Vidic A., Ilic Z., Benedik L. Recent measurements of $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ isotope ratio in spring waters from the Hadzici area. *Env. Radioact.* 2013, 120, 6-13.
701. Vigier N., Burton K.W., Gislason S.R., Rogers N.W., Schaefer B. The relationship between riverine U-series disequilibria and erosion rates in a basaltic terrain. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006, 249(3-4), 258-273.
702. Visser A.H. Broers P., Purtschert R., Sultenfus J., and de Jonge M. Groundwater age distributions at a public drinking water supply well field derived from multiple age tracers (^{85}Kr , $^3\text{H}/^3\text{He}$, and ^{39}Ar). *Water Resour. Res.* 2013, 49, 7778-7796.
703. Visser A. Trends in groundwater quality in relation to groundwater age. *Netherlands Geographical Studies* 384. Utrecht. 2009, 188 p.
704. Vogel J.C. ^{14}C groundwater dating. *Isotope hydrology* 1970. Vienna, IAEA. 1970 225-240.
705. Vogler S., Scholten J., Rutgers van der Loeff M., and Mangini A. Th-230 in the eastern North Atlantic: The importance of water mass ventilation in the balance of Th-230. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998, 156(1-2), 61-74.
706. Vonk J.E., Mann J., Davydov S., Davydova A., Spencer R.G.M., Schade J., Sobczak W., Zimov N., Zimov S., Bulygina E., Eglinton T.I., and Holmes R.M. High biolability of ancient permafrost carbon upon thaw. *Geograph. Res. Lett.* 2013, 40, 1-5.
707. Wang K., and Dickinson R.E. A review of global terrestrial evapotranspiration: Observation, modeling, climatology, and climatic variability. *Rev. Geoph.* 2012, 50, RG2005, doi:10.1029/2011RG000373.
708. Weise S., Moser H. Groundwater dating with helium isotopes. *Isotope techniques in water resources development*. IAEA, Vienna. 1987, 105-126.
709. Weiss R.F. Helium isotope effect in solution in water and seawater. *Science.* 1970 a, 168, 247-248.

710. Weiss R.F. The solubility of helium and neon argon in water and seawater. *Chemical Eng. Data*. 1971, 16, 235-241.
711. Weiss R.F. The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater. *Deep-Sea Res.* 1970 b, 17, 721-735.
712. Welp L.R., Randerson J.R., Finlay J.C., Davidov S., Zimova G.M., Davidova A.I., and Zimov S.A. A high-resolution time series of oxygen isotopes from the Kolyma River: Implications for the seasonal dynamics of discharge and basin-scale water use. *Geophys. Res. Lett.* 2005, 32, L14401.
713. Wilson A.T, Fergusson G.J. Origin of terrestrial tritium. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1960, 18(3-4), 273-277.
714. Wong C.T., Okamoto H.S., Milea A.M., Perera S.K., and Baumann F.J. Isotopic uranium activity ratios in California groundwater. *J. of the American Water Works Association*. 1999, 91(4), 171-185.
715. Yakir D. and Sternberg L.D.S.L. The use of stable isotopes to study ecosystem gas exchange. *Oecologia*. 2000, 123, 297–311.
716. Yamamoto M., Sato T., Sasaki K., Hama K., Nakamura T., Komura K. Anomalous high $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratios of Tatsunokuchi hot spring waters, Ishikawa Prefecture, Japanese *J. of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*. 2003, 255(2), 369-373.
717. Yamashita M. and Ii H. Estimation of evaporation rate of surface water using hydrogen and oxygen isotopic ratios. *Intern. J. of GEOMATE*. 2016, 11(26), 2659–2664.
718. Yezhova M., Polyakov V., Tkachenko A., Savitski L., Belkina P. Palaeowaters of North Estonia and their influence on changes of resources and the quality of fresh groundwaters of large coastal water supplies. *Geologija*. 1996, 19, 37-40.
719. Yi Y., Gibson J.J., Cooper L.W., Hélie J.-F., Birks S.J., McClelland J.W., Holmes R.M., and Peterson B.J. Isotopic signals (^{18}O , ^2H , ^3H) of six major rivers draining the pan-Arctic watershed. *Global Biochemical Cycles*. 2012, 26, GB1027.
720. Yokoyama T., Esat T.M., and Lambeck K. Coupled climate and sea-level changes deduced from Huon Peninsula coral terraces of the last ice age. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001, 193, 579-587.
721. Yokoyama Y., Esat T.M. Global climate and sea level: Enduring variability and rapid fluctuations over the past 150,000 years. *Oceanography*. 2011, 24(2), 54-69.
722. Yokoyama Y., Esat T.M. Long term variations of uranium isotopes and radiocarbon in the surface seawater recorded in corals. *Global Environmental Change in the Ocean and on Land*. Eds. M. Shiyomi et al. 2004, 279-309.
723. Yu E.F., Francois R., and Bacon M. Similar rates of modern and last-glacial ocean thermohaline circulation inferred from radiochemical data. *Nature*. 1996, 379, 689-694.
724. Yurtsever Y., Gat J. Atmospheric waters. Gat J.R., Gonantini R. (Eds.), *Stable Isotope Hydrology: Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle*. IAEA Tech. Res. Ser. 210. 1981, 103-142.
725. Zech M., Tuthorn M., Detsch F., Rozanski K., Zech R., Zöller L., Zech W., Glaser B.A. 220 ka terrestrial $\delta^{18}\text{O}$ and deuterium excess biomarker record from an eolian permafrost paleosol sequence, NE-Siberia. *Chem. Geol.* 2013, 360-361, 220-230.
726. Zeitler K., Closure temperature implications of concordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ potassium feldspar and zircon fission-track ages from high-grade terranes. *Nuclear Tracks*. 1985, 10, 441-442.
727. Zeitler K., Herczig A.L., McDougall I., and Honda M. U-Th-He dating of apatite: a potential thermochronometer. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1987, 51, 2865-2868.
728. Zhu G.F., Li X., Su Y.H., Zhang K., Bai Y., Ma J.Z., Li C.B., Hu X.L., and He J.H. Simultaneous parameterization of the two-source evapotranspiration model by Bayesian approach: application to spring maize in an arid region of northwest China. *Geoscientific Model Development Discussions*. 2014, 7, 741-775.

729. Zhou J., Lundstrom C.C., Fouke B., Panno S., Hackley K., Curry B. Geochemistry of speleothem records from southern Illinois: Development of $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ as a proxy for paleoprecipitation. Chem. Geol. 2005, 221, 1-20.

Фондовая и нормативная

730. Методические указания по прогнозированию пожарной опасности в лесах по условиям погоды. Л., Гидрометеиздат. 1975, 15 с.

731. Рекомендации по расчету испарения с поверхности суши. Л., Гидрометеиздат, 1976, 96 с.

732. Указания по расчету испарения с поверхности водоемов. Л., Гидрометеиздат. 1969, 82 с.

Электронные ссылки

733. http://en.wikipedia.org/wiki/Ice_core, дата обращения 17.01.2016.

734. <http://isohis.iaea.org/>, дата обращения 31.01.2011.

735. http://wateriso.eas.purdue.edu/waterisotopes/pages/data_access/oipc.html, дата обращения 02.11.2018.

736. http://www.thefullwiki.org/Lake_Vostok, дата обращения 20.03.2016.

737. https://pangea.stanford.edu/research/groups/structure/research.php?rg_id=33&rgpr_id=63, дата обращения 25.03.2016.

738. <http://www.ars.usda.gov/main/>, дата обращения 19.04.2016.

739. <http://www.ars.usda.gov/Services/>, дата обращения 19.04.2016.

740. <ftp://n4ftl01u.ecs.nasa.gov/MOST/MOD10A2.005>, дата обращения 09.05.2009.

741. http://www.kursikz/news/obshestvo/tayanie_lednikov_mozhet_unichtozhit_strany_tsentralnoy_azii_eksperty/, дата обращения 19.04.2016.

742. https://en.wikipedia.org/wiki/List_of_large-scale_temperature_reconstructions_of_the_last_2,000_years, дата обращения 07/03/2017.

743. http://web.maths.unsw.edu.au/~matthew/tracer_model.htm, дата обращения 18.05.2014.

744. <http://meteo.ru/data/164-soil-temperature>, дата обращения 29.08.2013.

745. http://www.atlas-yakutia.ru/weather/spravochnik/temp_grunt/climate_sprav-temp_grunt_2943001130.php, дата обращения 21.09.2018.

746. <http://meteo.ru/data/164-soil-temperature#каталог-станций>, дата обращения 02.03.2008.

747. https://pangea.stanford.edu/research/groups/structure/research.php?rg_id=33&rgpr_id=63, дата обращения 22.07.2016.

748. http://www.thefullwiki.org/Lake_Vostok, дата обращения 12.11.2018.

749. https://en.wikipedia.org/wiki/Description_of_the_Medieval_Warm_Period_and_Little_Ice_Age_in_IPCC_reports, дата обращения 02.03.2020.

750. https://en.wikipedia.org/wiki/Description_of_the_Medieval_Warm_Period_and_Little_Ice_Age_in_IPCC_reports, дата обращения 07/03/2017.

Приложения

Приложение А. Примеры тестовых расчетов по оценке влияния емкости гетерогенной среды (двуслойный пласт) на результаты $^3\text{H}/^3\text{He}$ датирования

Условия расчета.

Мощности:

плохо проницаемый пласт («глина») – 2 м,

хорошо проницаемый пласт («песок») – 1 м,

Размер по горизонтали – 3000 м.

Гидравлический градиент – 0,0025.

Разбивка модели – по вертикали 0,1 м, разбивка по горизонтали 1 м.

Начальная концентрация – трития $[^3\text{H}] = 1$, тритигенного гелия-3 $[^3\text{He}_{\text{TRIT}}] = 0$.

Расчетное время – 13,5, 27, 55, 110 лет, шаг 0,1 года.

Гидродисперсия отсутствует.

Коэффициенты диффузии, D_m ($\text{м}^2/\text{с}$):	Хорошо проницаемый пласт («песок»)	Плохо проницаемый пласт («глина»)
родительский изотоп (тритий – самодиффузия воды)	$1,1 \times 10^{-9}$	$0,9 \times 10^{-9}$
дочерний изотоп (тритигенный гелий-3)	$3,0 \times 10^{-9}$	$1,0 \times 10^{-9}$
Коэффициент фильтрации, k_f (м/сут.)	6,8	0,00001
Пористость, n	переменная	переменная

Схема расположения графиков
на рисунках с результатами расчета массопереноса трития (^3H) и тритигенного гелия-3 ($^3\text{He}_{\text{TRIT}}$) в гетерогенной среде.

Емкостные параметры пластов:

пористость слабо проницаемого пласта
 пористость хорошо проницаемого пласта
 время от начала переноса

a) распределение концентраций трития в вертикальном сечении модели <i>Плохо проницаемый пласт – «глина»</i>
<i>Хорошо проницаемый пласт – «песок»</i>

b) распределение концентраций тритигенного гелия-3 в вертикальном сечении модели <i>Плохо проницаемый пласт – «глина»</i>
<i>Хорошо проницаемый пласт – «песок»</i>

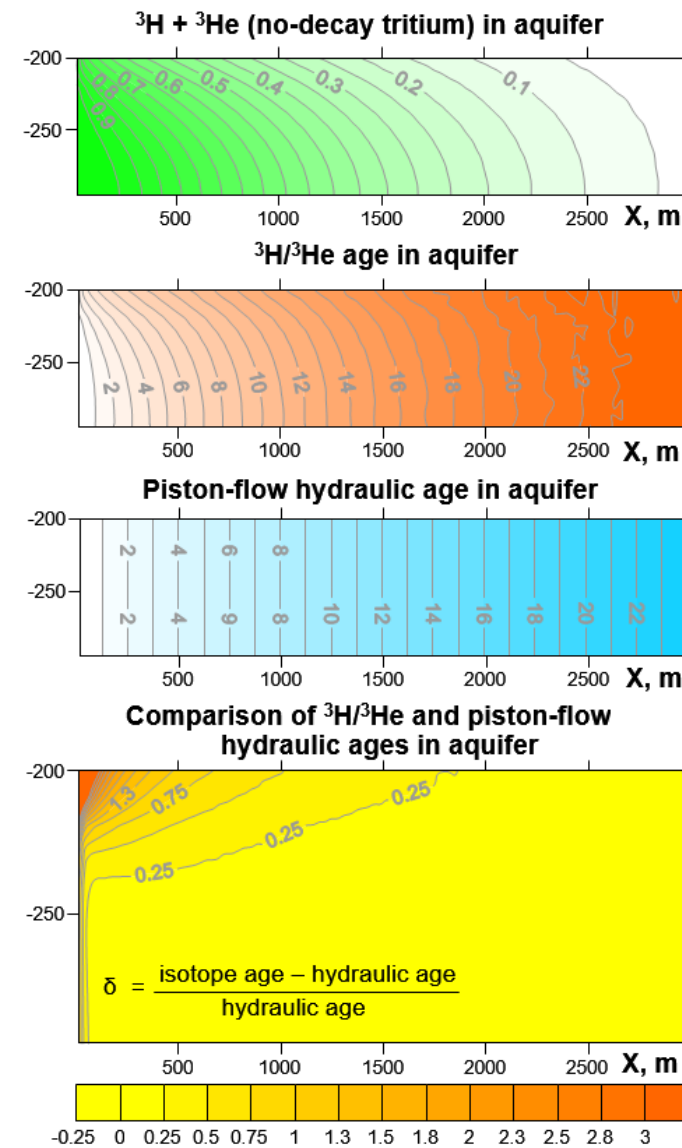
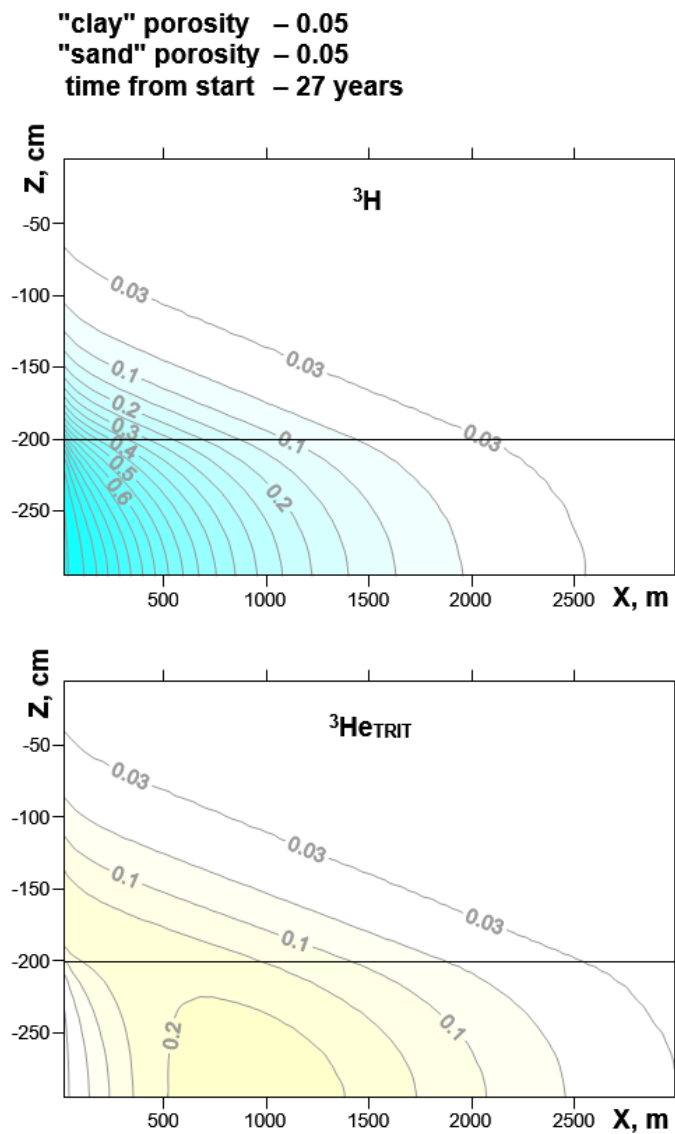
c) распределение суммы содержаний трития и тритигенного гелия-3 в вертикальном сечении хорошо проницаемого пласта

d) распределение тритий/гелий-3 возраста в вертикальном сечении хорошо проницаемого пласта

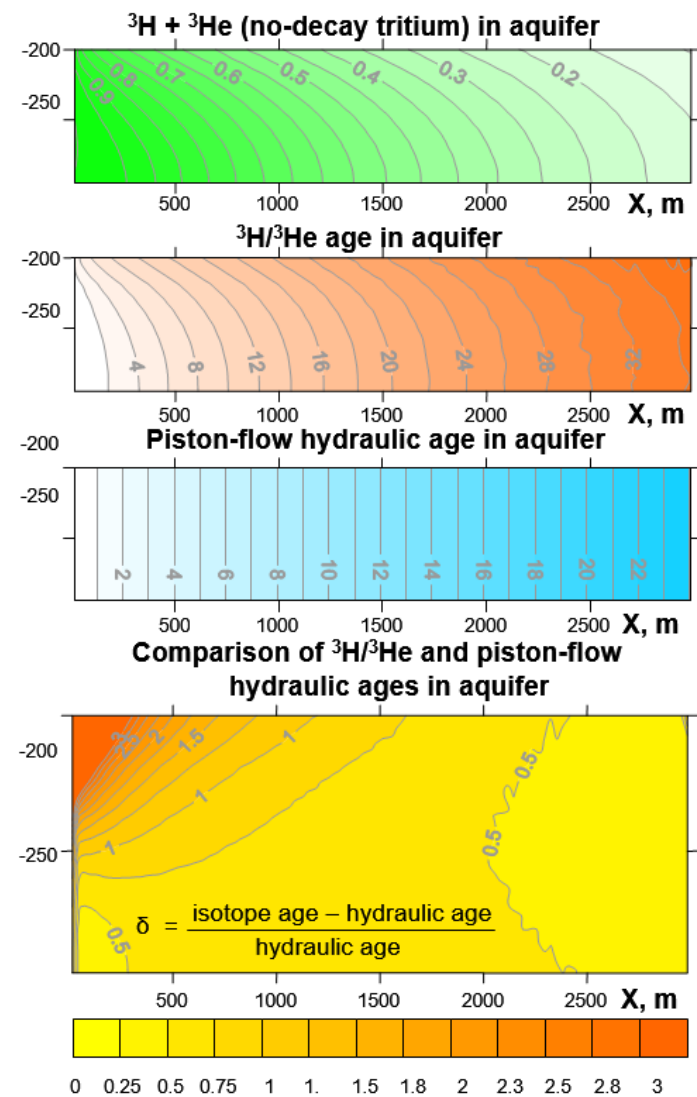
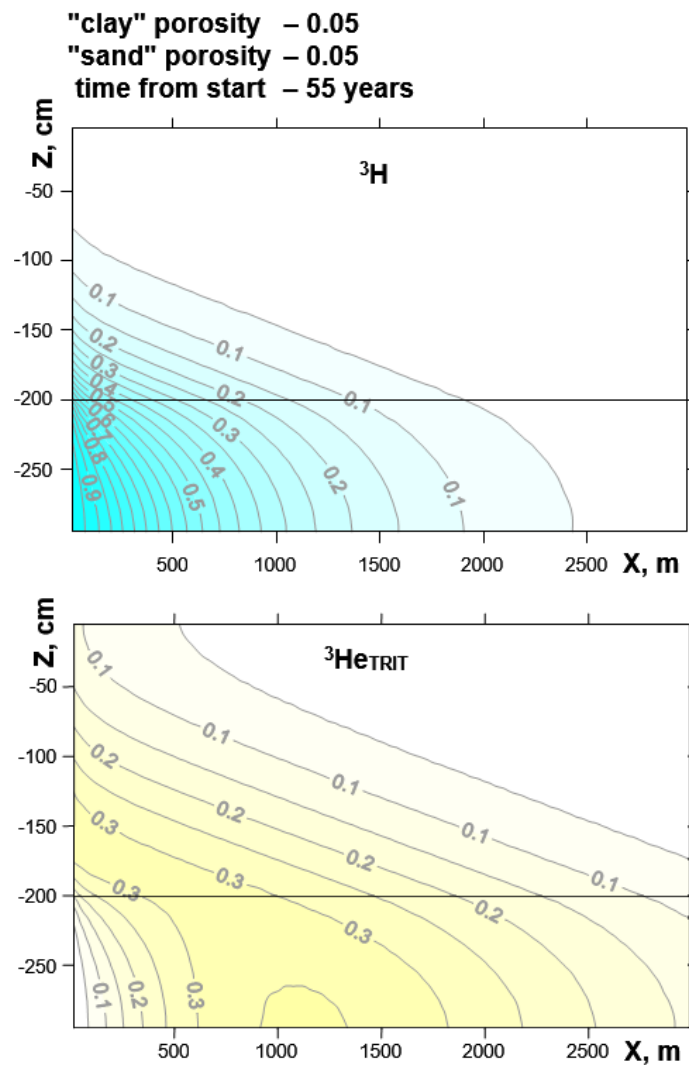
e) распределение гидравлического возраста в вертикальном сечении хорошо проницаемого пласта

f) распределение отклонения изотопного возраста от истинного в вертикальном сечении хорошо проницаемого пласта

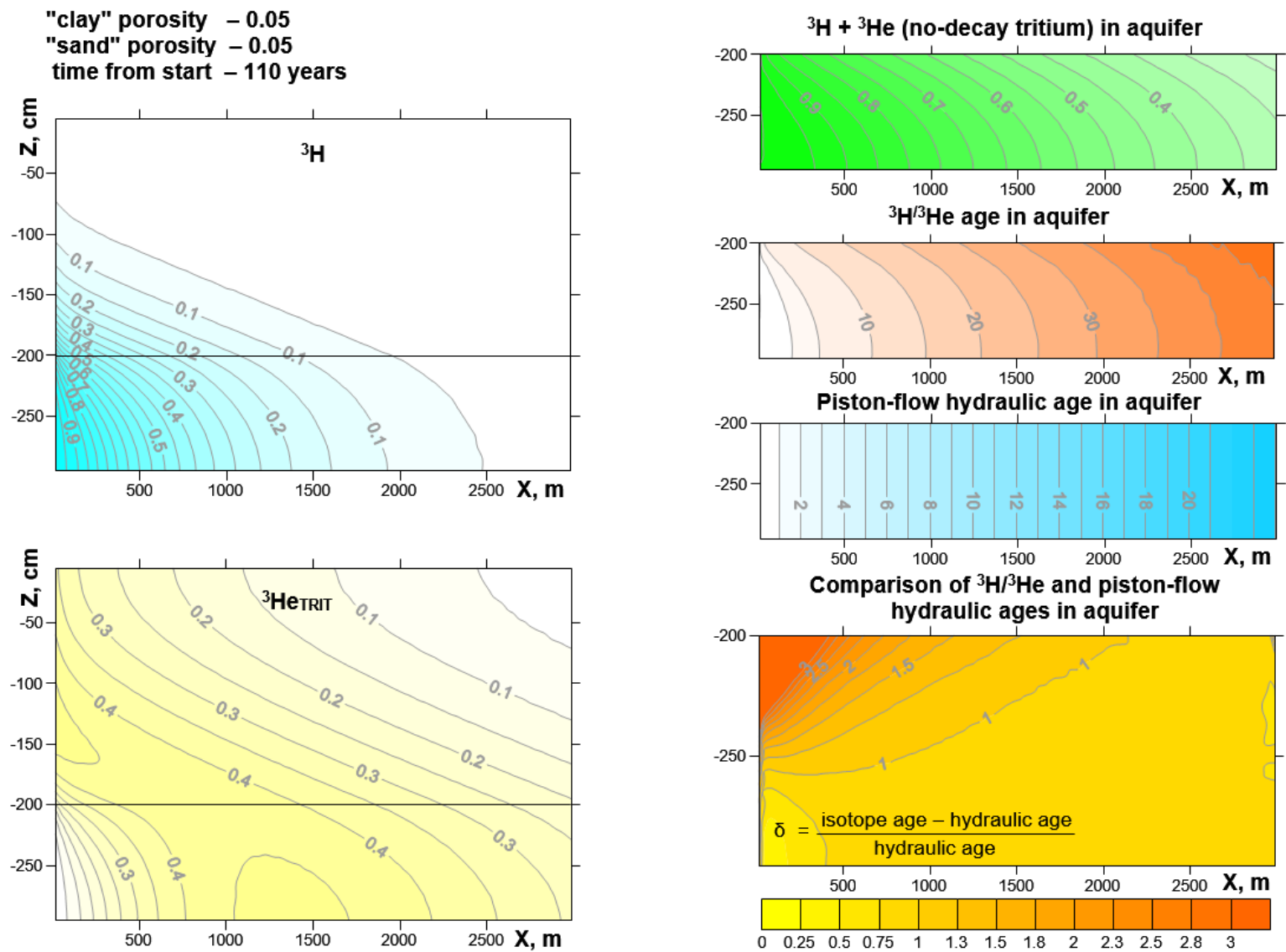
$$\delta = \frac{\text{isotope age} - \text{hydraulic age}}{\text{hydraulic age}}$$



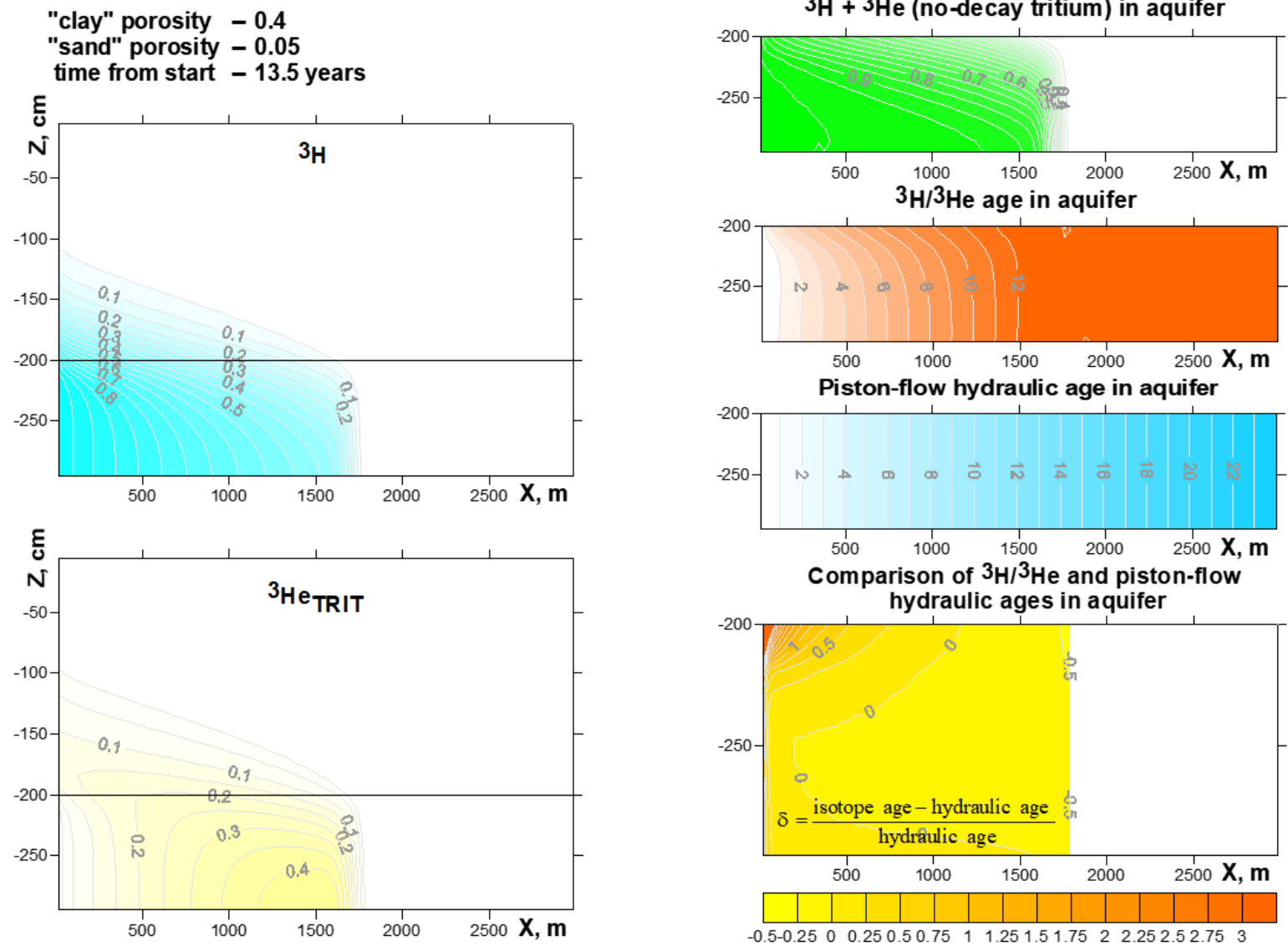
Приложение А.2. Распределение концентраций трития, тритигенного гелия-3, изотопных и гидравлических возрастов в вертикальном сечении модели при различных параметрах емкости хорошо и слабопроницаемого пласта для различных моментов времени переноса.



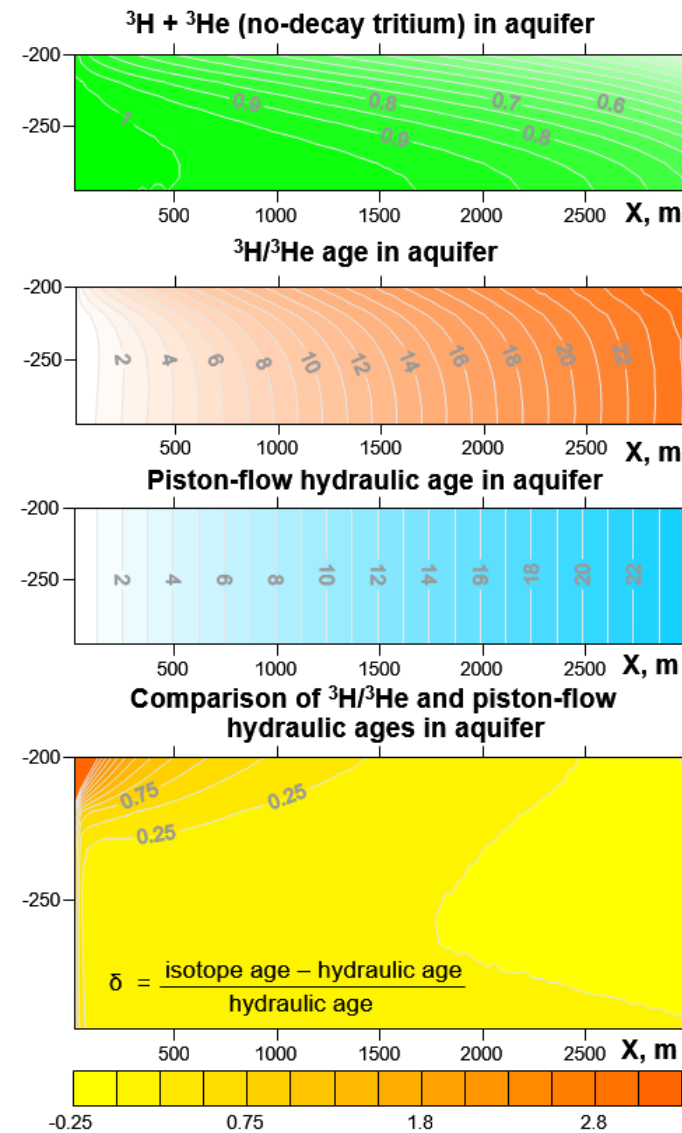
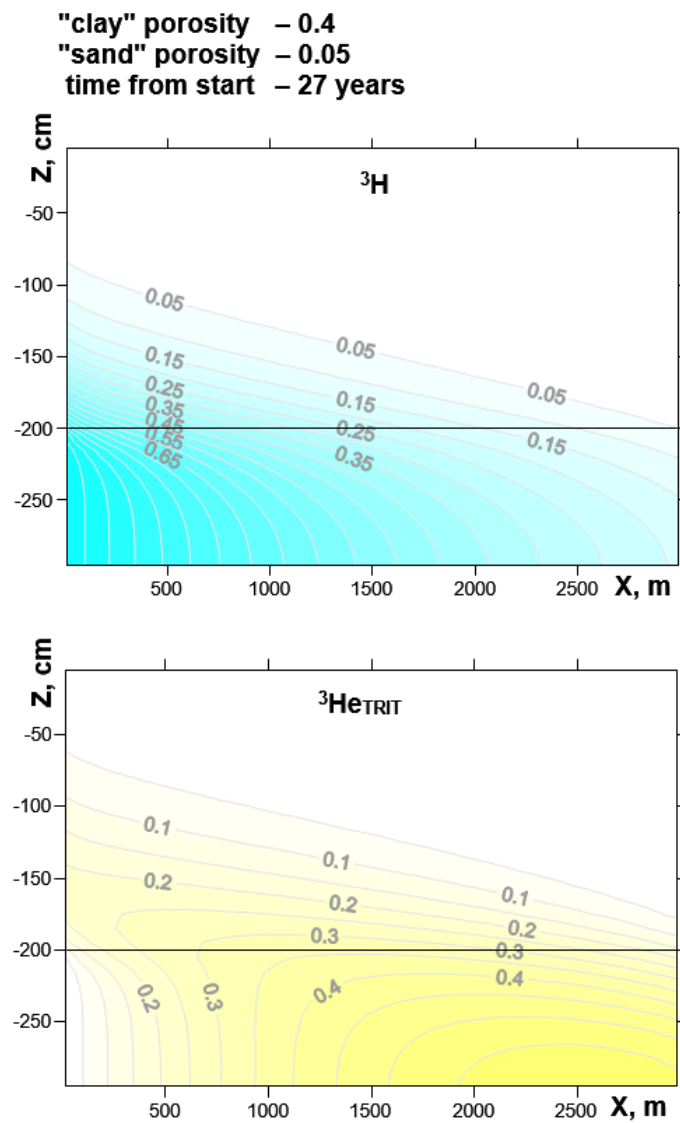
Приложение А.3. Распределение концентраций трития, тритигенного гелия-3, изотопных и гидравлических возрастов в вертикальном сечении модели при различных параметрах емкости хорошо и слабопроницаемого пласта для различных моментов времени переноса.



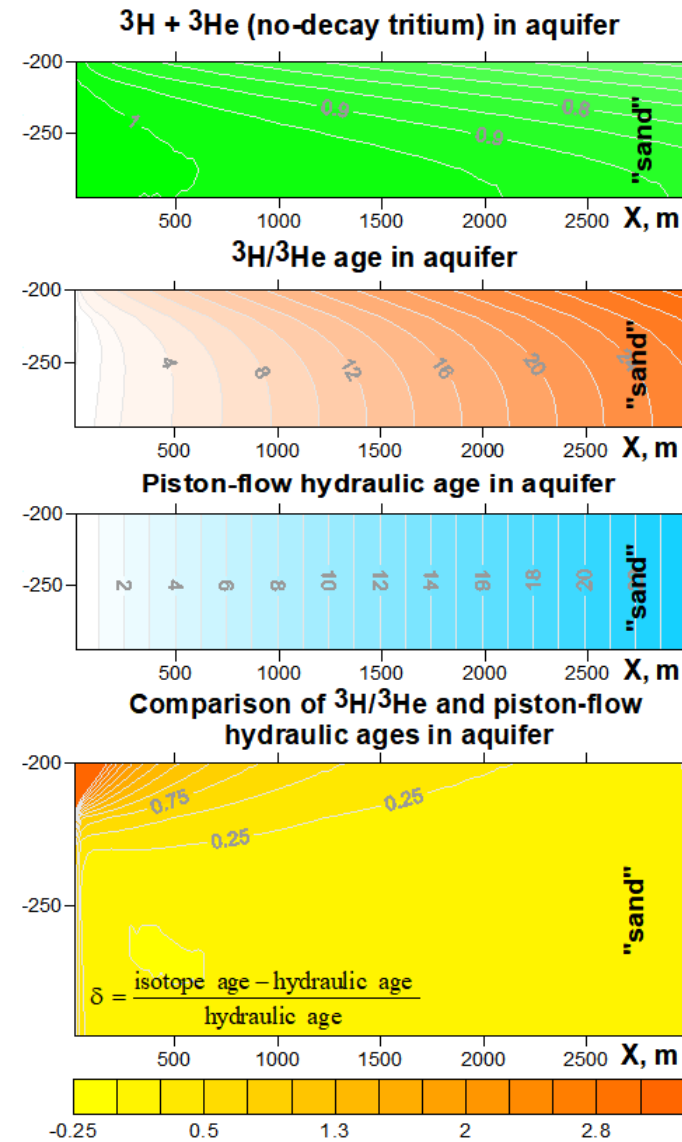
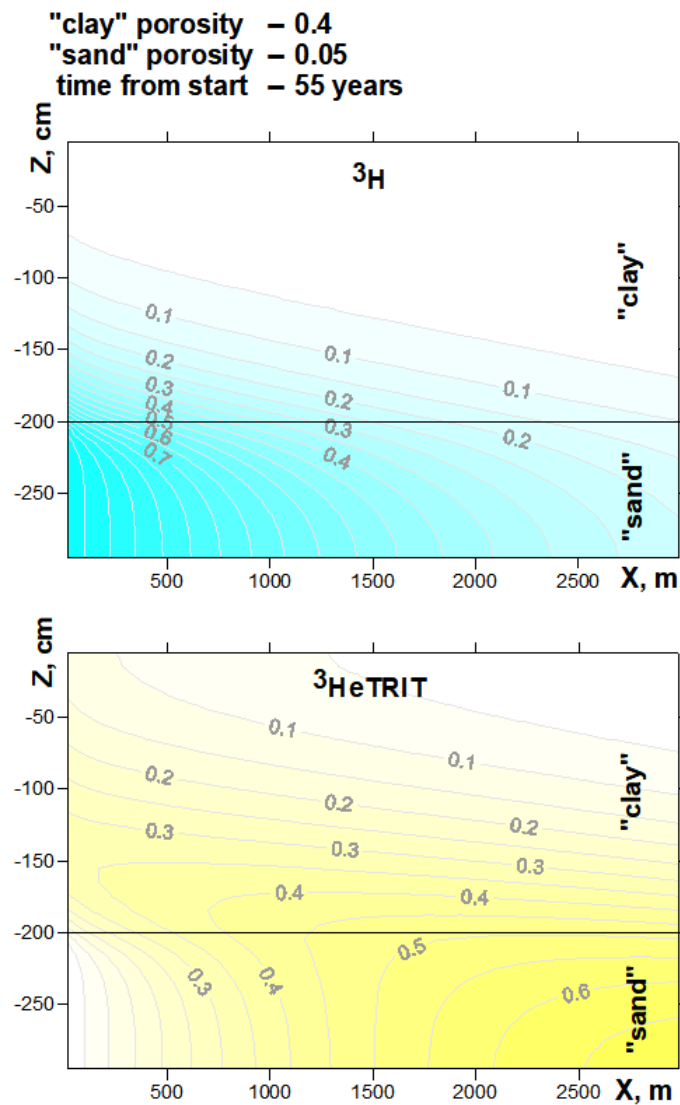
Приложение А.4. Распределение концентраций трития, тритигенного гелия-3, изотопных и гидравлических возрастов в вертикальном сечении модели при различных параметрах емкости хорошо и слабопроницаемого пласта для различных моментов времени переноса.



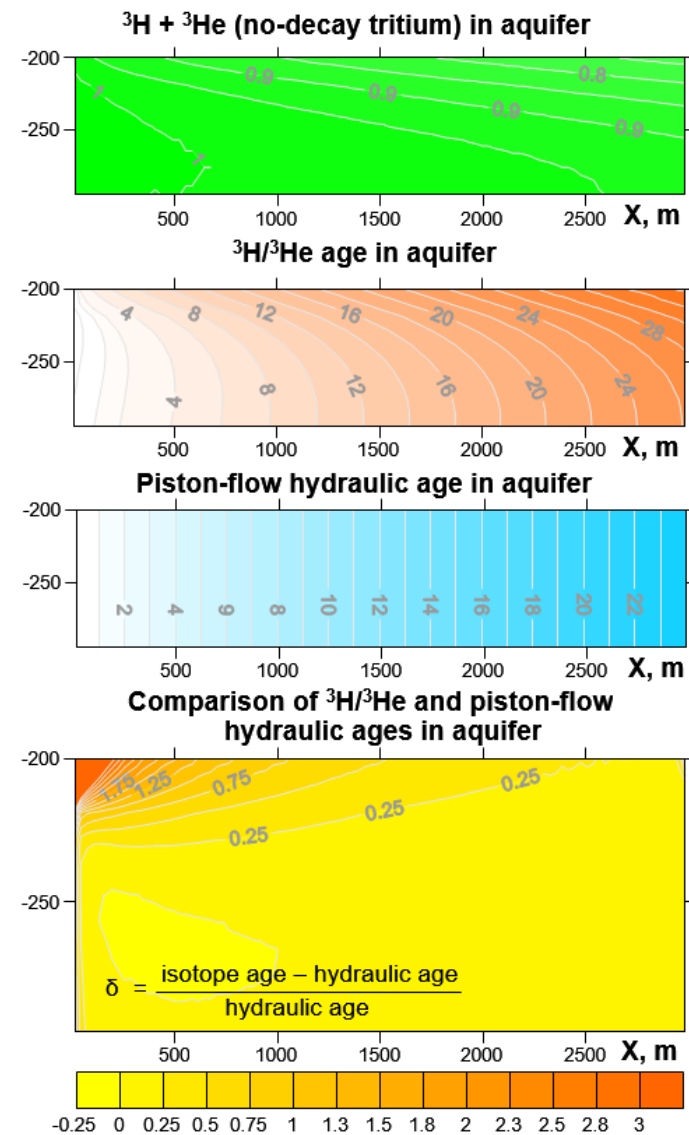
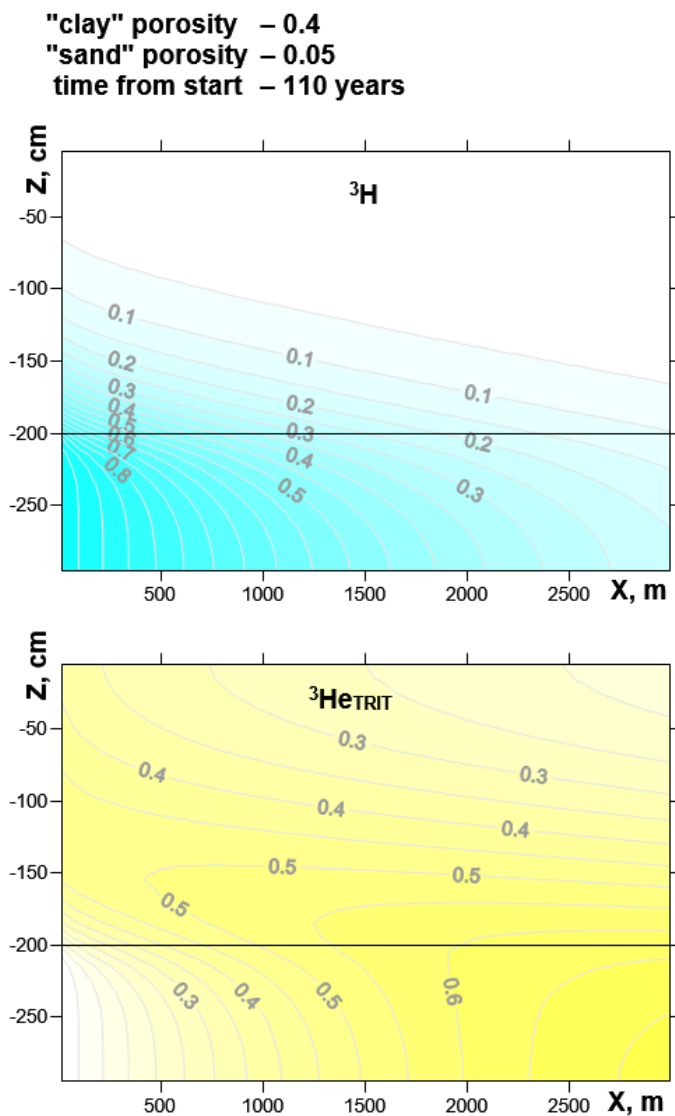
Приложение А.5. Распределение концентраций трития, тритигенного гелия-3, изотопных и гидравлических возрастов в вертикальном сечении модели при различных параметрах емкости хорошо и слабопроницаемого пласта для различных моментов времени переноса.



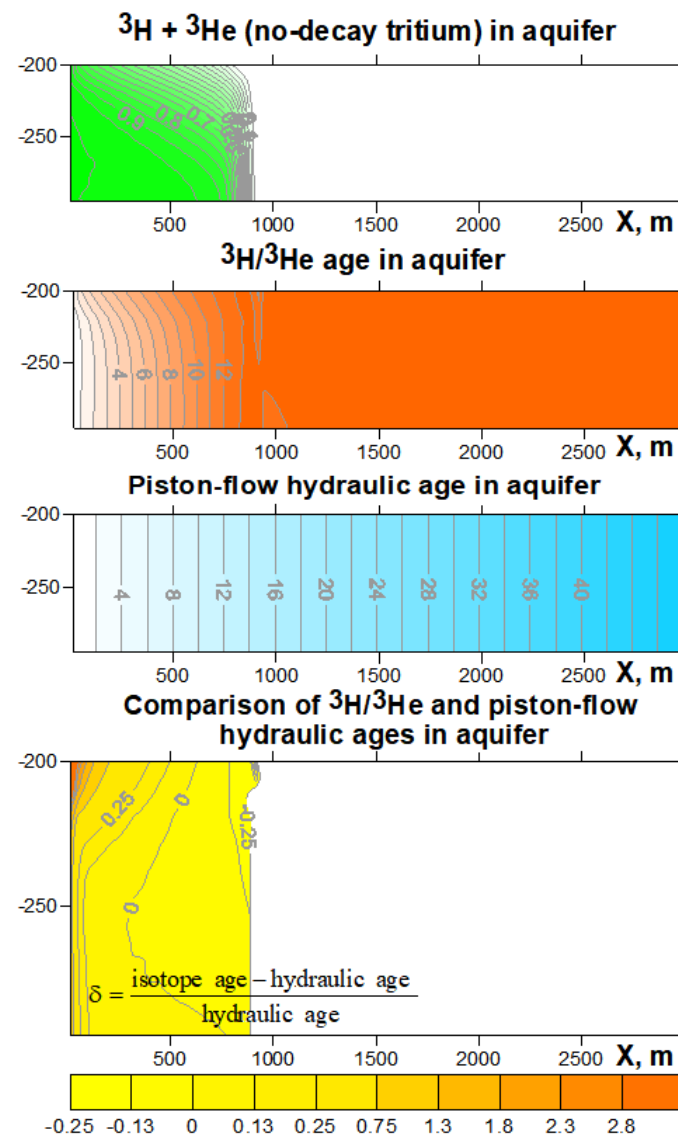
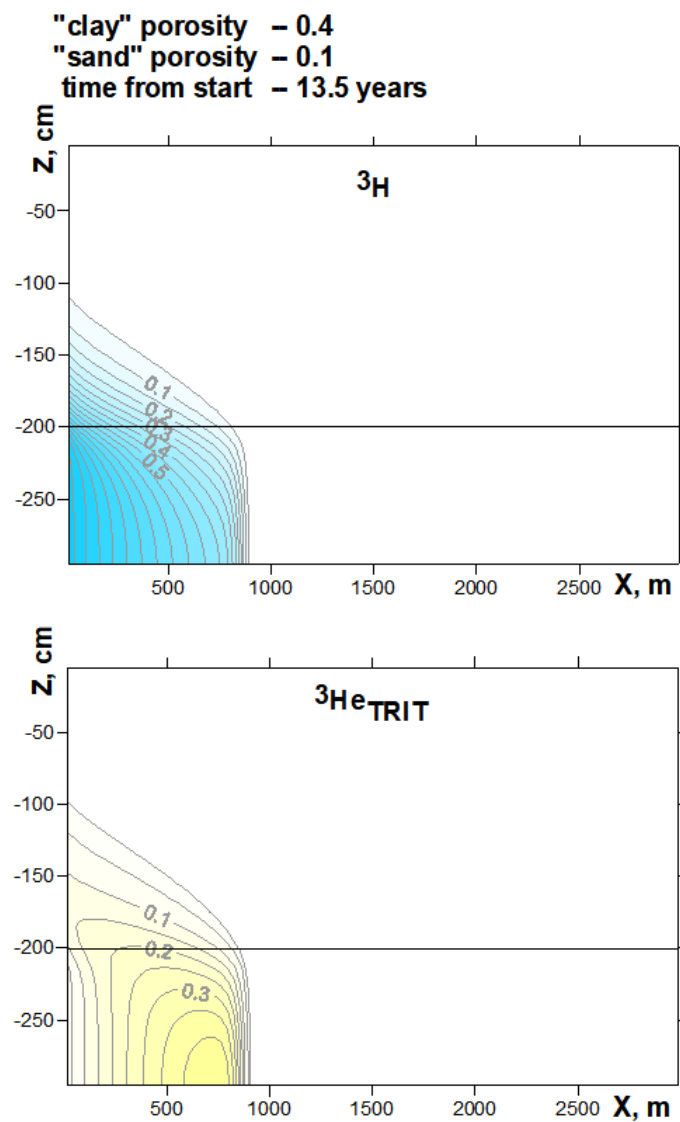
Приложение А.6. Распределение концентраций трития, тритигенного гелия-3, изотопных и гидравлических возрастов в вертикальном сечении модели при различных параметрах емкости хорошо и слабопроницаемого пласта для различных моментов времени переноса.



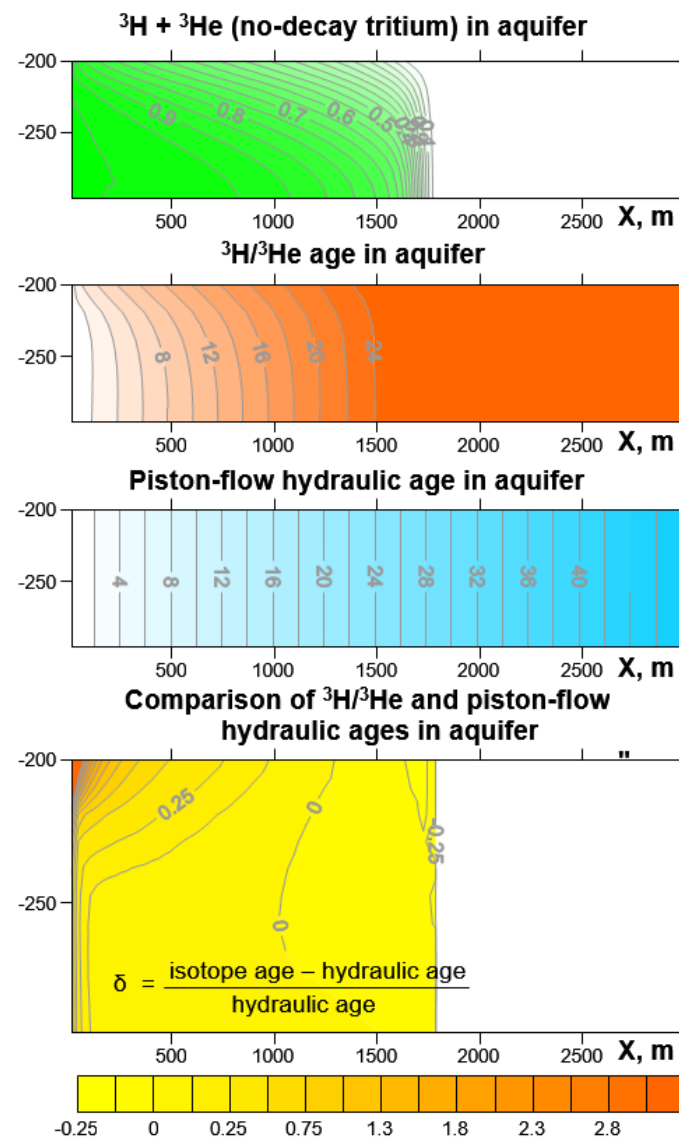
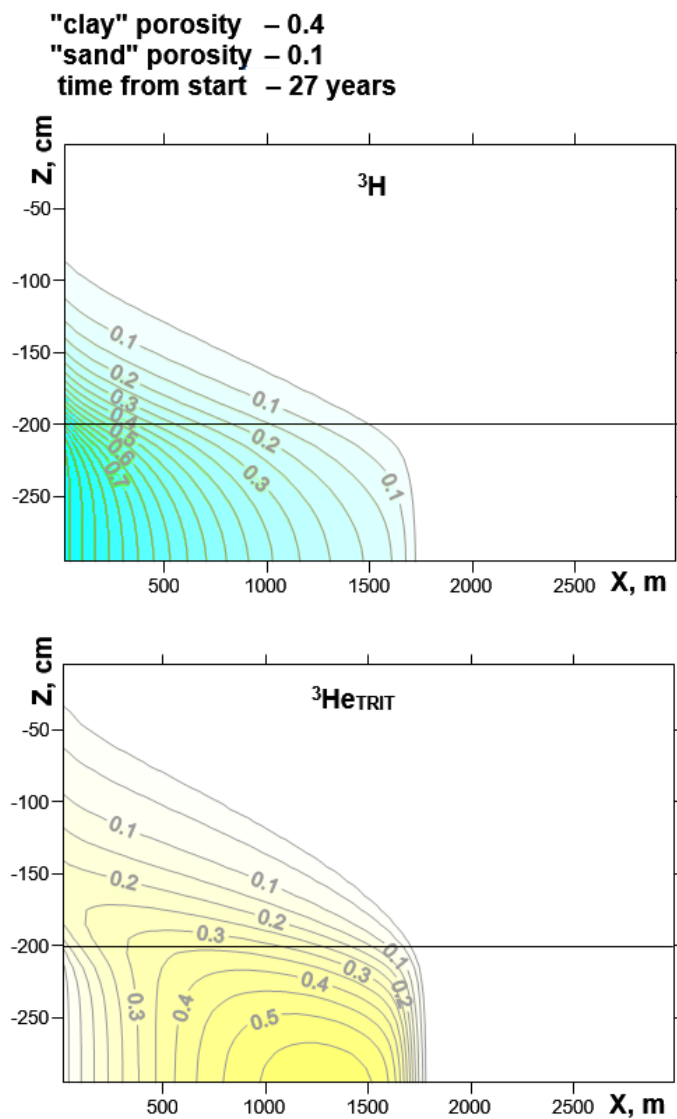
Приложение А.7. Распределение концентраций трития, тритигенного гелия-3, изотопных и гидравлических возрастов в вертикальном сечении модели при различных параметрах емкости хорошо и слабопроницаемого пласта для различных моментов времени переноса.

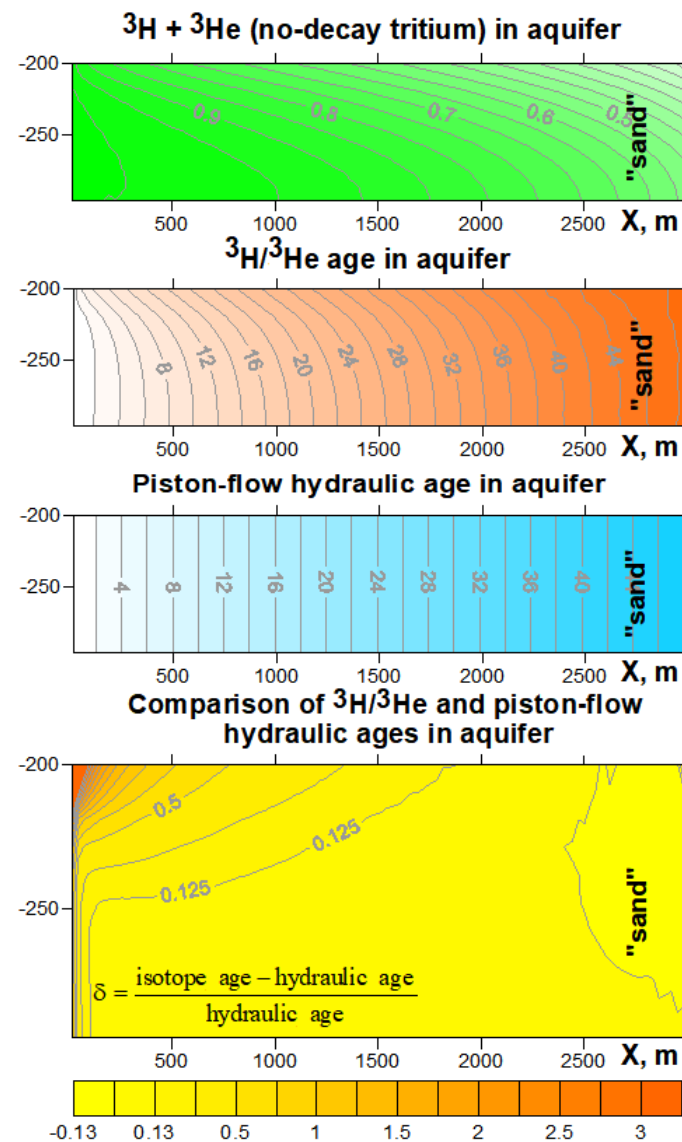
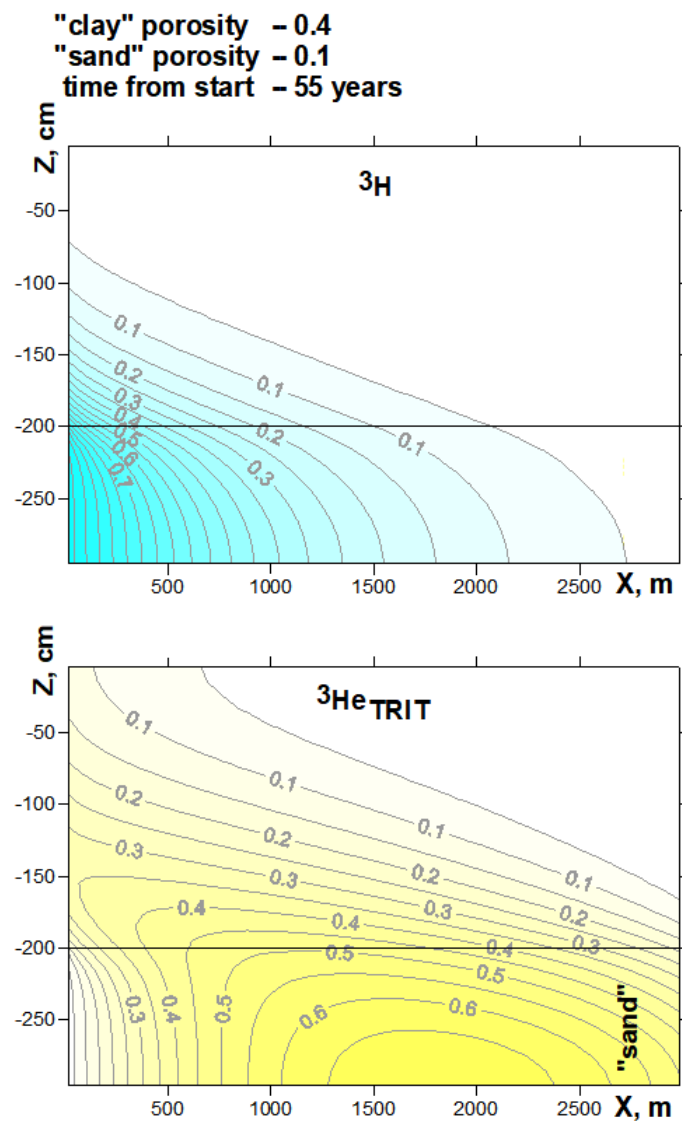


Приложение А.8. Распределение концентраций трития, тритигенного гелия-3, изотопных и гидравлических возрастов в вертикальном сечении модели при различных параметрах емкости хорошо и слабопроницаемого пласта для различных моментов времени переноса.

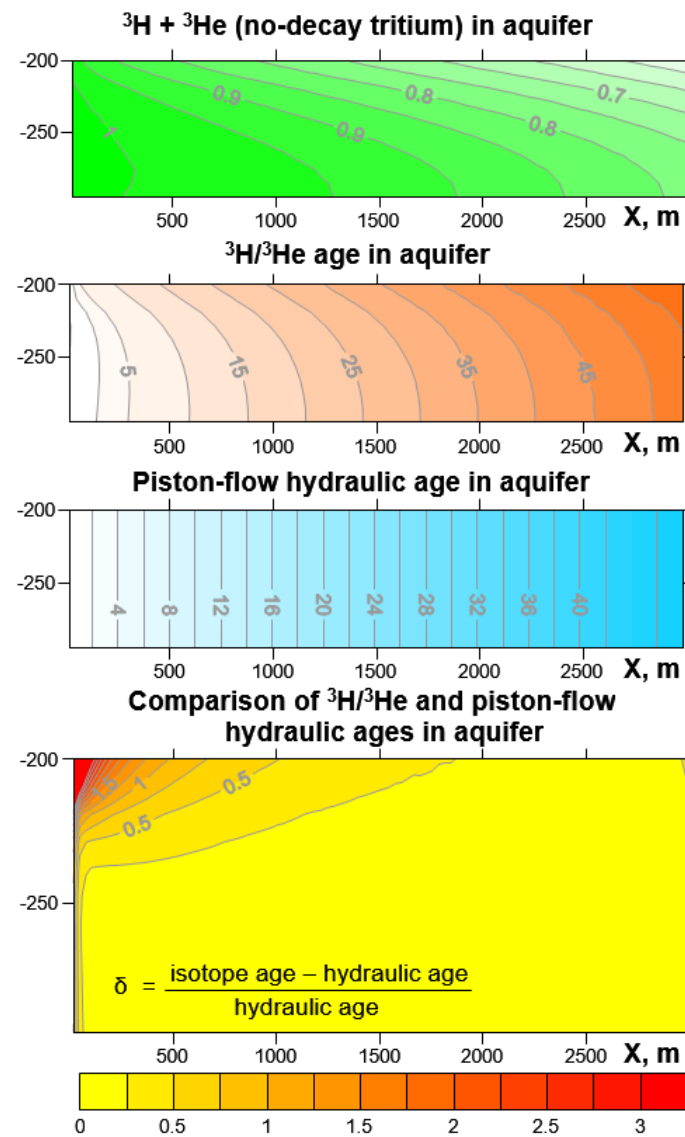
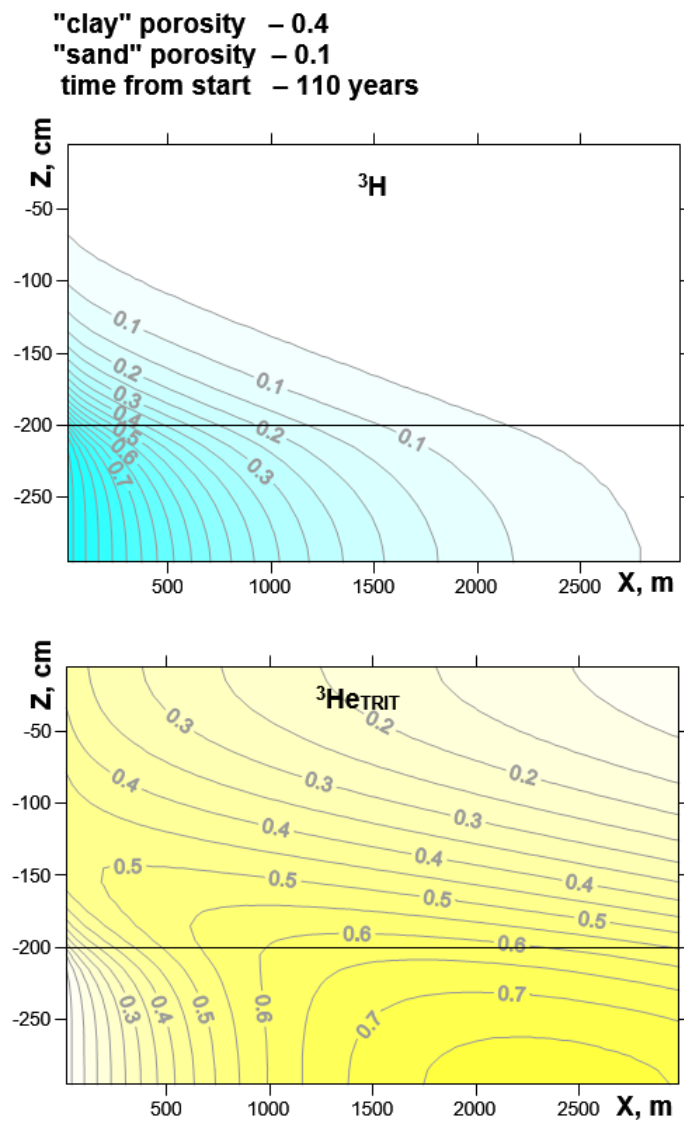


Приложение А.9. Распределение концентраций трития, тритигенного гелия-3, изотопных и гидравлических возрастов в вертикальном сечении модели при различных параметрах емкости хорошо и слабопроницаемого пласта для различных моментов времени переноса.





Приложение А.11. Распределение концентраций трития, тритигенного гелия-3, изотопных и гидравлических возрастов в вертикальном сечении модели при различных параметрах емкости хорошо и слабопроницаемого пласта для различных моментов времени переноса.



Приложение А.12. Распределение концентраций трития, тритигенного гелия-3, изотопных и гидравлических возрастов в вертикальном сечении модели при различных параметрах емкости хорошо и слабопроницаемого пласта для различных моментов времени переноса.

Приложение Б. Список сокращений

Организации:

ВИМС	— Всероссийский Институт Минерального Сырья, г. Москва
ВМО	— Всероссийское минералогическое общество
ВСЕГЕИ	— Всероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского
ВСЕГИНГЕО	— Всероссийский Институт Гидрогеологии и Инженерной геологии, пос. Зеленый Московской области
ГИ КНЦ РАН	— Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты Мурманской области
ГХК	— ФГУП «Горно-химический комбинат» г. Железногорск Красноярского края (бывший Красноярск-26)
ЗИН РАН	— Зоологический институт Российской академии наук, СПб
ИБПиГЭ НАН КР	— Институт вводных проблем и гидроэнергетики национальной академии наук Кыргызской республики, г. Бишкек, КР
КарНЦ РАН	— Карельский научный центр РАН
КНЦ РАН	— Кольский научный центр РАН
КФУ	— Крымский федеральный университет им. В.И. Вернадского
МАГАТЭ	— Международное Агентство по Атомной Энергии, г. Вена, Австрия
МГУ	— Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
МНТЦ	— Международный научно-технический центр (научный фонд), Москва
МОИП	— Московское общество испытателей природы
НАН	— национальная академия наук
НИУ	— национальный исследовательский университет
НБС США	— Национальное бюро стандартов США
РАН (RAS)	— Российская академия наук (Russian academie of Sciences)
РГГМУ	— Российский государственный гидрометеорологический университет
РГО	— Русское географическое общество
Росгидромет	— Российское федеральное агентство по гидрометеорологии; Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды
РФ	— Российская Федерация
РФЯЦ-ВНИИЭФ	— Российский федеральный ядерный центр Всероссийский институт экспериментальной физики, г. Саров (бывший Арзамас-16)
СО РАН	— Сибирское отделение РАН
СПбГУ	— Санкт-Петербургский государственный университет
СХК АО	— Акционерное общество «Сибирский химический комбинат», г. Северск Томской области (бывший Томск-7)
ТППУ	— Томский государственный политехнический университет
ТюмГНУ	— Тюменский государственный нефтяной университет
ANDRA	— The French National Agency for Radioactive Waste Management
GNIP IAEA	— Global Network Isotope in Precipitation of International Atomic Energy Agency
IAEA	— International Atomic Energy Agency
NAGRA	— Swiss technical competence center in the field of deep geological disposal of radioactive waste
NIST	— the US National Institute for Standards and Technology
SKB	— Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Company

Аббревиатуры:

АН	— академия наук
АЭС	— атомная электростанция
ГЛМВ	— глобальная линия метеорных вод
ГМСН	— государственный мониторинг состояния недр
ГМС	— гидрометеостанция
ГОК	— горно-обогатительный комбинат
ЕТР	— Европейская территория России
ЖРО	— жидкие радиоактивные отходы
ЛЛМВ	— локальная линия метеорных вод
ММГП	— многолетнемерзлые горные породы
МДА	— минимальная детектируемая активность
МС	— метеорологическая станция
НПО	— а) нижний предел определения (обнаружения), б) научно-производственное объединение (с именем собственным)
НРБ	— нормы радиационной безопасности
ОЯТ	— отработавшее ядерное топливо
ПВ	— подземные воды
ПДК	— предельно допустимая концентрация
ПЖЛ	— полигонально-жилые льды
ПРН	— природные радионуклиды из цепочек ^{232}Th , ^{235}U , ^{238}U
РАО	— радиоактивные отходы
СанПиН	— санитарные правила и нормы
СО РАН	— Сибирское отделение Российской академии наук
СТС	— сезонно-талый слой (синонимы – «активный/деятельный слой»)
УВ	— уровень вмешательства (аналог ПДК для радионуклидов)
УрО РАН	— Уральское отделение Российской академии наук
ЯТЦ	— ядерный топливный цикл
ICP MS	— Inducted Coupled Plasma Mass-Spectrometry

Внутритекстовые сокращения:

ак.	— академик
вдхрн.	— водохранилище
г., гг.	— город (перед именем собственным) год, годы (после даты)
исп.	— исполнитель в коллективе проекта, финансируемого научным фондом
обл.	— область
оз.	— озеро
пос.	— поселок
р.	— река
рук.	— руководитель проекта, финансируемого научным фондом
руч.	— ручей
т.л.н.	— тысяч лет назад
хр.	— хребет
чл.-корр. РАН	— член-корреспондент Российской академии наук

Сокращения в списке литературы для русскоязычных журналов и книг

Сокращение	Расшифровка
Авто. ... к.	— автореферат диссертации на соискание степени кандидата
Авто. ... д.	— автореферат диссертации на соискание степени доктора
Бюл.	— Бюллетень (с заглавной буквы – в названии журнала)
Вест.	— Вестник (с заглавной буквы – в названии журнала)
Вопр.	— Вопросы (с заглавной буквы – в названии журнала или продолжающейся серии изданий)
Всеросс.	— всероссийский, всероссийская
Вып.	— выпуск
гос.	— государственный
ДАН	— Доклады Академии наук СССР (журнал)
Доклады РАН	— Доклады Российской академии наук (журнал)
Дисс. ... к.	— диссертация на соискание степени кандидата
Дисс. ... д.	— диссертация на соискание степени доктора
Докл.	— доклад, доклады, докладов (с заглавной буквы – в названии журнала)
Зап.	— Записки (с заглавной буквы – в названии журнала)
Изв.	— Известия (с заглавной буквы – в названии журнала)
изд.	— издательство
ин-т	— институт
исс.	— исследовательский, исследовательского
конф.	— конференция
кн.	— книга, в книге
Л.	— Ленинград
М.	— Москва
Мат.	— Материалы
межд.	— международная, международный, международной
научн.	— научных, научный
нац.	— национальный, национального
н.-тех.	— научно-технический, научно-техническая
н.-практ.	— научно-практической, научно-практическая
отч.	— отчет
регион.	— региональный, региональная
ред.	— редактор, редакторы, под редакцией, ответственный редактор
Тр.	— Труды (с заглавной буквы – в названии журнала)
сб.	— сборник, в сборнике
Сер.	— серия (в названии выпуска журнала)
СПб	— Санкт-Петербург
тем.	— тематический
ун-т	— университет
Уч. зап.	— Ученые записки (с заглавной буквы – в названии журнала)

Физические величины:

α	— альфа-излучение, альфа-частица
β	— бета-излучение, бета-частица
γ	— гамма-излучение, гамма-квант
P	— давление
T	— температура
t	— время
ϵ	— инфильтрационное питание подземных вод, как правило, мм/год

Единицы измерения:

г/г	— грамм на грамм (для микроэлементов, как правило, $n \times 10^{-6}$);
мг/л, мг/дм ³ , ppm	— миллиграмм на литр, миллиграмм на дециметр кубический, частей на миллион (то же, что мг/л или $n \times 10^{-6}$ грамм на грамм)
г/л	— грамм на литр (применяется для макрокомпонентов).
мнум, абс.м	— метров над уровнем моря, абсолютная высота в метрах
ТЕ	— тритиевая единица (tritium unite – TU) 1 ТЕ = 0,119 Бк/л беккерелей на литр (распадов в секунду на литр)

Изотопы, имеющие собственные названия (из использованных в тексте):

¹ H	— протий
² H	— дейтерий
³ H	— тритий
¹⁴ C	— радиоуглерод
²²² Rn	— радон (продукт распада ²³⁸ U)
²²⁰ Rn	— торон (продукт распада ²³² Th)
²¹⁹ Rn	— актинон (продукт распада ²³⁵ U)