

УДК 55:504;550.424

**ОЦЕНКА ДОЛГОСРОЧНОЙ БЕЗОПАСНОСТИ ЗАХОРОНЕНИЯ  
РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ. 2. ИССЛЕДОВАНИЕ ВОДООБМЕНА  
В МНОГОСЛОЙНОЙ СИСТЕМЕ ИЗОТОПНЫМИ МЕТОДАМИ<sup>1</sup>**

© 2009 г. И. В. Токарев\*, А. А. Зубков\*\*, В. Г. Румынин\*, С. П. Поздняков\*\*\*

\*Санкт-Петербургское отделение Института геоэкологии Российской академии наук

199178 Санкт-Петербург, ВО, Средний пр., 41

\*\*Сибирский химический комбинат

636000 Северск, ул. Курчатова 1

\*\*\*Московский государственный университет

119991 Москва ГСП-1, Ленинские горы

Поступила в редакцию 02.10.2007 г.

В дополнение к ранее выполненным исследованиям изотопных систем  $^3\text{H}$ ,  $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\text{Ar}$ ,  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  и  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  дается количественная интерпретация данных уран-гелиевого метода датирования подземных вод на полигоне захоронения радиоактивных отходов Сибирского химического комбината. В основу интерпретации положены аналитические модели, в которых учитывается подток глубинного гелия, а также диффузионно-конвективный межслоевой обмен. Расчетные значения скорости фильтрации в пластах-коллекторах и буферных горизонтах в целом согласуются с ранее выполненными гидродинамическими оценками. На основе полученных значений скоростей горизонтального массопереноса выполнена оценка возраста подземных вод в точках отбора проб. В нижних (II и III) горизонтах, куда происходит нагнетание радиоактивных отходов, возраст воды варьирует от 7 до 14 (среднее значение ~9), в буферном горизонте IV – от 2 до 4, в верхнем горизонте V – от 1 до 2 тыс. лет.

Наряду с ранее выполненными оценками безопасности подземного захоронения радиоактивных отходов (РАО) Сибирского химического комбината (СХК), выполненными на основе гидродинамических расчетов [5, 8], а также с использованием изотопных методов для палеореконструкции условий формирования подземных вод региона [6], важной является прямая оценка гидродинамических показателей, контролирующей риск, возникающий от захоронения РАО. Настоящая статья посвящена определению интенсивности региональных фильтрационных потоков на основе изотопных данных (водорастворенных  $^3\text{H}$ ,  $^4\text{He}$ ,  $^{20}\text{Ne}$ ,  $^{36}\text{Ar}$ ,  $^{40}\text{Ar}$  и содержащихся в водовмещающих породах U, Th), полученных при отборе проб воды и пород из скважин режимной сети полигона захоронения РАО в 2003–2005 гг.

**ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ**

Отбор проб воды осуществлялся из скважин, оборудованных фильтрами на пять основных водоносных горизонтов [6], одна проба была отобрана из скважины, которая вскрыла породы палеозойского фундамента.

<sup>1</sup> Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 04-05-97508 р\_офи и 07-05-00796-а), Международного научно-технического центра (гранты 3193 и 3590) и Фонда гражданских исследований и развития (грант RUG2-2821-МО-06).

В пробах объемным методом определялась концентрация  $^{40}\text{Ar}$ , а масс-спектрометрическим методом – изотопные соотношения  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ,  $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$  и  $^3\text{He}/^4\text{He}$ . Изотопное отношение  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  использовалось для контроля происхождения аргона. Измерения показали, что добавки радиогенного аргона отсутствуют, так как во всех пробах отношение  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  практически соответствовало атмосферному значению. Температура насыщения атмосферными газами рассчитывалась по концентрации Ar на основе методики [11], результаты приведены в табл. 1. По этой температуре согласно [16] определялся вклад атмосферного гелия [ $^4\text{He}$ ]<sub>атм</sub> и неона [ $^{20}\text{Ne}$ ]<sub>атм</sub>. Последние величины использовались для

**Таблица 1.** Температура подземных вод, °С, рассчитанная по Ar (здесь и в табл. 4, 5 в скобках – количество определений; здесь и в табл. 5 прочерк – отсутствие данных)

Горизонт	Скважины регионального контроля вне ореола растекания РАО	Площадка 18
I	+2.0 (3)	–
II	+1.4 (8)	+16.8 (6)
III	–0.2 (8)	+12.4 (4)
IV	+2.6 (8)	+0.9 (1)
V	+4.2 (7)	+0.1 (1)

**Таблица 2.** Результаты определения концентраций радиогенного  $^4\text{He}$  в водоносных горизонтах,  $\text{нсм}^3/\text{см}^3_{\text{H}_2\text{O}}$ 

Горизонт	Место отбора	$^4\text{He}$	$^4\text{He}^*_{\text{cp}}$	Горизонт	Место отбора	$^4\text{He}$	$^4\text{He}_{\text{cp}}$
F**	C-115***	$1.37 \times 10^{-5}$	$1.37 \times 10^{-5}$	III	K-13	$2.10 \times 10^{-6}$	$3.92 \times 10^{-7}$
I	Г-27	$5.52 \times 10^{-6}$	$4.78 \times 10^{-6}$	III	K-10	$5.97 \times 10^{-6}$	
I	K-5****	$5.15 \times 10^{-6}$		IV	K-2	$2.28 \times 10^{-7}$	
I	K-9	$5.46 \times 10^{-6}$		IV	K-1	$9.52 \times 10^{-8}$	
I	K-3	$3.00 \times 10^{-6}$		IV	K-10	$6.69 \times 10^{-7}$	
II	K-1	$4.82 \times 10^{-6}$	$5.28 \times 10^{-6}$	IV	K-7	$3.29 \times 10^{-7}$	
II	K-7	$1.76 \times 10^{-6}$		IV	K-12	$9.02 \times 10^{-7}$	
II	C-16	$6.34 \times 10^{-6}$		IV	K-13	$6.51 \times 10^{-7}$	
II	K-2	$4.30 \times 10^{-6}$		IV	K-6	$1.15 \times 10^{-7}$	
II	K-5	$4.12 \times 10^{-6}$		IV	K-5	$1.46 \times 10^{-7}$	
II	K-12	$7.82 \times 10^{-6}$		V	E-26	$1.17 \times 10^{-7}$	
II	K-13	$5.33 \times 10^{-6}$		V	T-6	$5.04 \times 10^{-8}$	
II	K-10	$7.82 \times 10^{-6}$		V	K-9	$5.54 \times 10^{-8}$	
III	K-1	$1.76 \times 10^{-6}$	$3.34 \times 10^{-6}$	V	K-2	$4.69 \times 10^{-8}$	$6.81 \times 10^{-8}$
III	K-2	$1.63 \times 10^{-6}$		V	K-1	$3.03 \times 10^{-8}$	
III	K-5	$4.04 \times 10^{-6}$		V	K-6	$9.18 \times 10^{-8}$	
III	K-6	$4.82 \times 10^{-6}$		V	K-5	$5.28 \times 10^{-8}$	
III	K-12	$3.10 \times 10^{-6}$		V	K-10	$1.00 \times 10^{-7}$	

\* – среднее значение;

\*\* – фундамент;

\*\*\* – номер одиночной скважины [6];

\*\*\*\* – индекс “К” означает, что точка относится к кусту ярусных скважин, имеющих порядковые номера от 1 до 13 [6].

расчета концентрации радиогенного изотопа  $^4\text{He}_{\text{рад}}$  накопленного за счет продуцирования ураном и торием в водовмещающих породах и последующей эманации в поровую воду. Так как источником  $^{20}\text{Ne}$  в подземной воде может быть только атмосферный воздух, то его содержание в подземной воде инфильтрационного генезиса  $^{20}\text{Ne}_{\text{атм}}$  определяется степенью насыщения воды этим газом в момент инфильтрации атмосферных осадков [11]. Тогда, используя измеренное отношение  $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}_{\text{изм}}$ , можно рассчитать концентрацию радиогенного гелия в пробе

$$[^4\text{He}]_{\text{рад}} \equiv C_2 = [^{20}\text{Ne}]_{\text{атм}} / [^{20}\text{Ne}/^4\text{He}]_{\text{изм}} - [^4\text{He}]_{\text{атм}} \quad (1)$$

По формуле (1) были рассчитаны текущие значения концентраций  $^4\text{He}_{\text{рад}}$  (далее для краткости – просто  $^4\text{He}$ , табл. 2). В таблицу включены скважины (всего 36), находящиеся за пределами зоны, занятой РАО, что контролировалось по отсутствию в пробах трития (для исключения влияния ореола радиоактивных растворов).

Из табличных данных хорошо видно, что наблюдается закономерное распределение гелия в разрезе. Повышенными концентрациями  $^4\text{He}$  характеризуются воды нижней части разреза. Максимальные значения были зарегистрированы в

скважине, вскрывшей воды в фундаменте  $^4\text{He} = 1.37 \times 10^{-5} \text{ нсм}^3/\text{см}^3_{\text{H}_2\text{O}}$ . Средние содержания гелия –  $^4\text{He}_{\text{cp}}$  в горизонтах I, II и III имеют порядок  $n \times 10^{-6} \text{ нсм}^3/\text{см}^3_{\text{H}_2\text{O}}$ , причем статистически значимые величины  $^4\text{He}$  в горизонте III меньше, чем в горизонтах I и II. В верхней части разреза в IV горизонте концентрация уменьшается примерно на порядок  $^4\text{He}_{\text{cp}} = 3.92 \times 10^{-7} \text{ нсм}^3/\text{см}^3_{\text{H}_2\text{O}}$ . Наконец, в V горизонте значения  $^4\text{He}_{\text{cp}}$  еще меньше –  $6.81 \times 10^{-8} \text{ нсм}^3/\text{см}^3_{\text{H}_2\text{O}}$ . Таким образом, имеет место экспоненциальное затухание содержаний  $^4\text{He}$  по мере приближения к поверхности Земли и удаления от фундамента.

Модельные построения предполагают определение скорости продуцирования  $P_i$  радиогенного  $^4\text{He}$  водовмещающими породами. В данной работе оценки базировались на данных изучения содержания U и Th в 45 пробах пород, отобранных из опорной скважины, а также их корреляции с данными массового гамма-каротажа скважин [15]. Анализ распределения концентраций U и Th в породе показывает, что несколько повышенной природной ра-

диоактивностью обладают породы, слагающие верхнюю часть разреза (табл. 3), что учитывалось в расчетах темпов водообмена. Учитывая, что вариации концентраций родительских изотопов в геологическом разрезе относительно невелики и время контакта воды с вмещающими породами не превышает 15 тыс. лет (см. ниже), можно заранее предположить, что эта разница не должна сказываться на измеряемых содержаниях гелия и на результатах расчетов.

### ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТОДА

В ходе данного исследования была разработана оригинальная методика расчета баланса гелия в многопластовой системе с учетом вынужденного конвективного и собственного диффузионного транспорта гелия, рассмотрение которой начнем с модели однопластовой системы.

#### Изолированный пласт

Пусть родительскими являются радионуклиды изотопных рядов  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  [9], полный  $\alpha$ -распад каждого из атомов которых приводит к эмиссии соответственно  $k_1 = 8$ ,  $k_2 = 7$ ,  $k_3 = 6$  атомов стабильного ( $\lambda_2 = 0$ ) изотопа гелия  $^4\text{He}$ . Тогда решение соответствующей краевой задачи относительно концентрации  $^4\text{He}$  ( $C_2$ ) имеет вид (подробнее в Приложении 1)

$$C_2 = \frac{1}{n}(k_1 C_1^1 (e^{-\lambda_1^1 t} - 1) + k_2 C_1^2 (e^{-\lambda_1^2 t} - 1) +$$

$$+ k_3 C_1^3 (e^{-\lambda_1^3 t} - 1)) \text{ при } t < t_0 \text{ и}$$

$$C_2 = \frac{1}{n}(k_1 C_1^1 (e^{-\lambda_1^1 t_0} - 1) + k_2 C_1^2 (e^{-\lambda_1^2 t_0} - 1) +$$

$$+ k_3 C_1^3 (e^{-\lambda_1^3 t_0} - 1)) \text{ при } t \geq t_0;$$

здесь  $C_1^1$ ,  $C_1^2$ ,  $C_1^3$  – исходные содержания  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  в породе [ $L^{-3}$ ] (ат/ед. объема);  $\lambda_1^j$  – константы распада [ $T^{-1}$ ];  $t_0$  – время движения фронта от входной (питающей) границы пласта, где происходит поступление в него атмосферных вод, до расчетной точки [ $T$ ]. В одномерном варианте  $t_0 = xn/v$ , где  $x$  – линейная пространственная координата [ $L$ ],  $v$  – скорость фильтрации [ $L T^{-1}$ ],  $n$  – пористость [ $L^3 L^{-3}$ ]).

Метод уран-гелиевого датирования используется для изучения водообмена в глубоких водоносных системах, продолжительность существования которых измеряется геологическими отрезками времени, в течение которых влияние питающих границ проявляется в полной мере, то есть предпосылка  $t \geq t_0$  практически всегда выполняется. Время  $t_0$  в этом случае ассоциируется с “возрастом подземной воды” – периодом времени, отделяющим время от-

**Таблица 3.** Содержание природных радионуклидов в водовмещающих породах

Горизонты	$^{238}\text{U}$ $C_1^{1,W}$ $10^6$ , г/г	$^{232}\text{Th}$ $C_1^{3,W}$ $10^6$ , г/г
IV и V	2.27	7.42
II и III	1.26	5.34
Среднее	1.77	6.38

бора пробы в точке  $x$  от момента поступления атмосферных вод в подземный горизонт в точке  $x = 0$  (одномерная постановка задачи). В общем случае оно может быть найдено из уравнения (3).

Если положить при  $\lambda_1^j t_0 \ll 1$  значение  $e^{\lambda_1^j t} \approx 1 + \lambda_1^j t_0$ , то выражения в скобках в решении (3) становятся линейными функциями  $t_0$  и формулу (3) можно преобразовать к виду

$$C_2 = \left( \frac{k_1 \lambda_1^1}{n} C_1^1 + \frac{k_2 \lambda_1^2}{n} C_1^2 + \frac{k_3 \lambda_1^3}{n} C_1^3 \right) t_0, \quad (4)$$

откуда

$$t_0 = \frac{C_2}{P'}, \quad (5)$$

где

$$P' = \frac{k_1 \lambda_1^1}{n} C_1^1 + \frac{k_2 \lambda_1^2}{n} C_1^2 + \frac{k_3 \lambda_1^3}{n} C_1^3 \quad (6)$$

– скорость накопления радиогенного гелия ат/л год, т.е. при малых значениях безразмерных комплексов  $\lambda_1^j t_0$ , соответствующих промежуткам времени в первые десятки миллионов лет, накопление  $^4\text{He}$  происходит примерно с постоянной скоростью.

#### Многопластовая система в условиях регионального потока глубинного гелия

Многочисленные исследования свидетельствуют о том, что расчеты, основанные на применении рассмотренной выше модели, приводят к существенному завышению возраста подземных вод [3, 7, 9]. Это объясняется притоком глубинного  $^4\text{He}$ , обуславливающим повышенные концентрации данного изотопа по сравнению со значениями, которые можно ожидать исходя из гипотезы о его продуцировании исключительно за счет активности  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  только в исследуемом водоносном горизонте. Интенсивность потока глубинного гелия ( $J_0$ ), связанного с распадом радиоактивных элементов земной коры, может достигать значений, находящихся в диапазоне от  $10^{-7}$  до  $10^{-6}$  нсм<sup>3</sup>  $^4\text{He}/(\text{см}^2 \text{ год})$  [2, 7, 9]. Эта величина, согласуется с [4], где поток  $^4\text{He}$  в ат-

мосферу из Земли в целом оценивается на уровне от десятых долей до первых единиц  $10^{-6}$  ат/см<sup>2</sup> с.

Стационарное (при  $t > t_0$ ) распределение <sup>4</sup>Не в многопластовой системе описывается системой дифференциальных уравнений

$$v_1 \frac{\partial C_1}{\partial x} - n_1 P'_1 - J_0/m_1 + \alpha_1(C_1 - C_2) = 0,$$

$$v_2 \frac{\partial C_1}{\partial x} - n_2 P'_2 - \alpha_1(C_1 - C_2) + \alpha_2(C_2 - C_3) = 0, \quad (7)$$

$$v_i \frac{\partial C_1}{\partial x} - n_i P'_i - \alpha_{i-1}(C_{i-1} - C_i) + \alpha_i(C_i - C_{i+1}) = 0,$$

где

$$\alpha_i = \frac{D_m}{m_{0i} m_i} \quad (8)$$

– коэффициент межслоевого обмена; здесь  $J_i$  – интенсивность межслоевых перетоков,  $v_i$  – горизонтальная скорость фильтрации,  $D_m$  – коэффициент молекулярной диффузии <sup>4</sup>Не,  $m_i$  и  $m_{0i}$  – мощности хорошо- и слабопроницаемых слоев соответственно. Система уравнений (7) может быть решена численно.

В представленных выше зависимостях в качестве единиц измерения для базовых функций концентраций  $C_1(C_1^j)$  и  $C_2$  использовались количества атомов в единице объема раствора или породы. При уран-гелиевом методе датирования в пробах подземных вод измеряется объемное содержание растворенного гелия-4 [ $C_2^V$ ], л/л<sub>H<sub>2</sub>O</sub> или нсм<sup>3</sup>/см<sub>H<sub>2</sub>O</sub> (сантиметры кубические при нормальных условиях), и весовое содержание родительских изотопов <sup>238</sup>U, <sup>235</sup>U и <sup>232</sup>Th, [ $C_2^{j,W}$ ], г/(г скелета породы). Для перевода единиц измерения необходимо воспользоваться соотношениями, связывающими между собой количество вещества, молекулярную массу и объема (Приложение 2).

#### ОЦЕНКА ИНТЕНСИВНОСТИ РЕГИОНАЛЬНОГО ВОДООБМЕНА В РАЙОНЕ ПОЛИГОНА ЗАХОРОНЕНИЯ РАО

Применительно к участку, на котором расположен полигон захоронения РАО СХК, стандартный уран-гелиевый метод, предполагающий накопление <sup>4</sup>Не исключительно за счет распада природных радионуклидов в горизонтах I–V без его миграции вверх по разрезу, дает явно завышенный возраст подземных вод. Так, для нижних горизонтов расчетный возраст составляет от многих сотен тысяч до первых миллионов лет, а для верхних горизонтов десятки и сотни тысяч лет. Такая оценка входит в резкое противоречие с гидродинамической обста-

новкой района и гидрохимическим обликом подземных вод, а также выполненной нами палеоре-конструкцией [6].

Логично предположить, что погрешности обусловлены наличием дополнительного источника радиогенного <sup>4</sup>Не в подземных водах. Очевидно, этот источник расположен в глубоких зонах земной коры – в фундаменте. Благодаря этому формируется субвертикальный диффузионный поток <sup>4</sup>Не, охватывающий (учитывая геологические масштабы времени) вышерасположенные водоносные породы осадочного чехла. Таким образом, более полной является модель, учитывающая не только продуцирование этого газа природными радионуклидами вмещающих пород, но и приток в слоистую толщу глубинного <sup>4</sup>Не и его диффузионное перераспределение между отдельными горизонтами. Источниками <sup>4</sup>Не в каждом из горизонтов является радиоактивный распад элементов уран-ториевых рядов, а также региональный поток этого газа из фундамента. Система является открытой по отношению к атмосфере, что предполагает в самом верхнем (VI) горизонте содержание радиогенного <sup>4</sup>Не, равное нулю.

Анализ гидрогеологической ситуации и данных опробования позволяет рассматривать региональный разрез территории в качестве четырехслойного (табл. 4), выделяя следующие базовые/модельные слои (снизу вверх): первый, объединяющий горизонты I и II; второй – горизонт III; третий – горизонт IV и четвертый – горизонт V. Объединение горизонтов I и II в один модельный слой обусловлено близостью полученных значений концентраций <sup>4</sup>Не и сопоставимой интенсивностью водообмена в связи с относительно малой мощностью разделяющего их водоупора. При интерпретации изотопных данных необходимо учитывать, что наличие разделяющих прослоев B и E в пределах базовых слоев 1 и 3 (табл. 4) должно занижать расчетные значения горизонтальных скоростей фильтрации, поскольку задаваемые (эффективные) мощности  $m_1$  и  $m_3$  этих слоев меньше суммарной мощности фильтрующих зон  $m_{v_1}$  и  $m_{v_3}$ .

В соответствии с данной моделью процесс переноса описывается системой дифференциальных уравнений (7) для  $i = 1, 2, 3, 4$ , а контролирующими параметрами являются (табл. 4) мощности фильтрующих и слабопроницаемых/разделяющих горизонтов  $m_i$  и  $m_{0i}$ , пористость  $n_i$ , скорости фильтрации  $v_i$ , интенсивность продуцирования <sup>4</sup>Не за счет распада природных радионуклидов  $P_i$ , коэффициенты межслоевого обмена  $\alpha_i$ , величина потока глубинного гелия  $J_0$ .

В качестве фиксированных величин приняты следующие параметры:

мощности слоев, для которых средние в региональном плане значения отличаются от значений в пределах полигона захоронения (табл. 4);

Таблица 4. Исходные данные к расчету и результаты подбора средних значений  $J_0$  и  $v_i$ 

Индексы		Исходные характеристики и параметры					Модельные оценки			
$i$	Горизонты и разделяющие слои*	$m_i, m_{0i}^{**}$	$m_{vi}$	$[^4\text{He}]_i^{***}$	$n$	$\alpha_i$	$P$	$J_0$	$v_i$	$[^4\text{He}]_i$
		м		нсм <sup>3</sup> /см <sup>3</sup> Н <sub>2</sub> О	Доли единицы	1/год	нсм <sup>3</sup> /(см <sup>3</sup> Н <sub>2</sub> О год)	нсм <sup>3</sup> /(см <sup>2</sup> год)	м/год	нсм <sup>3</sup> /см <sup>3</sup> Н <sub>2</sub> О
4	VI	20		0	0.25	–	$3.7 \times 10^{-12}$	$1 \times 10^{-8}$	$\infty$	0
	G	15				$1.9 \times 10^{-5}$				
	V	55	55	$6.8 \times 10^{-8}$						
3	F	10				$4.2 \times 10^{-5}$	$2.3 \times 10^{-12}$	0.5	$2.2 \times 10^{-8}$	
	IVa	75 (85)	65	$3.9 \times 10^{-7}$						
	E									
2	IV						$2.3 \times 10^{-12}$	0.5	$2.9 \times 10^{-6}$	
	D	40 (60)				$2.0 \times 10^{-5}$				
	III	40 (60)		$3.3 \times 10^{-6}$						
1	C	15 (20)				$3.8 \times 10^{-5}$	$2.3 \times 10^{-12}$	0.6	$5.5 \times 10^{-6}$	
	II	55 (90)	40	$5.3 \times 10^{-6}$						
	B									
	I			$4.8 \times 10^{-6}$						

\* – римские цифры – номера водоносных горизонтов, латинские буквы – индексы водоупорных слоев [6];

\*\* – средние мощности слоев в модели, в скобках приведены значения, отвечающие мощности слоев вблизи участка закачки РАО [5, 13];

\*\*\* – средние значения (табл. 2).

пористость, для которой использовано среднее для всех горизонтов значение  $n \equiv n_i = 0.25$ . По данным лабораторного анализа ядерного материала среднее значение общей пористости  $n_0 = 0.36$ . Однако, доля проточных пор составляет 40–50% от этой величины [5]; учитывая длительный характер процесса региональной миграции, что предполагает значительную степень насыщения порового пространства растворенными компонентами, принимается среднее значение между общей и проточной пористостями;

интенсивность продуцирования гелия  $P_1 = P_2, P_3 = P_4$ , причем при использовании объемных единиц измерения для концентраций  $^4\text{He}$  в системе уравнений (7) можно положить  $P_i \equiv P_i$

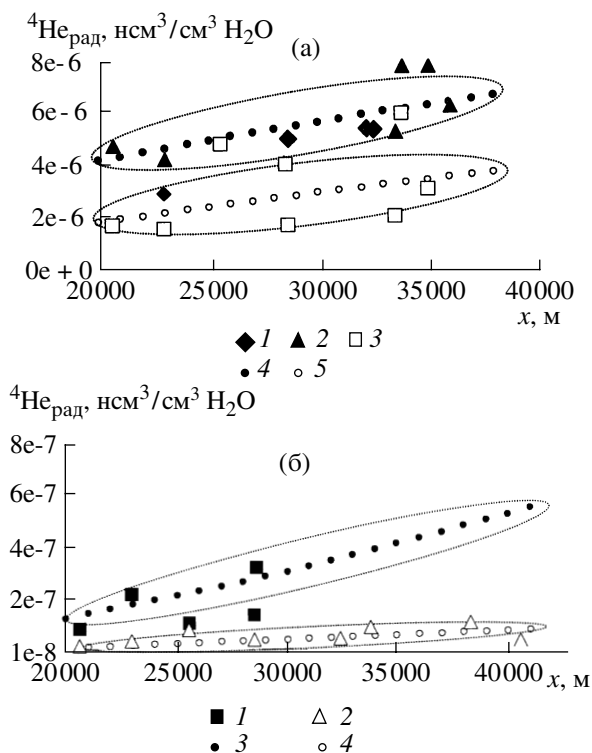
коэффициенты межслоевого диффузионного обмена  $\alpha_i$ , которые рассчитывались по формуле (8), а коэффициент молекулярной диффузии гелия  $D_m$  был определен из соотношения  $D_m/n = 3.46 \times 10^{-4} \text{ м}^2/\text{сут} = 4.0 \times 10^{-9} \text{ м}^2/\text{с}$  по данным работы [9], так что при  $n = 0.25$   $D_m = 0.0315 \text{ м}^2/\text{год}$ . Достаточно высокое значение  $D_m$  обусловлено большой подвижностью гелия в подземной гидросфере, превосходящей соответствующие показатели для таких компонентов как  $\text{Cl}$  и  $^3\text{H}$  (в составе воды).

Подбираемыми параметрами являлись скорости фильтрации  $v_i$  и региональный вертикальный поток гелия  $J_0$ . Последняя величина подбиралась в со-

ответствии с первым законом Фика, исходя из предположения об установившемся режиме диффузионного движения гелия и об отсутствии вертикальных фильтрационных перетоков, на базе наблюдаемого градиента концентраций гелия между водами в породах фундамента и в I горизонте. В качестве целевой функции использовались концентрационные распределения  $^4\text{He}$ ,  $C_i = f(x)$  в различных  $i$ -х горизонтах (рис. 1). Концентрационные функции аналитических решений пересчитывались в соответствии с методикой, изложенной в Приложении 2.

Координата  $x$  отсчитывалась вдоль линий тока от водораздельной линии, проходящей между долинами рек Томи и Чульма. Именно в этой области, в соответствии с данными регионального моделирования [13], водоносные горизонты получают основное инфильтрационное питание. Такой способ определения пространственного положения точек опробования на линии тока в области транзита носит приближенный характер, так как сетка движения могла несколько меняться во времени. Однако, несмотря на это, полученные графики (рис. 1) иллюстрируют тенденцию накопления  $^4\text{He}$  по мере движения подземных вод от области питания к области разгрузки.

Подбор перечисленных выше параметров осуществлялся на основе многовариантных численных решений системы дифференциальных уравнений



**Рис. 1.** Распределения концентраций радиогенного  $^4\text{He}$  в подземных водах. (а) 1–3 – фактические в I–III горизонтах; 4, 5 – модельные в I + II, III горизонтах. (б) 1, 2 – фактические и 4, 5 – модельные в IV, V горизонтах.

(7). В результате было выбрано единственное решение, которое наилучшим образом описывает пространственное распределение  $^4\text{He}$  во всех водоносных горизонтах одновременно (рис. 1). Этому решению соответствуют значения скоростей фильтрации и массового потока гелия, приведенные в

**Таблица 5.** Сопоставление результатов расчета средних скоростей фильтрации по данным о  $^4\text{He}$  с оценками других авторов, м/год

Горизонты	U/ $^4\text{He}$ метод*	[5]	[13]**
V	5.0	–	7.3
IV	2.0 (2.6)	–	2.6
III	0.5	0.75–1.25***	0.26
I + II	0.6 (0.83)		

\* – в скобках – значения скорости фильтрации, рассчитанные исходя из эффективной мощности потока  $m_v$  (табл. 4);

\*\* – результаты численного моделирования на региональной геофильтрационной модели;

\*\*\* – пересчитано из приведенных в данной работе значений действительной скорости фильтрации  $u = 3\text{--}5$  м/год по формуле  $v = un$  при  $n = 0.25$ .

табл. 4. О качестве подбора можно судить также из сопоставления фактических и модельных концентраций  $^4\text{He}$  (табл. 4).

Полученные значения  $v_i$  в целом согласуются с ранее выполненными гидродинамическими оценками (табл. 5). Наибольшие расхождения отмечаются с данными работы [13] для нижних (I–III) горизонтов: установленная в результате интерпретации результатов гелиевого опробования скорость фильтрации примерно в два раза превосходит значения, найденные при решении региональной геофильтрационной задачи. Заметим, однако, что подобранное значение  $J_0$  заметно уступает величинам, полученным для других регионов. Обнаруживаемое отличие, по-видимому, отражает существование в прошлом мерзлоты на данной территории, которое не было учтено при построении численной модели [13].

Наконец, основываясь на полученных значениях  $v_i$ , можно оценить возраст подземных вод во всех точках ( $x$ ) отбора проб по соотношению  $t_{0i} = xn/v_i$  (рис. 2).

## ВЫВОДЫ

В основу исследования положены аналитические модели, в которых учитывается подток в исследуемый пласт глубинного гелия, а также диффузионно-конвективный межслоевой обмен. Выполненное исследование позволило количественно интерпретировать данные уран-гелиевого датирования подземных вод на полигоне захоронения РАО СХК. Полученные значения скорости фильтрации в пластах-коллекторах и буферных горизонтах в целом согласуются с ранее выполненными гидродинамическими оценками.

Подобрано значение регионального потока глубинного гелия. На основе полученных значений скоростей горизонтального массопереноса была выполнена оценка возраста подземных вод во всех точках отбора проб: в нижних (I–III) горизонтах возраст воды варьирует от 7 до 14 тыс. (среднее значение  $\sim 9$  тыс.), в горизонте IV – от 2 до 4 тыс., в горизонте V – от 1 до 2 тыс. лет.

Полученные значения возраста подземных вод характеризуют интенсивность миграции инертных (несорбируемых породой) в химическом отношении частиц. Движение радионуклидов существенно замедляется благодаря процессам адсорбции на минеральном скелете и соосаждения с минеральными солями, выпадающими в осадок на подвижных геохимических барьерах при взаимодействии жидких радиоактивных растворов с пластовыми водами и вмещающими породами (12). По лабораторным экспериментам фактор сорбционной задержки оценивается десятками (для продуктов распада, таких как  $^{90}\text{Sr}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ ) и сотнями (для актинидов, таких как  $^{239}\text{Pu}$  и  $^{241}\text{Am}$  и др.) относительных единиц (12). Это

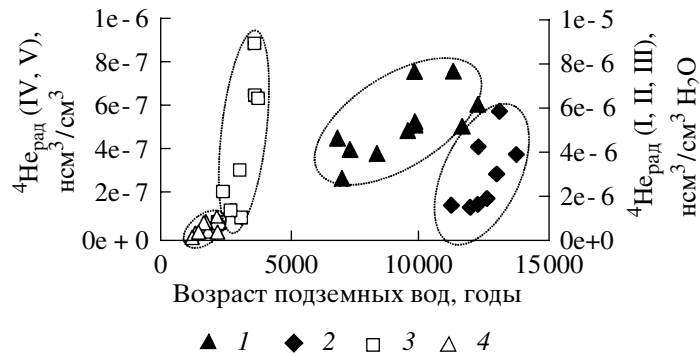


Рис. 2. Возраст воды в различных горизонтах для точек, равноудаленных от области питания, по данным уран-гелиевого метода. 1 – I + II; 2 – III; 3 – IV; 4 – V горизонты.

значит, что время нахождения радионуклидов в пластах-коллекторах должно измеряться, по крайней мере, сотнями тысяч лет – период, вполне достаточный для самоочищения радиоактивных отходов за счет радиоактивного распада. Полученный вывод является подтверждением безопасности выбранной на данном предприятии схемы изоляции жидких РАО посредством их закачки в глубокие водоносные горизонты.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1. АНАЛИТИЧЕСКИЕ РЕШЕНИЯ ДЛЯ РАСПАДА ДВУХ РАДИОНУКЛИДОВ В СОСТАВЕ ВОДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Основные аналитические решения

**Случай распада одного элемента в составе породы.** Предположим, что источником радиоактивности подземных вод является пористая матрица породы (рис. 3). Исходная ( $t = 0$ ) концентрация радионуклида в ней –  $C_{10}$ . На входной границе пласта ( $x = 0$ ) задается постоянный расход фильтрационного потока  $q_0$ . С этим потоком в пласт привносится только “чистая” вода, свободная от родительского  $A_1$  и дочернего  $A_2$  изотопов  $C_1 = C_2 = 0$  при  $x = 0$ . Кроме того, в расчетной схеме допускается перетекание глубинных вод с удельной интенсивностью  $\epsilon_u$ . Эти воды несут компонент  $A_2$  в концентрации  $C_{20}$ , так что его массовый поток  $J_0 = \epsilon_u C_{20}$ . С оценкой величины регионального потока  $J_0$  часто связаны основные трудности корректной интерпретации данных изотопного датирования, так как занижение потока ведет к фиктивному уменьшению темпов водообмена и наоборот.

Система уравнений изотопного баланса имеет вид

$$\begin{aligned} \frac{\partial C_1}{\partial t} + \lambda_1 C_1 &= 0, \\ n \frac{\partial C_2}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(v_x C_2) + \lambda_2 n C_2 - \lambda_1 k_1 C_1 - \frac{\epsilon_u}{m} C_{20} &= 0, \end{aligned} \quad (1)$$

где  $C_1$  – число атомов, способных к распаду, в единице объема породы;  $C_2$  – число атомов, способных к распаду, в единице объема порового раствора (подземной воды);  $k_1$  – количество дочерних атомов, образующихся при распаде одного атома родительского элемента;  $n$  – пористость в долях единицы; скорость потока подземных вод определяется из соотношения  $v_x = \frac{\epsilon_u x}{m} + \frac{q_0}{m}$ , где  $m$  – мощность пласта.

С учетом последнего соотношения система уравнений (1) преобразуется к виду

$$\begin{aligned} \frac{\partial C_1}{\partial t} + \lambda_1 C_1 &= 0, \\ \frac{\partial C_2}{\partial t} + \frac{\partial C_2}{\partial t_0} + (\epsilon^* + \lambda_2) C_2 - \lambda_1 \frac{k_1}{n} C_1 &= \epsilon^* C_{20}, \end{aligned} \quad (2)$$

где  $\epsilon^* = \epsilon_u / mn$ .

В уравнениях (1) и (2) может быть учтена неполнота выделения дочернего продукта распада из породы. Для этого достаточно помножить константу  $k_1$  в уравнениях (1) и (2) на коэффициент потерь  $K_{отд}$ .

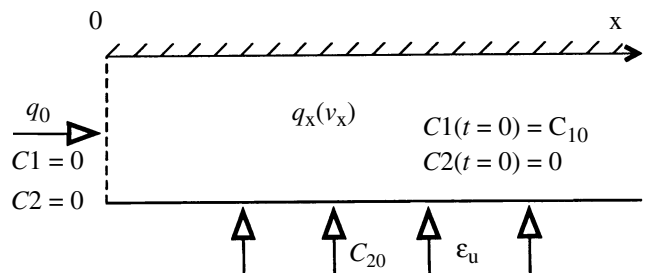


Рис. 3. Схема построения расчетных зависимостей для изотопного датирования подземных вод.

Используя преобразование Лапласа с учетом начального условия  $C_1(t=0) = C_{10}$  получаем аналог системы (2) в изображениях

$$\begin{aligned} (p + \lambda_1)\tilde{C}_1 &= C_{10}, \\ \frac{\partial \tilde{C}_2}{\partial t_0} + (p + \varepsilon^* + \lambda_2)\tilde{C}_2 &= \frac{k_1 \lambda_1 C_{10}}{n p + \lambda_1} + \frac{\varepsilon^* C_{20}}{p}. \end{aligned} \quad (3)$$

Первое уравнение относится к классу алгебраических и имеет тривиальное решение. Второе уравнение системы (3) является дифференциальным уравнением первого порядка. Его решение может быть найдено с помощью подстановки  $\tilde{C}_2 = uv$ . В результате получаем

$$\tilde{C}_1 = \frac{C_{10}}{p + \lambda_1}, \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \tilde{C}_2 &= \frac{k_1 \lambda_1 C_{10}}{n(p + \lambda_1)(p + \varepsilon^* + \lambda_2)} + \frac{\varepsilon^* C_{20}}{p(p + \varepsilon^* + \lambda_2)} + \\ &+ \left( \frac{k_1 \lambda_1 C_{10}}{n(p + \lambda_1)(p + \varepsilon^* + \lambda_2)} + \right. \\ &\left. + \frac{\varepsilon^* C_{20}}{p(p + \varepsilon^* + \lambda_2)} \right) e^{-(p + \varepsilon^* + \lambda_2)t_0}. \end{aligned} \quad (5)$$

Обращение функций  $\tilde{C}_1$  и  $\tilde{C}_2$  дает оригиналы

$$C_1 = C_{10} e^{\lambda_1 t}, \quad (6)$$

$$\begin{aligned} C_2 &= \frac{k_1 \lambda_1 C_{10}}{n(\lambda_1 - \lambda_2 - \varepsilon^*)} (e^{-(\lambda_2 + \varepsilon^*)t} - e^{-\lambda_1 t}) + \\ &+ \frac{\varepsilon^* C_{20}}{\varepsilon^* + \lambda_2} (1 - e^{-(\lambda_2 + \varepsilon^*)t}) \quad \text{при } t < t_0, \end{aligned} \quad (7)$$

$$\begin{aligned} C_2 &= \frac{k_1 \lambda_1 C_{10}}{n(\lambda_1 - \lambda_2 - \varepsilon^*)} (e^{-(\lambda_2 + \varepsilon^*)t_0} e^{-\lambda_1(t-t_0)} - e^{-\lambda_1 t}) + \\ &+ \frac{\varepsilon^* C_{20}}{\varepsilon^* + \lambda_2} (1 - e^{-(\lambda_2 + \varepsilon^*)t_0}) \quad \text{при } t \geq t_0. \end{aligned} \quad (8)$$

Если распадом дочернего продукта можно пренебречь ( $\lambda_2 = 0$ ), то уравнения (6)–(7) упрощаются и могут быть представлены в следующей форме:

$$C_1 = C_{10} e^{-t}, \quad (9)$$

$$C_2 = \frac{k_1 C_{10} e^{-t}}{n(1 - \bar{\varepsilon}_\lambda)} (e^{(1 - \bar{\varepsilon}_\lambda)t} - 1) + C_{20} (1 - e^{-(1 - \bar{\varepsilon}_\lambda)t}) \quad (10)$$

при  $t < t_0$ ,

$$C_2 = \frac{k_1 C_{10} e^{-t}}{n(1 - \bar{\varepsilon}_\lambda)} (e^{(1 - \bar{\varepsilon}_\lambda)t_0} - 1) + C_{20} (1 - e^{-\bar{\varepsilon}_\lambda t_0}) \quad (11)$$

при  $t \geq t_0$ ,

здесь  $\bar{\varepsilon}_\lambda = \frac{\varepsilon^*}{\lambda_1}$ ,  $t = \lambda_1 t$ ,  $t_0 = \lambda_1 t_0$ .

Если положить  $\varepsilon_u = 0$ , т.е. пренебречь региональным (“фоновым”) потоком природных изотопов дочернего продукта распада через подошву пласта, то уравнения (10) и (24) можно представить в безразмерной форме

$$\bar{C}_2^{nk} = \frac{n C_2}{k_1 C_{10}} = (1 - e^{-\lambda_1 t}) \quad \text{при } t < t_0, \quad (12)$$

$$\bar{C}_2^{nk} = \frac{n C_2}{k_1 C_{10}} = (e^{-\lambda_1(t-t_0)} - e^{-\lambda_1 t}) \quad \text{при } t \geq t_0. \quad (13)$$

Подстановка  $C_{10}$  из формулы (9) в (10) и (11) дает

$$\bar{C}_{21}^{nk} = \frac{n C_2}{k_1 C_1} = (e^{\lambda_1 t} - 1) \quad \text{при } t < t_0, \quad (14)$$

$$\bar{C}_{21}^{nk} = \frac{n C_2}{k_1 C_1} = (e^{\lambda_1 t_0} - 1) \quad \text{при } t \geq t_0. \quad (15)$$

Так как  $\varepsilon_u = 0$ , то  $t_0 = xnm/q_0 = xn/v_0$ . Графики решений (9) и (14) даны на рис. 4.

**Случай распада нескольких элементов в составе породы.** Предположим теперь, что радиоактивность пористой матрицы обусловлена присутствием нескольких ( $j = 1, 2, \dots, J$ ) элементов, подверженных распаду, причем распад каждого из атомов  $j$ -го изотопа приводит к образованию  $k_j$  дочерних атомов. Исходные атомарные концентрации каждого из элементов –  $C_{10}^j$ . В этом случае система уравнений изотопного баланса имеет вид

$$\begin{aligned} \frac{\partial C_1^1}{\partial t} + \lambda_1^1 C_1^1 &= 0, \\ \frac{\partial C_1^2}{\partial t} + \lambda_1^2 C_1^2 &= 0, \\ \frac{\partial C_1^j}{\partial t} + \lambda_1^j C_1^j &= 0, \end{aligned} \quad (16)$$

$$n \frac{\partial C_2}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (v_x C_2) + \lambda_2 n C_2 - \sum_{j=1}^J \lambda_1^j k_j C_1^j - \frac{\varepsilon_u}{m} C_{20} = 0,$$

где  $j$  – условный порядковый номер радиоактивного элемента,  $\lambda_1^j$  – константа его распада.

Так как система является линейной, ее решение не представляет существенных математических сложностей. В результате имеем

$$C_1^j = C_{10}^j e^{-\lambda_1^j t}, \quad (17)$$



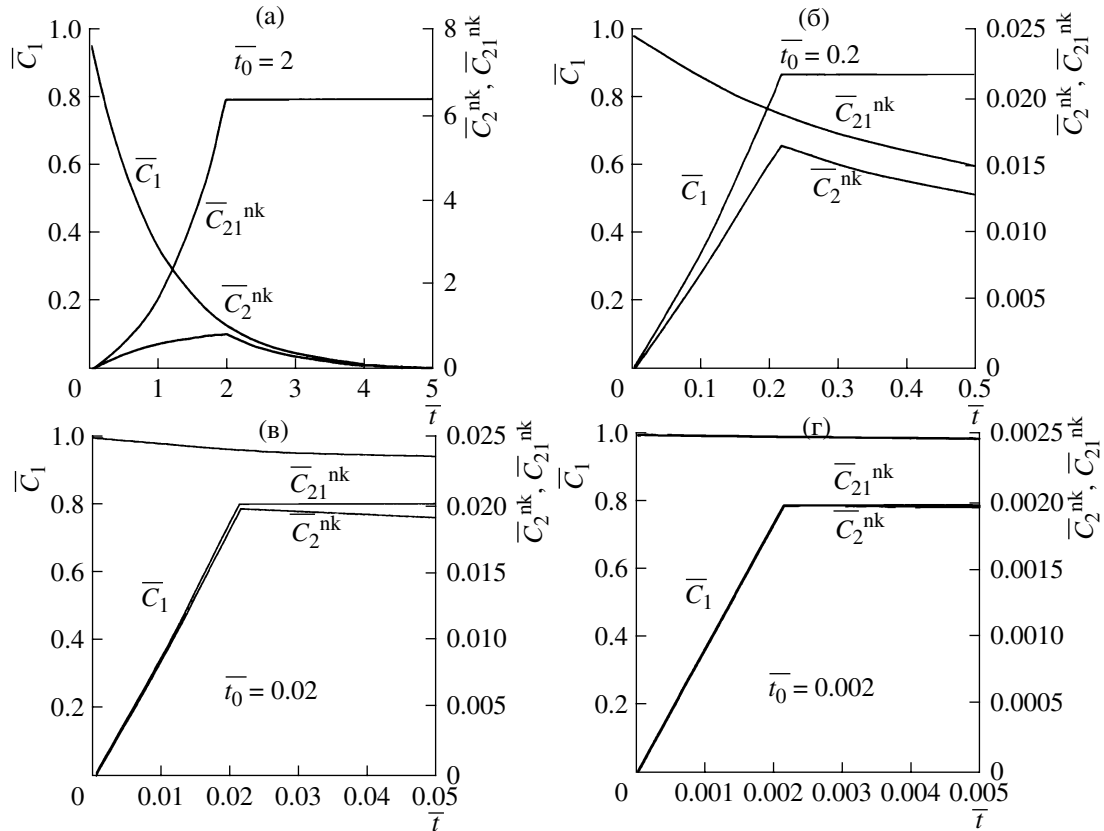


Рис. 4. Графики функций  $\bar{C}_1 = C_1/C_{10}$ ,  $\bar{C}_2$ ,  $\bar{C}_{21}^{nk}$  при  $\dot{t}_0 = 2$  (а),  $\dot{t}_0 = 0.2$  (б),  $\dot{t}_0 = 0.02$  (в) и  $\dot{t}_0 = 0.002$  (г);  $\dot{t} = \lambda_1 t$ ,  $\dot{t}_0 = \lambda_1 t_0$ .

$$C_2 = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^J \frac{k_j \lambda_1^j C_{10}^j}{(\lambda_1^j - \lambda_2 - \epsilon^*)} e^{-\lambda_1^j t} (e^{-(\epsilon^* + \lambda_2 - \lambda_1^j)t} - 1) + \frac{\epsilon^* C_{20}}{\epsilon^* + \lambda_2} e^{-(\epsilon^* + \lambda_2)t} \text{ при } t < t_0, \quad (18)$$

$$C_2 = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^J \frac{k_j \lambda_1^j C_{10}^j}{(\lambda_1^j - \lambda_2 - \epsilon^*)} e^{-\lambda_1^j t} (e^{-(\epsilon^* + \lambda_2 - \lambda_1^j)t_0} - 1) + \frac{\epsilon^* C_{20}}{\epsilon^* + \lambda_2} e^{-(\epsilon^* + \lambda_2)t_0} \text{ при } t \geq t_0. \quad (19)$$

Таким образом, некоторые гидродинамические характеристики водоносных систем могут быть определены посредством замеров соотношений текущих концентраций изотопов (родительских и дочерних) в подземной воде и породе. Покажем это на примере расчетной схемы, которая может использоваться при интерпретации данных, получаемых при изучении распределения изотопов уранового ряда.

*Базовые соотношения для уран-гелиевого датирования*

**Изолированный пласт.** Пусть родительскими являются радионуклиды изотопного ряда  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  [1], их  $\alpha$ -распад приводит к эмиссии  $k_1 = 8$ ,  $k_2 = 7$ ,  $k_3 = 6$  атомов стабильного ( $\lambda_2 = 0$ ) изотопа гелия  $^4\text{He}$  (табл. 6). Из формул (18) и (19) при подстановке в них исходных концентраций  $C_{10}^j$  из (17) ( $J = 3$ ) имеем (случай  $\epsilon^* = 0$ )

$$C_2 = \frac{1}{n} (k_1 C_1^1 (e^{-\lambda_1^1 t} - 1) + k_2 C_1^2 (e^{-\lambda_1^2 t} - 1) + k_3 C_1^3 (e^{-\lambda_1^3 t} - 1)) \text{ при } t < t_0, \quad (20)$$

и

$$C_2 = \frac{1}{n} (k_1 C_1^1 (e^{-\lambda_1^1 t_0} - 1) + k_2 C_1^2 (e^{-\lambda_1^2 t_0} - 1) + k_3 C_1^3 (e^{-\lambda_1^3 t_0} - 1)) \text{ при } t \geq t_0. \quad (21)$$

Здесь  $C_1^1$ ,  $C_1^2$ ,  $C_1^3$  – исходные содержания  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  в породе.

В уравнениях (20) и (21) и во всех последующих зависимостях может быть учтена неполнота выделения гелия из породы в воду [1, 2]. Для этого достаточно помножить константы  $k_j$  в уравнениях (20) и (21) на коэффициент потерь гелия из породы в воду  $K_{отд}$ .

Метод уран-гелиевого датирования используется для изучения водообмена в глубоких водоносных системах, продолжительность существования которых измеряется геологическими отрезками времени, в течение которых влияние питающих границ проявляется в полной мере, т.е. предпосылка  $t \geq t_0$  практически всегда выполняется. Время  $t_0$  в этом случае ассоциируется с “возрастом подземной воды”, т.е. временным периодом, отделяющим время отбора пробы в точке  $x$  от момента внедрения атмосферных вод в подземный горизонт в точке  $x = 0$  (одномерная постановка задачи). В общем случае оно может быть найдено из уравнения (21).

Если положить при  $\lambda_1^j t_0 \ll 1$   $e^{\lambda_1^j t_0} \approx 1 + \lambda_1^j t_0$ , то выражения в скобках в решении (21) становятся линейными функциями  $t_0$ , а формулу (21) можно преобразовать к виду

$$C_2 = \left( \frac{k_1 \lambda_1^1}{n} C_1^1 + \frac{k_2 \lambda_1^2}{n} C_1^2 + \frac{k_3 \lambda_1^3}{n} C_1^3 \right) t_0, \quad (22)$$

откуда

$$t_0 = \frac{C_2}{P'}, \quad (23)$$

где

$$P' = \frac{k_1 \lambda_1^1}{n} C_1^1 + \frac{k_2 \lambda_1^2}{n} C_1^2 + \frac{k_3 \lambda_1^3}{n} C_1^3 \quad (24)$$

– скорость накопления радиогенного гелия ат/(л<sub>H<sub>2</sub>O</sub> год), т.е. при малых значениях безразмерных комплексов  $\lambda_1^j t_0$  накопление <sup>4</sup>He происходит примерно с постоянной скоростью.

Если последнее условие соблюдается, то стационарное (при  $t > t_0$ ) распределение <sup>4</sup>He в однопластовой системе, когда  $v_x = v = \text{const}$ ,  $\varepsilon_u = 0$ ,  $\lambda_2 = 0$ ,  $C \equiv C_2$  (концентрация <sup>4</sup>He в воде), описывается дифференциальным уравнением

$$vm \frac{\partial C}{\partial x} - mnP' = 0, \quad (25)$$

которое является своего рода обобщением системы уравнений (16); оно оказывается полезным при анализе накопления <sup>4</sup>He в многопластовых системах (рис. 4).

При известных концентрациях в точках  $x_1$  и  $x_2$  ( $x_2 > x_1$ ), расположенных на одной линии тока, дей-

ствительная скорость массопереноса  $u = v_0/n$  может быть определена из выражения

$$u = \frac{x_2 - x_1}{\frac{C_2(x_2)}{P'(x_2)} - \frac{C_2(x_1)}{P'(x_1)}}, \quad (26)$$

вытекающего из (23).

**Многопластовая система в условиях регионального потока глубинного гелия.** Составим систему уравнений баланса изотопа <sup>4</sup>He в многопластовой системе, имея в виду постоянство интенсивности генерации ( $P'_i$ ) данного изотопа за счет распада родительских продуктов (25) в каждом из  $i$ -х слоев, а также стационарный характер концентрационных распределений  $C_i$ , что справедливо при  $t > t_0$

$$\begin{aligned} v_1 m_1 \frac{\partial C_1}{\partial x} - m_1 n_1 P'_1 - J_0 + J_1 &= 0, \\ v_2 m_2 \frac{\partial C_2}{\partial x} - m_2 n_2 P'_2 - J_1 + J_2 &= 0, \\ v_i m_i \frac{\partial C_i}{\partial x} - m_i n_i P'_i - J_{i-1} + J_i &= 0, \end{aligned} \quad (27)$$

где интенсивность межслоевых перетоков  $J_i$  определяется концентрационными градиентами

$$\begin{aligned} J_1 &= \frac{D_M}{m_{01}} (C_1 - C_2), \quad J_2 = \frac{D_M}{m_{02}} (C_2 - C_3), \quad \dots, \\ J_i &= \frac{D_M}{m_{0i}} (C_i - C_{i+1}), \end{aligned} \quad (28)$$

здесь  $v_i$  – горизонтальная скорость фильтрации;  $D_M$  – коэффициент молекулярной диффузии <sup>4</sup>He;  $m_i$  и  $m_{0i}$  – мощности хорошо и слабо проницаемых слоев соответственно.

Подстановка выражений для массовых потоков из (28) в уравнения баланса (27) позволяет преобразовать последние к виду

$$\begin{aligned} v_1 \frac{\partial C_1}{\partial x} - n_1 P'_1 - J_0/m_1 + \alpha_1 (C_1 - C_2) &= 0, \\ v_2 \frac{\partial C_1}{\partial x} - n_2 P'_2 - \alpha_1 (C_1 - C_2) + \alpha_2 (C_2 - C_3) &= 0, \\ v_i \frac{\partial C_1}{\partial x} - n_i P'_i - \alpha_{i-1} (C_{i-1} - C_i) + \alpha_i (C_i - C_{i+1}) &= 0, \end{aligned} \quad (29)$$

где

$$\alpha_i = \frac{D_M}{m_{0i} m_i} \quad (30)$$

– коэффициент межслоевого обмена. Система уравнений решается численно при граничных условиях

$$C_i(x=0) = 0. \quad (31)$$

### ПРИЛОЖЕНИЕ 2. ПЕРЕСЧЕТ ФИЗИЧЕСКИХ ЕДИНИЦ ИЗМЕРЕНИЯ

В представленных выше зависимостях в качестве единиц измерения для базовых функций концентраций  $C_1(C_1^j)$  и  $C_2$  использовались количества атомов, подверженных распаду, в единице объема раствора или породы. При практическом анализе концентрационных распределений более привычным является использование других единиц измерения.

При уран-гелиевом методе датирования в пробах подземных вод измеряется объемное содержание растворенного гелия-4 [ $C_2^v$ ], л/л<sub>H<sub>2</sub>O</sub> или нсм<sup>3</sup>/см<sup>3</sup><sub>H<sub>2</sub>O</sub> (см<sup>3</sup> при нормальных условиях), и весовое содержание родительских изотопов <sup>238</sup>U, <sup>235</sup>U и <sup>232</sup>Th, [ $C_1^{j,w}$ ], г/(г скелета породы). Для перевода единиц измерения воспользуемся следующими соотношениями, связывающими между собой количество вещества, молекулярную массу и объемы.

Атомарная концентрация  $C_2$ , ат/л<sub>H<sub>2</sub>O</sub>, связана с мольной концентрацией  $C_2^m$  соотношением

$$C_2^m = \frac{C_2}{N_A}, \text{ моль/л}_{H_2O},$$

где  $N_A = 6.02205 \times 10^{23}$  атомов/моль – число Авогадро. Тогда физический объем растворенного <sup>4</sup>He ( $C_2^v$ ) будет

$$C_2^v = C_2^m V_m \text{ л/л}_{H_2O},$$

где  $V_m = 22.415$  л/моль – мольный объем. Тогда

$$C_2 = N_a \frac{C_2^v}{V_m} \text{ или } C_2^v = \frac{V_m}{N_a} C_2.$$

Пересчет объемной концентрации изотопа в породе [ $C_1^{j,v}$ ], г/л породы, в мольную [ $C_1^{j,m}$ ] осуществляется по формуле

$$C_1^{j,m} = \frac{C_1^{j,v}}{M_1^j}, \text{ моль/л породы},$$

где  $M_1^j$  – молекулярный вес  $j$ -го изотопа. Для связи  $C_1^{j,m}$  с атомарной концентрацией  $C_1^j$  имеем

$$C_1^j = C_1^{j,m} N_a, \text{ ат/л породы},$$

или

$$C_1 = \frac{C_1^{j,v}}{M_1^j} N_a \text{ ат/л породы}.$$

**Таблица 6.** Данные о родоначальниках природных радиоактивных рядов для расчета скорости накопления радиогенного гелия

$j$	Изотоп	$k_j$	$M_1^j$ , г/моль	$\lambda_1^j$ , год <sup>-1</sup>
1	<sup>238</sup> U	8	238	$1.5513 \times 10^{-10}$
2	<sup>235</sup> U	7	235	$9.8485 \times 10^{-10}$
3	<sup>232</sup> Th	6	232	$4.9750 \times 10^{-11}$

В свою очередь, концентрация  $C_1^{j,v}$  связана с концентрацией радионуклида в весовых единицах на единицу веса скелета породы  $C_1^{j,w}$  соотношением

$$C_1^{j,w} = \frac{C_1^{j,v}}{\rho_b 10^3 (1-n)}, \text{ г/г},$$

где  $\rho_b$  – плотность породы, г/см<sup>3</sup>;  $n$  – пористость. Тогда

$$C_1 = \frac{N_a \rho_b 10^3 (1-n)}{M} C_1^{j,w}, \text{ ат/л породы}.$$

$10^3$  нсм<sup>3</sup>/л – множитель для пересчета плотности из г/см<sup>3</sup> в г/л.

Таким образом, формулу (23) для возраста подземных вод можно переписать следующим образом:

$$t_0 = \frac{C_2^v}{P}, \quad (32)$$

где

$$P = \frac{k_1 \lambda_1^1 V_m \rho_b 10^3 (1-n)}{n M_1^1} C_1^{1,w} + \frac{k_2 \lambda_1^2 V_m \rho_b 10^3 (1-n)}{n M_1^2} C_1^{2,w} + \frac{k_3 \lambda_1^3 V_m \rho_b 10^3 (1-n)}{n M_1^3} C_1^{3,w}. \quad (33)$$

Подставим в формулу (33) значения параметров из табл. 6. В результате имеем

$$P = 0.1169 C_1^{1,w} \frac{\rho_b (1-n)}{n} 10^{-6} + 0.659 C_1^{2,w} \frac{\rho_b (1-n)}{n} 10^{-6} + 0.0288 C_1^{3,w} \frac{\rho_b (1-n)}{n} 10^{-6}, \text{ л/л}_{H_2O} \text{ год}^{-1}. \quad (34)$$

Если  $C_2^v$  измеряется в нсм<sup>3</sup>/см<sup>3</sup><sub>H<sub>2</sub>O</sub>, то формула для скорости генерации  $P$  выглядит несколько иначе

$$\begin{aligned}
 P = & 0.1169 C_1^{1,w} \frac{\rho_b(1-n)}{n\rho_{H_2O}} 10^{-6} + \\
 & + 0.659 C_1^{2,w} \frac{\rho_b(1-n)}{n\rho_{H_2O}} 10^{-6} + \\
 & + 0.0288 C_1^{3,w} \frac{\rho_b(1-n)}{n\rho_{H_2O}} 10^{-6}, \text{ нсм}^3/\text{см}^3_{H_2O}
 \end{aligned} \quad (35)$$

где  $\rho_{H_2O}$  – плотность подземной воды, г/см<sup>3</sup>.

При кларковом содержании родительских изотопов [U] ~ (1–3) × 10<sup>-6</sup> г/г, отношении Th/U ~ 3–4 и “средней” пористости пород скорость накопления гелия составляет  $P \sim 10^{-12} - 10^{-11}$  л/л<sub>H<sub>2</sub>O</sub> год<sup>-1</sup> [1, 2, 4, 7, 9].

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горбушина Л.В., Тыминский В.Г. Радиоактивные и стабильные изотопы в геологии и гидрогеологии. М.: Атомиздат, 1974. 104 с.
2. Зверев В.Л., Токарев А.Н., Тыминский В.Г., Швец В.М. Радиоизотопная геохимия. М.: Недра, 1980. 201 с.
3. Коротков А.И., Павлов А.Н. Гидрохимический метод в геологии и гидрогеологии. Л.: Недра, 1972. 184 с.
4. Мамырин Б.А., Толстикхин И.Н. Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат, 1981. 224 с.
5. Рыбальченко А.И., Пименов М.К., Костин П.П. и др. Глубинное захоронение жидких радиоактивных отходов. М.: АТ, 1994. 256 с.
6. Токарев И.В., Зубков А.А., Румынин В.Г. и др. Оценка долгосрочной безопасности захоронения радиоактивных отходов. 1. Палеорекострукция условий формирования подземных вод // Вод. ресурсы. 2009. Т. 36. № 2.
7. Aggarwal P.K., Froehlich K., Kulkarni K.M., Garsia-Agudo E. Nuclear techniques in groundwater investigations. Grounwater Studies // An International Guide for Hydrogeological Investigations / Eds. Kovalevsky V.S., Kruserman G.P., Rushton K.R. Vienna: UNESCO, 2004. № 3. 430 p.
8. Alexandrova L.N., Glinsky M.L., Danilov V.V. et al. Prediction of radioactive liquid waste migration at the Siberian Chemical Combine underground injection site based on mathematical modeling // Underground Injection Science and Technology. Berkeley, 2003. P. 46–53.
9. Castro M.C., Stute M., Schlosser P. Comparison of <sup>4</sup>He ages and <sup>14</sup>C ages in simple aquifer systems: implications for groundwater flow and chronologies // Appl. Geochem. 2000. V. 15. P. 1137–1167.
10. Kamensky I.L., Tokarev I.V., Tolstokhin I.N. <sup>3</sup>H-<sup>3</sup>He dating: a case for mixing of young and old groundwaters // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. № 10. P. 2895–2900.
11. Mazor E. Paleotemperatures and other hydrological parameters deduced from noble gases dissolved in groundwaters; Jordan Rift Valley, Israel // Geochim. Cosmochim. Acta. 1972. V. 36. Issue 12. P. 1321–1336.
12. Rumynin V.G., Sindalovskiy L.N., Konosavsky P.K. et al. A review of the studies of radionuclide adsorption / desorption with application to radioactive waste disposal sites in the Russian Federation // Underground Injection Science and Technology. Amsterdam: Elsevier, 2005. P. 273–315.
13. Shestakov V.M., Kuvaev A.A., Lekhov A.V. et al. Flow and transport modeling of liquid radioactive waste injection using data from the Siberian Chemical Plant Injection Site // Environ. Geol. 2002. V. 42. № 2–3. P. 214–221.
14. Tokarev I.V., Kamensky I.L., Tolstikhin I.N. Tritium-helium-neon isotopical systematics of ground water: Application for hydrogeological and ecological problems // Proc. “Freiberg isotopen colloquium, 1996”. Freiberg: TU Bergacademie, 1996. P. 251–260.
15. Tokarev I.V., Zubkov A.A., Rumynin V.G. et al. Origin of high <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U ratio in post-permafrost aquifers // Uranium in the Environment (Mining Impact and Consequences) / Eds. Merkel B.J., Hasche-Berger A. Freiberg: Springer, 2005. P. 854–863.
16. Weiss R.F. The solubility of helium and neon argon in water and seawater // J. of Chem. Eng. Data. 1971. V. 16. P. 235–241.