

слои воды [9]. Расчет показывает, что в слое воды толщиной 30 см при энергии γ -квантов 1,25 Мэв поглощается примерно 57% энергии падающего излучения. Следовательно, при экспозиционной дозе 1 р поглощается энергия $1,9 \cdot 10^3$ эрг/см, что соответствует 0,63 бэр/ад.

На рис. 2 приведена зависимость $\frac{D_6}{P} = f(E)$ в бэр/нейтр.см⁻² и бэр/нейтр.см⁻². На основании данных рис. 2 и работы [1] рассчитаны биологические дозы нейтронов, выраженные в бэрах и бэрадах, в отношении острых последствий для точечных источников изотропного излучения в бесконечной воздушной среде нормальной плотности ($\rho = 1,29 \cdot 10^{-3}$ г/см³).

Зависимость дозы от расстояния излучения приведена на рис. 3, а. Аналогичная зависимость, полученная на основании существующих правил радиационной безопасности [2], приведена на рис. 3, б.

Поступило в Редакцию 24/XI 1966 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. П. А. Ямпольский и др. «Атомная энергия», 21, 262 (1966).
2. А. А. Моисеев, В. И. Иванов. Краткий справочник по радиационной защите и дозиметрии. М., Атомиздат, 1964.
3. А. Г. Истомина, И. Б. Керим-Маркус. «Атомная энергия», 8, 239 (1960).
4. J. B a t e m a n et al. Ration Res., 15, 694 (1961).
5. W. Snyder, J. Neufeld. ORNL-LR-DW, 11546, 1964.
6. П. А. Ямпольский и др. «Атомная энергия», 7, 351 (1959).
7. W. Snyder, J. Neufeld. Brit. J. Radial., 28, 342 (1955).
8. Г. Гольдштейн. Основы защиты реакторов. М. Госатомиздат, 1961.
9. У. Фано, Л. Спенсер, М. Бергер. Перенос гамма-излучения. М., Госатомиздат, 1963.

Сезонные изменения концентрации короткоживущих продуктов распада радона в приземном слое атмосферы в Ташкенте

А. Э. ШЕМЬИ-ЗАДЕ

УДК 551.577.7

В зависимости от погодных условий меняются как интенсивность эксхалляции эманаций из почвы, так и условия концентрирования дочерних продуктов их распада в приземном слое атмосферы. Поэтому в различных районах земного шара средняя величина удельной активности воздуха должна изменяться в тех или иных пределах; кроме того, распределение годичных экстремумов может иметь характерные особенности для определенных областей (в зависимости от микроклимата).

Сезонный ход уровня естественной удельной активности приземного слоя атмосферы рассмотрен в работах [1—6]. По опубликованным данным, концентрация короткоживущих продуктов распада эманаций в течение года несколько раз достигает минимальных и максимальных значений. Подобный годичный ход удельной активности атмосферы, когда кроме двух главных экстремумов отмечаются и побочные, назовем немонотонным. Сезонные вариации содержания радона в воздухе трудно объяснить одними только изменениями турбулентности атмосферы и эксхалляционной способности почвы. Следует отметить, что все пункты, обследованные в работе [5], находятся вблизи побережья и даже на островах. Можно предположить, что в этих случаях на годичный ход концентрации радона и его дочерних продуктов влияет сезонное изменение направлений ветров, дующих с материка или с акватории [7, 8]. Что касается данных, приведенных в работе [6], то здесь играет существенную роль повышенная удельная активность горных пород тех районов Альп, над которыми проходят ветры, господствующие в тот или иной сезон [7].

Немонотонность сезонного хода уровня радоновой активности, отмеченная в работах [1—4], частично обусловлена прохождением воздушных масс морского или континентального происхождения. Однако, в работе [3] утверждается, что этот фактор не влияет на уровень радоновой активности. Это позволяет предполо-

жить, что существует дополнительный фактор, который может влиять на концентрацию продуктов распада радона в приземном слое атмосферы.

Исследование удельной активности приземного воздуха в Ташкенте проводится с мая 1959 г. Концентрации дочерних продуктов радона в контролируемом воздухе определялись посредством измерения проб, отобранных на фильтры из ткани ФПП-15. Для регистрации β -частиц применяли торцовый гейгеровский счетчики МСТ-17, калиброванные при помощи препарата Sr⁹⁰—Y⁹⁰.

По скорости распада дочерних продуктов эманаций, собранных на фильтре, можно рассчитать активность единицы объема исследуемого воздуха. Если q — скорость накопления радиоактивных ядер на фильтре за время аспирации t_1 , то их количество N на фильтре к моменту t_2 — начала измерения пробы определяется соотношением

$$N = \frac{q}{\lambda_{эфф}} [1 - \exp(-\lambda_{эфф} t_1)] \exp(-\lambda_{эфф} t_2), \quad (1)$$

где $\lambda_{эфф} = 0,02$ мин⁻¹.

Очевидно, что $q = C v_0$, где C — концентрация радиоактивных ядер в воздухе; v_0 — скорость аспирации, приведенная к нормальным условиям. Так как удельная активность воздуха $A = \lambda_{эфф} C$, то, используя формулу (1), получим

$$A = \frac{N \lambda_{эфф}^2 \exp(\lambda_{эфф} t_2)}{v_0 [1 - \exp(-\lambda_{эфф} t_1)]}. \quad (2)$$

В этой формуле все величины, кроме N , могут быть определены экспериментально. Если ΔN — число распадов, происшедших за время радиометрического измерения t_3 , то

$$N = \frac{\Delta N}{1 - \exp(-\lambda_{эфф} t_3)}.$$

Для определения значений удельной активности (в кюри/л) из выражения (2) получим

$$A = \frac{n\lambda_{эфф}^2 \exp(\lambda_{эфф}t_2)}{\epsilon_{эфф}\nu_0 [1 - \exp(-\lambda_{эфф}t_1)] [1 - \exp(-\lambda_{эфф}t_3)] \cdot 2,22 \cdot 10^{12}}, \quad (3)$$

где n — число импульсов, зарегистрированных радиометрической установкой за время t_3 с эффективностью $\epsilon_{эфф} = 0,12$. Для наших условий ($t_1 = 30$ мин; $t_2 = 20$ мин; $t_3 = 30$ мин) окончательно получим

$$A = 10,63 \cdot 10^{-15} \frac{n(1 - k_{\beta}) \kappa_{\beta}}{\epsilon_{эфф}\nu_0} \text{ кюри/л}, \quad (4)$$

где $k_{\beta} = 0,04$ — найденный экспериментально коэффициент проскока радиоактивных аэрозолей при фильтрации; $\kappa_{\beta} = 0,97$ — коэффициент самопоглощения β -частиц в веществе фильтра, полученный расчетным путем. Максимальная относительная квадратичная ошибка измерений оказалась равной 10%, минимальная 1,7%.

На рис. 1 приведены среднемесячные значения концентрации продуктов распада радона в приземном слое атмосферы в Ташкенте с мая 1959 г. по август 1964 г. Пробы воздуха отбирались ежедневно в 9 ч 30 мин на высоте 1,5 м от земли. Как показывают результаты многолетних наблюдений, в условиях Ташкента годичный ход концентрации продуктов распада радона в приземном слое атмосферы имеет монотонный характер с минимумом в конце весны и максимумом в начале зимы. Незначительный вторичный максимум в апреле 1961 г. нельзя считать характерным, хотя желательнее изучить вызвавшие его причины. Следует обратить внимание на то, что резкое понижение уровня радиоактивности начинается в феврале — марте. Перепад на гистограмме, наблюдаемый осенью 1961 г., незначителен.

Для определения влияния направлений ветров были получены необходимые сведения с метеостанции, находящейся в непосредственной близости от места отбора проб воздуха, за период с января 1960 г. по апрель 1962 г. При анализе во внимание принимались только такие случаи, когда за сутки направление ветра изменялось не более чем на 90°. Отклонения на этот максимальный угол составили 20,8% общего числа случаев, большая же часть колебаний направления не превышала 45°. Все ветры были сгруппированы по восьми основным румбам. В таблице приведены

усредненные величины удельной активности воздуха при ветрах различных направлений и частота случаев.

Сопоставление направлений ветра и удельной активности воздуха

Румб	A, $\times 10^{-13}$ кюри/л	Число случаев
З-СЗ	5,4 \pm 2,3	13
СЗ-С	5,5 \pm 2,0	44
С-СВ	5,5 \pm 2,3	65
СВ-В	5,8 \pm 2,1	35
В-ЮВ	4,5 \pm 2,1	8
ЮВ-Ю	4,7 \pm 1,5	6
Ю-ЮЗ	4,7 \pm 1,0	6
ЮЗ-З	4,7 \pm 1,7	5

Из приведенных данных следует, что ветры различных направлений не вносят заметных изменений в концентрацию продуктов распада радона в приземном слое воздуха на изучаемой территории.

Важными факторами, определяющими концентрацию радиоактивных аэрозолей в приземном слое атмосферы, являются интенсивность вертикального турбулентного обмена [9] и величина эксхалляции радона, зависящая от состояния почвы в данной местности.

Поскольку летом выпадает мало осадков, а колебания температуры почвы в течение суток значительны, то это способствует хорошей эксхалляции. В то же время для лета характерна значительная турбулентность атмосферы. Действие второго фактора существеннее, поэтому летом удельная активность приземного воздуха не должна быть высокой. Зимой выпадает много осадков, почва влажная и эксхалляция уменьшается. Слаборазвитая турбулентность и частые температурные инверсии должны способствовать повышению удельной активности приземного воздуха. Осенью при достаточно высокой эксхалляции турбулентность ниже, чем летом, часто возникают состояния инверсии. Поэтому осенью наблюдается высокая удельная активность приземного воздуха. Такие же большие концентрации должны быть и весной, когда осадков выпадает мало, эксха-

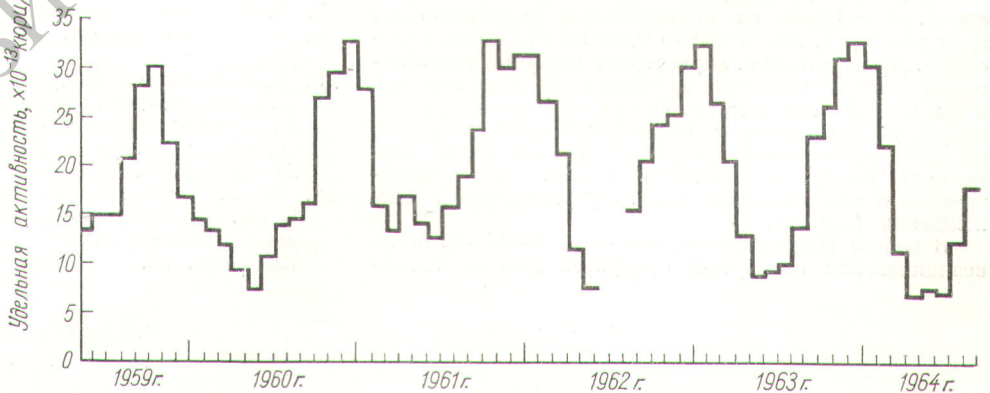


Рис. 1. Концентрация продуктов распада радона в приземном воздухе (среднемесячные значения).

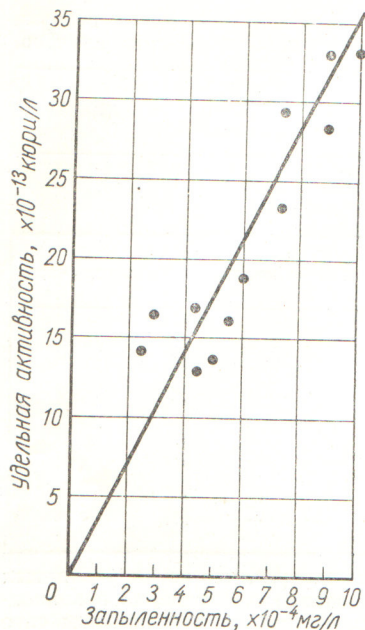


Рис. 2. Зависимость удельной активности продуктов распада радона от запыленности воздуха (среднемесячные значения).

ляция велика, турбулентность атмосферы развита меньше, чем летом, иногда возникают температурные инверсии.

Наблюдавшийся нами годичный ход удельной активности воздуха согласуется с годичным ходом, который следует ожидать, исходя из определяющего влияния турбулентности атмосферы, только в летний, осенний и зимний периоды. Существование четкого весеннего минимума находится в противоречии с ожидаемым высоким значением удельной активности приземного воздуха в весенние месяцы. Кроме того, результаты наблюдений в течение шести летних сезонов показывают, что при сохранении интенсивности эксхалляции, практически неизменной на протяжении всего лета, и несомненно большей турбулентности приземного слоя атмосферы в наиболее жаркие месяцы (июль, август) отмечается рост удельной активности воздуха с первых летних месяцев до осени. Этот факт нельзя объяснить тем, что вертикальный турбулентный обмен играет определяющую роль в сезонных изменениях концентрации радона и его дочерних продуктов.

По нашему мнению, еще одним фактором внешней среды, влияющим на концентрацию радиоактивных ядер в воздухе, может быть общая запыленность атмосферы. Действительно, характерной особенностью атмосферы весной является минимальная концентрация в ней частиц пыли и дыма. Общая запыленность атмосферы увеличивается с первых летних месяцев по осенние. Проведенные измерения выявили явную корреляцию между запыленностью атмосферы и концентрацией в ней радиоактивных ядер радонового происхождения (рис. 2).

В работе [10] показано, что через 9—44 сек после возникновения атомарных продуктов распада эмана-

ций они адсорбируются на аэрозольных частицах. Этот процесс в значительной степени ускоряется в результате того, что атом при радиоактивном распаде, как правило, приобретает положительный заряд. Поскольку число радиоактивных атомов, адсорбирующихся на некоторой аэрозольной частице, не может быть как угодно большим, в условиях малой запыленности возникает дефицит аэрозолей-носителей и часть радиоактивных ядер остается в атмосфере в атомарно-молекулярной фазе, образуя «сухие выпадения». Сухому осаждению должны легче поддаваться радиоактивные аэрозоли, обладающие низкой степенью дисперсности по сравнению с более крупными аэрозолями-носителями. Действительно, как известно, подвижность u аэрозольной частицы тем меньше, чем больше ее радиус a :

$$u = \frac{z(1 + 6.17 \cdot 10^{-4} p^{-1} a^{-1})}{6 \eta a}$$

где z — заряд частицы; p и η — давление и вязкость воздуха [11].

Как следует из экспериментальной работы [11], в городских условиях подвижность легких и тяжелых аэрозольных частиц сильно отличается (для легких 0,027 см/сек·е, для тяжелых 0,0012 см/сек·е). Таким образом, можно сделать вывод, что в стабильной атмосфере сухое осаждение естественно радиоактивных изотопов происходит в основном за счет низкодисперсных аэрозолей, процентное содержание которых тем меньше, чем выше общая запыленность.

Поступило в Редакцию 11/X 1966 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. В. Першин. Атмосферное электричество. Труды ГГО. Вып. 30. Л., 1939.
2. А. З. Белоусов и др. «Гигиена и санитария», № 10, 17 (1958).
3. С. Г. Малахов, П. Г. Чернышева. В сб. «Радиоактивные изотопы в атмосфере и их использование в метеорологии». М., Атомиздат, 1965, стр. 81.
4. В. Д. Виленский, С. Г. Малахов, Е. Н. Давыдова. Там же, стр. 120.
5. J. Blifford et al. J. of Atmosph. and Terr. Phys., 9, 1 (1956).
6. J. Priebisch et al. Gerlands Beitr. Geophys., 50, 55 (1936).
7. R. Reiter. Nature, 178, 452 (1956).
8. K. Stierstadt. Atomkernenergie, 4, стр. 147 (1959).
9. В. Б. Милин и др. В сб. «Радиоактивные изотопы в атмосфере и их использование в метеорологии». М., Атомиздат, 1965, стр. 47.
10. A. Chamberlain, E. Dyson. Brit. J. Radiol., 29, 317 (1956).
11. Б. И. Стыро, В. И. Матулявичене. В сб. «Радиоактивные изотопы в атмосфере и их использование в метеорологии». М., Атомиздат, 1965, стр. 28.