

На правах рукописи

**ТОКАРЕВ
Игорь Владимирович**

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

Том 2

Раздел III. Примеры использования изотопных индикаторов для изучения условий формирования ресурсов, качества и прогноза состояния водных объектов

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание учёной степени
доктора геолого-минералогических наук

Специальность
1.6.6 – Гидрогеология

Санкт-Петербург
2024

РЕФЕРАТ

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

Раздел III. Примеры использования изотопных индикаторов для изучения условий формирования ресурсов, качества и прогноза состояния водных объектов	6
III.1. Замкнутые структуры	6
III.1.1. Горно-аридная территория без оледенения (провинция Альмерия, Испания)	6
III.1.1.1 Общие сведения о районе работ	7
III.1.1.2 Анализ условий формирования качества подземных вод	9
III.1.1.3 Оценка ресурсов подземных вод	12
III.1.1.4 Выводы по оценке ресурсов подземных вод в провинции Альмерия	18
III.1.2. Горно-аридная территория с оледенением – Киргизия	20
III.1.2.1 Общие сведения о бассейне р. Нарын	20
III.1.2.2 Изотопная оценка составляющих водного баланса бассейна р. Нарын	30
III.1.2.3 Математическое моделирование водного баланса бассейна р. Нарын	37
III.1.2.4 Выводы по результатам исследования водного баланса бассейна р. Нарын изотопными методами и моделирования	39
III.1.3. Изменение качества подземных вод под влиянием природных и техногенных факторов (Кировский горнопромышленный район, Мурманская область).	40
III.1.3.1 Общие сведения о районе работ	40
III.1.3.2 Определение условий питания подземных вод по $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$	45
III.1.3.3 Изучение техногенных факторов ухудшения качества подземных вод	47
III.1.3.4 Тритий/гелий-3 датирование подземных вод в бассейне оз. Б. Вудъявр	51
III.1.3.5 Выводы по результатам исследования подземных вод в бассейне оз. Б. Вудъявр	55
III.1.4. Выводы к исследованию водно-ледовых объектов замкнутых структур изотопно-геохимическими методами	56
III.2. Незамкнутые гидрогеологические структуры	56
III.2.1. Карелия	57
III.2.1.1 Изотопные характеристики подземных вод южной Карелии	62
III.2.1.2 Месторождение железистых минеральных вод «Марциальные воды»	64
III.2.1.3 Выводы к изучению водных объектов Карелии	67
III.2.2. Северодвинское месторождение йодных вод (Архангельская область)	67
III.2.2.1 Анализ представлений о генезисе месторождения йодных вод	69
III.2.2.2 Изучение северодвинского месторождения йодных вод изотопными методами	72
III.2.2.3 Выводы по результатам изучения северодвинского месторождения йодных	

вод	75
III.2.3. Ленинградский артезианский бассейн	76
III.2.3.1. Дейтерий, кислород-18 и тритий	79
III.2.3.2. Оценка темпов водообмена Ижорского плато тритий/гелий-3 методом	86
III.2.3.3. Выводы по результатам изучения подземных вод Ленинградского артезианского бассейна изотопными методами	89
III.2.4. Выводы по результатам исследования водных объектов северо-запада РФ	90
III.2.5. Юго-запад Республики Татарстан	91
III.2.5.1. Характеристика территории	92
III.2.5.2. Интерпретация изотопно-гидрохимических материалов	96
III.2.5.3. Выводы к изотопно-геохимической оценке условий формирования подземных вод юго-запада РТ	102
III.2.6. Установление условий формирования термоминеральных вод Равнинного Крыма	103
III.2.6.1. Характеристика термоминеральных вод и результаты изотопных исследований	103
III.2.6.2. Выводы относительно условий формирования термоминеральных вод «Бишули»	106
III.2.7. Выводы по результатам изучения незамкнутых гидрогеологических структур с помощью изотопно-геохимических трассеров	106
III.3. Прогноз безопасности размещения радиоактивных отходов в геологическом пространстве	107
III.3.1 Полигон захоронения жидких радиоактивных отходов СХК	109
III.3.1.1. Геолого-гидрогеологическая характеристика района	111
III.3.1.2. Анализ данных гидрохимического мониторинга	114
III.3.1.3. Оценка условий формирования и циркуляции подземных вод по изотопным данным	118
III.3.1.3.1 Тритий	118
III.3.1.3.2 Изотопный состав воды	119
III.3.1.3.3 Реконструкция температур инфильтрационных вод	120
III.3.1.3.4 Идентификация промерзания геологического разреза по $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	122
III.3.1.3.5 Датирование подземных вод	123
III.3.1.4. Выводы по результатам изучения подземных вод в районе полигона захоронения РАО СХК изотопными методами	128
III.3.2 Оценка перспектив использования Тече-Бродской структуры для захоронения	

жидких промышленных отходов ПО «Маяк»	130
III.3.2.1. Изотопный состав воды и тритий	134
III.3.2.2. Датирование подземных вод	135
III.3.2.2.1 Уран-торий/гелиевый метод	135
III.3.2.2.2 Радиоуглеродный метод	137
III.3.2.3. Диагностика характера среды по изотопным данным	137
III.3.2.4. Выводы о пригодности Тече-Бродской структуры для закачки промышленных отходов	139
III.3.3. Оценка перспектив использования участка «Енисейский» (Нижнеканский гранитоидный массив) для строительства подземного хранилища РАО	140
III.3.3.1. Интерпретация гидрохимических данных	143
III.3.3.2. Изотопные характеристики поровых вод Нижне-Канского массива	146
III.3.3.3. Изотопные характеристики трещинных вод Нижне-Канского массива	148
III.3.3.4. Датирование трещинных вод Нижне-Канского массива	150
III.3.3.5. Выводы к изучению подземных вод Нижне-Канского массива	152
III.3.4. Выводы к прогнозу безопасности захоронения радиоактивных отходов в геологическом пространстве с использованием изотопной информации	153
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	154
Использованные источники	156
Русскоязычная литература	156
Англоязычная литература	167
Фондовая и нормативная литература	172

Раздел III. Примеры использования изотопных индикаторов для изучения условий формирования ресурсов, качества и прогноза состояния водных объектов

Разрабатываемый автором подход, включающий комплексное применение изотопных трассеров [Токарев, 2008; Токарев, 2013; Токарев и др., 2013], в некоторых случаях удалось реализовать на конкретных объектах полностью или частично. Примеры таких работ приведены в данном разделе.

III.1. Замкнутые структуры

Из широкого спектра исследований, выполненных автором в пределах замкнутых гидрогеологических структур, приуроченных к горным массивам [Банцев и др., 2018; Васильчук и др., 2016; Жексембаев и др., 2017; Захаров и др., 2018; Кимбер и др., 2015; Мавлюдов и др., 2017; Рец и др., 2015; Чижова и др., 2016; Шамов и др., 2018; Bantsev et al., 2019; Mavlyudov et al., 2017; Rets et al., 2017 a, b, 2019; Shestakova et al., 2018; Vasil'chuk et al., 2020] подробно рассмотрены участки, находящиеся в контрастных природно-климатических условиях. Замкнутые структуры удобны тем, что по изотопной и сопутствующей информации возможно:

- четкое выделение области питания, транзита и разгрузки;
- относительно точная оценка значимости отдельных элементов водного баланса;
- достоверное установление взаимосвязи поверхностного и подземного стока.

III.1.1. Горно-аридная территория без оледенения (провинция Альмерия, Испания)¹

Водопотребление провинции Альмерия (юго-восток Испании) определяется промышленностью², агросектором и бытовыми нуждами [Juntti, Downward, 2017]. Поверхностные воды эксплуатируются гидротехническими сооружениями³. Для небольших поселков подземные воды – единственный источник водоснабжения [Custodio, 1996 a; Espadafor et al., 2011; Pulido-Bosch et al., 1994, 1997, 1999]. С середины 1960^{-х} г. дебиты скважин снизились в 2–3 раза и сформировались воронки депрессии глубиной до 50–120 м [Custodio, 2000; Downward, Taylor, 2007; Pulido-Bosch et al., 1991, 1992]. Район работ характеризуется

¹ Работы выполнялись в 2002–2003 г. в рамках проекта ЕС "Оценка ресурсов и качества подземных вод юга Испании". Заказчик – фирма TINGSA, г. Мадрид, исполнитель – СПбО ИГЭ РАН, научный руководитель – член-корр. РАН, д.г.-м.н., проф. Румынин В.Г.

² В муниципалитете Roquetas de Mar до 2008 г. работал крупнейший в Европе танковый завод, который с годовым оборотом до 64 млрд. евро (данные на 2000 г.).

³ Испания занимает первое место в Европе по числу гидротехнических сооружений на 1000 жителей.

слабой обеспеченностью исходными данными [Contreras et al., 2008], включая уровни подземных вод и объем водоотбора¹.

III.1.1.1 Общие сведения о районе работ

Под влиянием хребтов Cordillera Bética (Рисунок III.1.1) количество осадков уменьшается с запада на восток, приводя к иссушению климата и наличию опустыненных участков [Andreu et al., 2011; Sanchez-Matros, 1997; Sanchez-Matros et al., 1999].

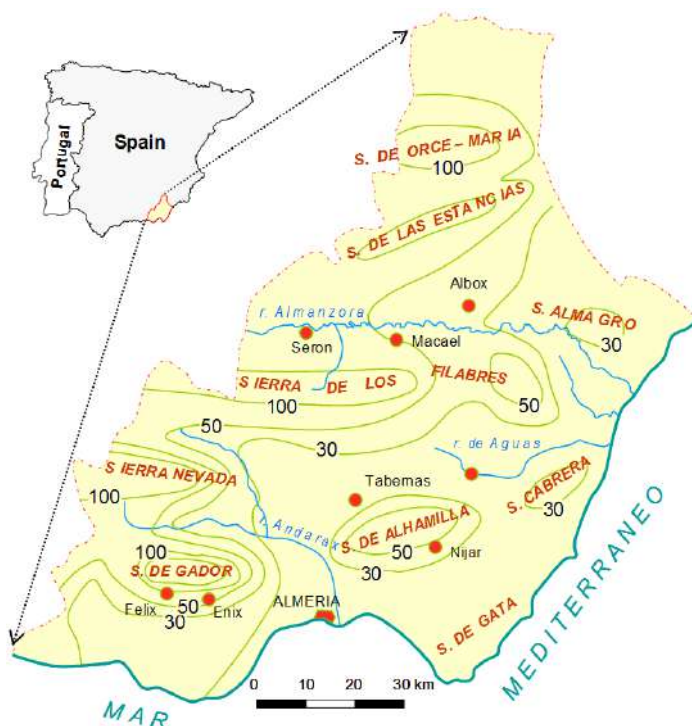


Рисунок III.1.1. Распределение атмосферных осадков в провинции Альмерия, мм/год (точки – центры муниципалитетов, адаптировано из [Sanchez-Matros, 1997]).

Пик осадков – ноябрь–январь (слой осадков растет при подъеме в горы), после чего наступает зимний сухой период, в апреле бывает второй пик осадков, в том числе, с тяжелыми ливнями [Contreras, 2008; Martin-Rosales et al., 1996; Pulido-Bosch, 1997]. В апреле же начинается рост температуры, в результате чего осадки интенсивно исчерпываются за счет эвапотранспирации, а летние осадки поглощаются ею нацело [Espadafor et al., 2011]. Речной сток формируют осадки в горах, выпадающие в зимний период [Contreras, 2008]. Крупнейшая река провинции – Рио Almanzora и другие реки имеют сильно изменяющийся расход, причем малые реки летом, как правило, пересыхают.

На восполнение запасов подземных вод идут осадки ноября, декабря и января [Sumner et al., 2003]. Маловодные метаморфические породы и карбонатные комплексы составляют основную часть территории (Рисунок III.1.2). Поровые коллектора представлены аллювиальными и делювиальными отложениями. На участке детальных работ – хребте Sierra

¹ По устным сообщениям испанских специалистов до 30 % воды воруеться.

de los Filabres [Хархордин, Токарев, 2003] подземные воды приурочены, в основном, к вложенным гидрогеологическим структурам типа микробассейнов межгорных долин (Рисунок III.1.3).

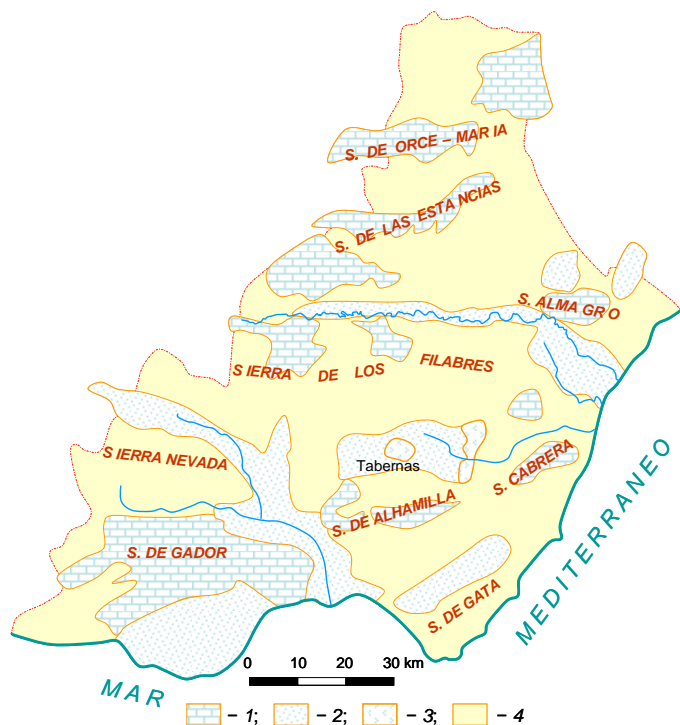


Рисунок III.1.2. Водоносные структуры провинции Альмерия (адаптировано из [Sanchez-Matros, 1997]).

1 – карбонатные комплексы;
2 – терригенные отложения;
3 – эвапоритовая формация;
4 – слабоводоносные метаморфические комплексы.

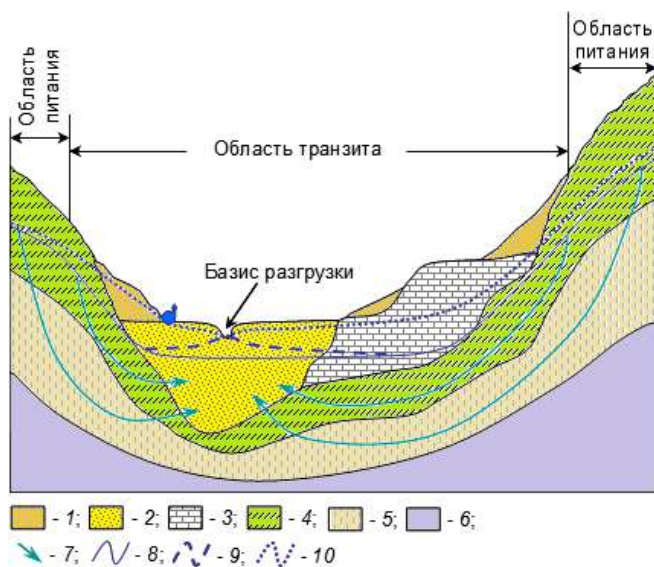


Рисунок III.1.3. Гидрогеологическая схема межгорной структуры (адаптировано из [García, 2005]):

1 – склоновые отложения; 2 – аллювиальные отложения; 3 – карбонатные комплексы; 4, 5, 6 – зоны активной, затухающей и слабой трещиноватости метаморфических пород; 7 – линии тока подземных вод; 8 – уровни в конце сухого сезона; 9, 10 – уровни в начале и конце влажного сезона.

Коэффициенты водопроницаемости рыхлых пород (зачастую осушенных) варьируют от 25 до 2400 м²/сут. при мощности водоносных комплексов от нескольких до 300 м [García, 2005]. Пористость рыхлых отложений $n_3 \sim 2\text{--}12\%$, увеличивается на участках развития пород терригенного состава и уменьшается в карбонатно-терригенных разрезах. Мощность зоны активной трещиноватости метаморфических пород – 50–150 м, зона затухания трещиноватости распространяется на глубины 300 м.

III.1.1.2 Анализ условий формирования качества подземных вод¹

Альпийская активизация региона привела к формированию нескольких гидротермальных систем [Atlas..., 2007], большинство из них остыли, однако, качество воды на этих участках наихудшее [Серón et al., 2000]. Континентальное засоление и растворение эвапоритов² приводят к засоленным поверхностных и грунтовых вод [Sanches-Martos, 1997; Sola et al., 2015]. На побережье отрицательное влияние на качество воды оказывают интрузии морской воды [Asensio et al., 2003; García, 2005]. Качество воды ухудшается также за счет сельскохозяйственного и бытового загрязнения [Sanches-Martos et al., 1999].

Макрокомпонентный состав. На участках развития терригенных коллекторов общая минерализация $M = 0,7-2,3$ г/л, $\text{HCO}_3^- \approx \text{SO}_4^{2-}$, $\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+$. В терригенно-карбонатных массивах $M = 0,4-3,6$ г/л, $\text{HCO}_3^- \approx \text{SO}_4^{2-}$, $\text{Ca}^{2+} \approx \text{Mg}^{2+}$. При наличии эвапоритов минерализация достигает 6,9 г/л. Примерно в 58 % случаев подземные воды оказываются слишком минерализованными для питьевого водоснабжения, в 26 % случаев $[\text{NO}_3^-] > 40$ мг/л, в 12 % случаев отмечено превышение ПДК по Cl^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} и Mg^{2+} . Большинство показателей химического состава имеют высокую дисперсию (Таблица III.1.1).

Таблица III.1.1. Состав природных вод провинции Альмерия (юго-восток Испания).

Показатель	Число проб	Среднее	Медиана	Минимум	Максимум	Нижний квартиль	Верхний квартиль	Стандарт. отклонение
Температура, °C	55	19,2	18,9	10,9	35,2	16,2	21,1	4,23
pH	55	7,30	7,3	6,15	8,65	6,95	7,6	0,55
Электропроводность, мкСм/м	55	2194	1357	375	7380	1051	3000	1751
Cl^- , мг/л	77	208	92,3	14,2	1282	42	278	256
SO_4^{2-} , мг/л	77	741	482	10	3516	147	995	769
HCO_3^- , мг/л	77	363	320	168	1524	274	381	194
NO_3^- , мг/л	77	32,3	14	<0,5	256	6	40	46,0
Na^+ , мг/л	77	162	64,6	18,4	1230	46	204	203
K^+ , мг/л	77	17,1	3,9	<0,1	430	3,9	8,9	54,8
Mg^{2+} , мг/л	77	80,1	63,2	4,9	345	29,2	112	62,9
Ca^{2+} , мг/л	77	185	128	48	560	80	256	131
Минерализация, мг/л	77	1787	1293	460	6938	709	2295	1449

Отмечаются аномалии по Na^+ , HCO_3^- , Cl^- , исключение которых позволяет применить корреляционный и факторный анализы (Таблица III.1.2 и III.1.3). Исходный химиче-

¹ Автором была исследована территория 24 муниципалитетов, отобрана 51 проба воды для анализа макрокомпонентного и микроэлементного состава, 87 проб $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ и ^3H (для каждого изотопа), 7 проб $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$; на месте выполнено 29 измерений ^{222}Rn в воде и подпочвенных газах. Проект включал опытно-фильтрационные работы, геофизические исследования методом ВЭЗ и ЯМР, численное моделирование гидродинамики отдельных гидрогеологических участков. Определялись содержания Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , pH и 39 микроэлементов, использованы также 26 сокращенных химических анализов 1990-х г.

² В Альмерии расположен крупнейший в Европе карьер по добыче гипса.

ский состав воды определяется атмосферными осадками. Этому конечному члену соответствуют пробы с минимальными содержаниями всех макрокомпонентов и относительно низкими рН (компонент «А», Рисунок III.1.4).

Таблица III.1.2. Парные корреляции макрокомпонентов природных вод (значимы $r \geq 0,44$).

	Na	K	Ca	Mg	HCO ₃	Cl	SO ₄	NO ₃	M	pH
Na	<i>1</i>									
K	0,33	<i>1</i>								
Ca	0,25	0,82	<i>1</i>							
Mg	0,35	0,80	0,87	<i>1</i>						
HCO ₃	0,47	0,22	0,27	0,56	<i>1</i>					
Cl	0,77	0,65	0,59	0,75	0,56	<i>1</i>				
SO ₄	0,30	0,79	0,96	0,82	0,17	0,55	<i>1</i>			
NO ₃	0,44	-0,11	-0,14	-0,00	0,21	0,32	-0,11	<i>1</i>		
M	0,50	0,80	0,94	0,92	0,48	0,75	0,93	0,04	<i>1</i>	
pH	0,07	-0,21	-0,32	-0,23	0,04	-0,06	-0,32	0,16	-0,24	<i>1</i>

Таблица III.1.3. Факторный анализ макрокомпонентного состава природных вод (после удаления выбросов и вращения осей по алгоритму "Varimax Normalized").

Компонент	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3	Фактор 4	Фактор 5
Na ⁺	0,187	0,226	-0,047	0,188	0,915
K ⁺	0,867	-0,120	0,032	0,001	0,263
Ca ²⁺	0,965	-0,057	0,138	0,098	0,055
Mg ²⁺	0,867	0,018	0,075	0,422	0,135
HCO ₃ ⁻	0,172	0,085	-0,036	0,939	0,254
Cl ⁻	0,560	0,195	-0,004	0,328	0,667
SO ₄ ²⁻	0,954	-0,030	0,150	-0,027	0,108
NO ₃ ⁻	-0,092	0,956	-0,072	0,081	0,247
M	0,905	0,046	0,098	0,265	0,272
pH	-0,193	0,068	-0,977	0,025	0,039
Объясненная вариация	4,585	1,037	1,021	1,291	1,586

При взаимодействии с породами (особенно, при растворении эвапоритов), испарении и антропогенном загрязнении происходит увеличение содержаний отдельных компонентов и общей минерализации, а также рост рН (красные стрелки, Рисунок III.1.4).

Идентифицируются:

- воды, химический состав которых формируется преимущественно за счет растворения гипса (фактор 1, компонент “В” на Рисунок III.1.4);
- антропогенно загрязненные воды, имеющие повышенные содержания нитратов при умеренном росте минерализации (фактор 2, компонент на Рисунок III.1.4 не показан);
- воды, химический состав которых определяется карбонатным равновесием (фактор 4, процесс «смешение» на Рисунок III.1.4);
- воды глубинного происхождения, содержащие повышенные концентрации Na⁺ и Cl⁻ (фактор 5, компонент “С” на Рисунок III.1.4).

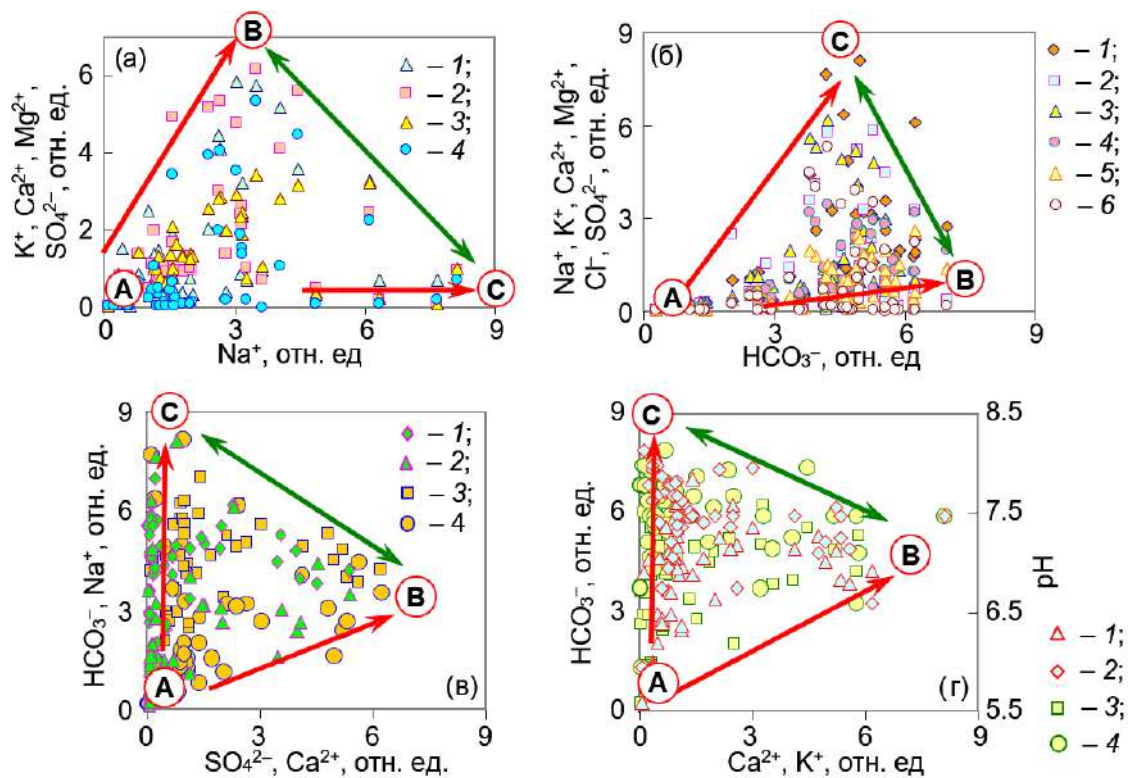


Рисунок III.1.4 Соотношение средневзвешенных содержаний макрокомпонентов-маркеров подземных вод (после удаления выбросов): красные стрелки – тренды эволюции химического состава, зеленые – тренды смешения; конечные члены смешения (буквы в кружках):

А – пресные подземные воды инфильтрационного (атмосферного) происхождения;
 В – растворение эвапоритов (преимущественно гипса) С – воды глубинной циркуляции (наследие гидротермальной активности). Легенда: (а) 1 – K^+ , 2 – Ca^{2+} , 3 – Mg^{2+} , 4 – SO_4^{2-} по сравнению с Na^+ ; (б) 1 – Na^+ , 2 – K^+ , 3 – Ca^{2+} , 4 – Mg^{2+} , 5 – Cl^- , 6 – SO_4^{2-} по сравнению с HCO_3^- ; в) 1 – HCO_3^- , 2 – Na^+ по сравнению с SO_4^{2-} ; 3 – HCO_3^- , 4 – Na^+ по сравнению с Ca^{2+} ; г) 1 – HCO_3^- , 2 – pH по сравнению с Ca^{2+} ; 3 – HCO_3^- , 4 – pH по сравнению с K^+ .

В глубинных водах при росте содержаний Cl^- и Na^+ содержание HCO_3^- сначала увеличиваются, а затем стабилизируются, что связано с расходом углекислоты на нейтрализацию щелочности, возникающей при гидролизе алюмосиликатов.

Микроэлементный состав. Ухудшение качества подземных вод в значительной части случаев обусловлено повышенными содержаниями микроэлементов, в первую очередь, Fe и Mn (17 % проб), а, в отдельных случаях, – Al, Ni, Hg, Cr (7 % проб). В силу разнообразия химических свойств микроэлементов, количество природных и техногенных факторов, влияющих на их поведение, существенно больше, чем для макрокомпонентов (статистически значимыми являются девять факторов). Структура факторов с трудом поддается расшифровке в геохимическом смысле. Поэтому, данные по микроэлементам правильнее использовать только в качестве критерия качества воды.

III.1.1.3 Оценка ресурсов подземных вод

В Испании имеется 16 станций¹, наблюдающих за изотопным составом осадков и содержаниями трития в них (Таблица III.1.4, Рисунок III.1.5 [Diaz-Teijeiro et al., 2009]).

Таблица III.1.4. Среднегодовые характеристики осадков на юго-востоке Испании за 2000–2006 г. (адаптировано из [Diaz-Teijeiro et al., 2009]).

Точка наблюдения	Координаты		Высота, м	Осадки, мм	Температура, °С	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	^3H , ТЕ
	Восточная долгота	Северная широта						
Moron	05°36'57''	37°09'30''	87	533	18,2	-4,78	-28,6	2,7
Almeria	02°23'17''	36°50'35''	20	189	19,1	-5,15	-31,8	3,8
Murcia	01°10'10''	38°00'10''	62	271	18,9	-5,26	-33,2	5,4

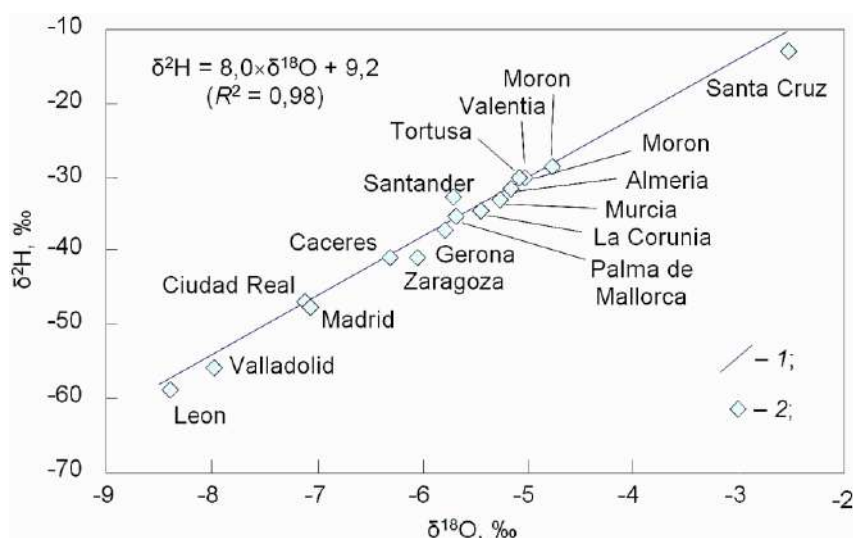


Рисунок III.1.5. Среднегодовой изотопный состав атмосферных осадков Испании в 2000–2006 г. [Diaz-Teijeiro et al., 2009]:
1 – ЛЛМВ (уравнение на диаграмме);
2 – точка наблюдения и ее название.

Изотопный состав осадков Испании соответствует ГЛМВ:

$$\delta^2\text{H} = 8,0 \times \delta^{18}\text{O} + 9,2 \quad (R^2 = 0,98),$$

отличаясь от таковых для центрального и восточного Средиземноморья [Gat, Carmi, 1970]:

$$\delta^2\text{H} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 22,$$

что связано с близостью к основному источнику влаги – Атлантическому океану.

Годовой ход среднемесячного изотопного состава осадков для провинции Альмерия представлен в Таблице III.1.5 и на Рисунке III.1.6. Для расчета на ОИРС использовались точки, начиная с уровня моря до высоты 2100 м с шагом 100 м. Приморская станция ±0 м – «Almeria aeropuerto» (данные GNIP IAEA и [Diaz-Teijeiro et al., 2009]). Наивысшую отметку имеет точка Calar Alto (высота 2168 м), расположенная в пределах участка детальных работ на Sierra de los Filabres.

¹ Наблюдения МАГАТЭ проводились также в пунктах Barcelona (1971–1993, $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, ^3H), Madrid (1970–1997, $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, ^3H), Malaga (1974–1978, ^3H), Pontevedra (1971–1983, ^3H), Vera (1952–1974, ^3H). Отрывочные данные приведены в [Custodio, 1996; Fernandez-Chacon et al., 2010; Vallejos et al., 1997]. Длинные ряды наблюдений имеют Тонон (Thonon de Bais, Франция) и Валентия (Valentia, Ирландия) [IAEA, 2005; база GNIP IAEA].

Таблица III.1.5. Расчет среднемесячного изотопного состава осадков (‰) с помощью On-line Isotope in Precipitation Calculator.

Изо-топ	Янв	Фев	Мар	Апр	Май	Июн	Июл	Авг	Сен	Окт	Ноя	Дек	Год
Хребет Sierra de los Filabres, высота 2000 м													
$\delta^2\text{H}$	-62	-62	-70	-57	-48	-38	-36	-31	-39	-55	-58	-64	-56
$\delta^{18}\text{O}$	-9,6	-9,7	-10,1	-8,9	-7,4	-6,3	-6,0	-5,5	-6,0	-8,4	-9,9	-9,9	-8,7
Побережье, пункт «Almeria aeropuerto», высота 10 м													
$\delta^2\text{H}$	-27	-25	-23	-26	-22	-17	-12	-12	-19	-21	-30	-30	-25
$\delta^{18}\text{O}$	-5,0	-4,7	-4,1	-4,7	-3,6	-2,9	-3,1	-2,7	-3,1	-4,6	-5,2	-5,3	-4,5

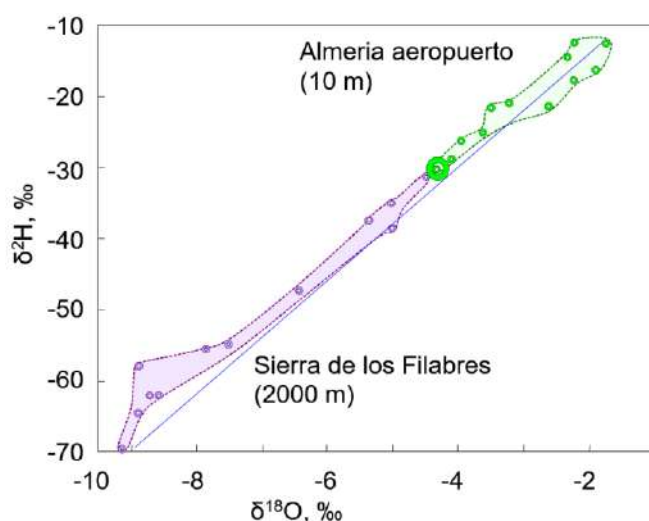


Рисунок III.1.6. Среднегодовой измеренный (GNIP IAEA и [Diaz-Teijeiro et al., 2009] – большая точка) и среднемесячные рассчитанные (OIPC – точки и заливные области) изотопные составы атмосферных осадков в Альмерии (название и высота расчетной точки на диаграмме).

В точке «Almeria aeropuerto» измеренный среднегодовой состав осадков $\delta^{18}\text{O} = -5,2 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -32 \text{ ‰}$ (данные GNIP IAEA и [Diaz-Teijeiro et al., 2009]). Расчет по OIPC дает $\delta^{18}\text{O} = -4,5 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -25 \text{ ‰}$. На Sierra de los Filabres (высота 2000 м) средние для марта-апреля осадки имеют расчетный состав $\delta^{18}\text{O} = -9,5 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -64 \text{ ‰}$, а в истоках р. Альмансора измерено $\delta^{18}\text{O} = -9,1 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -68 \text{ ‰}$. В устье р. Альмансора средние для марта-апреля осадки имеют расчетный состав $\delta^{18}\text{O} = -4,6 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -26 \text{ ‰}$, измерено $\delta^{18}\text{O} = -5,3 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -34 \text{ ‰}$. В устье р. Антас – рассчитано $\delta^{18}\text{O} = -4,7 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -25 \text{ ‰}$, измерено $\delta^{18}\text{O} = -5,1 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -31 \text{ ‰}$. То есть, обнаружено удовлетворительное совпадение расчетных и наблюдаемых величин.

Среднегодовые содержания трития в осадках Испании составляют 3–6 ТЕ и увеличиваются при удалении от Атлантики (Рисунок III.1.7), в 1960^x г. имел место пик выпадений (Рисунок III.1.8).



Рисунок II.1.7. Среднегодовые содержания трития в атмосферных осадках Испании в 2000–2006 г. [Diaz-Teijeiro et al., 2009].

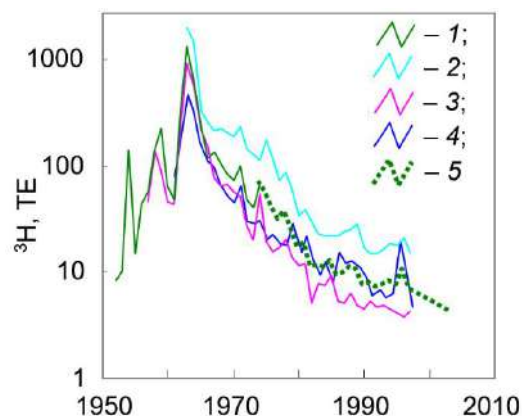


Рисунок III.1.8. Восстановление данных по тритию: 1 – станция Vera [Vallejos et al., 2002]; 2 – Thonon de Bais (Франция); 3 – Valencia (Ирландия); 4 – Гибралтар (все GNIP IAEA¹); 5 – восстановление для станции Vera (Альмерия).

Интерпретация изотопных данных. Опробование поверхностных вод проводилось весной (апрель и начало мая, 18 точек), а подземных вод – в конце летней межени (вторая половина сентября–октябрь, 69 точек, Рисунок III.1.9).

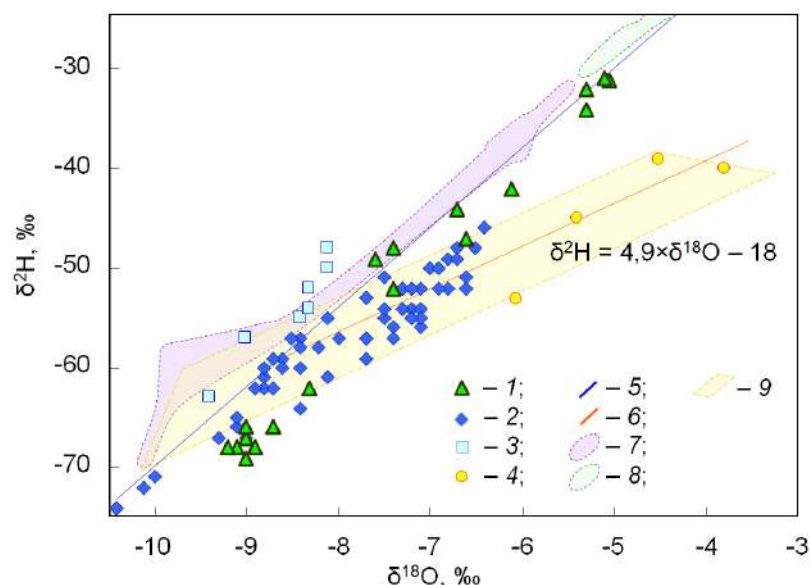


Рисунок III.1.9. Изотопный состав природных вод провинции Альмерия в 2002 г.: 1 – поверхностные воды; 2, 3, 4 – подземные воды (в том числе, с признаками конденсации – 3 и испарения – 4); 5 – ЛЛМВ; 6 – линия испарения (уравнение на диаграмме); 7, 8 – годовой ход изотопного состава осадков для Sierra de los Filabres на высотах 2000 м (7) и на уровне моря (8); коридор смещения изотопного состава воды вследствие испарения (видно, что исходный изотопный состав воды соответствует осадкам наиболее холодных зимних месяцев).

¹ Дата обращения 02.03.2012.

Речные воды изотопически облегчаются при удалении от моря (Рисунок III.1.10). При переносе влаги вглубь континента облегчение составляет $\sim 0,7\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}$ на 1000 км пути [Ферронский, Поляков, 2009]. Поэтому наблюдаемое облегчение на $\sim 4\text{‰}$ на расстоянии 150 км от побережья объясняется высотным эффектом. Облегчение изотопного состава воды в реках от устьев к истокам коррелирует с облегчением изотопного состава осадков с высотой (Рисунок III.1.11). Следовательно (а) во время влажного периода речной сток, по-видимому, восполняется на всем протяжении водотоков, а не только в горах, как предполагалось ранее; (б) задержка стока относительно выпадения осадков невелика, что косвенно указывает на малую емкость подземных коллекторов.

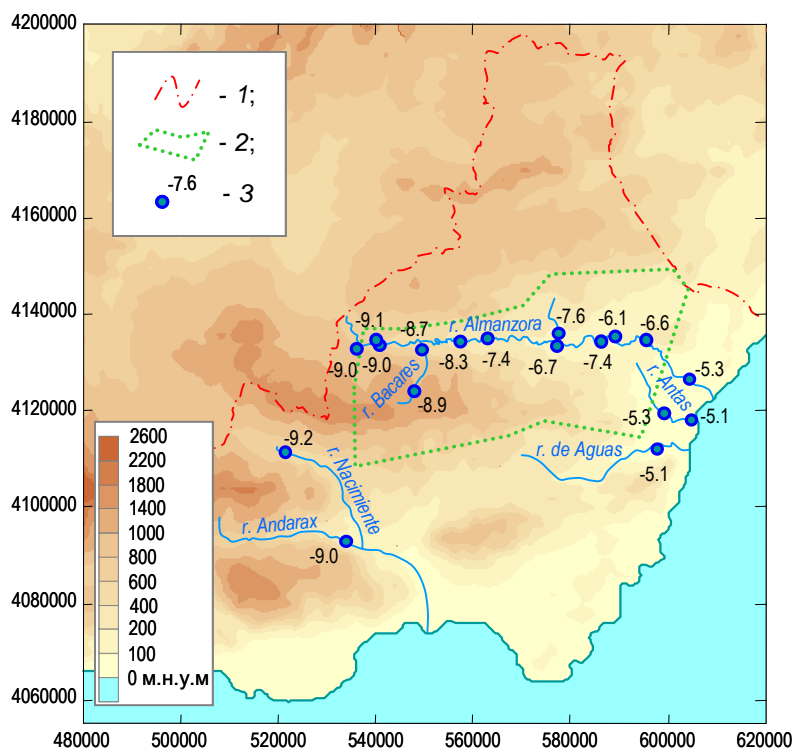


Рисунок III.1.10. Изотопный состав поверхностных вод провинции Альмерия (апрель-май 2002 г.):
1 – границы провинции;
2 – участок детальных исследований;
3 – точка опробования и изотопный состав кислорода, ‰.

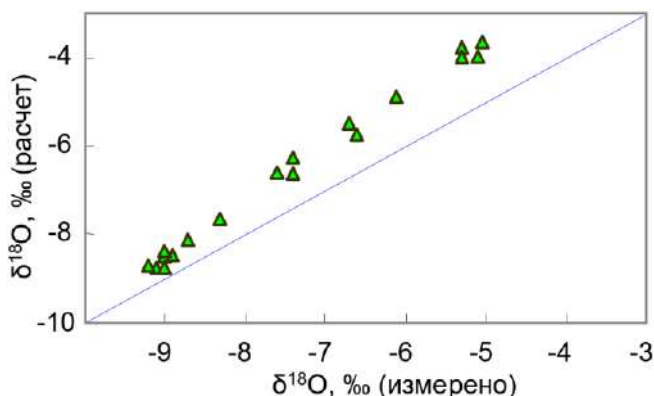


Рисунок III.1.11. Сопоставление измеренного изотопного состава поверхностных вод и расчетного изотопного состава атмосферных осадков для р. Альманзора (изотопный состав осадков рассчитывался по ОИРС для точки отбора пробы), показана линия 1 : 1.

Изотопный состав подземных вод облегчается по мере подъема местности (Рисунок III.1.12), оказываясь несколько легче, чем поверхностные воды. Последнее естественно, так как первые питаются осадками ноября, декабря и января. Кроме того, на момент

опробования (апрель) в речной сток уже должны были поступить изотопически относительно тяжелые воды весенних дождей.

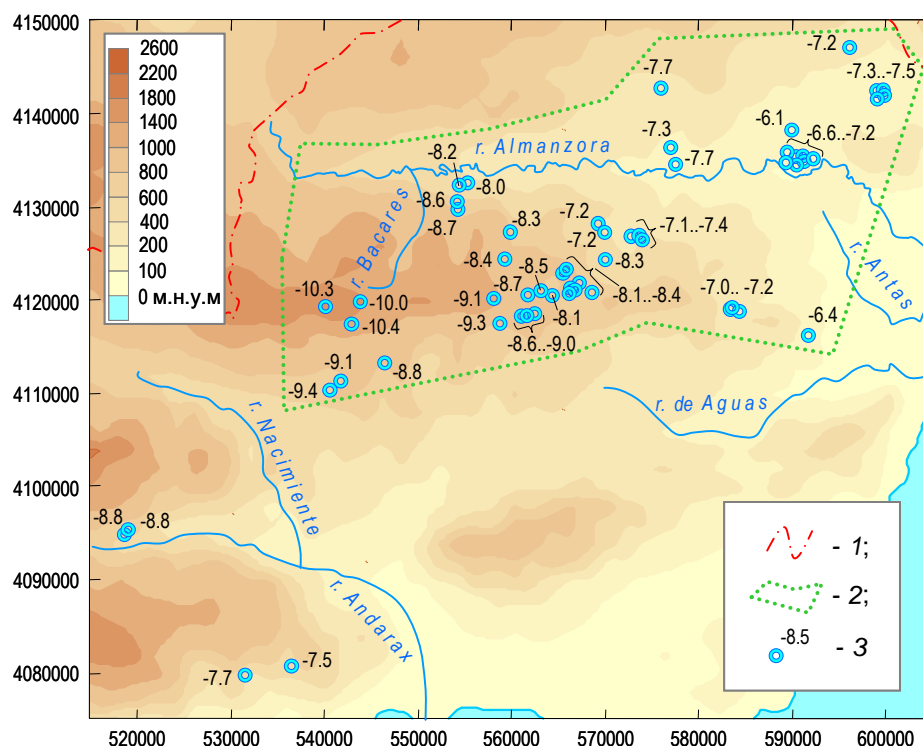


Рисунок III.1.12. Изотопный состав кислорода подземных вод провинции Альмерия (условные обозначения на Рисунке III.1.10).

Воды с $\delta^{18}\text{O} \geq -8,5 \text{ ‰}$ и дейтериевым эксцессом $d^2\text{H} \leq 7 \text{ ‰}$ аппроксимируются прямой $d^2\text{H} = 4,9 \times \delta^{18}\text{O} - 18$ (Рисунок III.1.9). То есть, и для поверхностных, и для подземных вод изотопный состав воды указывает на испарение [Dansgaard, 1964], влияние которого возрастает при понижении абсолютной отметки местности (Рисунок III.1.9). Часть точек отклоняется влево от ГЛМВ, возможно, указывая на конденсацию воды из воздуха в горах.

По ОИРС рассчитана зависимость среднего изотопного состава кислорода осадков ноября–февраля от высоты местности:

$$\delta^{18}\text{O} = -(h + 2340)/455, \text{ ‰}.$$

Высотный градиент $\Delta(\delta^{18}\text{O}) = 0,2 \text{ ‰}$ на 100 м подъема близок к стандартному [Ферронский и Поляков, 2009]. Способ реконструкции высотного положения области питания показан на Рисунок III.1.13. Оценка высотного положения области питания отягощена влиянием испарения, так как сдвигка вправо по оси абсцисс (утяжеление изотопного состава за счет испарительного фракционирования) приводит к фиктивному понижению расчетной отметки положения области питания.

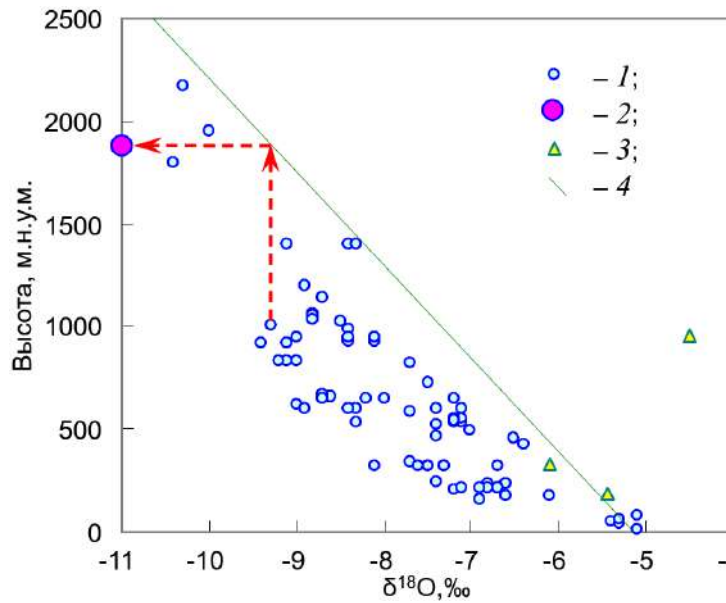


Рисунок III.1.13. Оценка высотного положения области питания по изотопному составу кислорода:

1 – измеренный изотопный состав; 2 – реконструированное положение области питания; 3 – точки, характеризующиеся значительным испарением; 4 – зависимость изотопного состава кислорода осадков (среднее за ноябрь–февраль) от высоты местности (расчет по ОПС).

На участках, где водораздел Sierra de los Filabres имеет вид плато, область питания обычно локализована в узком интервале высот (Рисунок III.1.14 а).

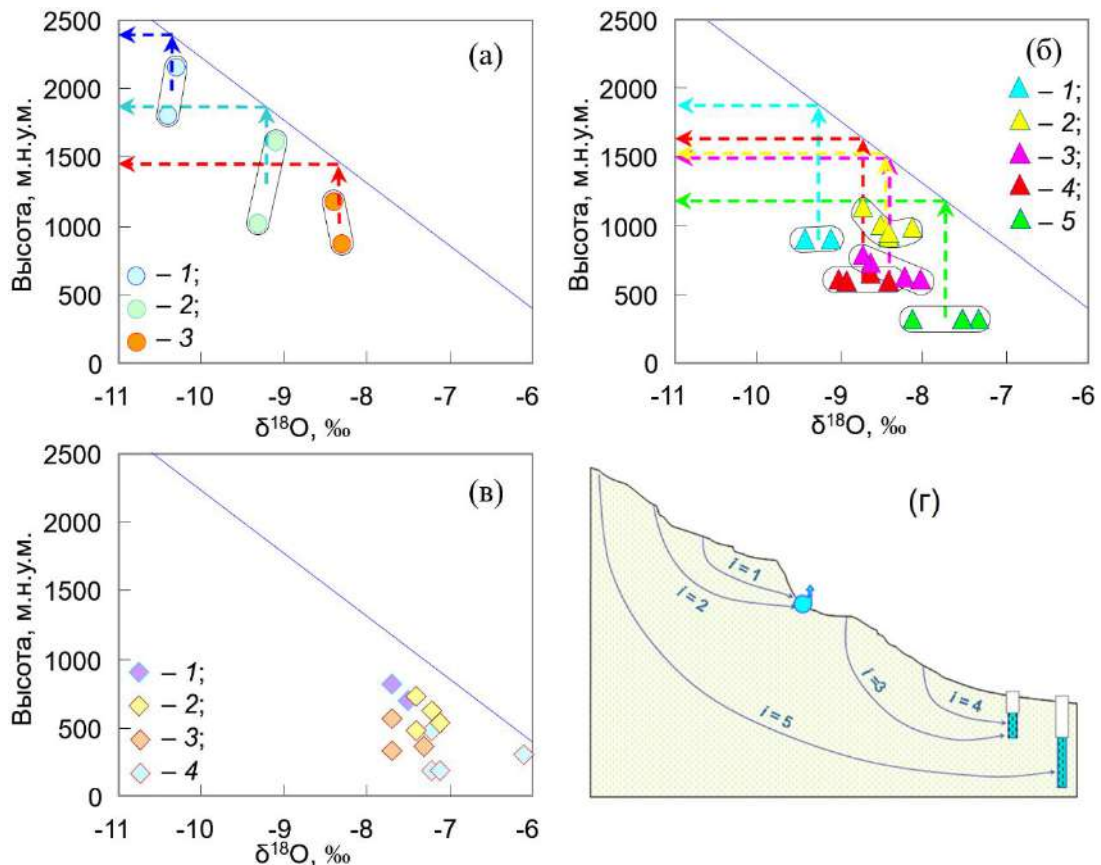


Рисунок III.1.14. Расчетное положение области питания для гидрогеологических структур Sierra de los Filabres и упрощенная гидравлическая схема, иллюстрирующая возможные варианты взаимного расположения области питания и разгрузки: а) 1 – Calar Alto; 2 – Senes; 3 – Laroya; б) 1 – Gergal; 2 – Tahal, Benizalon, Benitagla, Alcludia de Montegud; 3 – Sierrro и Sufli; 4 – Uleila del Campo; 5 – El Saltador; в) 1 – Enix и Felix; 2 – Albanches; 3 – Albox; 4 – Cubeta Overa.

В среднегорье, где плато переходит в одиночные вершины, при незначительном разномсе точек опробования по вертикали области питания могут оказаться расположенными на различных высотах (Рисунок III.1.14 б). В низкогорье из-за расчленения водосборов грядками горных отрогов на отдельные участки наблюдается смешанная картина (Рисунок III.1.14 в). В долине р. Альмансоры может сказываться также поступление порций воды от весьма удаленных точек (Рисунок III.1.14 г), что подтверждается наиболее низкими, в среднем, концентрациями трития в этих водах.

Оценка ресурсов подземных вод. Замкнутость водосборов на исследованной территории позволяет выполнить оценку ресурсов подземных вод по изотопным данным. Опробование подземных вод выполнялись в конце сухого сезона для повышения надежности оценок, так как расчеты выполнялись при минимальных запасах. Параметры, необходимые для расчетов, находились на базе комплекса работ, включавших:

- а) определение мощности обводненной зоны (h) – методом вертикального электрического зондирования;
- б) полной влагоемкости пород (n) – методом ядерного магнитного резонанса;
- в) локализацию положения области питания гидрогеологических структур по изотопному составу воды (Рисунок III.1.14) и расчет ее площади (S) по топокартам.

Восстановление концентраций трития в осадках (Рисунок III.1.8) было сделано по станциям Тонон (Франция), Валентия (Ирландия) и Гибралтар (владение Британии) для станции Vega (Альмерия). Для расчета входной функции учитывались концентрации ^3H в осадках только за ноябрь–январь. Среднее время пребывания воды (τ) в микробассейнах вычислялось по схеме полного перемешивания [Ферронский и Поляков, 2009].

Ресурсы подземных вод рассчитывались по формуле:

$$q = S \times h \times n/\tau, \text{ м}^3/\text{год}.$$

Результаты работ в комплексном виде представлены на Рисунок III.1.15.

III.1.1.4 Выводы по оценке ресурсов подземных вод в провинции Альмерия

Продемонстрирована возможность оценки ресурсов подземных вод на базе комплексных гидрогеологических, изотопно-химических и геофизических исследований.

Выводы относительно перспектив водоснабжения получены в сжатые сроки (весь проект занял около 9 месяцев, а полевые работы – 1,5 месяца). Результаты, в целом, подтвердились в ходе дальнейших работ (устное сообщение Carlos Ordonies Peres – руководителя работ с испанской стороны, президент фирмы TINGSA), в том числе, по результатам бурения скважин водоснабжения.

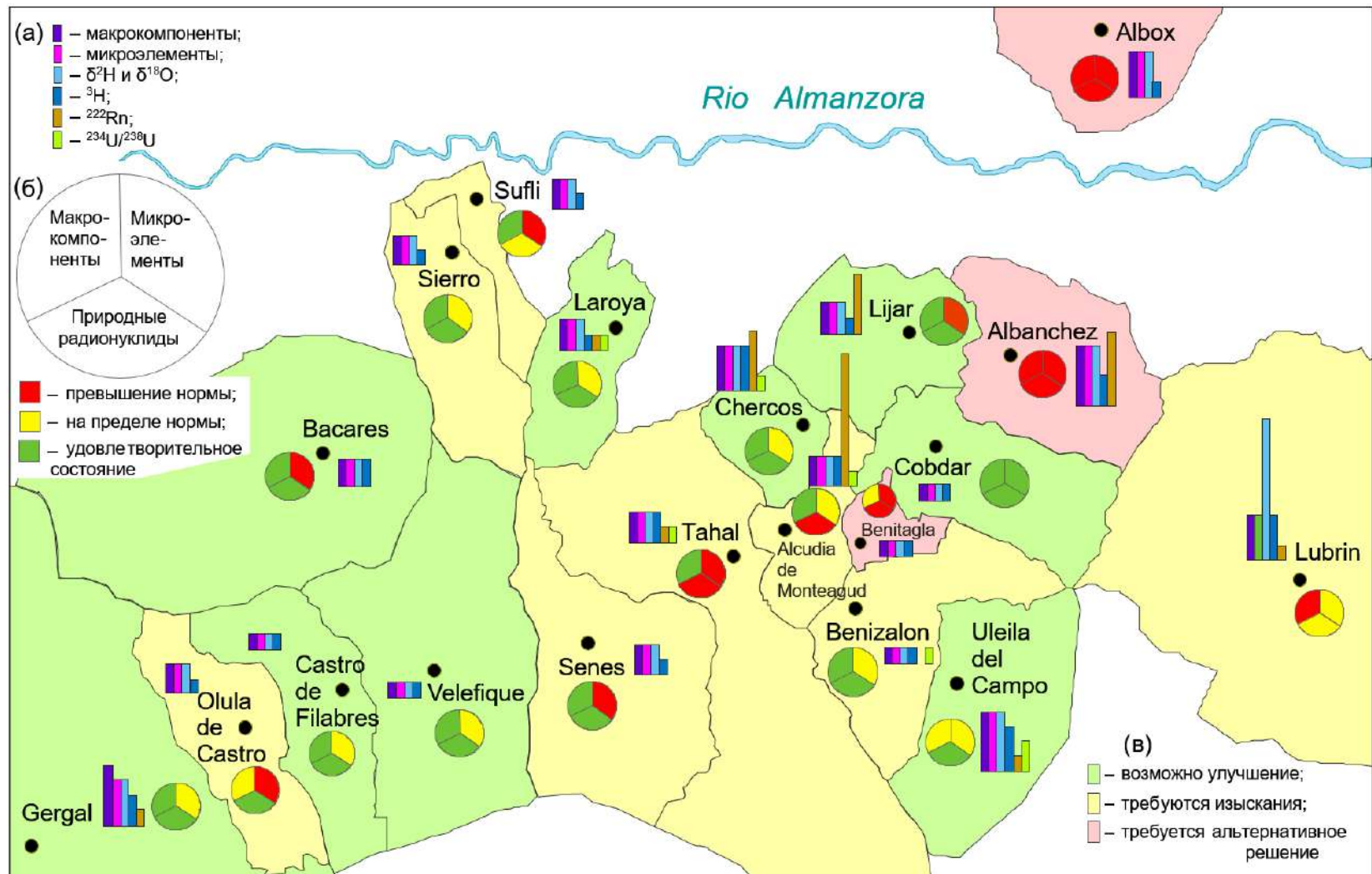


Рисунок III.1.15. Оценка перспектив улучшения водоснабжения в провинции Альмерия на участке детальных исследований Sierra de los Filabres за счет подземных вод по результатам комплексных изотопно-гидрохимических, гидрогеологических и геофизических исследований. а) выполненные автором определения (высота столбика в легенде отвечает одному анализу); б) оценка качества воды по химическому составу и природным радионуклидам; в) выводы с учетом оценки ресурсов подземных вод изотопными методами (см. текст).

III.1.2. Горно-аридная территория с оледенением – Киргизия¹

Казахстан, Узбекистан, Туркменистан, расположенные преимущественно на равнинах, потребляют воду, в основном, для полива (пик потребления летом). Киргизия и Таджикистан, расположенные в горах, используют гидроресурсы для выработки электроэнергии (максимум потребления – зима). В XX в. на Тянь-Шане масса ледников резко сократилась, на основании чего в некоторых работах делается вывод о неприемлемом ущербе речному стоку при потеплении [Ибатуллин и др., 2009²]. Одновременно предполагается, что таяние горной мерзлоты может дать заметный вклад в речной сток.

III.1.2.1 Общие сведения о бассейне р. Нарын

Бассейн р. Нарын на территории Киргизии имеет площадь 57,86 тыс. км² (Рисунок III.1.16 и III.1.17), а выше створа плотины Токтогульского водохранилища – 46,48 тыс. км² (р. Нарын ниже водохранилища здесь не рассматривается).

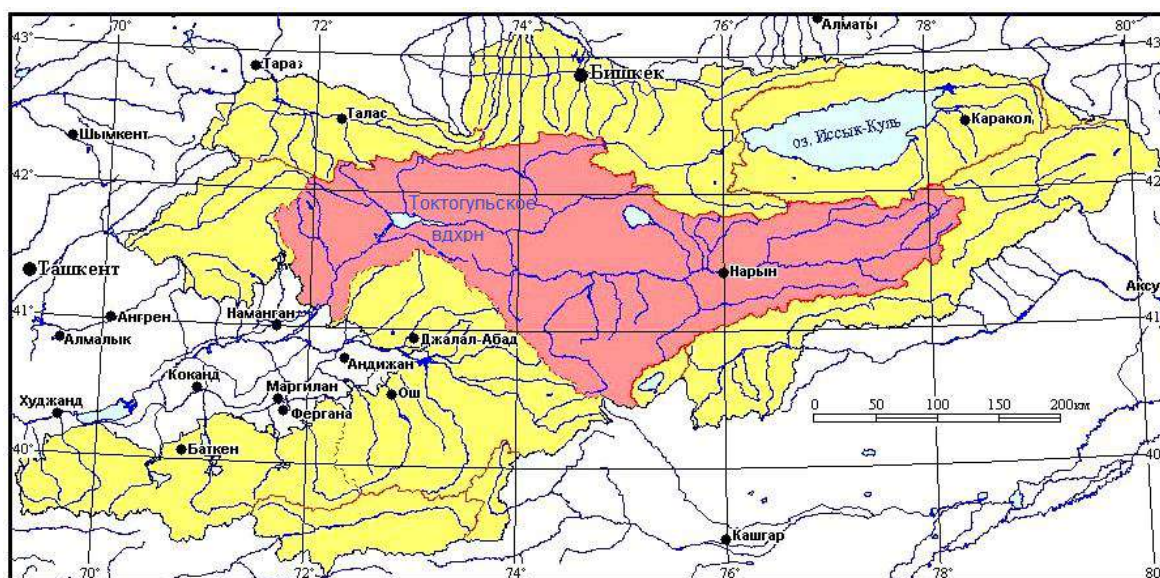





Рисунок III.1.16. Бассейн р. Нарын в пределах Киргизии ([Исследование..., 2010], автор схемы – Кузьмиченок В.А., ИВПиГЭ НАН КР):  – границы водосборов;  – территория КР;  – водосбор р. Нарын.

Климат и водный баланс (по [Кутузов, 2009; Кузьмиченок, 2008]). Климат территории резко континентальный, засушливый.

¹ Исследования выполнены в рамках двух проектов 1) МНТЦ КР-1430 «Изучение факторов формирования и оценка влияния водохранилищ Нижне-Нарынского каскада ГЭС на качество водных ресурсов бассейна реки Нарын изотопными методами» в 2007–2010 г. (автор данной работы был научным руководителем проекта с российской стороны); 2) РНФ 20-77-10057 «Диагностика деградации мерзлоты на базе изотопных трассеров ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, $\delta^{18}\text{O}+\delta^2\text{H}$, $\delta^{13}\text{C}+^{14}\text{C}$)».

² http://www.kursiv.kz/news/obshestvo/tayanie_lednikov_mozhet_unichtozhit_strany_tsentralnoy_azii_eksperty/, дата обращения 19.04.2016.

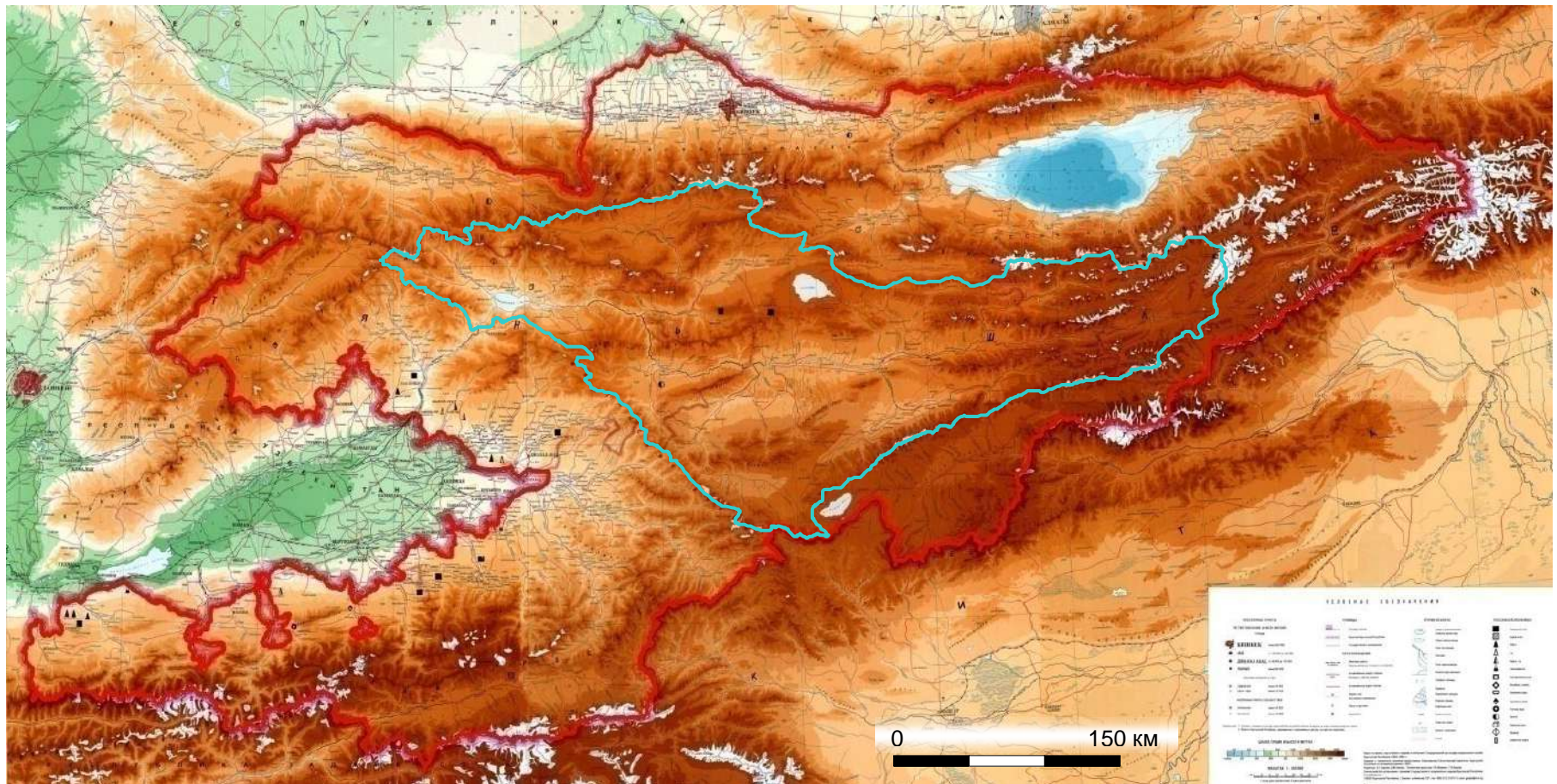


Рисунок III.1.17. Топографическая карта Кыргызской Республики (композиция из листов государственных топографических карт масштаба 1 : 500 000): $\color{cyan}N$ – водосбор Токтогульского водохранилища).

Примерно половина площади бассейна р. Нарын имеет среднегодовую температуру выше 0°C , а высотный температурный градиент равен $-0,48^{\circ}\text{C}$ на 100 м подъема (Таблица III.1.6, Рисунок III.1.18).

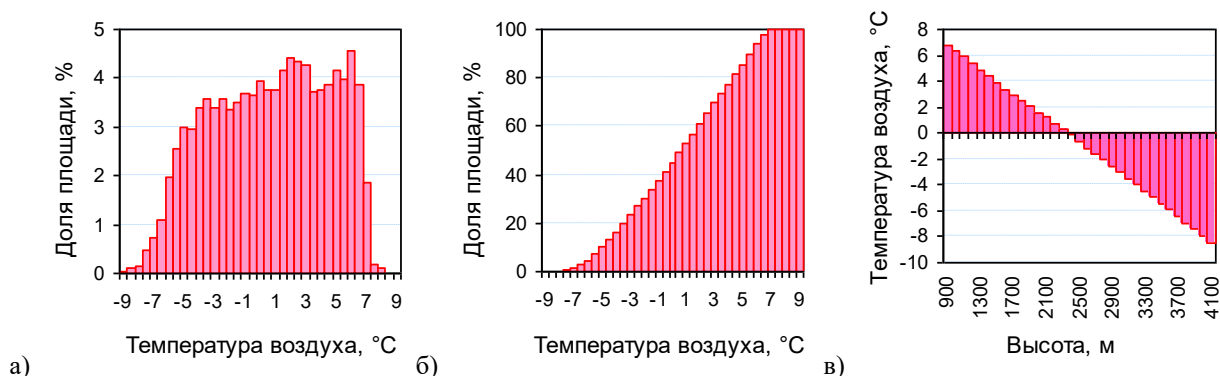


Рисунок III.1.18. Бассейн р. Нарын: а) дифференциальная и б) интегральная диаграммы среднегодовых температур; в) изменение среднегодовых температур с высотой ([Изучение..., 2010], автор диаграмм – Кузьмиченок В.А., ИВПиГЭ НАН КР).

Литературные данные позволяют сформулировать следующую концептуальную модель водного баланса бассейна р. Нарын (Рисунок III.19):

- постоянно существующие резервуары – ледники и подземные воды (осуществляют внутригодовое или многолетнее перераспределение запасов воды);
- временный резервуар – сезонный снег (внутригодовое перераспределение запасов);
- постоянные и/или временные резервуары – русловой и плоскостной сток (вода существует только в виде ресурсов).

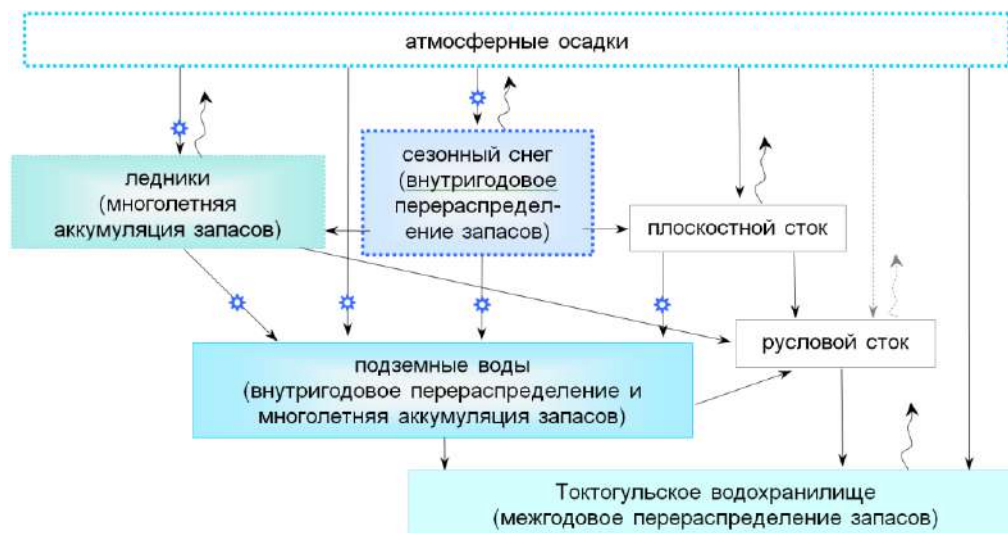


Рисунок III.1.19. Источники питания, резервуары и процессы, управляющие водным балансом в бассейне р. Нарын: цветные прямоугольники – резервуары, в которых возможно внутригодовое или многолетнее перераспределение запасов воды; не закрашенные прямоугольники – резервуары, в которых вода существует в виде ресурсов; стрелки – массопотоки между резервуарами; звездочки означают, что возможно замерзание воды, а извилистые стрелки – испарение или возгонку; черные стрелки – значимое взаимодействие, серые пунктирные стрелки – малозначимые связи.

Осадки и испарение. Максимум осадков обычно приходится на май (Таблица III.1.7 и III.1.8, Рисунок III.1.20 и III.1.21), с ноября по май выпадает около 80 % осадков; летом – 8–10 % (минимум – 10–20 мм в августе) [Aizen et al., 2006а; Изучение..., 2010]. Испарение определялось расчетным путем (Рисунок III.1.22). До высот 1200 м осадки почти полностью поглощаются испарением. При этом химический состав воды в р. Нарын мало зависит от испарения, а определяется растворением эвапоритов [Толстихин и др., 2010].

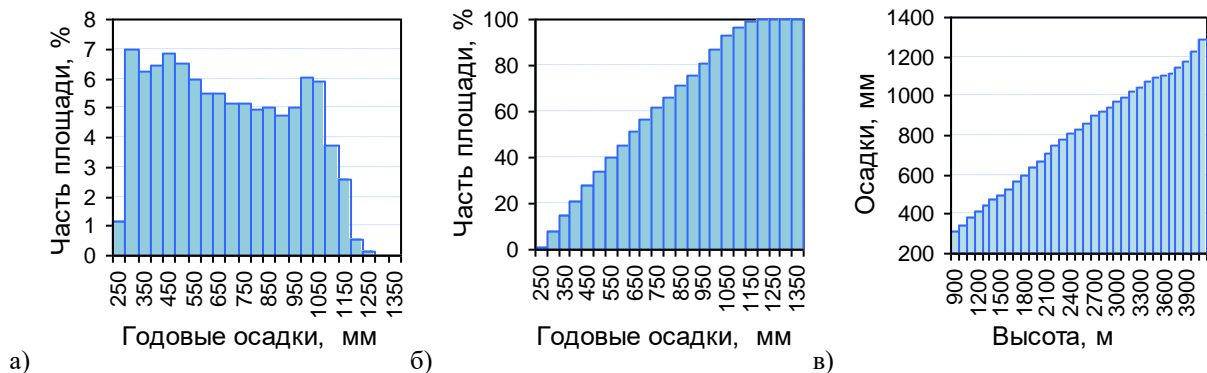


Рисунок III.1.20. Бассейн р. Нарын: а) дифференциальная и б) интегральная диаграммы годовых осадков; в) распределение годовых осадков по высотам ([Изучение..., 2010], автор диаграмм – Кузьмиченок В.А., ИВПиГЭ НАН КР).

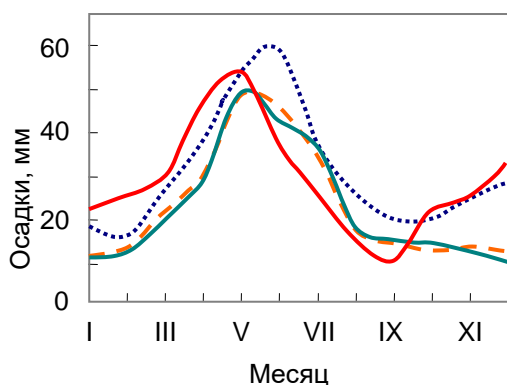


Рисунок III.1.21. Среднемесячные осадки для МС:
1 – Суусамыр»,
2 – Токтогул,
3 – Нарын» и
4 – Ат-Баши» ([Изучение..., 2010] по материалам «Кыргызгидромет»).

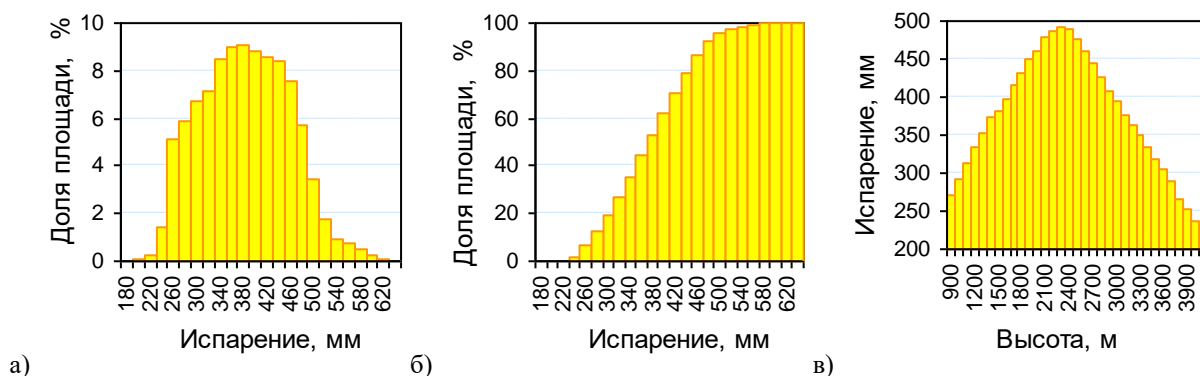


Рисунок III.1.22. Бассейн р. Нарын: а) дифференциальная, б) интегральная диаграммы годового испарения; в) распределение годового испарения по высотам ([Изучение..., 2010], автор диаграмм – Кузьмиченок В.А., ИВПиГЭ НАН КР).

Таблица III.1.6. Среднемесячная и годовая температура воздуха (1961–1990 гг.) во Внутреннем Тянь-Шане [Кутузов, 2009; Кузьмиченок, 2008].

Станция	Период наблюдений	Высота, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Каракол (Пржевальск)	1879 – 1997	1716	–6,1	–5,0	0,8	7,8	12,0	15,3	17,2	16,7	12,5	6,6	0,3	–3,8	6,2
Кызылсу		1700	–5,0	–4,1	1,1	7,7	11,8	15,1	17,2	16,8	12,9	7,5	1,5	–2,4	6,7
Сары-Джаз		1933	–11,6	–10,1	–3,5	5,0	9,6	13,0	14,7	14,2	9,6	3,4	–4,1	–9,1	2,5
Атбаши*		2025	–17,4	–13,3	–3,4	6,4	9,5	13,1	15,6	15,1	10,1	3,8	–5,2	–13,7	2,0
Нарын*	1882 – 2006	2049	–15,8	–12,6	–2,3	7,6	11,7	14,7	17,3	17,5	12,9	5,9	–3,6	–12,0	3,4
Чон-Кызылсу		2555	–11,4	–10,0	–4,6	1,9	5,5	8,4	10,4	10,1	6,2	1,2	–5,1	–9,2	0,3
Тянь-Шань	1930 – 2006	3654	–21,5	–19,7	–13,6	–6,2	–0,8	2,1	4,4	4,2	–0,1	–6,1	–14,4	–19,2	–7,6

* – метеостанции в бассейне р. Нарын.

Таблица III.1.7. Сумма осадков во Внутреннем Тянь-Шане, мм [Кутузов, 2009].

Метеостанция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Каракол (Пржевальск)	15	12	21	40	56	52	56	49	39	32	24	17	414
Кызылсу	18	17	25	34	49	50	56	52	34	34	25	19	412
Сары-Джаз	10	11	16	33	52	60	53	47	42	32	26	17	399
Чон-Кызылсу	14	15	29	47	86	105'	107	90	58	35	24	15	625
Тянь-Шань	6	6	13	22	43	55	58	50	28	14	8	7	309

Таблица III.1.8. Осредненные характеристики увлажнения бассейна р. Нарын [Кузьмиченок, 2008].

Показатель	Величина	Показатель	Величина
Средняя высота	2736 м	Объем осадков	34,14 км ³ /год
Температура воздуха	–1,69 °С	Объем испарения	19,03 км ³ /год
Сумма осадков	590 мм/год	Объем транспирации*	0,71 км ³ /год
Испаряемость	738 мм/год	Объем стока	14,4 км ³ /год
Испарение	331 мм/год	Модуль стока	7,81 л/с×км ²

* – следует обратить внимание на относительно небольшую величину транспирации.

Гляцио- и гидрография. Схема бассейна р. Нарын выше створа плотины Токтогульского водохранилища и точки опробования представлены на Рисунок II.1.23, а водноледовые характеристики – в Таблице III.1.9.



Рисунок III.1.23. Схема водотоков и точек опробования в бассейне р. Нарын:

▼ – гидропост (ГП); ● – метеостанция (МС); ② – точки опробования, данные для которых приведены в Таблице III.1.12 и III.1.13; ● – остальные точки опробования.

Далее под средним течением подразумевается участок р. Нарын от плотины Токтогульского водохранилища до устья р. Ат-Баши (заключительный створ – ГП «Уч-Терек»). Под верхним течением – участок от устья р. Ат-Баши до перехода р. Б. Нарын в р. Тарагай и до поворота р. М. Нарын на восток (заклучительные створы – ГП «Нарын», «Б. Нарын», «М. Нарын»). Под истоками – колено р. М. Нарын, идущее на восток, и реки Тарагай, Кумтор и Арабель. Частный водосбор включает реки Торкент, Ничкесай, Чычкан и Узун-Ахмат, впадающие в водохранилище.

Значительную часть речного стока в горах Тянь-Шаня связывают с таянием высокогорных снегов и ледников. В верховьях р. Нарын на хребтах Терской Ала-Тоо и Ак-Шыйрак сосредоточено 14 % ледников Кыргызстана; из них 85 % расположено в интервале 3700–4500 м (Рисунок III.1.24).

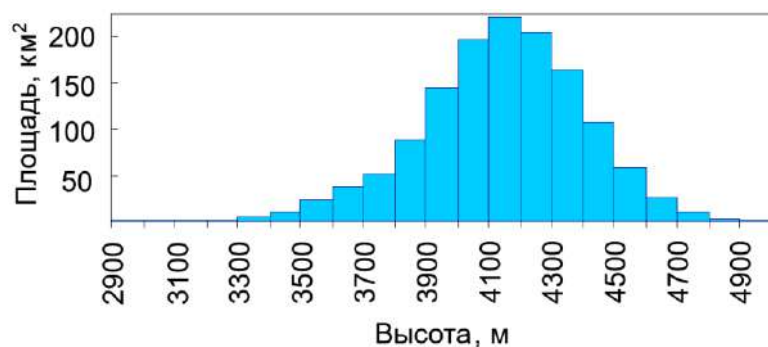


Рисунок III.1.24. Распределение площади ледников по высотам в бассейне р. Нарын ([Изучение факторов..., 2010], автор диаграммы – Кузьмиченок В.А., ИВПиГЭ НАН КР).

Таблица III.1.9. Характеристики стока и оледенения в бассейне р. Нарын по многолетним данным ([Изучение..., 2010], автор таблицы – Кузьмиченок В.А., ИВПиГЭ НАН КР).

Бассейн	Река*	Средняя высота водо- сбора, м	Высота нижней границы ледника, м	Площадь водо- сбора, км ²	Площадь оледене- ния, км ²	Площадь оледене- ния, %	Расход притока, м ³ /с	Расход р. Нарын после притока, м ³ /с	В %% к стоку через плотину Токтогульского водохранилища
Нарын	Бол. Нарын	3720	3956	5710	618,6	10,8	47,4	47,4	23
	Мал. Нарын	3500	3642	3870	344,7	8,9	42,8	90,2	
	Он-Арча	3390	3748	1320	4,0	0,3	9,9	100,1	
	Кекджерты	3310	3482	1118	16,8	1,5	5,2	105,3	
	Ат-Баши	3070	3732	5540	113,7	2,1	18,2	123,5	
	Джумгал	3150	3780	2129	38,3	1,8	9,9	133,4	
	Алабуга	3260	3806	3710	126,7	3,4	31	164,4	
	Кекирим	2410	3342	1720	2,3	0,1	20,5	184,9	
	Кекемерен	2800	3654	10400	104,7	1,0	79,4	264,3	
	Нарын на ГП «Уч-Терек»	2775	3622	58200	1370	2,9		332	
Частный водосбор	Чычкан	2740	3493	1150	10,7	0,4	17,8	349,8	89
	Бала Чычкан	2460	–	220	–	–	3,2	353	90
Токтогульского водохранилища	Торкент	2180	–	610	–	–	12,2	365,2	93
	Узун-Ахмат	2360	3371	1790	15,3	0,6	28,2	393,4	100

* – приведены данные только по крупным притокам

В 1900–1950^х г. масса ледников сокращалась, в среднем, на 336 мм водн.экв. в год; с конца 1950^х до середины 1970^х г. на 57 мм водн.экв. в год; а с середины 1970^х г. на 455 мм водн.экв. в год [Баланс массы..., 1988; Федоров, 2011]. Для хр. Ак-Шыйрак (водораздел между р. Нарын и р. Тарим, юго-восточный фланг бассейна) за период 1943–1977 г. таяние ледников оценивают величинами – 10 % [Aizen et al., 2006 b] и 18,8 % [Второе..., 2009; Кузьмиченок, 2009] и до 26 % [Диких, Кузьмиченок, 1981]. На хр. Терскей Ала-Тоо (водораздел между р. Нарын и оз. Иссык-Куль, северо-восточный фланг бассейна) объем льда уменьшился с 28,2 км³ в 1965 г. до 3,35 км³ в 2000 г. [Вилесов и др., 2006].

Вклад ледников в питание рек Тянь-Шаня оценивают по коэффициенту δ , который вычисляют как отношение стока за июль-сентябрь к стоку за март-июнь [Ресурсы..., 1969; Шульц, 1965]. Если $\delta > 1$, то считается, что в питании реки преобладают воды ледников и высокогорных снегов, если $\delta < 1$, то преобладают воды местных сезонных снегов.

Разъясним, в каком смысле в данной работе используется понятие «ледникового питания» рек.

Очевидно, что атмосферные осадки выпали бы на данной территории и при отсутствии ледников. Вид и, в некоторой степени, объем осадков зависит от наличия или отсутствия ледника, так как последний оказывает «выхолаживающее» влияние на воздух. Из-за выхолаживания верхняя граница хионосферы может оказаться ниже водоразделов, тогда осадки могут совсем не выпасть (появятся гольцы).

При постоянной массе ледников их таяние полностью компенсируется осадками, следовательно, в этом случае ледники являются просто областью транзита осадков с внутри- или межгодовым перераспределением последних (Рисунок III.1.19). При накоплении массы льда некоторая доля осадков временно изымается из стока. При уменьшении массы льда талая вода добавляется в сток. Именно эту долю воды в речном стоке, вслед за [Кузьмиченок, 2008], примем в качестве величины «ледникового питания».

Доля ледникового стока для р. Нарын оценивается 31,9 % [Диких и др., 1995]; < 10 % [Ресурсы..., 1969]; 4,2–7,9 % [Оледенение..., 1995], около 2,0 % (0,29 км³/год) для 2000 г. и 2,5 % (0,36 км³/год) для 1970 г. [Второе..., 2009; Кузьмиченок, 2009]. Первая из приведенных оценок завышена, так как за ледниковый сток принимались все осадки, выпадающие выше снеговой линии. Остальные оценки ледникового стока невелики, по сравнению со стоком р. Нарын (Таблица III.1.10). Однако, разрыв во времени между (а) максимумом снеготаяния – апрель-май и периодом выпадения весенних дождей – май и (б) пиком стока – июль дает некоторым авторам основание говорить о существенной доле ледниковой воды в стоке р. Нарын [Диких и др., 1995].

Последнее утверждение представляется сомнительным.

Таблица III.1.10. Среднегодовой сток р. Нарын по многолетним данным.

Оцениваемый период	Объем стока, км ³ /год	Источник
60-ые года XX столетия	14,4	Кузьмиченок, 2008
2000 г.	14,2	
Среднее до 1972 г.	14,2	Маматканов и др., 2006
1973–2000 гг.	15,1	
1973–2000 гг.	15,0	Оледенение..., 1995

На это указывает а) относительно небольшая площадь оледенения бассейна р. Нарын (Таблица III.1.9) и б) гидрографы р. Нарын и притоков на разные по водности годы (Рисунок III.1.25 и III.1.26). В маловодные годы проявляется 2 пика стока ($Q_{\text{мин}}$, Рисунок III.1.26). Пик апреля-мая обусловлен снеготаянием и весенними дождями. Если принять, что второй пик стока в июле–августе (заштрихованная часть площади графика) обусловлена ледниковым стоком, то получается, что даже в маловодный год его доля составляет не более 10 % стока р. Нарын.

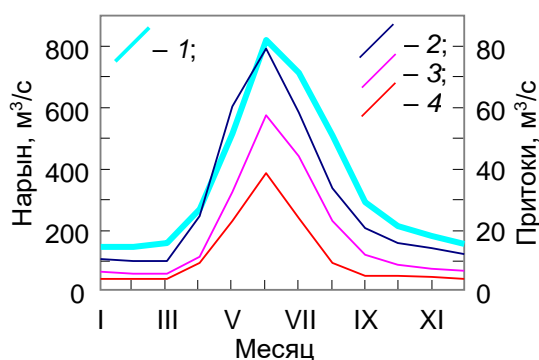


Рисунок III.1.25. Типовые гидрографы р. Нарын (ГП «Уч-Терек») и малых рек частного водосборного бассейна Токтогульского водохранилища ([Исучение..., 2010] по материалам «Кыргызгидромет»): 1 – Нарын; 2 – Узун-Ахмат; 3 – Чычкан; 4 – Торкент.

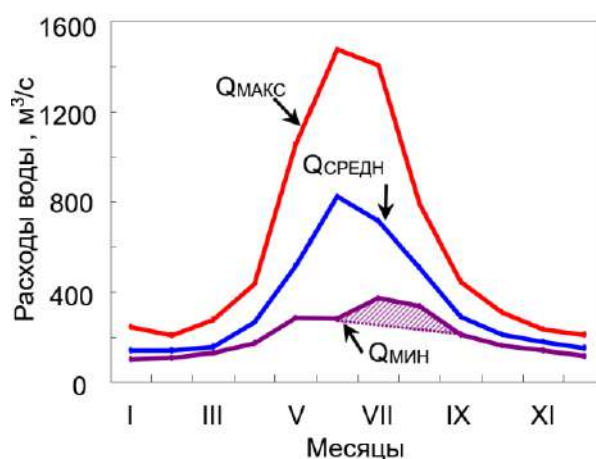


Рисунок III.1.26. Гидрографы р. Нарын на ГП «Уч-Терек» на разные по водности годы ([Исучение..., 2010], по данным «Кыргызгидромета» за 1972–2006 г.): $Q_{\text{МАКС}}$ – сток за 5 многолетних лет; $Q_{\text{СРЕДН}}$ – среднемноголетний сток; $Q_{\text{МИН}}$ – сток за 3 мало-водных года; – часть расхода р. Нарын в маловодный год, предположительно обусловленная ледниковым стоком.

Данные по осадкам (Рисунок III.1.20), испарению (Рисунок III.1.22) и распределению площади водосбора по высотам [Кузьмиченок, 2009] позволяют построить простейшую балансовую модель стока (Рисунок III.1.27), из которой видно, что 90 % стока формируется на высотах от 1200 до 3600 м, где ледники практически отсутствуют (Рисунок III.1.24). Отмеченные неувязки делают сомнительным тезис о ледниковом источнике максимума стока р. Нарын в летнее половодье.

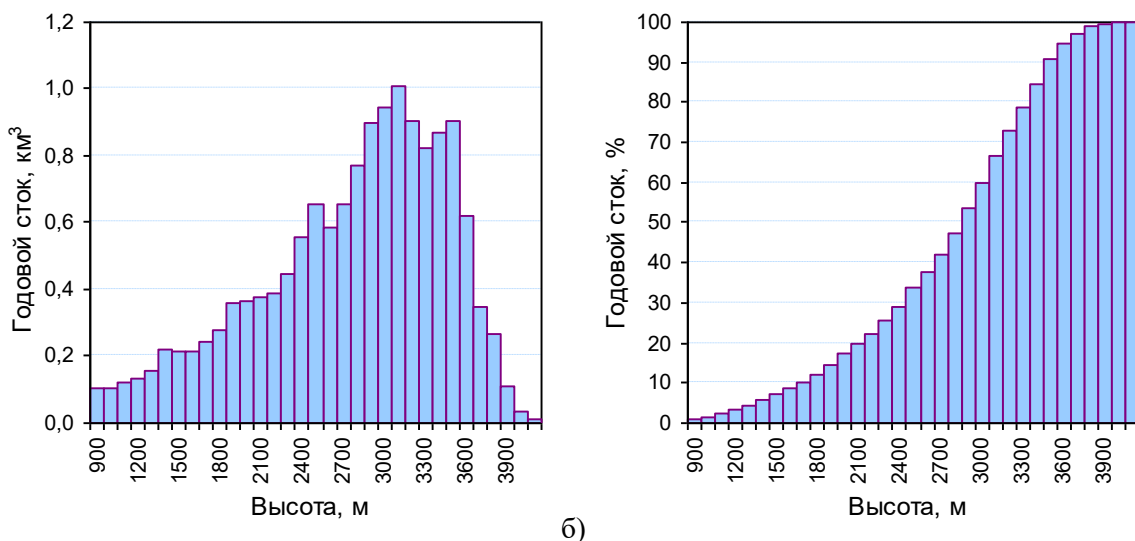


Рисунок III.1.27. Бассейн реки Нарын: а) дифференциальная и б) интегральная диаграммы распределение годового стока по высотам.

Запаздывание пика стока по отношению к пику снеготаяния и осадков, скорее всего, определяется перераспределением воды между поверхностным и подземным стоком на внутригодовом масштабе времени.

Кетмень-Тюбинская котловина, в которой расположено Токтогульское водохранилище, и аналогичные котловины занимают 72 % площади водосбора (при учете участков рельефа до углов наклона местности 7°) в среднем и верхнем течении р. Нарын



Рисунок III.1.28. Гидрогеологическое строение бассейна р. Нарын [Гидрологическая..., 2001].

Концептуальная модель взаимодействия поверхностных и подземных вод в бассейне р. Нарын может быть сформулирована следующим образом (Рисунок III.1.29).

1. В прибортовых частях долин, где преобладают грубообломочные отложения, весной происходит поглощение атмосферных осадков, плоскостного и, частично, руслового стока, поступающего со стороны горного обрамления.

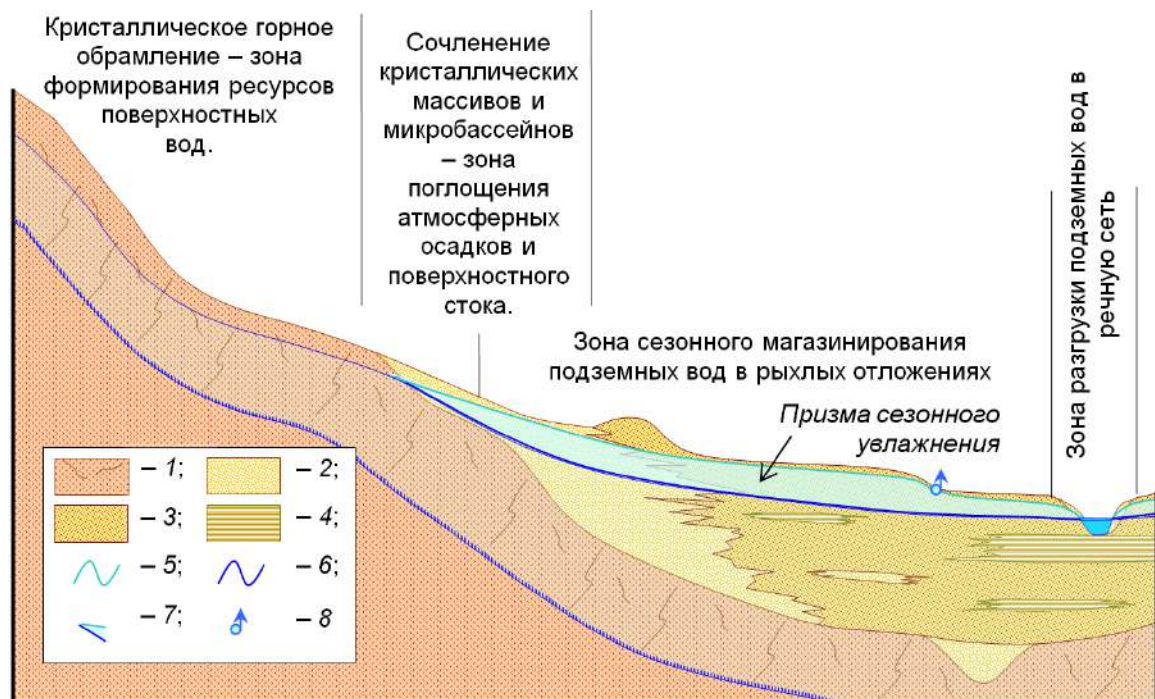


Рисунок Ш.1.29. Схема взаимодействия поверхностных и подземных вод в бассейне р. Нарын: 1 – кристаллические слабопроницаемые протерозойско-палеозойские породы и зона активной трещиноватости в верхней части их разреза; 2 – грубообломочные высокопроницаемые отложения; 3 – песчаные относительно хорошо проницаемые отложения; 4 – глинистые относительно плохо проницаемые отложения; 5 – уровень подземных вод после снеготаяния и весеннего максимума осадков; 6 – уровень подземных вод в конце зимней межени; 7 – призма рыхлых отложений, затопляемая весной и осушающаяся в течение лета; 8 – временные весенние родники.

2. Кристаллические пороги на р. Нарын играют роль природных плотин, «замыкающих» сток из гидрогеологических бассейнов.

3. Обводняемая весной призма осадочных пород в межгорных долинах является емкостью, которая определяет запаздывание стока снеготалых и весенних дождевых вод.

Ш.1.2.2 Изотопная оценка составляющих водного баланса бассейна р. Нарын¹

Атмосферные осадки (Рисунок Ш.1.30) изучались в 2003–2005 г. на хр. Терской Ала-Тоо, который является водоразделом между бассейнами р. Нарын и оз. Иссык-Куль [Изучение..., 2006 и материалы проекта МНТЦ КР-330.3]. Уравнение, аппроксимирующее данные по осадкам (за исключением летних, испытавших испарение):

$$\delta^2\text{H} = 8,01 \times \delta^{18}\text{O} + 10,3 (R^2 = 0,99).$$

¹ [Токарев и др., 2010]. В ходе работ получено 168 анализов изотопного состава воды, 32 определения содержания ³H, ²²²Rn – 21 анализ, ²³⁴U/²³⁸U – 18 анализов и 86 химических анализов, схема опробования на Рисунок Ш.1.23. Данные проекта МНТЦ КР-330.3 «Изучение водного баланса и гидродинамики озера Иссык-Куль изотопными методами» (2003–2005 г., 125 анализов изотопного состава поверхностных вод и атмосферных осадков), были предоставлены в распоряжение автора исполнителями проекта МНТЦ КР-330.3, сотрудниками ИВПиГЭ НАН КР. Некоторые данные взяты из [Брезгунов и др., 1979].

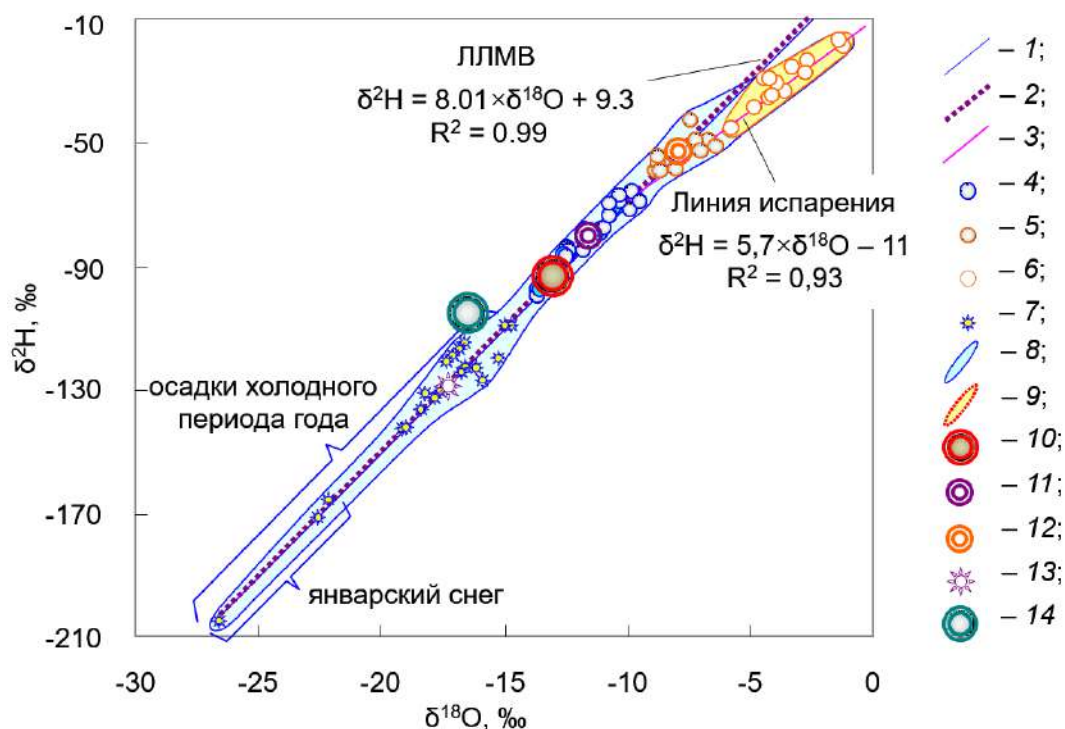


Рисунок Ш.1.30. Изотопный состав атмосферных осадков хр. Терсей Ала-Тоо за 2003–2005 г. (данные проекта МНТЦ КР-330.3, Изучение ..., 2006): 1 – ГЛМВ; 2 – ЛЛМВ; 3 – линия испарения; атмосферные осадки: 4 – март–апрель–май и сентябрь–октябрь–ноябрь; 5 – июнь–июль–август; 6 – испаренные летние; 7 – декабрь–январь–февраль; 8 – все осадки; 9 – частично испаренные; 10 – среднегодовые, с учетом распределения объемов выпадений по сезонам года; 11 – средние весенние и осенние; 12 – средние летние осадки; 13 – средние зимние осадки; 14 – средний изотопный состав ледника Инылчек [Aizen et al., 2001, 2004, 2005, 2006 a, b].

Летние осадки (июнь–август) имеют тяжелый изотопный состав, демонстрируя влияние испарения с уравнением $\delta^2\text{H} = 5,7 \times \delta^{18}\text{O} - 11$. Среднее начальное значение для таких осадков, определенное, как точка пересечения линии испарения с ЛЛМВ, равно $\delta^{18}\text{O} = -8,7 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -61 \text{ ‰}$. С учетом этой оценки среднее для летних проб составляет $\delta^{18}\text{O} = -8 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -54 \text{ ‰}$. Осенние осадки (сентябрь–ноябрь) имеют средний изотопный состав $\delta^{18}\text{O} = -11,0 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -79 \text{ ‰}$, весенние (март–май) – $\delta^{18}\text{O} = -11,6 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -83 \text{ ‰}$. Зимние осадки (декабрь–февраль) имеют средний состав $\delta^{18}\text{O} = -17,3 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -130 \text{ ‰}$. Наблюдения на хр. Терсей Ала-Тоо хорошо согласуются с наблюдениями автора за суммарными зимними осадками частного водосборного бассейна Токтогульского водохранилища $\delta^{18}\text{O} = -16,1 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -120 \text{ ‰}$ (ГП «Чычкан», Рисунок Ш.1.23). Среднегодовые осадки на хр. Терсей Ала-Тоо, с учетом распределения объемов выпадений по сезонам года, характеризуется величинами $\delta^{18}\text{O} = -12,8$ и $\delta^2\text{H} = -92,5 \text{ ‰}$.

Ледники. На леднике Инылчек (хр. Ак-Шыйрак юго-восточное обрамление бассейна р. Нарын высота около 5120 м), обнаружены составы $\delta^{18}\text{O} = -6,7 \dots -32,1 \text{ ‰}$ и

$\delta^2\text{H} = -39,6..-210 \text{ ‰}$ (угловой коэффициент ЛЛМВ 6,9) при средних величинах $\delta^{18}\text{O} = -16,5 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -105 \text{ ‰}$ [Kreutz et al., 2003; Aizen et al., 2004].

Поверхностные воды. Данные по изотопному составу воды в р. Нарын и притоках приведены на Рисунок III.1.31 и в Таблица III.1.11 и III.1.12. Некоторые точки были опробованы два-три раза, на ГП «Уч-Терек», «Б. Нарын» и «М. Нарын» был организован мониторинг.

Таблица III.1.11. Изотопный состав водотоков в бассейне р. Нарын в начале половодья.

№ точки*	Точка отбора пробы	Дата	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰
1	ГП «М. Нарын»	15.04.2008	-13,5	-98
2	ГП «Б. Нарын»	15.04.2008	-12,9	-93
7	р. Нарын перед г. Нарын	15.04.2008	-13,2	-95
8	Ручей № 1 возле г. Нарын	15.04.2008	-13,3	-96
9	Ручей № 2 возле г. Нарын	15.04.2008	-13,3	-96
4	р. Ат-Баши перед слиянием с р. Нарын	16.04.2008	-13,1	-94
5	р. Нарын 2 км ниже устья р. Ат-Баши	16.04.2008	-13,0	-94
10	ГП «Уч-Терек»	17.04.2008	-13,5	-97
11	Токтогульское водохранилище	5.05.2008	-13,3	-96
12	р. Нарын после водохранилища	5.05.2008	-12,9	-92
<i>Среднее</i>			-13,3	-96

* – номера проб в Таблице III.1.11, III.1.12 соответствуют номерам точек на Рисунке III.1.22.

В водотоках происходит значительное осреднение изотопного состава по сравнению с атмосферными осадками (Рисунок III.1.31 а). В истоках р. Нарын часть весенних проб характеризуется фракционированием изотопного состава, вероятнее всего, в связи с замерзанием талой снеговой воды (инфильтрата) на крупнообломочном материале. На это указывают абсолютные величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ и смещение точек относительно ЛЛМВ. Механизм замерзания инфильтрата и сублимации пара из воздуха в подпочвенных условиях носит довольно сложный характер [Банцекина, Михайлов, 2009] и не будет здесь обсуждаться, так как эта часть кругооборота воды не имеет особого значения в водном балансе исследуемого региона.

Ледниковый сток в явном виде заметен только в двух пробах из истоков р. Нарын (пробы, находящиеся в области между ЛЛМВ и точкой изотопного состава ледника Инылчек, Рисунок III.1.31 б). Мониторинг изотопного состава воды на гидропостах «Уч-Терек», «Б. Нарын» и «М. Нарын» (Рисунок III.1.32) позволяет увидеть изменение изотопного состава воды в р. Нарын в отдельные фазы гидрологического режима (Таблица III.1.13, Рисунок III.1.33).

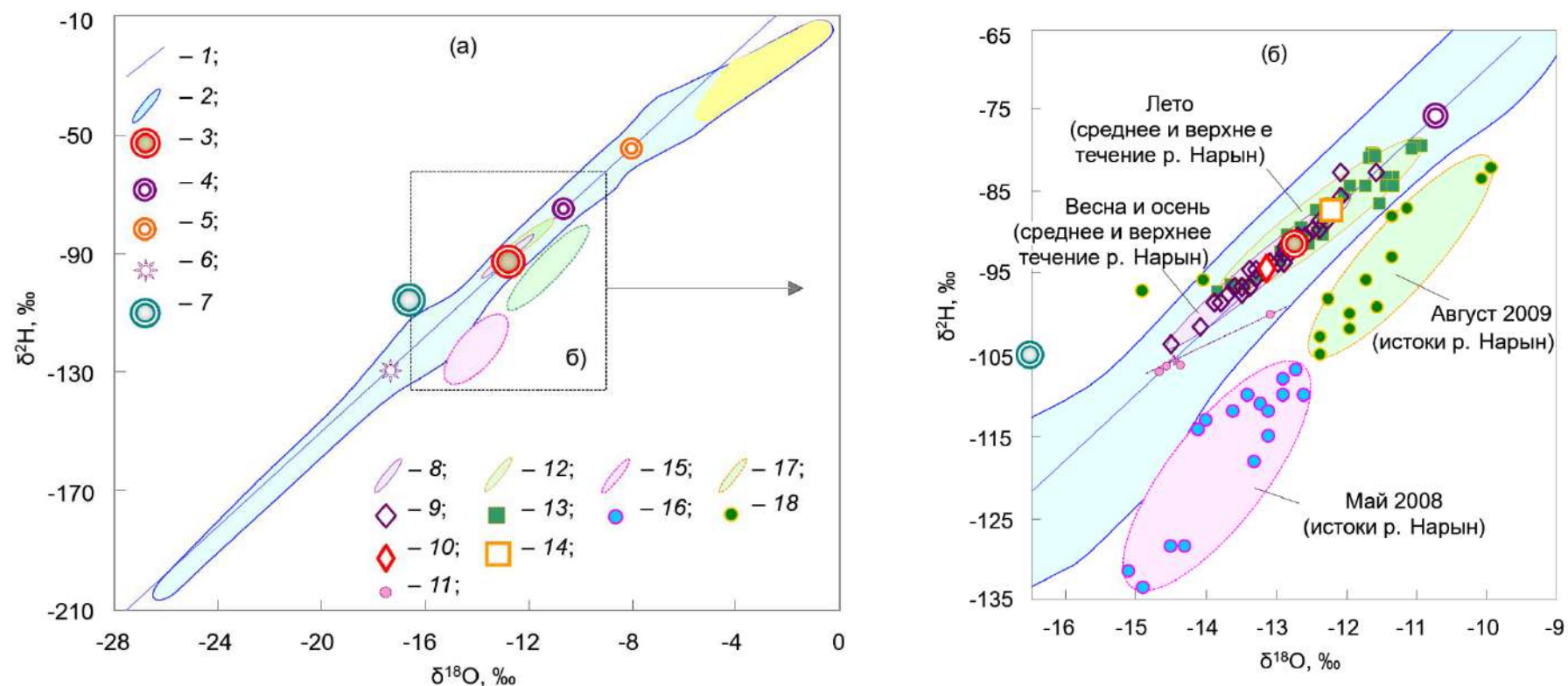


Рисунок 3.1.31. Изотопный состав воды р. Нарын и притоков за период 2007–2009 гг. (а); врезка (б). Атмосферные осадки: 1 – ЛЛМВ; 2 – в целом; 3 – среднегодовые; 4 – средние весенние и осенние; 5 – средние летние; 6 – средние зимние; 7 – средний изотопный состав ледника Инылчек (вычислено по данным [Aizen et al., 2004]). Среднее и верхнее течение р. Нарын: 8 – весна и осень в целом; 9 – отдельные весенние и осенние пробы; 10 – средний состав весенних и осенних проб; 11 – весенние пробы в долине р. Суусамыр; 12 – летнее опробование в целом; 13 – отдельные летние пробы; 14 – средний состав летних проб. Источники р. Нарын: 15 – весеннее опробование; 16 – отдельные весенние пробы; 17 – летнее опробование; 18 – отдельные летние пробы.

Таблица III.1.12. Изотопный состав водотоков в бассейне р. Нарын в конце половодья.

№ точки*	Точка отбора пробы	Дата	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰
1	ГП «М. Нарын»	02.08.2008	-12,2	-87
2	ГП «Б. Нарын»	02.08.2008	-11,7	-81
3	р. Нарын (60 км ниже г. Нарын)	03.08.2008	-12,9	-91
4	р. Ат-Баши (устье)	03.08.2008	-12,5	-88
5	р. Нарын 2 км ниже устья р. Ат-Баши	03.08.2008	-12,7	-90
6	р. Кекемерен ниже устья р. Джумгал	01.08.2008	-13,3	-96
<i>Среднее</i>			-12,6	-89

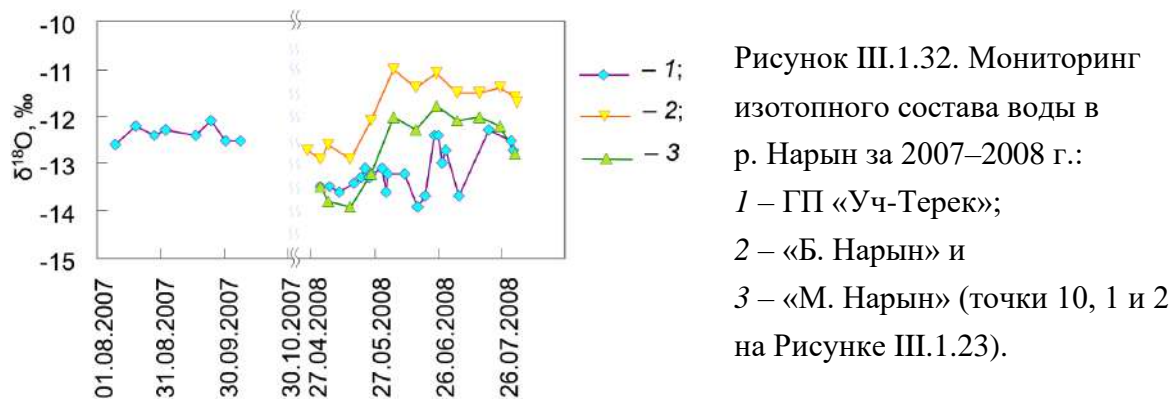
Таблица III.1.13 а. Изотопный состав воды (‰) в р. Нарын в среднем и верхнем течении на различные периоды половодья.

Участок р. Нарын	Гидро-пост	Среднее арифметическое за период					
		апрель – май		июнь – август		сентябрь – декабрь	
		$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
Верхнее течение	Б. Нарын	-12,8	-93	-11,4	-83		
	М. Нарын	-13,7	-99	-12,1	-86		
Среднее течение	Уч-Терек	-13,5	-97	-12,9	-93	-12,5	-90

Таблица III.1.13 б. Статистические характеристики изотопного состава воды (‰) р. Нарын.

Показатель за 2007–2009 г.	Гидропост					
	Уч-Терек		Б. Нарын		М. Нарын	
	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
Мин	-14,5	-104	-12,9	-94	-13,9	-99
Макс	-11,6	-83	-11,0	-80	-11,8	-85
Среднее	-13,0	-93,2	-11,9	-86,3	-12,7	-90,4

Короткопериодные вариации изотопного состава обнаруживают синхронность в среднем и верхнем течении (Рисунок III.1.32). Вероятнее всего эти колебания являются отражением отдельных крупных дождей, это означает, что время добегания волны дождевого паводка по руслу реки невелико и не превышает одной декады.



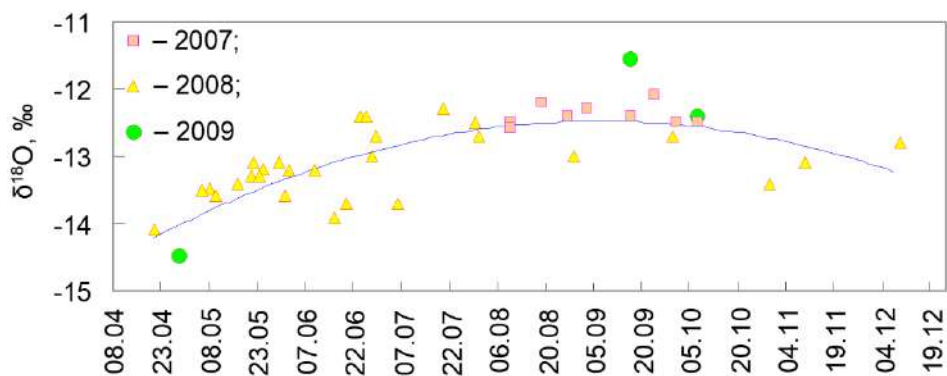


Рисунок Ш.1.33. Изотопный состав воды в р. Нарын на ГП «Уч-Терек» в 2007–2009 г. (точка 10, Рисунке Ш.1.23).

Подземные воды имеют изотопный состав, согласующийся с ЛЛМВ (Рисунок Ш.1.34). Вариации изотопного состава подземных вод невелики $\delta^{18}\text{O} = -17,2..-13,1$ ‰ и $\delta^2\text{H} = -126..-94$ ‰. Средний изотопный состав $\delta^{18}\text{O} = -14,3$ ‰ и $\delta^2\text{H} = -105$ ‰. Вследствие этого изотопный состав воды в р. Нарын и, особенно, малых рек частного водосбора Токтогульского водохранилища реагирует на летнее утяжеление осадков с некоторым запозданием (Рисунок Ш.1.33 и Ш.1.35).

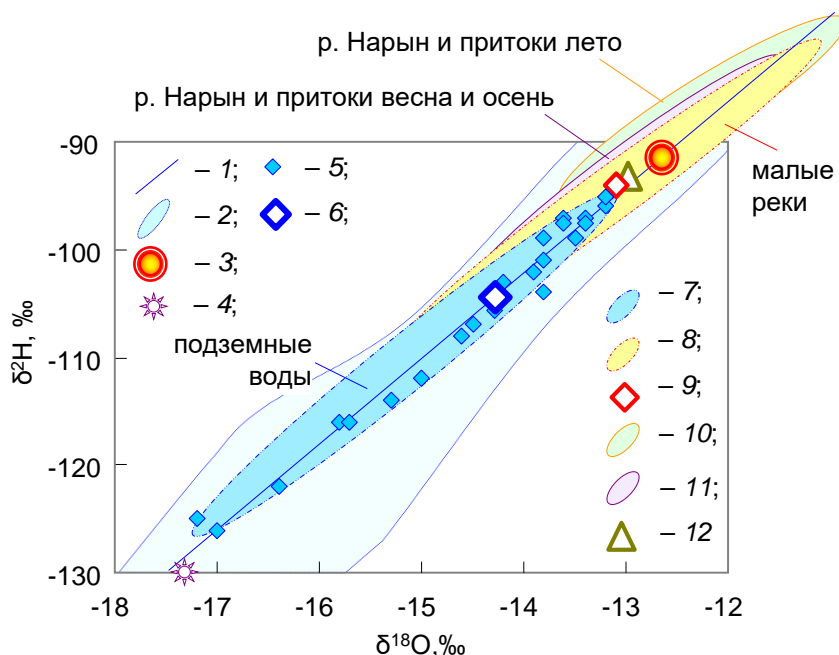


Рисунок Ш.1.34. Изотопный состав подземных частного водосбора Токтогульского водохранилища: 1 – ЛЛМВ; 2 – атмосферные осадки; 3 – среднегодовой состав осадков; 4 – средние зимние осадки; 5 – отдельные точки; 6 – средний изотопный состав подземных вод; 7 – поле изотопного состава подземных вод; 8 – изотопный состав малых рек частного водосборного бассейна Токтогульского водохранилища; 9 – средний изотопный состав воды малых рек; изотопный состав р. Нарын и притоков: 10 – летом; 11 – весной и осенью; 12 – среднее для ГП «Уч-Терек» за 2007–2009 г.

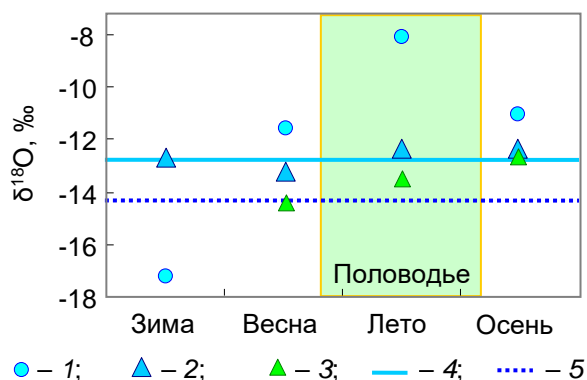


Рисунок III.1.35. Средние сезонные изотопные составы атмосферных осадков, речного стока и подземных вод в бассейне р. Нарын в 2007–2010 г.: 1 – средний состав осадков в соответствующие сезоны; 2 – р. Нарын на ГП «Уч-Терек»; 3 – малые реки; 4 – среднегодовой состав атмосферных осадков; 5 – средний состав подземных вод.

Прикидочный расчет по схеме полного перемешивания с использованием данных по тритию дает среднее время пребывания воды в подземной гидросфере, как правило, не более нескольких месяцев. Однако для самоизливающихся соленых вод из скважины в долине р. Узун-Ахмат получен возраст, оцениваемый величиной 10–15 лет.

Токтогульское водохранилище. Вода водохранилища имеет $\delta^{18}\text{O} = -14,1..-11,8 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -103..-84 \text{ ‰}$ (Рисунок III.1.36). Средний изотопный состав воды $\delta^{18}\text{O} = -13,0 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -94,4 \text{ ‰}$, совпадает с изотопным составом средних атмосферных осадков $\delta^{18}\text{O} = -12,8 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -92,5 \text{ ‰}$. Аппроксимирующее уравнение согласуется с ЛЛМВ:

$$\delta^2\text{H} = 8,1 \times \delta^{18}\text{O} + 10 \quad (R^2 = 0,81).$$

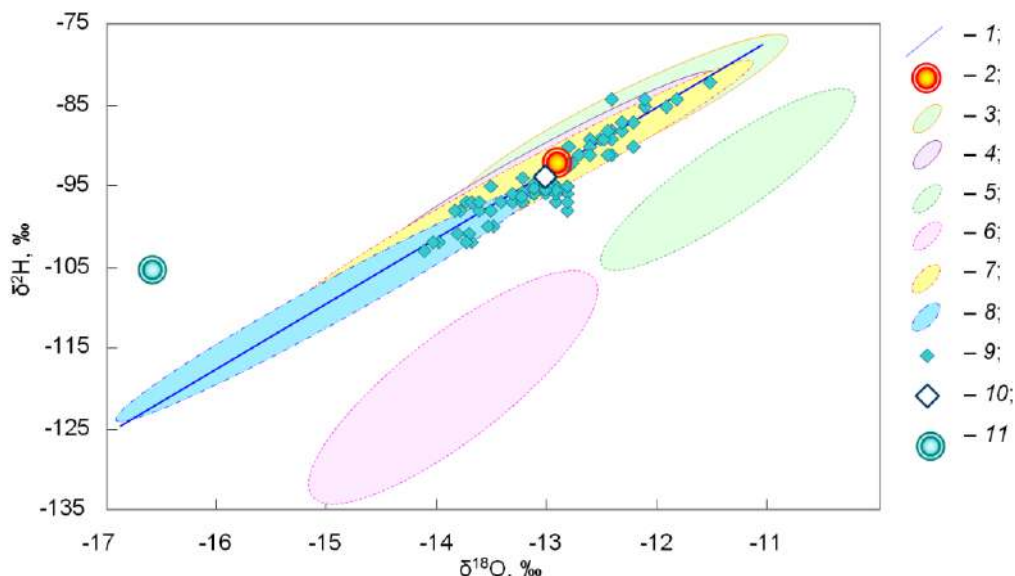


Рисунок III.1.36. Изотопный состав воды Токтогульского водохранилища в сравнении с изотопным составом возможных источников формирования водного баланса водохранилища: 1 – ЛЛМВ; 2 – среднегодовой изотопный состав атмосферных осадков; изотопный состав р. Нарын и притоков: в среднем и верхнем течении летом (3), весной осенью (4); в верховьях: летом (5) и весной (6); 7 – изотопный составов малых рек частного водосборного бассейна Токтогульского водохранилища; 8 – изотопный состав подземных вод; 9 – отдельные измерения изотопного состава воды в водохранилище; 10 – средний изотопный состав воды в водохранилище; 11 – средний изотопный состав ледника Инылчек [Aizen et al., 2004].

Массив изотопных данных указывает на то, что для бассейна р. Нарын выше створа Токтогульского водохранилища характерен водный баланс, определяемый сезонными осадками с относительно малым влиянием испарения и ледникового стока.

III.1.2.3 Математическое моделирование водного баланса бассейна р. Нарын¹

Для создания модели стока использован подход, реализованный в The Snow-melt Run-off Model (SRM)². Математическая формулировка задачи имеет вид:

$$Q_{n+1} = [C_{sn} \cdot a_n (T_n + \Delta T_n) \cdot S_n + C_m \cdot P_n] \frac{A \times 10000}{86400} \cdot (1 - k_{n+1}) + Q_n \cdot k_{n+1}$$

где Q – среднесуточный расход, м³/с; C – коэффициент стока, вычисляется из отношения сток/осадки, принимая во внимание, что C_{sn} относится к снегу и C_m к дождю; a – суточный фактор снеготаяния, указывающий глубину протаивания для одного градусо-дня, см/°C/сут; T – число градусо-дней, °C·сут; ΔT – скорость прироста суточной температуры, °C·сут; S – доля территории, покрытой снегом, по отношению к общей площади; P – вклад осадков в сток (определяется с учетом перехода температуры через ноль, если температура выше нуля, то выпадает дождь, который суммируется с русловым стоком, если температура ниже нуля, то выпадает снег, который накапливается и начинает таять после перехода температуры через ноль); A – площадь бассейна или зоны, км²; k – коэффициент рецессии, указывающий на уменьшение расхода при отсутствии жидких осадков или снеготаяния; n – число дней.

Доля снежного покрова вычисляется как

$$S_{i,j,MO} = \beta_{i,j,MO} + \alpha_{i,j} T_{MO},$$

где $S_{i,j,MO}$ – доля снежного покрова в j -м поддиапазоне i -го бассейна в месяц MO (номер месяца от начала моделирования); $\beta_{i,j,MO}$ – среднее значение доли снежного покрова в j -м поддиапазоне i -го бассейна в месяц MO ; $\alpha_{i,j}$ – коэффициент для вычисления поправки доли снежного покрова в зависимости от температуры на МС «Нарын»; T_{MO} – среднемесячная температура на МС «Нарын» в месяц MO .

Первое приближение для a (суточный фактор таяния снега) и C (коэффициент стока) взято по результатам проекта, выполненного в Центре космических исследований АН Республики Узбекистан [Malikov, 2004], а также из данных [Aizen et al., 1996]. Цифровая модель рельефа создана на базе съемки со спутника The Shuttle Radar Topography Mission

¹ Программный код для моделирования разработан профессором Казанского федерального университета д.б.н. Савельевым А.А. [Савельев, Токарев И.В., 2010].

² Описание модели на сайте <http://www.ars.usda.gov/main/> и <http://www.ars.usda.gov/Services/>.

(SRTM). После фильтрации ошибок выполнена трассировка поверхностных водотоков и водоразделов. Водосбор р. Нарын был разбит на элементарные площадки размером 500×500 м, а для бассейнов малых рек частного водосбора Токтогульского водохранилища – на площадки 250×250 м. В связи с большим перепадом высот, выделено 6 поддиапазонов в интервале 1000–4000 м с шагом 500 м (высоты, выходящие за эти пределы и составляющие незначительную часть площади бассейна, были отнесены к крайним поддиапазнам). Метеорологические параметры взяты из [Кузьмиченок, 2008].

Калибровка модели выполнялась по дистанционным данным, наблюдениям на ГП «Уч-Терек» и данным натурных измерений по запасам воды в снеге в период 1980^{-х} г. Темпов снеготаяния определялся по данным проекта TERRA (прибор MODIS, 8-суточные маски снежного покрова¹). Данные были переведены в нужную проекцию, пересчитаны на выбранную пространственную разбивку и усреднены по месяцам (Рисунок III.1. 37).

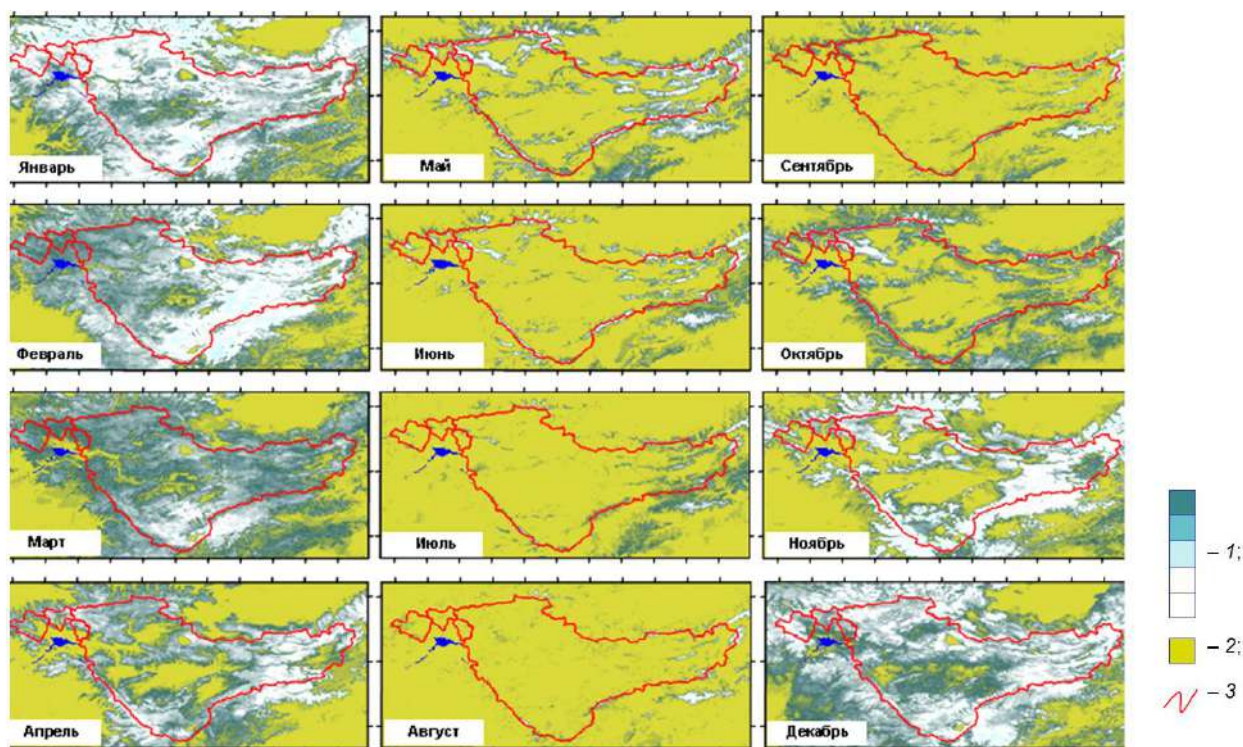


Рисунок III.1.37. Пример дистанционной основы для расчета доли снежного покрова (среднемесячные сцены за 2004 г.): 1 – градации плотности снежного и ледникового покрова; 2 – территории свободные от снега; 3 – границы элементарных водосборов.

В ходе калибровки модели подобраны:

- меженный сток р. Нарын – 120 м³/с;
- время задержки стока для учета влияния регулирующих емкостей – 1,5 месяца.

Результаты моделирования (Рисунок III.1.38) подтверждает ранее полученные выводы о преимущественно снего-дождевом питании р. Нарын и согласуется с работами

¹ [ftp://n4ftl01u.ecs.nasa.gov/MOST/MOD10A2.005] дата обращения 31.10.2009.

других авторов [Калашникова, 2013; Калашникова, Гафуров, 2017]. Модель может быть существенно улучшена не только за счет использования более дробной разбивки по пространству и более детальных метеорологических данных.

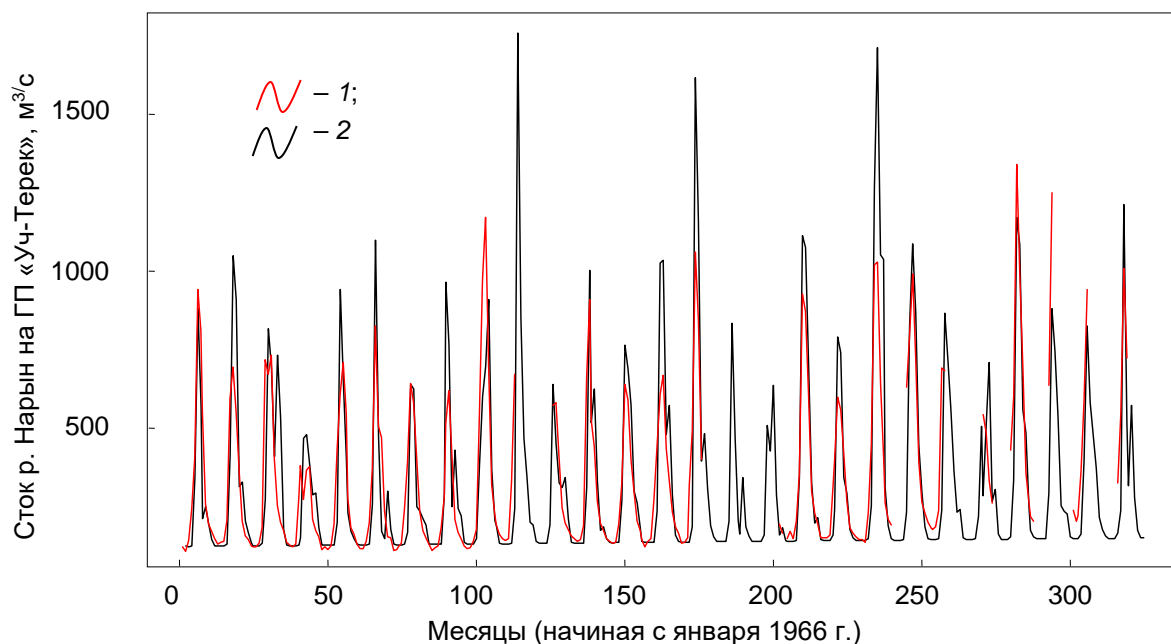


Рисунок III.1.38. Калибровка модели гидрологического режима р. Нарын в створе ГП «Уч-Терек»: 1 – фактические данные; 2 – модель.

По данным GRACE показано к маю в бассейне формируется основной годовой запас воды [Киселев, Токарев, 2012], который может быть оценен с достаточной степенью точности. Это позволяет дать практически значимый прогноз стока на вегетативный период.

III.1.2.4 Выводы по результатам исследования водного баланса бассейна р. Нарын изотопными методами и моделирования

Анализ гляцио-гидрогеологических условий, изотопной информации об осадках, речном стоке и ледниках позволил установить, что основу водного баланса бассейна р. Нарын его сток определяется сезонными снегами и весенними осадками. Доля ледникового стока в расходе р. Нарын пренебрежимо мала. Разрыв во времени, между весенним снеготаянием (конец апреля – начало мая) и пиком осадков (как правило, май), с одной стороны, и пиком половодья на р. Нарын (конец июня – начало июля), с другой, обусловлен регулирующим действием емкости гидрогеологических бассейнов в межгорных впадинах.

Математическое моделирование и использование данных GRACE, позволяет дать практически значимый среднесрочный прогноз стока на вегетативный период бассейна р. Нарын.

III.1.3. Изменение качества подземных вод под влиянием природных и техногенных факторов (Кировский горнопромышленный район, Мурманская область)¹.

III.1.3.1 Общие сведения о районе работ

В Хибинском щелочном массиве (Рисунок III.1.39) месторождения апатита эксплуатируются с 1930^x г. подземными выработками и карьерами. Климат Хибин характеризуется относительно теплой зимой и прохладным, неустойчивым летом. В среднем, на 100 м подъема температура воздуха понижается на 0,65 °С (Таблица III.1.14).

Таблица III.1.14. Характеристики климата Хибинского массива [Сапунов и др., 2006].

Станция	Абсолютная высота, м	Данные за период	Среднегодовая температура, °С	Дней с отрицательной температурой	Средне-зимняя температура, °С	Средняя температура января, °С
Центр лавинной безопасности, г. Кировск	365	1982–2004	-0,1	210	-5,0	-10,1
Восточная	420	1990–2004			-5,3	-10,8
Юкспор	910	1936–1980			-8,3	-12,2
Центральная, плато Ловчорр	1090	1962–2004	-4,8	277	-9,3	-13,2

Подземные воды являются единственным источником питьевого водоснабжения г. Кировска и нескольких поселков. Водозаборные сооружения зачастую находятся в области влияния горных работ.

В гидрогеологическом отношении интрузия представляет собой массив с трещинным типом фильтрации. Поверхностный и подземный сток формируется в пределах горного обрамления с выраженными водоразделами. Поверхностный сток представлен реками Вудьяврйок, Саамской и Юкспорийок, впадающими в озеро Б. Вудьявр. Проницаемость коренных пород, в основном, обусловлена выветриванием. В массиве установлено несколько систем тектонических зон дробления. Эти зоны, как правило, обводнены, имеют крутое падение и могут иметь глубину заложения до нескольких километров.

Поток подземных вод направлен со стороны горного обрамления к долине оз. Б. Вудьявр. Частичная разгрузка подземных вод происходит по периметру приозерной

¹ В разделе обсуждаются результаты: – 192 анализов изотопного состава поверхностных, подземных вод и атмосферных осадков, на основании которых уточнялись условия питания подземных вод; – 75 анализов изотопного состава и концентраций благородных газов и трития, на основании которых выполнялось датирование подземных вод; – 29 анализов изотопного состава азота, на основании идентифицированы источники нитратного загрязнения подземных вод. Данные получены автором, совместно с сотрудниками лаборатории геохронологии и геохимии изотопов ГИ КНЦ РАН, а также в ходе выполнения хозяйственных договоров и научных проектов ЛГИ и СПБО ИГЭ РАН в период 1986–2014 гг.

низменности в виде восходящих источников. Остальной поток воды со стороны гор поглощается рыхлыми четвертичными отложениями, заполняющими межгорные долины, содержащими основные запасы воды и представляющими собой артезианские микробассейны (Рисунки Ш.1.39, Ш.1.40 и Ш.1.41). Подземный поток транзитом проходит под оз. Б. Вудъявр. Дно озера сложено толщей сапропелевых илов, поэтому связь озера с подземными водами затруднена. Конечную разгрузку подземные воды имеют в виде родников в устье долины.

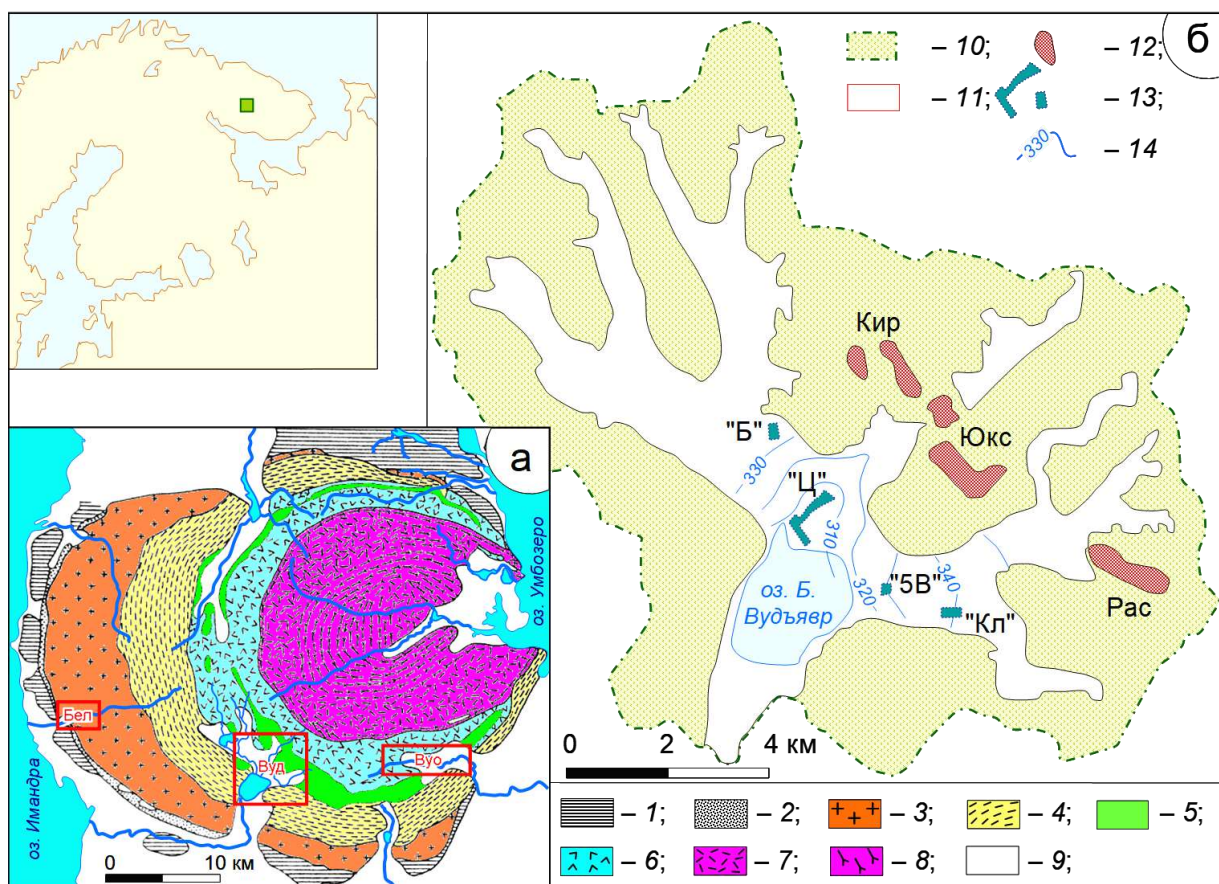


Рисунок Ш.1.39. Схема геологического строения Хибинского массива (а) и бассейна оз. Б. Вудъявр (б): 1 – породы докембрия и палеозоя; 2 – роговики; 3, 4 – гранитоидные и трахитоидные хибиниты; 5 – ийолиты, уртиты, малиньиты, апатиты; 6 – рихчорриты и эгериновые нефелиновые сиениты; 7, 8 – гранитоидные и трахитоидные фойяиты; 9 – четвертичные отложения; 10 – горное обрамление долины оз. Б. Вудъявр; 11 – участки работ (Вуд – бассейн оз. Б. Вудъявр, Вуо – бассейн р. Вуонемийок, Бел – бассейн р. М. Белой; 12 – зоны обрушения рудников (Кир – Кировского, Юкс – Юкспорского, Рас – Расвумчорского); 13 – водозаборы («Ц» – Центральный, «Кл» – Ключевой, «Б» – Болотный, «5В» – скважина 5В); 14 – изолинии давлений в напорном горизонте.

Комплекс четвертичных образований включает грунтовый и напорный горизонты, разделенные пачкой ленточных глин. Напорный горизонт при средней водопроницаемости 700–800 м²/сут. имеет коэффициенты фильтрации 10–30 м/сут.

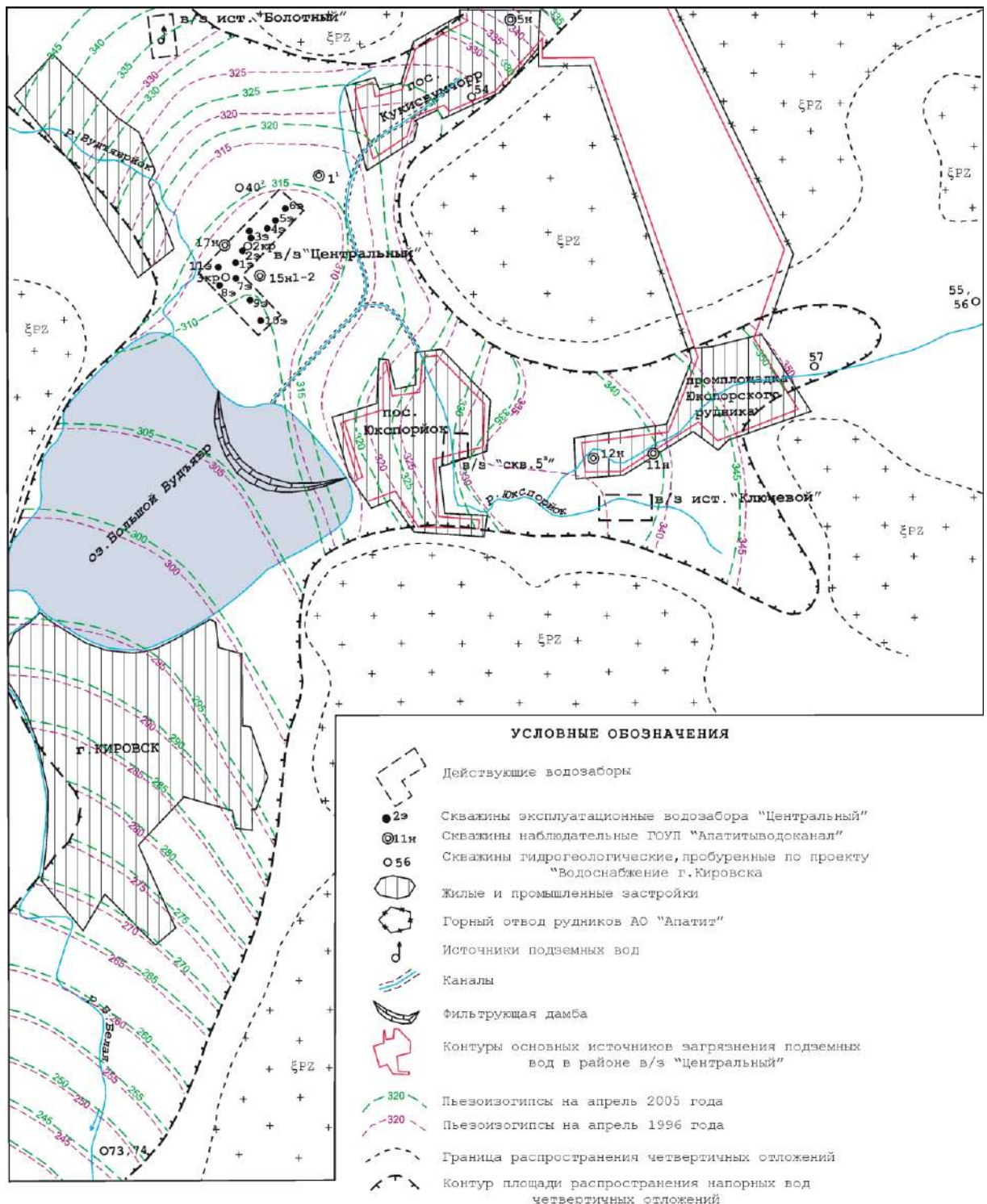


Рисунок III.1.40. Схема расположения водозаборов в долине оз. Б. Вудъявр и карта пьезоизогипс напорного четвертичного водоносного горизонта в межень (на апрель 1996 и апрель 2005 г. [по материалам ОАО «Мурманская ГРЭ»]).

На приозерной низменности расположены водозаборы «Центральный», «Болотный», «Ключевой» и «Скважина 5В» (в настоящее время не работает), эксплуатирующие напорный горизонт. В верховьях рек Саамской и Юкспорийок водоносный горизонт кристаллических пород дренируется Кировским, Юкспорским и

Расвумчорским рудниками. Данные по среднемесячному водоотбору на водозаборе «Центральный» представлены на Рисунок III.1.42.

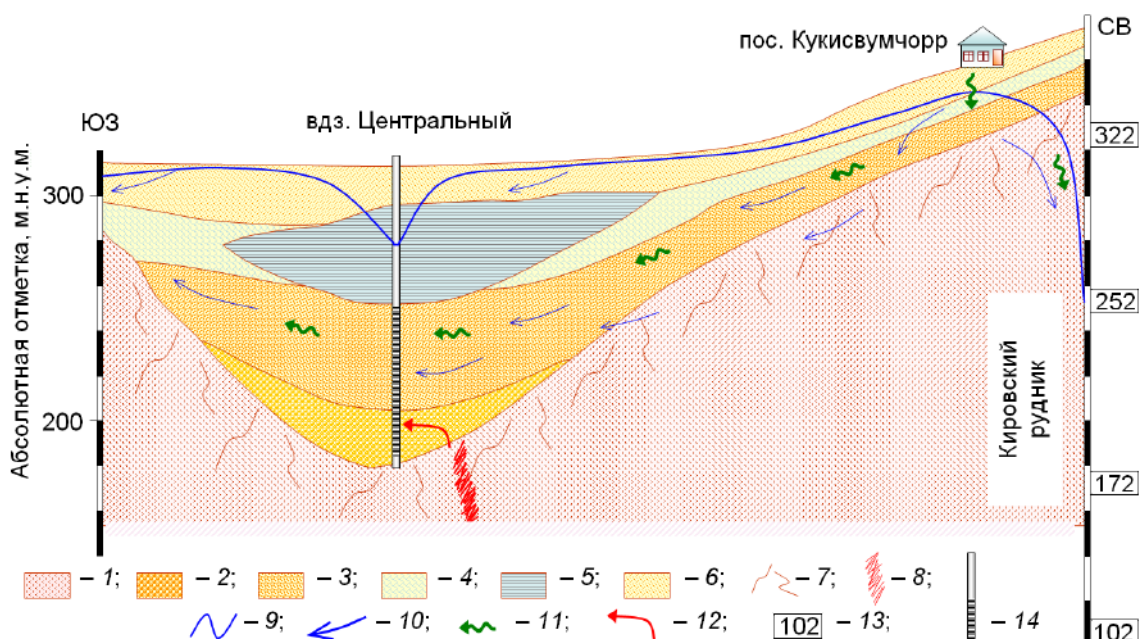


Рисунок III.1.41. Схематический гидрогеологический разрез через водозабор «Центральный» в направлении пос. Кукисвумчорр (см. Рисунок III.1.39) и особенности движения загрязнения: 1 – кристаллические породы; 2 – конгломераты; 3 – песчано-гравийные ледниковые отложения; 4 – суглинки и супеси; 5 – ленточные глины; 6 – аллювиально-озерные пески и супеси; 7 – зона активной трещиноватости кристаллических пород; 8 – зона тектонического дробления кристаллических пород; 9 – уровни/напоры подземных вод; 10 – направление движения подземных вод; 11 – пути поступления нитратного загрязнения к водозабору; 12 – пути поступления высокощелочных Al-содержащих вод к водозабору; 13 – горизонт отработки рудного тела Кировским рудником; 14 – скважина водозабора «Центральный» и интервал положения фильтра.

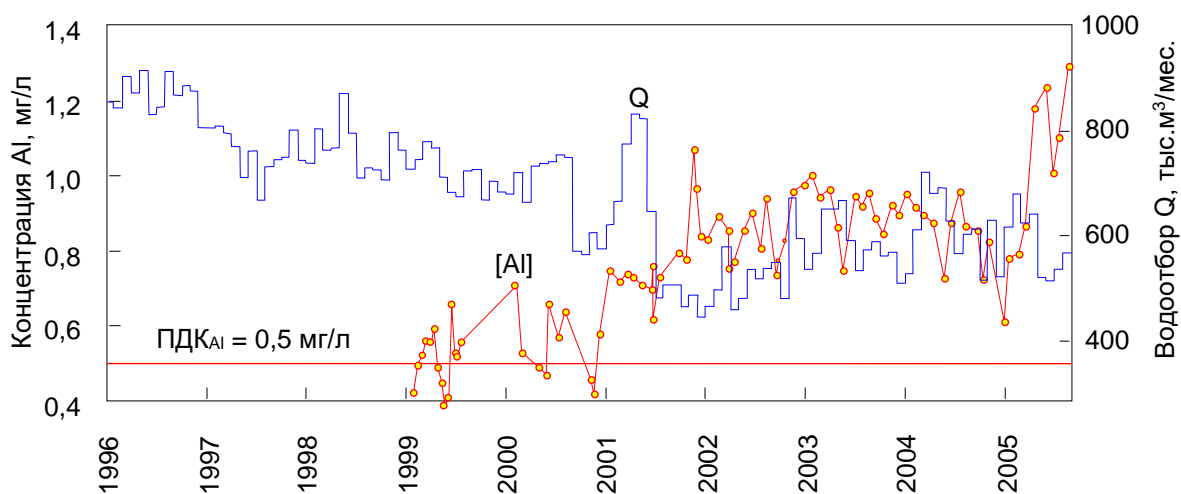


Рисунок III.1.42. Водоотбор на водозаборе «Центральный» (Q) и содержания алюминия [Al] в суммарном коллекторе (по материалам ОАО «Мурманская ГРЭ»).

Химический состав¹ подземных вод в естественных условиях $\text{HCO}_3^- - \text{Na}^+$ с минерализацией 40–60 мг/л (изредка до 120 мг/л) резко контрастирует с составом загрязненных вод, в которых происходит смена типа воды за счет роста содержаний NO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- и Ca^{2+} . На водозаборе «Центральный» по этим параметрам качество воды продолжает удовлетворять требованиям санитарных норм.

Отмечен сверхнормативный рост содержаний Al (до 1,91 мг/л по отдельным пробам, при среднем 0,37 мг/л и $[\text{Al}]_{\text{ПДК}} = 0,5$ мг/л [СанПиН 2.1.4.1074-01, СанПиН 2.1.4.1075-02]) и pH (до 9,6 при среднем около 9,45 и $\text{pH}_{\text{ПДК}} = 6-9$ [СанПиН 2.1.4.1074-01]). Заметна связь динамики изменения содержаний Al и pH и суммарного водоотбора (Рисунок III.1.42 и III.1.43).

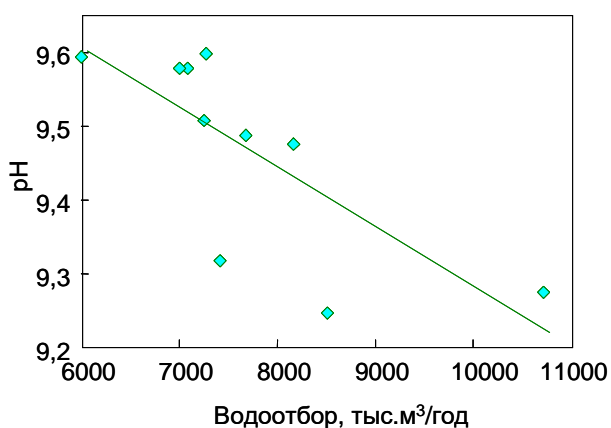


Рисунок III.1.43.

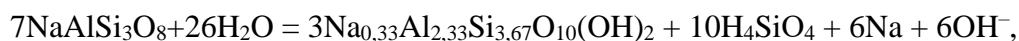
Зависимость среднегодовых pH воды в суммарном коллекторе водозабора «Центральный» от объема водоотбора (по материалам ОАО «Мурманская ГРЭС»).

Рост содержаний Al и pH, согласно предварительному авторскому анализу, может быть обусловлен подтоком вод из кристаллического фундамента, поступающим по зонам тектонического дробления. При $\text{pH} > 9,0$ растворимость силикатов быстро возрастает [Айлер, 1982]. Согласно [Шварцев, 1998; Крайнов и др., 2004], при гидролизе алюмосиликатов образуются вторичные глинистые минералы с ростом содержаний иона OH^- .

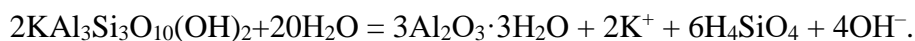
Например, происходит переход анортита в каолинит:



альбита в монтмориллонит:



калиевой слюды в гиббсит:



То есть, подземные воды в глубине Хибинского массива должны быть щелочными, $\text{HCO}_3^- - \text{Na}^+ - \text{K}^+$ состава. Аналогичные изменения инфильтрационных вод наблюдаются и в других регионах [Chae et al., 2006]. Участки поступления вод из кристаллического

¹ фондовые материалы предоставленных автору ОАО «Мурманская ГРЭС».

фундамента обычно приурочены к пересечению разломов с палеодолинами, как правило, имеют небольшие размеры по площади, а во времени наблюдаются существенные изменения интенсивности разгрузки [Stober et al., 1999].

Загрязнение NO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- и Ca^{2+} может иметь техногенное и хозяйственно-бытовое происхождение, а источниками могут быть:

- а) дренажные воды рудников, сбрасываемые в речную сеть;
- б) атмосферные осадки, фильтрующиеся через отвалы пустых пород;
- в) канализационные стоки, поступающие в грунтовый горизонт при утечках из трубопроводов.

III.1.3.2 Определение условий питания подземных вод по $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$

Изотопный состав атмосферных осадков, поверхностных и подземных вод Хибинского массива и прилегающей низменности распределяется вдоль ЛЛМВ (за исключением части атмосферных осадков и поверхностных вод в летний период, Рисунок III.1. 44).

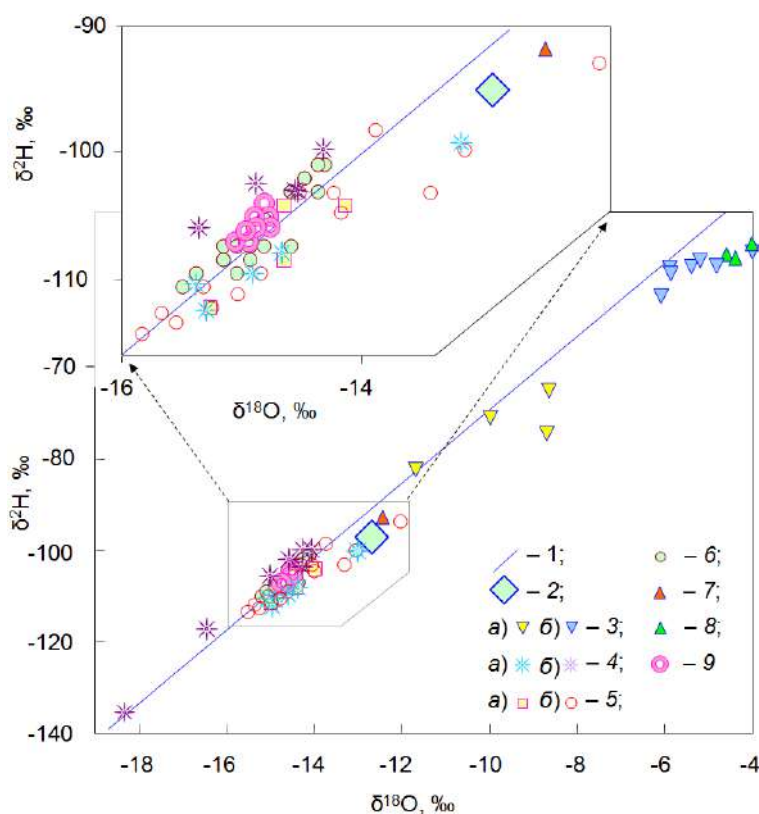


Рисунок III.1.44. Изотопный состав воды Хибин и прилегающих районов: 1 – ЛЛМВ; 2 – взвешенные среднегодовые осадки в г. Мурманск [данные МАГАТЭ]; 3 – дожди (а – в Хибинах, июль 1998 г. [Чижова, 2006] и б – на уровне моря в районе Порьей Губы, август 2011 г. [Дубинина Е.О., ИГЕМ РАН, Москва, личное сообщение]); 4 – снег (а – около г. Апатиты, зима 1997–1998 г. и июнь 1999 г. [Чижова, 2006] и б – в Хибинах, апрель 2012 г., валовые пробы снега по профилю от долины оз. Б. Вудъявр до водораздела [Гудков и др., 2021]);

5 – поверхностные воды в Хибинах и на Прихибинской низменности, в том числе оз. Имандра, оз. М. Вудъявр (а – зима 1997–1998 г. и б – июнь-июль 1999 г. [Чижова, 2006]); б – Хибинь, р. Вуонемийок от верховьев до устья (летняя межень – май после половодья, июнь, июль и август 2005–2006 г. [автор]); 7 – устье р. Умбы [Дубинина Е.О., личное сообщение]; 8 – заливы Белого моря (Лев-Губа и Порья Губа) [Дубинина Е.О., личное сообщение]; 9 – подземные воды Хибин (водозабор «Центральный», Восточный рудник, 2005–2012 г. [автор]).

Валовые пробы снега в апреле 2012 г. (перед началом снеготаяния) по данным изучения профиля, от долины оз. Б. Вудъявр до водораздела (через пос. Кукисвумчорр, Рисунок III.1.40), не выявляют существенного эффекта облегчения изотопного состава снега с высотой. Изотопный состав снега значительно меняется от точки к точке, что, возможно, связано с ветровым переотложением твердых осадков.

В 2005–2006 г. р. Вуонемийок, в долине которой расположен Восточный рудник, исследована от истоков до устья на высотах от 580 до 300 м (Рисунок III.1.39 и III.1.45).

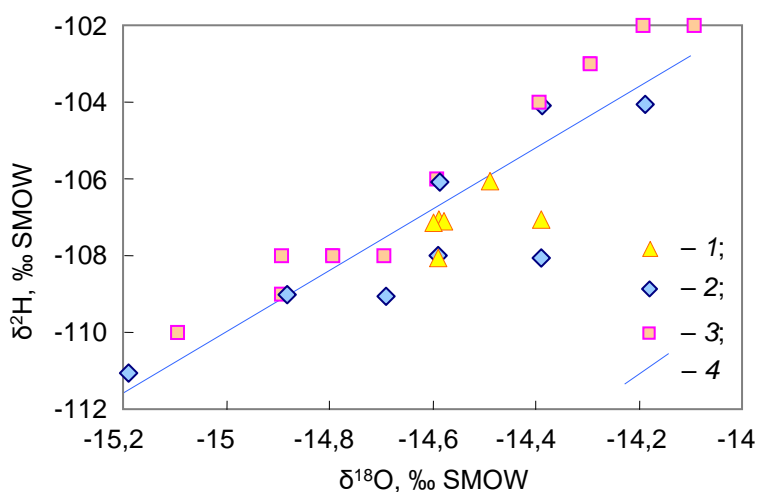


Рисунок III.1.45. Изотопный состав р. Вуонемийок:
 1 – май 2005 г.,
 2 – май 2006 г.,
 3 – август 2006 г.,
 4 – ЛЛМВ.

Изотопный состав воды в р. Вуонемийок оказывается, в целом, легче среднегодового изотопного состава осадков в результате преимущественного питания подземными водами. Более легкие изотопные составы воды обнаруживаются в истоке реки, а более тяжелые – в нижнем течении, отражая, по-видимому, влияние изменения изотопного состава осадков с высотой в летний период времени.

В исследуемом районе после снеготалого половодья, которое приходится на конец апреля – начало мая, питание рек обеспечивается преимущественно подземными водами (за исключением относительно коротких периодов прохождения дождевых паводков, обусловленных ливнями). Было предположено, что данные об изотопном составе воды позволят оценить высотное положение области питания подземных вод (Рисунок III.1.46).

Наблюдения по р. Вуонемийок сравнивались с вычисленным по ОИРС, изотопным составом осадков для различных высот в Хибинах (линия 2, Рисунок III.1.46). Сравнение изменения расхода реки (линия 3, Рисунок III.1.46), хода $\delta^2\text{H}$ в реке и изотопного состава подземных вод позволяют заключить, что нижняя граница их области питания находится на высотах около 470 м, а верхняя – на высотах около 540 м. Откуда следует, что (а) область питания подземных вод не простирается выше 600 м и не достигает водоразделов, расположенных на высотах до ~1000 м, (б) доля питания верхних звеньев речной сети за

счет осадков на водоразделах в летнее время невелика и, по-видимому, проявляется только в виде дождевых паводков.

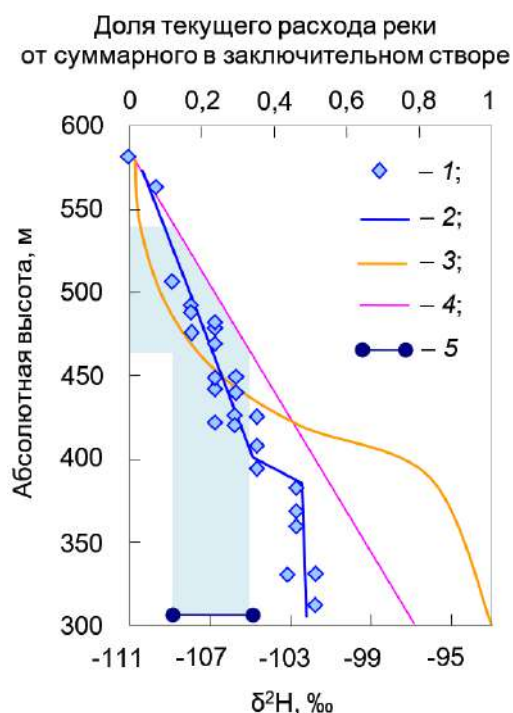


Рисунок III.1.46. Определение положения области питания поверхностных и подземных вод Хибин:

1 – отдельные измерения $\delta^2\text{H}$ в воде р. Вуонемийок; 2 – ход изотопного состава водорода в воде р. Вуонемийок в зависимости от высоты; 3 – расход р. Вуонемийок в долях от расхода на заключительном створе перед впадением в оз. Порокъявр (по данным ОАО «Мурманская ГРЭ»); 4 – расчетная (по ОИРС) зависимость $\delta^2\text{H}$ осадков от высоты местности в Хибинах; 5 – изотопный состав подземных вод по данным опробования карьерного водоотлива «Восточного рудника» и скважин в долине оз. Б. Вудъявр.

III.1.3.3 Изучение техногенных факторов ухудшения качества подземных вод

Содержание NO_3^- в подземных водах, отбираемых водозабором «Центральный», варьирует от $< 0,5$ мг/л (фон) до 13,6 мг/л и не превышает $\text{NO}_3^-_{\text{ПДК}} = 45$ мг/л (Рисунок III.1.47). Вопрос об источнике нитратов и прогнозе изменения их содержаний долгое время оставался спорным.

В дренажных водах рудников, из-за растворения остатков взрывчатых веществ (ВВ) из раздробленной горной массы, содержания NO_3^- достигают 1400 мг/л, составляя, в среднем, 230 мг/л, что потенциально может привести к недопустимому загрязнению подземных вод. В сточных водах поселков и промплощадок NO_3^- является продуктом жизнедеятельности. То есть, для подземных вод можно предполагать вклад трех источников нитратов: техногенного, биогенного и фоновый (далее – «техногенные» нитраты $\text{NO}_3^-_{\text{ТЕХ}}$, «биогенные» $\text{NO}_3^-_{\text{БИО}}$ и «фоновые» $\text{NO}_3^-_{\text{ФОН}}$). Вклад каждого из источников был определен на основании изучения $\delta^{15}\text{N}$ нитратов [Прасолов и др., 1991]¹. Пробы отбирались из скважин и поверхностных водотоков (Рисунок III.1.47). Обнаружены значительные вариации $\delta^{15}\text{N} = -15...+1,7$ ‰ (Таблица III.1.15), являющиеся следствием смешения NO_3^- из разных источников.

¹ Для СССР это была пионерная работа.

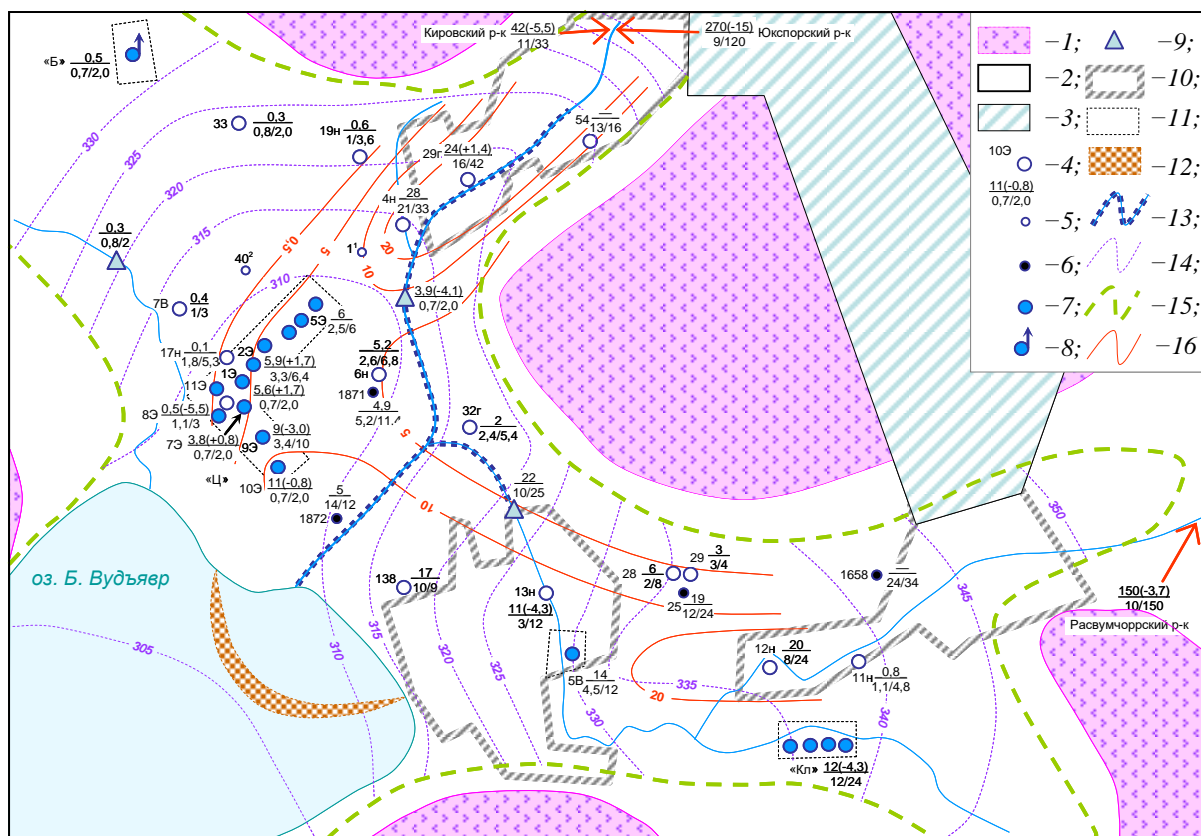


Рисунок III.1.47. Схема распространения NO_3^- в подземных водах, точки опробования и результаты измерений: 1 – кристаллические породы; 2 – четвертичные отложения; 3 – зона обрушения Юкспорского рудника; 4 – скважина на напорный горизонт четвертичных отложений и ее номер (псевдодробь – в числителе содержание NO_3^- , в скобках – $\delta^{15}N$ в NO_3^- , в знаменателе Cl^-/SO_4^{2-}); 5 – скважина на напорный горизонт, использованная только для построения схемы пьезоизогипс; 6 – скважина на грунтовый горизонт четвертичных отложений и ее номер; 7 – скважина водоснабжения; 8 – восходящий родник; 9 – поверхностные воды; 10 – поселки и промплощадки; 11 – водозаборы «Ц» – «Центральный», «Кл» – «Ключевой»; «Б» – «Болотный», «5В» – «скважина 5В»; 12 – рассеивающая дамба; 13 – каналы; 14 – изолинии напора в напорном горизонте; 15 – контур распространения напорных вод; 16 – изолиния содержаний NO_3^- , мг/л.

Для двух источников величину $\delta^{15}N$ можно оценить из измерений. Изотопный состав техногенного азота $\delta^{15}N_{\text{ТЕХ}} = -15 \text{ ‰}$ принят по результатам опробования дренажных вод Юкспорского рудника ($[NO_3^-] = 108 \text{ мг/л}$, Таблица III.1.15). Состав $\delta^{15}N_{\text{ФОН}} = -5,5 \text{ ‰}$ принят по результатам анализа воды из скважины 8Э на водозаборе «Центральный», характеризующейся фоновым содержанием $[NO_3^-] = 0,5 \text{ мг/л}$ (Таблица III.1.15). Близкое значение $\delta^{15}N = -3,1 \text{ ‰}$ получено для пробы из р. Вудьяврйок (концентрация $NO_3^- = 0,3 \text{ мг/л}$).

Таблица III.1.15. Изотопный состав азота нитратов и содержания NO_3^- подземных и поверхностных водах в долине оз. Б. Вудъявр.

№ пробы	Место отбора	$\delta^{15}\text{N}^1$, ‰	Концентрация NO_3^- , мг/л
1	Дренажные воды Кировского рудника	-5,5	25
2	Дренажные воды Юкспорского рудника	-15,0	108
3	р. Саамская на с-в окраине пос. Кукисвумчорр	-4,0	35,6
4	р. Саамская на ю-з окраине пос. Кукисвумчорр	-4,1	35,6
5	пос. Кукисвумчорр, наблюдательная скважина 29 ^Г	+1,4	24,0
	Водозабор «Центральный»:	+1,7	5,9
7	скважина 1Э		
6	— « — 2Э	+1,7	5,6
8	— « — 7Э	+0,8	3,8
9	— « — 8Э	-5,5	0,5
10	— « — 9Э	-3,0	9,0
11	— « — 10Э	-0,8	9,5
12	пос. Юкспор, наблюдательная скважина 13 ^Н	-4,3	8,6
13	Водозабор «Ключевой», общая магистраль	-4,8	10,6
14	Правый приток р. Юкспорийок	-3,7	16,2
15	р. Юкспорийок, верхнее течение	-3,7	17,8
16	р. Вудъярйок	-3,1	0,3

Изотопный состав биогенного азота $\delta^{15}\text{N}_{\text{био}} = +2,2$ ‰ вычислен по данным опробования скважины 4^Н (окраина пос. Кукисвумчорр, Рисунок III.1.47) исходя из предположения, что измеренная в воде из этой скважины концентрация $[\text{NO}_3^-] = 28$ мг/л характеризует источник биогенного загрязнения. Используются следующие формулы для расчета двухкомпонентного смешения:

$$\delta^{15}\text{N}_o = \frac{\delta^{15}\text{N}_o - (1 - a_o)\delta^{15}\text{N}_\phi}{a_o}, \quad a_o = \frac{C_o}{C_o - \left(\frac{1}{b_o} - 1\right)C_\phi}, \quad b_o = \frac{C_o - C_\phi}{C_o - C_\phi},$$

где индексы *o*, *б*, *ф* отвечают нитратам образца, биогенного и фонового источников, соответственно; a_o – доля нитратов биогенного источника в смеси нитратов; *C* – концентрация нитрата в воде; b_o – доля воды – носителя нитратов биогенного источника в водной смеси.

Различия в изотопном составе азота трех источников NO_3^- позволяет определить вклад каждого (Таблица III.1.16, Рисунок III.1.48).

¹ Воспроизводимость измерения величины $\delta^{15}\text{N}$ для всего цикла работ, включая пробоотбор, подготовку препаратов и масс-спектрометрический анализ, составила 0,5 ‰.

Таблица III.1.16. Вклад источников NO_3^- в загрязнение водозаборов «Центральный» и «Ключевой».

Водозабор и № скважины	Доля нитратов, %		
	фоновые	техногенные	биогенные
«Центральный»:			
1Э	5	0	95
2Э	5	0	95
7Э	9	2	89
8Э	100	0	0
9Э	3	27	70
10Э	2	15	83
«Ключевой»:			
	3	39	58

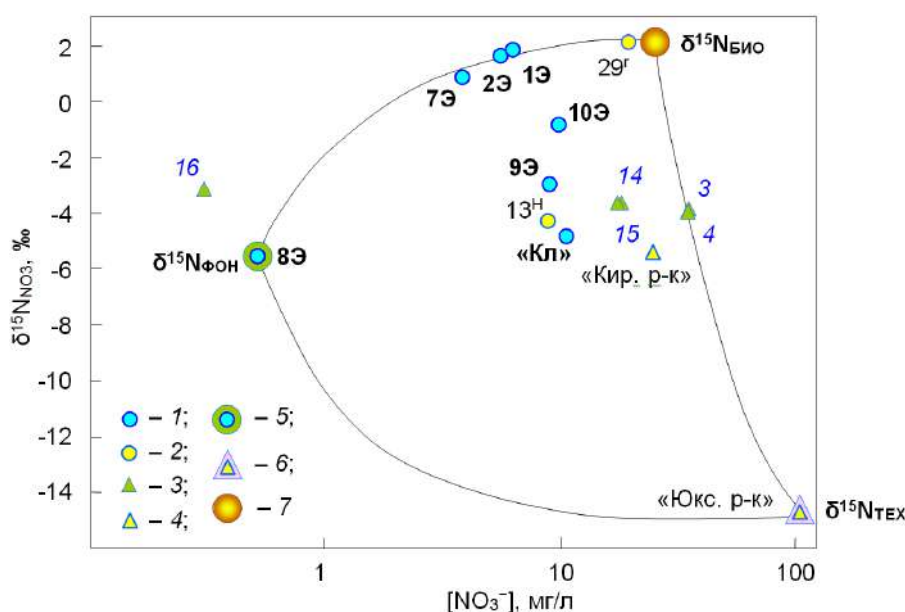


Рисунок III.1.48. Содержание нитратов $[\text{NO}_3^-]$ и изотопный состав $\delta^{15}\text{N}_{\text{NO}_3}$ азота подземных вод в районе водозабора «Центральный»: 1 – наблюдательные скважины; 2 – водозаборные скважины; 3 – поверхностные водотоки (номера точек соответствуют Таблица III.1.15); 4 – дренажные воды рудников; а также 5 – фоновый, 6 – техногенный и 7 – биогенный источники NO_3^- .

Доля $\text{NO}_3^-_{\text{ТЕХ}}$ в воде водозабора «Центральный» относительно мала, а преобладает $\text{NO}_3^-_{\text{БИО}}$. Техногенные NO_3^- составляют заметную часть только в юго-восточном луче скважин, направленном в сторону долины р. Юкспорийок. В этой долине влияние сброса дренажных вод существенно из-за тесной гидравлической связи реки с подземными водами, а также поступления дренажных вод Юкспорского и Расвумчоррского рудников в водоносный горизонт зоны дробления кристаллических пород. Например, воды из скважины 13^Н и водозабора «Ключевой» дают долю $\text{NO}_3^-_{\text{ТЕХ}}$ около 40 % (Рисунок III.1.48).

III.1.3.4 Тритий/гелий-3 датирование подземных вод в бассейне оз. Б. Вудъявр¹

Результаты опробований подземных вод в 1989, 1992, 2010 и 2011 г. для исследования благородных газов и тритий/гелий-3 датирования представлены на Рисунке III.1.49² [Гудков и др., 2014].

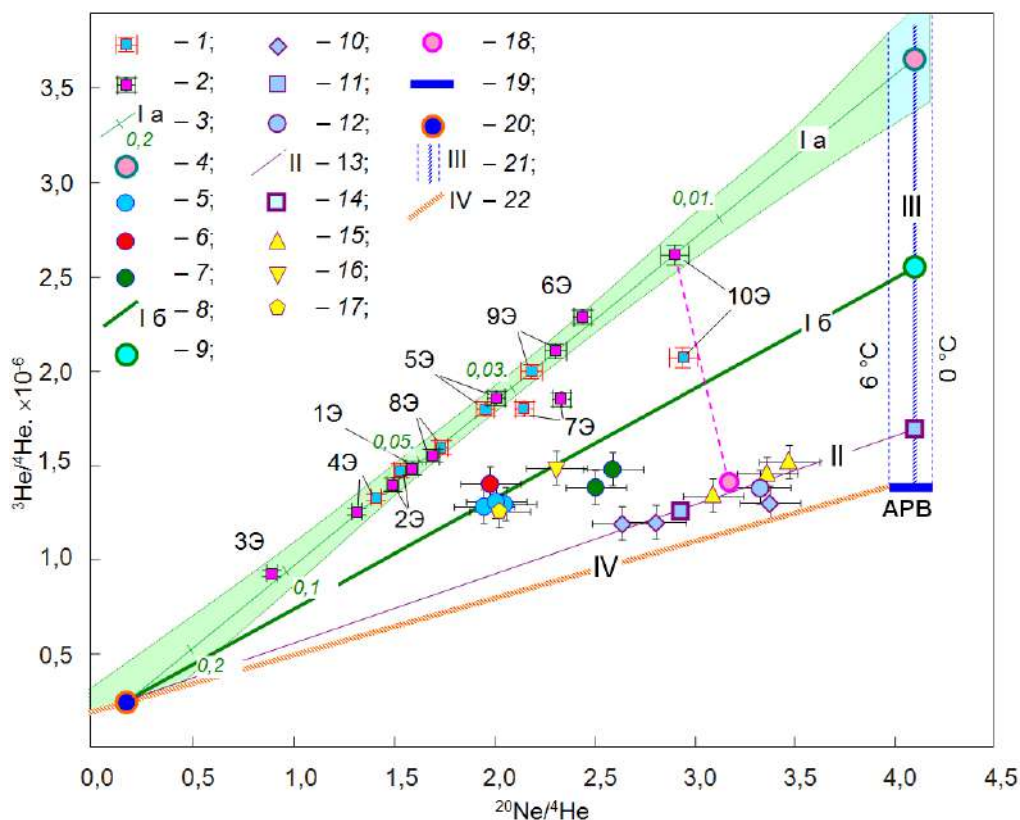


Рисунок III.1.49. Изотопный состав гелия и гелий/неоновое отношение в подземных водах долины оз. Б. Вудъявр. Водозабор «Центральный»: 1 – 1989 г., 2 – 1992 г. («усы» – ошибки измерений, номера скважин рядом с точками), 3 – линия смешения молодых и древних вод (I а, риски и числа возле них – объемная доля древних вод), 4 – изотопные координаты молодых вод в 1989 и 1992 г.; 5, 6, 7 – скважины 5Э, 9Э, 10Э (2010–2011 г.); 8 – линия смешения молодых и древних вод (II б), 9 – изотопные координаты молодых вод в 2010–2011 г.; 10, 11, 12 – скважины 1К и 3К водозабора «Ключевой» и «Скважина 5В» (2010–2011 г.); 13 – линия смешения молодых и древних вод (II), 14 – изотопные координаты молодых вод, отбираемых на водозаборах «Ключевой» и «Скважина 5В» в 2010–2011 г.; 15, 16, 17 – наблюдательные скважины № 13^H, № 63; 18 – воздух; 19 – инфильтрационные воды, равновесные с атмосферой в интервале температур 0–10 °C (APB – атмосфера, растворенная в воде), 20 – глубинные воды кристаллического массива; 21 – накопление тритигенного гелия-3; 22 – накопление гелия, эмануемого породами.

¹ Работа [Kamensky et al., 1991], в которой обсуждались результаты опробования 1989 г., была пионерной для СССР.

² Опробование 2010 и 2011 г. выполнялось аспирантом ГИ КНЦ РАН Гудковым А.В., анализы им и ст.н.с. ГИ КНЦ РАН, к.х.н. Каменским И.Л.

Измерения 1989 и 1992 г. прекрасно совпадают, при этом почти все точки имеют прямую корреляцию, образованную за счет смешения молодых и древних подземных вод. Часть точек отклоняются от общей зависимости. В пробу из скважины 10Э при отборе в 1989 г., по-видимому, попал воздух (точка 1989 г. лежит практически на линии, соединяющей точку воздуха и точку 1992 г.). Проба из скважины 7Э осталась вне общего тренда в связи с аварийным состоянием обсадки скважины (по данным эксплуатирующей организации), в результате чего в нее, по-видимому, попадает вода грунтового горизонта.

Обнаруживается заметное снижение содержаний трития в подземных водах за 19 лет, прошедших между опробованиями (Таблица III.1.17).

Таблица III.1.17. Результаты измерения трития и изотопного состава подземных вод Кировского горнопромышленного района в 2008 и 1989 г.

Место отбора пробы	2008						1989	
	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	октябрь		ноябрь		^3H , ТЕ	$\pm 2\sigma$
			^3H , ТЕ	$\pm 2\sigma$	^3H , ТЕ	$\pm 2\sigma$		
Водозабор «Центральный»								
скважина 1Э					11	2		
— « — 2Э							30,7	3,2
— « — 3Э					17	3		
— « — 4Э					17	3	33,0	3,2
— « — 5Э	-14,8	-108	16	2	18	3	32,8	3,4
— « — 7Э					16	3	31,8	3,3
— « — 8Э	-14,6	-106			9	2	29,4	3,3
— « — 9Э					17	3	29,9	3,2
— « — 10Э	-14,7	-108	18	2	16	3	30,1	3,5
— « — 11Э	-14,6	-105			19	3		
Водозабор «Ключевой»								
скважина 1К					12	2		
— « — 2К					11	2		
— « — 3К					12	2		
— « — 4К					13	2		
Родник «Аэропорт», 7-й км					10	2		

Снижение концентраций трития согласуется с общей тенденцией уменьшения концентраций трития в атмосферных осадках. Повторное опробование в 2008 г. с разрывом в один месяц не обнаруживает значимых вариаций трития. Вариации трития по площади размещения скважин водозабора «Центральный» невелики. В основном, они укладываются в пределы ошибки измерения. В 1989 г. средняя концентрация трития составляла около 31 ТЕ, в настоящее время она находится на уровне 17 ТЕ. Для двух скважин № 8 и 1 в 2008 г. обнаружено значимое отклонение содержаний трития от среднего в меньшую сторону, причины которого следует выяснить.

Большой расчетный возраст древних вод 60 тыс. лет [Kamensky et al., 1991; Гудков и др., 2014] может быть объяснен а) наличием мерзлоты на данной территории в прошлом [Climate..., 2006; Climate..., 2010], б) малыми проницаемостями кристаллических массивов и большой глубиной циркуляции [Stober, Bucher, 2007].

На площади водозабора «Центральный» поступление древних вод в четвертичный горизонт происходит, вероятнее всего, по разлому, позиция которого показана на Рисунок III.1.50. Локализация разлома выполнена по изменению отношения $^{20}\text{Ne}/^4\text{Ne}$ (опробование 1989 и 1992 г.), которое при движении вниз по потоку подземных вод (схему гидроизопьез см. на Рисунок III.1.40) резко уменьшается между скважинами 4Э и 3Э. Затем (при дальнейшем движении) величина $^{20}\text{Ne}/^4\text{Ne}$ постепенно увеличивается в скважинах 2Э, 1Э и 8Э за счет смешения древних вод с молодыми. Вклад древних вод в объемных долях показан на Рисунок III.1.49.

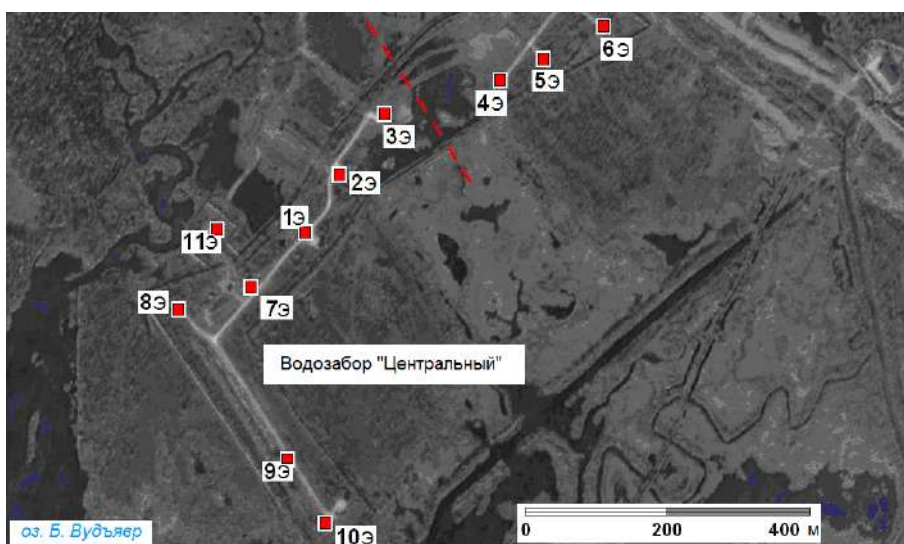


Рисунок III.1.50. Локализация зоны разлома относительно скважин водозабора «Центральный» на местности: красные квадраты – водозаборные скважины и их номера; красная пунктирная линия – положение разлома по данным изменения $^{20}\text{Ne}/^4\text{Ne}$ отношения.

В 2010–2012 г. водозаборы «Центральный», «Ключевой» и наблюдательные скважины опробовались по несколько раз. В этих сериях проб были определены как отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^{20}\text{Ne}/^4\text{Ne}$, так и концентрации благородных газов (Рисунок III.1.51). Содержания ^4He и ^{20}Ne значительно отличаются от равновесных при насыщении воздушными газами (АРВ , Рисунок III.1.49 и III.1.51), указывая на избыток воздушной компоненты ($^4\text{He}_{\text{изб}}$ и $^{20}\text{Ne}_{\text{изб}}$, Рисунок III.1.51). Изменение концентраций $^4\text{He} = ^4\text{He}_{\text{АРВ}} + ^4\text{He}_{\text{изб}}$ и $^{20}\text{Ne} = ^{20}\text{Ne}_{\text{АРВ}} + ^{20}\text{Ne}_{\text{изб}}$ за счет полного растворения пузырьков воздуха рассчитано, исходя из их концентраций в воздухе $^4\text{He}_{\text{АТМ}} = 5,24 \times 10^{-6}$ об.% и $^{20}\text{Ne}_{\text{АТМ}} = 1,67 \times 10^{-5}$ об.% (линия «избыток воздуха» на Рисунок III.1.51). Измеренные содержания $^4\text{He}_{\text{изм}}$ и $^{20}\text{Ne}_{\text{изм}}$ соответствуют избыткам до 10^{-4} см³ воздуха/г H₂O.

Одновременно в воде обнаруживается существенная добавка терригенного гелия, что выражается в отклонении этих точек вверх от линии «избыток воздуха» на величину ${}^4\text{He}_{\text{ТЕР}}$, Рисунок III.1.51.

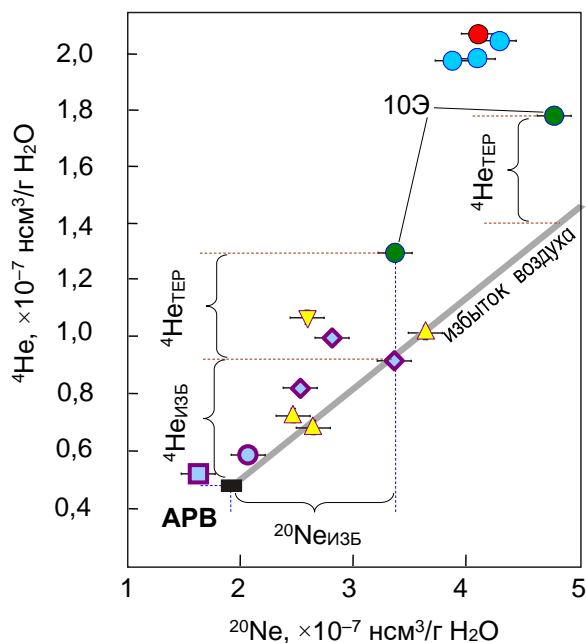


Рисунок III.1.51. Концентрации благородных газов в подземных водах (условные обозначения на Рисунке III.1.49, пояснения в тексте).

Для скважины 10Э (водозабор «Центральный») отмечены существенные вариации ${}^4\text{He}_{\text{ИЗБ}}$ и ${}^{20}\text{Ne}_{\text{ИЗБ}}$ при почти постоянном вкладе ${}^4\text{He}_{\text{ТЕР}}$ (Рисунок III.1.51). Значительные вариации ${}^4\text{He}_{\text{ИЗБ}}$ и ${}^{20}\text{Ne}_{\text{ИЗБ}}$ обнаруживаются также для скважины 1К (водозабор «Ключевой») и наблюдательной скважины № 13^Н, однако для них одновременно видны и вариации ${}^4\text{He}_{\text{ТЕР}}$. Изменения ${}^4\text{He}_{\text{ИЗБ}}$ и ${}^{20}\text{Ne}_{\text{ИЗБ}}$ связаны, скорее всего, с техническим состоянием скважин. Отличия в содержаниях ${}^4\text{He}_{\text{ТЕР}}$ обусловлены структурой водопритоков к скважинам. Скважина 10Э расположена в центре приозерной низменности на удалении от области питания, поэтому изменение доли ${}^4\text{He}_{\text{ТЕР}}$ в ней невелико и обусловлено только перераспределением удельной нагрузки на скважины водозабора «Центральный». Водозабор «Ключевой» и скважина 13^Н размещены вблизи р. Юкспорийок, поэтому в них возможны временные уменьшения доли ${}^4\text{He}_{\text{РАД}}$ из-за влияния половодья.

Для расчета тритий/гелий-3 возраста молодой компоненты подземных вод по результатам опробования 2010–2012 г. использованы найденные ранее изотопные характеристики древних вод $({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{ТЕР}} \approx 2 \times 10^{-7}$, $({}^{20}\text{Ne}/{}^4\text{He})_{\text{РАД}} \approx 0,18$, которые не могли измениться за столь короткий промежуток времени. Содержания тритигенного гелия-3 находим из соотношений:

$$\begin{aligned}
 {}^4\text{He}_{\text{ИЗМ}} &= {}^4\text{He}_{\text{АРВ}} + {}^4\text{He}_{\text{ИЗБ}} + {}^4\text{He}_{\text{ТЕР}} \text{ и } {}^3\text{He}_{\text{ИЗМ}} = {}^3\text{He}_{\text{АРВ}} + {}^3\text{He}_{\text{ИЗБ}} + {}^3\text{He}_{\text{ТЕР}} + {}^3\text{He}_{\text{ТРИ}}, \\
 {}^3\text{He}_{\text{ИЗМ}} &= {}^4\text{He}_{\text{ИЗМ}} \times ({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{ИЗМ}}, \quad {}^3\text{He}_{\text{АРВ}} = {}^4\text{He}_{\text{АРВ}} \times ({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{АРВ}}, \\
 {}^3\text{He}_{\text{ИЗБ}} &= {}^4\text{He}_{\text{ИЗБ}} \times ({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{АТМ}}, \quad {}^4\text{He}_{\text{ИЗБ}} = {}^{20}\text{Ne}_{\text{ИЗБ}} \times ({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne})_{\text{АТМ}},
 \end{aligned}$$

$${}^3\text{He}_{\text{ТЕР}} = {}^4\text{He}_{\text{ТЕР}} \times ({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{ТЕР}}.$$

индексы соответствуют компонентам: ИЗМ – измеренные величины; АРВ – инфильтрационные воды, равновесные с атмосферой; ИЗБ – избыточные газы воздушного происхождения; ТЕР – радиогенный гелий, накопленный в древних водах за время контакта с вмещающими породами; ТРИ – тритиенный гелий-3.

Концентрации атмосферных благородных газов [Peeters et al., 2003]:

$${}^4\text{He}_{\text{АРВ}} = 4,76 \times 10^{-8} \text{ нсм}^3/\text{г H}_2\text{O} \text{ и } {}^{20}\text{Ne}_{\text{АРВ}} = 1,93 \times 10^{-8} \text{ нсм}^3/\text{г H}_2\text{O} \text{ (для температуры } 3,5 \text{ }^\circ\text{C}),$$

$$({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{АРВ}} = 1,36 \times 10^{-6}, ({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{АТМ}} = 1,39 \times 10^{-6}, ({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne})_{\text{ИЗБ}} = ({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne})_{\text{АТМ}} = 0,314.$$

Расчетный ${}^3\text{H}/{}^4\text{He}$ возраст молодых подземных вод на участке водозабора «Ключевой» $\tau \approx 3$ года (Таблица III.1.17), что соответствует его положению на местности, а также быстрым вариациям химического состава и характеристик благородных газов. Для скважин водозабора «Центральный» $\tau \approx 20\text{--}23$ года.

Избыток воздушной компоненты, по-видимому, имел место и в период опробования 1989 и 1992 г. В указанный период все точки образуют выраженный линейный тренд, который может быть обусловлен только вариациями $\text{He}_{\text{ТЕР}}$. Различие во вкладе воздушной компоненты привело бы к трехкомпонентному смещению и развалу линейной корреляции. Используя среднее значение ${}^4\text{He}_{\text{ИЗБ}}$ и ${}^{20}\text{Ne}_{\text{ИЗБ}}$, из обнаруженных в 2010 и 2011 г., можно рассчитать скорректированный тритий/гелий-3 возраст, используя ранее полученную оценку $({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{МВ}}$ для молодых вод и соотношения:

$${}^3\text{He}_{\text{МВ}} = {}^3\text{He}_{\text{АРВ}} + {}^3\text{He}_{\text{ИЗБ}} + {}^3\text{He}_{\text{ТРИ}} \text{ и } {}^3\text{He}_{\text{МВ}} = {}^4\text{He}_{\text{АРВ}} \times ({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{МВ}}.$$

Тогда ${}^3\text{H}/{}^4\text{He}$ возраст подземных вод на водозаборе «Центральный» в период 1989 и 1992 г. составлял $\tau \approx 21$ года. То есть, существенных изменений в темпах водообмена не наблюдается.

III.1.3.5 Выводы по результатам исследования подземных вод в бассейне оз. Б. Вудъявр

В Кировском горнопромышленном районе подземные воды, являющиеся единственным источником питьевого водоснабжения, испытывают негативное изменение качества подземных вод за счет действия техногенных и природных факторов.

Область питания подземных вод основного эксплуатационного горизонта четвертичных отложений распространена до высот около 600 м, в то время как отметки водоразделов достигают 1000 м. Доля питания верхних звеньев речной сети за счет выпадения осадков на водоразделах в летнее время невелика и проявляется только в виде дождевых паводков.

Основные запасы воды содержатся в рыхлых четвертичных отложениях, заполняющих долины. Время водообмена в эксплуатационном горизонте, согласно

$^3\text{H}/^3\text{He}_{\text{ТРИ}}$ датированию, варьирует от первых лет в краевой части распространения четвертичных отложений до 20–23 лет в центральной части долины оз. Б. Вудъявр. Возраст глубинных вод, разгружающихся в небольшом объеме в эксплуатационный горизонт по тектоническим зонам ~60 т.л. Это обуславливает повышение содержаний алюминия и высокую щелочность, отличающую их от современного инфильтрационного питания.

На водозаборе «Центральный» рост содержаний нитратов, в основном, обусловлен утечками из канализации. На других участках долины оз. Б. Вудъявр рост концентраций нитратов обусловлен также сбросом рудничных вод, в которых нитраты накапливаются за счет растворения взрывчатых веществ. При изменении интенсивности поступления из источников, уровень загрязнения подземных вод на отдельных участках будет меняться обратно пропорционально возрасту подземных вод.

III.1.4. Выводы к исследованию водно-ледовых объектов замкнутых структур изотопно-геохимическими методами

Замкнутые структуры наиболее удобны для использования данных об изотопном составе воды для генетической идентификации балансовых составляющих. Вследствие ограниченности балансовых запасов такие структуры, как правило, характеризуются относительно быстрым водообменом и большой чувствительностью изотопных характеристик к вариациям природных и воздействию техногенных факторов. Высокие темпы водо- и льдообмена позволяют пользоваться современными данными по изотопному составу осадков и содержаниям трития при интерпретации наблюдений, что упрощает генетическую идентификацию компонентов водно-ледового баланса и диагностику протекания процессов. Количественная оценка запасов, ресурсов и качества воды может быть выполнена на относительно простых математических моделях объектов, а в некоторых случаях – с использованием аналитических зависимостей.

Впервые в России источник загрязнения подземных вод нитратами был установлен на основании изучения изотопного состава азота. Впервые в России для изучения темпов водообмена использован тритий/гелий-3 метод датирования подземных вод.

III.2. Незамкнутые гидрогеологические структуры

Условия формирования водного баланса и качества водных объектов в незамкнутых системах, например – водоносных горизонтах платформ, в силу их значительных размеров и отсутствия четко выраженных границ, зачастую не могут быть определены однозначно. Время пребывания воды в таких структурах иногда сравнимо с геологически значимыми промежутками времени, вследствие чего характер взаимодействия между отдельными элементами системы под действием природных факторов может значительно меняться

во времени и пространстве, что затрудняет решение практических задач [Зубков и др., 2007; Мольский и др., 2007]. Исключение, возможно, составляют участки платформенных структур, где подземный сток локализован в результате геоморфологических особенностей, например, на участках развития карста [Кимбер и др., 2015; Токарев и др., 2015].

В крупных структурах реакция на техногенное воздействие может прослеживаться на сотнях и тысячах квадратных километров. Количественная оценка изменений требует организации региональной сети скважин, большого объема опытных работ и режимных наблюдений, что нецелесообразно по экономическим причинам и срокам реализации комплекса работ. Долгосрочное прогнозирование, например, для оценки безопасности захоронения РАО, должно использовать гидрогеологические палеореконструкции. Оперирование исключительно геологической информацией делает такие реконструкции косвенными, а описание динамики водообмена базируется на терминах «седиментогенные воды», «зона активного/замедленного водообмена» и т.д. [Региональный..., 2001; Коротков, Павлов, 1972], которые не несут в себе количественной геохронологической информации.

Использование изотопных систем дает возможности не только для решения стандартных задач по оценке условий формирования ресурсов и качества подземных вод, но также дает принципиально новые данные об их возрасте и генезисе при наличии негативного техногенного воздействия [Учаев и др., 2007].

В разделе, в основном, рассмотрены объекты на северо-западе РФ. Регион удобен тем, что представляет собой зону сочленения Балтийского гидрогеологического массива и Восточно-Европейского артезианского бассейна. В четвертичное время здесь неоднократно происходила перестройка географо-климатических условий, сочетающихся с гляциозвстатическими и неотектоническими колебаниями [Бородулина и др., 2016 а, 2017].

III.2.1. Карелия¹

Атмосферные осадки. На станции «Петрозаводск» отбор осадков производится на средненедельной основе, отдельно опробуются массивные выпадения. Локальная линия метеорных вод описывается уравнением $\delta^2\text{H} = 7,7 \times \delta^{18}\text{O} + 4,5$ ($R^2 = 0,98$, $n \approx 270$, статистические характеристики в Таблице III.2.1). Среднегодовой изотопный состав осадков для западной Финляндии на широте $61,5^\circ$ $\delta^2\text{H} = -92 \text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = -12,7 \text{‰}$ [Kortelainen, Karhu, 2004], а по ОИРС $\delta^2\text{H} = -95 \text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = -12,9 \text{‰}$ для северного Приладожья и $\delta^2\text{H} = -98 \text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = -13,2 \text{‰}$ для северного Прионежья. То есть,

¹ Основная часть работ выполнена в содружестве ИВПС РАН КарНЦ РАН (Петрозаводск), руководитель работ – в.н.с. Бородулина Г.С. [Бородулина и др., 2013, 2014, 2016 а, б, в, г, 2019; Бородулина, Токарев, 2013, 2017; Левичев и др., 2018; Токарев, Бородулина, 2010; Avramenko et al., 2014; Borodulina et al., 2015].

относительно хорошо совпадают среднеарифметические расчетные и наблюдаемые величины, в отличие от средневзвешенных.

Таблица III.2.1. Статистические характеристики изотопного состава атмосферных осадков (‰) на станции «Петрозаводск».

Параметр	Зима (68)*		Весна (51)		Лето (87)		Осень (71)		2009–2016 г.	
	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
Средневзвешенное	-18,1	-134	-9,7	-68	-9,7	-69	-12,6	-91	11,7	-84
Среднее	-17,6	-131	-10	-72	-9,2	-66	-13,2	-96	-	-90
Минимум	-30,9	-239	-17,2	-130	-16,4	-123	-27,4	-217	-	-
Максимум	-8,7	-77	-4,7	-22	-4,1	-26	-6,2	-40	-4,7	-22

* – в скобках – количество измерений за сезон.

Притоки Онежского озера. Из 52 рек, впадающих в Онегу и имеющих длину более 10 км [Онежское..., 2010], в летне-осенний период 2014–2015 г. и в марте 2016 г. в замыкающих створах опробовано 47 притоков (n = 117, Рисунок III.2.1).

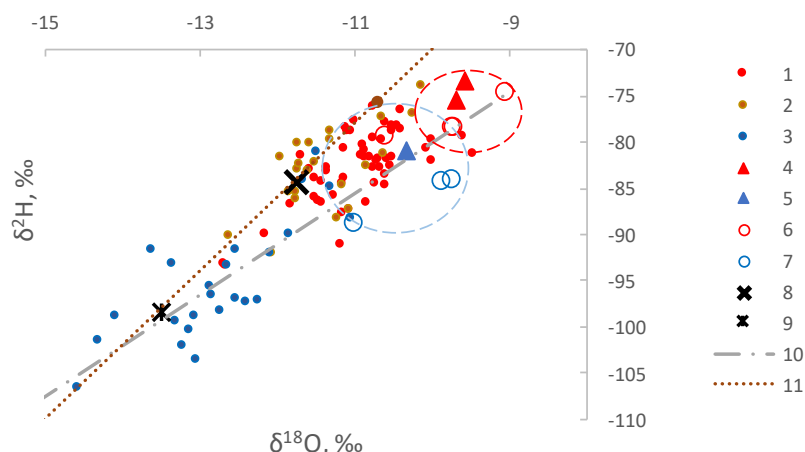


Рисунок III.2.1. Изотопный состав воды Онежского озера и притоков. Мелкие и средние притоки: 1, 2, 3 – лето, осень, зима; р. Свирь: 4, 5 – лето, зима; Шуя, Суна, Водла: 6, 7 – лето, зима; 8 – средневзвешенный состав осадков; 9 – средний состав подземных вод; 10 – линия аппроксимации состава воды притоков в зимний период; 11 – ЛЛМВ (цветными овалами показаны области изотопного состава воды Онежского озера: красный – лето-осень; синий – зима).

Изотопный состав воды притоков дифференцирован по сезонам. Летом и осенью содержание тяжелых изотопов в речной воде значительно выше, чем зимой, отражая влияние утяжеления осадков в теплый период года. Зимой изотопный состав воды в реках значительно легче среднегодового для осадков из-за влияния разгрузки подземных вод, питание которых в значительной степени происходит в период весеннего половодья за счет изотопически легких осадков холодного периода года.

Для крупных рек (Шуя, Суна, Водла) зависимость изотопного состава воды от сезона года менее выражена, чем для мелких и средних водотоков, так как в пределах крупных водосборов происходит перемешивание осадков не только различных сезонов, но и межгодовое перераспределение стока. Мелкие неозерные реки Западного Прионежья (Деревянка, Уя, Нелукса, Неглинка) имеют преимущественное подземное питание в течение всего года, о чем свидетельствует легкий изотопный состав воды и в летний период $\delta^{18}\text{O} < -12\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} < -95\text{‰}$.

Режим стока малой реки детально исследован на примере р. Неглинка, впадающей в Онегу в верховьях Петрозаводской губы. На хронологическом графике, кроме регулярных сезонных вариаций, выделяются аномалии состава, вызванные весенним снеготалым половодьем, дождевыми паводками, а также испарением в теплый период года на водосборной площади (Рисунок III.2.2).

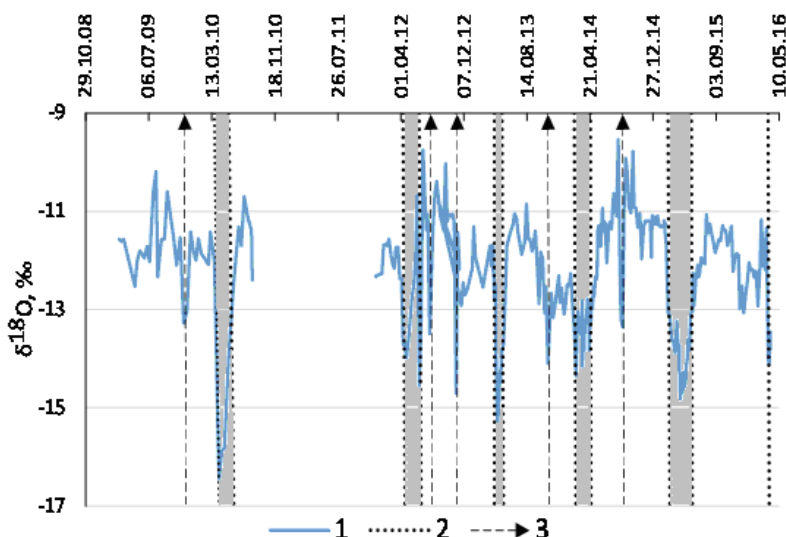


Рисунок III.2.2. Хронологический график изотопного состава кислорода воды р. Неглинка 2009–2016 г.:

1 – изотопный состав кислорода речной воды;
2 – периоды весеннего половодья; 3 – дождевые паводки (осадки более 30 мм за декаду).

Для крупных рек смещение изотопных составов за счет испарения отмечается и в летнем и в зимнем стоке. Доля потерь воды на испарение прямо пропорциональна озерности и заболоченности водосбора (Рисунок III.2.3).

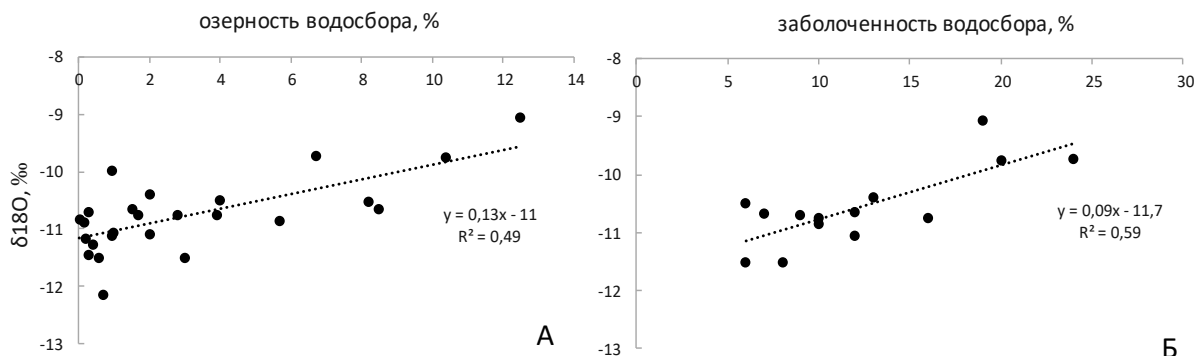


Рисунок III.2.3. Зависимость концентрации кислорода-18 в воде притоков Онежского озера в летний период от озерности (А) и заболоченности (Б) водосборов (на диаграмме показаны уравнения аппроксимации соответствующих наборов данных).

Начальный изотопный состав воды притоков оценен по точке пересечения линии аппроксимации и ЛЛМВ величинами $\delta^{18}\text{O} \approx -14,1 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} \approx -103 \text{ ‰}$ (Рисунок III.2.1). Эта оценка близка к среднему составу подземных вод региона $\delta^{18}\text{O} \approx -13,4 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} \approx -94 \text{ ‰}$ и указывает на подземный источник формирования значительной части речного стока [Бордулина, Токарев, 2013].

Онежское озеро. Исследование озера выполнялись с борта НИС «Эколог» в заливах и открытой части водоема (Рисунок III.2.4).

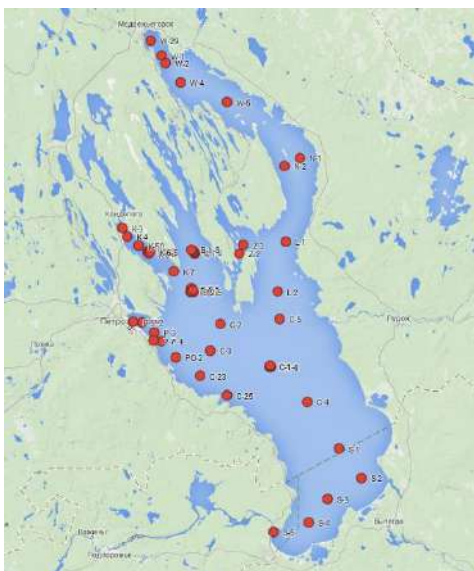


Рисунок III.2.4. Станции отбора проб воды на изотопный состав на акватории Онежского озера:

- С – центральная часть акватории;
- К – Кондопожская губа;
- Р – Петрозаводская губа;
- S – южная часть акватории.

Изотопный состав воды в Онеге стабилен довольно $\delta^{18}\text{O} = -11,5..-9,3 \text{ ‰}$, $\delta^2\text{H} = -85..-71 \text{ ‰}$ и практически всегда оказывается несколько тяжелее взвешенного среднегодового состава осадков (Рисунок III.2.5).

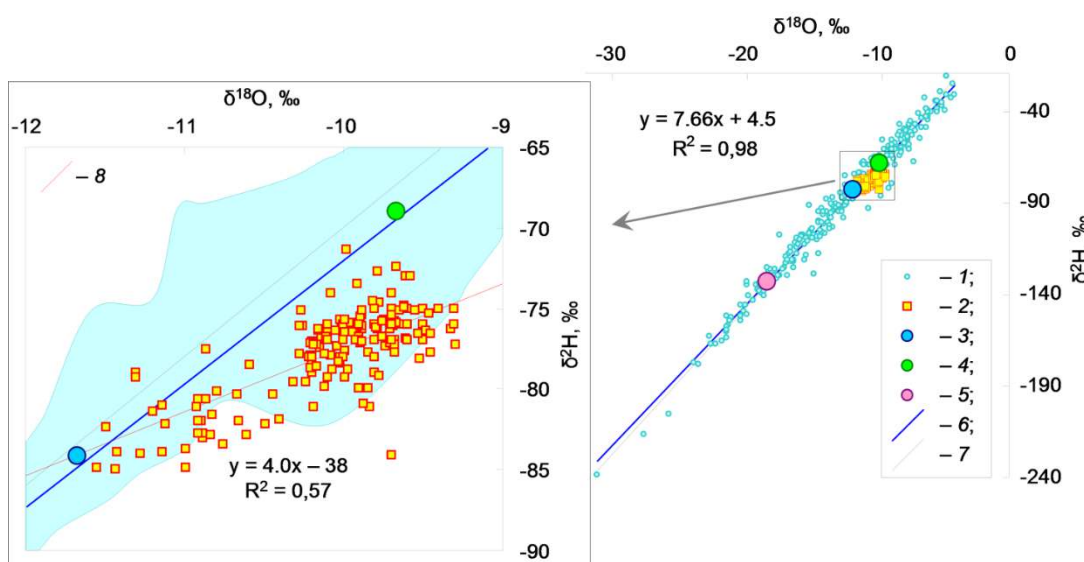


Рисунок III.2.5. Изотопный состав воды Онежского озера (2014–2015 г.) и атмосферных осадков (2009–2016 г.): 1 – осадки; 2 – озеро; взвешенный состав осадков 3 – средне-многолетние; 4 – летние; 5 – зимние; 6 – локальная линия метеорных вод (уравнение на диаграмме); 7 – глобальная линия метеорных вод; на врезке заливкой показана область изотопного состава атмосферных осадков 8 – линия испарения (уравнение на диаграмме).

К концу лета изотопный состав воды в озере утяжеляется по сравнению с весной–началом лета (Рисунок III.2.6), как в результате поступления летних осадков, так и за счет испарения (врезка на Рисунок III.2.5), что является распространенным явлением для крупных водоемов [Зыкин и др., 2015]. Доля испаренной воды, рассчитанная по результатам натуральных экспериментов по испарению, варьирует от 0 до 35 %, в среднем, находясь в интервале 20–25 %.

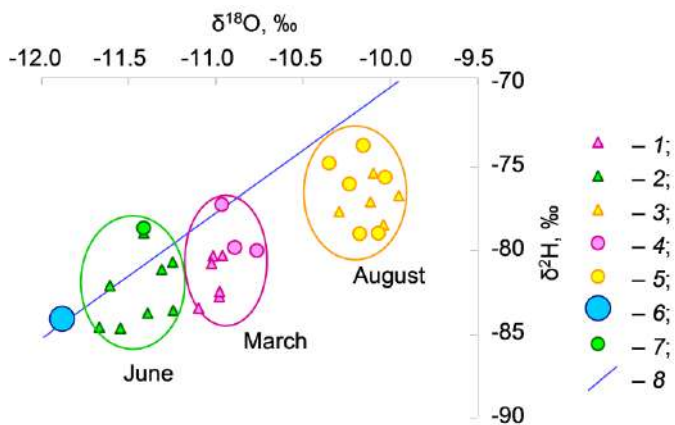


Рисунок III.2.6. Изотопный состав воды Петрозаводской губы и открытой части Онежского озера в 2015 г. (положение станций на Рисунок III.2.4) P1: 1 – март; 2 – июнь; 3 – август. С3: 4 – март; 5 – август; 6 – средневзвешенный состав осадков; 7 – общая проба со всех горизонтов озера на станции С3 (июнь); 8 – локальная линия метеорных вод.

Подземные воды. Основные водоносные горизонты в Карелии приурочены к верхней трещиноватой зоне кристаллических пород, рыхлым четвертичным отложениям и вендскому комплексу осадочных пород [Водные ресурсы..., 2006; Ручьева, Голованов, 2006; Ресурсы ..., 1987]. Питание подземных вод осуществляется, в основном, за счет площадного поглощения атмосферных осадков, а южнее зоны сочленения щита с платформенным чехлом – за счет бокового притока. Автором подземные воды осадочных комплексов и кристаллических пород исследованы на всей площади Карелии ($n \approx 280$, Рисунок III.2.7).

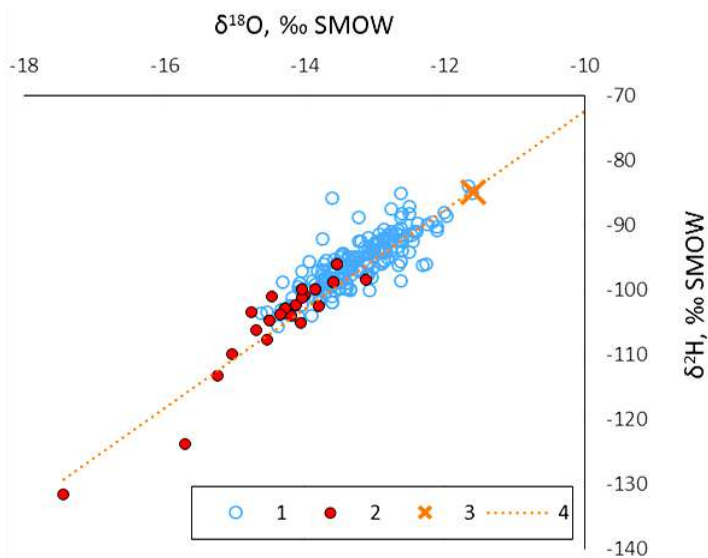


Рисунок III.2.7. Изотопный состав подземных вод Карелии: 1 – пресные подземные воды; 2 – солоноватые и соленые воды хлоридно-натриевого состава; 3 – средневзвешенный состав атмосферных осадков; 4 – ЛЛМВ.

Пробы отбирались из самоизливающихся скважин, скважин, оборудованных электрическими насосами, и восходящих родников. Это сужало круг опробуемых водопунктов, но исключало необходимость прокачки скважин и снижало возможность случайного воздействия антропогенных, сезонных и других мешающих факторов.

Пресные подземные воды в подавляющей части имеют изотопный состав заметно легче взвешенного среднемноголетнего, что указывает на их питание преимущественно осадками холодного периода года. Соленоватые и соленые воды хлоридно-натриевого состава имеют в некоторых случаях легкий изотопный состав, что, вероятнее всего, свидетельствует об их значительном возрасте и формировании в период последнего климатического похолодания.

III.2.1.1 Изотопные характеристики подземных вод южной Карелии

Подземные воды северо-западного Прионежья и Северного Приладожья (Рисунок III.2.8) представляют интерес в связи с бальнеологическим использованием железистых минеральных вод (курорт «Марциальные воды») и наличием полиметаллического рудного узла, содержащего U-V минерализацию. Подземные воды, в целом, маломинерализованные и имеют пестрый химический состав (Таблица III.2.2). На участках антропогенной нагрузки в водах с небольшим возрастом (присутствует тритий) обнаруживаются быстрые изменения химического состава во времени (Рисунок III.2.9 [Токарев и др., 2008]).

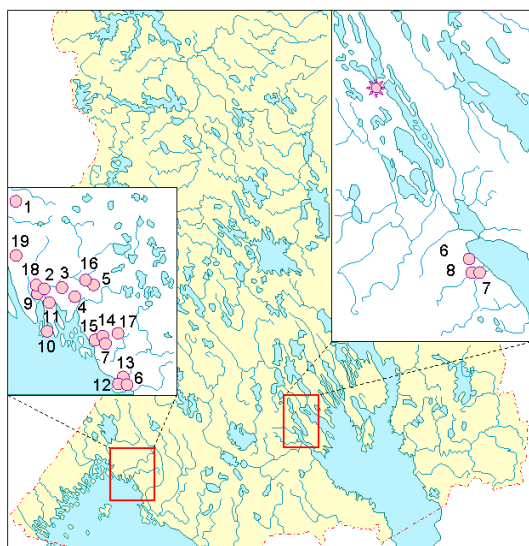


Рисунок III.2.8. Схема расположения участков работ и обследованных водопунктов (номера точек соответствуют Таблице III.2.2, звездочка – курорт «Марциальные воды»).

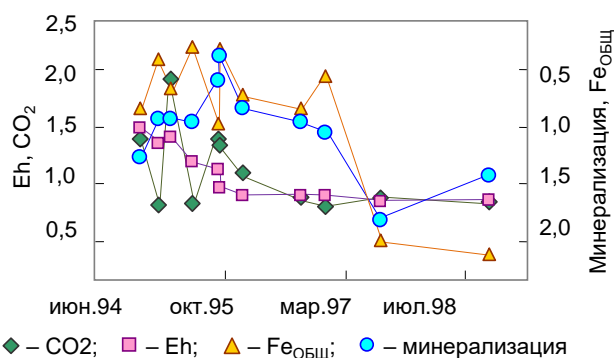


Рисунок III.2.9. Вариации состава подземных вод неглубокой циркуляции (родник в окрестностях г. Петрозаводска дренирующий межледниковый водоносный горизонт, точка 8 на Рисунке III.2.8 и в Таблице II.2.2). Приведены значения, взвешенные на среднее для каждого из измеренных показателей.

Таблица III.2.2. Точки опробования в южной Карелии [Токарев и др., 2008].

№	Местоположение водопункта	Вмещающие породы	$\frac{pH^{**}}{Eh, мВ}$	Формула Курлова***
1*	Марциальные воды, скважина 1	Q, пески, PR ₁ , диабазы	$\frac{6,0}{+441}$	M 0,30 $\frac{HCO_3 52 SO_4 44}{Ca 35 Mg 35 (Fe^{2+} 16)}$ Fe _{общ} 20,6
2	Марциальные воды, скважина 2	Q, пески, PR ₁ , диабазы	$\frac{6,0}{+432}$	M 0,52 $\frac{SO_4 69 HCO_3 28}{Mg 33 Ca 32 (Fe^{2+} 30)}$ Fe _{общ} 60,3
3	Марциальные воды, скважина 3	Q, пески, PR ₁ , диабазы	$\frac{6,0}{+410}$	M 0,56 $\frac{SO_4 71 HCO_3 26}{Mg 32 (Fe^{2+} 31) Ca 26}$ Fe _{общ} 65
4	Марциальные воды, скважина 4	PR ₁ , сланцы	$\frac{6,0}{+418}$	M 0,91 $\frac{SO_4 83 HCO_3 16}{(Fe^{2+} 35) Ca 28 Mg 27}$ Fe _{общ} 127
5	д. Чупа Кончезерская, родник	Q, пески	$\frac{7,0}{+380}$	M 0,20 $\frac{HCO_3 90}{Ca 47 Mg 47 Na 14}$ Fe _{общ} 0,6
6	Петрозаводск, ул. Федосовой скважина	V ₂ kt-tl, песчаники	$\frac{8,0}{+250}$	M 0,40 $\frac{HCO_3 65 Cl 25 SO_4 10}{Na 40 Ca 32 Mg 25}$ Fe _{общ} 1
7	Петрозаводск, скважина	PR ₁ , кварцито-песчаники	$\frac{7,2}{+150}$	M 0,30 $\frac{HCO_3 90}{Ca 58 Mg 34}$ Fe _{общ} 1,4
8	Петрозаводск, родник	Q, пески	$\frac{7,0}{+120}$	M 0,30 $\frac{HCO_3 90}{Ca 47 Mg 43}$ Fe _{общ} 3,2
9	ст. Леппясилта, скважина	PR ₁ , амфиболиты	$\frac{7,6}{+140}$	M 0,40 $\frac{HCO_3 64 Cl 25 SO_4 11}{Ca 50 Na 30 Mg 18}$ Fe _{общ} 0,3
10	Урочище Мурсула, скважина	AR, гранито-гнейсы	$\frac{6,6}{+175}$	M 0,10 $\frac{HCO_3 59 SO_4 31 Cl 10}{Ca 49 Mg 25 Na 23}$ Fe _{общ} 0,1
11	Ур. Хауккаселька, скважина	AR, гранито-гнейсы	$\frac{5,8}{+280}$	M 0,17 $\frac{HCO_3 75 SO_4 23}{Ca 49 Na 22 Mg 18}$ Fe _{общ} 1,7
12	ст. Иля-Ууксу, скважина	AR, гранито-гнейсы	$\frac{8,2}{+150}$	M 1,30 $\frac{Cl 82}{Na 66 Ca 20 Mg 14}$ Fe _{общ} 0
13	п. Уукса, скважина	AR, гранито-гнейсы	$\frac{8,2}{+164}$	
14	г. Питкяранта, скважина	Q, пески	$\frac{6,5}{+340}$	M 0,07 $\frac{HCO_3 56 SO_4 30 Cl 14}{Ca 56 Mg 21 Na 19}$ Fe _{общ} 0,1
15	г. Питкяранта, скважина	AR, гранито-гнейсы	$\frac{8,3}{+330}$	M 0,40 $\frac{HCO_3 52 SO_4 33 Cl 15}{Na 56 Ca 27 Mg 16}$ Fe _{общ} 0,1
16	Месторождение Кителя, скважина	γPR, граниты рапакиви	$\frac{7,6}{+260}$	M 0,10 $\frac{HCO_3 74 SO_4 23}{Ca 58 Na 22 Mg 18}$ Fe _{общ} 0,01
17	г. Питкяранта, скважина	AR, гранито-гнейсы	$\frac{7,5}{+179}$	

* – номера точек соответствуют схеме на Рисунок III.2.8;

** – измерения выполнялись на точках во время отбора проб;

*** – средние показатели по результатам мониторинга в 1999–2005 г. (ИВПС КарНЦ РАН).

Изотопный состав подземных вод по большей части близок ЛЛИМВ и несколько легче взвешенного среднегодового состава осадков (Рисунок III.2.10). Долговременный мониторинг позволяет обнаружить изменение во времени структуры ресурсов подземных вод изолированных горизонтов. Например, для самоизливающейся скважины в г. Петроза-

водск (точка 6 в Таблица III.2.2), вскрывающей вендский комплекс, в 1976–2009 г. обнаружено закономерное приближение изотопного состава к ЛЛМВ (Рисунок III.2.10).

В солоноватых $M = 1,3$ г/л, Cl–Na подземных водах юго-восточного фланга Салминского гранитоидного массива (точка 12 в Таблица III.2.2), обнаружен весьма легкий, смещенный относительно ЛЛМВ изотопный состав воды $\delta^2\text{H} = -124$ ‰ и $\delta^{18}\text{O} = -15,7$ ‰. Концентрация трития ниже порога обнаружения, содержания гелия $[\text{He}] \approx 480 \times 10^{-6}$ об.% (фон 5×10^{-6} об.%), уран имеет обогащенный изотопный состав $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 6,6$. Все признаки указывают на присутствие «возрожденных» вод при отсутствии значимой примеси современных вод, что согласуется с палеореконструкциями [Субетто и др., 2003].

III.2.1.2 Месторождение железистых минеральных вод «Марциальные воды»

Месторождение «Марциальные воды» – единственный в Карелии курорт минеральных вод [Бородулина и др., 2019]. Подземные воды $\text{SO}_4^{2-}\text{--Fe}^{2+}$ состава с минерализацией $M = 0,3\text{--}0,9$ г/л приурочены к межморенным песчано-гравийным отложениям, диабазам и пиритизированным сланцам. В 1959 г. пробурены 4 эксплуатационные скважины, действующие в режиме излива с дебитом 0,1–0,5 л/сек [Ручьева, Голованов, 2006].

Стабильный гидрохимический режим месторождения контрастирует со значительной динамикой изотопного состава воды и некоторых других изотопных трассеров (Таблица III.2.3, [Токарев и др., 2008, 2015]). В 1979–1980 г. [Ресурсы..., 1987] изотопный состав минеральных вод обнаруживал изотопное фракционирование, отражающееся в смещении точек вправо от ЛЛМВ (Рисунок III.2.10). Исходный изотопный состав осадков, из которых сформировались данные воды, при уклоне линий дистилляции 6,0–6,8 [Marion et al., 1999] оценивается по верхнему пределу $\delta^2\text{H} < -120$ ‰ и $\delta^{18}\text{O} < -16$ ‰. Судя по начальным составам, наблюдаемое фракционирование следует связать с криогенным метаморфизмом при частичном замерзании воды.

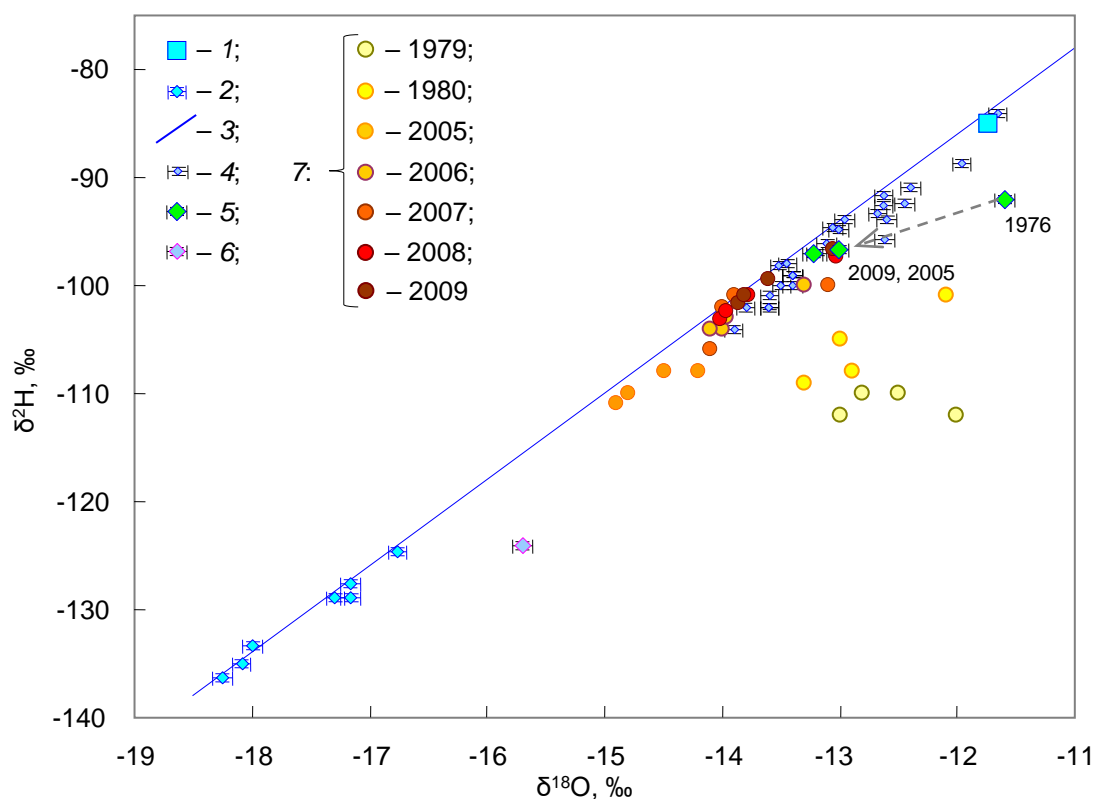


Рисунок III.2.10. Изотопный состав природных вод южной Карелии (положение точек на Рисунке III.2.8): 1 – средневзвешенные осадки; 2 – валовые пробы снега в конце зимы (2009, 2014, 2015 г., «усы» отвечают величине ошибки 2 σ); 3 – ЛЛМВ; 4 – подземные воды четвертичных отложений; 5 – подземные воды вендского комплекса (точка 6 в Таблице III.2.2, показаны годы опробования); 6 – воды Салминского гранитоидного массива (ж/д. ст. Иля-Ууксу, точка 12 в Таблице III.2.2); 7 – «Марциальные воды» (показаны годы опробования).

В настоящее время изотопный состав минеральных вод близок к ЛЛМВ (Рисунок III.2.10), значительно изменились характеристики и других изотопных трассеров (Таблица III.2.3). Обнаруживаются также внутригодовые вариации концентраций трития (Таблица III.2.3 б). Тритий/гелий-3 датирование (1989 и 2013 г.) дает расчетное время водообмена молодой компоненты от 35 до 45 лет. Возраст воды со временем возрастает, а доля старой компоненты – уменьшается, составляя в настоящее время первые проценты.

Следовательно, химический состав подземных вод формируется за счет растворения легкодоступных сульфатов железа. То есть, повышенные содержания Fe могут формироваться за короткое (несколько месяцев) время фильтрации и на других участках территории. Например, в роднике около д. Чула Кончезерская (точка 5 на Рисунок III.2.8 и в Таблице III.2.2) содержания трития соответствуют современному среднегодовому уровню в осадках $[^3\text{H}] = 10 \pm 2 \text{ TE}$, а концентрация железа составляет 0,6 мг/л при общей минерализации 200 мг/л.

Таблица III.2.3 а. Изотопный состав воды на курорте «Марциальные воды» по данным мониторинга 1979–2009 г. (‰ относительно SMOW).

№ скважины	1979 г.*		1980 г.		2005 г.		2006 г.		2007 г.		2008 г.		2009 г.	
	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
1	-13,0	-112	-12,1	-101	-14,0	-104	-14,9	-111	-14,1	-106	-14,0	-103	-13,9	-102
2	-12,8	-110	-12,9	-108	-14,1	-104	-14,8	-110	-13,9	-101	-14,0	-102	-13,8	-101
3	-12,5	-110	-13,0	-105	-14,0	-103	-14,5	-108	-13,1	-100	-13,8	-101	-13,6	-99
4	-12,0	-112	-13,3	-109	-13,3	-100	-14,2	-108	-14	-102	-13,0	-97	-13,0	-97

* – данные за 1979 и 1980 г. из [Ресурсы..., 1987], данные за 2005–2009 г. – автора.

Таблица III.2.3 б. Содержания трития в водах курорта «Марциальные воды» по данным 1979–2005 г. (ТЕ).

№ скважины	1979 июнь	1980 февраль	1980 июль	1987	2005 август
	[Ресурсы..., 1987]			Бородулина Г.С. ИВПС КарНЦ РАН, личное сообщение	[Токарев и др., 2008]
1	27,9	21,3	21,9	12	7±2
2	17,3	8,7	11,1	8,8	4±2
3	21,4	17,2	15,2	12,5	4±2
4	11,3	11,7	4,8	8,1	2±2

Таблица III.2.3 в. Вариации изотопных трассеров в водах курорта «Марциальные воды» во времени.

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

III.2.1.3 Выводы к изучению водных объектов Карелии

Из данных об изотопном составе воды следует, что ресурсы поверхностных и подземных вод Карелии обусловлены преимущественно современными осадками. Для поверхностных вод отмечено влияние испарения летом и разгрузки подземных вод зимой.

Химический состав подземных вод формируются за счет усвоения наиболее доступных легкорастворимых соединений, вследствие относительно высоких, как правило, темпов водообмена. При значительных запасах легкорастворимых соединений (в случае «Марциальных вод» – сульфатов железа) химический состав воды сохраняет стабильность на протяжении многих лет при существенных изменениях в структуре питания.

В то же время антропогенная нагрузка, как в виде водоотбора, так и химического загрязнения, может приводить к существенным изменениям химического и изотопного состава воды в течение месяцев–первых лет.

На участках развития региональных водоупоров для осадочных образований и в зонах пониженной проницаемости кристаллических массивов обнаруживаются солоноватые воды специфически фракционированного изотопного состава, обусловленного криогенным метаморфизмом, сохраняющиеся длительное время (тысячи лет). Формирование солоноватых вод ультралегкого изотопного состава ($\delta^{18}\text{O} = -17,8 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = 134 \text{ ‰}$), по-видимому, обусловлено возникновением криопеггов в ходе становления мерзлоты.

III.2.2. Северодвинское месторождение йодных вод (Архангельская область)¹

Присутствие в Северодвинской впадине вод с аномально высокими содержаниями йода (Рисунки III.2.11 и III.2.12) – уникальное природное явление, поскольку месторождение расположено на глубинах всего около 100 м в зоне, не претерпевавшей высокотемпературного метаморфизма.

*Падунская свита венда*², с которой связаны йодные воды, сложена терригенными отложениями. Песчаники и алевролиты доминируют в средней части разреза, а в верхней и нижней частях выделяется несколько пачек водоупорных аргиллитов. Мощность свиты достигает 180 м. Коэффициенты фильтрации составляют 0,1–6 м/сут. (минимальные – на участке йодной аномалии). Эрозионный врез в отложениях венда в долине р. Сев. Двины заполнен микулинскими глинами, здесь отмечены напоры до +16 м над дневной поверхностью.

¹ Впервые для региона автором выполнено комплексное исследование с использованием изотопного состава воды ($\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$), четных изотопов урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) и трития (^3H) [Токарев, 2012].

² Общие сведения о геологическом строении и гидрогеологических условиях района даны по [Малов, 2003].

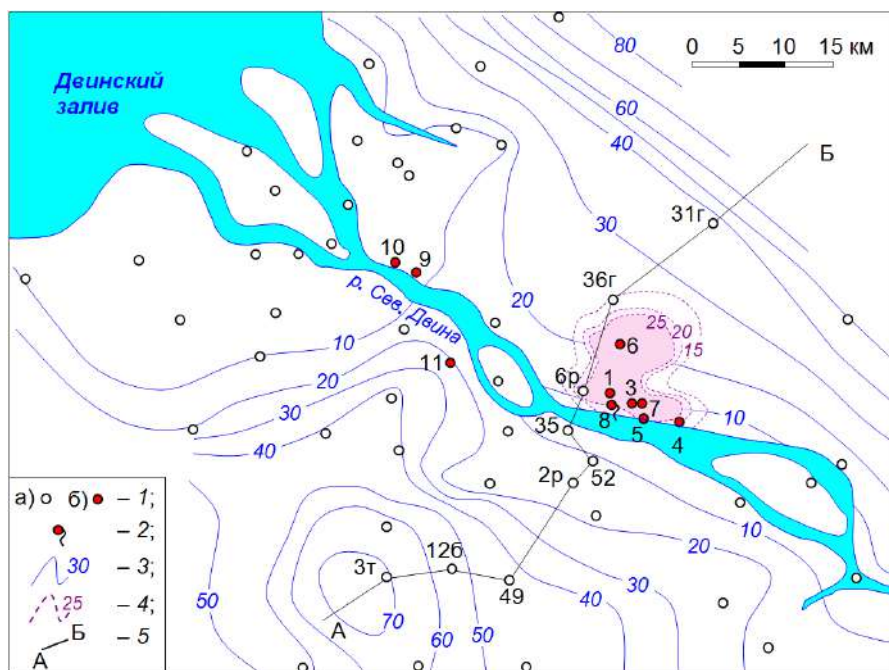


Рисунок III.2.11. Схема расположения точек опробования (по [Малов, 2003] с изменениями): 1 а – скважина, использованная для построения схемы гидроизогипс и геологического разреза (Рисунок III.2.12), 1 б – скважина, использованная для изотопного опробования (номер соответствует Таблица III.2.4); 2 – родник; 3 – гидроизогипсы, м.н.у.м.; 4 – изолинии содержания йода в водах падуновской свиты на Бобровском участке месторождения йодных вод, мг/л; 5 – линия разреза.

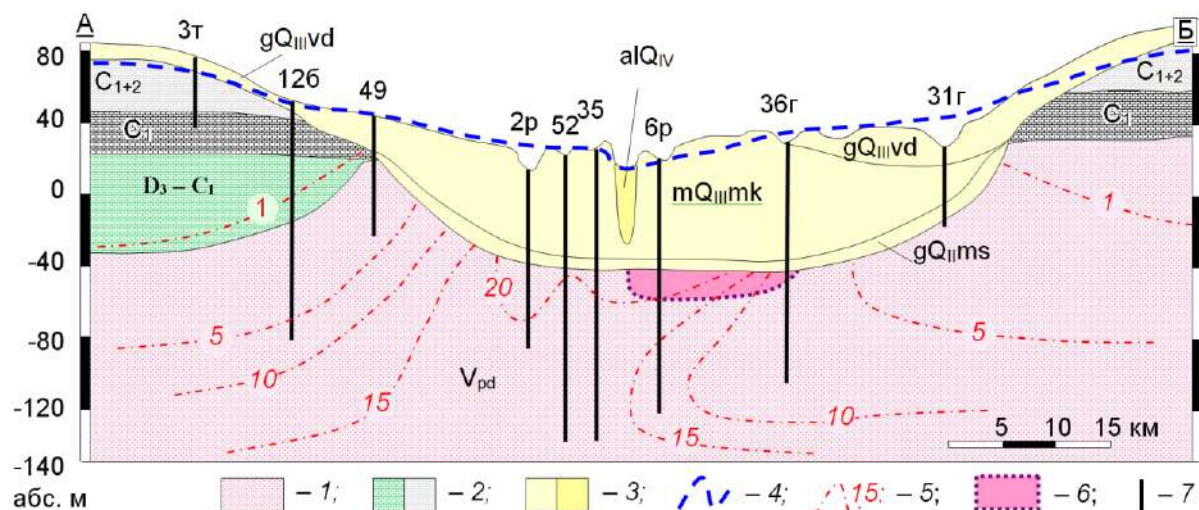


Рисунок III.2.12. Региональный гидрогеологический разрез по линии А – Б на Рисунке III.2.11 (по [Малов, 2003] с изменениями): 1 – терригенные отложения (падуновская свита венда); 2 – преимущественно карбонатные породы девон-карбона; 3 – четвертичные отложения; 4 – уровни/напоры подземных вод; 5 – изолинии минерализации подземных вод, г/л; 6 – область распространения йодной минерализации в водах падуновской свиты; 7 – скважины.

В долине реки минерализация воды у кровли вендского горизонта 15–25 г/л, ниже происходит инверсия солености до 10–12 г/л на глубине около 150–170 м. В бортах долины

имеет место нормальная гидрохимическая зональность при пониженной солености. Воды по составу хлоридные натриевые. Максимальные концентрации йода до 40 мг/л и брома до 60 мг/л в водах падунской свиты наблюдаются в долине р. Сев. Двины на Бобровском участке. Содержание йода снижается к бортам впадины, составляя 0,3–0,4 мг/л за пределами впадины. Концентрации йода по разрезу венда также имеют инверсию – от 25–30 мг/л в кровле до $n \times 10^{-1}$ мг/л на глубинах свыше 150 м.

Четвертичные отложения имеют мощность от первых метров в бортах Северодвинской впадины до 190 м в центральной части долины р. Сев. Двина.

Ледниковые и ледниково-морские отложения *московского стадиала* в основании четвертичного разреза представлены красно-бурыми валунными суглинками с включением щебня, гальки, валунов и линзами разнозернистых песков. Мощность горизонта 2–14 м, водообильность низкая, воды хлоридные натриевые с минерализацией 3–15 г/л.

Морские отложения *микулинского межледниковья* представлены глинами и распространены только в пределах долины р. Сев. Двины на отметках от –60 до +40 м. Глины содержат раковины морских моллюсков и разложившиеся растительные остатки. В верхней и средней части глин отмечаются прослойки мелкозернистых песков мощностью 0,1–5 м. Вода в песчаных линзах Cl–Na состава с минерализацией 5–25 г/л; содержание сульфатов не превышает 50 мг/л; содержание брома до 15 мг/л, йода до 38 мг/л. То есть, микулинские глины являются первичным резервуаром йода.

Ледниковые, водно-ледниковые, озерно-ледниковые отложения *валдайского стадиала* мощностью 2–30 м, перекрывающие глины, сложены суглинками с прослоями песков. Водообильность пород низкая, воды HCO₃–Ca–Mg и Cl–Na состава с минерализацией 0,3–3,6 г/л. С поверхности залегают слабо обводненные аллювиальные, аллювиально-морские, морские, озерные и болотные *голоценовые отложения*. Воды пресные, за исключением участков внедрения морских вод.

III.2.2.1 Анализ представлений о генезисе месторождения йодных вод

Общая схема накопления йода в подземных водах предлагает протекание следующих процессов [Кириухин, Швец, 1980; Комракова, Лукашев, 1985]:

- а) захоронение йода в морских осадках с органическим веществом в связанном состоянии в условиях восстановительной обстановки и интенсивного осадконакопления;
- б) термokatалитическая деструкция рассеянного органического вещества при температурах 100–600 °С с переходом йода в поровые воды.

Рассмотрим представления об условиях формирования йодных вод в случае северодвинского месторождения.

В микулинское межледниковье северодвинская впадина представляла собой эстуарий единого беломоро-балтийского бассейна (Рисунок III.2.13). Морские отложения в современной губе р. Сев. Двины можно рассматривать как аналог микулинских отложений [Филиппов, 1989]. В низовьях р. Сев. Двины существует интрузия морской воды с минерализацией до 21 г/л; соотношением катионов, близким морской воде и средним хлор-бромным коэффициентом 267 (в морской воде 290), которую можно рассматривать как аналог интрузий микулинского моря в эстуарии палео-Двины [Малов, 2003].

Содержания йода в воде современного Белого и Баренцева морей $\sim 5 \times 10^{-6} \%$, он концентрируется водорослями, в которых обнаружены содержания йода порядка 0,1–1 % [Коровкина, 2007]. То есть, источником йода в горизонте венда является толща микулинских морских отложений, содержащих рассеянный органический материал. Об этом свидетельствует снижение концентраций йода в венде с глубиной и исчезновение йодных аномалий за пределами площади развития микулинских глин [Малов, 2003]. Однако, температура водоносных горизонтов, содержащих йодные воды, на протяжении всего плейстоцена не превышала 10 °С, следовательно, этап термической деструкции отсутствовал и выход йода определялся каким-то другим процессом.

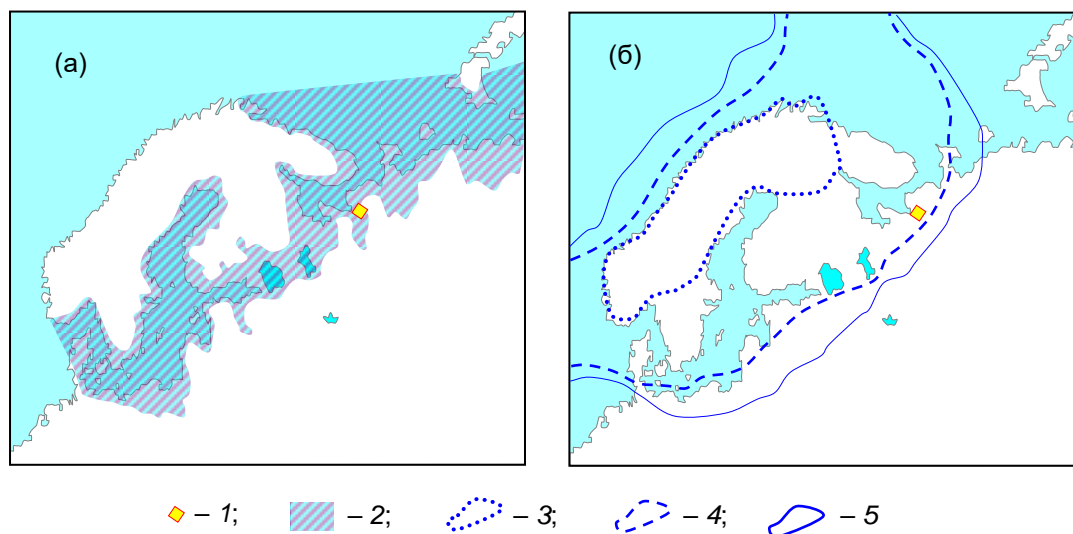


Рисунок III.2.13. Беломорско-Балтийский палеобассейн (Микулинское море) в период микулинского межледниковья (а) и последующее оледенение территории (б) по [Climate..., 2010]: 1 – участок работ; 2 – акватория Микулинского моря в период около 115–130 тыс. лет назад; 3, 4, 5 – границы трех основных максимумов валдайского оледенения 85, 60, 18 тыс. лет назад, соответственно.

Считается, что переход йода из четвертичных отложений в водоносный горизонт венда происходил во время валдайского оледенения, когда поровые воды механически отжимались из микулинских глин [Кобокова, 2002; Малов, 2003]. Освобождение террито-

рии от ледяного покрова, ее изостатическое поднятие и развитие эрозионной сети [Дементьева, 2002] привело к началу разрушения месторождения йодных вод, (Рисунок III.2.11). Предполагается, что поступление йода из микулинских глин в подземные воды вендского комплекса возможно и в настоящее время за счет диффузии [Мироненко и др., 2006].

Ряд вопросов по условиям формирования йодных вод остается не выясненным. Во-первых, чем обусловлена сохранность йода при захоронении органического вещества в микулинском море? Во-вторых, каков механизм перехода йода, оставшегося после этапа диагенеза, из органического вещества в поровую воду микулинских глин при отсутствии термометаморфизма? В-третьих, каковы пути поступления отжатых поровых вод из залегающих с поверхности глин в подстилающий водоносный горизонт венда?

Поставленные вопросы связаны с несколькими проблемами.

1. При захоронении морских осадков в современной губе р. Сев. Двины концентрация йода в поровых водах илов достигает 4–6 мг/л [Кобокова, 2002]. То есть, йод количественно теряется органическим веществом, а затем и поровыми водами (при уплотнении илов) еще на стадии диагенеза.

2. В районе отсутствуют следы ледовой переработки поверхности микулинских отложений [Малов, 2003; Филиппов, 1989].

3. Если допустить отжатие поровых вод глин ледником, то, как следует из гидродинамики, поток воды должен быть направлен вверх к подошве ледника (в сторону падения гидравлического градиента). При выходе на поверхность отжатые соленые воды должны были образовывать каналы в подошве ледника за счет растворения льда, стекать в подледниковые долины стока, а затем в море [Harper et al., 2012; Liljedahl et al., 2016].

4. При механическом отжатии поровых вод концентрации йода по разрезу глин должны выравниваться, между тем, отмечается увеличение его концентраций к подошве микулинских отложений (Рисунок III.2.14, [Коротков и др., 2013; Malov, Tokarev, 2019]).

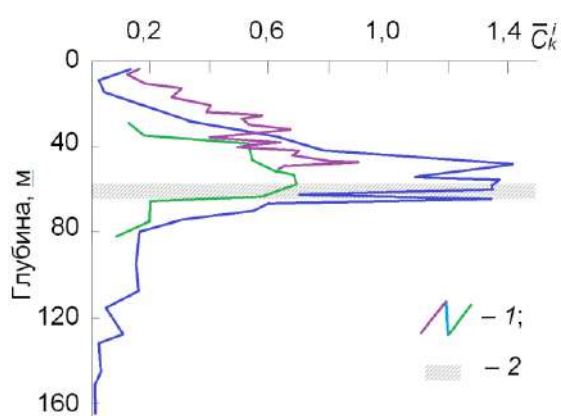


Рисунок III.2.14. Распределение йода в разрезе микулинских глин и падунском горизонте по данным водных вытяжек [Коротков и др., 2013; Malov, Tokarev, 2019]: 1 – профили относительных концентраций йода в поровых водах, вычисленные как взвешенное на среднее для каждого из профилей $\bar{C}_k^i = C_k^i / C_k^{\text{средн}}$; 2 – подошва микулинских глин.

III.2.2.2 Изучение северо-двинского месторождения йодных вод изотопными методами

Опробованы восходящие родники, самоизливающиеся скважины и скважины, оборудованные электрическими насосами (Таблица III.2.4).

Таблица III.2.4. Изотопные характеристики вод на Бобровском участке и прилегающих площадях.

№ точки	Место отбора (способ пробоотбора)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	^3H , ТЕ	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, по активностям
Бобровский участок месторождения йодных вод					
<i>Продуктивные скважины</i>					
1	3ц/1 (откачка) 24.03.2003	-5,7	-48	—	—
	— « — « — 28.03.2003	-5,7	-44	—	—
	— « — « — 01.04.2003	-5,2	-38	—	—
2	2ц (пробоотборник)	-9,4	-66	2±2	—
3	2ц/1 (откачка) 24.03.2003	-7,1	-59	—	5,21
	— « — « — 01.04.2003	-7,9	-64	—	—
<i>Непродуктивные скважины</i>					
4	111 (самоизлив)	-10,1	-69	<1	5,39
5	104 (самоизлив)	-8,7	-65	<1	4,51
<i>Скважины в зоне гидрохимической</i>					
6	2н/1 (пробоотборник)	-14,9	-114	—	—
7	2нк (пробоотборник)	-14,2	-110	<1	—
8	Родник из четвертичных отложений	-15,0	-115	—	—
Скважины Беломорского месторождения минеральных вод					
9	Архангельск, ул. Воронина, д. 32/2	-13,2	-96	8±2	2,81
10	Архангельск, ул. Холмогорская, д. 16/2 техническая вода	-13,8	-104	2±2	4,33
	питьевая вода	-13,7	-103	<1	6,84
11	Новодвинск, ул. Советская, д. 2	-13,6	-105	2±2	5,75 (6,2)
Трубка "им. В. Гриба"					
12	Фоновое болото	-14,0	-107	—	—
13	Река Светлая	-14,3	-109	—	—
<i>Скважины системы дренажа</i>					
14	16ВП (борт карьера)	-14,0	-108	—	—
15	18ВП (борт карьера)	-13,9	-104	—	—
16	19Г (карьер)	-14,4	-110	—	—
17	22ВП (борт карьера)	-7,7	-74	—	—
Архангельск, современные атмосферные		-13,76	-96,3	35	

Примечания к таблице: а) изотопный состав осадков в г. Архангельске вычислен по данным из базы МАГАТЭ, а также с использованием измерений [Власова, Ферронский, 2008; Токарев и др., 2015]; б) содержания трития в атмосферных осадках – по [Власова, Ферронский, 2005]; в) прочерк – нет данных; г) концентрация трития <1 означает, что его содержания были ниже порога обнаружения, составлявшего 0,7 ТЕ; д) курсивом приведены отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, взятые из [Малов и др., 2009].

На диаграмме $\delta^2\text{H} \div \delta^{18}\text{O}$ все точки четко разделяются на две группы (Рисунок III.2.15).

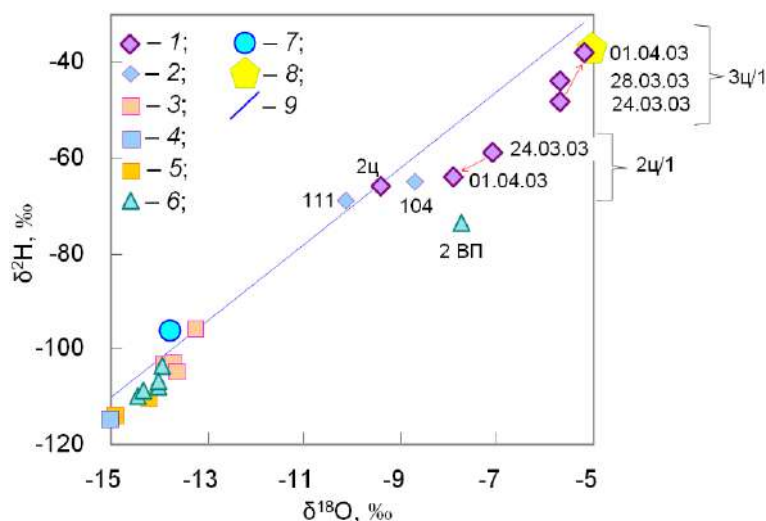


Рисунок III.2.15. Изотопный состав подземных вод Бобровского участка месторождения йодных вод и прилегающих площадей. Бобровский участок (номера скважин из Таблицы III.2.4): 1, 2 – воды с концентрациями йода более 25 и менее 25 мг/л, соответственно; 3 – воды из скважин, вскрывающих горизонт минеральных вод, залегающий ниже йодных вод (зона гидрохимической инверсии); 4 – родник. Участки вне месторождения йодных вод: 5 – скважины, эксплуатирующие воды Беломорского месторождения минеральных вод; 6 – дренажные воды карьера на кимберлитовой трубке «им. В. Гриба»; 7 – современные атмосферные осадки; 8 – расчетный изотопный состав вод Микулинского моря; 9 – глобальная линия метеорных вод.

Воды вендского горизонта на Бобровском участке месторождения имеют тяжелый изотопный состав – от $\delta^2\text{H} = -38 \text{ ‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -5,2 \text{ ‰}$ до $\delta^2\text{H} = -69 \text{ ‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -10,1 \text{ ‰}$ и в некоторых случаях смещены относительно глобальной линии метеорных вод (ГЛМВ). К этой же группе тяготеет вода из скважины 22 ВП карьерного дренажа на трубке им. В. Гриба.

Заметное смещение точек изотопного состава вод с высокой минерализацией вправо от ГЛМВ на графике $\delta^2\text{H} \div \delta^{18}\text{O}$ (Рисунок III.2.15) может указывать:

- на наличие частичное замерзание воды в прошлом;
- смешение с морскими водами.

При рассмотрении данных по Бобровскому участку обнаруживаются следующие особенности (Таблица III.2.4 и Рисунок III.2.11, III.2.12 и III.2.15).

1. Вода из скважин 2ц, 2ц/1, 3ц/1 с концентрациями йода больше 25 мг/л изотопически тяжелее воды из скважин 104, 111, в которых концентрации йода меньше 25 мг/л и которые находятся на периферии месторождения.

2. В нижней части падунской свиты, где наблюдается инверсия минерализации (скважины 2н/1 и 2нк), изотопный состав воды резко облегчен.

3. Имели место значимые изменения изотопного состава воды во время откачки из продуктивных скважин. В скважине 3ц/1 происходило утяжеление, а в скважине 2ц/1 – облегчение изотопного состава.

Первые два обстоятельства указывают на разбавление йодных вод региональным потоком свежих инфильтрационных вод, а последнее – на чувствительность изотопного состава к структуре водопритоков к скважинам.

Вне йодной аномалии опробовались подземные воды, которые характеризуются пробами из скважин 2н/1 и 2нк на Бобровском участке и пробами из скважин, эксплуатирующих минеральные воды Беломорского месторождения. Все точки характеризуются легким изотопным составом – от $\delta^2\text{H} = -96$ и $\delta^{18}\text{O} = -13,2$ ‰ до $\delta^2\text{H} = -115$ и $\delta^{18}\text{O} = -15,0$ ‰ и лежат вблизи ГЛМВ. Эти воды близки к современным атмосферным осадкам, которые имеют среднегодовой состав $\delta^2\text{H} = -96$ ‰ и $\delta^{18}\text{O} = -13,8$ ‰ (наблюдения на станции «Архангельск» из базы GNIP IAEA и [Власова, Ферронский, 2008]).

Содержания трития в йодных водах близки к нулю. Исключение составляет проба из скважины 2ц, отобранная пробоотборником без прокачки скважины, поэтому в ней возможно присутствие современной воды. Значимые содержания трития обнаружены также в пробе из скважины по адресу Архангельск, ул. Воронина, 32/2, что, возможно, указывает на неудовлетворительное техническое состояние скважины.

Ураганные темпы осадконакопления глин [Дементьева, 2002; Филиппов, 1989] и повышенная биопродуктивность эстуария палео-Двины [Наумов, 2006] в теплое микулинское межледниковье [Climate..., 2010; Kaspar et al., 2005] должны были приводить к быстрому захоронению илов без или с малыми потерями йода.

В современной Балтике средний изотопный состав воды $\delta^2\text{H} = -48$ ‰ и $\delta^{18}\text{O} = -6,1$ ‰ при солёности $S = 4\div 10$ г/л [Ehhalt, 1969; Fröhlich et al., 1988]. Измерения автора в Финском заливе дают $\delta^2\text{H} = -55$ и $\delta^{18}\text{O} = -6,8$ ‰ при солёности $S = 2\div 4$ г/л. Линия смешения, построенная по этим данным, имеет вид $\delta^2\text{H} = 7,1 \times \delta^{18}\text{O} - 4,6$. В современном северодвинском эстуарии Белого моря солёность воды около $S = 25$ г/л (в открытом море $S = 32\text{--}33$ г/л). Средний изотопный состав кислорода воды в Белом море $\delta^{18}\text{O} = -1,8$ ‰, а в р. Сев. Двина $\delta^{18}\text{O} = -15,5$ ‰. Связь между изотопным составом и солёностью воды описывается уравнением $\delta^{18}\text{O} = 0,362 \times S - 13$ [Зайко, 2004]. Для эстуария палео-Двины можно принять солёность $S = 20\text{--}25$ г/л. Откуда изотопный состав кислорода захораниваемой морской воды оценивается величиной $\delta^{18}\text{O} \approx -5$ ‰, а изотопный состав водорода $\delta^2\text{H} \approx -40$ ‰. Изотопный состав подземных вод с максимальными содержаниями йода близок к этой оценке (Таблица III.2.4, Рисунок III.2.15).

Основные максимумы Валдайского оледенения относят к 85, 60 и 18 т.л.н. [Оледенение..., 2007; Climate..., 2010]. Ледники в палеодолине р. Сев. Двины (Рисунок III.2.13), не превышали мощности 0,5–1 км [Lokrantz, Sohlenius, 2006]. Однако, никаких мореноподобных отложений, перекрывающих микулинский разрез, не установлено [Филиппов, 1989], что делает тезис о покровном оледенении сомнительным. В периоды похолоданий происходило неоднократное промораживание подстилающих пород на территориях, прилегающих к фронту ледника (Рисунок III.2.16).

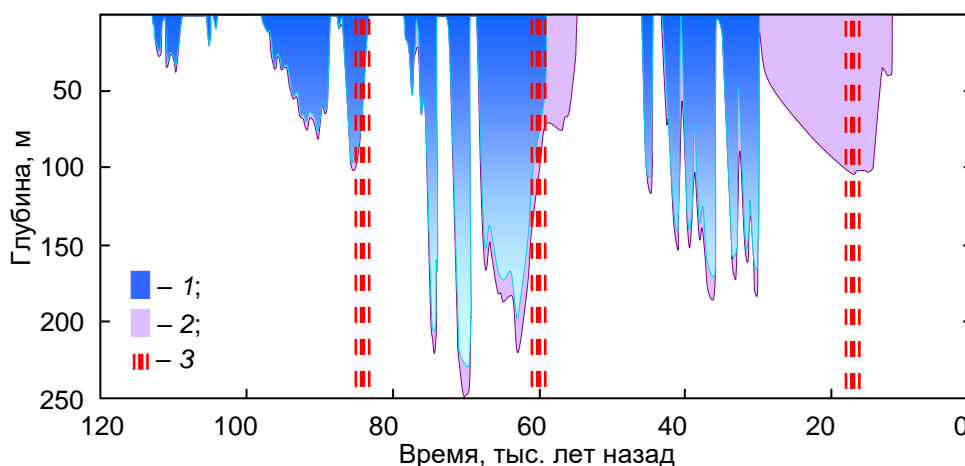


Рисунок III.2.16. Оценка промерзания геологического разреза в период валдайского оледенения (адаптировано из [Climate..., 2010]. 1 – мерзлые породы, 2 – криопеги, 3 – максимумы похолодания 85, 60 и 18 т.л.н.

Неоднократное замерзание должно было приводить к постепенному опреснению верхней части разреза глин [Wildenborg, 2003], а также мобилизации йода из органики, аналогично концентрированию других микроэлементов в зонах современной мерзлоты [Валуконис, Ходьков, 1978; Птицын, 1992].

На промораживание геологического разреза в прошлом указывает изотопный состав урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 4,33\text{--}6,84^1$ (по активностям). В подземных водах мезенской синеклизы и прилегающих площадей варьирует $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,1\text{--}15,92$ [Малов и др., 2008, 2009, 2014; Malov, Tokarev, 2019]. Во вмещающих породах отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ не превышает 1,6 [Киселев и др., 2011, 2014, 2016; Утузикова, Киселев, 2011].

III.2.2.3 Выводы по результатам изучения северодвинского месторождения йодных вод

Уникальное месторождение йодных вод в Северодвинской впадине (Архангельская область) в падуновском горизонте терригенных пород венда на глубинах 100–120 м

¹ исключение составляет скважина по адресу Архангельск, ул. Воронина, 32/2, где $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 2,81$ и где по повышенным содержаниям трития предполагается присутствие современных вод.

представляет собой реликтовую линзу вод Микулинского моря, на что указывает тяжелый изотопный состав воды и повышенная соленость.

Извлечение йода из захороненной в микулинских глинах органики и отжатие поровых вод в вендский горизонт обусловлено неоднократным промораживанием разреза во время валдайского оледенения. Глубина продвижения фронта промерзания была невелика и лимитировалась соленостью поровых вод в микулинских глинах.

В настоящее время линза древних вод, содержащих йод, разрушается региональным потоком подземных вод, поступающих с периферии пятна микулинских глин.

III.2.3. Ленинградский артезианский бассейн

Изученная площадь включает часть Ленинградского артезианского бассейна (ЛАБ) и Балтийского гидрогеологического массива [Гидрогеология СССР, т. III]. На севере на поверхность и под покров четвертичных отложений выходят кристаллические породы. На юг и юго-восток мощность осадочного чехла увеличивается (Рисунок III.2.17).



Рисунок III.2.17. Геологическая карта северо-западной части Ленинградской области (адаптировано из [Гидрогеология СССР, т. III]).

В зоне Ладожского грабена депрессию в кровле фундамента заполняют рифейские песчаники мощностью до 500 м. Базальная пачка чехла – вендский водоносный комплекс (ВВК) представляет собой переслаивание песчанистых и глинистых разностей слабо литифицированных пород с относительно более глинистой средней частью. Мощность комплекса изменяется от нуля на севере до 170 м на юго-востоке ЛАБ. Граница выклинивания ВВК имеет сложный вид и определяется положением Лемболовской возвышенности, современными речными долинами и палеоруслими.

Вендский комплекс перекрыт котлинским (верхневендским) региональным водоупором, сложенным плотными глинами. Мощность водоупора меняется от нуля на севере до 120 м на юго-востоке ЛАБ. Граница выклинивания в северной части территории имеет сложный вид, также как граница ВВК. Вторым региональным водоупором мощностью от 0 до 100 м является пачка кембрийских (синих) глин. Между этими водоупорами располагается ломоносовский водоносный горизонт песков-песчаников, мощность которого растет на юг и юго-запад.

Выше кембрийских глин залегает кембро-ордовикский водоносный комплекс (КОВК) сложенный карбонатной пачкой (верх) и слоем песков-песчаников (низ), суммарной мощностью около 80 м. Местами комплекс обладает напором, так как перекрыт девонскими суглинисто-супесчаными отложениями (относительным водоупором), мощность которых на юге площади достигает 40 м.

Четвертичные водоносные горизонты и водоупоры не выдержаны по мощности, проницаемости и распространенности в плане. Наиболее водообильны межморенные водоносные горизонты (ММВГ). Наибольшая их мощность приурочена к речным палеодолинам.

Современное питание подземных вод нижней части разреза осуществляется в северной части территории за счет прямой площадной инфильтрации атмосферных осадков, а в южной – за счет бокового подтока. Приповерхностные горизонты повсеместно получают прямое питание атмосферными осадками. Вследствие этого минерализация подземных вод растет с глубиной и при движении с севера на юг. Ладожское озеро и Финский залив рассматриваются обычно в качестве региональных базисов дренажа.

На 2010–2014 г. учтенный водоотбор из ВВК составил ~27 тыс. м³/сут., а нелегализованный для частных нужд экспертно оценивался соизмеримой величиной [Баскова, Воронюк, 2013; Игнатъев и др., 2015]. Площадь депрессионной воронки достигла 20 тыс. км², протяженность по субширотной оси ~ 100 км и 60 км – по субмеридиональной [Кармазинов, 2003; Игнатъев и др., 2015]. Центр тяготеет к пос. Черная речка в 30 км на северо-запад от г. Санкт-Петербург, где понижение достигает 60 м.

Слабоминерализованные воды имеют HCO_3^- – Ca^{2+} – Na^+ , а при минерализации свыше 400 мг/л и Cl^- – Na^+ состав [Токарев, Боровицкая, 2009; Токарев и др., 2013, Виноград и др., 2019]. Превышение ПДК по Na^+ и Cl^- (200 и 350 мг/л, соответственно) обнаруживаются уже при содержании солей около 750 мг/л (Рисунок III.2.18).

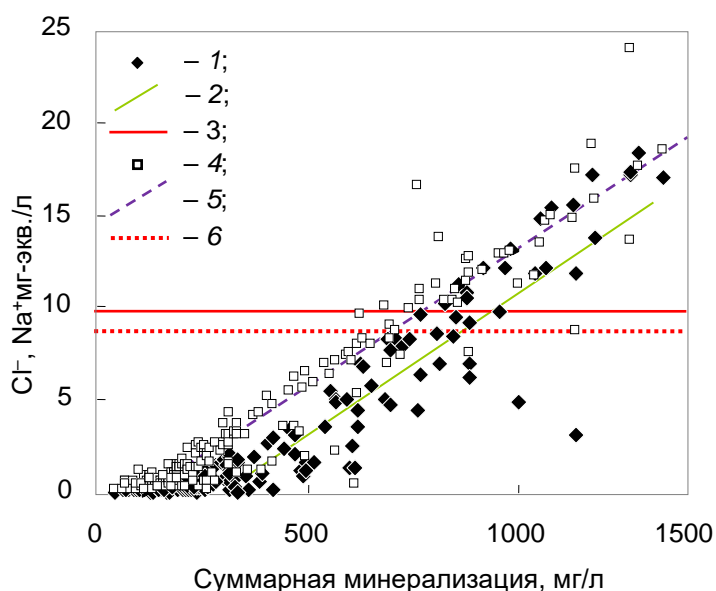


Рисунок III.2.18. Содержания хлоридов и натрия в водах межморенных горизонтов и вендского комплекса на Карельском перешейке:
 1 – $[\text{Cl}^-]$; 2 – линия аппроксимации данных по Cl^- , 3 – ПДК для Cl^- ; 4 – $[\text{Na}^+]$; 5 – линия аппроксимации опытных данных по Na^+ , 6 – ПДК для Na^+ .

Несмотря на относительно простое геологическое строение бассейна и неплохую изученность, сохраняется ряд вопросов относительно условий формирования ресурсов и качества подземных вод.

1. Минерализация воды в ВВК достигает 3 г/л уже на правом берегу р. Невы. При минерализации $M > 1,5$ г/л, увеличение солёности происходит также с глубиной. Смещение центра тяжести водоотбора из ВВК на Карельский перешеек может привести к подтягиванию контура солёных вод, их подъёму в разрезе и выходу из строя водозаборов, как это произошло, например, в Эстонии [Raidla et al., 2009].

2. Изолирующие свойства кембрийских и вендских глин представляют интерес, в связи с наличием хранилища РАО и других радиационных объектов в г. Сосновый Бор и г. Гатчина.

Возникновение указанных вопросов обусловлено географо-климатическими перестройками региона в конце плейстоцена и голоцене, поэтому в периоды трансгрессий и регрессий моря и внутренних водоемов условия питания/разгрузки ВВК и ломоносовского горизонта могли кардинально меняться.

Изотопный состав воды, содержания трития, изотопный состав и концентрации благородных газов, а в некоторых случаях и изотопов уран-ториевых рядов, изучены¹ в вендском водоносном комплексе ($V_2kt_1 + rd$), ломоносовском водоносном горизонте (E_1lm); кембро-ордовикском комплексе ($E_1 - O_1, O_{1-3}$); девонском водоносном комплексе ($D_{2ef} - D_{3f}$); четвертичных горизонтах (Q); Ладожском озере, р. Неве и Финском заливе; в атмосферных осадках.

¹ опробование частично выполнено Петербургской комплексной геологоразведочной экспедицией, ответственный – начальник партии региональных гидрогеологических работ Воронюк Г.Ю.

III.2.3.1. Дейтерий, кислород-18 и тритий

В 2011–2016 г. взвешенный среднегодовой изотопный состав атмосферных осадков для станции «Петергоф»¹ и для станции «Ламмин-Суо»² – $\delta^2\text{H} = -86 \text{ ‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = -11,2 \text{ ‰}$, состав осадков холодного периода года – $\delta^2\text{H} = -106 \text{ ‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = -13,2 \text{ ‰}$, теплого – $\delta^2\text{H} = -68 \text{ ‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = -9,2 \text{ ‰}$.

На Карельском перешейке³ в районе Лемболовской возвышенности (Рисунок III.2.19), являющейся областью питания, во всех горизонтах имеет место быстрый водообмен, как это следует из значимых содержаний трития (Таблица III.2.5).

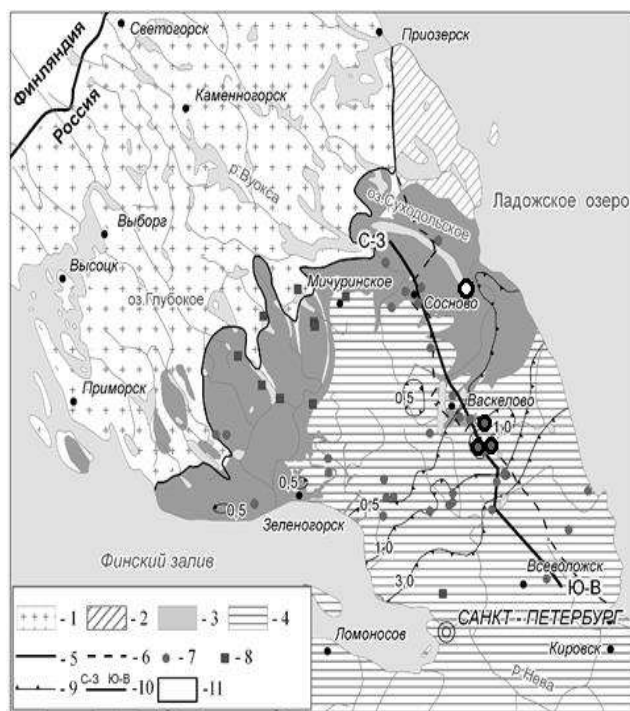


Рисунок III.2.19 а. Схема обследования подземных вод на Карельском перешейке (геология со снятым чехлом четвертичных отложений [Воронюк и др., 2016]): 1 – кристаллические породы; 2–4 осадочный чехол: 2 – рифейский ВК, 3 – вендский ВК, 4 – верхневендский (котлинский) региональный водоупор; 5 – граница между щитом и платформой; 6 – граница Ладожского и Балтийского гидрогеологических районов; 7 – точки опробования подземных вод на дейтерий и кислород-18 (крупным значком с белой заливкой выделена скважина № 13 в пос. Луговое, крупными значками с серой заливкой – скважины в пос. Куйвози, Заводском и СНТ «Карелия»); 8 – точки опробования подземных вод на тритий; 9 – изолинии минерализации вод ВВК (г/л); 10 – линия разреза, 11 – четвертичный водоносный комплекс (показан только на разрезе).

¹ г. Петродворец, Ботаническая ул., наблюдения автора.

² Болотная станция 7 км севернее г. Зеленогорск, совместно с Государственным гидрологическим институтом.

³ На Карельском перешейке систематическое изучение изотопного состава воды и содержаний трития, а также оценка возраста подземных вод были выполнены впервые [Воронюк и др., 2016; Токарев, Боровицкая, 2009].

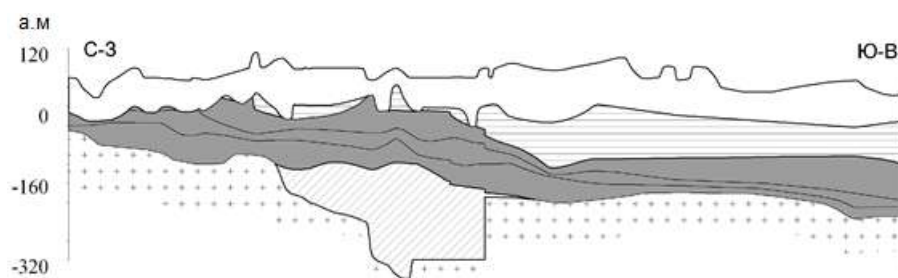


Рисунок III.2.19 б. Разрез к Рисунку III.2.19 а.

Тренд вариаций изотопного состава подземных вод соответствует ЛЛМВ (Рисунок III.2.20), при облегчении составов подземных вод относительно взвешенных среднегодовых осадков. Питание подземных вод в период весеннего половодья подтверждается наблюдениями за уровнями подземных вод в режимных скважинах, что особенно четко заметно при наблюдениях на болотных массивах [Токарев, Батуев, 2019].

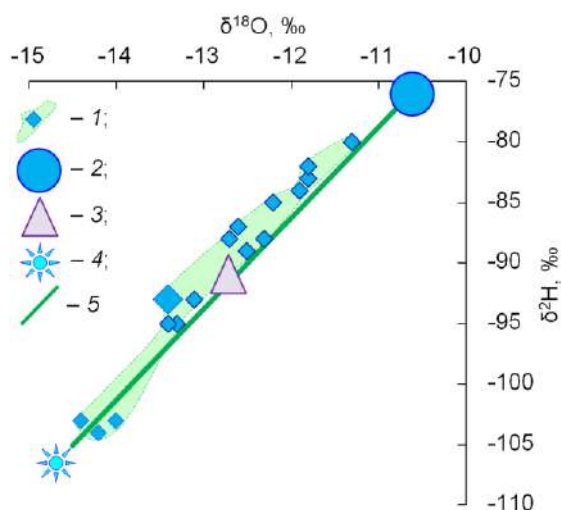


Рисунок III.2.20. Изотопный состав подземных вод вендского и рифейского комплексов на Карельском перешейке: 1 – индивидуальные измерения (залита область вариаций изотопного состава подземных вод ВВК, крупным значком показана скважина в пос. Луговом – будут использованы на следующем рисунке); 2 – средневзвешенный многолетний изотопный состав атмосферных осадков в Санкт-Петербурге; 3 – средневзвешенные осадки холодного периода года; 4 – средний состав снега в зиму 2011–2012 и 2012–2013 г. 5 – ЛЛМВ.

При удалении от современной области питания отмечается облегчение изотопного состава подземных вод ВВК. Иногда их изотопный состав оказывается легче изотопного состава осадков за холодный сезон (точки СНТ «Карелия», п. Заводской и п. Куйвози Таблица III.2.5) и приближается к среднему составу снега.

Таблица III.2.5. Содержания трития в подземных водах Карельского перешейка.

Расположение скважины, населенный пункт (номер скважины по каталогу)	Глубина Интервал, м	Водовмещающие породы	Минерализация воды, г/л	[³ H], ТЕ*	Возраст, лет**
п. Вещево (53365)	130 80–130	AR–PR ₁	0,20	10±2	< 10
п. Кирпичное (3252)	75 60,6–74,7	Пms–Шos	0,14	14±2	< 10
п. Красносельское (27074)	26 22–26	Пms–Шos	0,28	15±2	< 10
п. Пушное (3305)	70 50,2–56,6	Пms–Шos	0,13	13±1	< 10
п. Краснозерное (74297)	60/(43–60)	Пms–Шos	0,44	6±1	10–100
п. Коробицино (3421)	155/(146–155)	V	0,20	9±1	10–100

Расположение скважины, населенный пункт (номер скважины по каталогу)	Глубина Интервал, м	Водовмещающие породы	Минерализация воды, г/л	[³ H], ТЕ*	Возраст, лет**
п. Коробицино (3401)	100/(82–88)	<i>Пvl–ms</i>	0,13	8±1	10–100
п. Первомайский (3280)	159/(130–159)	<i>V</i>		7±1	10–100
п. Цвелодубво (1543)	110/(58–65)	<i>Пms–Шos</i>	0,09	9±1	10–100
п. Мичуринское (36865)	170/(123–165)	<i>V</i>	0,10	4±1	100–500
ул. Байконурская, 12 (94/3)	83,5/(74–82)	<i>Пvl–ms</i>	0,23	12±2	< 10

* – современный фон трития в атмосферных осадках региона 9–17 ТЕ [Kortelainen, 2007, 2009]; ** – оценка, согласно [Ферронский, Поляков, 2009].

Расчетная температура воздуха для периода их формирования $t = -0,56..-0,85$ °С (Таблица III.2.6), что на 5 °С ниже современной нормы. В скважинах на вендский комплекс на северном берегу Финского залива, в водах, в которых тритий не был обнаружен, расчет радий/радоновый метод датирования [Гудзенко, Дубинчук, 1987] дает среднее время пребывания воды 0,8–3,4 тыс. лет.

Таблица III.2.6. Изотопный состав подземных вод Карельского перешейка и расчет температур воздуха в период выпадения атмосферных осадков по [Dansgaard, 1964].

Местоположение (номер скважины по каталогу)	Вмещающие породы	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	Расчетная температура, °С
пос. Васкелово (85)	<i>V+R</i>	-13,1	-93	0,99
пос. Верхние Осельки (12)	<i>V</i>	-13,3	-95	0,66
пос. Верхние Осельки (12)*	<i>V</i>	-13,4	-95	0,59
СНТ** «Карелия»	<i>V</i>	-14,4	-103	-0,85
пос. Сосново (56682)	<i>V</i>	-12,7	-88	1,72
пос. Сосново (хлебозавод Петрохлеб)	<i>R</i>	-12,5	-89	1,78
пос. Луговое (13)	<i>V+R</i>	-13,4	-93	0,77
пос. Орехово (5/96)	<i>V</i>	-12,6	-87	1,89
пос. Заводской (б/н)	<i>V</i>	-14,0	-103	-0,56
пос. Куйвози (б/н)	<i>V</i>	-14,2	-104	-0,79
СНТ «Озерное» (б/н)	<i>V</i>	-12,3	-88	2,01
пос. Семиозерье (0403002)	<i>V</i>	-11,9	-84	2,66
пос. Приветинское (б/н)	<i>V</i>	-11,3	-80	3,45
пос. Поляны (б/н)	<i>V</i>	-11,8	-83	2,82
пос. Ильичево (63777)	<i>V</i>	-11,8	-82	2,91
пос. Ленинское (б/н)	<i>V</i>	-12,2	-85	2,35
г. Выборг (частная скважина около оз. Краснохолмское)	<i>AR–PR₁</i>	-12,5	-88	1,84
г. Выборг (родник)	<i>AR–PR₁</i>	-12,5	-89	1,80
Среднегодовая температура воздуха по метеонаблюдениям				4,3

* – повторное опробование; ** – садоводческое некоммерческое товарищество.

Подземные воды вендского и рифейского комплексов в районе юго-восточной оконечности оз. Суходольского (пос. Луговое) опробовались скважиной глубиной 250 м, углубление которой выполнялась интервалами по 30 м, после чего осуществлялись

выпуски. Нижняя часть ствола вскрыла рифейский ВК на абсолютной отметке -75..-80 м. Уровень подземных вод установился на высоте 7 м над поверхностью земли (+18 м), что превышает отметку уреза воды в расположенном в 900 м к северу оз. Суходольском (+6 м). При вскрытии разреза происходило увеличение дебита выпуска с 500 до, более чем, 1000 м³/сут. Минерализация воды в начале опробования составляла около 140 мг/л, а в конце, после вскрытия рифейских отложений, достигла 640 мг/л (Рисунок III.2.21).

Произошла смена состава подземных вод с $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$ на $\text{Cl}^- - \text{HCO}_3^- - \text{Na}^+$, а также заметно изменилось содержание некоторых микроэлементов (Рисунок III.2.21). Одновременно с изменением химического облика наблюдалось значительное облегчение изотопного состава подземных вод (Таблица III.2.7), которое оказалось настолько велико, что воды рифейского комплекса стали изотопически легче, чем современный снег (Рисунок III.2.22). Расчет температур воздуха в период образования осадков, согласно [Dansgaard, 1964], дает температуру воздуха $t = -3,9$ °С.

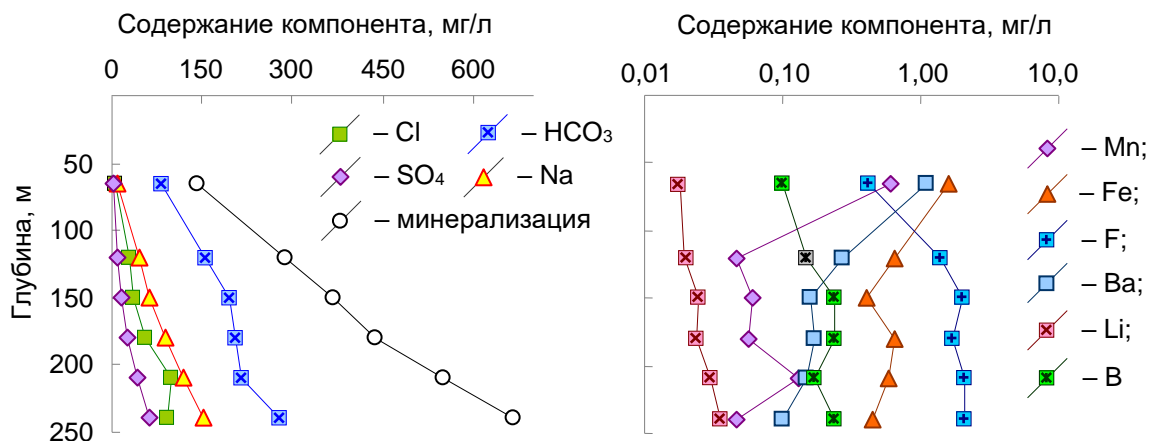


Рисунок III.2.21. Изменение химического состава воды в ходе опробования самоизливающей скважины в районе южной оконечности оз. Суходольское (пос. Луговое, Таблица III.2.6, положение скважины на Рисунок III.2.19).

Таблица III.2.7. Изменение изотопного состава воды в ходе поинтервального опробования самоизливающей скважины (пос. Луговое, Рисунок III.2.19, Таблица III.2.6) и расчет температуры воздуха в период образования осадков по [Dansgaard, 1964].

Глубина отбора пробы, м	Вмещающие породы	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	Расчетная температура*, °С
94	V	-13,4	-93	0,8
120	V	-13,7	-96	0,3
150	V	-14,2	-100	-0,4
180	V	-14,9	-108	-1,7
210	V	-16,3	-117	-3,5
240	V+R	-16,6	-119	-3,9

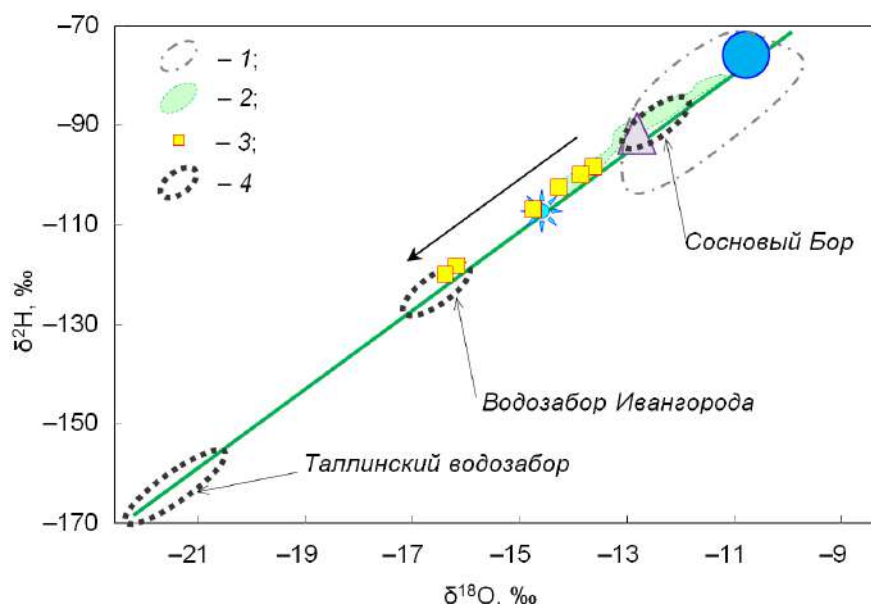


Рисунок III.2.22. Изотопный состав воды различных горизонтов в Ленинградского артезианского бассейна и их сравнение с данными по Эстонии: 1 – четвертичные отложения, в том числе, межморенные горизонты; 2 – ВВК и рифейский комплекс; 3 – изменение изотопного состава воды из скважины в пос. Луговое (Таблица III.2.7, стрелкой показан тренд изменения состава воды по мере углубления скважины); 4 – скважины на ломоносовский горизонт (местоположение указано в подписях на рисунке, данные для Таллинского водозабора взяты из [Raidla et al., 2009]); остальные обозначения на Рисунке III.2.21.

Ультралегкий изотопный состав вод рифейского комплекса позволяет идентифицировать их разгрузку в Ладожское озеро, в котором изотопный состав воды относительно стабилен $\delta^{18}\text{O} = -11,7..-9,5 \text{ ‰}$ (в среднем, $\delta^{18}\text{O} = -10,6 \text{ ‰}$), $\delta^2\text{H} = -84..-74 \text{ ‰}$ (в среднем, $\delta^2\text{H} = -78 \text{ ‰}$) [Румянцев и др., 2015, 2017; 2018], а также в составе покмарков в Копорской губе Финского залива [Неевин и др., 2015].

Южнее Финского залива облегчение изотопного состава воды с глубиной обнаружено в ломоносовском горизонте. В районе г. Сосновый Бор, где этот горизонт выходит на поверхность, изотопный состав воды идентичен современным осадкам, а концентрации трития зависят от местных источников (Таблица III.2.8).

Таблица III.2.8. Характеристики вод ломоносовского горизонта в районе г. Сосновый Бор.

Участок опробования	Точка опробования	Глубина от поверхности земли, м		^3H , ТЕ	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰
Площадка ЛАЭС-2 (до начала строительства)	скв. 43 ^Г ,	2,00	4,50	18±3	-12,2	-100
	скв. 44 ^Г	6,70	9,20	6±2	-12,9	-101
	скв. 45 ^Г	23,00	26,50	3±1	-15,2	-110
Пос. Гора Валдай	водозабор		117	17±3	-13,0	-94
Пос. Копорье	водопровод		146	11±2	-13,2	-97
Пос. Глобицы	водозабор		170	8±2	-13,5	-99

В мелких скважинах (43^Г, 44^Г, 45^Г) фиксируется изменение изотопного состава воды и содержаний трития, в зависимости от времени года (Таблица III.2.8). При погружения ломоносовского горизонта темп водообмена затухает, вариации изотопного состава сглаживаются и концентрации трития начинают уменьшаться (Таблица III.2.8).

На водозаборе Ивангорода воды ломоносовского горизонта вскрыты на глубине 90–110 м. Тритий отсутствует, изотопный состав заметно облегчен $\delta^2\text{H} = -125 \text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = -17,2 \text{‰}$. При дальнейшем движении на запад изотопный состав воды облегчается до $\delta^{18}\text{O} \approx -22 \text{‰}$ и $\delta^2\text{H} \approx -170 \text{‰}$ на Таллинском водозаборе. По-видимому, на этом участке воды ломоносовского горизонта представляют собой воды Балтийского ледникового озера [Vaikmäe et al., 2001; Karro et al., 2004; Raidla et al., 2009]. Аналогичные распределения фиксируются и в Северной Америке [Ferguson, Jasechko, 2015]. В районе г. Сосновый Бор, где ВВК располагается на глубине около 120 м, обнаруживается заметное вторичное неравновесное изотопное фракционирование состава воды (на диаграмме $\delta^2\text{H} \div \delta^{18}\text{O}$ точки существенно отклоняется влево от ЛЛМВ, 5 *a* на Рисунок III.2.23).

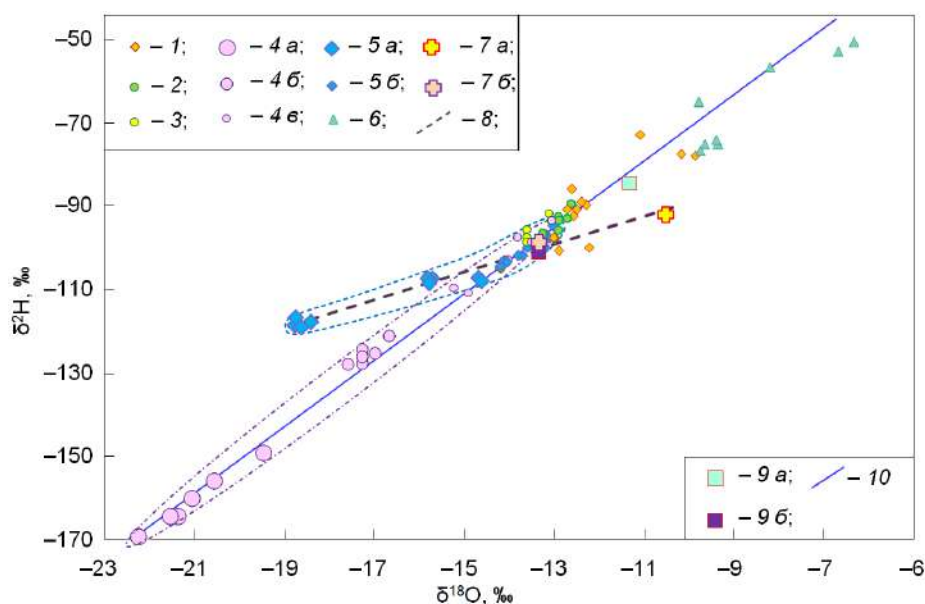


Рисунок III.2.23. Изотопному составу подземных вод ЛАБ и прилегающих территорий [Tokarev et al., 2015]: 1 – четвертичные отложения; 2 – ордовикский и девонский горизонты; 3 – кембро-ордовикский горизонт; 4 – ломоносовский горизонт (*a* – г. Таллин, *b* – г. Ивангород и Кингисепп, *c* – г. Сосновый Бор, Гатчина, Тосно); 5 – вендский водоносный комплекс (*a* – г. Сосновый Бор по [Бондаренко и др., 1981] и данные автора, *b* – Кронштадт и Курортный район Санкт-Петербурга); 6 – поверхностные воды в теплый сезон (июль–август); 7 – притоки к станциям метрополитена в Санкт-Петербурге (*a* – центр, *b* – юг); 8 – предполагаемая линия метаморфизации изотопного состава за счет вымораживания; 9 *a* – современные среднегодовые атмосферные осадки в районе Санкт-Петербурга с учетом распределения выпадений по месяцам; 9 *b* – средний состав современных атмосферных осадков в районе Санкт-Петербурга за холодный период года (ноябрь–март) с учетом распределения выпадений по месяцам; 10 – ЛЛМВ.

Это фракционирование, по-видимому, указывает на обнаружение остаточных вод, образовавшихся за счет промораживания разреза в ходе валдайского оледенения. Этот вывод поддерживается работами [Бондаренко и др., 1981; Собонович и др., 1977]. Для ряда скважин, пробуренных по падению осадочных отложений (Рисунок III.2.24), ^{14}C датирование вод дало оценки $\tau \approx 5,5\text{--}15,8$ т.л. (при несколько омоложенных возрастах). В водах с облегченным изотопным составом обнаруживается обеднение по урану-234 – $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 0,48\text{--}1,10$ при среднем $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 0,75$, что указывает на активный вынос дочернего изотопа.

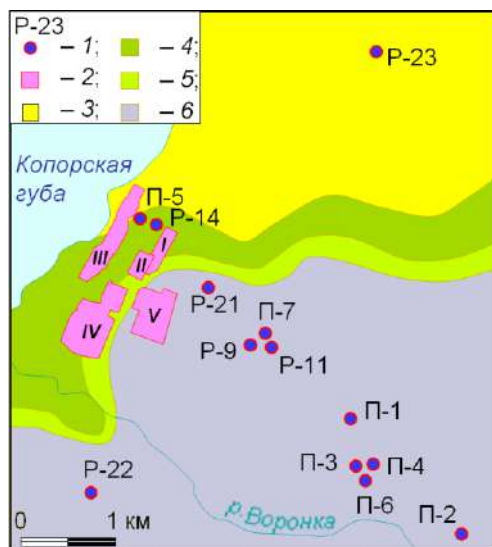


Рисунок III.2.24. Расположение скважин на ВВК в районе г. Сосновый Бор (по [Бондаренко и др., 1981] с изменениями): I – скважина и ее номер; 2 – объекты (I – ЛФ ФГУП «РосРАО», бывший ЛСК «Радон»; II – комплекс переработки РАО ЛАЭС; III – ЛАЭС; IV – ФГУП НИТИ им. А.Б. Александрова; V – ЛАЭС-2); 3 – четвертичные отложения; 4 – ломоносовский водоносный горизонт; 5 – кембрийские глины; 6 – кембро-ордовикский водоносный комплекс.

При опробовании слабых притоков (расход около 0,1 л/сут.) из вендских глин в тоннель метрополитена (глубина ~60 м) в центральной части Санкт-Петербурга автором обнаружено влияние вторичного неравновесного изотопного фракционирования (7а на Рисунке III.2.18). Однако в этом случае имеет место обратная картина – утяжеление изотопного состава со смещением точек смешения вправо относительно ЛЛМВ на диаграмме $\delta^{2}\text{H} \div \delta^{18}\text{O}$. Эти притоки имеют соленость 2–3 г/л и в них отсутствует тритий, а изотопный состав урана, исследованный, к сожалению, только в одной пробе составляет $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 6,85$.

Для притоков в метрополитен на юге Санкт-Петербурга (годовой мониторинг, глубина ~60 м, суммарный расход ~1 л/мин.) фиксируется постоянный во времени, совпадающий с ЛЛМВ изотопный состав (8 на Рисунок III.2.18). Сопоставление наблюдений по метрополитену с данными по району г. Сосновый Бор позволяют предположить, что обнаруживается влияние промерзания разреза на изотопный состав воды, выразившееся в ее криогенном метаморфизме. Можно ориентировочно оценить положение подошвы мерзлоты глубинами 70–100 м от поверхности земли.

III.2.3.2. Оценка темпов водообмена Ижорского плато тритий/гелий-3 методом¹

Работы² выполнялись в 1992 г. на групповом водозаборе Петербургского института ядерной физики Российской академии наук (ПИЯФ РАН, г. Гатчина, Ленинградская область), расположенном на Ижорском плато (Рисунок III.2.25 а, б). Водозабор включает 10 скважин, расстояние между ближайшими ~250–300 м, а между крайними – около 1000 м (Рисунок III.2.25 г). Эксплуатируется кембро-ордовикский водоносный комплекс. По паспортам скважин его мощность составляет ~80 м, фильтры скважин длиной 20–45 м расположены в нижней части КОВК. Воды напорные, так как КОВК перекрыт девонскими суглинками и супесями (Рисунок III.2.25 в). Подстилающим региональным водоупором является ~100-метровая пачка синих кембрийских глин. Среднемноголетний суммарный водоотбор к моменту опробования составлял около $Q \approx 6\,500\text{ м}^3/\text{сут}$.

Отношения $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ и $^3\text{He}/^4\text{He}$ (при исключении скважин 5 и 7) связаны тесной линейной корреляцией (линия I и уравнение на Рисунок III.2.26), что указывает на двухкомпонентное смешение – присутствие как терригенного ($\text{He}_{\text{ТЕР}}$) и тритигенного ($^3\text{He}_{\text{ТРИ}}$) гелия.

Один член смешения – воды КОВК, содержащие тритий и $^3\text{He}_{\text{ТРИ}}$. Для расчета концентраций $^4\text{He}_{\text{АРВ}}$ и $^{20}\text{Ne}_{\text{АРВ}}$, использованы данные по температуре зоны аэрации для Ленинградской области, которая на глубинах 4,8 м составляет около 6 °С [Ресурсы..., 1985], откуда $(^{20}\text{Ne}/^4\text{He})_{\text{АРВ}} = 4,036$, $(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{АРВ}} = 1,36 \times 10^{-6}$, $^{20}\text{Ne}_{\text{АРВ}} = 1,91 \times 10^{-7}\text{ см}^3\text{ СТД/г H}_2\text{O}$, $^4\text{He}_{\text{АРВ}} = 4,73 \times 10^{-8}\text{ см}^3\text{ СТД/г H}_2\text{O}$.

Второй крайний член смешения может представлять собой:

- $\text{He}_{\text{ТЕР}}$, диффундирующий из подстилающего горизонта кембрийских глин;
- поток древних вод, содержащий терригенный гелий.

Идентифицировать процесс, определяющий поступление терригенного гелия в КОВК, позволяет схема на Рисунок III.2.25 г. Видно, что резкое падение отношения $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$, идентифицирующее рост вклада $\text{He}_{\text{ПОР}}$, происходит непосредственно на площади водозабора. В скважине 10, находящейся со стороны набегающего потока подземных вод, $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ близко к $(^{20}\text{Ne}/^4\text{He})_{\text{АРВ}}$, а наиболее гидравлически нагруженные скважины имеют самые низкие отношения $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$. Следовательно, рост вклада $\text{He}_{\text{ПОР}}$ внутри участка эксплуатации, указывает не на собственное диффузионное движение гелия, а на приток подземных вод из подстилающих кембрийских глин.

¹ Тритий/гелий-3 датирование подземных вод в данном районе использовано впервые.

² Отбор проб выполнен автором; дегазация и масс-спектрометрический анализ благородных газов – автором совместно с Каменским И.Л. на аппаратуре ГИ КНЦ РАН; тритий определялся во ВСЕ-ГИНГЕО на жидкостном сцинтилляционном бета-спектрометре МАРК-2 после электролитического обогащения в 10 раз (исполнитель – Пятницкий Н.В.).

Изотопный состав гелия в глинах автором определен $(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{ТЕР}} = 4 \times 10^{-8}$, что позволяет построить линию накопления терригенного $\text{Ne}_{\text{ТЕР}}$ (линия III на Рисунке III.2.26).

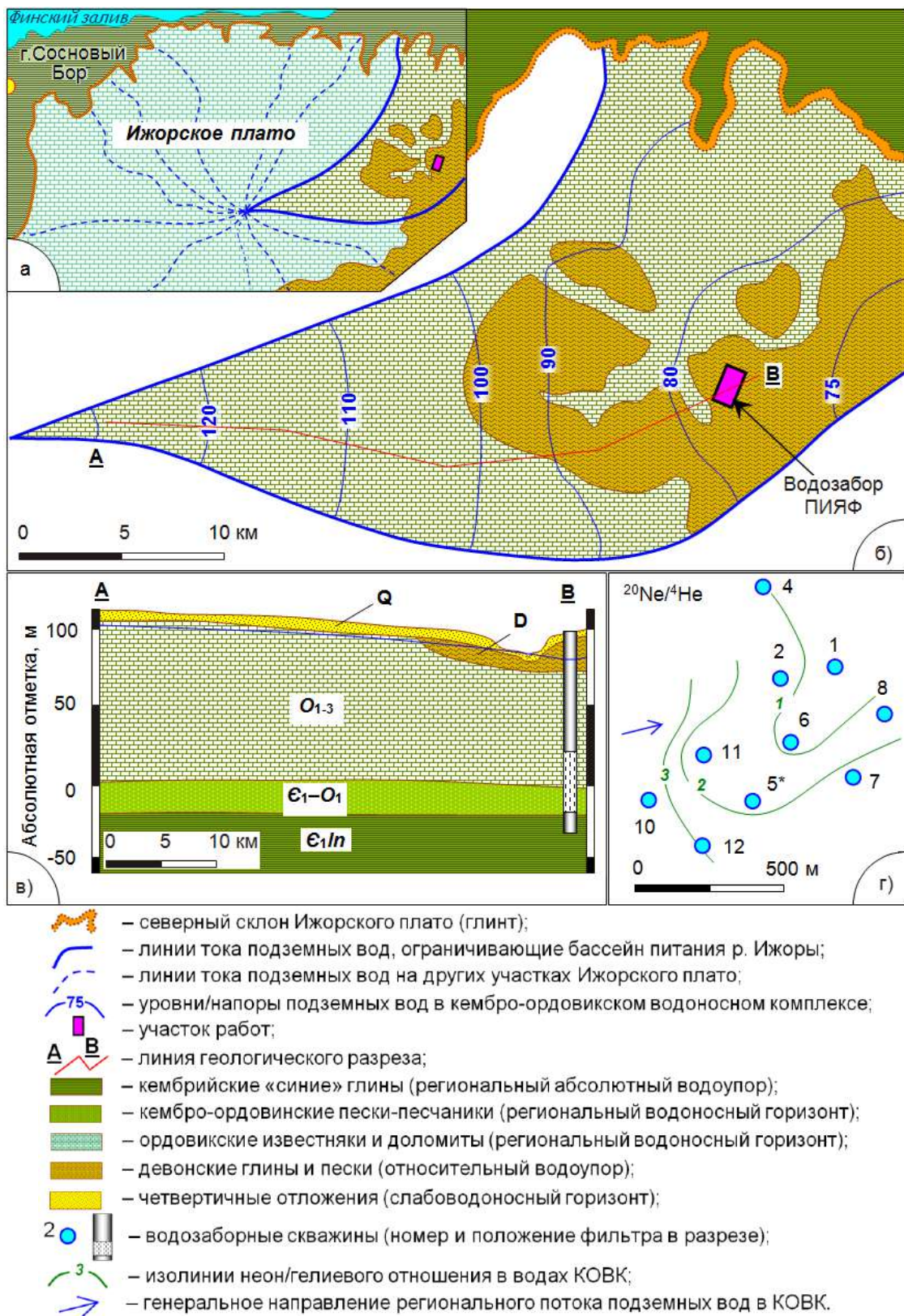


Рисунок III.2.25. Геолого-гидрогеологические условия в районе водозабора ПИЯФ РАН (а, б, в), схема размещения скважин и изогипсы отношения $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ в водах кембро-ордовикского водоносного комплекса на водозаборе ПИЯФ (г).

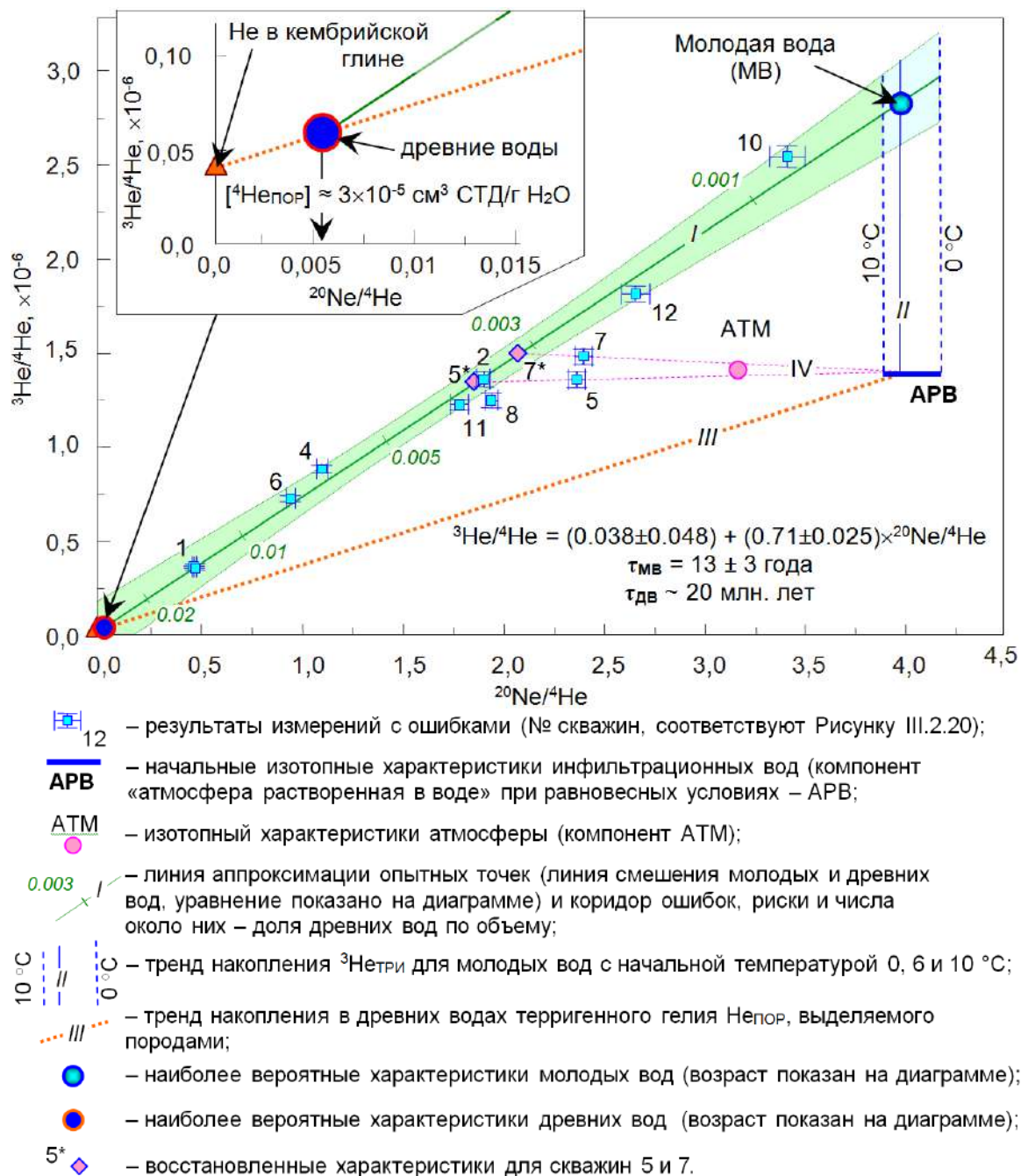


Рисунок III.2.26. Изотопные характеристики благородных газов в подземных водах (водозабор ПИЯФ РАН г. Гатчина Ленинградская область).

Расчет точки пересечения линии смешения (воды КОВК) и линии накопления $\text{He}_{\text{ТРИ}}$ дает для древних вод отношение $(^{20}\text{Ne}/^{4}\text{He})_{\text{дв}} \approx 0,005$, соответственно, концентрация гелия в поровых водах глин:

$$^4\text{He}_{\text{ТРИ}} = ^{20}\text{Ne}_{\text{APB}} / (^{20}\text{Ne}/^{4}\text{He})_{\text{дв}} = 1,91 \times 10^{-7} / 0,005 \approx 3,8 \times 10^{-5} \text{ см}^3 \text{ СТД/г H}_2\text{O}.$$

Рассчитаны пропорции смешения молодых и древних вод в объемных долях (риски на линии I и числа около них, Рисунок III.2.26). В среднем, приток древних вод составляет около $r_{\text{дв}} = 0,5 \text{ об.}\%$ или $Q_{\text{дв}} = Q_{\text{вдз}} \times r_{\text{дв}} = 6500 \times 0,005 \approx 33 \text{ м}^3/\text{сут}$. Площадь водозабора $\sim S_{\text{вдз}} \approx 1,5 \text{ км}^2$, столько же занимает территория вокруг водозабора, где понижение уровня

подземных вод составляет 80 % от максимального в центре водозабора, итого $S = 3 \text{ км}^2$. Откуда действительная скорость фильтрации в глинах составляет около $v = Q_{\text{ДВ}}/S = 33 \text{ м}^3/\text{сут.} / 3 \text{ км}^2 \approx 0,4 \text{ см/год}$. То есть, имеет правдоподобную для слабопроницаемых пластов величину [Гольдберг, Скворцов, 1986].

Из-за большой мощности кембрийских глин и многолетнего значительного снижения напоров в залегающем ниже вендском комплексе перетеканием можно пренебречь. Поступление воды из глин обусловлено, вероятнее всего, отжатием (сработкой упругих запасов глин). Этот процесс характерен для участков, где производится водоотбор из хорошо проницаемого пласта, контактирующего с мощным слабопроницаемым слоем [Хантуш, 1965 а; Хантуш, 1965 б; Храмченков, 2003; Гончарова, Храмченков, 2007].

Изотопный состав гелия в молодых водах, определяется точкой пересечения линий *I* и *II* (Рисунок III.2.26), откуда $(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{МВ}} = 2,7 \times 10^{-6}$ и:

$$\begin{aligned} ^3\text{He}_{\text{ТРИ}} &= \{ (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{МВ}} - (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{АРВ}} \} \times ^4\text{He}_{\text{АРВ}} = \\ &= (2,7 - 1,36) \times 4,73 \times 10^{-8} \approx 6,3 \times 10^{-14} \text{ см}^3 \text{ СТД/г Н}_2\text{О}. \end{aligned}$$

С учетом средней концентрации трития $[^3\text{H}] \approx 29 \text{ ТЕ}$, по основной формуле $^3\text{H}/^3\text{He}$ датирования оцениваем возраст молодых подземных вод величиной $\tau \approx 13 \pm 1,5$ лет (диапазон оценок следует из пересечения границ коридора ошибок с крайними возможными значениями АРВ для 0 и 10 °С). Расчет не учитывает возможного захвата избыточного воздушного компонента, соответственно, его следует рассматривать как оценку минимально возможного возраста [Гудков и др., 2014].

III.2.3.3. Выводы по результатам изучения подземных вод Ленинградского артезианского бассейна изотопными методами

Ленинградский артезианский бассейн характеризуется богатством изотопно-геохимического архива подземных вод, отражающего историю географо-климатического и геологического развития территории в плейстоцене и голоцене.

Водоносные горизонты и комплексы, находящиеся в приповерхностной части геологического разреза, независимо от их возраста получают современное площадное питание и представляют собой зону активного водообмена, что фиксируется по изотопному составу воды, близкому к осадкам и присутствию трития. При погружении водоносных структур и удалении от области питания условия питания и водообмена существенно меняются. Существенное облегчение изотопного состава воды, полная потеря трития и радий/радоновые датировки указывает на обнаружение вод, поступивших в подземную гидросферу не менее, чем несколько тысяч, в том числе, в период существования Балтийского ледникового озера 12–13,5 т.л.н.

В районе г. Сосновый Бор (Ленинградская обл.) воды вендского комплекса на глубине ~120 м представляют собой остаточную воду, изотопный состав которой, обедненный дейтерием и кислородом-18, сформировался при промораживании разреза. Притоки в метрополитен из вендских глин (Санкт-Петербург) на глубинах ~60 м обнаруживают комплиментарную ветвь изотопного фракционирования – обогащение дейтерием и кислородом-18 при $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 6,85$. Откуда следует, что в валдайское оледенение подошва мерзлоты находилась на глубинах около 70–100 м от поверхности земли.

Датирование вод кембро-ордовикского комплекса на водозаборе Петербургского института ядерной физики РАН (г. Гатчина, Ижорского плато) тритий/гелий-3 методом дает оценку возраста $\tau \approx 13$ лет (нижний порог), согласуется с гидрогеологическими наблюдениями и данными по дейтерию и кислороду-18. Полученная датировка была использована при построении численной модели фильтрации и массопереноса Ижорского плато с целью прогноза последствий штатной эксплуатации и аварий на объектах северо-западного атомно-промышленного комплекса [Оценка..., 2003].

III.2.4. Выводы по результатам исследования водных объектов северо-запада РФ

В зоне сочленения Балтийского гидрогеологического массива и системы Восточно-Европейских артезианских бассейнов в четвертичное время неоднократно происходила перестройка географо-климатических условий, а также гляциоэвстатические и неотектонические движения. Впервые в регионе выполнены регулярные широкомасштабные наблюдения за изотопным составом воды в атмосферных осадках, поверхностных и подземных водах, определения содержаниями трития, изотопного состава урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) и тритий/гелий-3 датирование подземных вод.

Водный баланс поверхностных водных объектов определяется современными атмосферными осадками, в водоемах фиксируется заметное влияние (например, для Онежского озера оценки, в среднем, 20–25 %).

В грунтовых (первых от поверхности) горизонтах обнаруживаются современные инфильтрационные воды, что явно следует из присутствия трития. По содержаниям дейтерия и кислорода-18 установлено, что, в основном, грунтовые подземные воды формируются за счет поглощения осадков холодного периода года. Темпы водообмена в приповерхностных горизонтах варьируют от нескольких месяцев до первых десятков лет. Для кембро-ордовикского горизонта в районе Санкт-Петербурга, водоносного горизонта четвертичных отложений в бассейне оз. Б. Вудъявр (Хибины) и гидрогеологической

системы «Марциальных вод» (Карелия) возраст впервые определен тритий/гелий-3 методом.

В более глубоких горизонтах обнаружены изотопные «отпечатки» предыдущих эпох.

В рифейских отложениях северо-восточной части Ладожско-Пашского грабена (Карельский перешеек) на глубинах 200–250 м по аномально легкому изотопному составу идентифицируется присутствие вод, вероятно, Балтийского ледникового озера. В ломоносовском горизонте подобное облегчение обнаруживается при его погружении в западном и юго-западном направлении от г. Сосновый Бор к Ивангороду и Таллину.

Воды вендского водоносного комплекса на северном берегу Финского залива по радий/радоновым датировкам имеют возраст $\tau \approx 0,8-3,4$ тыс. лет, а для южного берега по радиоуглероду – $\tau \approx 5,5-15,8$ тыс. лет. Замедление темпов водообмена коррелирует с облегчением изотопного состава и ростом общей минерализации воды в горизонте. Сопоставление данных по изотопному составу воды и урана в вендском комплексе и перекрывающей пачке вендских глин показывает, что геологический разрез в период валдайского оледенения был заморожен, а подошва мерзлоты, вероятно, находилась на глубине около 70–100 м.

Месторождение йодных вод в Северодвинской впадине связано с захоронением вод Микулинского моря. Мобилизацию йода из рассеянного органического вещества в микулинских глинах и отжатие поровых вод в подстилающие песчаники (падунский горизонт венда) автор связывает с промораживанием разреза в валдайское оледенение.

III.2.5. Юго-запад Республики Татарстан¹

На юго-западе Республики Татарстан для оценки условий питания и формирования качества подземных вод автором выполнено опробование скважин питьевого и технического водоснабжения².

¹ Работы выполнялись в рамках проекта РФФИ 04-05-97508 р_офи «Оценка долгосрочных перспектив хозяйственного использования ресурсов подземных вод юго-запада Республики Татарстан изотопно-геохимическими методами», в котором автор был научным руководителем [Токарев и др., 2008]. От Республики Татарстан в проекте участвовал ЗАО «Научно-производственный центр геоинформационных технологий» (ЗАО «Геоцентр РТ», г. Казань, директор – Бубнов Ю.П.), гидрологические исследования обеспечивал ФГУП «Государственный гидрологический институт» (ГГИ, г. Санкт-Петербург, исполнитель – Марков М.Л.).

² Для изучения изотопного состава воды опробовано 103 водопункта, для определения содержаний трития – 27 и элементного состава растворенных веществ (метод ICP MS на 26 компонентов) – 119 точки. На месте определялись неустойчивые показатели – температура воды, pH, Eh и электропроводность. Используются фондовые материалы, в том числе, 839 анализов химического состава воды и 123 анализа изотопного состава урана.

III.2.5.1. Характеристика территории

Развитие Предволжья (Рисунок III.2.27) ограничено ресурсами питьевого водоснабжения [Кузнецов, 2002], поскольку уже на глубине 40–70 м начинается зона вод с минерализацией > 1,5 г/л.



Рисунок III.2.27. Физико-географическая карта района работ.

Климат территории умеренно-континентальный с умеренно-холодной зимой и теплым летом. Сумма осадков 490 мм, (максимум выпадений – в июле, минимум – в феврале). За теплый сезон выпадает около 70 % осадков. Среднегодовая температура воздуха +2,9 °С. Наиболее холодный месяц – январь (-13,7 °С), наиболее теплый – июль (+19,1 °С). Снежный покров держится 120–160 дней, достигая высоты 15–70 см, Грунт промерзает до глубин 1,8 м.

Речная сеть представлена р. Свягой с притоками – Булой, Карлой, Цильной, Улемой, Кильной и более мелкими (Рисунок III.2.28). Весеннее половодье длится ~30 дней, в этот период проходит 80–90 % годового стока. После половодья все реки переходят на грунтовое питание, летняя межень низкая и устойчивая за исключением редких дождевых паводков. По результатам годичного цикла наблюдений на реках Свяга, Чильча и Цильна рассчитан модуль минимального зимнего 30-ти суточного стока рек для года 95 % (Рисунок III.2.29).

В геологическом отношении¹ территория расположена в пределах Волго-Камской антеклизы, в области сочленения восточного склона Токмовского свода, Казанско-Кажимского прогиба и Мелекесской впадины. Выделяется два структурных этажа – кристаллический фундамент и осадочный чехол.

¹ Геолого-гидрогеологическая характеристика территории дается, в основном, по [Солнцев и др., 2002; Кузнецов, 2002], а также по результатам анализа авторских полевых материалов.

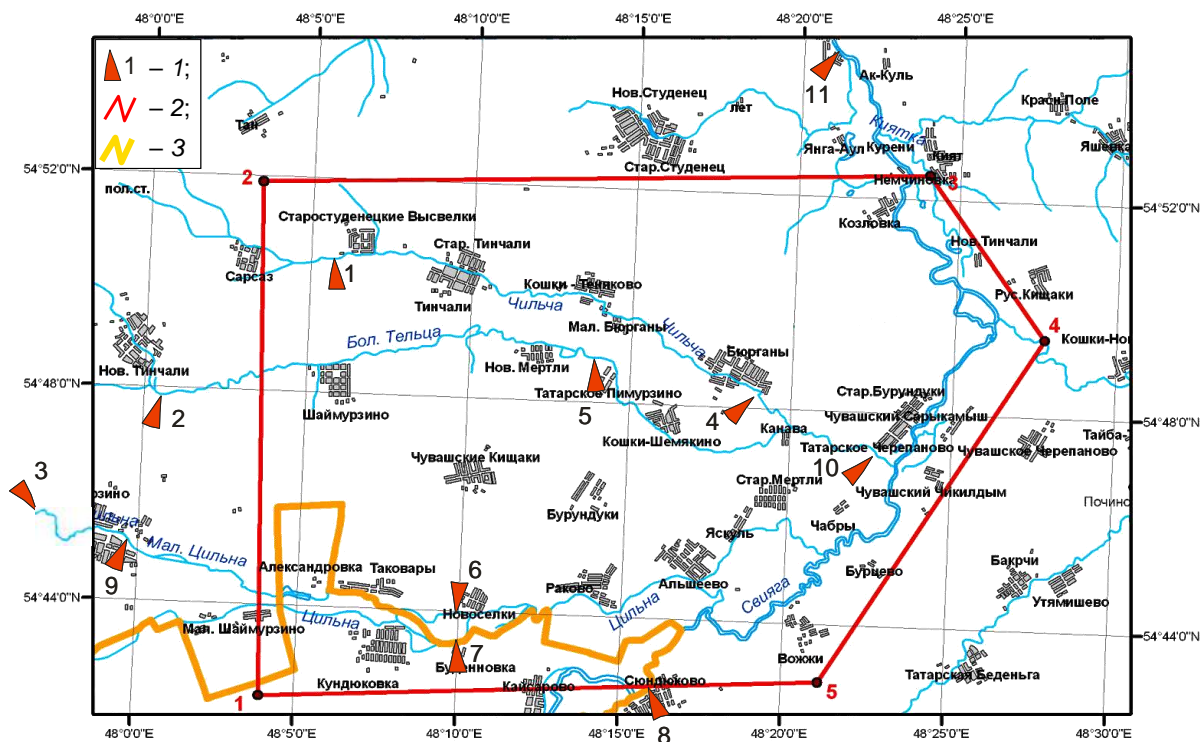


Рисунок III.2.28. Схема гидропостов на реках Свияга, Чильча и Цильна: 1 – гидропост и его номер; 2 – граница участка детальных работ; 3 – граница РТ.

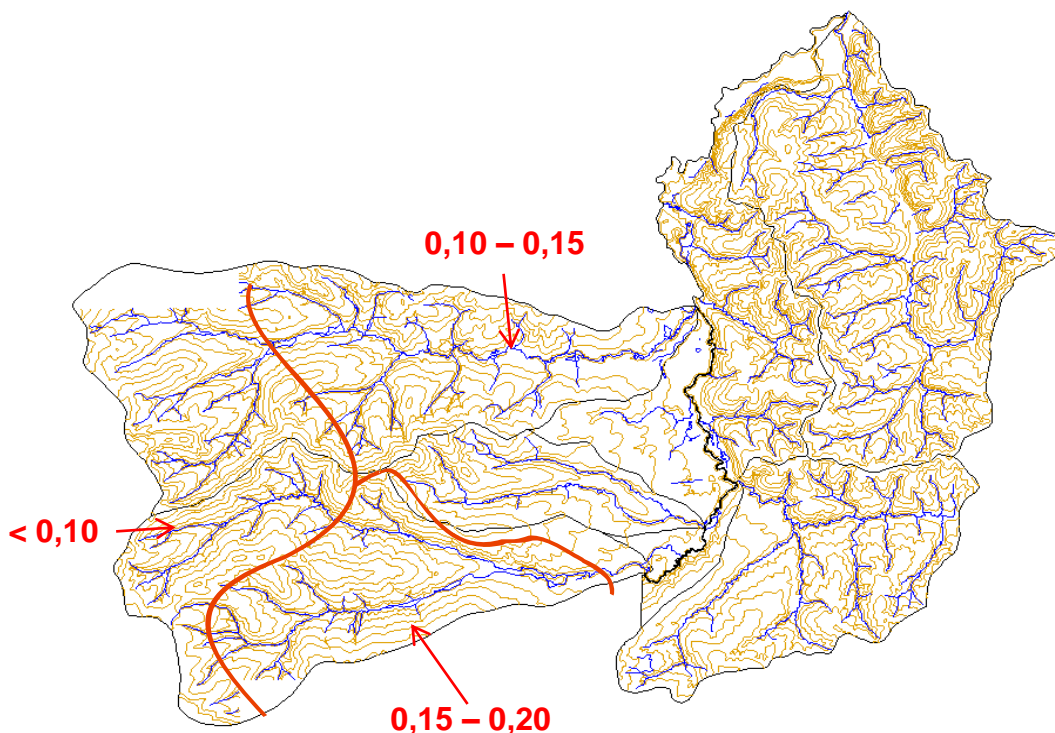


Рисунок III.2.29. Расчет модуля минимального зимнего 30-ти суточного стока рек (л/км²) для года 95 % обеспеченности в бассейнах рек Кильна, Улема и правобережья Свияги.

Осадочный чехол, сложен фанерозойскими отложениями, слабо измененными, на большей части площади залегающими пологомоноклинально. Чехол включает три яруса – палеозойский, мезозойский и кайнозойский (последний распространен локально и имеет

незначительную мощность). Палеозойские и мезозойские породы до глубин 400–600 м представлены преимущественно терригенно-карбонатной формаций с включением эвапоритовых фаций (ангидритов, гипсов и солей).

В гидрогеологическом отношении территория расположена в западной части Волго-Сурского артезианского бассейна (ВСАБ – район III-ЗА., [Перечень..., 1988]). Водоносные горизонты (Рисунок III.2.30, Таблица III.2.9), начиная с аллювиального (aQ_{I-IV} и N_2) и до уржумской свиты (P_{2ur}), в случае неглубокого залегания получают современное инфильтрационное питание. Водоносные комплексы, начиная с казанской серии (P_{2kz}), характеризуются возрастающей соленостью.

Для зоны активного водообмена (пресные воды) по фондовым материалам рассчитаны суммарные емкостные запасы подземных вод в объеме 11,69 км³. Наибольшая доля емкостных запасов – 53 % приходится на казанскую сульфатно-карбонатную серию (P_{2kz}) и 22 % – на уржумскую терригенно-карбонатную свиту (P_{2ur}). Учитывая модуль минимального зимнего 30-ти суточного стока рек для года 95 % обеспеченности, площадь территории и вычисленные емкостные запасы можно оценить возраст подземных вод в зоне активного водообмена $\tau \approx 200–3000$ лет, в среднем, 1900 лет.

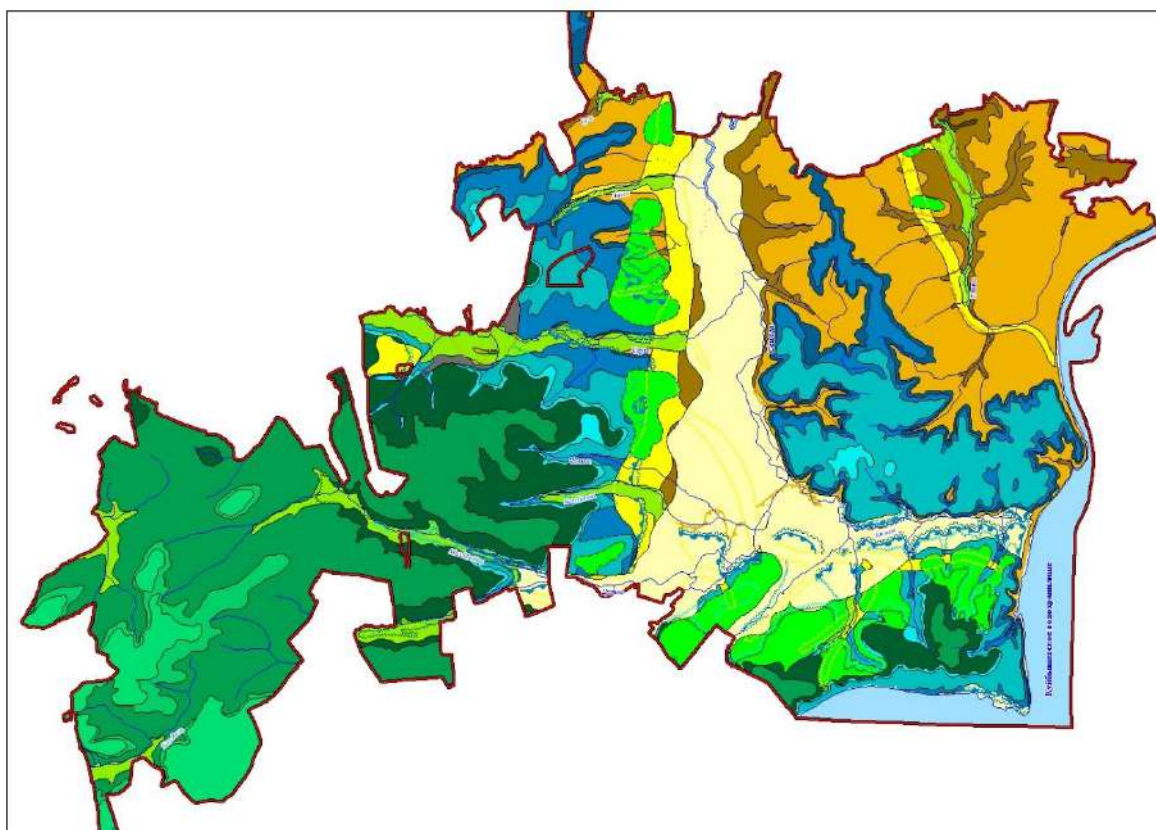


Рисунок III.2.30 а. Гидрогеологическая карта площади работ (по материалам ЗАО «Геоцентр РТ» с изменениями). С карты сняты полностью сдренированные быковские отложения, аллювиальные отложения в поймах мелких рек, коллювиальные, делювиальные, эоловые отложения.

Геологические подразделения	Границы под четвертичными отложениями	Описание
aQ _{I-IV}		водоносный локально слабоводоносный среднечетвертично-современный аллювиальный комплекс
aQ _{I-IV}		водоносный нижнечетвертично-современный аллювиальный горизонт
aQe		водоносный локально слабоводоносный эоплейстоценовый аллювиальный комплекс
aN ₂		водоносный локально слабоводоносный плиоценовый аллювиальный комплекс
IN ₂		водоупорный плиоценовый озерный горизонт
K ₂		проницаемая локально водоносная верхнемеловая терригенно-карбонатная свита
K _{1al}		слабоводоносный альбский терригенный комплекс
K _{1br-a}		водоупорный локально слабоводоносный барремско-аптский терригенный комплекс
K _{1g}		водоупорный готеривский терригенный горизонт
J _{3v}		водоносный локально слабоводоносный волжский терригенный комплекс
J _{3o-km}		водоупорный оксфорд-кимериджский терригенный горизонт
J _{2k}		водоупорный локально водоносный келловейский терригенный комплекс
J _{2bt}		водоносный локально слабоводоносный батский терригенный комплекс
P _{2kt}		водоносная котельническая карбонатно-терригенная свита
P _{2ur}		водоносная локально слабоводоносная уржумская терригенно-карбонатная свита
P _{2kz}		водоносная казанская сульфатно-карбонатная серия

Рисунок III.2.30 б. Условные обозначения к гидрогеологической карте.

Таблица III.2.9. Характеристика гидрогеологических комплексов, используемых для водоснабжения на юго-западе РТ.

Комплекс	Минерализация, г/дм ³	Химический тип воды по преобладающим ионам
aQ _{I-IV} и N ₂	0,2 – 1,0	HCO ₃ ⁻ (при M < 0,7 г/дм ³) и HCO ₃ ⁻ – SO ₄ ²⁻ (при M > 0,7 г/дм ³) смешанного катионного состава (Fe _{общ} = 2,9–7,7, NO ₂ ⁻ до 23, NO ₃ ⁻ до 30,1, NH ₄ ⁺ до 4 мг/дм ³ , ХПК до 23,4 мгО ₂ /дм ³)
K ₂ + K _{1al}	0,2 – 0,7	HCO ₃ ⁻ – Mg ²⁺ – Ca ²⁺
J _{3v}	0,3 – 1,5	HCO ₃ ⁻ (при меньших минерализациях) и SO ₄ ²⁻ – HCO ₃ ⁻ (при больших) смешанного катионного состава
J _{2bt}	0,5 – 0,8	HCO ₃ ⁻ смешанного катионного состава (по долинам рек Цильна, Мал. Цильна уже на глубинах 83–96 м M = 1,3–3,2 г/дм ³ , в составе анионов преобладает SO ₄ ²⁻)
P _{2kt}	0,3 – 0,6	HCO ₃ ⁻ – Ca на участках разгрузки глубинных вод M до 1,8 г/дм ³
P _{2ur}	0,6 – 0,8	HCO ₃ ⁻ (при меньших минерализациях) и SO ₄ ²⁻ – HCO ₃ ⁻ (при больших) смешанного катионного состава (в нижеуржумских отложениях M = 1,3–4,2 г/дм ³ HCO ₃ ⁻ – SO ₄ ²⁻ – Ca ²⁺ – Na ⁺ и SO ₄ ²⁻ – Na ⁺)

III.2.5.2. Интерпретация изотопно-гидрохимических материалов

Обобщение данных по химическому составу подземных вод [Токарев и др., 2008] позволяет сделать следующие обобщения. На водоразделах концентрация SO_4^{2-} возрастает сначала параллельно с концентрацией Ca^{2+} , а затем, при достижении насыщения по гипсу, в катионном составе преобладают ионы Na^+ (схема опробования на Рисунке III.2.31). В долинах рек, даже в области низких минерализаций, воды имеют преимущественно Na^+ катионный состав. Относительная доля HCO_3^- с ростом минерализации снижается (Рисунок III.2.32), что объясняется снижением растворимости кальцита по мере роста концентрации Ca^{2+} и общей минерализации.

На глубинах от 0 до 100 м содержатся преимущественно пресные воды:

$$M\ 0,4 - 1,0 \frac{\text{HCO}_3(70 - 96) \text{ NO}_3(1 - 18) \text{ Cl}(1 - 6) \text{ SO}_4(1 - 6)}{\text{Ca}(22 - 69) \text{ Mg}(7 - 49) \text{ Na}(2 - 37)} \text{ pH } 7,5 - 7,8.$$

В очагах разгрузки солоноватых вод в долинах рек при смешении образуется сульфатный натриевый тип вод с относительно низкой минерализацией:

$$M\ 1,0 - 1,8 \frac{\text{SO}_4(36 - 63) \text{ HCO}_3(27 - 52) \text{ Cl}(2 - 17)}{\text{Na}(14 - 86) \text{ Mg}(9 - 27) \text{ Ca}(7 - 17)} \text{ pH } 7,3 - 8,1$$

На глубинах 70–250 м происходит рост минерализации (наибольшая из измеренных автором 6,9 г/л) и полная смена химического облика подземных вод:

$$M\ 2,0 - 6,9 \frac{\text{SO}_4(46 - 85) \text{ Cl}(7 - 51) \text{ HCO}_3(8 - 39)}{\text{Na}(37 - 80) \text{ Ca}(11 - 35) \text{ Mg}(9 - 28)} \text{ pH } 7,1 - 7,8$$

Первоначальный состав формировался, вероятнее всего, под влиянием растворения гипса, которое затем было затушевано обменом кальция на натрий.

Наконец на глубинах 250–350 м происходит заметное снижение минерализации и вторая значительная смена химического облика:

$$M\ 1,8 - 4 \frac{\text{Cl}(34 - 71) \text{ SO}_4(18 - 32) \text{ HCO}_3(2 - 7)}{\text{Ca}(45 - 74) \text{ Mg}(6 - 21) \text{ Na}(12 - 34)} \text{ pH } 7,5 - 8,5$$

В химическом составе подземных вод обнаружены привычные ассоциации, например, Fe–Mn, Ca–Mg–Sr, Pb–Zn–Cu, K–Li–Rb (Таблица III.2.10). Важными для генетической интерпретации являются группы с положительными связями Ca–Mg–U– $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (к этой группе примыкает Sr), Fe–Mn–Ba, Nd–Al и Na–B–S, а также значимая отрицательная корреляция между Mn и Fe, с одной стороны, и Li, B, Na, K и Rb, с другой. В паре Sr–Ba имеет отрицательный, хотя и статистически незначимый, коэффициент корреляции. Одновременно Ba имеет высокую степень обратной корреляции с Li, B, K, Na. В парах K–Na и Na–Li положительные коэффициенты не являются статистически значимыми.

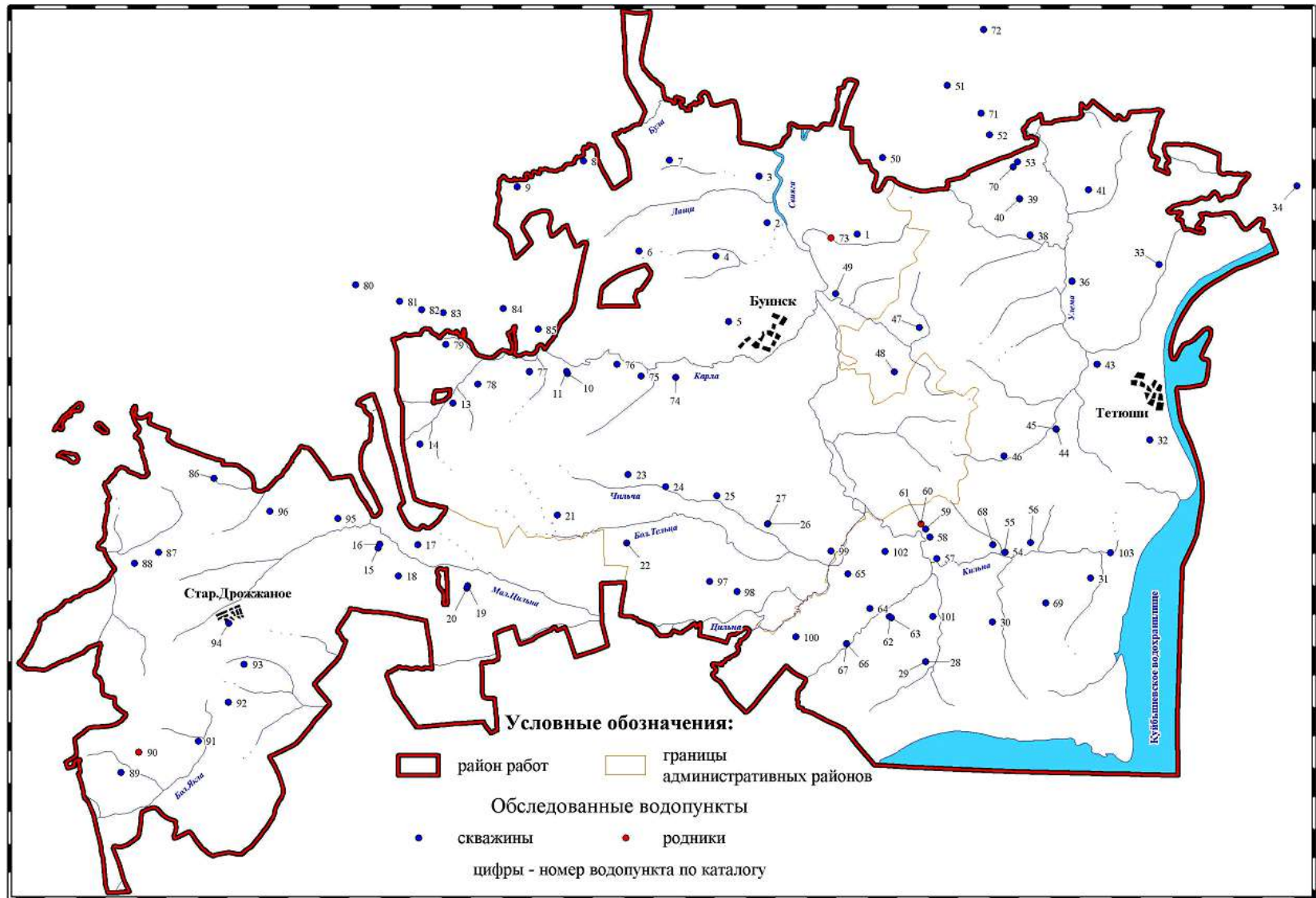


Рисунок III.2.31. Схема опробования подземных вод юго-запада РТ (одно деление на рамке рисунка соответствует 5 км на местности).

Таблица III.2.10. Коэффициенты парной корреляции (*r*) изотопно-гидрохимических показателей подземных вод исследуемого района.

	Li	B	Na	Mg	Al	S	K	Ca	Mn	Fe	Zn	Br	Sr	Ba	Pb	U	Sc	Co	Cu	Rb	I	Nd	Zr	$\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}$	
Li	<i>1</i>																								
B	0,56	<i>1</i>																							
Na	0,48	0,87	<i>1</i>																						
Mg	0,13	-0,44	-0,39	<i>1</i>																					
Al	-0,34	0,10	-0,01	-0,18	<i>1</i>																				
S	0,39	0,68	0,92	-0,17	-0,04	<i>1</i>																			
K	0,71	0,61	0,50	0,12	-0,15	0,43	<i>1</i>																		
Ca	-0,19	-0,64	-0,47	0,86	-0,15	-0,21	-0,31	<i>1</i>																	
Mn	-0,62	-0,78	-0,62	0,11	-0,18	-0,46	-0,67	0,45	<i>1</i>																
Fe	-0,42	-0,63	-0,53	-0,13	-0,18	-0,40	-0,41	0,05	0,81	<i>1</i>															
Zn	-0,26	0,05	-0,08	-0,13	0,52	-0,16	-0,05	-0,12	-0,14	-0,11	<i>1</i>														
Br	0,16	0,22	0,16	0,21	-0,09	-0,04	0,08	0,19	-0,23	-0,53	-0,06	<i>1</i>													
Sr	0,40	-0,12	-0,03	0,86	-0,24	0,22	0,44	0,61	-0,12	-0,15	-0,21	0,01	<i>1</i>												
Ba	-0,60	-0,72	-0,59	-0,10	-0,19	-0,47	-0,60	0,19	0,94	0,94	-0,15	-0,40	-0,25	<i>1</i>											
Pb	-0,22	0,04	-0,12	-0,04	0,36	-0,16	-0,04	-0,06	-0,25	-0,24	0,76	-0,08	-0,10	-0,25	<i>1</i>										
U	-0,43	-0,54	-0,42	0,56	0,08	-0,32	-0,55	0,82	0,38	-0,15	0,09	0,45	0,14	0,10	0,11	<i>1</i>									
Sc	-0,19	-0,39	-0,53	0,10	-0,19	-0,49	-0,52	0,33	0,50	0,31	0,03	0,00	-0,15	0,43	0,03	0,38	<i>1</i>								
Co	-0,40	-0,48	-0,41	0,64	0,38	-0,27	-0,34	0,78	0,27	-0,17	0,11	0,30	0,32	0,00	0,06	0,83	0,19	<i>1</i>							
Cu	-0,02	0,44	0,33	-0,42	0,29	0,14	0,09	-0,38	-0,28	-0,26	0,66	0,27	-0,46	-0,26	0,30	-0,05	0,08	-0,12	<i>1</i>						
Rb	0,59	0,55	0,43	0,18	0,11	0,42	0,84	-0,28	-0,69	-0,42	-0,12	-0,04	0,48	-0,62	-0,14	-0,54	-0,59	-0,21	-0,05	<i>1</i>					
I	0,21	0,44	0,63	-0,08	-0,24	0,58	0,14	0,04	-0,23	-0,50	-0,22	0,50	-0,04	-0,36	-0,15	0,21	-0,01	0,04	0,31	-0,05	<i>1</i>				
Nd	-0,27	0,11	-0,01	-0,22	0,86	-0,03	-0,25	-0,16	-0,09	-0,13	0,16	-0,06	-0,31	-0,10	-0,04	0,06	-0,03	0,36	0,19	0,11	-0,17	<i>1</i>			
Zr	-0,06	-0,06	-0,14	0,04	0,57	-0,09	-0,18	0,03	-0,16	-0,02	0,57	-0,20	0,00	-0,14	0,24	0,07	0,10	0,19	0,35	0,06	-0,41	0,48	<i>1</i>		
$\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}$	-0,43	-0,57	-0,45	0,60	0,08	-0,33	-0,54	0,84	0,38	-0,14	0,10	0,40	0,18	0,11	0,12	1,00	0,36	0,84	-0,09	-0,51	0,16	0,05	0,09	<i>1</i>	

Прим. Коэффициенты корреляции рассчитаны по 119 пробам, для 99% уровня достоверности значимыми коэффициентами корреляции являются $r \geq 0,58$.

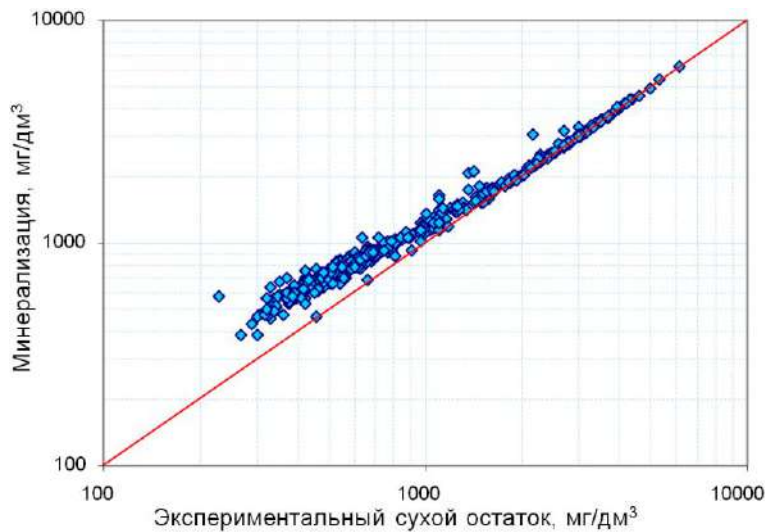


Рисунок III.2.32. Соотношение между сухим остатком и минерализацией подземных вод Предволжья по результатам 839 определений. Красная прямая – линия 1 : 1, демонстрирует, что при $M < 1,2 \text{ г/дм}^3$ значительную долю в составе анионов составляют гидрокарбонаты.

Ассоциация $\text{Ca-Mg-U-}^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ обусловлена растворением карбонатов и интенсификацией выщелачивания урана. Ассоциация Fe-Mn-Ba связана со сменой окислительно-восстановительных условий. Тесную обратную корреляцию между марганцем, железом и щелочными металлами определяет вторжение вод из глубоких частей разреза. Поступление сульфатов с глубинными водами контролирует содержания бария в смесях. Наконец, связь в паре Nd-Al (и имеющими с ними довольно высокие коэффициенты парной корреляции Zr, Zn, Pb) обусловлена гидролизом алюмосиликатов, то есть, косвенно указывает на большой возраст этого компонента.

Особенностью региона является гидрохимическая инверсия (Рисунок III.2.33), обусловленная вариациями SO_4^{2-} и сменой Ca^{2+} на Na^+ .

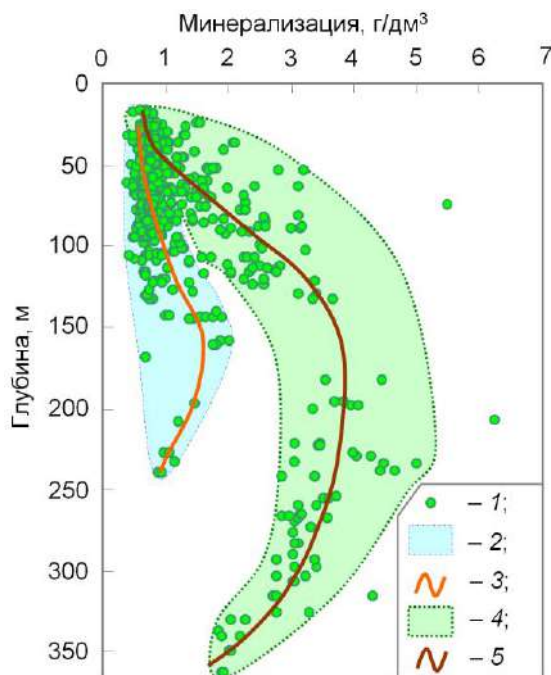


Рисунок III.2.33. Гидрохимическая зональность подземных вод Предволжья (839 определения): 1 – отдельные химические анализы; 2, 3 – поле минерализаций подземных вод мезозойского структурного яруса и линия аппроксимации; 4, 5 – поле минерализаций подземных вод верхнепермского структурного яруса и линия аппроксимации.

Основные корреляции между изотопными трассерами.

Обнаруженное анализом химических данных смешение означает, что изотопные характеристики глубинных подземных вод часто будут затуманены вкладом водами верхних этажей. Поэтому все нижеприведенные оценки составов конечных членов смешений являются ориентировочными.

Изотопный состав подземных вод меняется от $\delta^2\text{H} = -91 \text{ ‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = -12,5 \text{ ‰}$ до $\delta^2\text{H} = -122 \text{ ‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = -16,4 \text{ ‰}$, указывая на ее инфильтрационное происхождение (Рисунок III.2.34). Наиболее тяжелые значения соответствует изотопному составу современных осадков $\delta^2\text{H} = -91 \text{ ‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = -12,5 \text{ ‰}$ (вычислен по станциям «Киров», «Москва», «Нижний Новгород», «Пермь» и «Рязань», «Саратов» из базы данных GNIP МАГАТЭ). Наиболее легкие изотопные составы оказываются легче, чем осадки за холодный период года и соответствуют климатам с температурой $\sim -2 \text{ }^\circ\text{C}$.

В диапазоне от $\delta^2\text{H} \approx -102 \text{ ‰}$ и $\delta^{18}\text{O} \approx -14 \text{ ‰}$ до $\delta^2\text{H} \approx -112 \text{ ‰}$ и $\delta^{18}\text{O} \approx -15,3 \text{ ‰}$ наблюдается значительное увеличение разброса опытных точек относительно линии аппроксимации (область «М» на Рисунок III.2.34). Указанный диапазон соответствует климатам со среднегодовой температурой немного ниже $0 \text{ }^\circ\text{C}$. Эффект «рассеяния» фигуративных точек является следствием фазовых переходов (замерзания/таяния), наиболее сильно изменяющих изотопный состав воды.

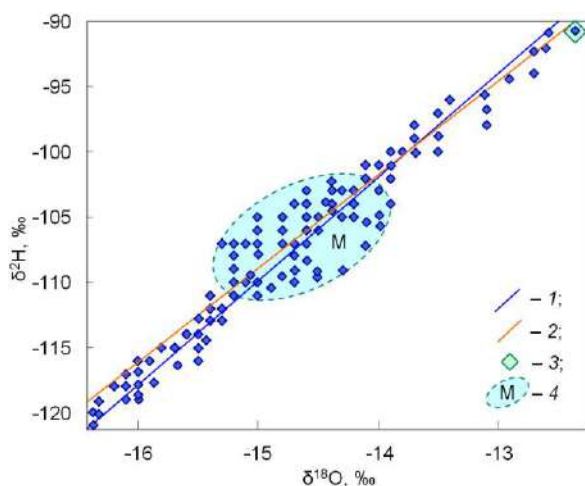


Рисунок III.2.34. Изотопный состав подземных вод юго-запада РТ:
1 – ЛЛМВ; 2 – аппроксимация опытных точек $\delta^2\text{H} = 7,6 \times \delta^{18}\text{O} + 1$; 3 – средний современный изотопный состав осадков в регионе (GNIP МАГАТЭ); 4 – область, характеризующая наибольшим фракционированием изотопного состава подземных вод за счет вторичных процессов (пояснения в тексте).

Сравнение изотопного состава подземных вод и их минерализации (Рисунок III.2.35) обнаруживает трехкомпонентное смешение. Конечными членами смешения, по-видимому, являются:

- компонент «А» – современные инфильтрационные воды $\delta^2\text{H} \sim -91 \text{ ‰}$ и $\delta^{18}\text{O} \sim -12,5 \text{ ‰}$, $M < 1 \text{ г/л}$ при наличии трития;
- компонент «В» – инфильтрационные воды холодного климатического периода $\delta^2\text{H} \sim -122 \text{ ‰}$ и $\delta^{18}\text{O} \sim -16,4 \text{ ‰}$ и $M \sim 1 \text{ г/л}$ (воды, поступившие в подземную гидросферу сразу вслед за таянием мерзлоты);

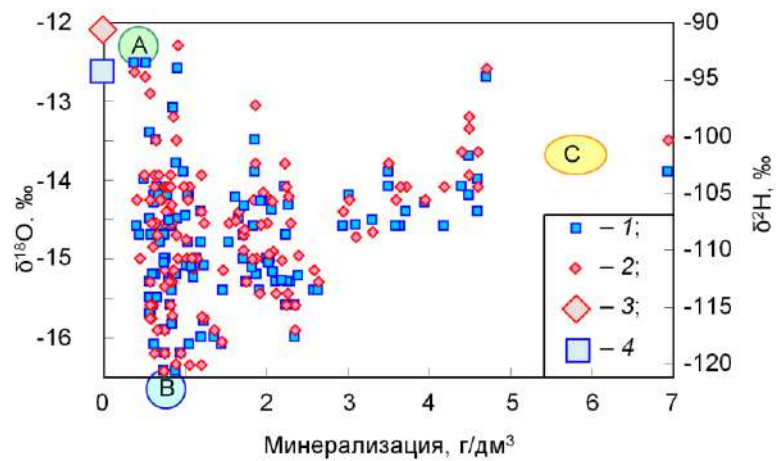


Рисунок III.2.35. Соотношение между изотопным составом и минерализацией подземных вод юго-запада РТ: 1 – $\delta^{18}\text{O}$ (шкала слева); 2 – $\delta^2\text{H}$ (шкала справа); 3 – изотопный состав кислорода и минерализация современных осадков; 4 – изотопный состав водорода и минерализация современных осадков; цветные кружки – предполагаемые конечные члены смешения (А – современные инфильтрационные воды, В – инфильтрационные воды холодного климатического периода, С – смесь талых мерзлотных (возрожденных) вод и остаточной воды).

- компонент «С» – смесь талых мерзлотных (возрожденных) вод и остаточных вод, сформировавшихся при промораживании разреза из инфильтрационных вод, поступивших в подземную гидросферу до начала ледникового периода и испытавших изотопное фракционирование за счет замерзания $\delta^2\text{H} \sim -100..-105 \text{ ‰}$ и $\delta^{18}\text{O} \sim -13,5..-14,0 \text{ ‰}$ и $M > 4 \text{ г/л}$ (соответствуют области «М» на Рисунок III.2.34).

Вариации обогащения ураном-234 велики $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1-19$ [Солнцев и др., 2002]. Не все точки, опробованные на уран, удалось локализовать на местности для их опробования на $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ и ^3H . Сопоставление данных об изотопном составе воды и растворенного урана также позволяет диагностировать трехкомпонентное смешение (Рисунок III.2.36).

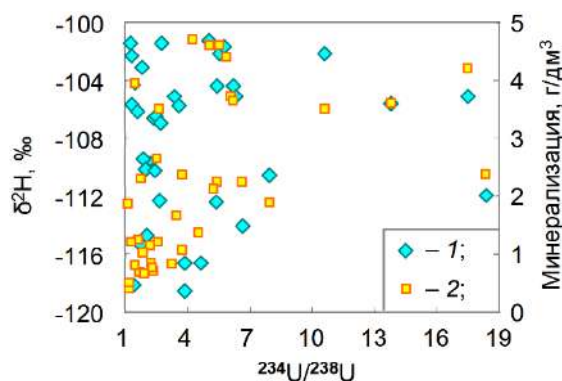


Рисунок III.2.36. Соотношение между изотопным составом растворенного урана, содержаниями дейтерия и минерализацией подземных вод юго-запада РТ:

- 1 – $\delta^2\text{H}$ (шкала слева);
- 2 – минерализация (шкала справа).

Наибольшие обогащения ураном-234 имеют воды, изотопный состав которых соответствует области «М» на Рисунок III.2.34. Установить четкую изотопно-гидрохимическую зональность по глубине не удалось. Последнее обусловлено неоднократным промораживанием/оттайкой разреза, а также пространственной

фрагментированностью хорошо и слабопроницаемых слоев. Дополнительные сложности вносит современная локальная разгрузка глубинных вод, преимущественно по долинам рек (Рисунок III.2.37).

Можно предположить, что возникновение инверсионного распределения солёности в разрезе юго-запада Татарстана (Рисунок III.2.33) связано с оттеснением остаточных вод в глубину при промерзании разреза. На промерзание разреза указывает наличие палеокриогенных структур [Палеогеография..., 1982]. Ранее выполненные палеорекострукции позднего кайнозоя для юга Татарстана опирались на химический облик воды, расшифровку тектонических движений и морских трансгрессий и регрессий [Коротков, 1983; Хархордин, Стуккей, 2002]. Использование изотопных трассеров существенно меняет представления о формировании подземных вод Предволжья.

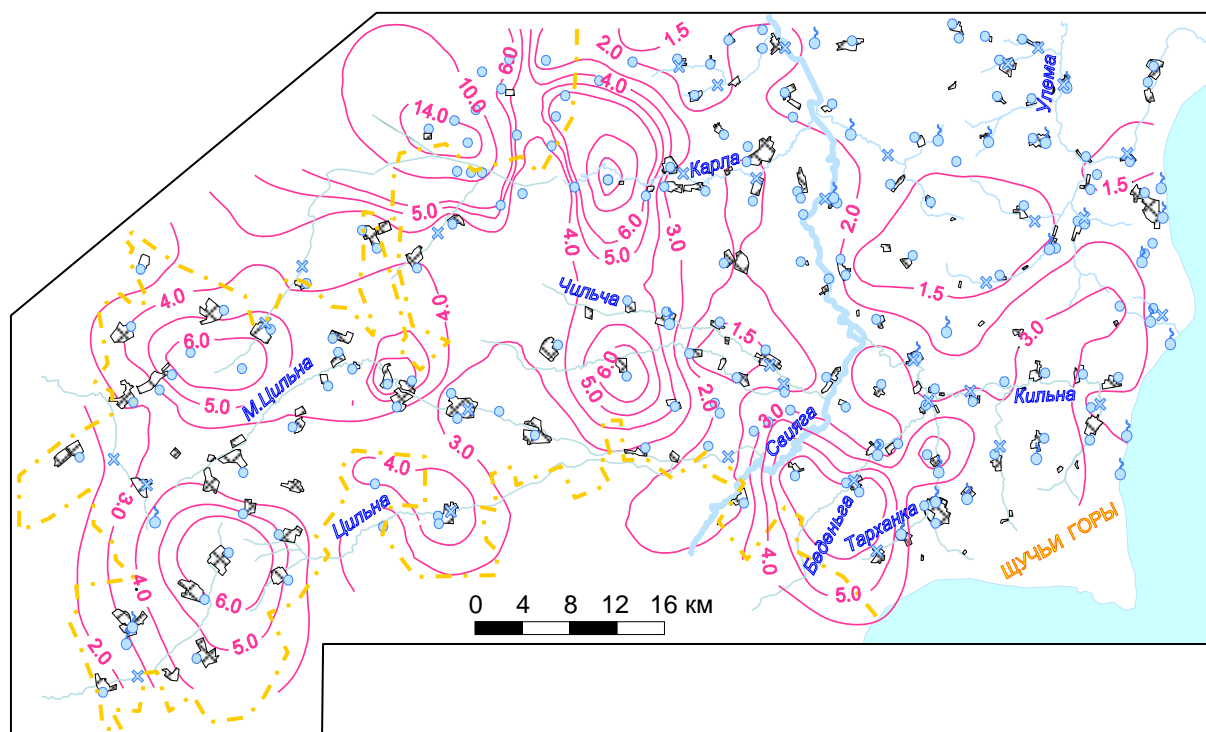


Рисунок III.2.37. Распределение аномалий изотопного состава растворенного урана в подземных водах юго-запада РТ (по [Тихонов, 2009] с изменениями): \circ \square \times – точки опробования (скважины, родники и поверхностные воды, соответственно); \sim – изолинии отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (по активностям); ш – населенный пункт; --- – граница РТ.

III.2.5.3. Выводы к изотопно-геохимической оценке условий формирования подземных вод юго-запада РТ

Системы дейтерий–кислород-18 и $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ указывают на решающее влияние климатических вариаций (становления и деградации мерзлоты) на химизм подземных вод Предволжья. Наличие в прошлом мерзлоты обосновывается обнаружением на глубинах 100–300 м «возрожденных» вод со специфическим изотопным составом и значительными

обогащениями ураном-234. Формирование остаточных вод при становлении мерзлоты, определило появление инверсионной гидрохимической зональности и наличие зоны сульфатных вод с повышенной минерализацией, формирование которых обусловлено, как присутствием эвапоритов, так и аномально высокой растворимостью сульфатов некоторых металлов при околонулевой температуре. Положение современных границ этих вод в разрезе определяется глубиной погружения мерзлоты в прошлом и глубиной проникновения современных вод на каждом из участков.

Ш.2.6. Установление условий формирования термоминеральных вод Равнинного Крыма¹

Лечебные воды и грязи Крыма используются несколько тысяч лет [Альбов, 1967, 1991; Коханович, 1964; Иванов, Невраев, 1964]. Грязи, минеральные и термальные воды локализуются в трех гидрогеологических районах (Рисунок Ш.2.38). В Равнинном Крыму, где расположен исследованный участок, в основном, эксплуатируется базальная пачка нижнего мела, представленная песчаниками, алевролитами, гравелитами. Горизонт имеет область питания в северном Предгорье², погружаясь на глубину 4,0–4,5 км в Равнинном Крыму. Давление на устьях скважин составляет 5–15 атм., температура воды 50–90 °С на Центрально-Крымском поднятии [Самсонов, 1961]. При удалении от области питания соленость увеличивается до 72 г/дм³, ассоциация главных анионов меняется с $\text{Cl}^- - \text{HCO}_3^-$ на $\text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-} - \text{Cl}^-$ и далее на Cl^- при переменном катионном составе. Дебиты скважин, пробуренных в 1950–1960-х г постепенно падают.

Ш.2.6.1. Характеристика термоминеральных вод и результаты изотопных исследований

Начиная с 1991 г. минеральные воды «Бишули» (с. Пятихатка) добываются одной скважиной (№ 38-Д) из песчаников и алевролитов готерив-барремского водоносного комплекса с глубины 975–1182 м. Комплекс перекрыт несколькими слабопроницаемыми пачками суммарной мощностью до 300 м (Рисунок Ш.2.38 б, в). Предполагаемая область питания расположена на северных склонах Главной гряды, где готерив-барремский комплекс представлен песками, песчаниками и конгломератами. При удалении от области питания отмечаются фациальные замещения, приводящие к уменьшению водопроницаемости. В настоящее время дебит скважины 20 дм³/с (непосредственно после вскрытия достигал

¹ Работа выполнена в содружестве с Крымским федеральным университетом им. В.И. Вернадского [Амеличев и др., 2017, 2019].

² Захвату поверхностного стока в области питания способствует, по-видимому, высокая закарстованность Главной гряды и северного склона Крымских гор, подобно тому, как это имеет место в сочинском спелеологическом районе [Кимбер и др., 2015; Mavlyudov et al., 2017].

³ Компоненты перечислены по возрастанию доли в составе.

180 дм³/с), статический уровень +172 м при отметке устья +60 м и понижении 27 м.

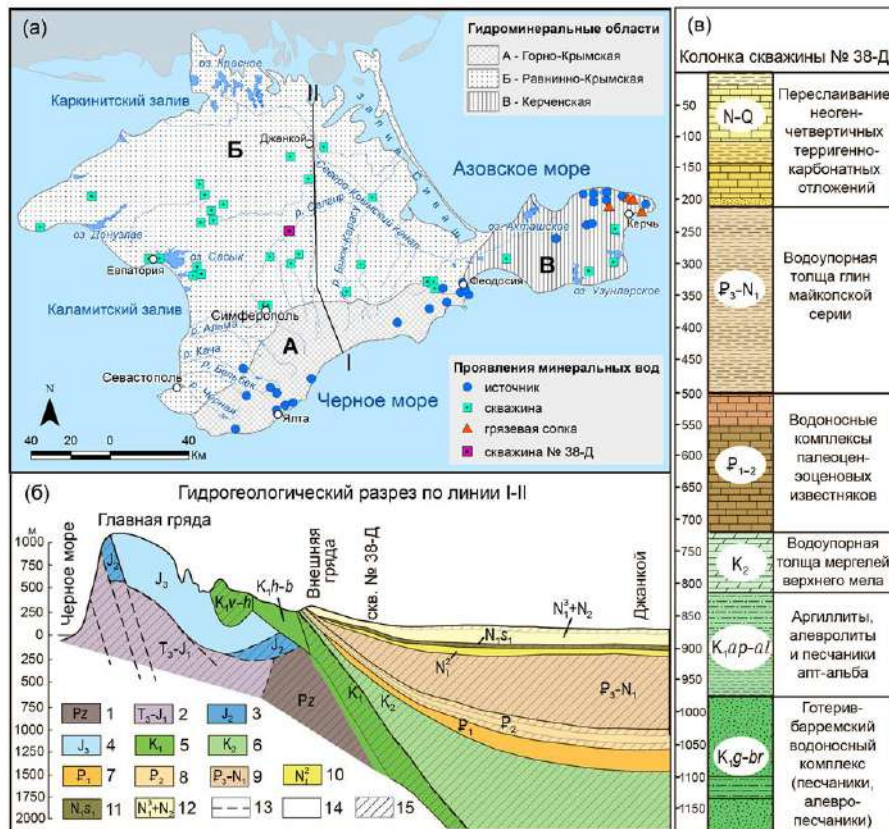
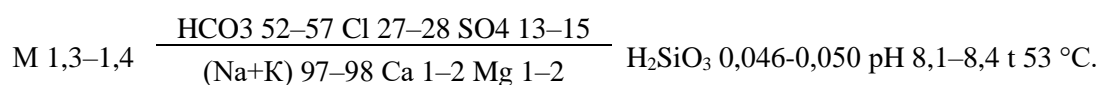


Рисунок III.2.38 (а) Гидроминеральные области Крыма [Геология СССР, 1974]: А) Горный Крым – SO₄ и Cl (термальные в глубине) минеральные воды, газифицируемые N₂, реже CH₄, H₂S и CO₂; Б), Равнинный Крым – H₂S, N₂, CH₄ и смешанного газового состава солоноватые и соленые воды, холодные в верхних и термальные в глубоких частях бассейнов; В) Керченский полуостров – CO₂ воды в глубоких водоносных горизонтах, а также H₂S, N₂ и CH₄ холодные и термальные в неогеновых и нижележащих отложениях. (б) Гидрогеологический разрез [Гидрогеология СССР, 1970]: 1 – палеозойские метаморфиты; 2 – флиш верхнего триаса–нижней юры (таврическая серия); 3 – песчаники, глины и конгломераты средней юры; 4 – закарстованные известняки верхней юры; 5 – песчаники, конгломераты и известняки нижнего мела; 6 – известняки и мергели верхнего мела; 7 – известняки и мергели палеоцена; 8 – известняки и мергели эоцена; 9 – глины олигоцена–нижнего миоцена (майкопская серия); 10 – пески и известняки среднего миоцена; 11 – глины нижнего и среднего сармата; 12 – известняки и пески верхнего миоцена–плиоцена с глинами сверху; 13 – линии тектонических разрывов; 14 – водоносные комплексы и горизонты; 15 – водоупоры. (v) Геолого-гидрогеологическая колонка скважины № 38-Д.

Химический состав воды стабилен и выражается формулой [Кайсинова и др., 2016]:



Воды не содержат специфических компонентов, H₂S = 0,92 мг/дм³ и ²²²Rn = 2,41 Бк/дм³.

Условия формирования и эксплуатации термоминеральных вод «Бишули» исследованы на основании изучения химического состава и содержания изотопных трассеров (^2H , ^{18}O , ^{13}C , ^3H , ^{14}C). Результаты измерений представлены в Таблицах III.2.11 и III.2.12.

Таблица III.2.11. Изотопные трассеры в термоминеральных водах «Бишули» (2016 г.).

Параметр	Весна	Осень	Примечания
^3H , TE*	< 0,5	< 0,1	* – ниже порога обнаружения при 10-кратном (весна) и 20-кратном (осень) электролитическом обогащении проб;
$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB**	н.о.	-9,3	
$\delta^{18}\text{O}$, ‰	-13,5	-13,3	** – ошибка измерения изотопного состава углерода $\pm 0,3$ ‰.
$\delta^2\text{H}$, ‰	-95	-97	

Таблица III.2.12. Изотопный состав атмосферных осадков, речных и грунтовых вод.

Точки опробования	Абс. отметка, м н.у.м.	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰
Симферополь (средневзвешенное 2011–2013 г.)*	280	-8,0	-55
Чатырдаг (средневзвешенное за 2011–2013 г.)*	980	-9,0	-61
пос. Пятихатка (расчет**)	60	-8,2	-54
р. Салгир (пос. Пятихатка)	57	-8,7	-51
Грунтовые воды (пос. Пятихатка)	-10	-8,7	-62

* – по [Dublyansky et al., 2018]; * – расчет выполнен по ОИРС.

Содержание трития ниже предела обнаружения, что указывает на хорошее техническое состояние скважины, обеспечивающее надежную изоляцию эксплуатационного горизонта от поступления воды из вышележащих комплексов по затрубному пространству.

Изотопный состав минеральной воды по кислороду-18 примерно на 5 ‰ легче современных среднегодовых осадков в потенциальной области питания водоносного комплекса (Рисунок III.2.39)¹. Принимая во внимание градиент изменения изотопного состава осадков от температуры для климатических вариаций 0,6 ‰ / 1 °С по кислороду-18 [Ферронский, Поляков, 2009], находим, что среднегодовая температура воздуха в период формирования вод была, примерно, на 5 / 0,6 \approx 8–9 °С ниже современной.

Радиоуглеродное датирование, с учетом поправок на растворение «мертвых» карбонатов, дает возраст воды 28 \pm 3 тыс. лет. В исследуемом регионе последний этап похолодания начался 33 т.л.н., достиг максимума 26,5 т.л.н. и завершился 18–20 т.л.н. [Clark et al., 2009; Lisiecky, Raymo, 2005]. В пределах последнего этапа похолодания выделяют днепровский межстадиал – период 27–30 т.л.н., когда в районе Черного моря имел место плювиальный период [Gerasimenko, 2007; Герасименко, Матвишина, 2007].

¹ Распространение изотопически легких вод позднплейстоценового и раннеголоценового возраста в предгорных областях, по-видимому, является общей закономерностью для северной Евразии [Соколовский и др., 2007].

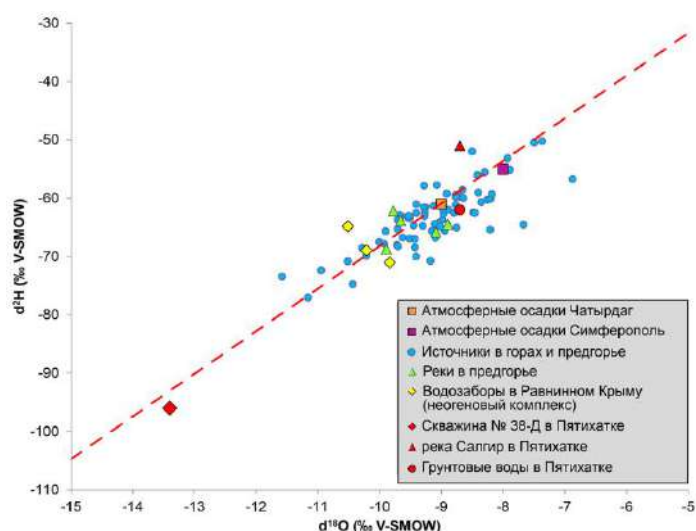


Рисунок III.2.39. Содержание изотопов $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в водопроявлениях, опробованных в 2016 г. Локальная линия метеорных вод (показана красным пунктиром) и средние значения состава атмосферных осадков по Симферополю и Чатырдагу даны за период 2011-2013 [Dublyansky et al., 2018].

III.2.6.2. Выводы относительно условий формирования термоминеральных вод «Бишули»

Минеральные воды «Бишули» сформировались 28 ± 3 т.л.н., что относит их к эпохе максимума последнего похолодания. Эта оценка подтверждается весьма легким изотопным составом воды $\delta^{18}\text{O} = -13,4 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -96 \text{ ‰}$ (для современных вод характерны значения $\delta^{18}\text{O} = -7,4..-8,7 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -50..-62 \text{ ‰}$) и многолетней стабильностью химического состава. Отсутствие трития в исследуемой воде указывает на достаточно надежную изоляцию эксплуатационного интервала от поступления поверхностных вод.

Воды на участке эксплуатации следует признать защищенными от антропогенного загрязнения, однако значительный возраст минеральных вод указывает на ограниченные ресурсы, а эксплуатацию месторождения следует вести из расчета упругих запасов.

III.2.7. Выводы по результатам изучения незамкнутых гидрогеологических структур с помощью изотопно-геохимических трассеров

Использование изотопно-геохимической информации при изучении условия формирования регионального баланса, динамики и химического состава подземных водных объектов в незамкнутых гидрогеологических структурах позволяет преодолеть ряд трудностей, возникающих при использовании стандартных подходов:

- достаточно надежно выявляется разница в возрастах подземных вод;
- идентифицируются изменения условий питания, циркуляции и взаимодействия воды с вмещающими породами под действием климатических вариаций;
- практическая апробация изотопных методов показала, что их применение снижает затраты ресурсов и времени, необходимых для получения корректных оценок требуемых параметров и граничных условий.

III.3. Прогноз безопасности размещения радиоактивных отходов в геологическом пространстве

Развитие энергетики в России предполагает увеличение доли электроэнергии, выработанной на АЭС. ГК Росатом также реализует ряд проектов полного цикла эксплуатации АЭС в других странах. Аварии на АЭС в Чернобыле и Фукусиме несколько затормаживают рост мирового атомного сектора энергетики. Однако это никак не влияет на проблему предотвращения отрицательного влияния предприятий ядерного топливного цикла (ЯТЦ) на окружающую среду, среди которых задача окончательной изоляции накопленных радиоактивных отходов (РАО) является одной из приоритетных. Основные представления о факторах, определяющих негативное влияние РАО на окружающую среду и принципах предотвращения этого воздействия, сформулированы, например, в документах МАГАТЭ¹. Основные принципы окончательной изоляции РАО (а) мультибарьерность защиты, (б) размещение РАО в подземном пространстве и (в) построение прогнозов по жестким сценариям. При обосновании прогнозов безопасности изоляции РАО выделяют два пространственно-временных масштаба.

Ближнесрочные прогнозы (500–1000 лет) используются в отношении короткоживущих искусственных нуклидов (^3H , ^{90}Sr , ^{95}Zr , ^{95}Nb , ^{106}Ru , ^{137}Cs , ^{144}Ce и др.), базируются на рассмотрении локальных участков и могут быть реализованы с помощью стандартных инженерных и гидрогеологических методов. Считается, что инженерные барьеры обеспечивают изоляцию короткоживущих нуклидов в составе низко- и среднеактивных отходов [Амосов и др., 2008; Лаверов и др., 2009].

Долговременные прогнозы (1–10 т. л.) и *сверхдолгосрочные оценки* (>10 т. л.) необходимы при захоронении РАО, содержащих уран и трансурановые нуклиды. Используется региональный масштаб рассмотрения, а средой миграции нуклидов является геологическое пространство (устойчивостью инженерных барьеров в этом случае пренебрегают). Важнейшим аспектом формулировки модельных сценариев на такие сроки оказывается оценка изменения условий формирования и циркуляции подземных вод под действием географо-климатических вариаций.

Проблема обоснования сверхдолгосрочных оценок безопасности для окончательной изоляции РАО, требует еще разработки научных основ. Сложность заключается в необходимости учета ряда разномасштабных геолого-тектонических и географо-климатических факторов. Например, пока отсутствует возможность надежной оценки изменения условий

¹ <https://www.iaea.org/ru/temy/obrashchenie-s-radioaktivnymi-othodami-i-otrabotavshim-toplivom> дата обращения 12.03.2020.

формирования, темпов циркуляции и путей движения подземных вод, вследствие изменения объемов инфильтрационного питания, а также формирования или разрушения мерзлоты под действием похолоданий и потеплений.

Пример негативного опыта в этой области – американский проект федерального хранилища для бессрочной изоляции отработавшего ядерного топлива (ОЯТ) и высокоактивных РАО на горе Yucca Mounting¹. После многолетних работ и траты ~40 млрд. долл. США было обнаружено, что в недавнем геологическом прошлом на этой территории действовала гидротермальная система [Dublyansky, 1998 a, 1998 b; Neymark et al., 2000; Dublyansky, Spötl, 2010]. Паспортные сроки эксплуатации хранилища пришлось снизить до 10 000 лет.

Следовательно, для достижения приемлемого уровня долгосрочной безопасности захоронения РАО в геологическом пространстве, необходимо обеспечение больших коэффициентов запаса и повторяющееся подтверждение прогнозов. Поэтому в мировой практике принято, что информация о природных изотопно-геохимических трассерах является обязательным компонентом комплексного прогноза, поскольку обеспечивает наибольшую достоверность геохимического и масштабного подобия.

С конца 1950^{-х} г. в СССР и РФ выполнен большой объем работ по обоснованию площадок для полигонов захоронения РАО и их эксплуатации [Методика..., 1996; Паркер и др., 1999; Комлев и др., 2001; Кислов и др., 2002; Кычкин, 2004; Грабовников, 2005; Требования..., 2005; Абукова, Яковлев, 2008; Зуев и др., 2008; Байдарико и др., 2009; Глинский и др., 2010; Лаверов и др., 2010 а, 2010 б; Кочкин, 2012; Особые ..., 2015]. Эти работы позволили создать «Прогнозную карту гидрогеологических условий захоронения промышленных сточных вод в глубокие водоносные комплексы. Масштаб 1 : 2 500 000» (ред. А.В. Сидоренко, 1970 г.), актуализированный компьютерный вариант которой описан в [Егоров и др., 2008]. Наиболее надежным считается размещение хранилищ твердых РАО в слабопроницаемых глинистых формациях, а жидких – в водоносных горизонтах, содержащих соленые воды и изолированных от поверхности региональными водоупорами. В некоторых случаях приходится рассматривать возможность размещения ядерных материалов и в кристаллических массивах [Лаверов и др., 2010 а, 2010 б].

В настоящее время в РФ² действует 5 полигонов захоронения жидких РАО [Рыбальченко и др., 1999; Лаверов и др., 2000] – Сибирского химического комбината (АО СХК, г. Северск, Томская обл.), Горнохимического комбината (ФГУП ГХК, г. Железногорск, Красноярский край) и Научно-исследовательского института атомных реакторов

¹ См. также раздел II.4.2.7.

² Организация новых полигонов для закачки жидких РАО запрещена по 190-ФЗ [2011].

(НИИАР, г. Димитровград, Ульяновская обл.).

На ряде действующих площадок захоронения РАО, проектных участков в Российской Федерации и на Семипалатинском испытательном полигоне (Казахстан) автором выполнены исследования, результаты которых использованы для обоснования безопасности их эксплуатации и строительства [Актаев и др., 2019; Зубков и др., 2007; Оценка..., 2003; Румынин и др., 2007; Токарев и др., 2009 а, б, 2013; Rumynin et al., 2009; Tokarev et al., 2005; Tokarev et al., 2011].

Ш.3.1 Полигон захоронения жидких радиоактивных отходов СХК¹

АО «Сибирский химический комбинат» (далее СХК) является одним из крупнейших предприятий ЯТЦ, функционирует с начала 1950-х г. и включает ряд радиационноопасных производств [Радиационная обстановка..., 2010–2018]. В пределах 30-км зоны расположено около 80 населённых пунктов с населением около 650 000 человек, включая г. Томск и г. Северск. Границы 50 и 100-км зон захватывают большую часть Обь-Томского и Обь-Чулымского междуречий (Рисунок Ш.3.1).

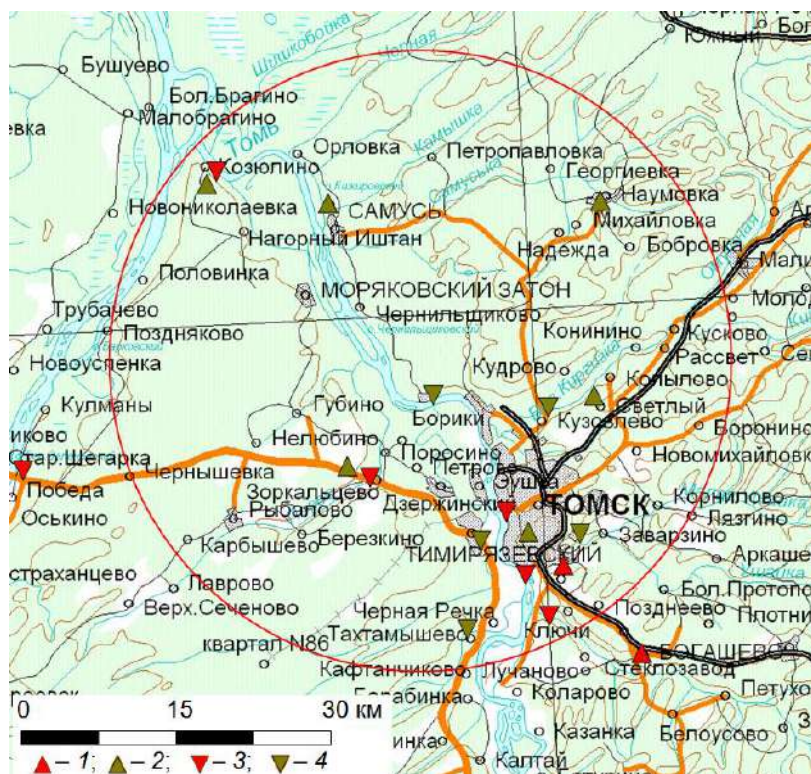


Рисунок Ш.3.1. Расположение 30-километровой зоны воздействия АО «Сибирский химический комбинат»:

- 1 – метеостанции и гидропосты;
- 2 – пункты радиационного контроля и наблюдений за загрязнением атмосферного воздуха;
- 3 – действующий пост;
- 4 – закрытый пост.

Для накопления твердых и временного хранения жидких РАО используются поверхностные сооружения. Низко-, средне- и высокоактивные жидкие РАО закачиваются

¹ Исследования выполнялись в 2003–2012 г. в ходе ряда договоров между АО «СХК» и Санкт-петербургским отделением Института геоэкологии РАН под руководством чл.-корр. РАН, д.г.-м.н., проф. Румынина В.Г.

на глубину 270–390 м на двух площадках, действующих с 1963 г. [Рыбальченко и др., 1994]. Ближайшими защищаемыми объектами являются водозаборы г. Северска и г. Томска, а также р. Томь, являющаяся региональной дренажной [Зубков и др., 2007].

Основные данные о воздействии на окружающую среду аккумулированы в специализированной службе АО «СХК» – Лаборатории геолого-технологического мониторинга (ЛГТМ), которая ведет наблюдения за состоянием воздушного бассейна, почвы, поверхностных вод и недр [Зубков и др., 2007]. Ревизию осуществляет Западно-Сибирский территориальный центр по мониторингу окружающей среды ОАО «Томскгеомониторинг».

Опыт эксплуатации полигона захоронения и модельные оценки демонстрирует достаточную надежность выбранного подхода к изоляции РАО [Токарев и др., 2009 а, б; Румынин, 2011]. Постепенное изменение технологической схемы захоронения РАО, повышение нормативных требований к безопасности, наличие долгоживущих трансурановых элементов в составе жидких РАО, а также обнаружение некоторых опасных химических эффектов при распространении РАО в геологической среде [Захарова и др., 2007; Румынин и др., 2007], диктует необходимость продолжения обоснования безопасности работы полигона.

Анализ геолого-гидрогеологической информации и результатов ранее выполненных работ позволяет обозначить несколько проблем.

1. Для тестирования прогнозных моделей распространения РАО использовалась стандартная геолого-гидрогеологическая информация (наблюдения за литологическим и гранулометрическим составом пород, определения пористости и коэффициентов распределения для радионуклидов по кернам, опытно-фильтрационные работы и наблюдения за изменениями уровня подземных вод при закачке РАО). Полученная информация позволяет расчленить геологический разрез и оценить его фильтрационные свойства, хотя и с заметными расхождениями между авторами [Бакшевская, 2013; Данилов, 2010].

2. Массообменные параметры, определенные по лабораторным экспериментам, не могут быть однозначно перенесены на всю модельную область в целом в силу масштабных эффектов – сложного литологического разреза; зафиксированного наблюдениями преобразования минерального состава вмещающих пород при их взаимодействии с РАО; варьирующего во времени режима закачки и состава техногенных растворов. Кроме того, лабораторное изучение массообменных параметров затруднено наличием высоких уровней радиоактивности.

3. Период эксплуатации полигона захоронения РАО покрывает собой промежуток времени, составляющий ~5 % от времени ближнесрочного прогноза (1000 лет). Это не позволяет строить даже такой прогноз на основании только прямой экстраполяции

наблюдений за продвижением фронта РАО. Отметим, что наблюдения за перемещением РАО выполняется только по пластам-коллекторам. Движение РАО в разделяющих водоупорах (не являющихся сплошными толщами) исследовано лишь в незначительной степени [Зубков и др., 2007; Румынин, 2011]. Однако именно гипотетическая вертикальная миграция РАО является наиболее опасным сценарием [Данилов, 2010].

5. Стандартная схема режимных наблюдений и получения исходных данных не позволяет корректно реализовать на прогнозных моделях изменение во времени граничных условий, обусловленных долговременными изменениями климата, таких как, положение гидродинамических границ, интенсивность питания, изменения фильтрационных свойств пород и прочих, учет которых необходим при создании сверхдолгосрочных оценок.

Часть вопросов в рамках обозначенных проблем может быть решена на основании изотопных методов. В районе полигона захоронения РАО СХК автором выполнены исследования, в ходе которых изучался:

- изотопный состав воды ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$);
- изотопный состав растворенного урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$);
- содержания благородных газов (He, Ne, Ar, Kr, Xe) и изотопный состав гелия;
- содержания трития (^3H);

Для оценки темпов водообмена выполнено тритий/гелий-3 ($^3\text{H}/^3\text{He}$), гелиевое (^4He) и радиоуглеродное (^{14}C) датирование.

III.3.1.1. Геолого-гидрогеологическая характеристика района

Геолого-гидрогеологические условия территории изучены достаточно детально [Сурков, Жерло, 1981; Геологическая..., 1983; Рыбальченко и др., 1994; Бабин и др., 1999]. Район находится на стыке Чулымской синеклизы и Томско-Каменского выступа фундамента (Рисунок III.3.2). Разрез включает два яруса – метаморфизованные породы *Pz* фундамента и чехол *Mz-Kz* осадков. Кровля фундамента погружается в северном и северо-западном направлении, а на юге и юго-востоке происходит выклинивание водоносных горизонтов и водоупоров (Рисунок III.3.3).

Выход фундамента на поверхность определял пространственное размещение областей сноса и осадконакопления. Их взаимное положение сохранялась продолжительное время, на что указывает униформный минералогический состав пород чехла (данное обстоятельство важно для оценки распространенности изотопов ^{235}U , ^{238}U и ^{232}Th). Песчано-глинистые отложения лагунно-континентальных и шельфовых фаций формируют водоносные горизонты (I–VI) и водоупоры (A–G).

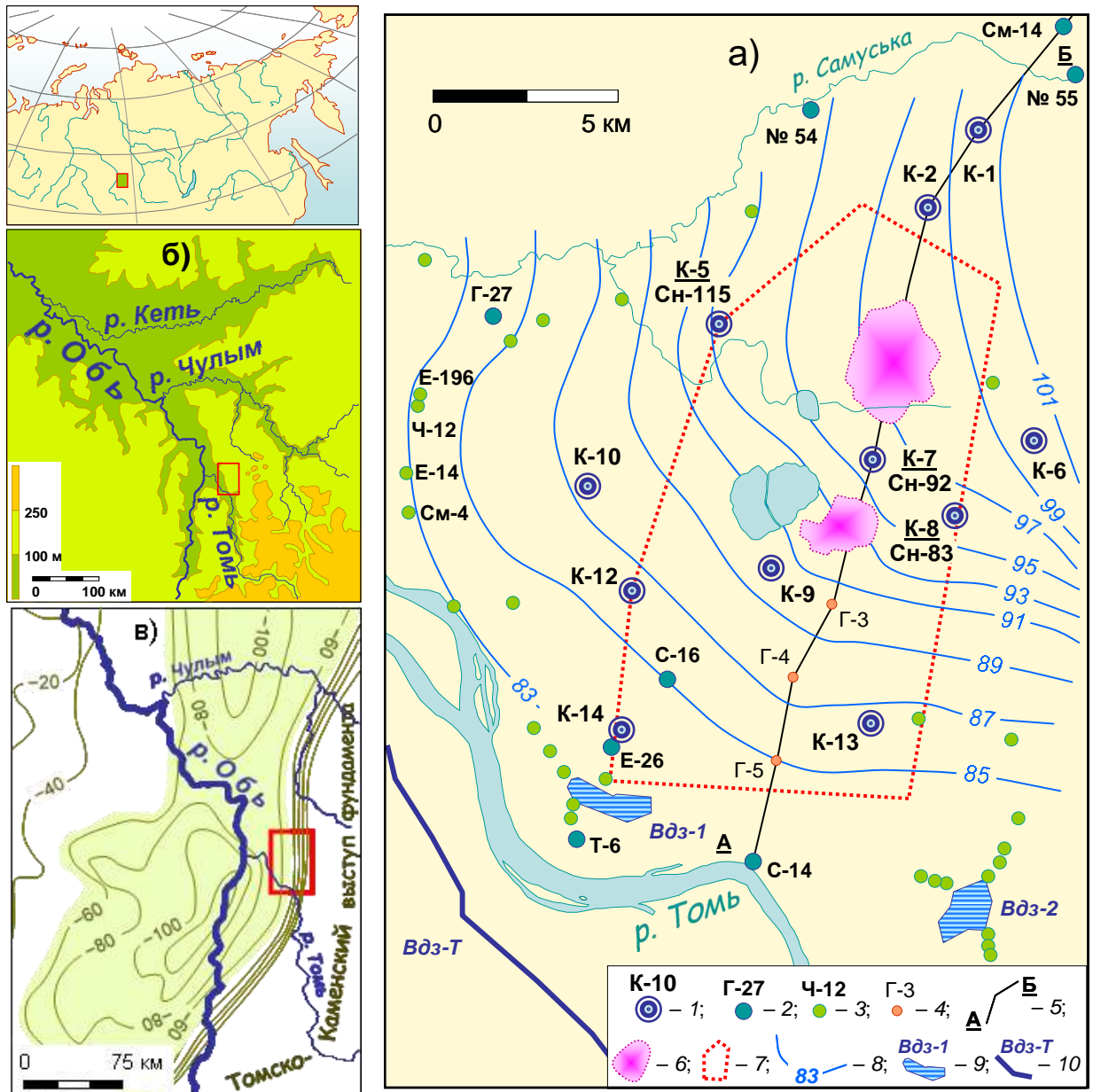


Рисунок 3.3.2. Схема опробования в районе АО СХК (а, [Данилов, 2010; Зубков и др., 2007; Токарев и др., 2009 а]), топография района (б), Чулымская синеклиза (бледно-зеленая заливка) и изолинии кровли фундамента (в, по [Ершова, 1976]): 1, 2 – кусты, использованные датирования подземных вод, определения ^3H , $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (в знаменателе – номера скважин, упоминаемых в тексте); 3 – скважины, использованные для определения микроэлементного и макрокомпонентного состава воды, ^3H , $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$ (приведены номера скважин, упоминаемых в тексте); 4 – геологическая скважина, использованная для построения разреза; 5 – линия разреза; 6 – ореолы распространения РАО; 7 – граница горного отвода АО СХК; 8 – изолиния напоров в III горизонте в естественных [Рыбальченко и др., 1994]; водозаборы, эксплуатирующие V горизонт: 9 – первый (Вдз-1) и второй (Вдз-2) водозаборы г. Северска; 10 – линейный водозабор г. Томска (Вдз-Т).

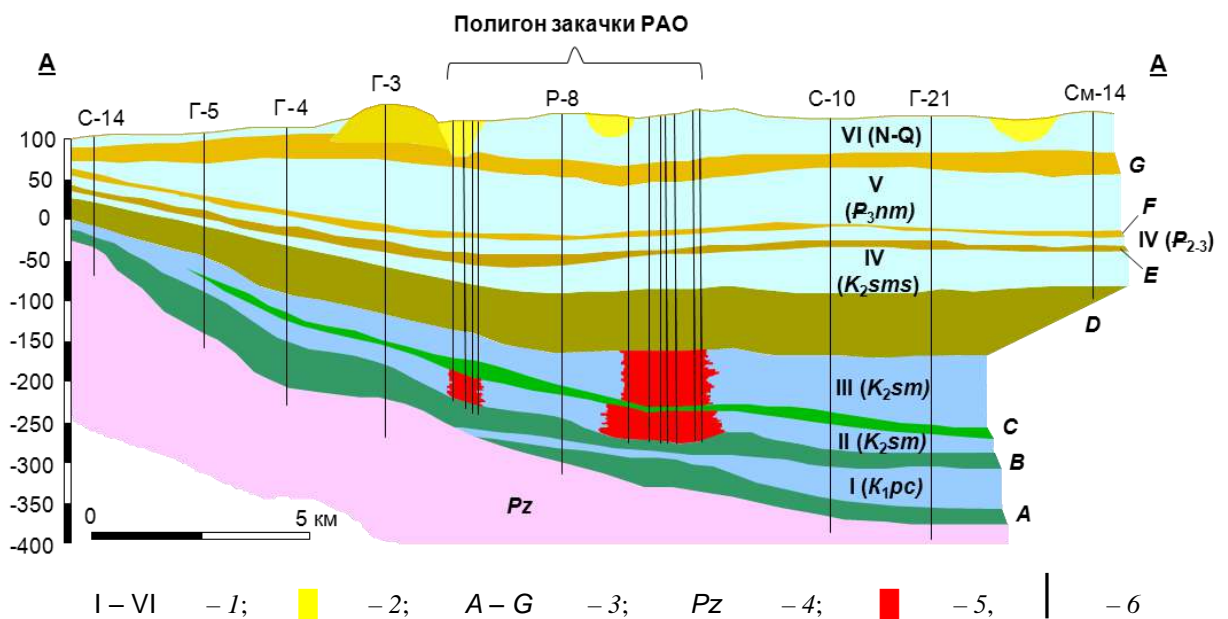


Рисунок III.3.3. Разрез по линии А–Б на Рисунок III.3.2 [Данилов, 2010; Зубков и др., 2007; Токарев и др., 2009 а, б]. 1 – водоносные горизонты: I, II, III – мелового возраста (I горизонт – нижний буферный, во II и III горизонты производится закачка РАО), IV и V – палеогенового возраста (IV горизонт – верхний буферный, V горизонт эксплуатируются Северскими и Томским водозаборами); 2 – четвертичные образования (палеодолины и бугор пучения); 3 – региональные разделяющие слои мелового и палеогенового возраста (алевропелиты) А–G; 4 – палеозойский слабоводообильный складчатый фундамент; 5 – область распространения РАО во II и III горизонтах (пластах-коллекторах) на участках захоронения (Пл. 18 и Пл. 18 а); 6 – скважины.

Подземные воды приурочены к (Рисунок III.3.3):

- палеозойскому фундаменту (*Pz*) – покурскому горизонту нижнего мела (*K_{1pc}* – нижнему буферному, I горизонту, в принятой на СХК нотации),
- нижнему и верхнему симоновским горизонтам верхнего мела (*K_{2sm}* – пласты-коллектора, используемые для захоронения РАО, II и III горизонтам),
- горизонту сымской свиты верхнего мела и юрковской свиты нижнего-среднего палеогена (*K_{2sms}* и *P₂₋₃* – верхнему буферному, IV горизонту),
- водоносному горизонту новомихайловской свиты верхнего палеогена (*P_{3nm}* – эксплуатационному на воду, V горизонту),
- четвертичные отложения (VI горизонт) здесь не рассматриваются.

Проницаемость IV–VI горизонтов выше проницаемости I–III горизонтов – $T \approx 1600$ и $70 \text{ м}^2/\text{сут.}$, соответственно. Гидравлическая связь между верхней и нижней частью разреза ослаблена за счет разделяющего слоя D, а связь между I горизонтом и фундаментом,

наоборот, достаточно тесна. Фильтрационные свойства пород фундамента детально не изучались, имеющиеся данные указывают на их низкую проницаемость.

Современная область питания I–V горизонтов расположена вблизи водораздела рек Томь и Чулым на расстоянии около 20–40 км к северо-востоку от участка работ (Рисунок III.3.2 б). Региональным базисом разгрузки является р. Томь, расположенная примерно в 8 км от южной границы полигона захоронения РАО. Сетка течения регионального потока (кроме VI горизонта) в естественных условиях приближалась к плоскопараллельной (вдоль р. Томи), с общим направлением движения с северо-востока на юго-запад. В настоящее время она периодически искажается куполом напоров, формирующимся в периоды нагнетаний РАО. Площадь купола сопоставима с размерами горного отвода СХК, его диссипация происходит за 1,5–2 месяца после окончания закачки.

III.3.1.2. Анализ данных гидрохимического мониторинга

База данных¹ позволяет оценивать состояние подземных вод от фундамента до V горизонта и характеризует их состав вне ореола растекания РАО. Рассмотрены данные по Ca^{2+} , Mg^{2+} , $\text{Na}+\text{K}$ (в части случаев Na^+ и K^+ определялся отдельно), Fe (общ), NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , F^- , pH и ХПК (далее Okis), поскольку эти параметры измерялись в подавляющей части проб. Выполнена оценка качества исходных данных, в ходе которой удалены ошибочные записи, оценена воспроизводимость анализа (по параллельным определениям) и найдены тренды изменения составов во времени, удалены «выбросы» – отклонения от тренда более чем на 3σ . Для Cl^- и SO_4^{2-} обнаружена кластеризация результатов (Рисунок III.3.4 а), указывающая на недостаточную чувствительность химического анализа при низких содержаниях этих компонентов.

В целом, воды характеризуются низкой минерализацией (среднее около 400 мг/л), которая немонотонно возрастает сверху вниз. Эксплуатационный на воду V и залегающий под ним IV (верхний буферный) горизонт содержат воды HCO_3^- – Mg^{2+} – Ca^{2+} состава (наиболее характерные химические анализы этого члена смешения получены для вод из скважины Сн-92, Рисунок III.3.4). Как правило, в этих водах обнаруживается тритий [Зубков и др., 2007]. Инфильтрационное питание обоих горизонтов имеет площадной характер. Воды III и II горизонтов сохраняют HCO_3^- – Ca^{2+} состав с признаками незначительной метаморфизации (Таблица III.3.1). Этот член смешения характеризуется водами из скважины Сн-83 (Рисунок III.3.4).

¹ База содержит информацию по 138 скважинам региональной наблюдательной сети, включает около 12 тыс. анализов, начиная с середины 1980-х г.

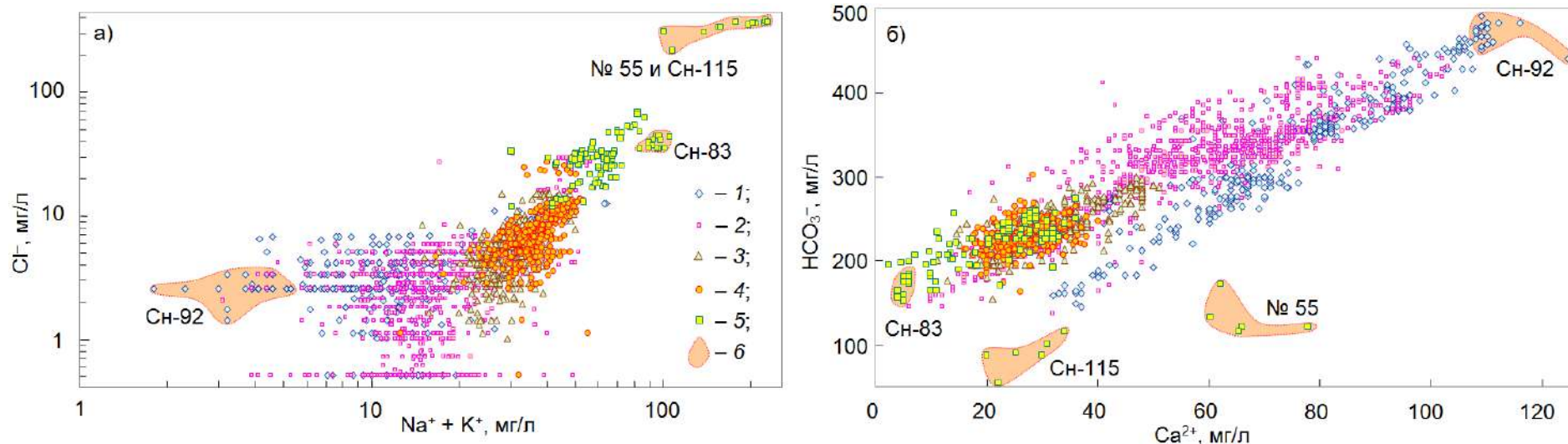


Рисунок III.3.4. Соотношение между компонентами Na+K, Cl, Ca, HCO₃ в подземных водах в районе СХК: 1 – эксплуатационный на воду (V) горизонт (P_{3nm}); 2 – верхний буферный (IV) горизонт (K_{2sms} и P₂₋₃); 3 – III и 4 – II горизонты, используемый для закачки РАО (K_{2sm}); 5 – нижний буферный (I) горизонт (K_{1pc}) и горизонт палеозойского фундамента (Pz); 6 – данные по скважинам, характеризующим конечные члены смешения.

Таблица III.3.1. Корреляционный анализ макрокомпонентного состава подземных вод в районе полигона захоронения РАО СХК для V и IV (левая нижняя половина таблицы), а также III и II (правая верхняя половина таблицы) горизонтов.

	Ca	Mg	Na+K	Fe	NH ₄	NO ₃	HCO ₃	SO ₄	Cl	pH	ХПК	
Ca	—	0,01	-0,30	-0,07	-0,20	0,03	0,74	0,16	-0,22	-0,01	0,18	Прим. 1) Минимально значимый коэффициент парной корреляции для исследуемой выборки $r = 0,07 $; 2) шрифтом выделены коэффициенты, существенно различающиеся в верхней (IV и V горизонты) и нижней (I – III горизонты) частях гидрогеологического разреза.
Mg	0,28	—	-0,46	0,17	0,04	0,06	0,33	0,10	-0,38	-0,10	0,02	
Na+K	-0,67	-0,22	—	-0,33	-0,06	0,06	0,03	-0,26	0,66	0,21	-0,03	
Fe	0,13	0,08	-0,23	—	0,19	-0,13	-0,12	0,21	-0,30	-0,19	-0,06	
NH ₄	0,01	-0,03	-0,08	0,23	—	-0,08	-0,10	0,08	-0,11	0,04	-0,08	
NO ₃	-0,03	-0,07	0,03	-0,16	-0,00	—	0,07	-0,10	0,07	0,20	0,21	
HCO ₃	0,89	0,59	-0,47	0,15	-0,00	-0,08	—	-0,03	-0,13	0,06	0,13	
SO ₄	-0,14	-0,05	0,14	-0,12	-0,01	-0,09	-0,12	—	-0,36	-0,19	-0,23	
Cl	-0,50	-0,45	0,75	-0,23	-0,02	0,09	-0,50	0,06	—	0,34	0,11	
pH	-0,17	-0,05	0,22	-0,26	-0,11	0,21	-0,15	-0,08	0,17	—	0,24	
ХПК	0,04	-0,07	-0,01	-0,03	0,05	0,22	-0,02	-0,25	0,10	0,24	—	

Воды I горизонта и фундамента имеют переходный к $\text{Cl}^- - \text{Na}^+$ состав, значительно изменяются в пространстве в связи с наличием гидродинамически слабо связанных между собой зон трещиноватости в фундаменте и изменениями его литологии. Этот член смешения соответствует воде из скважин Сн-83, Сн-115 и № 55 (Рисунок III.3.4).

Метаморфизм химического состава инфильтрационных вод касается, в первую очередь, карбонатной системы и содержаний SO_4^{2-} и Cl^- . Отношение $\text{HCO}_3^- / \text{SO}_4^{2-}$ составляет в среднем 167 и 153 в V и IV горизонтах; 88 – в III; 111 и 101 – во II и I горизонтах. Наиболее информативными компонентами-маркерами изменений являются пары « $\text{HCO}_3^- \div \text{Ca}$ » (здесь и далее без индексов степени окисления), как индикатор относительно молодых вод инфильтрационного происхождения и « $(\text{Na} + \text{K}) \div \text{Cl}$ » – в качестве индикатора вод из глубоких частей разреза (Рисунок III.3.4, Таблица III.3.1).

При решении вопроса о защищенности водозаборов городов Северска и Томска, а также р. Томи от негативного воздействия наиболее важной является оценка взаимосвязи V+IV и III+II горизонтов, а также поверхностных и подземных вод.

Связь между верхней и нижней частями разреза затруднена, но в долине р. Томь взаимодействие между горизонтами, по-видимому, существует. В конце 1980-х г. вблизи р. Томь (скважины Сн-32 – V горизонт и Сн-31 – IV горизонт, размещены между водозаборами г. Северска и р. Томь, на Рисунок III.3.2 не показаны) отмечалось присутствие глубинной компоненты (Рисунок III.3.5).

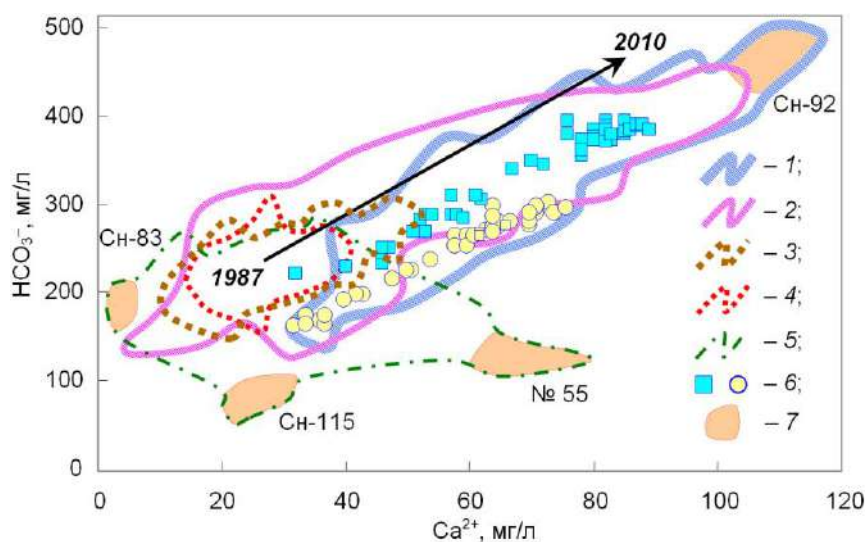


Рисунок III.3.5. Динамика изменения содержаний Ca^{2+} и HCO_3^- в подземных водах в пределах депрессионной воронки водозабора № 1 г. Северска (1987–2010 г.). Области, характеризующие содержания Ca^{2+} и HCO_3^- : 1, 2, 3, 4 – V, IV, III, II горизонты, соответственно, 5 – I горизонт и Pz фундамент; б – изменения химического состава подземных вод по наблюдательным скважинам на IV (квадраты – скважина Сн-31) и V (кружки – скважина Сн-32) горизонтах, стрелкой показан тренд изменения состава; 7 – воды из скважин, характеризующие конечные члены смешения.

Затем произошли изменения химического состава, которые следует связать с работой водозаборов (Рисунок III.3.5), так как обнаруженные тренды наблюдаются только в пределах их депрессионной воронки. Динамика химического состава в водах из скважин СМ-31 и СМ-32 указывает на лучшую связь V горизонта с р. Томь, чем с глубокими частями геологического разреза, что объясняется также более низкой водопроницаемостью нижней части разреза. Подтягивание речных вод и инфильтрационное питание подтверждается тритием. Его концентрации в V горизонте могут быть выше, чем в грунтовом, в связи с общим снижением содержаний трития в атмосферных осадках после пика, наблюдавшегося в начале 1960^{-х} г.

В настоящее время, заметная восходящая разгрузка глубинных вод наблюдается к западу от площадок захоронения РАО в районе скважин Е-14 (V горизонт), Е-196, СМ-4, Ч-12 (IV горизонт, Рисунок III.3.2 а). Этот участок находится в стороне от потенциальной траектории движения ореола РАО, прогнозируемой по результатам моделирования, и не влияет, таким образом, на безопасность захоронения РАО. Косвенно на уменьшение разгрузки вод глубоких горизонтов (имеющих повышенную минерализацию) в речную сеть за счет перехвата водозаборными сооружениями подтверждается постепенным уменьшением ионного стока р. Томи [Парфенова, 2007].

Анализ базы гидрохимических данных по Томскому водозабору¹ (Рисунок III.3.2) позволил выделить три источника формирования химического состава (Рисунок III.3.6).

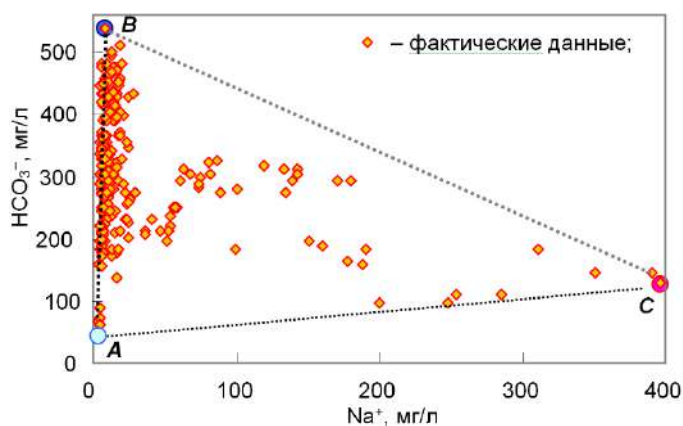


Рисунок III.3.6. Соотношение Na^+ и HCO_3^- в наблюдательных и эксплуатационных скважинах Томского водозабора [материалы ОАО «Томскгеомониторинг»].

Конечные члены смешения не были опробованы в чистом виде, однако идентифицируются достаточно надежно:

1) компонент **A** – современное инфильтрационное питание (эти воды содержат наибольшие концентрации трития и близки к атмосферным осадкам по изотопному составу);

¹ материалы предоставлены автору ОАО «Томскгеомониторинг» в частном порядке, а также отражены в ежегодниках.

2) компонент **B** – воды, изменившие химический состав за счет взаимодействия с породами (содержания трития низки, изотопный состав воды несколько легче атмосферных осадков);

3) компонент **C** – солоноватые воды, сформированные в результате криогенной метаморфизации (третий на пределе обнаружения или его содержания невелики, самые легкие изотопные составы воды).

Ш.3.1.3. Оценка условий формирования и циркуляции подземных вод по изотопным данным

Подземные воды в районе полигона захоронения РАО СХК охарактеризованы несколькими сотнями анализов ^3H и десятками анализов $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, ^3He , ^4He , ^{20}Ne , ^{36}Ar , ^{40}Ar ¹. Большая часть опробования и аналитических измерений выполнена автором или при его участии. В разделе также использованы опубликованные материалы [Поляков и др., 2008].

Ш.3.1.3.1 Тритий

Распространенность трития оценена для всех водоносных горизонтов, а также (в меньшей степени) для поверхностных вод и атмосферных осадков (Рисунок Ш.3.7).

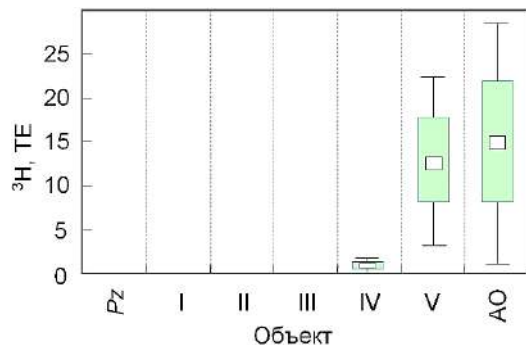


Рисунок Ш.3.7. Содержания трития в природных водах в районе полигона захоронения РАО СХК (данные ОАО «Томскгеомониторинг» 2006 г., [Поляков и др., 2008] и ЛГТМ СХК за 1996–2010 г.): Pz – палеозойский фундамент; I – V – водоносные горизонты чехла; АО – поверхностные воды и атмосферные осадки.

Поскольку в РАО СХК средние содержания ^3H составляют $n \times (10^3 - 10^5)$ Бк/л, то он четко маркирует присутствие техногенной компоненты в подземных водах. Вне ореола растекания РАО тритий постоянно обнаруживается только в V горизонте, где его концентрации находятся в пределах, обычных для современных инфильтрационных вод на юге Западной Сибири. В IV горизонте тритий фиксируется только в пределах депрессионных воронок водозаборов за счет подтягивания вод р. Томи и/или интенсификации инфильтрационного питания.

¹ Результаты получены автором в сотрудничестве с ЛГТМ СХК (г. Северск), ВСЕГИНГЕО (пос. Зеленый), ОАО «Томскгеомониторинг» (г. Томск), ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты), СПбГУ и МГУ им. М.В. Ломоносова (г. Москва), а также Цюрихским политехническим институтом (группа R. Kipfer).

В некоторых пробах, полученных ОАО «Томскгеомониторинг» из II–III горизонтов, обнаружен тритий [Поляков и др., 2008]. Повторное опробование этих скважин ЛГТМ СХК не подтвердило присутствие трития. Вероятнее всего, методическая ошибка ОАО «Томскгеомониторинг» состоит в том, что была проведена недостаточно длительная прокачка скважин. По наблюдениям автора у части наблюдательных скважин оголовки имеют малую высоту (20–40 см), а заглушки отсутствуют, что может приводить весной к попаданию в скважины талых снеговых вод, особенно, если скважина расположена в понижении рельефа.

III.3.1.3.2 Изотопный состав воды

По данным 1996–2012 г. [Поляков и др., 2008; Токарев и др., 2009 а; Tokarev et al., 2005] локальная линия метеорных вод (ЛЛМВ, Рисунок III.3.8 а):

$$\delta^2\text{H} = 7,7 \times \delta^{18}\text{O} + 4,8, (R^2 = 0,998).$$

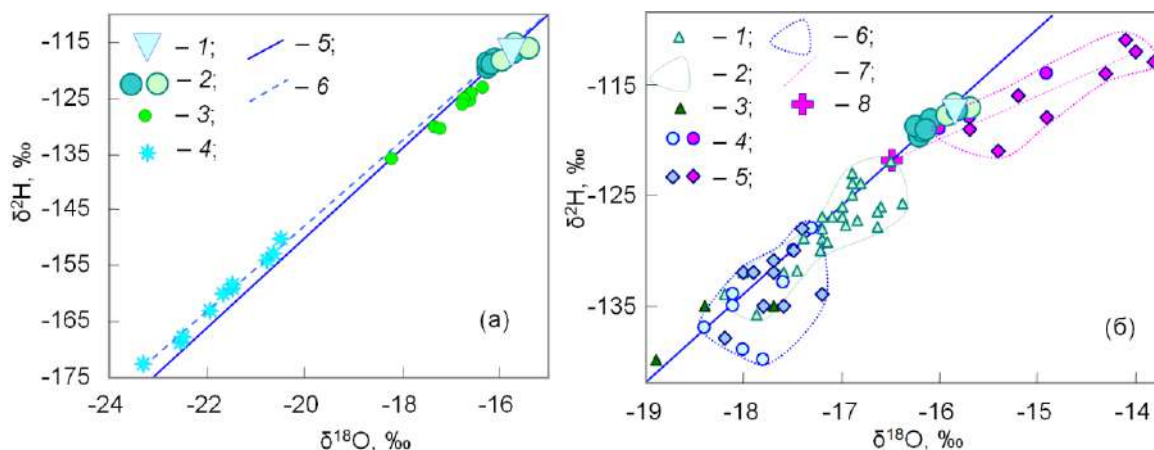


Рисунок III.3.8. Изотопный состав природных и техногенных вод в районе полигона захоронения РАО СХК [Поляков и др., 2008; Токарев и др., 2009 а; Tokarev et al., 2005]: (а) поверхностные воды 1 – среднемноголетние атмосферные осадки в г. Новосибирск (данные МАГАТЭ); 2 – р. Томь летом (светлая заливка) и зимой (темная заливка); 3 – малые реки зимой; 4 – валовый состав снега в марте; 5 – ГЛМВ; 6 – ЛЛМВ; (б) подземные воды 1, 2 – скважины на V горизонт и соответствующая область изотопных составов; 3 – IV горизонт; 4 – III горизонт (кружки с розовой заливкой – скважины на полигоне захоронения РАО); 5 – II горизонт (ромбы с розовой заливкой – скважины на полигоне захоронения РАО); 6 – область изотопных составов природных вод III и II горизонтов; 7 – линия, аппроксимирующая точки, отвечающие техногенным растворам во III и II горизонтах на полигоне захоронения РАО; 8 – начальный состав РАО.

Уравнение ЛЛМВ совпадает с линией аппроксимации состава осадков, рассчитанной по данным МАГАТЭ для г. Новосибирска, где среднегодовой состав $\delta^{18}\text{O} = -15,96 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -117,4 \text{ ‰}$.

Воды в ореоле растекания РАО образуют обособленную группу, аппроксимируемую

уравнением $\delta^2\text{H} = 3,7 \times \delta^{18}\text{O} - 60$. Изотопный состав воды РАО должен соответствовать составу воды р. Томь, используемой СХК для технического водоснабжения. Однако, положение точек, характеризующих воды в ореоле растекания РАО, относительно ЛЛМВ и угловой наклон линии аппроксимации указывают на то, что на изотопный состав воды РАО повлияло испарение в технологическом процессе. Начальный (до испарения) изотопный состав воды РАО можно получить по пересечению ЛЛМВ и линии, аппроксимирующей точки техногенных растворов (Рисунок III.3.8 б). Этот состав лежит между изотопными составами р. Томи и вод III и II горизонтов. То есть, в пределах ореола растекания РАО воды пластов-коллекторов представляют собой смеси вытесняющих техногенных растворов и природных вод.

Изотопный состав природных вод III и II горизонтов сильно облегчен относительно вод р. Томи и современных метеорных осадков, а часть точек значительно отклоняются от ЛЛМВ вправо, указывая на фракционирование состава.

Изотопный состав природных вод V горизонта занимает промежуточное положение между водами III и II горизонтов и современными атмосферными осадками. Повсеместное присутствие трития в этом горизонте обнаруживает современное площадное питание, а облегчение изотопного состава относительно среднегодового для осадков связано с преобладанием вод весеннего половодья в инфильтрационном питании. Воды IV горизонта характеризуется всего 3 точками, все они весьма легкие.

III.3.1.3.3 Реконструкция температур инфильтрационных вод

Температура инфильтрационных вод рассчитана по [Dansgaard, 1964]:

$$\delta^{18}\text{O} = 0,69 \times t - 13,6 \text{ ‰} \text{ и } \delta^2\text{H} = 5,6 \times t - 100 \text{ ‰}.$$

Данные соотношения применимы только для вод, не имеющих искажений изотопного состава вследствие воздействия вторичных процессов. Из расчетов были исключены точки, которые существенно отклоняются от ЛЛМВ. Количественно критерий отбраковки получен из дейтериевого эксцесса ($d^2\text{H}$). Отклонение современных осадков относительно ЛЛМВ составляет $\Delta(d^2\text{H}) = \pm 3 \text{ ‰}$. Поэтому линия $\delta^2\text{H} = 7,7 \times \delta^{18}\text{O} + 7,8$ (верхняя прямая на Рисунок III.3.9) принята за верхнюю границу коридора допустимых значений, а симметричная ей линия $\delta^2\text{H} = 7,7 \times \delta^{18}\text{O} + 1,8$ – за нижнюю.

Для расчета среднегодовых температур в период инфильтрационного питания были введены поправки. Для этого по уравнениям (I.2.3 и I.2.4) и среднегодовому составу осадков $\delta^{18}\text{O} = -15,96$ и $\delta^2\text{H} = -117,4 \text{ ‰}$ в г. Новосибирск была рассчитана «изотопная» температура воздуха $t_{\text{ИЗОТОП}} = -3,3 \text{ °C}$. Действительная среднегодовая температура в г. Новосибирске $t_{\text{МЕТЕО}} = 0,2 \text{ °C}$, откуда поправка к температуре, рассчитываемой по изотопному составу

воды принята $\Delta t_{\text{изотоп}} = +3,5 \text{ }^\circ\text{C}$ (результаты в Таблица III.3.2).

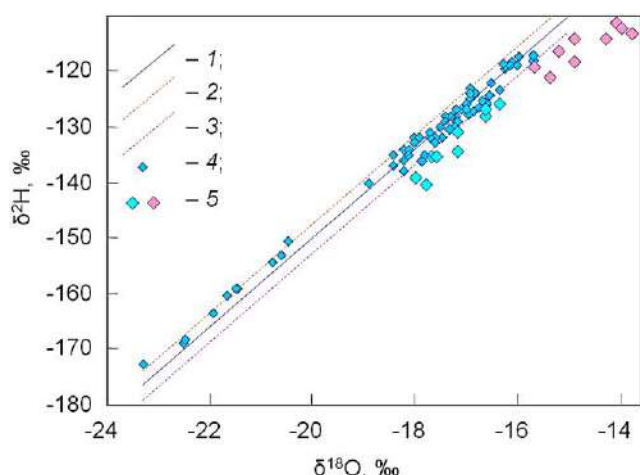


Рисунок III.3.9. Отбраковка точек для расчета палеотемператур инфильтрационных вод: 1, 2, 3 – ЛЛИМВ и линии ЛЛИМВ $\pm 3 \text{ } \text{‰}$ по $\delta^2\text{H}$, ограничивающие коридор данных, использованных для расчета температур; 4 – снег, поверхностные и подземные воды; 5 – данные, исключенные из расчета температур из-за влияния криогенной метаморфизации (голубые) или испарения (розовые точки).

Таблица III.3.2. Расчет температуры питания в районе полигона захоронения РАО СХК в период формирования инфильтрационного по изотопным данным.

Объект	Среднее		Расчетная температура, $^\circ\text{C}$		Фактическая температура, $^\circ\text{C}$
	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	по $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$	по благородным газам	
Поверхностные воды					
Валовые пробы снега в марте	-21,7	-161	-7,8		-7,6*
Река Томи	-16,1	-119	0,0		0,6**
Малые реки (март)	-17,0	-128	-1,5		
Подземные воды					
V горизонт	-17,1	-127	-1,4	+4,2	-1,9*** +4,9**** +2,4*****
IV горизонт	-18,3	-137	-3,2	+2,6	
III горизонт	-16,9	-128	-1,4	-0,2	
II горизонт	-16,5	-126	-0,9	+1,4	
I горизонт	н/д	н/д	н/д	+2,0	

В графе «фактические температуры» приведены средние температуры по МС «Томск» согласно [Савичев, 2010]: * – за октябрь–март; ** – среднегодовая температура воздуха для бассейна р. Томи выше створа г. Томск; *** – среднее за год и **** – среднее за апрель–сентябрь (за вычетом периода, когда эвапотранспирация поглощает осадки полностью) для юга Томской области; ***** – среднегодовая температура грунта на глубине 3,2 м.

Ближе всего к наблюдаемым оказываются температуры, рассчитанные по атмосферным осадкам. Валовые пробы снега, отобранные в марте, дают расчетную температуру $t = -7,8^\circ\text{C}$, фактическая средняя температура за октябрь–март – $t = -7,6^\circ\text{C}$. Температура, рассчитанная по изотопному составу воды в р. Томи, оказывается несколько заниженной, по сравнению со среднегодовой. Последнее связано с опробованием в конце зимней межени и структурой стока реки, в котором 25–40 % составляет дождевое питание, 35–55 % –

снеговое и 25–35 % – грунтовое [Савичев, 2010].

Изотопная температура воды малых рек, опробованных в конце зимней межени, соответствуют расчетной температуре питающего их V горизонта (зона активного водообмена). Для V горизонта, расчетные температуры инфильтрационных вод $t = -1,4$ °C оказываются ниже среднегодовых $t = +0,6$ °C (МС «Томск»), что является следствием преимущественного питания в весеннее половодье. Исходя из этого, изотопная температура подземных вод V горизонта должна соответствовать средневзвешенной за холодный период года. Испарение, превышающее осадки, имеет место во второй половине июня, июле и двух первых декадах августа. При исключении указанного периода, среднегодовая температура составляет $t = -1,9$ °C, что близко к изотопной температуре.

В остальных горизонтах температура, рассчитанная по изотопному составу воды, оказывается существенно ниже современной, составляя $t = -0,9..-3,2$ °C.

Для определения температуры инфильтрационных вод в сезон года, когда происходило восполнение запасов подземных вод, могут быть использованы благородные газы. Расчет выполнен по содержаниям аргона (49 скважин) и по системе Ar+Kr+Xe (10 скважин), [Tokarev et al., 2005; Tokarev et al., 2011]. Расчетные изотопные температуры для подземных вод I–III горизонтов составляют $t = -0,2..+2,0$ °C, а для IV и V горизонтов – $t = +2,6..+4,2$ °C (Таблица III.3.2). Современная средняя температура за апрель–сентябрь (за исключением периода, когда эвапотранспирация поглощает все осадки) оказывается равной $+4,9$ °C, а среднегодовая температура грунта на глубине 3,2 м составляет $+2,4$ °C¹.

Из сравнения изотопных и наблюдаемых температур (Таблица III.3.2) следует, что в I–IV горизонтах обнаружены воды, поступившие туда в период существования значительно более холодного, чем современный, климата. Существенное вторичное неравновесное изотопное фракционирование в системе водорода и кислорода для подземных вод II и III горизонтов, вероятнее всего, следует связать с криогенезом, что также следует из расчетных изотопных палеотемператур.

III.3.1.3.4 Идентификация промерзания геологического разреза по $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$

Концентрации урана² в подземных водах вокруг полигона захоронения вне пределов ореола растекания РАО весьма низки, поэтому для изотопного анализа³ отбирались пробы объемом от 200 до 1300 л (результаты в Таблица III.3.3).

В V горизонте обнаруживается практически равновесный по изотопному составу

¹ <http://meteo.ru/data/164-soil-temperature> дата обращения 12.08.2010.

² Определены методом ICP MS, предел обнаружения 0,01 мкг/л, опробовано 163 скважины.

³ Для альфа-спектрометрического анализа необходимо иметь около 1 мкг ^{238}U на подложке.

уран, что согласуется с данными по $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, ^3H и ^{40}Ar , указывая на современный генезис этих вод. Обогащение ^{234}U растет с глубиной и в IV горизонте $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ оказывается существенно выше равновесного. Горизонт, по-видимому, содержит смесь талых мерзлотных (с высокими отношениями $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) и постгляциальных инфильтрационных вод (с низкими отношениями $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$).

Таблица III.3.3. Изотопный состав природного урана в подземных водах вблизи полигона захоронения жидких РАО СХК.

Скважина	Горизонт	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, по активностям	Скважина	Горизонт	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, по активностям
325p	V	$1,74 \pm 0,63$	Г-26	III	$1,94 \pm 0,63$
502p	V	$1,74 \pm 0,63$	Р-33	III	$4,73 \pm 0,31$
С-14	IV	$6,47 \pm 0,79$	Сн-94	III	$14,7 \pm 2,6$
См-4	IV	$3,9 \pm 1,1$	Р-26	II	$16,1 \pm 3,9$
Т-10	IV	$9,9 \pm 1,2$	С-16	II	$2,46 \pm 0,22$

Во II и III горизонтах отмечен значительный разброс изотопного состава урана. Обнаруживаются и неравновесные ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 14,7$ – скважина Сн-94, III горизонт и $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 16,1$ – скважина Р-26, II горизонт) и незначительно смещенные ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 2,46$ – скважина С-16, II горизонт) составы. Максимальные обогащения ^{234}U отмечаются в интервалах, расположенных на глубинах 250–300 м., а близкие к равновесным составам значения на глубинах свыше 300 м. Это позволяет предположить, что нижняя граница мерзлой зоны располагалась на глубине около 300 м.

Положение фронта промерзания оценивалось независимо по геофизическим данным, согласно которым подошва мерзлоты, по-видимому, располагалась на глубине около 300–350 м [Заведий, 2010]. Косвенно предположение о постепенной потере следов мерзлоты поддерживают наблюдения за температурой подземных вод верхнего гидродинамического этажа, которые растут во времени [Льготин и др., 2010]. В настоящее время на исследованной площади мерзлота отсутствует, однако островная мерзлота была обнаружена примерно в 350 км севернее в долине р. Кеть (Рисунок III.3.2 б). Максимум ледового цемента приурочен к интервалу глубин 120–280 м и совпадает по глубине с положением изотопных аномалий в II–IV горизонтах в исследуемом районе.

III.3.1.3.5 Датирование подземных вод

Для уран-торий/гелиевого датирования опробовано 36 скважин на I–V водоносный горизонты и палеозойский фундамент [Токарев и др., 2009 б]. Объемным методом определялась концентрация ^{40}Ar , а масс-спектрометрически – отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ и $^3\text{He}/^4\text{He}$. Радиогенный ^{40}Ar отсутствует, так как во всех пробах отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ практически равно атмосферному. По изотопной температуре определялись концентрации

атмосферного гелия $[^4\text{He}]_{\text{АТМ}}$ и неона $[^{20}\text{Ne}]_{\text{АТМ}}$. Наблюдается закономерное увеличение концентраций гелия в разрезе сверху–вниз (Таблица III.3.4). Содержание U и Th во вмещающих породах определялись по 45 пробам из скважины С-118 (Таблица III.3.5) и сопоставлялись со спектральным гамма-каротажем по этой скважине. Калибровочная зависимость использована для оценки распространенности урана и тория на площади исследований на основании данных каротажа, выполняемого ЛГТМ СХК [Зубков и др., 2007].

Таблица III.3.4. Концентрации $[^4\text{He}]_{\text{ТЕР}}$ в водоносных горизонтах, $\text{нсм}^3/\text{см}^3 \text{H}_2\text{O}$

Горизонт	Место отбора	$[^4\text{He}]\times 10^{-8}$	$[^4\text{He}]_{\text{CP}}^*$	Горизонт	Место отбора	$[^4\text{He}]\times 10^{-8}$	$[^4\text{He}]_{\text{CP}}$	
V	Е-26**	11,7	$6,81\times 10^{-8}$	III	К-1	176	$3,34\times 10^{-6}$	
V	Т-6	5,04		III	К-2	163		
V	К-9***	5,54		III	К-5	404		
V	К-2	4,69		III	К-6	482		
V	К-1	3,03		III	К-13	210		
V	К-6	9,18		III	К-10	597		
V	К-5	5,28		II	К-1	482		
V	К-10	10,0		II	К-7	176		
IV	К-2	22,8	$3,92\times 10^{-7}$	II	С-16	634	$5,28\times 10^{-6}$	
IV	К-1	9,52		II	К-2	430		
IV	К-10	66,9		II	К-5	412		
IV	К-7	32,9		II	К-12	782		
IV	К-12	90,2		II	К-13	533		
IV	К-13	65,1		II	К-10	782		
IV	К-6	11,5		I	Г-27	552		$4,78\times 10^{-6}$
IV	К-5	14,6		I	К-5	515		
			I	К-9	546			
				I	К-3	300		
				Pz	С-115	1370		

* среднее значение для горизонта;
 ** номер одиночной скважины;
 *** индекс «К» означает, что точка относится к кусту ярусных скважин.

Таблица III.3.5. Содержания природных радионуклидов во вмещающих породах.

Горизонты	$^{238}\text{U}\times 10^{-6}$, г/г	$^{232}\text{Th}\times 10^{-6}$, г/г
IV и V	2,27	7,42
II и III	1,26	5,34
Среднее	1,77	6,38

Для расчета уран-торий/гелиевого возраста д.г.-м.н, член.-корр. РАН Румыниным В.Г. разработана математическая модель [Токарев и др., 2009 б], учитывающая продуцирование гелия в породах, его приток в толщу чехла со стороны фундамента, диффузионное перераспределение между отдельными горизонтами и безвозвратные потери в атмосферу. Система является открытой по отношению к атмосфере – в верхнем VI горизонте содержание $[^4\text{He}]_{\text{ТЕР}} = 0$. Разрез схематизирован следующим образом (Таблица III.3.6, перечисление снизу–вверх):

– первый модельный слой, объединяет I и II горизонты;

- второй – горизонт III;
- третий – горизонт IV;
- четвертый – горизонт V.

В качестве фиксированных величин приняты:

- мощности слоев m_i и m_{0i} (для водоносных и разделяющих горизонтов, соответственно);
- пористость $n_i = n = 0,25$ (использовано среднее для всех горизонтов, оцененное по лабораторным испытаниям ~4 тыс. образцов, данные ЛГТМ СХК);
- скорость продуцирования гелия P_i (рассчитана по урану и тории Таблица III.3.5);
- коэффициент межслоевого диффузионного обмена α_i принят, исходя из коэффициента молекулярной диффузии гелия $D_M = 4,0 \times 10^{-9} \text{ м}^2/\text{с}$ [Sato et al., 2001; Castro et al., 2000];
- вертикальный поток гелия J_0 из фундамента оценивался из первого закона Фика на базе наблюдаемого градиента концентраций гелия между водами в породах фундамента и в I горизонте (в предположении установившегося региональный диффузионного потока гелия и отсутствии вертикальных фильтрационных перетоков).

На решении подбиралась скорость фильтрации v_i , целевой функцией являлись концентрации ^4He , $C_i = f(x)$ в горизонтах I+II, III, IV и V (Таблица III.3.6). Подобрано решение, наилучшим образом описывающее пространственное распределение $[^4\text{He}]_{\text{ГЕР}}$ во всех водоносных горизонтах одновременно (Рисунок III.3.10). Рассчитанные действительные скорости фильтрации v_i , в целом, согласуются с ранее выполненными оценками (Таблица III.3.7) и позволяют оценить возраст подземных вод по соотношению $t_{0i} = xn/v_i$ (результаты на Рисунок III.3.11). Координата x отсчитывалась вдоль линий тока от водораздельной линии, проходящей между долинами рек Томь и Чулым.

Схема изохрон (Рисунок III.3.12) при сравнении с распределением напоров в естественных условиях и с общей гидрогеологической обстановкой подтверждает правдоподобность оценки изотопных возрастов. При анализе результатов датирования обращают на себя внимание следующие обстоятельства:

- 1) резкое уменьшение возрастов в V горизонте и их относительно малый разброс, что указывает на современное площадное питание и согласуется с данными по тритию и изотопному составу воды;
- 2) значительное увеличение возрастов при движении от области питания;
- 3) заметное превышение среднего возраста в III горизонте, по сравнению с I + II горизонтами, что следует связать с наличием мерзлоты в прошлом, таяние которой на уровне III горизонта должно было произойти в последнюю очередь.

Таблица III.3.6. Исходные данные к расчету уран-ториевого возраста подземных вод в районе полигона захоронения РАО СХК и результаты подбора средних значений J_0 и v_i

Индексы		Исходные характеристики и параметры					Модельные оценки		
Модельный слой i	Геологические слои*	m_i	$[^4\text{He}]_{\text{РАД}}^{***}$	n	α_i	P	J_0	v_i	$[^4\text{He}]_i$
		м	$\frac{\text{нсм}^3}{\text{см}^3 \text{H}_2\text{O}}$	доли единицы	1/год	$\frac{\text{нсм}^3}{(\text{см}^3 \text{H}_2\text{O} \text{ год})}$	$\frac{\text{нсм}^3}{(\text{см}^2 \text{ год})}$	м/год	$\frac{\text{нсм}^3}{\text{см}^3 \text{H}_2\text{O}}$
4	G	55	$6,8 \times 10^{-8}$	0,25	–	$3,7 \times 10^{-12}$	1×10^{-8}	5,0	$2,2 \times 10^{-8}$
	V				$1,9 \times 10^{-5}$				
	F				–				
3	IVa	65	$3,9 \times 10^{-7}$	0,25	$4,2 \times 10^{-5}$	$2,3 \times 10^{-12}$	1×10^{-8}	2,0	$3,1 \times 10^{-7}$
	E				–				
	IV				$3,1 \times 10^{-5}$				
2	D	72	$3,3 \times 10^{-6}$	0,25	–	$2,3 \times 10^{-12}$	1×10^{-8}	0,5	$2,9 \times 10^{-6}$
	III				$2,0 \times 10^{-5}$				
	C				–				
1	II	40	$5,3 \times 10^{-6}$	0,25	$3,8 \times 10^{-5}$	$2,3 \times 10^{-12}$	1×10^{-8}	0,6	$5,5 \times 10^{-6}$
	B				–				
	I				$2,9 \times 10^{-5}$				

* римские цифры – номера водоносных горизонтов, латинские буквы – индексы водоупорных слоев (Рисунок III.3.3);

** средние мощности слоев в модели, в скобках приведены значения, отвечающие мощности слоев вблизи участка закачки РАО по [Рыбальченко и др., 1994];

*** средние из измеренных значений (Таблица III.3.4).

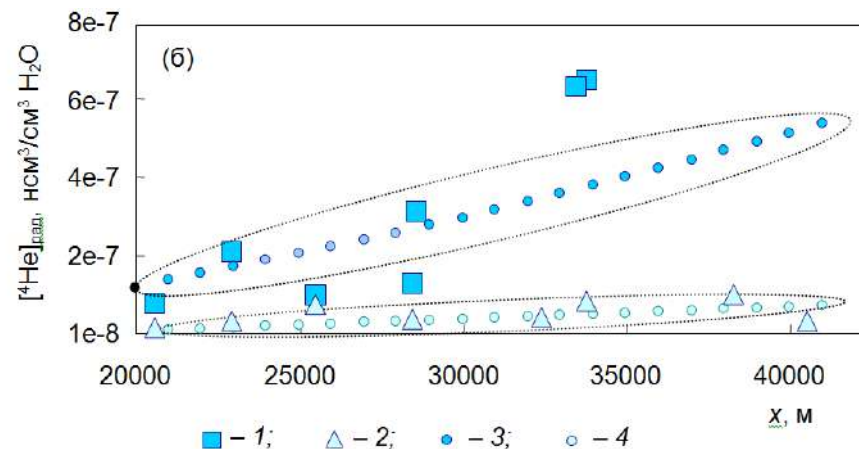
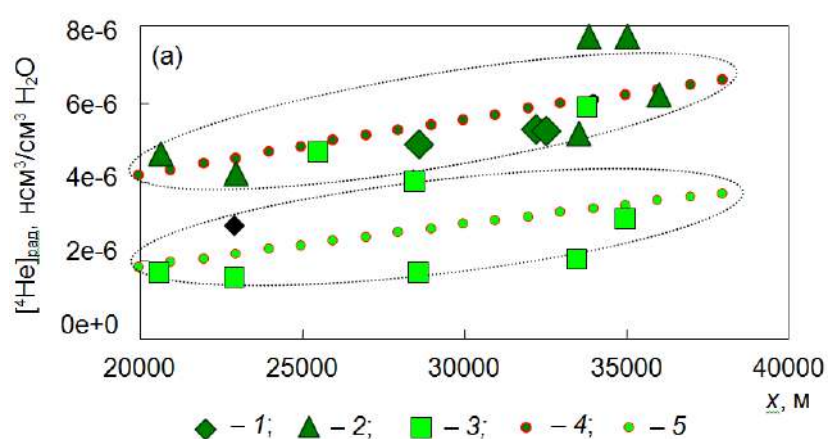


Рисунок III.3.10. Распределения концентраций $[^4\text{He}]_{\text{рад}}$ в подземных водах: (а) 1, 2, 3 – фактические в I, II и III горизонтах, соответственно; 4, 5 – модельные в I + II и III горизонтах; (б) 1, 2, – фактические и 4, 5 – модельные в IV и V горизонтах, соответственно.

Таблица III.3.7. Сопоставление результатов расчета скоростей фильтрации по данным датирования, с оценками других авторов.

Горизонты	U-Th/ ⁴ He метод	[Рыбальченко и др., 1994]	[Shestakov et al., 2002]
V	5,0	–	7,3
IV	2,0	–	2,6
III	0,5	0,75 – 1,25	0,26
I + II	0,6		

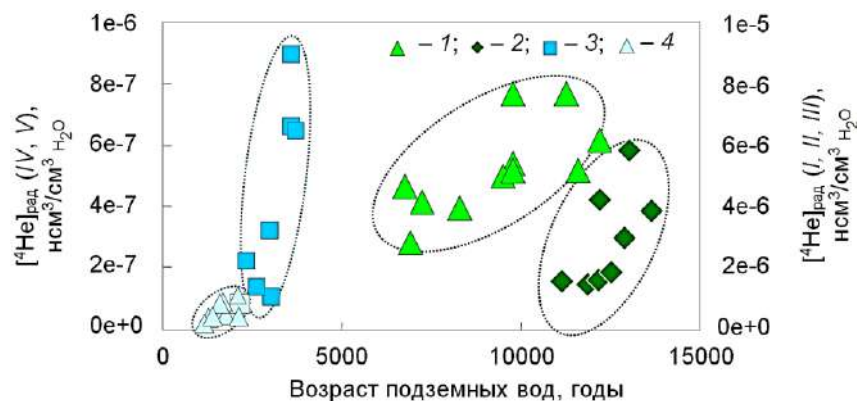


Рисунок III.3.11. Возраст подземных вод в точках опробования по данным уран-торий/гелиевого метода датирования: 1 – I + II; 2 – III; 3 – IV; 4 – V горизонты.

По данным (U-Th)/⁴Ne датирования скорость фильтрации для нижних (I–III) горизонтов примерно в два раза выше модельных значений [Shestakov et al., 2002]. Отличие, по-видимому, также отражает существование в прошлом мерзлоты на данной территории, которое в работе [Shestakov et al., 2002] не было учтено. Работа водозаборов г. Северска и Томска может увеличить скорость распространения загрязнения, по сравнению с природными условиями [Глинский и др., 2014]. Скорость миграции отдельных природных радионуклидов может возрасти при взаимодействии компонентов РАО с вмещающими породами [Алешина и др., 2015].

Радиоуглеродное датирование выполнено по 22 скважинам на I–V горизонты и в настоящее время не закончено, так как пока остался неизученным изотопный состав углерода. Радиоуглеродные датировки лежат в интервале 6,3–31,5 тыс. лет и представляются несколько завышенными, вследствие растворения древних карбонатов, содержание которых составляет во вмещающих породах около 1,5 вес. %.

III.3.1.4. Выводы по результатам изучения подземных вод в районе полигона захоронения РАО СХК изотопными методами

Гидрохимический мониторинг подземных вод (с середины 1980^{-х} г.) обнаруживает стратификацию разреза по условиям питания водоносных горизонтов. Горизонты V и IV имеют местное площадное инфильтрационное питание, а область питания III–I горизонтов находится на значительном удалении. Связь V горизонта с горизонтами, используемыми для закачки РАО, затруднена. По химическим показателям и тритию обнаружено возникновение перетока из р. Томи в эксплуатационный на воду V горизонт и/или интенсификация инфильтрационного питания после организации водозаборов г. Северска. В настоящее время разгрузка глубинных вод в долине р. Томи отмечается в 15 км вниз по течению от г. Северска вне потенциальной траектории движения РАО.

Впервые для исследуемого объекта автором проведено комплексное изотопное исследование ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, ^3H и благородные газы), а также уран/гелиевое и радиоуглеродное датирование подземных вод.

Расчет температур воздуха в период восполнения запасов по дейтерию, кислороду-18 и благородным газам показывает, что воды нижнего гидродинамического этажа (III–I горизонты) формировались в более суровом, чем современный, климате.

Существование мерзлоты в прошлом доказано:

- неравновесным фракционированием изотопного состава водорода и кислорода;
- низкими (в том числе отрицательными для теплого периода года) расчетными палеотемпературами воздуха;

– обогащением вод III–IV горизонтов по урану-234, достигающим $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 14,7\text{--}16,1$.

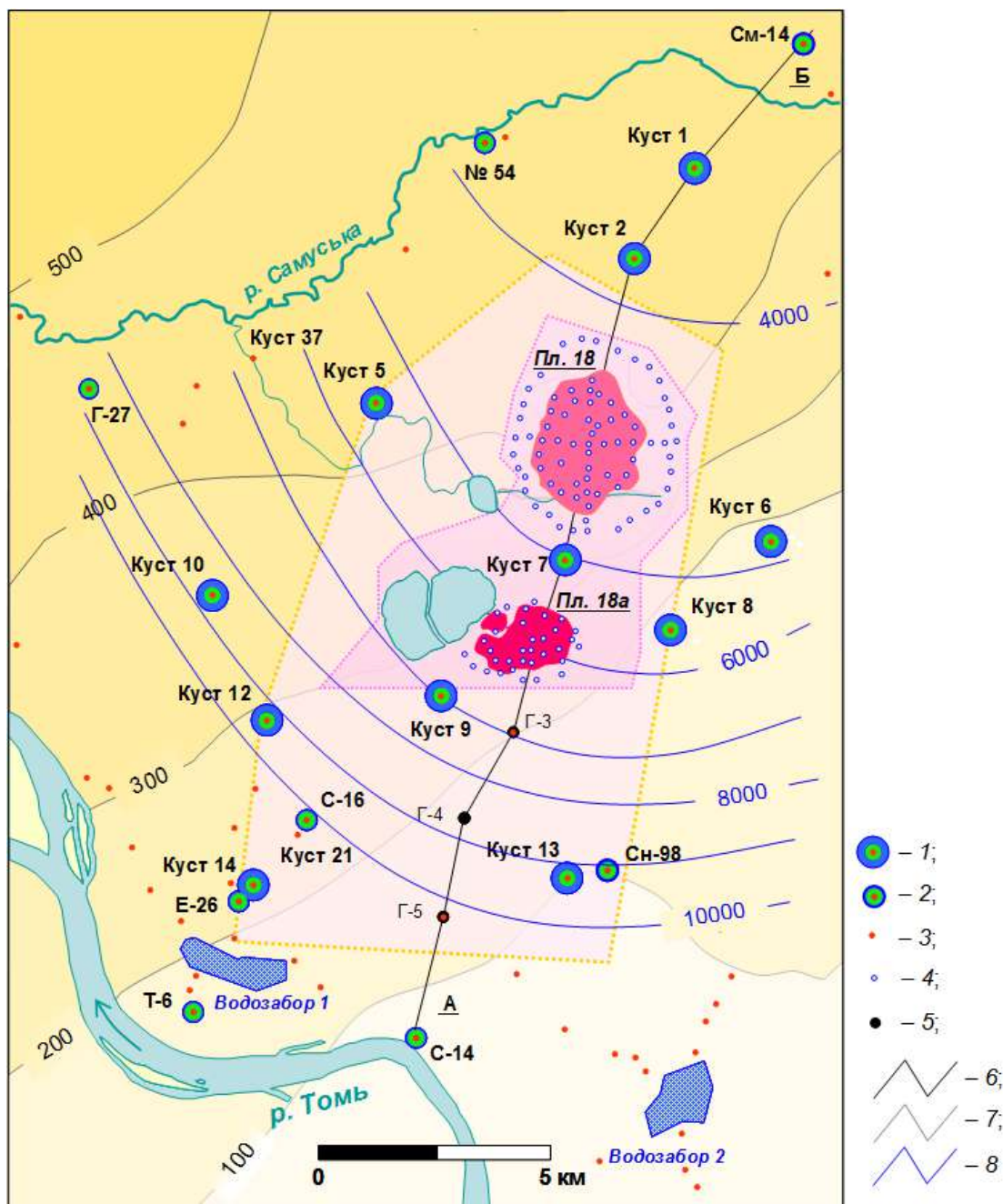


Рисунок III.3.12. Изохроны подземных вод II горизонта в районе полигона захоронения жидких РАО СХК по данным уран-торий/гелиевого метода: 1, 2 – кусты (1) и отдельные скважины (2), использованные для комплексного изотопно-геохимического опробования; 3 – кусты и отдельные скважины, использованные для определения химического и микроэлементного состава подземных вод; 4 – наблюдательные скважины на полигоне захоронения РАО, использованные для определения микроэлементного состава подземных вод и концентраций трития; 5 – геологические скважины, использованные для построения разреза; 6 – геологический разрез по линии А-Б (Рисунок III.3.3); 7 – изопакиты осадочного чехла, цифры – мощность терригенных осадков (метры); 8 – изолинии возраста подземных вод II горизонта осадочного чехла (пласта-коллектора, используемого для захоронения РАО, цифры – возраст в годах).

Оценка возраста подземных вод уран-торий/гелиевым методом дает:

- в нижних I–III горизонтах возраст от 7 до 14 тыс. лет;
- в горизонте IV – от 2 до 4 тыс. лет;
- в горизонте V – от 1 до 2 тыс. лет.

Радиоуглеродные датировки 6,3–31,5 тыс. лет представляются завышенными вследствие отсутствия поправки на растворение мертвого углерода из карбонатов вмещающих пород.

Скорости фильтрации, рассчитанные по изотопным данным, в целом, согласуются с ранее выполненными гидродинамическими оценками. Изотопный возраст подземных вод характеризует интенсивность миграции инертных частиц. Схема изохрон позволяет рассчитать время движения нейтрального компонента по простейшим зависимостям, а численные значения скоростей фильтрации могут быть использованы при калибровке численных моделей. Поправки для расчета движения неконсервативных радионуклидов могут быть внесены на основании коэффициентов распределения.

Автором рекомендовано использовать в качестве метки для оконтуривания ореола распространения РАО тритий, дейтерий и кислород-18, вследствие специфического состава техногенных растворов. Комбинированное использование наблюдений за стабильными изотопами и радиоактивным, но химически инертным тритием, а также техногенными нуклидами позволит в дальнейшем выполнить оценку массообменных параметров *in-situ*.

Выбранная схема изоляции жидких РАО обеспечивает нормативную безопасность защищаемых объектов – водозаборов г. Северска и Томска, а также р. Томи.

III.3.2 Оценка перспектив использования Тече-Бродской структуры для захоронения жидких промышленных отходов ПО «Маяк»

Жидкие промстоки ФГУП ПО «Маяк» складировать в поверхностных хранилищах, которые заполнены почти до предела [Мокров и др., 2009; Баторшин и др., 2013]. Имеет место распространение радиоактивности в подземном пространстве от каскада водоемов [Уткин, 2016] и наиболее загрязненного объекта – оз. Карачай [Величкин и др., 2008]. Для захоронения промстоков предлагается использовать Тече-Бродскую структуру, сложенную закарстованными карбонатными породами нижнего и среднего карбона мощностью до 2000 м (Рисунок III.3.13, далее по [Белов, 2012; Детализация..., 2011]). Карбонатная пачка подстилается ~150 м слоем слабопроницаемых песчаников-аргиллитов (Рисунок III.3.14). Структура вложена в раму – слабопроницаемый *PR–Pz* вулканогенно-осадочный комплекс (Рисунок III.3.13). В верхней части разреза до глубин 200–400 м распространены пресные,

в 2007–2010 г. [Линге и др., 2011]. Работы с участием автора¹ включали определение макрокомпонентного и микроэлементного состава воды; $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, ^3H и благородных газов, ^{14}C и $\delta^{13}\text{C}$ (результаты на Рисунок III.3.14 и III.3.15 и в Таблица III.3.8).

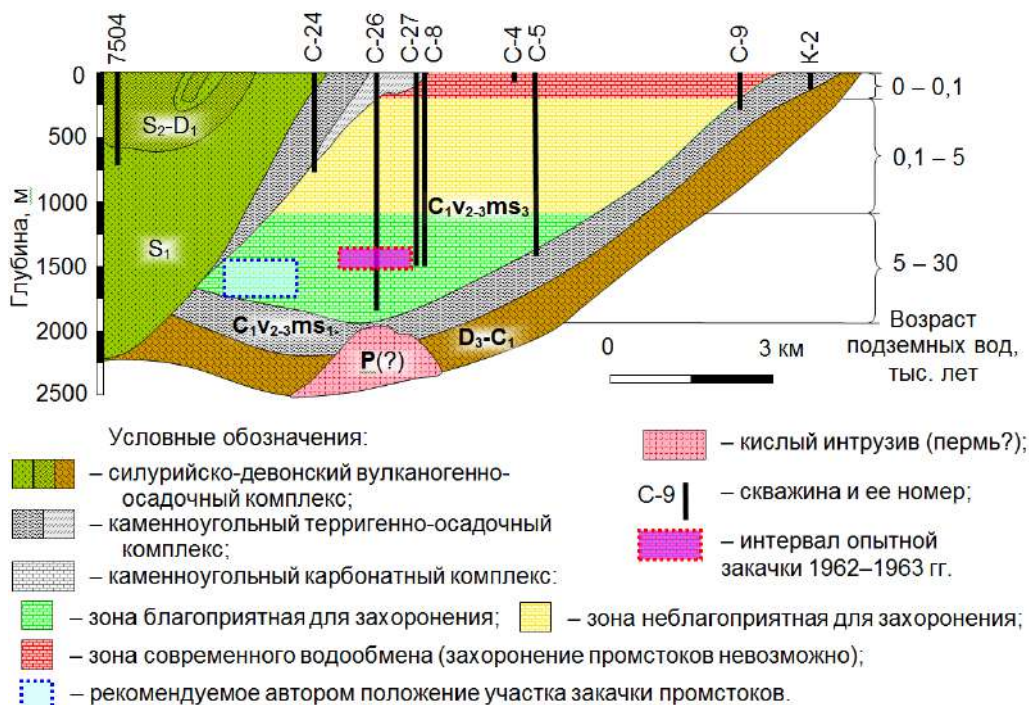


Рисунок III.3.14. Геологический разрез по линии I–I через Тече-Бродскую структуру, участок и результаты работ (геология по [Белов, 2012] с изменениями).

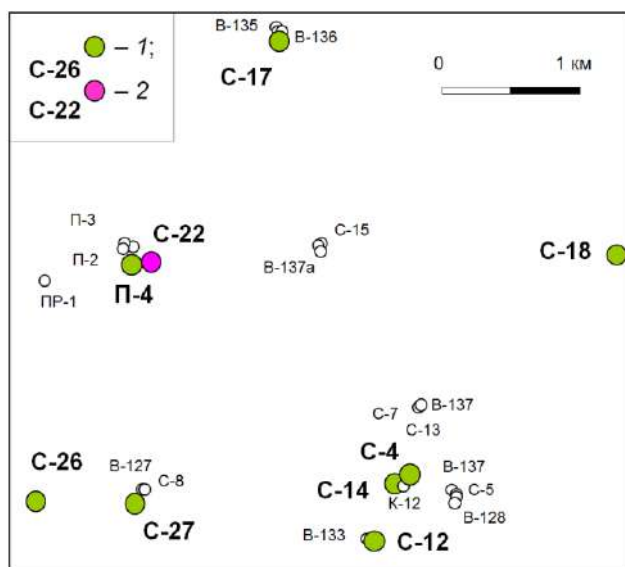


Рисунок III.3.15. Схема расположения скважин на участке работ:
 1 – наблюдательные;
 2 – закачная скважина в экспериментах 1962–1963 г.;
 Мелким шрифтом – наблюдательные скважины, которые не опробовались в 2009–2010 г.

¹ Пробы 2009 г. отбирались поинтервально из скважин с открытыми стволами всасывающим механическим пробоотборником, а 2010 г. – при откачке погружными электрическими центробежными насосами.

Таблица III.3.8. Список скважин и видов опробования, выполненных в 2009–2010 г. в пределах Тече-Бродской структуры при участии автора.

Номер скважины	Глубина отбора, м	Дата	Способ отбора проб	Виды анализов				
				Макрокомпонентный и микроэлементный состав подземных вод	$\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$	^3H	Благородные газы (для U-Th/He датирования)	^{14}C , $\delta^{13}\text{C}$
Опробование 2010 г.								
С-14	27	14.07.2010	в ходе откачки	×	×	×	×	×
С-17	163	14.07.2010	–“–	×	×	×	×	×
С-4	1125	08.07.2010	–“–	×	×	×	×	×
С-12	910–1024	05.07.2010	–“–	×	×	×	×	×
С-27	250	27.06.2010	–“–	×	×	×	×	×
С-27	500	27.06.2010	–“–	×	×	×	×	×
С-27	770	26.06.2010	–“–	×	×	×	×	×
Опробование 2009 г.								
С-18	300	24.11.2009	пробоотборник		×	×	×	
С-18	1000	24.11.2009	–“–		×	×	×	
С-22*	1550	25.11.2009	–“–		×	×	×	
С-26	320	24.11.2009	–“–		×	×	×	
С-26	1900	24.11.2009	–“–		×	×	×	
П-4	340	25.11.2009	–“–		×	×	×	
П-4	980	25.11.2009	–“–		×	×	×	

* – данная скважина была использована в 1962 г. для пробной закачки отходов.

III.3.2.1. Изотопный состав воды и тритий

По изотопному составу подземные воды имеют метеорное происхождение без признаков вторичных изменений (Рисунок III.3.16). Изотопный состав воды в пробах 2010 г. отличается от измерений 2009 г., поскольку вначале отбирались пробы вблизи закачной скважины С-22 (эксперименты 1962–1963 г.), а затем опробовались скважины удаленные от точки закачки. В области влияния закачки обнаруживаются смеси современных вод, использованных для экспериментов, с древними водами, изотопный состав которых существенно отличен.

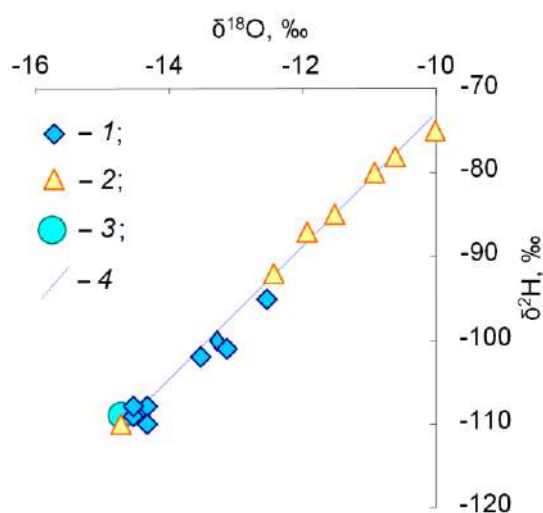


Рисунок III.3.16. Изотопный состав подземных вод Тече-Бродской структуры в пределах участка работ:
1 – вблизи (2009 г.);
2 – на удалении (2010 г.) от скважины С-22, использованной в 1962–1963 г. для опытов по закачке;
3 – средневзвешенный изотопный состав атмосферных осадков в г. Перми за холодный период года (данные МАГАТЭ);
4 – ЛЛМВ.

Состав современных осадков, по-видимому, отражает вода из скважины С-14 глубиной 27 м $\delta^{18}\text{O} \approx -15,1 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} \approx -110 \text{ ‰}$, что практически идентично взвешенному среднему за холодный период года изотопному составу осадков в г. Перми (ближайшая станция мониторинга МАГАТЭ) $\delta^{18}\text{O} \approx -15,2 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} \approx -106 \text{ ‰}$. В скважинах С-4, С-12 и С-27, удаленных от участка опытной закачки в 1962 г., изотопный состав подземных вод резко утяжеляется с глубиной (Рисунок III.3.17), имея асимптоту около $\delta^{18}\text{O} \approx -10,5 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} \approx -75 \text{ ‰}$.

Судя по изотопному составу воды, зона активного водообмена в Тече-Бродской структуре распространена до глубин 200–300 м. Наличие современных вод фиксируется по тритию (Рисунок III.3.17), для которого в верхней части разреза $[^3\text{H}] = 18\text{--}22 \text{ TE}$, что сравнимо (с учетом распада) с содержаниями в атмосферных осадках 30–50 TE [Бахур, 2008]. При удалении от участка закачки содержание трития на одних и тех же глубинах существенно снижаются. Исходные содержания трития в закачных растворах оценить невозможно, так как снижение его активности происходило и за счет распада и за счет смешения закачных вод с древними – «мертвыми» по тритию.

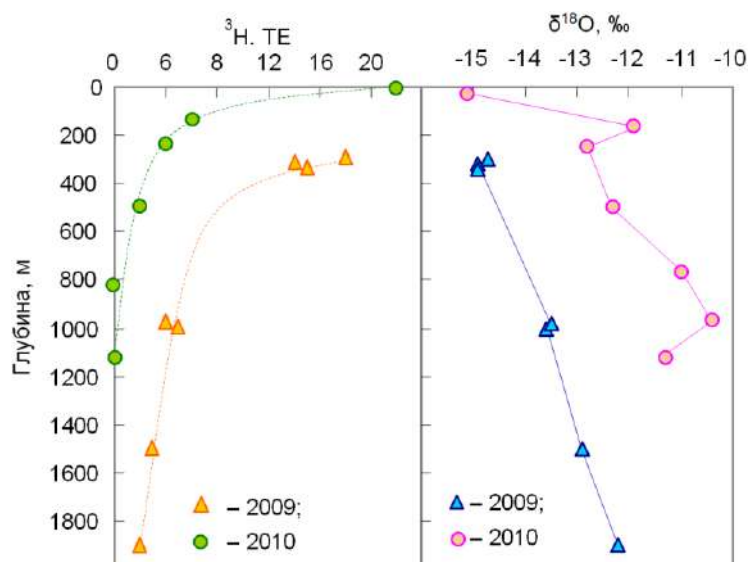


Рисунок 3.3.17. Распределение содержаний трития и изотопного состава кислорода воды по глубине вблизи (2009 г.) и на отдалении (2010 г.) от участка закачки 1962–1963 г.

3.3.2.2. Датирование подземных вод

В ходе опробования получены образцы, которые представляют собой смеси современных и древних вод. Концентрации трития, благородных газов и радиоуглерода в период эксперимента 1962–1963 г. были, по-видимому, почти постоянны, поскольку воду брали из соседней неглубокой скважины, а закачка была относительно непродолжительной. «Чистых» проб, представляющих только древние воды, получить не удалось, поэтому точность датировок снижена. Наличие смешения также означает, что и радиоуглеродные и уран-торий/гелиевые датировки должны оценивать нижний предел возрастов.

3.3.2.2.1 Уран-торий/гелиевый метод

Данные 2010 г. по благородным газам, также указывают на то, что мощность зоны активного водообмена не превышает 200–300 м (Рисунок 3.3.18 и 3.3.19).

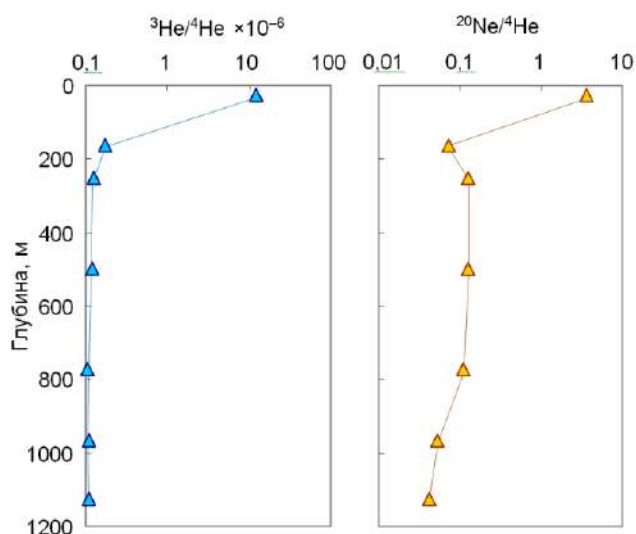


Рисунок 3.3.18. Распределение изотопного состава гелия (слева) и неон/гелиевого отношения (справа) по глубине (опробование 2010 г.).

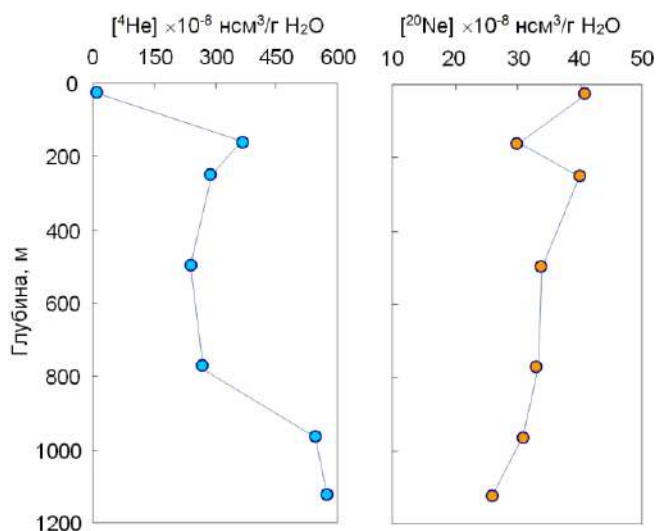


Рисунок III.3.19. Распределение концентраций гелия-4 (слева) и неона-20 (справа) по глубине (опробование 2010 г.).

На фоне общего роста с глубиной, обнаруживается некоторая стабилизация концентраций ^4He в средней части разреза. Вероятно, кроме зоны активного водообмена, следует выделить зону замедленного водообмена в интервале 200–800 м. Воды, глубже 1000 м, вероятно, представляют застойную зону или же обнаруживают влияние потока гелия из фундамента. Результаты изучения благородных газов в 2009 и 2010 г. в координатах $^3\text{He}/^4\text{He}$ vs. $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ представлены на Рисунок III.3.20.

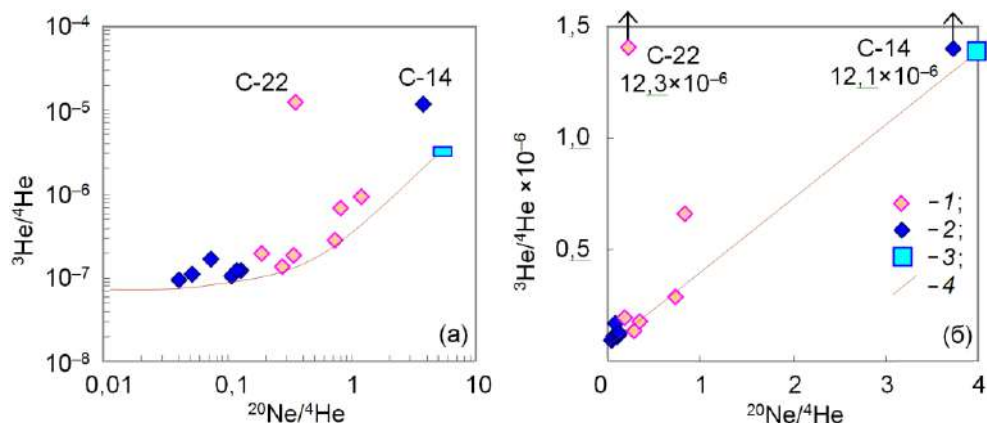


Рисунок III.3.20. Гелий-неоновая систематика благородных газов в подземных водах Тече-Бродской структуры (а – логарифмические, б – линейные координаты): по результатам опробований 1 – вблизи (2009 г.) и 2 – на удалении (2010 г.) от участка закачки в скважину С-22 в 1962–1963 г.; 3 – атмосфера, растворенная в воде в равновесных условиях (АРВ); 4 – линия накопления радиогенного гелия.

Все пробы, кроме двух (С-22, использованной для закачки в 1962–1963 г., и С-14 глубиной 27 м), формируют тренд, который обусловлен накоплением радиогенного гелия. Линия эволюции изотопного состава благородных газов, образующаяся при накоплении радиогенного гелия, рассчитывалась, как нижняя огибающая опытных точек (Рисунок III.3.20а):

$$^3\text{He}/^4\text{He} = 3,3 \times 10^{-7} \times (^{20}\text{Ne}/^4\text{He}) + 6,7 \times 10^{-8}.$$

Свободный член уравнения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 6,7 \times 10^{-8}$ близок к изотопному составу гелия $({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{ПОР}} = (2 \pm 1) \times 10^{-8}$, выделяемому породами с кларковым содержанием химических элементов [Morrison, Pine, 1955; Горшков и др., 1966; Мамырин, Толстихин, 1981; Толстихин, 1986].

В части проб обнаруживается присутствие ${}^3\text{He}_{\text{ТРИ}}$, которое выражается в росте отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ (смещении фигуративных точек на Рисунок III.3.20 вертикально вверх от линии накопления $\text{He}_{\text{ТЕР}}$). Естественно, что максимальная добавка ${}^3\text{He}_{\text{ТРИ}}$ отмечена в пробах из закачной скважины С-22 и самой мелкой скважины С-14, в которых отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} > 10^{-5}$ (Рисунок III.3.20).

Используя справочные данные по содержаниям урана и тория в карбонатных породах $[\text{U}] \approx 1,3$ г/г и $[\text{Th}] \approx 3,9$ г/г [Баранов и др., 1956; Основные ..., 1963; Смыслов, 1974;], плотность скелета породы $\rho_{\text{ПОР}} = 2,5$ г/см³, оцененную по опытным работам, и коэффициент потери гелия скелетом породы $K = 0,95$ [Толстихин, 1986] скорость накопления терригенного гелия $R_{\text{He}} \approx 6,4 \times 10^{-11}$ нсм³ ${}^4\text{He}_{\text{РАД}}/\text{г H}_2\text{O}$ год. Оценочно, возраст подземных вод Тече-Бродской структуры на глубинах 1–1,2 км составляет около $\tau \approx 12$ –22 т. лет при пористости $n = 0,1$ и около $\tau \approx 28$ –52 тыс. лет при пористости пород $n = 0,2$.

III.3.2.2.2 Радиоуглеродный метод

Радиоуглеродный возраст подземных вод Тече-Бродской, с учетом поправок на изотопный состав углерода карбонатов, составляет $T \approx 11$ –27 тыс. лет (Таблица III. 3.9). Оценки, полученные по ${}^{14}\text{C}$ согласуются с вышеприведенными данными.

Таблица III.3.9. Радиоуглеродный возраст подземных вод Тече-Бродской структуры.

Скважина	Глубина, м	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ V-PDB	Абсолютный возраст, лет BP*
С-4	1125	-10,4	27000±990
С-12	910–1074	-10,2	15000±320
С-27	250	-10,2	10800±180
С-27	500	-10,1	11000±180
С-27	770	-9,8	11800±130

* – погрешность измерения $2\sigma = \pm 0,1$ ‰;

** – до современности (BP – before present), за начало отсчета берется 1950 г.

III.3.2.3. Диагностика характера среды по изотопным данным

В экспериментах 1962–1963 г. использованы подземные воды из неглубокой скважины, расположенной рядом с опытной скважиной С-22. Начальные содержания ${}^3\text{H}$ и ${}^3\text{He}_{\text{ТРИ}}$ неизвестны¹. Пробы из закачной скважины С-22 нельзя использовать для оценки начальных содержаний трития $[{}^3\text{H}]_0$, так как на скважине проводился ряд дополнительных

¹ Тритиенный гелия-3 мог теряться частично или полностью при подготовке растворов к закачке.

миграционных экспериментов, параметры которых автору неизвестны. Поведение $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$ и ^3H в «линзе» закачанных молодых вод должно зависеть от характера среды фильтрации.

1) Если среда по своим миграционным характеристикам ближе гомогенной, то отношения $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$ и концентрации вблизи точки закачки будут иметь узкий коридор вариаций, должен также фиксироваться «крутой» профиль концентраций на фронте вытеснения природных вод закачными растворами и тритий/гелий-3 возраст должен быть одинаков для всех точек опробования.

2) Если среда ближе к гетерогенной (трещиновато/пористой, характерной для карбонатных пород), то отношения $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$ и концентрации должны иметь широкий размах вариаций, а тритий/гелий-3 возраст должен быть завышен по отношению ко времени, реально прошедшему с момента окончания опытов (~50 лет).

Схема распределения измеренных содержаний ^3H и тритигенного гелия-3, а также расчетных возрастов приведена на Рисунок III.3.21, а расчеты в Таблице III.3.10.

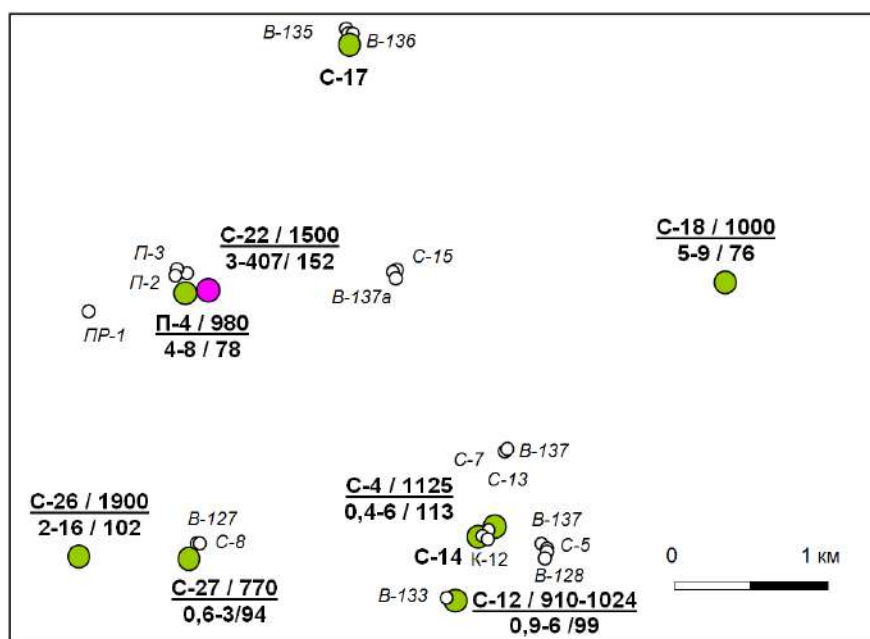


Рисунок III.3.21. Распределение остаточного трития, тритигенного гелия-3 и расчетного возраста воды в пределах исследованного участка (2009 и 2010 г.): кружки с заливкой – опробованные скважины (точка с розовой заливкой – скважина C-22 использованная для закачки в 1962–1963 г.). Псевдодробь: числитель – номер скважин и интервал опробования; знаменатель – содержания ^3H (ТЕ) и $^3\text{He}_{\text{три}}$ ($\times 10^{-13}$ нсм³/г Н₂О); через косую черту – расчетный возраст.

Таблица Ш.3.10. Измеренные концентрации трития, расчет содержаний тритигенного гелия-3 и тритий/гелий-3 возраста подземных вод Тече-Бродской структуры.

Скважина	^3H , ТЕ	$^3\text{He}_{\text{ТРИ}}$		Оценка возраста подземных вод $^3\text{H}/^3\text{He}_{\text{ТРИ}}$ методом, лет
		$\times 10^{-13}$ нсм ³ /г Н ₂ О	ТЕ	
С-22	3	407	16365	152
П-4	4	8	322	78
С-26	2	16	643	102
С-27	0,6	3	121	94
С-4	0,4	6	241	113
С-12	0,9	6	241	99
С-18	5	9	362	76

Полученные данные позволяет сделать следующие выводы.

1) Резкое уменьшение содержаний трития и тритигенного гелия-3 при удалении от закачной скважины С-22 при отсутствии выраженного фронта распространения закачных растворов, указывает на сильное разбавление исходных растворов, вследствие низкой активной пористости и последующего усвоения трития пористыми блоками.

2) Тритий/гелий-3 возраст молодой компоненты имеет расчетные возраста $\tau \approx 76$ –152 года, существенно завышенные по сравнению со временем, прошедшим с момента закачки ~ 50 лет.

Ш.3.2.4. Выводы о пригодности Тече-Бродской структуры для закачки промышленных отходов

По данным опробования 2009 и 2010 г. подземные воды близи участка экспериментальной закачки в скважину С-22 (опыты 1962–1963 г.) содержат значительную примесь молодых вод. Загрязнение молодых водами уменьшается при удалении от точки инъекции.

Изотопный состав воды и содержания трития на удалении от экспериментального участка указывают на то, что глубина проникновения современных вод не превышает 200–300 м. Расчетный возраст подземных вод глубоких (1–1,5 км) частей Тече-Бродской структуры составляет $\tau \approx 12$ –52 т.л. (уран-торий/гелиевый метод) и $\tau \approx 10$ –27 т.л. (радиоуглеродное датирование).

Распределение остаточного трития и тритигенного гелия-3, а также тритий/гелий-3 возраст подземных вод указывает на высокие дисперсионные параметры среды и наличие двойной пористости.

Рекомендованное положение интервала закачки показано на Рисунок III.3.14. При проведении экспериментальной и эксплуатационной закачек рекомендуется применение стабильных изотопов и трития для контроля ореола распространения РАО. Наличие слабопроницаемых подстилающих песчаников, может существенно повысить надежность изоляции РАО за счет их погружения в глубокие части разреза из-за повышенной плотности [Зильберштейн, 2011].

III.3.3. Оценка перспектив использования участка «Енисейский» (Нижнеканский гранитоидный массив) для строительства подземного хранилища РАО¹

Для обоснования сооружения подземного хранилища РАО в пределах Нижнеканского гранитоидного массива выполнен широкий спектр исследований [Андерсон и др., 2006, 2011; Гупало и др., 2004, 2005; Белов и др., 2007; Кудрявцев и др., 2009; Морозов и др., 2008; Gupalo et al., 2005]. Наиболее вероятно сооружение хранилища на участке «Енисейский», расположенном около северо-западной границы массива. В этой части массив сложен комплексом глубоко метаморфизованных пород, ряда гнейсов с внедрениями габбро и гранитов. Коренные породы повсеместно имеют ~10–15 м кору выветривания и на значительной площади перекрыты алевролитами, аргиллитами и песчаниками.

Разрез изучен комплексом геофизических работ и бурением до глубин 600–700 м. В гидрогеологическом отношении среда имеет преимущественно трещинный и трещинно-поровый (в верхней части разреза) тип фильтрации. В верхней (примерно 100 м) части разреза уменьшение притоков с глубиной происходит плавно, а глубже притоки наблюдаются только в зонах трещиноватости. Коэффициенты фильтрации пород коры выветривания $n \times 10^{-2..-3}$ м/сут., резко уменьшаясь с глубиной. Площадное атмосферное питание обнаруживается по снижению уровней воды в скважинах по мере проходки.

В связи с важностью изменения географо-климатические условий для прогноза безопасности проектируемого хранилища РАО кратко рассмотрим региональные палеорекострукции.

Сначала оценим временную шкалу. Расстояние от планируемого участка размещения пункта захоронения до р. Енисей, как регионального базиса дренажа, составляет по прямой около $l \approx 5500$ м. С учетом трехмерности течения подземных вод действительная длина

¹ В 2008–2011 гг. по заказу ФГУП «Горно-химический комбинат» ОАО «Красноярская горногеологическая компания» (ОАО «Красноярскгеология») провела комплекс геологических работ с целью получения лицензии на стадию детальной разведки на участке «Енисейский» для строительства подземного хранилища РАО. В рамках этих работ автором было выполнено планирование схемы опробования разведочных скважин и опытной скважины, аналитические определения и интерпретация результатов изотопно-геохимических исследований.

пути фильтрации (как половины окружности) составит $l_d \approx (5500/2) \times 3,14 \approx 7000$ м. По фоновым данным можно принять:

- средний коэффициент фильтрации (с учетом затухания проницаемости с глубиной) $k_f \approx 10^{-4}$ м/сут.;
- активную трещиноватость $n \approx 0,003$.

В современных условиях гидравлический градиент в сторону р. Енисей составляет:

$$I \approx (400 - 120)/7000 = 0,04,$$

где 120 и 400 м.н.у.м. БС – отметки уреза воды в р. Енисей и отметки зеркала подземных вод на площадке работ, соответственно. Время (t) движения жидкости:

$$t = l_d / v_d \approx 14 \text{ тыс. лет},$$

где $v_d = (I \times k_f)/n$ – действительная скорость фильтрации.

То есть, на геохронологической шкале следует рассмотреть промежуток времени соответствует голоцену – позднему плейстоцену (голоцен 0–11,7 т.л.н., поздний плейстоцен 11,7–126 т.л.н.). Для Нижне-Канского массива палеорекострукции бедны. Учитывая тесную связь динамики климата в районе Байкала с довольно отдаленными регионами [Prokorenko et al., 2001], для описания используем данные, полученные на смежных площадях (Рисунок III.3.22).

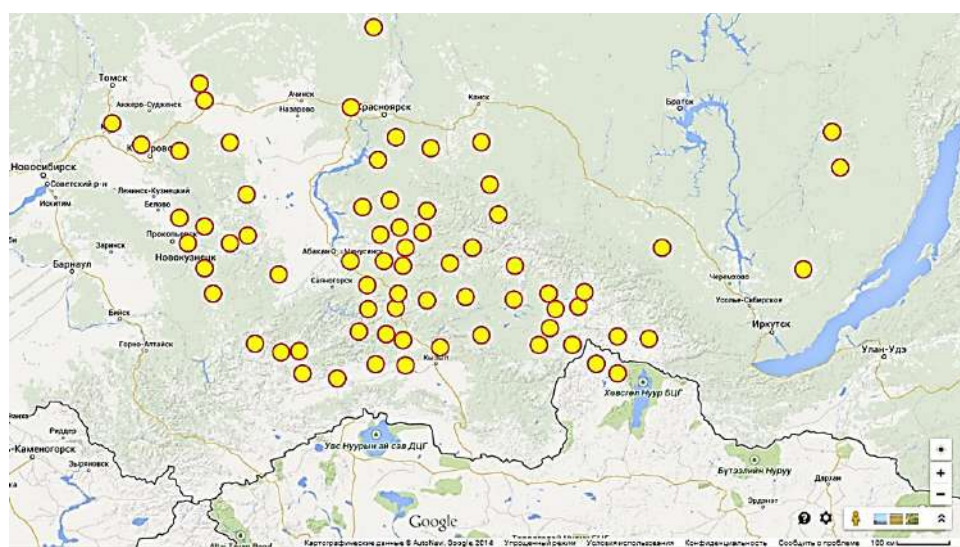


Рисунок III.3.22. Участки исследований климатического и геолого-геоморфологического развития на юге Сибири и Прибайкалья [Демиденко, 1998].

Для юга Сибири принято выделять следующие климатические стадии [Деревянко и др., 2008]:

Стадиал	Период, тыс. лет назад	Межстадиал	Период, тыс. лет назад
тазовская	160—130	казанцевский	130—100
зырянская	100—55	каргинский	55—25
сарганская	5—10		

Согласно выполненной выше оценке вероятной шкалы возрастов подземных вод, рассмотрим только последние два этапа потепления и похолодания по [Безрукова, Белов, 2010; Вершинин 2008; Сизов, 2014; Шарова и др., 2015].

Каргинское время – теплый этап внутри последнего ледникового. В этот период преобладали степи и лесостепи на равнинах, а также широколиственные леса в горах.

В *сартанское* время отмечено ограниченное по площади покровное оледенение и преобладание условий, благоприятных для формирования мерзлоты в горных породах. По всей вероятности, продолжительность безморозного периода была всего 35–40 дней в году. Ко второй половине *голоцена* (~6000 л.н.) завершился влажный относительно холодный период.

Таким образом, можно выделить ряд основных этапов гидрологического режима и гидрогеологических условий Нижне-Канского массива в прошлом.

В периоды похолоданий количество атмосферных осадков и речной сток значительно уменьшался. Возможно, существовали только основные водотоки ранга Енисея. Например, в период после 60 т.л.н. были эпизоды, когда оз. Байкал представляло собой замкнутый водоем и сток по долине р. Ангары отсутствовал [Воробьева, Горюнова, 2013; Кривоногов, 2010; Леви и др., 1998; Степанова, 2019]. Ледники на хребтах Енисейского кряжа и Нижне-Канского массива отсутствовали. Высота современной верхней границы хионосферы составляет 3000–3200 м н.у.м., а в сартанское время область питания ледников располагались не выше 1600–1700 м, [Gillespie et al., 2008; Еникеев, 2006, 2008, 2009]. Единственным местом в Прибайкалье с достоверно установленными моренными валами, является долина р. Кичеры (северная оконечность оз. Байкал), где для морены Чалаута получена дата 34350 ± 60 лет (Рисунок III.3.23).

В периоды похолоданий происходило региональное падение уровней подземных вод, резкое замедление фильтрационного движения, из-за снижения гидравлических уклонов, снижении теплоемкости массива и промораживание сухих пород. Сухость климата в прошлом подтверждается незначительным развитием курумов, которые являются индикатором таяния горной мерзлоты [Горбунов, 2008], а промерзание – малым геотермическим градиентом $1,1 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ (здесь и далее количественные данные для Нижне-Канского массива приведены по [Геологические исследования..., 2011]).

Малость запасов подземных вод на участке работ даже в современном климате подтверждается тем фактом, что на участке работ в зимнюю межень сток р. Большая Тель иногда отсутствует, при этом не происходит формирования наледей, так как влагоемкость вмещающих пород невелика (Таблица III.3.11).

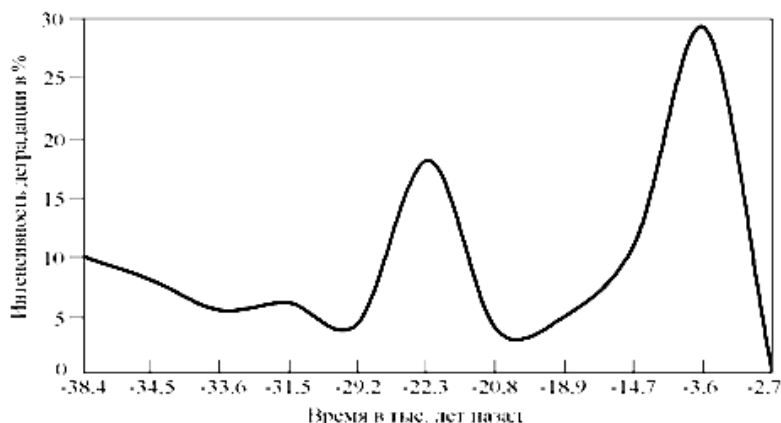


Рисунок Ш.3.23.
Темпы деградации
Кичерского лед-
ника по [Леви и
др., 1998].

Таблица Ш.3.11. Параметры естественной влагонасыщенности вмещающих пород участка «Енисейский» по данным изучения керна [Геологические исследования..., 2011].

Параметр	Сильнотрещиноватые	
	Метаморфические	Интрузивные
Влажность, %	(0,1–2,6)/0,58*	(0,3–0,3)/0,3
Водопоглощение, %	(0,35–3,39)/1,51	(0,07–0,63)/0,35
	Слаботрещиноватые	
	Метаморфические	Интрузивные
Влажность, %	(0,0–2,1)/0,18	(0,0–2,2)/0,38
Водопоглощение, %	(0,00–2,1)/0,18	(0,02–3,74)/0,54
	Слаботрещиноватые целевого интервала	
	Метаморфические	Интрузивные
Влажность, %	(0,0–1,6)/0,19	(0,06–2,0)/0,37
Водопоглощение, %	(0,05–1,21)/0,5	(0,06–2,2)/0,69

* – через косую черту приведено среднее.

Ш.3.3.1. Интерпретация гидрохимических данных

Получено 46 химических анализов воды¹. После проверки для статистического анализа оставлены определения pH, Cl⁻; SO₄²⁻, HCO₃⁻, Na⁺, K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺, свободной CO₂, SiO₂, перманганатной окисляемости (ХПК), экспериментального сухого остатка (СухО). Тесные корреляции обнаруживают пары Ca–HCO₃, CO₂–pH, СухО–HCO₃, Ca–Mg, СухО–Ca (Таблица Ш.3.12). Значимыми является только корреляция между Ca²⁺, Mg²⁺, HCO₃⁻, CO₂ и pH – компонентами карбонатной системы, так как имеет место, как минимум, трехкомпонентное смешение (Рисунок 3.24), что отчетливо отражается на графиках Cl÷(SO₄, K, SiO₂) и SO₄÷(HCO₃, K, SiO₂, СухО).

¹ Опробование разведочных скважин выполнялось с помощью пакеров, а опытной скважины – после цементации верхнего интервала (разведочные Р-4, Р-6, Р-9, Р-10 и опытная ПР-1). Фильтрация происходит по трещинам, что чрезвычайно усложняло изоляцию опробуемых интервалов. Вследствие малых притоков, после прокачки скважины оставались на 1–3 суток для наполнения ствола водой, что также затрудняет интерпретацию.

Таблица III.3.12. Коэффициенты парной корреляции по результатам химического анализа подземных вод на участке «Енисейский»*.

	pH	Cl	SO4	HCO3	Na	K	Mg	Ca	CO2	SiO2	XПК	СухО
pH	<i>1</i>											
Cl	0,04	<i>1</i>										
SO4	-0,24	0,29	<i>1</i>									
HCO3	0,02	0,38	0,27	<i>1</i>								
Na	0,25	0,16	-0,27	0,01	<i>1</i>							
K	-0,38	-0,05	0,41	-0,35	0,01	<i>1</i>						
Mg	-0,07	0,12	0,68	0,66	-0,27	0,03	<i>1</i>					
Ca	-0,07	0,38	0,53	0,88	-0,21	-0,18	0,84	<i>1</i>				
CO2	-0,85	-0,03	0,26	0,11	-0,13	0,34	0,12	0,12	<i>1</i>			
SiO2	-0,25	-0,07	-0,01	0,54	-0,01	0,06	0,39	0,51	0,35	<i>1</i>		
XПК	-0,28	-0,11	-0,01	-0,36	0,24	0,42	-0,51	-0,45	0,29	-0,15	<i>1</i>	
СухО	0,02	0,35	0,32	0,87	0,28	-0,11	0,66	0,82	0,14	0,62	-0,28	<i>1</i>

* значимый уровень корреляции $r \geq 0,28$, соответствующие значения выделены в таблице шрифтом.

Таблица III.3.13. Факторный анализ химического состава подземных вод.

Фактор	Вес	Суммарный % объясненной вариации
1	4,37	36,4
2	2,56	57,7
3	1,51	70,3
4	1,34	81,5
5	0,88	88,9

Таблица III.3.14. Вклад отдельных компонентов химического состава в факторную нагрузку для подземных вод на участке «Енисейский» (после вращения осей по методу Varimax).

	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3	Фактор 4	Фактор 5
pH	0,00	0,93	-0,14	0,15	-0,01
Cl	0,23	-0,01	0,12	0,02	0,90
SO4	0,32	0,10	-0,31	0,79	0,32
HCO3	0,90	0,03	-0,04	-0,16	0,25
Na	0,06	-0,19	0,91	-0,06	0,10
K	-0,18	0,31	0,21	0,81	-0,17
Mg	0,79	-0,07	-0,40	0,39	0,01
Ca	0,90	0,02	-0,28	0,10	0,25
CO2	0,13	0,93	-0,01	0,13	-0,02
SiO2	0,73	0,34	0,14	-0,11	-0,40
XПК	-0,45	0,41	0,52	0,26	0,00
СухО	0,94	0,00	0,24	0,06	0,15

Первые пять факторов объясняют только около 90 % вариаций (Таблица III.3.13 и III.3.14). Одним из компонентов являются глубинные воды. На глубинах свыше 500 м (ниже регионального базиса дренажа – р. Енисей) темп водообмена затухает, что отражается в росте минерализации (Рисунок III.3.24, Таблица III.3.15).

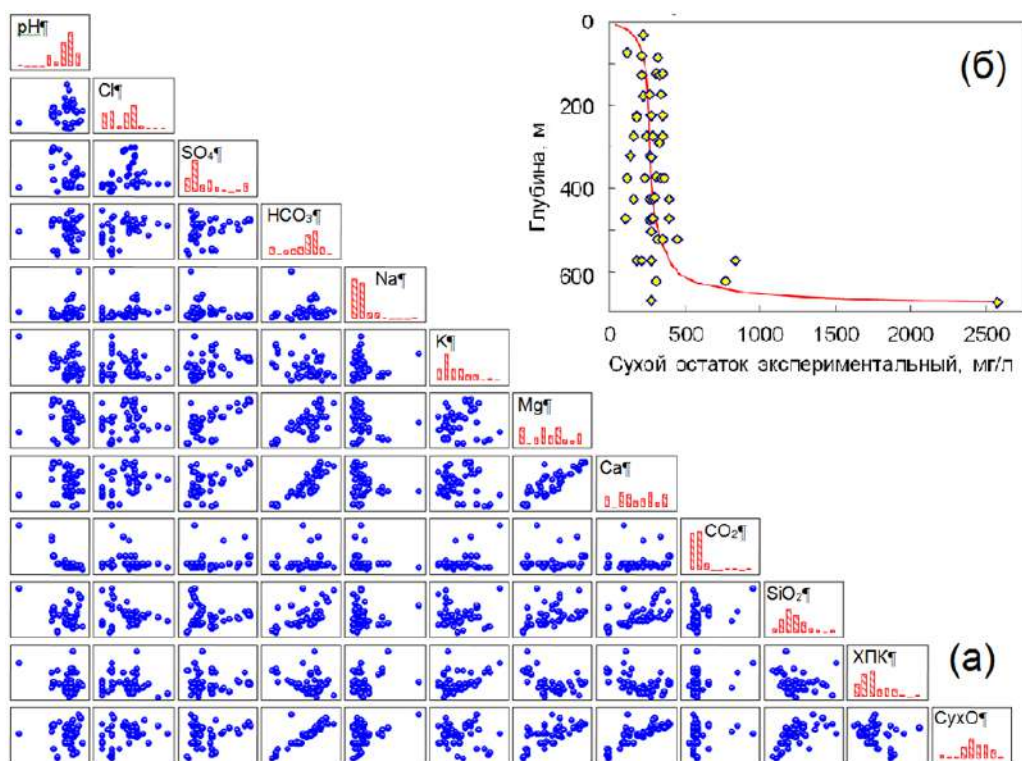


Рисунок III.3.24. Матрица диаграмм рассеяния для макрокомпонентов (а) и изменение экспериментально сухого остатка по глубине (б).

Таблица III.3.15. Изменение химического состава воды в опытной скважине ПР-1 по мере проходки и подготовки к освоению целевого интервала.

Глубина, м	Ca ²⁺ , мг/л	Mg ²⁺ , мг/л	Na ⁺ , мг/л	K ⁺ , мг/л	HCO ₃ ⁻ , мг/л	SO ₄ ²⁻ , мг/л	Cl ⁻ , мг/л	TDS _{эксп.} , мг/л	pH	ХПК O ₂ , мг/л	NH ₄ ⁺ , мг/л	Fe ³⁺ , мг/л	SiO ₂ , мг/л
Проходка													
120	15,3	3,94	4,25	1,06	58,0	14,0	3,21	97	8,40	4,56	1,1	0,15	1,37
170	18,8	4,24	5,14	1,1	68,3	14,8	3,00	102	8,51	5,12	0,17	0,32	1,37
220	20,9	4,12	4,93	0,92	68,3	14,6	3,41	114	8,61	7,20	0,94	0,32	1,37
270	21,3	4,01	6,22	0,94	72,0	15,3	5,41	112	8,74	7,52	1,11	0,47	1,88
320	20,9	3,85	5,71	0,89	68,3	15,1	4,61	111	8,83	6,4	0,55	0,36	1,94
370	21,4	3,85	6,62	0,91	73,2	15,6	4,21	120	8,76	6,56	0,59	0,22	1,94
420	21,2	3,65	10,4	0,9	70,2	16,7	5,61	121	8,92	11,0	0,37	0,7	1,94
Подготовка к освоению целевого интервала													
400	21,1	3,69	9,26	0,92	67,1	16,8	5,41	121	9,05	6,96	0,55	0,32	1,17
425	19,3	3,41	11,6	0,93	73,8	17,5	6,01	126	8,95	6,96	0,9	0,4	2,2
470	15,7	2,71	29,6	0,86	87,8	20,6	7,01	148	8,97	12,3	0,8	1,24	2,46
450	18,2	3,11	18,2	0,84	79,3	18,8	5,81	136	8,95	6,88	0,56	0,68	1,94
475	17,2	2,91	20,8	0,78	73,2	19,5	6,01	126	8,97	7,36	0,87	0,47	1,85

По мере увеличения общей минерализации воды изменяется и растворимость отдельных компонентов (Таблица III.3.16). Наиболее чувствительны арагонит, кальцит, доломит, для которых фиксируется значительное пересыщение. Последнее означает, что новообразованные трещины в массиве со временем должны залечиваться вторичными карбонатами.

Таблица III.3.16 а. Изменение расчетной растворимости некоторых минералов в воде опытной скважины ПР-1 по мере проходки.

Глубина, м	Тип воды	Аморфный кремнезем	Халцедон	Кварц	Ангидрит	Гипс	Арагонит	Кальцит	Доломит	Гематит	Ярозит-К	Ярозит-Na
120	Ca-HCO ₃	-2,0	-0,9	-0,7	-3,2	-3,0	-0,1	0,1	0,7	12,8	-9,6	-12,8
170	Ca-HCO ₃	-2,0	-0,9	-0,7	-3,1	-2,9	0,2	0,4	1,2	13,4	-8,9	-12,0
220	Ca-HCO ₃	-2,0	-1,0	-0,7	-3,1	-2,9	0,3	0,5	1,4	13,4	-9,3	-12,4
270	Ca-HCO ₃	-1,8	-0,8	-0,6	-3,1	-2,9	0,5	0,6	1,7	13,7	-9,2	-12,2
320	Ca-HCO ₃	-1,8	-0,8	-0,5	-3,1	-2,9	0,5	0,7	1,8	13,5	-9,9	-12,9
370	Ca-HCO ₃	-1,8	-0,8	-0,5	-3,1	-2,9	0,5	0,7	1,7	13,1	-	-13,2
420	Ca-HCO ₃	-1,8	-0,8	-0,6	-3,0	-2,9	0,6	0,8	2,0	14,0	-9,3	-12,0
470	Na-HCO ₃	-1,7	-0,7	-0,5	-3,1	-2,9	0,6	0,8	2,0	14,5	-8,5	-10,8

Таблица III.3.16 б. Изменение расчетной растворимости некоторых минералов в воде опытной скважины ПР-1 при подготовке освоения целевого интервала.

Глубина, м	Тип воды	Аморфный кремнезем	Халцедон	Кварц	Ангидрит	Гипс	Арагонит	Кальцит	Доломит	Гематит	Ярозит-К	Ярозит-Na
400	Ca-HCO ₃	-2,1	-1,1	-0,8	-3,0	-2,9	0,72	0,89	2,16	13,3	-10,7	-13,5
425	Ca-HCO ₃	-1,8	-0,8	-0,5	-3,1	-2,9	0,64	0,80	1,99	13,5	-10,0	-12,7
450	Ca-HCO ₃	-1,8	-0,8	-0,	-3,1	-2,9	0,64	0,80	1,98	14,0	-9,3	-11,8
475	Na-HCO ₃	-1,9	-0,9	-0,6	-3,1	-2,9	0,60	0,76	1,90	13,7	-9,8	-12,2

III.3.3.2. Изотопные характеристики поровых вод Нижне-Канского массива⁵²

В предположении диффузионного массообмена между трещинами и порами (капиллярами и микротрещинами) в блоках кристаллических пород, время (t) полного заполнения блока водой с новым изотопным составом можно оценить из соотношения:

$$l = \sqrt{D \times t},$$

где $l \approx 0,25$ м – половина размера элементарного блока породы (принято минимальное значение, следующее из описания керна); $D \approx 23 \times 10^{-6}$ см²/сек – коэффициент молекулярной самодиффузии воды.

⁵² часть измерений изотопного состава воды, активностей трития (в параллельных пробах), а также все измерения ¹⁴C и ³⁶Cl производилась в Hydroisotop GmbH, Schweitenkirchen (Германия).

Откуда $t \sim 1$ год и означает, что изменением изотопного состава воды в трещинном континууме при проходке скважины можно пренебречь. То есть, поровая влага кристаллических пород может являться климатическим архивом.

Для исследования поровых вод использовался керн, полученный при проходке целевого интервала в скважине ПР-1 (глубина 500–600 м). Сразу после подъема керн очищался от бурового раствора и протирался с поверхности впитывающим материалом, после чего помещался в пластиковые герметичные контейнеры и хранился в холодном помещении или в морозильной камере. Термоэкстракция поровых вод выполнена на установке, принципиальное устройство которой показано на Рисунке III.3.25.

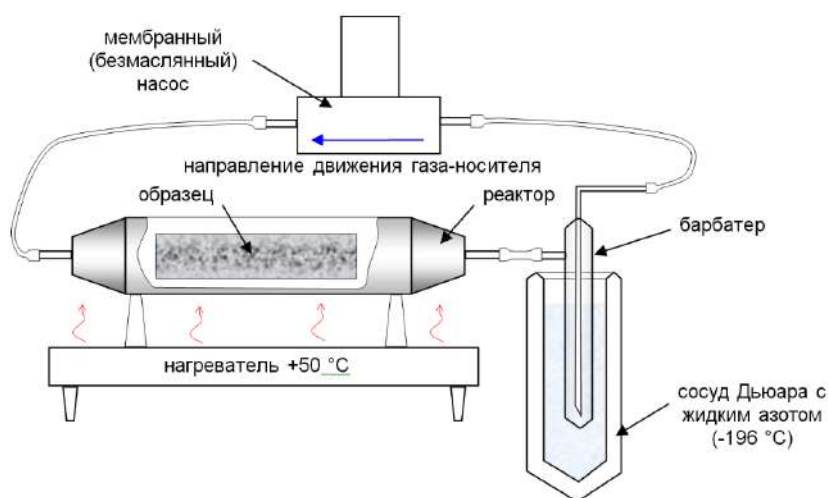


Рисунок III.3.25. Принципиальное устройство установки, использованной для термоэкстракции поровых вод из керна.

Экстракция производилась при температуре $+50\text{ }^{\circ}\text{C}$ из образцов весом $0,8\text{--}1$ кг. В качестве газа-носителя использовался воздух, высушенный над замороженным жидким азотом активированном угле. Испаренная керном влага улавливалась в стеклянном барботере, охлаждаемом жидким азотом. Количество выделившейся влаги определялось взвешиванием барботера до и после опыта. Общее время экстракции составляло 24 часа. Для проверки герметичности системы выполнены холостые опыты той же продолжительности. Для проверки степени извлечения влаги в двух случаях проводился повторный опыт по отгонке влаги из уже высушенного образца. Результаты (Таблица III.3.17) будут рассмотрены ниже вместе с данными по трещинным водам.

Таблица III.3.17. Изотопный состав поровых вод гнейсов из опытной скважины ПР-1.

Глубина отбора, м	Вес образца, г	Вес выделенной воды, г	Весовая влажность, %	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰
474,0	836	1,597	0,19	-20,4	-126
488,5	722	0,153	0,02	-23,2	-132
508,8	765	0,238	0,03	-19,8	-133
515,2	851	2,170	0,25	-22,4	-146
518,5	985	1,743	0,18	-21,8	-135

III.3.3.3. Изотопные характеристики трещинных вод Нижне-Канского массива

Слабая гидравлическая проницаемость разреза и большие глубины скважин предполагали обнаружение вод с существенным возрастом. В трещинных водах содержания трития определялись, в основном, для контроля правильности отбора проб (отсутствие трития означает отсутствие загрязнения современными водами); изотопный состав воды использован для оценки условий питания. Свободное заполнение ствола скважины водой после прокачки исключало возможность использования благородных газов. Поэтому для оценки темпов водообмена были выбраны радиоуглеродный и хлор-36 методы. (Таблица III.3.18).

Таблица III.3.18. Содержания трития, изотопный состав воды и радиоуглеродное датирование трещинных вод, вскрытых разведочными скважинами.

Скважина	№№ п/п	Интервал отбора, м	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	$^3\text{H}^*$, ТЕ	Радиоуглеродный возраст, лет
P-6	1	200,0 – 300,0	-17,8	-134	4±1	370
	2	300,0 – 400,0	-17,8	-132	5±1	340
	3	400,0 – 500,0	-15,1	-115	1±2	1850
	4	500,0 – 600,0	-17,8	-129	3±1	860
	5	600,0 – 700,0	-17,7	-136	4±1	1350
P-9	6	200,0 – 300,0	-18,2	-139	2±1	880
	7	400,0 – 500,0	-14,4	-111	1±2	1980
	8	600,0 – 705,0	-17,3	-133	1±2	1320
P-10	9	69,5 – 100,0	-16,4	-126	34±2	современная
	10	99,0 – 150,0	-9,2	-84	<1	5470
	11	150,0 – 199,0	-10,1	-93	<1	2830
	12	200,0 – 250,0	-10,7	-94	<1	1410
	13	250,0 – 300,0	-18,0	-135	4±1	420
	14	300,0 – 350,0	-18,3	-132	2±1,5	770
	15	350,4 – 399,9	-18,3	-134	2±1,5	650
	16	399,9 – 449,0	-18,2	-138	2±1,5	830
	17	450,9 – 500,0	-17,0	-123	1±2	2820
	18	498,9 – 551,0	-16,4	-124	18±2	современная
	19	551,0 – 600,0	-18,1	-135	3±1	520

* – [^3H] < 1 – активность трития не отличаются от нижнего порога обнаружения, равного 0,7 ТЕ.

В г. Новосибирск среднегодовая температура воздуха составляет $t = +0,9$ °С, а средняя за холодный период года $t = -8,8$ °С. Средневзвешенный годовой состав осадков $\delta^2\text{H} = -104$ ‰ и $\delta^{18}\text{O} = -14,6$ ‰, а взвешенный за холодный период года – $\delta^2\text{H} = -136$ ‰ и $\delta^{18}\text{O} = -18,4$ ‰ (база данных МАГАТЭ). Валовый изотопный состав снега на 25.02.2014 г. для площадки «Енисейский» $\delta^{18}\text{O} = -33,7$ ‰ и $\delta^2\text{H} = -250$ ‰. По данным автора в среднем течении

р. Ангары и верховьях р. Лены пресные подземные воды до глубин 100–150 м наиболее часто характеризуются составами $\delta^{18}\text{O} = -15\text{..-}18\text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -115\text{..-}140\text{ ‰}$, а поверхностные и подземные воды Алтая $\delta^{18}\text{O} = -13\text{..-}19\text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -110\text{..-}140\text{ ‰}$ [Зыкин и др., 2015]. Соленые подземные воды и рассолы Сибири имеют состав $\delta^{18}\text{O} = -3\text{..-}21\text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -30\text{..-}170\text{ ‰}$ [Алексеев и др., 2007, 2013]. На участке «Енисейский» изотопный состав трещинных подземных вод, в основном, близок ЛЛМВ, при тяготении к осадкам холодного периода года (Рисунок III.3.26).

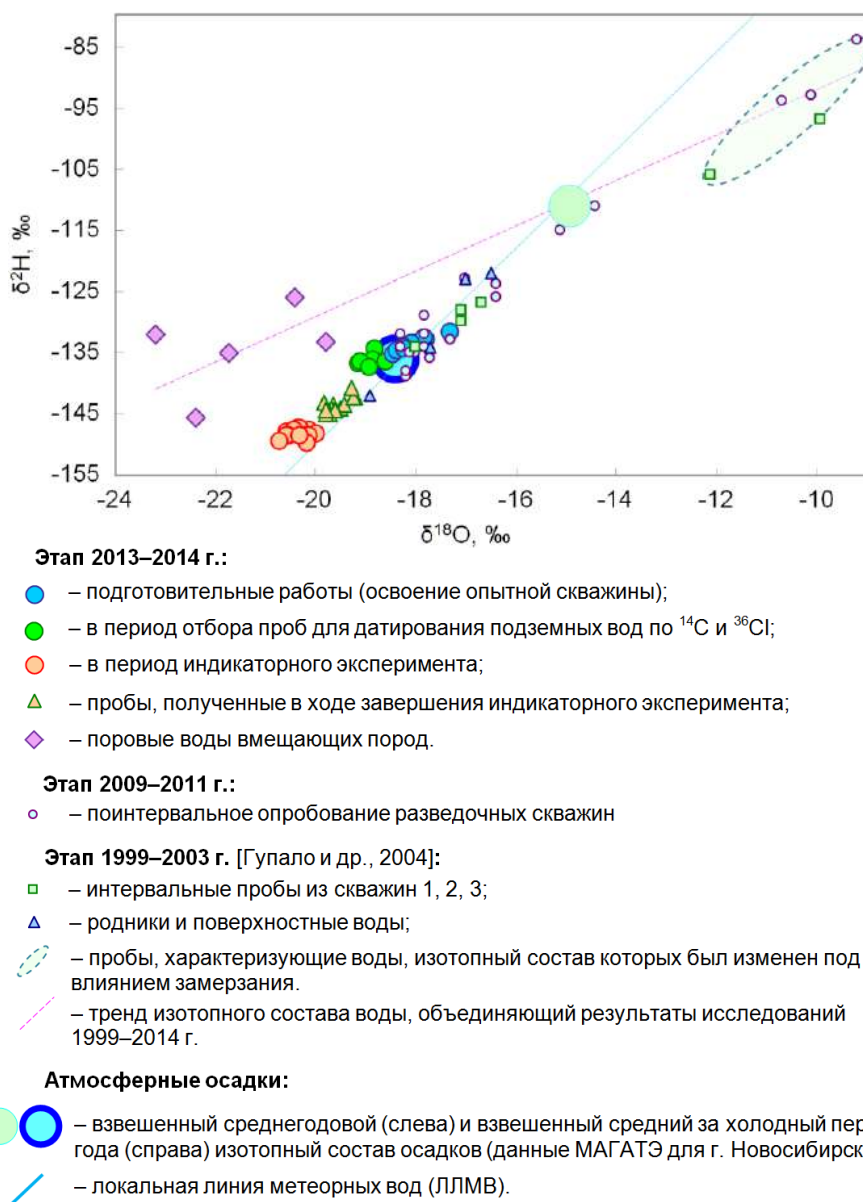


Рисунок III.3.26. Изотопный состав природных вод на участке «Енисейский».

В верхней части разреза отмечается присутствие трещинных вод со смещением изотопных составов вправо от ЛЛМВ. Поровые воды гнейсов, напротив, смещены влево относительно ЛЛМВ. Неравновесное изотопное фракционирование, которое можно связать:

– с талой мерзлотой (трещинные воды верхней части разреза) и остаточными водами,

- появившимися при промерзании разреза (поровые воды интервала 474–518 м);
- изотопным фракционированием инфильтрационных вод при их частичном замерзании в ходе проникновения в охлажденный массив после начала потепления.

Наиболее вероятным представляется второй процесс, поскольку в период похолоданий Нижне-Канский массив представлял собой группу гольцов при слабом развитии сезонных водотоков и малым инфильтрационным питанием. Глубинные зоны массива, скорее всего, были сложены сухими породами с отрицательной температурой. В пользу этого механизма свидетельствует возможность объединения поровых и трещинных вод, а также взвешенного среднегодового состав осадков в единый тренд (Рисунок III.3.26). Возраст вод с утяжеленным изотопным составом в интервале 50–250 м по ^{14}C достигают 5,5 тыс. лет, при отсутствии трития (Таблица III.3.18)

III.3.3.4. Датирование трещинных вод Нижне-Канского массива

Датирования трещинных вод выполнено при поинтервальном опробовании разведочных скважин (Таблица III.3.18). Из опытной скважины с глубины 492–520 м отобрано 6 проб для оценки воспроизводимости результатов (Рисунок III.3.27)⁵³.

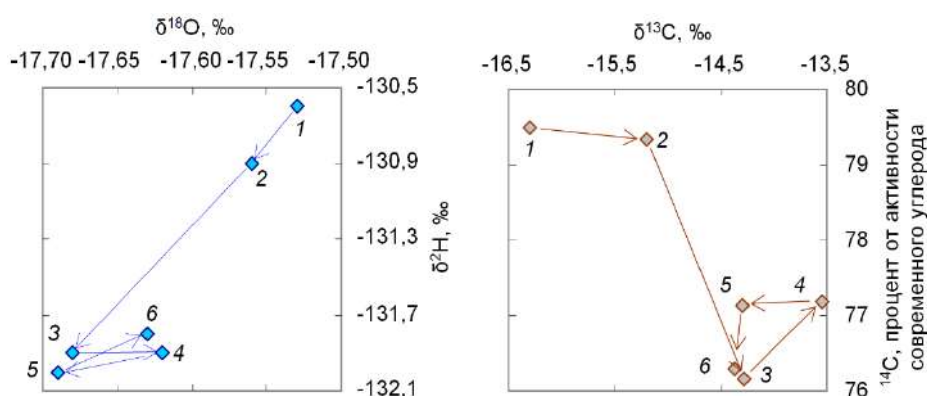


Рисунок III.3.27. Изменение изотопного состава воды и углерода в пробах трещинных вод из опытной скважины (цифры около точек – последовательность отбора).

После отбора первых двух проб произошло некоторое облегчение изотопного состава воды, утяжеление состава углерода и снижение активности ^{14}C . Следующие четыре пробы уже практически неотличимы по составу друг от друга и использованы для дальнейших расчетов. Радиоуглеродные возрасты подземных вод для последних четырех проб ~2000 лет, (Таблица III.3.19, модель [Choppin et al., 2013]). Возможно, оценка возраста несет искажения, так как в производственном цикле ГХК нарабатывается техногенный ^{14}C . Поэтому датировка по радиоуглероду должна быть признана оценкой «снизу».

Основная расчетная формула для определения возраста подземных вод по хлору-36 имеет вид (здесь и далее в разделе по [IAEA. Isotope methods..., 2013]):

⁵³ Измерения выполнены Hydroisotop GmbH, Schweitenkirchen (Германия).

$$t = \frac{-1}{\lambda_{36}} \times \ln \left(\frac{R_{36,meas} - R_{36,se}}{R_{36,re} - R_{36,se}} \right),$$

где $\lambda_{36} = 2,303 \times 10^{-6}$ – константа распада ^{36}Cl , лет $^{-1}$; $R_{36,meas}$ – измеренное отношение $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$; $R_{36,re}$ – отношение $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ в инфильтрационной воде; $R_{36,se}$ – равновесное (вековое) отношение $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ в гидрогеологической системе.

Таблица III.3.19. Возраста трещинных подземных вод на участке «Енисейский» по углероду-14 для интервала глубин 492–520 м по модели [Choppin et al., 2013].

№ пробы	$\delta^{13}\text{C-DIC}$, %	$^{14}\text{C-TIC}$, %-modern	Возраст подземных вод, лет
1	-16,3	79,48	1753
2	-15,2	79,34	1749
3	-14,28	76,15	2073
4	-13,54	77,17	1951
5	-14,29	77,14	1967
6	-14,37	76,28	2061

Измеренные отношения $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ (Таблица III.3.20) являются предельно высокими для природных вод.

Таблица III.3.20. Расчет возраста подземных вод на участке «Енисейский» по хлору-36.

Проба	Значение $R_{36,meas}$ *	Начальное отношение $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ($R_{36,re}$)			
		1,3E-12**	1,2E-11***	1,3E-11***	1,4E-11***
1Cl	8,83E-12	-870 000	133 000	168 000	200 000
2Cl	1,14E-11	-981 000	22 000	57 000	89 000
3Cl	9,99E-12	-923 000	80 000	114 000	147 000
Средний возраст	–	–	78 000	113 000	145 000

* – погрешность измерения отношений $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ составляет $\pm 5\%$; ** – максимальное значение $R_{36,se}$, из найденных при анализе литературных данных [IAEA. Isotope methods..., 2013]; *** – потенциально возможные значения $R_{36,se}$ в средних широтах и в центре материков [IAEA. Isotope methods..., 2013].

Расчет возраста по ^{36}Cl требует задания параметров, оценка которых на базе имеющегося материала затруднена. Поэтому выполнены разведочные расчеты.

1) Величина $R_{36,se}$ – равновесное отношение $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ в гидрогеологической системе при изменении на порядок $R_{36,se} = 5E(-15..-14)$ дает изменение возраста на $\pm 3\%$.

2) Величина $R_{36,re}$ – начальное отношение $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ в инфильтрационной воде значительно влияет на расчеты. Потенциально возможные для средних широт и центров материков значения $R_{36,re}$ составляют $(1,2-1,4) \times 10^{-11}$.

Расчетное время водообмена по хлору-36 составляет 22–200 т.л. (Таблица III.3.20). Полученные с помощью хлора-36 расчетные возрасты, вероятнее всего, несут искажения, связанные с влиянием ГХК как потенциального источника хлора-36. Поэтому расчет возрастов по хлору-36 следует принять как оценку «сверху». Сопоставление изотопных дан-

ных по всему комплексу работ представлено на Рисунок III.3.28.

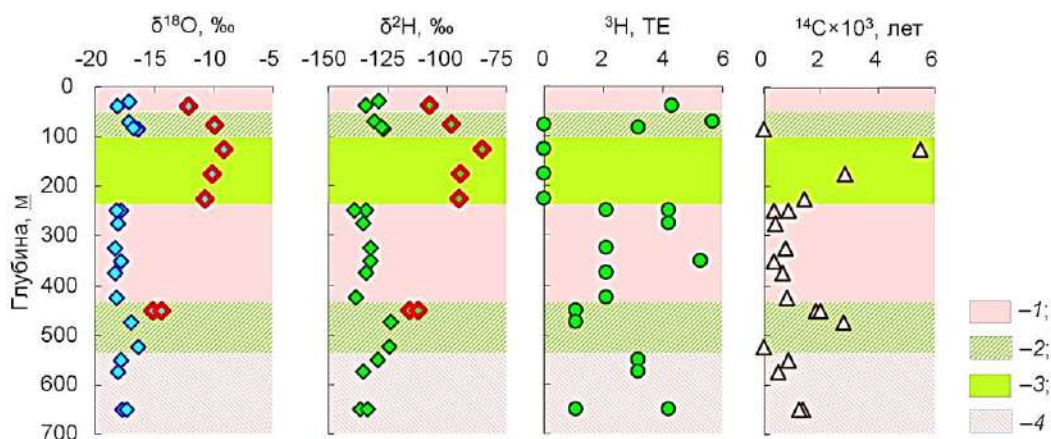


Рисунок III.3.28. Распределение изотопного состава, содержаний трития и радиоуглеродного возраста трещинных вод на участке «Енисейский» по данным опробования разведочных скважин Р-6, Р-9 и Р-10 (красным контуром выделены точки, соответствующие пробам, в которых обнаруживается утяжеление за счет неравновесного изотопного фракционирования): 1 – интервал неблагоприятный для размещения хранилища; 2 – интервал, который предположительно можно рассматривать как пригодный для размещения хранилища; 3 – интервал благоприятный для размещения хранилища; 4 – интервал неблагоприятный для размещения хранилища вследствие большой глубины и неоднозначных результатов датирования.

III.3.3.5. Выводы к изучению подземных вод Нижне-Канского массива

Химический состав и изотопные трассеры в трещинных и поровых водах массива демонстрирует сложную картину взаимодействия потоков подземных вод, принадлежащих нескольким системам трещиноватости. Наблюдается влияние неравновесного фракционирования на изотопный состав воды, которое следует связать с криометаморфизмом.

Отмечается смешение компонентов с существенно различающимися возрастaми. Присутствие трития указывает на примесь современных вод. Радиоуглеродный возраст трещинных вод максимален на глубине 125 м и достигает 5,5 тыс. лет. Расчет по хлору-36 дает оценки 22–200 т.л. и отягощен большими неопределенностями в исходных параметрах.

Для размещения хранилища РАО наиболее перспективной автору представляется интервал глубин 100–150 м по следующим соображениям.

1. Относительно меньшие затраты на сооружение и уменьшение рисков в ходе логистических операций с РАО.
2. Увеличение длины переноса компонентов РАО к защищаемому объекту – р. Енисей.

3. Возможность перехода этой части массива в сухое мерзлое состояние при климатическом похолодании.

4. Наличие зоны «торможения» регионального потока на глубинах около 450–500 м при нисходящем преимущественно субвертикальном потоке подземных вод на участке сооружения хранилища.

5. Естественное уменьшение скоростей регионального потока подземных вод ниже главного местного базиса дренажа – р. Енисей и переход от субвертикального к субгоризонтальному направлению потока.

III.3.4. Выводы к прогнозу безопасности захоронения радиоактивных отходов в геологическом пространстве с использованием изотопной информации

Работы, выполненные в районе полигона захоронения жидких РАО Сибирского химического комбината, ПО «Маяк» и на Нижне-Канском гранитоидном массиве показали, что комплексное применение изотопных трассеров, включая изотопный состав воды ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$) и природного урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$), дополненные тритий/лелий-3 и уран-торий/гелиевым датированием, позволяют оценивать надежность изоляции РАО в текущих условиях и давать среднесрочные ($n \times 10^3$ лет) прогнозы. Привлечение гидрохимической и геофизической информации позволяет существенно улучшить интерпретацию изотопных данных.

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, палеорекострукциям 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 получения и интерпретации геохимической информации для тритий/гелий-3 датирования приводят к завышению датировок, которое при двухкомпонентном смешении и в гетерогенных

средах (средах с двойной пористостью) может достигать десятков, а в особенно неблагоприятных случаях – первых сотен процентов.

На базе теоретических изысканий и натуральных исследований предложены:

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

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

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

Предлагаемые способы получения и интерпретации изотопно-геохимической и геохронологической информации апробированы на конкретных водно-ледовых объектах при разработке теоретических аспектов в ходе реализации научных проектов, а также при решении прикладных задач в рамках коммерческих договоров. Автор считает, что использование указанного выше комплекса изотопной информации в рамках прикладных проектов наряду со стандартными нормативно предусматриваемыми видами исследований позволит сократить финансовые затраты, объемы и сроки проведения полевых работ и лабораторных исследований при сохранении качества получаемых результатов.

Использованные источники

Русскоязычная литература

1. Абукова Л.А., Яковлев Ю.И. О захоронении радиоактивных и химических отходов в депрессионные водонапорные системы. Разведка и охрана недр. 2008, 8, 82-84.
2. Айлер Р. Химия кремнезема. М., Мир. 1982, ч. 1, 416 с.
3. 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.
4. Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Борисов В.Н., Шоуакар-Сташ О., Фрейп Ш., Шабо Ф., Кононов А.М. Изотопный состав (H, O, Cl, Sr) подземных рассолов Сибирской платформы. ГиГ. 2007, 48(3), 291-304.
5. Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Кононов А.М. Новые данные об изотопном составе (^{18}O и ^2H) подземных вод кимберлитовых полей (Западная Якутия). Изв. Сибирского отделения секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2013, 2(43), 93-99.
6. 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-во ТПУ. 2015, 123-130.
7. Альбов С.В. О связи микрокомпонентов в углекислых и сопочных водах и в железорудных месторождениях Керченского полуострова. ДАН СССР. 1967, 175(5), 711-714.
8. Альбов С.В. Целебные источники Крыма. Справочник. Симферополь, изд. «Таврия». 1991, 49 с.
9. Амеличев Г.Н., Токарев И.В., Токарев С.В. Установление условий формирования термоминеральных вод «Бишули» (Равнинный Крым) изотопно-геохимическими методами. Геох. 2019, 64(12), 1288-1292.
10. 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. Уч. зап. КФУ. Сер. «География. Геология». 2017, 2, 130-150.
11. Андерсон Е.Б., Савоненков В.Г., Любцева Е.Ф., Шабалев С.И., Рогозин Ю.М., Алексеев Н.Л. Результаты поисковых и научно-исследовательских работ по выбору площадок для подземной изоляции ВАО и ОЯТ на Нижнеканском массиве гранитоидов (Южно-Енисейский кряж). Тр. Радиевого ин-та им. В.Г. Хлопина. 2006, XI, 8-65.
12. Андерсон Е.Б., Белов С.В., Камнев Е.Н., Колесников И.Ю., Лобанов Н.Ф., Морозов В.Н., Татаринев В.Н. Подземная изоляция РАО. Ред. В.Н. Морозов. М., изд. «Горная книга». 2011, 558 с.
13. Бабин Г.А., Борисов С.М., Токарев В.Н. и др. Легенда Кузбасской серии государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Объяснительная записка. 2-е изд. ОФ ФГУПП «Запсбгеолсъемка». Новокузнецк. 1999, т. 1-3, 426 с.
14. Байдарико Е.А., Загвозкин А.Л., Рыбальченко А.И. Мониторинг захоронения проток в глубокие геологические горизонты, содержащие высокоминерализованные воды. ГИГГ. 2009, 2, 154-160.
15. Бакшевская В.А. Обоснование эффективных параметров прогнозных моделей геомиграции в неоднородной среде (на примере полигона захоронения жидких отходов Сибирского химического комбината). Дисс. ...к.г.-м.н. М., МГУ. 2013, 147 с.
16. Баланс массы и колебания ледников Советского Союза за 1958-1985 г. Мат. гляциологических исследований. М. 1988, 62, 224-245.

17. 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.
18. Банцекина Т.В., Михайлов В.М. К оценке роли внутригрунтовой конденсации водяных паров в формировании теплового и водного режимов крупнообломочных склоновых отложений. *КЗ*. 2009, XIII(1), 40-45.
19. Баранов В.И., Ронов А.Б., Кунашева К.Г. К геохимии рассеянного тория и урана в глинах и карбонатных породах Русской платформы. *Геох.* 1956, 3, 3-12.
20. Баторшин Г.Ш., Мокров Ю.Г., Алексахин А.И. Концепция вывода из эксплуатации поверхностных водоемов-хранилищ ЖРО ФГУП «ПО "Маяк"». "VII Междунар. промышленный форум «АТОМЭКО-2013»". *Круглый стол «Геоэкологические проблемы охраны водных объектов на предприятиях атомной отрасли»*. М., 30-31.10.2013.
21. Бахур А.Е. Научно-методические основы радиоэкологической оценки геологической среды. Дис. ...д.г.-м.н. М., ФГУП «ВИМС». 2008, 297 с.
22. Безрукова Е.В., Белов А.В. Эволюция растительности на северо-востоке Лено-Ангарского плато в среднем-позднем голоцене. *ГиПР*. 2010, 1, 90-98.
23. Белов С.В., Морозов В.Н., Татаринцов В.Н., Камнев Е.Н., Хаммер Й. Изучение строения и геодинамической эволюции Нижнеканского массива в связи с захоронением высокоактивных радиоактивных отходов. *ГИГГ*. 2007, 3, 248-266.
24. Бондаренко Г.Н., Гудзенко И.С., Ковалюх Н.Н. Формирование фронта радиоактивных и стабильных изотопов в зоне разгрузки артезианского бассейна. *Кн. «Исследование природных вод изотопными методами»*. ИВП АН СССР. М., Наука. 1981, 157-164.
25. 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, 91-93.
26. 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.
27. Бородулина Г.С., Токарев И.В., Мазухина С.И. Влияние подземного стока на водный и солевой баланс малых озер Карелии. V Всерос. науч. конф. с междунар. участ. «Экологические проблемы Северных регионов и пути их решения». Апатиты, изд. КНЦ РАН. 2014, 3, 21-24.
28. 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.
29. Бородулина Г.С., Токарев И.В. Геохимические и изотопные особенности подземных и поверхностных вод Онежской палеопротерозойской структуры. «Комплексные проблемы гидрогеологии. 23-25 октября 2013 г., СПб». СПб, изд. СПбГУ. 2013, 11-14.
30. Бородулина Г.С., Токарев И.В., Крайнюкова И.А. Изотопный состав воды притоков Онежского озера. «Роль науки в решении проблем региона и страны: фундаментальные и прикладные исследования». Всерос. науч. конф. с междунар. участием, посв. 70-летию КарНЦ РАН. Петрозаводск, 24-27 мая 2016 г. Петрозаводск, изд. КарНЦ РАН. 2016 б, 297-300.
31. Бородулина Г.С., Токарев И.В., Крайнюкова И.А. Изотопный состав воды Онежского озера. «Экологические проблемы северных регионов и пути их решения». VI Всерос. науч. конф. с межд. участ. 2016 г, 169-172.

32. Бородулина Г.С., Токарев И.В., Крайнюкова И.А. Изотопный состав природных вод бассейна Онежского озера. «Всерос. конф. по крупным водоемам (V Ладожский симпозиум). 9-11 ноября 2016 г., СПб». СПб., ИНОЗ РАН, ООО «Изд. “ЛЕМА”». 2016 в, 90-95.
33. Валуконис Г. Ю., Ходьков А. Е. Роль подземных вод в формировании месторождений полезных ископаемых. Л., Наука. 1978, 296 с.
34. 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. *Вод. рес.* 2016, 43(6), 1-16.
35. Величкин В.И., Солодов И.Н., Петров В.А., Тарасов Н.Н., Мыскин В.И. Геологические, геохимические и гидрогеохимические факторы, определяющие миграцию радиоактивных подземных вод в районе оз. Карачай (ПО «Маяк», Челябинская обл.). ГИГГ. 2008, 5, 389-400.
36. Вершинин К.Е. Динамика растительного покрова и условия увлажнения болот юга Восточной Сибири в голоцене. Дисс. ...к.биол.н. Иркутск. 2008, 126 с.
37. Вилесов Е.Н., Горбунов А.П., Морозова В.Н., Северский Э.В. Деградация оледенения и криогенез на современных моренах северного Тянь-Шаня. КЗ. 2006, X(1), 69-73.
38. 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. *Вест. СПбГУ. Науки о Земле.* 2019, 64(4), 575-597.
39. Власова Л. С., Ферронский В. И. Влагоперенос над западной Европой и его связь с колебаниями климата по данным об изотопном составе осадков. *Вод. рес.* 2008, 35(5), 525-545.
40. Власова Л. С., Ферронский В. И. Третий в атмосферных осадках над Европейской территорией СНГ как индикатор изменения климатических условий. *Вод. рес.* 2005, 32(2), 247-253.
41. Водные ресурсы Республики Карелия и пути их использования для питьевого водоснабжения. Опыт карельско-финляндского сотрудничества. Петрозаводск. 2006, 263 с.
42. Воробьева Г.А., Горюнова О.И. Палеоуровни Байкала во второй половине позднего неоплейстоцена и голоцене (по геoarхеологическим данным). *Изв. Иркутского гос. ун-та. Сер. Геoarхеология. Этнология. Антропология.* 2013, 1(2), 3–29.
43. 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.
44. Второе национальное сообщение Кыргызской Республики по рамочной конвенции ООН об изменении климата. Бишкек, изд. “Полиграфоформление”. 2009, 213 с.
45. Геологическая карта СССР. М-б 1:1 000 000. Лист О-(44, 45). Томск. Объяснительная записка. Л., ВСЕГЕИ. 1983.
46. Геология СССР Том VIII. Крым. Полезные ископаемые (ред. А.В. Сидоренко). М., Недра. 1974, 208 с.
47. Герасименко Н.П., Матвишина Ж.М. Этапность эволюции природной среды Украины в позднем плейстоцене. *Физическая география и геоморфология.* 2007, 53, 13-26.
48. Гидрогеологическая карта Кыргызской Республики (с пояснительной запиской). З.С. Биденко, С.А. Тарасов и др. Ред. Г.М. Толстихин. Бишкек, КГГФ. 2001, 85 с.
49. Гидрогеология СССР. Т. III. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. Северо-Западное территориальное геологическое управление Тематическая комплексная экспедиция. (ред. Зайцев И.К.). М., Недра. 1967, 328 с.
50. Гидрогеология СССР. Т. VIII. Крым (ред. В.Г. Ткачук). М., Недра. 1970, 364 с.
51. Глинский М.Л., Куваев А.А., Тер-Саакян С.А., Белов К.В., Поздняков С.П. Численное моделирование захоронения жидких промстоков ПО "Маяк" в глубокие горизонты Теча-Бродской структуры. *РиОН.* 2012, 10, 55-59.

52. Глинский М.Л., Поздняков С.П., Чертков Л.Г., Зубков А.А., Данилов В.В., Бакшевская В.А., Самарцев В.Н. Моделирование последствий эксплуатации полигона глубинного захоронения жидких радиоактивных отходов Сибирского химического комбината на среднесрочный и сверхдолгосрочный периоды. *Радиохимия*. 2014, 56(6), 554–560.
53. Глинский М.Л., Глаголев А.В., Дрожко Е.Г., Ветров В.А., Самсонова Л.М., Котлов В.Ф., Чертков Л.Г. Методические рекомендации по ведению объектного мониторинга состояния недр на предприятиях ГК «Росатом». М., Центр содействия социально-экологическим инициативам в атомной отрасли. 2010. 192 с.
54. Гольдберг В.М., Скворцов Н.П. Проницаемость и фильтрация в глинах. М., Недра. 1986, 161 с.
55. Гончарова Г.С., Храмченков М.Г. Влияние особенности проявления упругого режима на перетекание из глинистого слоя при откачке из скважины. *ГИГГ*. 2007, 5, 465–469.
56. Горбунов А.П. Каменные глетчеры мира: Общее обозрение (Сообщение 3). *КЗ*. 2008, XII(4), 14–23.
57. 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.
58. Грабовников В.А. О масштабах и прогнозировании миграции проток и подземных вод при подземном захоронении проток. VII Межд. конф. “Новые идеи в науках о Земле”. М., ВНИИГЕОСИСТЕМ. 2005, 142–153.
59. Гудзенко В.В., Дубинчук В.Т. Изотопы радия и радон в природных водах. М., Наука. 1987, 159 с.
60. 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). *Геох*. 2014, 7, 647–653.
61. Гупало Т.А. (менеджер проекта) и др. Разработка обобщенного плана проведения научно-исследовательских и проектно-изыскательских работ по созданию объекта подземной изоляции РАО на Нижнеканском массиве. Отч. по проекту МНТЦ 2377. М., ФГУП «ВНИИПромтехнологии». 2005, 242 с.
62. Гупало Т.А., Соколовский Л.Г., Поляков В.А., Миловидов В.Л. Гидрогеология Нижнеканского гранитоидного массива. *РиОН*. 2004, 10, 52–58.
63. Данилов В.В. Математическое моделирование глубинного захоронения жидких радиоактивных отходов (на примере Сибирского химического комбината). Дисс. ... к.г.-м.н. Томск. 2010, 188 с.
64. Дементьева Т.А. Формирование и эволюция ландшафтов Северо-Двинской впадины в позднеледниковье и голоцене. Дисс. ...к.геогр.н. СПб. 2002, 257 с.
65. Демиденко Г.А. Почвенный покров Приенисейской Сибири в голоцене. *ГиПР*. Новосибирск, СО РАН. 1998, 1, 87–91.
66. Деревянко А.П., Кузьмин М.И., Ваганов Е.А. и др. (коллектив авторов). Глобальные и региональные изменения климата и природной среды позднего кайнозоя в Сибири. Сер. 16. Интеграционные проекты СО РАН. Новосибирск, СО РАН. 2008, 511 с.
67. Диких А.Н., Дюргеров М.Б., Рацек И.В., Сокальская А.М., Вилесов Е.Н., Ян Синюань. Оледенение Тянь-Шаня. Ред. М.Б. Дюргеров. М., Наука. 1995, 131–168.
68. Диких А.Н., Кузьмиченок В.А. Анализ колебаний ледников Внутреннего Тянь-Шаня по материалам съемок в период МГГ и 1977 г. Гляциологические исследования в Киргизии. Фрунзе, изд. «Илим». 1981, 35–56.
69. Егоров Н.Н., Новосёлова В.И., Блажнов Я.Н., Гусева Е.И. Цифровая карта геолого-гидрогеологических условий захоронения жидких промышленных отходов в глубокие водоносные комплексы. *РиОН*. 2008, 10, 8–11.
70. Еникеев Ф.И. Депрессии снеговых границ плейстоценовых оледенений Восточного Забайкалья. *Геоморфология*. 2006, 3, 56–65.

71. Еникеев Ф.И. Плейстоценовые оледенения Восточного Забайкалья и юго-востока Восточной Сибири. Геоморфология. 2009, 2, 33-49.
72. Еникеев Ф.И. Поздний кайнозой Северного Забайкалья и палеоклимат юга Восточной Сибири. ГиГ. 2008, 49(8), 794-804.
73. Ершова С.Б. Анализ новейших движений при инженерно-геологическом районировании (на примере Западно-Сибирской плиты). Дисс. ...к.г.-м.н. М. МГУ. 1976, 143 с.
74. Жексембаев Е.Ш., Муртазин Е.Ж., Токарев И.В., Кабиев А.Т. Гидрогеохимические особенности азотных терм Алакольской впадины (Восточный Казахстан). Изв. НАН Республики Казахстан. Сер. «Геологии и технических наук». 2017, № 3, с. 185-197.
75. Заведий Т.Ю. Совершенствование теоретических основ и методики геотемпературных исследований при мониторинге геологической среды (на примере полигона захоронения отходов Сибирского химического комбината). Дисс. ...к.г.-м.н. Томск, ТПУ. 2010, 118 с.
76. Зайко В. А. Экологические закономерности биогеохимической реконструкции на примере двустворчатых моллюсков. Дисс. ...д.биол.н. Махачкала. 2004, 397 с.
77. Захаров Е.В., Кимбер В.Б., Резван В.Д., Токарев И.В., Мавлюдов Б.Р. Результаты изотопных исследований 2013-2016 г. на закарстованных территориях Сочинского спелеологического района (Западный Кавказ). Вопр. географии. Сб. 147 «Спелеология и карстоведение». М. изд. дом «Кодекс». 2018, 57-87.
78. Захарова Е.В., Каймин Е.П., Волкова А.Г., Зубков А.А., Румынин В.Г., Синдаловский Л.Н., Экспериментальные и модельные исследования коллоидного транспорта радионуклидов в водоносных горизонтах (применительно к условиям глубинного захоронения жидких РАО Сибирского химического комбината): 1. Адсорбция радионуклидов на коллоидных частицах. ГИГГ. 2007, 1, 39-50.
79. Зильберштейн Б.М. Глубинное захоронение радиоактивных промстков в нестандартных условиях. ГИГГ. 2011, 2, 138-140.
80. 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. РиОН. 2007, 11, 56-62.
81. Зуев В.А., Букаты М.Б., Хафизов Р.Р. Гидрогеологические условия подземного захоронения радиоактивных отходов на полигоне «Северный» (Красноярский край). ГИГГ. 2008, 6, 531-546.
82. 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.
83. Иванов В.В., Невраев Г.А. Классификация подземных минеральных вод. М., Недра. 1964, 167 с.
84. Игнатъев В. И., Рамушева О. В., Егорова И. В. и др. Аналитический обзор состояния недр территории Северо-Западного федерального округа Российской Федерации за период 2010–2014 г. Вып. 2. СПб, 2015. 335 с.
85. Изучение водного баланса и гидродинамики озера Иссык-Куль изотопными методами. Отч. по проекту МНТЦ КР-330.3. Бишкек-Снежинск. 2006, 125 с.
86. Изучение факторов формирования и оценка влияния водохранилищ Нижне-Нарынского каскада ГЭС на качество водных ресурсов бассейна реки Нарын изотопными методами». Сб. науч. ст. под ред. к.г.-м.н. Токарева И.В. Бишкек, изд-во ОсОО «Дизайн Эстет Центр». 2010, ч. 1, 174 с.
87. Кайсинова А.С., Глухов А.Н., Данилов С.Р., Текеева Ф.И. Химический состав и свойства минеральной воды «Бишули» (с. Пятихатка, Красногвардейский район, Республика Крым) и возможности её использования в бальнеологических целях. Курортная медицина. 2016, 4, 13-17.

88. Калашникова О.Ю. Изменение многолетних климатических характеристик и стока в верховьях р. Нарын в вегетационный период. Межд. конф. «Горные угрозы 2013: Природные опасности, изменения климата и вода в горных районах. Бишкек, 16-18 сентября 2013». Бишкек, изд. «Позитив». 2013, 240 с.
89. Калашникова О.Ю., Гафуров А.А. Использование наземных и спутниковых данных о снежном покрове для прогноза стока реки Нарын. Лёд и Снег. 2017, 57(4), 507-517.
90. Кармазинов Ф.В. Водоснабжение Санкт-Петербурга. СПб., изд. «Новый журнал». 2003. 670 с.
91. 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.
92. Кирюхин В.А., Швец В.М. Процессы формирования йодных вод. М., Недра, 1980. 95 с.
93. Киселев Г.П., Зыков С.Б., Зыкова Е.Н. Уран-изотопные исследования. Юдахинские чтения. Геодинамика и экология Баренц-региона в XXI в. Мат. всеросс. конф., 15-18 сентября 2014. Электронные, текстовые, графические данные. Архангельск, ИЭПС УрО РАН, 1 CD-ROM. 2014, 97-101.
94. 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».
95. 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. Мат. IV Межд. молодежной научн. конф. Архангельск. 2011, 29-30.
96. 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.
97. Кислов А., Ирющкин В., Шарафутдинов Р., Пронкин Н., Ковалевич О., Сметник А., Левин А., Шишиц И., Масанов О., Кабакчи С. Регулирование безопасности в водо-емах-хранилищах. «13-я ежегодная н.-тех. конф. Ядерного общества России». Ядерное общество. 2002, 4-5, 22-24.
98. Кобокова А. А. Гидрогеохимия йода в подземных водах северо-запада Русской платформы. Дисс. ...к.г.-м.н. СПб. 2002, 141 с.
99. Комлев В.Н., Бичук Н.И., Зайцев В.Г., Мелихова Г.С., Павлов В.А. Тенденции интеграции и потенциала Севера России в проблеме изоляции радиоактивных отходов. V Межд. конф. рос. отд. Межд. об-ва экологической экономики и Ин-та проблем управления РАН. «Эколого-экономическое управление и планирование в региональных и городских системах. Москва, 26-29 сентября 2001 г.». ISEE/RC' 2001, 17 с.
100. Комракова С. Г., Лукашев К. И. Йод в природных водах и почвах Белорусского полесья. Минск: Наука и техника. 1985, 128 с.
101. Коровкина Н. В. Исследование условий заготовки, консервирования бурых водорослей Белого моря и извлечения йодсодержащих веществ. Дисс. ...к.т.н. Архангельск. 2007, 197 с.
102. Коротков А.И., Румынин В.Г., Титенко А.П., Токарев И.В. и др. Исследование процессов формирования и разрушения Северодвинского месторождения йодных вод. Гл. 3 (с. 180-236) в монографии «Редкие типы минеральных вод Среднерусского артезианского бассейна». Ред. А.И. Коротков, А.А. Потапов, В.Г. Румынин. СПб, «Наука». 2013. 304 с.
103. Коротков А.И. Гидрогеохимический анализ при региональных геологических и гидрогеологических исследованиях. Л., Недра, 1983. 232 с.
104. Коротков А.И., Павлов А.Н. Гидрохимический метод в геологии и гидрогеологии. Л., Недра. 1972, 184 с.

105. Коханович М.В. Минеральные воды Крыма. Симферополь, изд. «Крым». 1964, 173 с.
106. Кочкин Б.Т. Принцип консерватизма в оценке безопасности могильников высокоактивных отходов. ГИГГ. 2012, 5, 436-448.
107. Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. М., Наука. 2004, 677 с.
108. Кривоногов С.К. Осадконакопление во впадинах Байкальской рифтовой зоны в позднем плейстоцене и голоцене: Дисс. ...д.г.-м.н. Иркутск. 2010, 629 с.
109. Кудрявцев Е.Г., Гусаков-Станюкович И.В., Камнев Е.Н., Лобанов Н.Ф., Бейгул В.П. Создание объекта окончательной изоляции ВАО в глубоких геологических формациях (Нижнеканский массив, Красноярский край). Презентация на семинаре «Окончательное захоронение РАО и ОЯТ – опыт и планы. Швеция, г. Боммерсвик, 22-24 февраля 2009 г.». 12 с.
110. Кузьмиченок В.А. Вероятностная оценка возможной эволюции оледенения и стока Кыргызстана при прогнозируемых климатических изменениях. Мат. гляциологических исследований. 2009, 107, 10-24.
111. Кузьмиченок В.А. Цифровые модели характеристик увлажнения Кыргызстана. (Математико-картографическое моделирование). Бишкек, изд. Кыргызско-Российского славянского ун-та. 2008, 237 с.
112. Кутузов С.С. Изменение ледников Внутреннего Тянь-Шаня за последние 150 лет. Дисс. ...к.геогр.н. М., МГУ. 2009, 169 с.
113. Кычкин Б.Т. Геологические неопределенности в оценке безопасности систем захоронения отходов. ГИГГ. 2004, 6, 142-153.
114. Лаверов Н.П., Величкин В.И., Омеляненко Б.И., Петров В.А., Тарасов Н.Н. Новые подходы к подземному захоронению высокоактивных отходов в России. ГИГГ. 2000, 1, 3-12.
115. Лаверов Н.П., Величкин В.И., Кочкин Б.Т., Мальковский В.И., Петров В.А. Методологические основы исследований на завершающем этапе выбора площадок для размещения хранилищ отработавших ядерных материалов в кристаллических породах. ГИГГ. 2010 а, 1, 3-21.
116. Лаверов Н.П., Величкин В.И., Кочкин Б.Т., Мальковский В.И., Петров В.А., Пэк А.А. Концепция оценки безопасности хранилищ, отработавших ядерных материалов, размещаемых в кристаллических породах. ГИГГ. 2010 б, 3, 195-200.
117. Лаверов Н.П., Дмитриев С.А., Величкин В.И., Омеляненко Б.И. Условия безопасной изоляции жидких отходов низкого и среднего уровней радиоактивности. ГИГГ. 2009, 3, 195-213.
118. Леви К.Г., Мац В.Д., Куснер Ю.С и др. Постгляциальная тектоника в Байкальском рифте. Российский журнал наук о Земле. 1998, 1(21), 61-88.
119. 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.
120. Линге И.И., Мокров Ю.Г., Уткин С.С., Баранов С.В., Баторшин Г.Ш., Глинский М.Л., Дрожко Е.Г. Теченский каскад водоёмов ФГУП "ПО «Маяк»": текущее состояние и перспективы. Вопросы радиационной безопасности. 2011, 1, 1-14.
121. Льготин В.А., Савичев О.Г., Макушин Ю.В. Многолетние изменения среднесезонных и среднегодовых уровней и температуры подземных вод верхней гидродинамической зоны в Томской области. ГИГГ. 2010, 1, 23-29.
122. Мавлюдов Б.Р., Токарев И.В., Дбар Р.С., Эмба Я.А., Козачек А.В., Крайнюкова И.А. Водное питание карстовой системы в районе Нового Афона по изотопно-гидро-химическим данным 2014-2016 г. Сб. науч. тр. «Пещеры». Естественнонаучный ин-т Пермского гос. НИУ. Пермь. 2017, 40, 8-24.

123. Малов А. И. Подземные воды Юго-Восточного Беломорья: формирование, роль в геологических процессах. Екатеринбург. 2003, 234 с.
124. Малов А. И., Зыков С.Б., Гонтарев М.В., Поршнева А.И. Многолетние изменения активностей изотопов урана в подземных водах венда мезенской синеклизы. Вестник САФУ. Сер. «Естественные науки». 2014, 2, 23-30.
125. Малов А. И., Киселев Г. П., Рудик Г. П. Уран в подземных водах Мезенской синеклизы. Доклады РАН. 2008, 421(5), 666-669.
126. Малов А. И., Киселев Г. П., Рудик Г. П., Зыков С. Б. Изотопы урана в подземных водах венда Мезенской синеклизы. Вод. рес. 2009, 36(6), 711-721.
127. Маматканов Д.М., Бажанова Л.В., Романовский В.В. Водные ресурсы Кыргызстана на современном этапе. Бишкек, Илим. 2006, 265 с.
128. Мамырин Б.А., Толстихин И.Н. Изотопы гелия в природе. М., Энергоиздат. 1981, 224 с.
129. Мироненко В.А., Миронова А.В., Румынин В.Г. Количественная оценка роли диффузионных процессов при формировании Северодвинского месторождения йодных вод (Архангельская обл.). Вест. СПбГУ. Сер. 7. «Геология. География». 2006, 2, 20-33.
130. Мокров Ю.Г., Антонова Т.А., Антропова Е.В. Вероятностный прогноз изменения уровня воды в водоёме В-11 ТКВ при различных режимах эксплуатации техногенных вододопонительных систем. Вопросы радиационной безопасности. 2009, 1, 23-34.
131. 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. РиОН. 2007, 7, 31-35.
132. Морозов В.Н., Колесников И.Ю., Белов С.В., Татаринцов В.Н. Напряженно-деформированное состояние Нижнеканского гранитоидного массива – района возможного захоронения радиоактивных отходов. ГИГГ. 2008, 3, 232-243.
133. Наумов А.Д. Двустворчатые моллюски Белого моря. Опыт эколого-фаунистического анализа. Дисс. ...д.биол.н. СПб., ЗИН РАН. 2006, 367 с.
134. 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 Междунар. науч. конф. по морской геологии. 16–20 ноября 2015 г., Москва». Т. IV «Геология морей и океанов». М., изд. ГЕОС. 2015, 64–67.
135. Оледенение Северной Евразии в недавнем прошлом и ближайшем будущем. Ред. ак. В.М. Котляков. М., Наука. 2007, 366 с.
136. Оледенение Тянь-Шаня. Под редакцией Дюргерова М.Б., Лю Шаохай, Се Зичу. М., ВИНТИ. 1995, 233 с.
137. Онежское озеро. Атлас. Отв. ред. Н.Н. Филатов. Петрозаводск: изд. КарНЦ РАН. 2010, 151 с.
138. Основные черты геохимии урана. Ред. Виноградов А.П. М., изд. АН СССР. 1963, 352 с.
139. Особые радиоактивные отходы. Ред. И.И. Линге. М., изд. ООО «САМполиграфист». 2015, 240 с.
140. Оценка влияния атомно-промышленного комплекса на подземные воды и смежные природные среды. Коллектив авторов. Ред. д.г.-м.н. Румынина В.Г. СПб, изд. СПбГУ, 2003, 247 с.
141. Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. М., Наука. 1982, 175 с.
142. Паркер Ф.Л., Рыбальченко А.И., Величкин В.И. и др. (коллектив авторов). Анализ долговременных последствий глубинного захоронения жидких радиоактивных отходов на Горно-химическом комбинате, Красноярский край. Геология рудных месторождений. 1999, 41(6), 467-484.
143. Парфенова Г.К. Формирование стока минеральных и органических веществ в бассейне р. Томь. ГИГГ. 2007, 2, 117-120.

144. Поляков В.А., Дубинчук В.Т., Голубкова Е.В., Льготин В.А., Макушин Ю.В., Макарова К.М. Изотопные исследования подземных вод на полигоне "Томский". РиОН. 2008, 47-52.
145. 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.
146. Птицын А.Б. Геохимические основы геотехнологии металлов в условиях мерзлоты. Новосибирск, Наука. 1992, 120 с.
147. 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.;
148. Радиационная обстановка на территории России и сопредельных государств. Ежегодник. Обнинск, НПО «Тайфун». 2016, 398 с.; 2017, 376 с.; 2018, 324 с.
149. Региональный палеогидрогеологический анализ условий рудообразования для основных этапов геологического развития русской платформы (в рифее-фанерозое). Ред. Басков Е.А. СПб, изд. ВСЕГЕИ. 2001, 163 с.
150. Ресурсы и геохимия подземных вод Карелии. Ред. А.В. Иешина, И.К. Поленов и др. Петрозаводск. 1987, 151 с.
151. Ресурсы поверхностных вод СССР. Бассейн р. Сыр-Дарьи. Ред. Ильин И.А. Л., Гирометеоиздат. 1969, вып. 1, т. 14, 437 с.
152. Ресурсы поверхностных вод СССР. Карелия и Северо-Запад. Л., Гидрометеоиздат. 1985, т. 2, ч. 16, 585 с.; ч. 2 (приложения), 287 с.
153. 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 междунар. участ. «Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов. 21-25 сентября 2015 г., Москва». М., изд. МГУ. 2015, 193-196.
154. Румынин В.Г. Геомиграционные модели в гидрогеологии. СПб, Наука. 2011, 1160 с.
155. Румынин В.Г., Синдаловский Л.Н., Захарова Е.В., Каймин Е.П., Зубков А.А. Экспериментальные и модельные исследования коллоидного транспорта радионуклидов в водоносных горизонтах (применительно к условиям глубинного захоронения жидких РАО Сибирского химического комбината): 2. Модельный анализ миграционного процесса. ГИГГ. 2007, 4, 310-323.
156. 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, 1, 351-355.
157. 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.
158. Румянцев В.А., Рыбакин В.Н., Токарев И.В. Распространение вод притоков и подземных вод в Ладожском озере по данным изотопных индикаторов. Уч. зап. РГГМУ. СПб, изд. РГГМУ. 2017, 48, 94-109.
159. Ручьева Н.П., Голованов Ю.Б. Подземные воды и лечебные грязи. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 2. Петрозаводск, изд. «Карелия». 2006, с. 243-264.
160. 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.

161. Рыбальченко А.И., Пименов М.К., Костин П.П., Балукова В.Д., Носухин А.В., Микерин Е.И., Егоров Н.Н., Каймин Е.П., Косарева И.М., Курочкин В.М. Глубинное захоронение жидких радиоактивных отходов. М., ИздАТ. 1994, 256 с.
162. 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, ч. 1, 39-55.
163. Савичев О.Г. Водные ресурсы Томской области. Томск, изд. ТПУ. 2010. 248 с.
164. Самсонов Ф.П. Артезианские воды нижнемеловых отложений Крыма. Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1961, 2, 105-117.
165. Сапунов В.Н., Селиверстов Ю.Г., Трошкина Е.С., Черноус П.А. Температурный режим воздуха в зимние сезоны и его влияние на лавинную опасность в Хибинах. КЗ. 2006, X(4), 68-73.
166. Сизов А.В. Верхний плейстоцен юго-западного Прибайкалья. Дисс....к.г.-м.н. Иркутск. 2014, 166 с.
167. Смыслов А.А. Уран и торий в земной коре. Л., Недра. 1974, 231 с.
168. Собонович Э.В., Бондаренко Г.Н., Ветштейн В.Е. и др. Изотопно-геохимические методы оценки взаимосвязи подземных и поверхностных вод. Киев, Наукова думка. 1977, 150 с.
169. Соколовский Л.Г., Поляков В.А., Голубкова Е.В. Изотопно-легкие подземные воды Азово-Кубанского артезианского бассейна: условия формирования и бальнеологическое значение. РиОН. 2007, 5, 44-47.
170. Степанова О.Г. Реконструкция динамики ледников Восточной Сибири в голоцене – позднем плейстоцене на основе расшифровки минералого-геохимических сигналов из донных осадков прогляциальных озер. Дис. ...к.г.-м.н. Иркутск. 2019, 159 с.
171. Сурков В.С., Жерло О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М., Недра. 1981, 143 с.
172. Тихонов А.И. Неравновесный уран в условиях активного водообмена и его использование в геологии и гидрогеологии. Чебоксары, изд. ПБОЮЛ Л.А. Наумова. 2009, 453 с.
173. Токарев И.В., Батуев В.И. Использование изотопных трассеров для идентификации условий водного баланса болотного массива. Гл. 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.
174. 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.
175. Токарев С.В., Токарев И.В., Амеличев Г.Н. Изучение условий питания водоносных комплексов в неогеновых отложениях Равнинного Крыма с использованием метода стабильных изотопов. Геополитика и экогеодинамика регионов. 2017, 3(13), вып. 2, 71-77.
176. Токарев И.В. Реконструкция условий формирования северодвинского месторождения йодных вод по изотопным данным. Вест. СПбГУ. Сер. 7 «Геология и география». 2012, 4, 34-45.
177. 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.
178. 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.

179. Токарев И.В., Бородулина Г.С., Авраменко И.А. Условия формирования железистых минеральных вод по изотопным и гидрохимическим данным (курорт «Марциальные воды», Карелия). *Геох.* 2015, 1, 88-91.
180. 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. *Вест. СПбГУ. Сер. 7 «Геология и география».* 2008, 2, 25-36.
181. 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.
182. 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. *Вод. рес.* 2009 а, 36(3), 363-374.
183. 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. *Вод. рес.* 2009 б, 36(2), 219-227.
184. 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, с. 120–134.
185. Толстихин И.Н. Изотопная геохимия гелия, аргона и редких газов. Л., Наука. 1986, 200 с.
186. Уткин С.С. О роли Теченского каскада водоемов в долгосрочном прогнозе радиоактивного загрязнения р. Течи. *Радиационная гигиена.* 2016, 9(3), 36-42.
187. 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.» Мат. IV Межд. молодежной научн. конф. Архангельск, 2011, 76-77.
188. 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 нефтедобывающих регионах Республики Татарстан». Ред. Коротков А.И. и Учаев В.К. Мин-во экологии и природных ресурсов РТ. Казань, изд. НПО «Репер». 2007, 300 с.
189. Федоров В.М. Причины метахронности в динамике баланса массы льда в ледниковых районах северного полушария. *КЗ.* 2011, XV(2), 70-80.
190. Ферронский В.И., Поляков В.А. Изотопия гидросферы Земли. М., Научный мир. 2009, 632 с.
191. Филиппов В. В. Стратиграфия верхнего кайнозоя бассейнов Мезени и Северной Двины. В сб. «Критерии прогноза минерального сырья в приповерхностных образованиях севера Западной Сибири и Урала». Тюмень, ЗапСибНИГНИ. 1989, 97-112.
192. Хантуш М.С. Неустановившийся приток подземных вод к скважине, несовершенной по степени вскрытия. Кн. «Вопросы гидрогеологических расчетов (сб. переводов)». М., Мир. 1965 а, 61-84.
193. Хантуш М.С. Новое в теории перетекания. Кн. «Вопросы гидрогеологических расчетов (сб. переводов)». М., Мир. 1965 б, 43-60.
194. Хархордин И.Л., Стуккей М.Г. Анализ гидрогеохимической ситуации в районе Бугульминско-Белебеевской возвышенности. Современные проблемы гидрогеологии и гидрогеомеханики. СПб. 2002, 170-176.
195. Хархордин И.Л., Токарев И.В. Использование изотопных методов при изучении баланса подземных вод (Альмерия, Испания). *Зап. Горного ин-та.* 2003, т. 153, с. 221-222.

196. Храмченков М.Г. Элементы физико-химической механики природных пористых сред. Казань: Изд-во Казанского математического общества. 2003, 178 с.
197. 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.
198. Шамо́в В.В., Токарев И.В., Михайлик Т.А., Козачек А.В. Динамика изотопов 2Н и 18О 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, с. 324–327.
199. Шарова О.Г., Безрукова Е.В., Летунова П.П., Кулагина Н.В., Щетников А.А., Филинов И.А., Иванов Е.В., Левина О.В. Растительность и климат Танхойской подгорной равнины (южное побережье оз. Байкал) в позднеледниковье и голоцене. *Изв. Иркутского гос. ун-та. Сер. «Геоархеология. Этнология. Антропология»*. 2015, 11, 86-102.
200. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М., Недра. 1998, 366 с.
201. Шульц В.Л. Реки Средней Азии. Л., Гидрометеиздат. 1965, 691 с.

Англоязычная литература

202. Aizen B., Aizen E.M., Joswiak D.R., Fujita K., Takeuchi N., Nikitin S.A. Climatic and atmospheric circulation pattern variability from ice-core isotope/geochemistry records (Altai, Tien Shan and Tibet). *Annals of Glaciology*. 2006 a, 43, 49-60.
203. Aizen B., Aizen E.M., Melack J.M. Precipitation, melt and runoff in the northern Tien Shan. *Hydrology*. 1996, 186, 229-251.
204. Aizen B., Aizen E.M., Melack J.M., Kreutz K.J., and Cecil DeWayne L. Association between atmospheric circulation patterns and firn-ice core records from the Inilchek glacierized area, central Tien Shan, Asia. *Geoph. Res.* 2004, 109, D08304.
205. Aizen B., Kuzmichenok A., Surazakov A.B., Aizen E.M. Glacier changes in central and northern Tien Shan during the last 140 years based on surface and remote sensing data. *Annals of Glaciology*. 2006 b, 43, 202-213.
206. Aizen p., Kreutz K. and Wake C. Paleoclimate and Glaciological Reconstruction in Central Asia Through the Collection and Analysis of Ice Cores and Instrumental Data from the Tien Shan. Final Report. DOE Contract Number: FG07-00ID13906. New Hampshire, 2001, 49 p.
207. Aizen p., Mayewski A. Central Asia Deep Ice-Coring Project (CADIP). A Proposal for International Multi-Institutional Ice-Coring Project in Central Asia. 2005, 12 p.
208. Andreu J.M., Alcalá F.J., Vallejos Á., Pulido-Bosch A. Recharge to mountainous carbonated aquifers in SE Spain: Different approaches and new challenges. *Arid Environments*. 2011, 75(12), 1262-1270.
209. Asensio Á.G., Domínguez P., and Montes A.F. Sistema costero de Sierra de Gádor. Observaciones sobre su funcionamiento y relaciones con los ríos Adra y Andarax, y con el mar. Tecnología de la intrusión de agua de mar en acuíferos costeros: países Mediterráneos. IGME. Madrid. 2003, 423-432.
210. Atlas the Almeria - Nijar Basin. Geological Features. 2007, 96 p.
211. 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.
212. 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.)
213. 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 Hydro-

- logy: Revisiting Foundations and Exploring Frontiers. Vienna, Austria 11–15 May 2015. Book of extended synopses. Poster session 3. Atmosphere-Hydrosphere Interactions. IAEA, Vienna. 2015, 174–176.
214. Castro M.C., Stute M., Schlosser P. Comparison of ^4He ages and ^{14}C ages in simple aqui-fer systems: implications for groundwater flow and chronologies. *Appl. Geochem.* 2000, 15, 1137-1167.
215. Cerón J.C., Martín-Vallejo M., and García-Rossell L. CO_2 -rich thermomineral ground-water in the Betic Cordilleras, southeastern Spain: Genesis and tectonic implications. *Hydrogeol.* 2000, 8, 209-217.
216. Choppin G., Liljenzin J.-O., Rydberg J., Ekberg C. *Radiochemistry and Nuclear Chemistry (5th Edition)*. Elsevier. 2013, 866 p.
217. Clark P.U., Dyke A.S., Shakun J. D., Carlson A.E., Clark J., Wohlfarth B., Mitrovica J.X., Hostetler S.W., McCabe A.M. The Last Glacial Maximum. *Science.* 2009, 325(5941), 710-714.
218. Climate and climate-related issues for the safety assessment SR-Can. Svensk Kärnbränslehantering AB. Technical Report TR-06-23. Stockholm, Sweden. 2006, 259 p.
219. Climate and climate-related issues for the safety assessment SR-Site. Svensk Kärnbränslehantering AB, Technical Report TR-10-49. Stockholm, Sweden. 2010, 322 p.
220. Contreras S., Boer M.M., Alcalá F.J., Domingo F., García M., Pulido-Bosch A., Puigdefabregas J. An ecohydrological modelling approach for assessing long-term recharge rates in semiarid karstic landscapes. *Hydrol.* 2008, 351, 42-57.
221. Custodio E. Explotación racional de las aguas subterráneas. *Acta Geologica Hispanica.* 1996 a, 30(1-3), 21-48.
222. Custodio E. Presente y futuro de las técnicas isotópicas ambientales en hidrología subterránea. IV SIAGA, Almería. 1996 b, II, 7-35.
223. Custodio E. The complex concept of overexploited aquifer. *Uso intensivo de las aguas subterráneas. Aspectos éticos, tecnológicos y económicos.* Madrid. Serie A. 2000, Nº 2, 63
224. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus.* 1964, 16(4), 436-463.
225. Díaz-Teijeiro M.F., Rodríguez-Arévalo Castaño S. La Red Española de Vigilancia de Isótopos en la Precipitación (REVIP): distribución isotópica espacial y aportación al conocimiento del ciclo hidrológico. *Ingeniería Civil.* 2009, 155, 87-97.
226. Downward S.R., Taylor R. An assessment of Spain's Programa AGUA and its implications for sustainable water management in the province of Almería, southeast Spain. *Environment. Management.* 2007, 82(2), 277-289.
227. Dublyansky Y.V., Klimchouk A.B., Tokarev S.V., Amelichev G.N. and Spötl C. Groundwater of the Crimean Peninsula: a first systematic study using stable isotopes. *Isotopes in Environmental and Health Studies.* 2019, 20 p.
228. Dublyansky Yu.V., Klimchouk A.B., Tokarev S.V., Amelichev G.N., Langhamer L., Spötl C. Stable isotopic composition of atmospheric precipitation on the Crimean Peninsula and its controlling factors. *Hydrol.* 2018, 565, 61-73.
229. Dublyansky Y. Fluid Inclusion Studies of Samples from the Exploratory Study Facility, Yucca Mountain, Nevada. Institute of Energy and Environmental Research. 1998 a, 49 p.
230. Dublyansky Y., Spötl C. Evidence for a hypogene paleohydrogeological event at the prospective nuclear waste disposal site Yucca Mountain, Nevada, USA, revealed by the isotope composition of fluid-inclusion water. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2010, 289, 583-594.
231. Dublyansky Y., Szymanski J., Chepizhko A., Lapin B., and Reutsky Geological History of Yucca Mountain (Nevada) and the Problem of a High-Level Nuclear Waste Repository. In: M.J. Stenhouse and I. Kirko (Eds.) *Defence Nuclear Waste Disposal in Russia.* NATO ASI Series. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands. 1998 b, 279-292.
232. Ehhalt D.H. On the deuterium-salinity relationship in the Baltic Sea. *Tellus.* 1969, XXI(3), 429-435.

233. Espadafor M., Lorite I.J., Gavilán P., and Berengena J. An analysis of the tendency of reference evapotranspiration estimates and other climate variables during the last 45 years in Southern Spain. *Agricultural Water Management*. 2011, 98, 1045-1061.
234. Ferguson G., Jasechko S. The isotopic composition of the Laurentide Ice Sheet and fossil groundwater. *Geoph. Res. Lett.* 2015, 42-59.
235. Fernandez-Chacon F., Benavente J., Rubio-Campos J.C., Kohfahl C., Jimenez J., Meyer H., Hubberten H. and Pekdeger A. Isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) of precipitation and groundwater in a semi-arid, mountainous area (Guadiana Menor basin, Southeast Spain). *Hydrolog. process.* 2010, 24, 1343-1356.
236. Fröhlich K., Grabczak J. and Rozanski K. Deuterium and oxygen-18 in the Baltic Sea. *Chem. Geol.* 1988, 72, 77-83.
237. García F.J.A. Recarga a los acuíferos Españoles mediante balance hidrogeoquímico. Tesis doctoral. Universitat politècnica de Catalunya. 2005, 128 p.
238. Gat J., Carmi I. Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in Mediterranean Sea area. *Geoph. Res.* 1970. 75, 3039-3078.
239. Gerasimenko N. Environmental changes in the Crimean Mountains during the Last Interglacial–Middle Pleniglacial as recorded by pollen and lithopedology. *Quaternary Int.* 2007, 164-165, 207-220.
240. Gillespie A.R., Burke R.M., Komatsu G., Bayasgalan A. Late Pleistocene glaciers in Darhad Basin, northern Mongolia. *Quat. Res.* 2008, 69, 169-187.
241. Gupalo T.A., Kudinov K. G., Jardine L.J. and Williams J. Creation of an Underground Radioactive Waste Isolation Facility at the Nizhnekansky Rock Massif. Edr L.J. Jardine. ISTC Project #2377. Final project. Federal State Unitary Enterprise All-Russian Design and Research Institute of Engineering Production (VNIPIPT), U.S. DOE and University of California, Lawrence Livermore National Laboratory, UCRL-TR-213167. 2005, 476 p.
242. Harper J., Humphrey N., Pfeffer W.T., Brown J., Fettweis X. Greenland ice sheet contribution to sea-level rise buffered by meltwater storage in firn. *Nature*. 2012, 491(7423), 240-243.
243. IAEA. Isotope Methods for Dating Old Groundwater. IAEA, Vienna. 2013, 357 p.
244. IAEA. Isotopic composition of precipitation in the Mediterranean Basin in relation to air circulation patterns and climate. Final report of a coordinated research project 2000-2004. IAEA-TECDOC-1453. 2005, Vienna, 230 p.
245. Juntti M., Downward S.D. Interrogating sustainable productivism: Lessons from the ‘Almerian miracle’. *Land Use Policy*. 2017, 66, 1-9.
246. 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.
247. Karro E., Marandi A., Vaikmäe R. The origin of increased salinity in the Cambrian-Vendian aquifer system on the Kopli Peninsula, northern Estonia. *Hydrogeol.* 2004, 12(4), 424-435.
248. Kaspar F., Kuhl N., Cubasch U. and Litt T. A model-data comparison of European temperatures in the Eemian interglacial. *Geoph. Res. Lett.* 2005, 32, L11703 (5 p.).
249. Kortelainen N. Isotopic composition of atmospheric precipitation and shallow groundwater in Olkiluoto: O-18, H-2 and H-3. Posiva, Working Report 2009-06. Olkiluoto: Posiva. (Electronic publication). 2009, 23 p.
250. Kortelainen N. Isotopic fingerprints in surficial waters: stable isotope methods applied in hydrogeological studies. Geological Survey of Finland. Academic dissertation. 2007, 79 p.
251. 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. *Hydrol.* 2004, 285, 143-157.
252. Kreutz K.J., Wake C., Aizen B., DeWayne C.L., and Synal H.-A. Seasonal deuterium excess in a Tien Shan ice core: Influence of moisture transport and recycling in Central Asia. *Geoph. Res.* 2003, 30(18), 1922.
253. Liljedahl C.L., Kontula A., Harper J., Näslund J.-O., Selroos J.-O., Pitkänen P., Puigdomenech I., Hobbs M., Follin S., Hirschorn S., Jansson P., Kennell L., Marcos N., Ruskeeniemi T.,

- Tullborg E-L., Vidstrand P. The Greenland Analogue Project: Final report. SKB TR-14-13. Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co. Stockholm. 2016, 135 p.
254. Lisiacky L.E., Raymo M.E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*. 2005, 20(1), PA100317 p.
255. Lokrantz H., Sohlenius G. Ice marginal fluctuations during the Weichselian glaciation in Fennoscandia, a literature review. Geological Survey of Sweden (SGU). Technical Report TR-06-36. Stockholm. 2006. 53 p.
256. Malikov M. The Importance of Snowmelt Runoff Modeling for Sustainable Development and Disaster Prevention. United Nations/Islamic Republic of Iran Regional Workshop on the Use of Space Technology for Environmental Security, Disaster Rehabilitation and Sustainable Development. Tashkent. 2004, pdf presentation.
257. 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). *Hydrol*. 2019, 578, 124130.
258. Martin-Rosales W, Pulido-Bosch A, Vallejos A, Lopez-Chicano M. Maximum rainfall in Campo de Dalías and southern side of Sierra of Gador (Almería). *Geogaceta*. 1996, 20(6), 1251-1254.
259. 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, 2, 60–64.
260. Neymark L.A., Amelin Y., Paces J.B. ^{206}Pb - ^{230}Th - ^{234}U - ^{238}U and ^{207}Pb - ^{235}U geochronology of Quaternary opal, Yucca Mountain, Nevada. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2000, 64, 2913-2928.
261. Prokopenko A.A., Kuz'min M.I., Karabanov E.B., Williams D.F. Response of the lake Baikal sedimentary record to Heinrich catastrophic events in the north Atlantic over the past 80 000 years. *Doklady Earth Sciences*. 2001, 379 A, 672-678.
262. Pulido-Bosch A. Los recursos hidricos de la provincia de Almería. *Actas del I y II Seminario del Agua*. Almería, IEA. 1997, 65-89.
263. Pulido-Bosch A., Martin-Rosales W., Vallejos A. y de Simyn E. Runoff regulations in the small basins of the southern edge of the Sierra de Gador (Almería, Spain). *Intern. Conference on Developments in Hydrology of Mountain Areas*. Stari Lesni (Eslovaquia). 1994, 1, 15-16.
264. Pulido-Bosch A., Navarrete F., Molina L., y Martinez-Vidal J.L. Quantity and quality of groundwater in the Campo de Dalías (Almería, SE Spain). *Water Sci. Tech*. 1991, 24(11), 87-96.
265. Pulido-Bosch A., Pulido-Leboeuf El abastecimiento de agua en las ciudades del Mediterraneo. *Arbor*. 1999, 646, 253-269.
266. Pulido-Bosch A., Sanchez-Martos F., Martinez-Vidal J.L. y Navarrete F. Groundwater problems in semiarid area (Low Andarax River, Almería, Spain). *Environmental Geol. Water Sci*. 1992, 20(3), 195-204.
267. 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.
268. 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.
269. Rets E., Chizhova J., Loshakova N., Tokarev I., Kireeva M., Budantseva N., Vasil'chuk Yu.K., Frolova N., Popovnin P., Toropov A., Terskaya E., Smirnov A., Belozarov E., Karashova M. Using isotope methods to study alpine headwater regions in the Northern Caucasus and Tien Shan. *Frontiers in Earth Sciences*. 2017 b, 11(3), 531-543.
270. 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.

271. Rumynin V.G., Pankina E.B., Volckaert G., Gedeon M., Ignatov A.A., Nikulenkov 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, 195–210.
272. Sanchez-Martos F., Pulido-Bosch A., Calaforra J.M. Hydrogeochemical processes in an arid region of Europe (Almeria, SE Spain). *Appl. Geochem.* 1999, 14, 735-745.
273. Sanchez-Matros F. Estudio hidrogeoquímico del Bajo Andarax (Almeria). Tesis Doct. Uni. Granada. 1997, 290 p.
274. Sato S., Otsuka T., Kuroda Y., Higashihara T. and Ohashi H. Diffusion of helium in water-saturated, compacted sodium montmorillonite. *Nuclear Science and Technology.* 2001, 38(7), 577-580.
275. Shestakov V.M., Kuvaev A.A., Lekhov A., Pozdniakov S.P., Rybalchenko A.I., Zubkov A.A., Davis P.A., Kalinina E.A. Flow and transport modeling of liquid radioactive waste injection using data from the Siberian Chemical Plant Injection Site. *Environ. Geol.* 2002, 42(2-3), 214-221.
276. Shestakova A., Guseva N., Kopylova Y., Khvashevskaya A., Polyak D., Tokarev I. Hydrogeochemistry and geothermometry of thermal and cold CO₂-rich waters in East Tuva, Russia. *Water.* 2018, 10, 729 (30 p.).
277. Sola F., España S., Vallejos I.Á., Pulido Bosch A. Caracterización hidrogeoquímica de las aguas subterráneas de Cabo de Gata (Almería). *Geogaceta.* 2015, 58, 135-138.
278. Stober I., Bucher K. Hydraulic properties of the crystalline basement. *Hydrogeol. J.* 2007, 15, 213-224.
279. Sumner G.N., Romero R., Homar P., Ramis C., Alonso S., and Zorita E. An estimate of the effects of climate change on the rainfall of Mediterranean Spain by the late twenty first century. *Climate Dynamics.* 2003, 20, 789-805.
280. 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. edit, Springer, 2005, 847-856.
281. Tokarev I.V., Kipfer R., Tomonaga Y., Brennwald M.S. and Vereschagina E.A. Comparison of 4He and 14C dating, noble-gas temperatures and stable isotope (²H, ¹⁸O) 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.).
282. Vaikmäe R., Vallner L., Loosli H.H., Blaser C., Juillard-Tardent M. Palaeogroundwater of glacial origin in the Cambrian-Vendian aquifer of northern Estonia. Palaeo-waters in Coastal Europe: evolution of groundwater since the late Pleistocene. The Geological Society of London, London. Geological Society Special Publication. 2001, 189, 17-27.
283. Vallejos A., Pulido-Bosch A., Martin-Rosales W., Calvache M.L. Contribution of environmental isotopes to the understanding of complex hydrologic systems. A case study: Sierra de Gador, SE Spain. *Earth Surf. Processes Landf.* 1997, 22(12), 1157-1168.
284. Vallejos A., Pulido-Bosch A., Molina L., Sanchez-Martos F., Gisbert J. and Martin-Rosales W. Contribution del contenido en tritio a la identificación del origen del agua subterránea: Sierra de Gador (Almeria). *Geogaceta.* 2002, 31, 83-85.
285. 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.
286. Wildenborg A. F. B., Orlic B., Thimus J. F., de Lange G., de Cock S., de Leeuw C. S. and Veling E. J. M. Radionuclide transport in clay during climate change. *Netherlands Geosciences.* 2003, 82(1), 19-30.

Фондовая и нормативная литература

287. Баскова И.В., Воронюк Г.Ю. Отчет о выполнении работ по объекту «Гидрогеологическое доизучение масштаба 1:200 000 листа Р-35-XXXVI (Северо-Петербургская площадь)». ОАО «ЛКГЭ», СПб, 2013. ФБУ «ТФГИ по СЗФО», № 28319.
288. Геологические исследования (оценочная стадия) объекта окончательной изоляции радиоактивных отходов на Нижне-Канском массиве (участок «Енисейский»). Отчёт по Государственному контракту между ФГУП «ГХК» и Государственной корпорацией «Росатом» № Д.4щ.23.03.10.1020 от 12.01.2010 г. Лицензия КРР 01696 ТП. ОАО «Красноярская горно-геологическая компания». Редакторы-составители: главный геолог ФГУП «ГХК» И.В. Шрамко, генеральный директор ОАО «Красноярскгеология» А.П. Хохлов. Красноярск, 2011, Текст отчёта в 8 книгах. Книги 1 (198 с.) и 2 (244 с.).
289. Детализация геологического строения перспективного участка Теча-Бродской структуры в зоне Аргаяшского надвига (Государственный контракт № Н.4Д.21.24.11.1141 от 13.04.2011 г.). Отчёт о выполнении работ в 3-х книгах. Первый заместитель ген. директора ФГУП «Гидроспецгеология» М.Л. Глинский. М. 2011.
290. Кузнецов В.В. Оценка обеспеченности населения РТ ресурсами подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения. Казань, ТГРУ. ФГИ МЭПР РТ, № 2495. 2002.
291. Методика контроля радиоактивного загрязнения водных объектов (МВИ. 01-7/96). Под ред. А.И. Никитина, Обнинск, 1996.
292. Методические указания по эксплуатации и консервации глубоких хранилищ. МУ ЭКГХ-2003.
293. Нормы радиационной безопасности (НРБ-99/2009).
294. Основные санитарные правила обеспечения радиационной безопасности (ОСПОРБ-99).
295. Савичев О.Г., Крутовский А.О. Отчет о выполненных инженерно-гидрометеорологических изысканиях для выбора площадки строительства Северской АЭС. Кемерово, Томск: ООО «КузбассТИСИС». 2008. 118 с.
296. Изучение факторов формирования и оценка влияния водохранилищ Нижнее-Нарынского каскада ГЭС на качество водных ресурсов бассейна р. Нарын изотопными методами. Самсонова А.А., Токарев И.В., Толстихин Г.М. и др. Заключительный отчет по проекту МНТЦ КР-1430. Бишкек. 2010, 321 с.
297. СанПиН 2.1.4.1074-01 «Питьевая вода. Гигиенические требования к качеству воды централизованных систем питьевого водоснабжения. Контроль качества». Введены в действие Постановлением Главного государственного санитарного врача РФ от 26 сентября 2001 г. N 24 (с изменениями от 7 апреля 2009 г., 25 февраля 2010 г.).
298. СанПиН 2.1.4.1175-02 «Гигиенические требования к качеству воды нецентрализованного водоснабжения. Санитарная охрана источников». Введены в действие Постановлением Главного государственного санитарного врача РФ от 25 ноября 2002 г. № 40.
299. Солнцев А.В., Кузнецов О.Б. и др. «Проведение эколого-геологической съемки масштаба 1:200000 листов N-38-VI, XII, XIII, N-39-VII, VIII, XII. Предволжье. Апастовский, Буинский, Верхнеуслонский, Дрожжановский, Кайбицкий, Камско-Устьинский, Тетюшский районы РТ», 2002 г.
300. Требования к составу и правилам оформления представляемых на государственную экспертизу материалов по геологической информации об участках недр, намечаемых для строительства и эксплуатации подземных сооружений для хранения нефти и газа, захоронения радиоактивных, токсичных и иных опасных отходов, сброса сточных вод и иных нужд, не связанных с разработкой месторождений полезных ископаемых. ФГУ «ГКЗ», Москва, 2005.
301. Федеральный закон Российской Федерации от 11 июля 2011 г. N 190-ФЗ «Об обращении с радиоактивными отходами и о внесении изменений в отдельные законодательные акты Российской Федерации». ФЗ 190 (2011).