

УДК 551.510.52

## ОЦЕНКА РАЗМЕРОВ ЧАСТИЦ ТРОПОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ, ПОЯВЛЯЮЩЕГОСЯ ВО ВРЕМЯ МОЩНОЙ СОЛНЕЧНОЙ ВСПЫШКИ

<sup>1</sup>Ю.В. Гончаренко, <sup>1</sup>Ф.В. Кивва, <sup>2</sup>Л.С. Виленчик

### EVALUATION OF THE TROPOSPHERIC AEROSOL PARTICLE SIZE PRODUCED BY POWERFUL SOLAR FLARE

Yu.V. Goncharenko, F.V. Kivva, L.S. Vilenchik

Рассмотрена гипотеза влияния аэрозольных слоев, появляющихся после мощных солнечных вспышек, на изменения температурного профиля средней и нижней атмосферы. Ожидаемые размеры аэрозольных частиц не противоречат физике водных аэрозолей и соответствуют максимуму распределения  $H$  Дейрменджана для высотных и стратосферных аэрозолей.

The hypothesis of influence of aerosol layers appearing after powerful solar flares on variation of the temperature profile of middle and low atmosphere is considered. Estimated aerosol particle sizes do not conflict with water aerosol physics and approximately correspond to the maximum of  $H$  distribution for stratospheric aerosols.

Исследование влияния солнечной активности на погоду и климат на планете имеет большую историю. До настоящего времени все еще не предложена модель, которая объясняет, каким образом незначительные (менее 0.2 %) изменения полного потока солнечного излучения приводят к быстрому высвобождению энергии, накопленной атмосферой. Можно предположить, что существуют нелинейные механизмы, в том числе связанные с фазовыми переходами влаги, под влиянием которых незначительные внешние воздействия могут являться причиной быстрого высвобождения энергии, накопленной атмосферой. Исследование влияния вариаций солнечных (СКЛ) и галактических космических лучей (ГКЛ) на параметры тропосферы имеет важное значение при поиске таких механизмов.

Аэрозольные исследования высотного температурного профиля средней и нижней атмосферы показали, что он изменяется после мощных солнечных вспышек. Кривая 1 на рис. 1 показывает изменение температуры атмосферы ( $\Delta T$ ) после солнечной вспышки [1]. Теоретические расчеты с использованием одномерной плоской модели атмосферы [1] объясняют это явление введением отражающих и поглощающих слоев на высотах от 5 до 20 км. Хорошее соответствие между численным моделированием и экспериментальными данными в интервале высот от 5 до 15 км было получено для отражающего слоя на высотах 8–9 км (кривая 2 на рис. 1) или поглощающего слоя на высотах 14–16 км (кривая 3 на рис. 1) с коэффициентами пропускания около 90 %.

Очевидно, что при появлении отражающего слоя на высотах 8–9 км происходит охлаждение атмосферы под слоем и ее разогрев над ним, что показано на рис. 1. При поглощении энергии Солнца слоем происходит разогрев атмосферы на высоте расположения этого слоя (диапазон высот 10–20 км на рис. 1) и ее охлаждение на более низких высотах, куда поступает меньшее количество солнечной энергии.

Влияние вариаций ионной концентрации в верхней тропосфере на условия тропосферного распространения СВЧ-радиоволн можно объяснить следующим образом. Ионы, появившиеся в результате взаи-

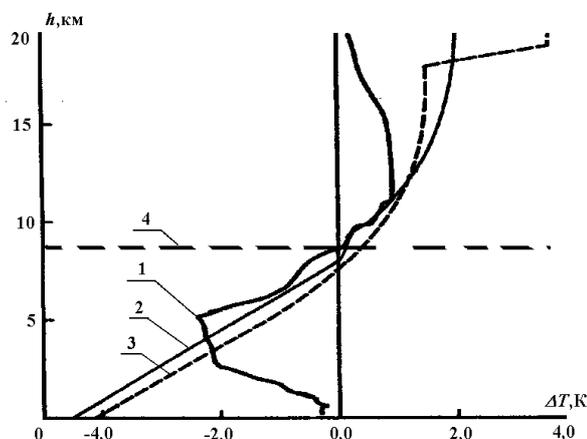
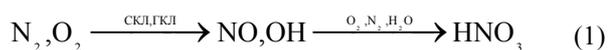


Рис. 1. Изменение температурного профиля: 1 – эксперимент, 2 – модель с отражающим слоем на высотах 8–9 км, 3 – модель с поглощающим слоем на высотах 14–16 км, 4 – отражающий слой.

модействия ГКЛ и СКЛ с нейтральными молекулами атмосферного газа, являются ядрами конденсации для водяного пара даже при отсутствии пересыщения. Это явление было экспериментально открыто Вильсоном в 1899 г. [2], однако до сих пор оно остается не совсем понятным. Классическая теория объясняет эффект конденсации электростатическим взаимодействием между ионом и конденсирующейся молекулой. Однако при помощи этой теории невозможно объяснить то, что конденсация водяного пара быстрее происходит на отрицательно заряженных ионах, чем на положительных [2]. Зависимость скорости конденсации от знака заряда частицы может быть объяснена ориентацией диполей молекул конденсирующегося пара. Теоретическое обоснование этого явления было предложено в работе [3].

Еще одним результатом взаимодействия ГКЛ и СКЛ с атмосферой Земли являются химически активные свободные радикалы кислорода и азота. Их появление и взаимодействие между собой может быть проиллюстрировано следующим образом [4]:



где  $N_2$ ,  $O_2$ ,  $H_2O$  – исходные атмосферные газы;  $HNO_3$  – конечный продукт фотохимической реакции (азотная кислота).

Вероятность появления таких химически активных радикалов достаточно высока: для гидроксила (OH) она составляет 1–2 молекулы на одну пару ионов [4], и 1.5 молекулы оксида азота (NO) на одну пару ионов. В результате исследований установлено, что в отсутствие солнечных протонных событий (СПС) в верхней тропосфере под воздействием ГКЛ генерируется  $0.7 \cdot 10^{-12}$  молекул оксида азота от общего объема молекул атмосферных газов [5].

При взаимодействии водяного пара и оксида азота в атмосфере Земли образуется азотная кислота. Несмотря на малую концентрацию,  $HNO_3$  способствует дальнейшему росту аэрозоля, конденсирующегося на ионах.

Измерения показывают [6], что на высотах 9–11 км существуют области, характеризующиеся повышенным содержанием водяного пара (см. рис. 2). Из рисунка видно, что начиная с высоты 9 км относительная влажность начинает резко возрастать и достигает ярко выраженного максимума на высоте 10–11 км. Таким образом, во время СПС в верхней тропосфере с увеличением количества ядер конденсации создаются условия для увеличения концентрации водного аэрозоля.

Увеличение концентрации аэрозоля в верхней тропосфере было зафиксировано во время солнечной вспышки 12 сентября 2000 г. [7]. На рис. 3 представлен профиль обратного рассеяния от аэрозолей, полученный при помощи лидаров с длиной волны 1064 нм, расположенных в Барселоне и Гамбурге. Видно, что на высотах 10–12 км располагается слой, характеризующийся большими значениями обратного рассеяния. К сожалению, по приведенным экспериментальным данным можно судить лишь о толщине аэрозольного слоя (около 1–1.5 км) и невозможно оценить концентрацию и размер составляющих его частиц.

Оценим размер частиц в отражающем аэрозольном слое исходя из предположения, что концентрация аэрозоля  $N$  пропорциональна ионной концентрации на

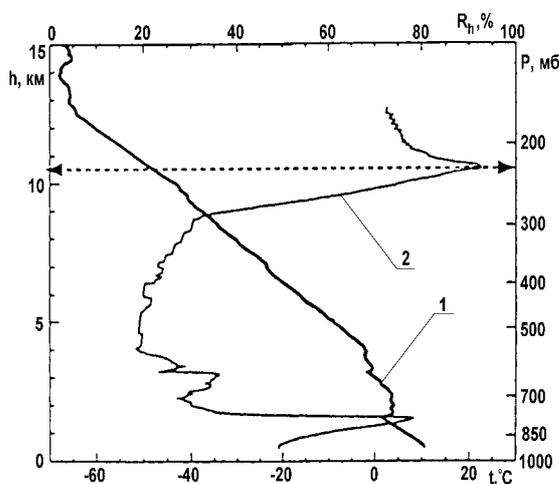


Рис. 2. Высотные профили температуры (1) и влажности (2) в средних широтах.

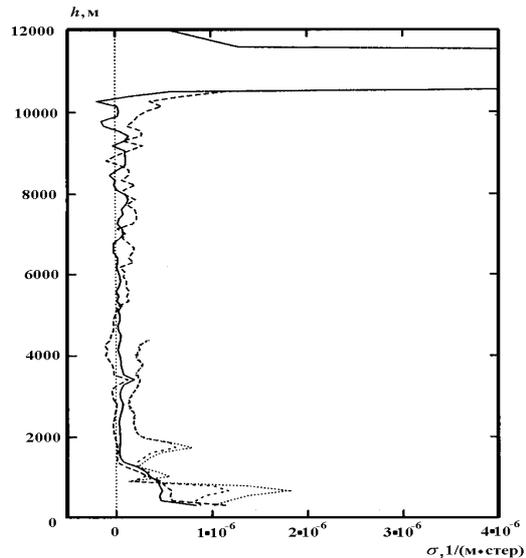


Рис. 3. Профиль обратного рассеяния от аэрозолей в Барселоне и Гамбурге 12 сентября 2000 г.

этой высоте. В течение мощной солнечной вспышки она может изменяться от 100 до  $1000 \text{ см}^{-3}$  [8], следовательно, концентрация аэрозолей тоже возрастет примерно на порядок.

Известно, что 98 % солнечной энергии переносится излучением с длиной волны от 0.2 до 3 мкм [9]. Таким образом, следует рассматривать влияние атмосферного аэрозоля на перенос электромагнитной энергии преимущественно в этом диапазоне длин волн.

Важным параметром, характеризующим поведение вещества в электромагнитном поле, является его комплексная диэлектрическая проницаемость  $\epsilon$ . В исследуемом диапазоне волн диэлектрическая проницаемость чистой воды  $\epsilon = 1.322 - i0.00001$  [10]. Вследствие малого значения мнимой части будем анализировать лишь механизм рассеяния от капель, не оценивая поглощение в них электромагнитной энергии.

Известно, что размер частиц атмосферного аэрозоля сильно варьируется в зависимости от их природы и условий появления и может быть соизмерим с длиной волны. Поэтому для расчета рассеяния электромагнитных волн на частицах аэрозоля необходимо использовать уравнения Ми.

$$K_{bs}(\epsilon, x) = \frac{2}{\pi^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) (|a_n|^2 + |b_n|^2), \quad (2)$$

где

$$x = \frac{2\pi r}{\lambda}, \quad (3)$$

$$a_n = \frac{A_n(\epsilon x)\psi_n(x) - \epsilon\psi_n'(x)}{A_n(\epsilon x)\xi_n(x) - \epsilon\xi_n'(x)}, \quad (4)$$

$$b_n = \frac{\epsilon A_n(\epsilon x)\psi_n(x) - \psi_n'(x)}{\epsilon A_n(\epsilon x)\xi_n(x) - \xi_n'(x)},$$

$$\Psi_n(x) = \sqrt{\frac{\pi x}{2}} J_{n+1/2}(x), \quad (5)$$

$$\xi_n(x) = \sqrt{\frac{\pi x}{2}} [J_{n+1/2}(x) + (-1)^n i J_{-n-1/2}(x)], \quad (6)$$

$$A_n(\varepsilon x) = \frac{\Psi'_n(\varepsilon x)}{\Psi(\varepsilon x)}, \quad (7)$$

где  $J_{n+1/2}$  и  $J_{-n-1/2}$  функции Бесселя;  $\varepsilon = \varepsilon' - i\varepsilon'' = 1.322 - i0.00001$  – комплексная диэлектрическая проницаемость воды в диапазоне радиоволн 0.2–3 мкм;

$\xi' = \frac{d\xi}{dx}$ ,  $\Psi' = \frac{d\Psi}{dx}$  – частные производные по  $x$ .

Множитель ослабления (дБ/км) определялся при помощи закона Бугера:

$$\alpha_{\text{scat}}(x, \varepsilon) = 1.346439 \cdot 10^{-2} \int_{R_1}^{R_2} r^2 N f(r) K_{bs}(x, \varepsilon) dr, \quad (8)$$

где  $N$  – концентрация аэрозолей ( $\text{см}^{-3}$ );  $r$  – радиус капель (мкм);  $f(r)$  – функция распределения капель по размерам.

Для оценочных расчетов предположим, что диаметр капель атмосферного аэрозоля постоянен вследствие одинаковых физических условий их образования.

Интегральный коэффициент ослабления электромагнитных волн слоем в диапазоне длин волн 0.2–3 мкм  $V(r)$  определяется (9):

$$V(r) = \frac{1}{W_0} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} K_{\text{scat}} \left( \frac{2\pi r}{\lambda}, \varepsilon \right) W(\lambda) d\lambda, \quad (9)$$

где  $W_0$  – солнечная постоянная ( $W_0 = 1373 \pm 20$  Вт/м<sup>2</sup> [7]);  $W(\lambda)$  – спектр потока солнечной энергии.

Результаты расчетов коэффициента прозрачности  $W$  для отражающего слоя толщиной 1 км с довыпышечной концентрацией аэрозольных частиц  $100 \text{ см}^{-3}$  (кривая 1) и послевыпышечной  $1000 \text{ см}^{-3}$  (кривая 2) представлены на рис. 4. Из рисунка следует, что при радиусе аэрозольных частиц  $r = 0.2$  мкм и их концентрации  $N = 100 \text{ см}^{-3}$  слой не оказывает существенного влияния на передачу солнечной энергии, но после солнечной вспышки, когда концентрация аэрозольных частиц возрастает до  $N = 1000 \text{ см}^{-3}$ , 10 % энергии будет отражаться в верхние слои атмосферы.

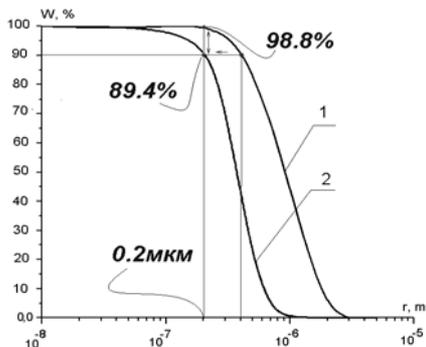


Рис. 4. Коэффициент прозрачности  $W$ : 1 – для слоя с  $N = 100$ ; 2 – для слоя с  $N = 1000$ .

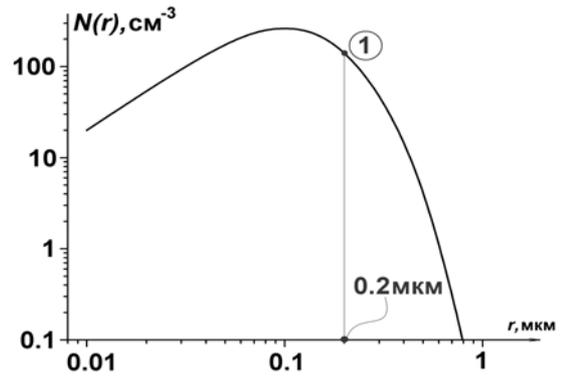


Рис. 5. Функция распределения  $N$  для высотных и стратосферных дымок.

Как видно из рис. 4, предполагаемый средний размер аэрозольных частиц, равный 0.2 мкм (точка 1 на рис. 5), не противоречит физической природе водных аэрозолей и примерно соответствует максимуму распределения дымок  $N$  Дейрменджана [11] для высотных и стратосферных аэрозолей, приведенной на рис. 5.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пудовкин М.И., Дементьева А.Л. Вариации высотного профиля температуры в нижней атмосфере во время солнечных событий // Геомагнетизм и аэронавигация. 1997. Т. 37, № 3. С. 84–91.
2. Wilson C.T.R. // Philos. Trans. 1899. V. 193. P. 289.
3. Rusanov A.I., Kuni F.M. Reformulation of the thermodynamic theory of nucleation on charged particles // J. Colloid and Interface Science. 1984. V. 100. P. 264.
4. Crutzen P.J., Arnold F. Nitric acid formation in the cold antarctic atmosphere: a major cause for the springtime «ozone hole» // Nature. 1986. V. 324. P. 651.
5. Nicolet M. On the production of nitric oxide by cosmic rays in the mesosphere and stratosphere // Planet. Space Sci. 1975. V. 23. P. 637.
6. Titlow J., Baum B. A. Atmospheric parametrization schemes for satellite cloud property retrieval during FIRE IFO II // FIRE Cirrus Science Results 1993. Proceedings of a conference cosponsored by the NASA, the NSF, the NOAA, the Department of Energy, and the Office of Naval Research and held in Breckenridge, Colorado June 14–17. 1993. P. 83–86.
7. Report N 337 «Lidar intercomparisons on algorithm and system level in frame of EARLNET» by Volker Matthias et al. // Hamburg: Max Planck Institute for Meteorology. May 2002. 67 p.
8. Солнечно-земные связи, погода и климат / Под ред. Мак-Кормак Б. и Семега Т. М.: Мир, 1982. 376 с.
9. Оран Р.В. Поток солнечного излучения и его вариации. М.: Мир, 1980. 418 с.
10. Дейрменджан Д. Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами. М.: Мир, 1971. 165 с.
11. Айвазян Г.М. Распространение миллиметровых и субмиллиметровых волн в облаках // Л.: Гидрометеоздат, 1991. 479 с.

<sup>1</sup>ИРЭ НАН Украины, Харьков.

<sup>2</sup>ФГУП «Электрон», Москва. ygonch@ire.kharkov.ua

