

ный и сухих слоев на расположенный между ними влажный слой. Для имитации слоев, расположенных между винтовыми лопастями-экранами, использовали влагонасыщенный мелкозернистый кварцевый песок (объемная влажность около 40%). Мощность песчаных слоев 16 и 24 см. Лопасте-экраны имитировались комбинированными отражательно-поглощающими слоями: стальным с борной кислотой толщиной по 1 см каждый.

Варианты опытов приведены на рис. 3. Цилиндры из оргстекла имитировали слои 100%-ной влажности (I, II на рис. 3), а воздух над и под песчаным слоем «нулевой» влажности (III, IV на рис. 3).

Зонд влагомера содержал борный счетчик типа СНМ-11 и Pu + Ве-источник нейтронов мощностью около 10^5 нейтр/сек. Не заэкранированная кадмием, т. е. чувствительная часть катода счетчика имела длину 4 см (общая длина 28 см). Расстояние от середины этой части счетчика до центра нейтронного источника (длина зонда) 6 см. «Нуль» зонда — точка, которая делит это расстояние пополам (см. рис. 3).

Из рис. 2 и 4 видно, что в случае применения экранов скорости счета в середине исследуемого слоя оказываются практически одинаковыми (с точностью в пределах ошибки измерений) независимо от величины влажности граничащих слоев. Погрешности в определении влажности исследуемого слоя без применения экранов составили бы не менее 100 и 25%. Отличие кривых рис. 2 от кривых рис. 4 объясняется различной толщиной слоя песка (16 и 24 см соответственно).

Предлагаемый способ улучшения вертикальной разрешающей способности нейтронного влагомера состоит исследовать с применением реальных влажных лопастей-экранов, действие которых может оказаться не столь эффективным, как применение плоскостепенных экранов. Кроме того, необходимо выполнить исследования в направлении разработки методики интерпретации измерений, выполненных с применением предлагаемого винтолопастного экранного зонда.

Поступило в Редакцию 22/VII 1972 г.
В окончательной редакции 4/VI 1972 г.

ЛИТЕРАТУРА

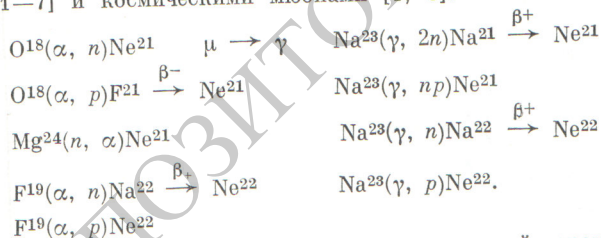
1. G. Lawless et al. Soil Sci. Soc. of America Proc., 27, 5 (1963).
2. В. А. Емельянов. Полевые радиометрические влагомеры и плотномеры. М., Атомиздат, 1966.
3. J. Mc Henry. Soil Sci. 95, 5 (1963).
4. В. А. Емельянов. Полевая радиометрия влажности и плотности почво-грунтов. М., Атомиздат, 1970.
5. Методические указания по измерениям влажности и плотности почво-грунтов радиометрическими влагомерами и плотномерами при почвенных и инженерно-геологических и гидромелиоративных изысканиях. Вып. 4, М., изд. ВНИИГиМ, 1969.
6. Л. И. Вескин. «Изотопы в СССР», № 7 (1967).

О происхождении изотопа Ne^{21} в радиоактивных минералах

Ю. А. ШУКОЛЮКОВ, В. Б. ШАРИФ-ЗАДЕ, Г. Ш. АШКИНАДЗЕ, Э. К. ГЕРЛИНГ

УДК 546.292:553.495

Неон, выделенный из урансодержащих минералов и природных гелиеносных газов, обогащен изотопами Ne^{21} и Ne^{22} [1—4]. Для объяснения обогащения предложены ядерные реакции с α -частицами, нейтронами [1—7] и космическими мюонами [4, 8]:



Однако до сих пор расчеты имели качественный характер, так как было невозможно учесть потери неона минералами за геологическое время и, следовательно, правильно оценить количество Ne^{21} , генерируемое в минералах.

В настоящей работе приведены данные, позволяющие устранить неопределенности, связанные с потерями неона минералами.

В минералах при α -распаде элементов семейства урана и тория образуется Ne^4 . Кроме того, при спонтанном делении U^{238} и делении U^{235} тепловыми нейтронами генерируются изотопы криптона и ксенона. Поскольку известен изотопный состав ксенона и криптона

при спонтанном делении U^{238} [9] и нейтронно-индуцированном делении U^{235} [10], можно оценить долю продуктов спонтанного деления в найденном общем количестве ксенона и криптона, которые содержатся в минерале [9]. Определив таким образом содержание ксенона и криптона (продуктов только спонтанного деления U^{238}) и радиогенного Ne^4 , а также оценив возраст минерала t независимым уран-торий-свинцовым методом [11, 12], можно рассчитать коэффициенты сохранности S_{Ne} , S_{Kr} , S_{Xe} этих радиогенных газов. Результаты изучения нескольких десятков радиоактивных минералов [9] показывают, что значения коэффициентов сохранности гелия, криптона и ксенона зависят от атомного веса газа. Следовательно, интерполяцией может быть оценено и значение коэффициента сохранности неона в каждом минерале.

Для каждого образца минерала (кроме № 3) были проведены параллельные определения неона (см. таблицу). Изотопный состав при этом несколько различался, причем не столько из-за погрешности измерений ($\pm 0,3$ отн. %), сколько за счет неизбежного попадания в аппаратуру из атмосферы некоторого количества неона, изотопный состав которого отличался от состава неона в образцах (см. таблицу).

Поскольку относительное содержание Ne^{20} в изотопной смеси всегда более чем в пять раз превышало содержание Ne^{22} (и тем более Ne^{21}), поэтому весь Ne^{20} принимали за атмосферный и количество избыточных

Радиогенные изотопы неона в радиоактивных минералах

Номер образца	Образец	Возраст, млн. лет	U, %	Th, %	Навеска, г	Изотопный состав неона, %			Радиогенный неон, $\times 10^{-9}$ см ³ /г								
						20	21	22	измерено		исправлено на потери		вычислено по формуле (2) для Ne ²¹				
									Ne ²¹	Ne ²²	Ne ²¹	Ne ²²					
1	Настуран Г-4 (Восточная часть СССР)	230	18,8	0,5	0,062	90,3	0,396	9,30	0,011	0,36	0,75	0,030	38±7	30	1270	1000	250±100
2	Настуран Г-3 (Восточная часть СССР)	230	69,0	0,5	0,956 0,160	89,40 89,0	0,541 1,27	10,1 9,75	0,019	0,52	0,92	0,050	108±3	235±170	2130	4700	920±350
3	Гачетолит (Ильменские горы, Урал)	293	2,39	0,35	0,31	81,2	0,470	18,3	0,078	0,81	1,14	0,16	9,6±2,0	416±130	57	2500	45±15
4	Бетафит (Ильменские горы, Урал)	293	9,39	6,6	0,50 0,50	81,6 82,1	0,772 0,614	17,7 17,4	0,093	0,42	0,60	0,12	15±2	320±100	125	2700	250±100
5	Самарскит (Ильменские горы, Урал)	330	5,48	1,94	0,25 0,25	90,1 86,7	0,366 0,430	9,64 12,8	0,36	0,88	0,88	0,45	21±5	180±150	47	400	130±50
6	Монацит № 3 (Кольский п-ов)	1950	0,146	2,5	0,50 2,00	85,2 82,9	4,62 4,74	10,22 12,50	0,48	0,54	0,70	0,50	316±60	220±120	732	440	200±80
7	Атмосфера	—	—	—	90,50	90,50	0,268	9,23									

радиогенных Ne²¹ и Ne²² подсчитывали по формулам:

$$\left. \begin{aligned} Ne_{p}^{21} &= Ne_{изм}^{21} - Ne_{изм}^{20} \left(\frac{Ne^{21}}{Ne^{20}} \right)_{атм}, \\ Ne_{p}^{22} &= Ne_{изм}^{22} - Ne_{изм}^{20} \left(\frac{Ne^{22}}{Ne^{20}} \right)_{атм}. \end{aligned} \right\} (1)$$

Найденные таким образом количества радиогенного неона были исправлены на потери газов минералами, для этого путем интерполяции определялись коэффициенты потерь неона.

Зная дозу α -облучения для каждого минерала (содержание α -излучателей и время облучения были известны), можно было рассчитать возможное количество Ne²¹ при условии, что он образуется в реакции O¹⁸ (α, n) по формуле [6],

$$Ne_{выч}^{21} = \frac{N_{\alpha} q_0 S_0 N_0}{\sum_i N_i S_i}, \quad (2)$$

где N_{α} — интегральное количество α -частиц в единице объема минерала; q_0 — выход реакции на кислороде (толстая мишень) под действием α -частиц уранового и ториевого равновесных семейств (величина, взвешенная с учетом соотношения Th/U) [6]; N_0 — концентрация ядер кислорода; S_i — относительная тормозная способность присутствующих в минерале химических элементов; S_0 — то же для кислорода. Учитывая невысокую точность Ne²¹_{выч} из-за возможного влияния неучтенных количеств бериллия с очень большим выходом (α, n)-реакции, а также несоблюдения предположения о гомогенном распределении излучателей и поглотителей α -частиц в минералах, можно рассматривать полученные данные как предварительное эксперимен-

тальное подтверждение гипотезы об образовании Ne²¹ в минералах в реакции O¹⁸ (α, n) Ne²¹.

Происхождение избытка Ne²² пока не ясно, так как его количество слишком велико, чтобы его можно было объяснить присутствующим в минералах фтором, способным к реакции F¹⁹ (α, n) и F¹⁹ (α, p).

Поступило в Редакцию 2/II 1971 г.

ЛИТЕРАТУРА

- G. Wetherill. Phys. Rev., 96, 679 (1954).
- D. Bogard et al. J. Geophys. Res., 70, 703 (1965).
- D. Emerson et al. Geochim. et Cosmochim. acta, 30, 847 (1966).
- D. Emerson et al. Internat. J. of Mass Spectrometry and Ion Phys., 1, No. 1, 105 (1968).
- Л. К. Кашкаров, В. В. Чердынцеv. «Геохимия», № 7, 632 (1958).
- Г. В. Горшков и др. Естественный нейтронный фон атмосферы и земной коры. М., Атомиздат, 1966.
- J. Takagi et al. J. Geophys. Res., 72, 2267 (1967).
- J. Takagi Nature, 227, No. 5256, 362 (1970).
- Ю. А. Шуклюков. Деление ядер урана в природе. М., Атомиздат, 1970.
- Ю. А. Зысин, А. А. Лбов, Л. Н. Сельченков. Выходы продуктов деления и их распределение по массам. М., Атомиздат, 1957.
- И. Е. Старик. Ядерная геохронология. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961.
- Э. В. Соботович. Изотопы свинца в геохимии и космохимии. М., Атомиздат, 1970.