

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) ПРИ ИЗУЧЕНИИ ПРОЦЕССОВ ДЕГРАДАЦИИ МЕРЗЛОТЫ В РЕЗУЛЬТАТЕ ДОЛГОВРЕМЕННЫХ ВАРИАЦИЙ КЛИМАТА

Отмечаемое потепление климата имеет одним из своих результатов деградацию многолетней мерзлоты. Темпы этой деградации необходимо учитывать при изучении ресурсов и качества подземных вод, строительстве долговременных сооружений, захоронении радиоактивных отходов, реконструкции палеоклиматов и т.п. Рассматриваются теоретические основы и возможность использования разрабатываемой автором методики, основанной на изотопных системах $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и датировании подземных вод уран-гелиевым и тритий-гелий-3-методами, а также корреляций между ними для реконструкции темпов деградации многолетней мерзлоты.

Marked warming of a climate has one of the results the degradation of a permafrost. Estimation of this degradation rates are necessary for considering at studying resources and qualities of underground waters, construction of long-term constructions, a burial place of radioactive waste, reconstruction of paleoclimate, etc. In this article it is considered theoretical bases and an opportunity of use developed by the author's technique, which is based on isotope systematics $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ and U/He, $^3\text{H}/^3\text{He}$ dating of groundwater, and also correlations between them for reconstruction of rates of the permafrost degradation.

Введение. Последние 30-40 лет были отмечены интенсивным развитием прикладных и теоретических аспектов изотопно-геохимических методов исследования природной среды. В качестве примера достаточно вспомнить успехи в области абсолютного датирования геологической истории Земли. Все более широкая распространенность изотопно-геохимических методов обусловлена, прежде всего, улучшением аппаратной базы, удешевлением и упрощением методов анализа, появлением компьютерных методов моделирования.

Изотопная гидрогеология является одним из самых молодых и наиболее быстро прогрессирующих направлений в геологических науках. Неоднократно публиковались отдельные статьи, монографии, сборники работ и обзоры по данной тематике [3-7, 9, 13, 16, 17, 18, 22, 24, 25]. Мониторинг публикуемых исследований демонстрирует растущее разнообразие видов изотопных систем, используемых для решения гидрогеологических задач. Круг решаемых задач

расширяется и включает не только проблемы фундаментального характера, но и вопросы сугубо прикладных исследований.

Традиционно выделяются два главных направления гидрогеологических исследований, в которых изотопные методы наиболее эффективны:

- определение источников вещества – как самой воды, так и растворенных веществ, а также пропорций смешения веществ, поступивших из различных источников;

- оценка эволюции гидрогеологических систем во времени, основанная на датировании подземных вод.

Несмотря на продемонстрированную высокую перспективность, в целом изотопные методы исследований пока еще редко выходят за пределы исследовательских лабораторий. Основной причиной является малая информированность практических специалистов и все еще относительно высокая стоимость анализов. Данная работа имеет целью в какой-то мере компенсировать этот пробел в области, связанной с изучением

ем воздействия глобальных вариаций климата на подземную гидросферу.

Глобальные вариации климата в плейстоцен-голоценовый период и настоящее время в пределах России имеют результатом значительное сокращение площади, занятой многолетнемерзлыми горными породами. В ходе деградации мерзлоты из талой воды формируются водоносные горизонты, протекает целый ряд гидрогеологических и инженерно-геологических процессов, которые оказывали, оказывают и могут оказать в будущем большое влияние на хозяйственную деятельность. В первую очередь это относится к формированию ресурсов и качества подземных вод, а также к влиянию этих процессов на долговременные сооружения (мосты, трубопроводы, линии железных дорог и т.п.) и искусственные объекты типа площадок постоянного захоронения радиоактивных и высокотоксичных отходов.

Изотопные методы исследования подземных вод. Рассмотрим основные представления, которые предлагается использовать в рамках разрабатываемого подхода. Осреднение изотопного состава является важной характеристикой подземных вод. Годовой слой восполнения подземных вод за счет атмосферных осадков, как правило, составляет несколько процентов от мощности водоносных горизонтов. За счет гидродисперсии в процессе фильтрации также происходит осреднение изотопного состава подземных вод в разрезе. Наиболее значительное осреднение изотопного состава происходит при откачке скважинами (особенно совершенными по степени вскрытия) и при разгрузке подземных вод на поверхность, например, в виде родников. В результате в большинстве случаев имеет смысл оперировать среднегодовыми концентрациями изотопов в осадках, а при датировании корректно будет говорить о среднем времени пребывания воды или растворенных веществ в гидрогеологической системе.

Фракционирование изотопов происходит за счет различия их физико-химических свойств, обусловленных разницей в массе ядра. К фракционированию изотопов ведут

следующие физико-химические процессы (по мере убывания значимости): а) изменение агрегатного состояния, б) однонаправленные химические реакции с образованием осадков или газообразных веществ, в) реакции изотопного обмена. Для стабильных изотопов изотопное фракционирование – единственный вид разделения в природных процессах.

Изотопный состав воды испытывает наиболее значительные изменения, связанные с фракционированием, по сравнению с другими веществами. Фактическая шкала природных вариаций концентраций стабильных изотопов природных вод для различных резервуаров Земли составляет для дейтерия около 700 ‰, для кислорода около 90 ‰ [13].

Испарение, конденсация и замерзание – три основных физических процесса, приводящих к изменениям изотопного состава природных вод различных геосфер. При фракционировании воды строго соблюдается следующая закономерность: тяжелый изотоп всегда накапливается в более конденсированной фазе. Например, при замерзании во вновь образующемся льду накапливается дейтерий и кислород-18, а в остаточную воду переходят преимущественно протий и кислород-16. В этом случае говорят об «облегчении изотопного состава воды» и «утяжелении изотопного состава льда». В ходе таяния воды фракционирования не происходит из-за слишком малых скоростей диффузии молекул воды во льду.

Для анализа результатов измерений данные наносят на диаграмму $\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$. В рамках этой систематики обнаружено несколько фундаментальных закономерностей. Например, изотопный состав атмосферных осадков хорошо аппроксимируется прямой линией [24]:

$$\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10,$$

которая называется глобальной линией метеорных вод (ГЛМВ).

Отмечается тесная связь между изотопным составом кислорода и водорода воды и среднегодовой температурой [10, 20, 25]:

$$\delta^{18}\text{O} = 0,69t - 13,6 \text{ ‰}; \quad (1)$$

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

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

Для определения климата в период восполнения рассчитывают среднегодовую температуру в эпоху выпадения атмосферных осадков по формулам (1), (2).

При обнаружении легких по изотопному составу подземных вод: $\delta^2\text{H} < -(110-120) \text{ ‰}$ и $\delta^{18}\text{O} < -(13-15) \text{ ‰}$ [9, 28], – можно вполне определенно утверждать, что атмосферные осадки, сформировавшие эти воды, выпали в холодных климатических условиях, со среднегодовой температурой около 0 °C и ниже.

Температуру теплого сезона года, отвечающего периоду восполнения запасов подземных вод, можно рассчитать по концентрациям благородных газов [26]. При датировании подземных вод уран-гелиевым и тритий-гелий-3-методом получение этой информации является обязательным.

В ходе становления мерзлоты происходит фракционирование изотопного состава воды [17]. Точки изотопных составов воды, образованных из растаявшего льда, должны быть смещены вправо относительно ГЛМВ. При диагностике процесса замерзания следует обращать внимание на абсолютные значения изотопного состава подземных вод, так как замерзание характерно для вод регионов с холодным климатом (см. выше).

Соотношение четных изотопов урана, растворенного в подземных водах, как правило, отклоняется от векового радиоактивного равновесия $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1$ (по активностям). В подавляющем большинстве случаев наблюдаются отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \approx 0,8-4$ [23, 29]. Обогащение ^{234}U обусловлено его большей мобильностью, связанной с разрушением кристаллической решетки минералов при радиоактивном распаде ^{238}U и последующим преимущественным выщелачиванием дочернего ^{234}U . В некоторых случаях обогащение по ^{234}U может достигать весьма значительных размеров, например, в подземных водах острова Сааремаа (Эстония) обнаружены $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \approx 54$ [14].

Причиной столь значительного обогащения является нахождение пород в мерзлом состоянии в течение достаточно заметного в

геологическом плане времени [29]. В период существования мерзлоты геохимическая подвижность ^{234}U резко ограничена вследствие отсутствия жидкой воды (за исключением пленочной влаги). Вслед за возобновлением водообмена ^{234}U , накопленный за время существования мерзлоты, мобилизуется гравитационной водой, образующейся за счет таяния льда, что приводит к резкому повышению $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах.

В случае обнаружения вод, сформировавшихся за счет таяния мерзлоты, эффект обогащения ^{234}U должен коррелировать с изотопным составом воды таким образом, что при обнаружении урана с изотопным составом $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 5 \div 6$, изотопный состав воды должен отвечать холодным климатам с $\delta^2\text{H} < -(110-120) \text{ ‰}$ и $\delta^{18}\text{O} < -(13-14) \text{ ‰}$. Кроме того, в изотопном составе воды с резким обогащением $^{234}\text{U} > 10 \div 15$, как правило, обнаруживаются эффекты фракционирования при замерзании [27].

Методы датирования подземных вод.

Под возрастом горных пород понимается промежуток времени, прошедший с момента их извержения, отложения или метаморфического преобразования. В отличие от горных пород флюиды земной коры – вода и газы, являются подвижными компонентами, поэтому для них следует выбрать свою начальную точку отсчета времени, длительность которого можно обозначить термином возраст. Подземные воды, как показывают многочисленные данные, в конечном счете, всегда оказываются исходно метеогенными, т.е. прошедшими стадию переноса в атмосферу [7, 8, 17]. Поэтому для них логично предложить в качестве исходной точки отсчета возраста момент поступления в подземную гидросферу.

Единственным физическим процессом, несущим в себе «абсолютную» метку времени, является радиоактивный распад, благодаря которому количество радиоактивного вещества уменьшается строго в соответствии с константой распада. Поэтому идеальным трассером для датирования воды является тритий, входящий в ее молекулу. Период полураспада трития $T_{1/2} = 12,26$ лет, поэтому максимальные периоды времени,

которые могут быть исследованы с его помощью, $t = 7T_{1/2} \approx 85$ лет [1, 2, 4, 12, 15].

Когда длительность изучаемых процессов отличается от шкалы датирования по тритию, как это имеет место при исследовании воздействия глобальных вариаций климата на подземную гидросферу, приходится использовать изотопные системы, связанные с растворенными веществами. Строго говоря, в этом случае следует каждый раз доказывать закрытость гидрогеологических систем для этих трассеров (их консервативность) и синхронность перемещения в пространстве воды и растворенного вещества.

Поскольку наиболее часто неконсервативность систем возникает в результате протекания в них химических реакций, наиболее перспективными для датирования являются системы, включающие инертные газы, которые не участвуют в химических взаимодействиях. В достаточной для практического применения степени разработаны следующие методы, включающие благородные газы [4, 11, 19, 21]:

- тритий-гелий-3 ($^3\text{H}/^3\text{He}$), криптон-85 (^{85}Kr) – для вод с возрастом до нескольких десятков лет (вплоть до 1952 г.);

- уран-гелиевый (U/Th)/ ^4He , криптон-89 (^{89}Kr) – для вод с возрастом свыше 100 лет.

Заключение. Вышеперечисленные изотопные системы в комплексе позволяют:

- определить среднегодовую температуру в период формирования подземных вод по изотопному составу воды;

- диагностировать наличие мерзлоты в прошлом – по утяжелению изотопного состава воды относительно глобальной линии метеорных вод и значительному обогащению ураном-234 ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 5 \div 8$);

- определить промежуток времени, прошедший с момента деградации мерзлоты.

Для изотопного опробования могут быть рекомендованы постоянно или регулярно работающие водозаборные скважины и (или) восходящие родники. Использование нисходящих родников возможно в том случае, если они по гидрогеологическим соображениям

могут быть приняты в качестве хорошо осредняющих водосборную площадь водопроявлений. Как правило, это должны быть родники достаточно большого расхода – не менее нескольких литров в секунду.

Изотопные методы должны быть тесно увязаны с обычными видами гидрогеологических работ. Например, во всех случаях для выполнения датирования необходимо представлять гидродинамическую сетку движения во избежание получения «кажущегося» возраста и геологически абсурдных результатов.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 03-05-20000 БНТС_а, 04-05-97508 р_офи, CRDF No. RUG2-2821-MO-06.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акулов Ю.А. Определение значений периода полураспада для атомарного трития и свободного тритона с использованием данных о химических сдвигах постоянной бета-распада / Ю.А.Акулов, Б.А.Мамырин. Письма в ЖТФ. 2000. Т.26. Вып.11. С.23-28.
2. Вакуловский И.Ю. Распределение концентраций трития в атмосферных осадках на территории СССР в 1970-1979 гг. / И.Ю.Вакуловский, Е.И.Катрич, С.М.Рослый // Водн. ресурсы. 1982. № 5. С.169-172.
3. Васильчук Ю.К. Основы изотопной геохронологии и гляциологии / Ю.К.Васильчук, В.М.Котляков. М.: Изд-во МГУ, 2000. 614 с.
4. Горбушина Л.В. Радиоактивные и стабильные изотопы в геологии и гидрогеологии. / Л.В.Горбушина, В.Г.Тыминский. М.: Атомиздат, 1974. 102 с.
5. Изотопия природных вод: Сб. научн. трудов. М.: Наука, 1978. 244 с.
6. Изотопно-геохимические и палеогеографические исследования на севере России / Ин-т геогр. РАН. М., 2004. 167 с.
7. Изотопно-геохимические методы оценки степени взаимосвязи подземных и поверхностных вод. Киев: Наукова думка, 1977. 151 с.
8. Исследование природных вод изотопными методами: Сб. науч. трудов. М.: Наука, 1981. 250 с.
9. Крицук Л.Н. Изотопный и химический состав подземных льдов и природных вод Западной Сибири: Обзор / Л.Н.Крицук, В.А.Поляков. М.: Геоинформмарк, 2005. 52 с.
10. Кузнецова Л.П. Перенос влаги в атмосфере над территориями СССР. М.: Наука, 1978. 90 с.
11. Мамырин Б.А. Изотопы гелия в природе / Б.А.Мамырин, И.Н.Толстихин. М.: Энергоиздат, 1981. 224 с.
12. Махонько К.П. Поведение в атмосфере радиоактивных продуктов ядерных взрывов. СПб: Гидрометеоиздат, 2002. 163 с.

13. Никаноров А.Ю. Стабильные изотопы в гидрохимии / А.Ю.Никаноров, Ю.А.Федоров. Л.: Гидрометеопиздат, 1988. 243 с.
14. Поляков В.А. Изучение изменений гидрохимии и ресурсов подземных вод прибрежных водозаборов в Эстонии по изотопным данным // Всесоюзная конференция по гидрогеологии: Тезисы / НПО «ГИДЭК». Звенигород, 1991. С.60-62.
15. Поляков В.А. Некоторые региональные аспекты формирования изотопного состава атмосферных осадков / В.А.Поляков, Л.Н.Колесникова // VII Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии: Тезисы / Ин-т геохимии и аналит. химии. М., 1978. С.148-149.
16. Поляков В.А. Генезис и динамика минеральных вод Кавказа по результатам изотопно-геохимических исследований / В.А.Поляков, Л.Г.Соколовский. М.: Геоинформмарк, 2005. 65 с.
17. Природные изотопы гидросферы / Под ред. В.И.Феррерского. М.: Недра, 1975. 277 с.
18. Радиоизотопная геохимия / В.Л.Зверев, А.Н.Токарев, В.Г.Тыминский, В.М.Швец. М.: Недра, 1980. 201 с.
19. Румынин В.Г. Оценка качества подземных вод при их площадном инфильтрационном загрязнении нестабильными компонентами (модельные представления) / В.Г.Румынин, Н.Ф.Карачевцев // Водн. ресурсы. 1992. № 3. С.50.
20. Среда обитания человека в голоцене по данным изотопно-геохимических и почвенно-археологических исследований (европейская часть России) / Ин-т геогр. РАН. М., 2002. 189 с.
21. Толстихин И.Н. О возможности тритий-гелий-3 датирования подземных вод / И.Н.Толстихин, И.Л.Каменский // Геохимия. 1969. № 8. С.1027-1029.
22. Фор Г. Основы изотопной геологии: Пер. с англ. И.М.Горохова и Ю.А.Шуколюкова М.: Мир, 1989. 590 с.
23. Чердынцев В.В. Уран-234. М.: Атомиздат, 1967. 238 с.
24. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters // Science. 1961. V.133. № 3464. P.1702-1703.
25. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // Tellus. 1964. V.16. № 4. P.436-463.
26. A noble gas temperature record from the North China Plain / A.M.Kreuzer, W.Aeschbach-Hertig, C.V.Rohden, R.Kipfer, C.Zongyu, I.Hajdas, G.Bonani // Geophysical Research Abstracts. 2006. V.8. 03815. P.136-139.
27. Origin of high $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ratio in post-permafrost aquifers / I.V.Tokarev, A.A.Zubkov, V.G.Rumynin, V.A.Polyakov, V.Yu.Kuznetsov, F.E.Maksimov / Uranium in the Environment (Mining Impact and Consequences) / B.J.Merkel and A.Hasche-Berger edit. Springer, 2005. P.854-863.
28. Statistical treatment of data on environmental Isotopes in precipitation. Tech. Rep. № 331. IAEA. Vienna, 1992. 867 p.
29. Uranium anomalies identified using G-BASE data – Natural or anthropogenic? A uranium isotope pilot study / S.R.N.Chenery, E.L.Ander, K.M.Perkins, B.Smith // British Geo. Surv., 2002, IR/02/001. P.50-60.