

УДК 577.3

## О ВОЗМОЖНОМ ВЛИЯНИИ НА КЛИМАТ ЗЕМЛИ ПОТОКОВ МЕЖПЛАНЕТНОЙ И МЕЖЗВЕЗДНОЙ ПЫЛИ

© 2011 г. М. Г. Огурцов<sup>1,2</sup>, О. М. Распопов<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Учреждение РАН Физико-технический институт им. А.Ф. Иоффе, С.-Петербург

<sup>2</sup>Главная (Пулковская) обсерватория РАН, С.-Петербург

<sup>3</sup>Учреждение РАН С.-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн РАН, С.-Петербург

e-mail: maxim.ogurtsov@mail.ioffe.ru

Поступила в редакцию 09.08.2010 г.

Рассмотрен процесс поступления вещества космической природы в атмосферу Земли и дальнейшая эволюция образовавшегося аэрозоля внеземной природы. Показано, что генерирующийся в атмосфере аэрозоль метеорной природы может действовать на земной климат двумя способами: (а) частицы метеорной дымки способны служить ядрами конденсации в тропосфере и стратосфере, (б) заряженные метеорные частицы, находящиеся в мезосфере, могут заметно (на несколько процентов) изменять общее атмосферное сопротивление и, таким образом, влиять на глобальную токовую цепь. Изменения в глобальной электрической цепи, в свою очередь, могут сказываться на процессах облакообразования. Полученные результаты свидетельствуют в пользу того, что метеорная пыль в атмосфере Земли потенциально является одним из существенных климатообразующих факторов. Показано, что количество межзвездной пыли находящейся в земной атмосфере слишком незначительно, чтобы влиять на атмосферные процессы заметным образом.

### 1. ВВЕДЕНИЕ

В последнее время получены свидетельства воздействия на климат Земли поступающей в атмосферу космической пыли межпланетного и межзвездного происхождения [Ермаков и др., 2006; Ермаков и др., 2009; Kasatkina et al., 2007a, б]. В работах [Ермаков и др., 2006; Ермаков и др., 2009] было предположено, что частицы внеземного происхождения, находящиеся в атмосфере, способны служить ядрами конденсации (ЯК) и, таким образом, влиять на облачный покров. Авторы работ [Kasatkina et al., 2007a, б] выдвинули гипотезу о том, что, частицы межзвездной пыли могут: (а) служить атмосферными ЯК, (б) изменять прозрачность атмосферы и, как следствие, воздействовать на радиационный баланс. Существование эффективной связи между климатическими процессами и потоком выпадающего на Землю космического вещества фактически означает возникновение принципиально нового климатообразующего фактора, ранее не учитывавшегося. Важность данного вопроса для современной климатологии и солнечно-земной физики делает необходимым его дополнительное изучение, в первую очередь, получение качественных, а, если возможно, и количественных оценок интересующих нас эффектов. Этому и посвящена данная работа.

### 2. АЭРОЗОЛЬ МЕТЕОРНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ ЗЕМЛИ: ГЕНЕРАЦИЯ, ЭВОЛЮЦИЯ И ВОЗМОЖНОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ НА АТМОСФЕРНЫЕ ПРОЦЕССЫ

В атмосферу Земли из космоса непрерывно влетает множество твердых тел – микрометеороидов (размер 25–1000 мкм) и метеороидов (размер от 1000 мкм до нескольких метров и более). Основными источниками метеорных тел предположительно являются продукты дробления астероидов и твердая компонента ядра комет. Скорости, с которыми указанные космические тела входят в атмосферу, лежат в пределах от 11 до 72 км/с [Тирский, 2000], причем значения 14–24 км/с наиболее вероятны [Megner et al., 2006]. Массы метеорных тел меняются в диапазоне от  $10^{-9}$  до  $10^7$  г. Распределение входящих в атмосферу метеоров и микрометеоров по размерам и массам известно плохо. Большинство (93%) из падающих на Землю метеоритов – каменные, остальные – железные и железо-каменные [Тирский, 2000]. Каменные метеориты состоят, в основном, из оливина ( $MgFeSiO_4$ ) и пироксена ( $Mg_{0.5}Fe_{0.5}SiO_3$ ) и имеют плотность  $\rho = 3.0\text{--}3.5$  г/см<sup>3</sup>. В земную атмосферу также поступают частицы межпланетной и межзвездной пыли с размерами от 0.1 мкм до 25–40 мкм. Имеющиеся оценки полного потока вещества приходящего в атмосферу Земли из космоса перечислены в табл. 1. Как видно из таблицы, имеющиеся данные весьма

**Таблица 1.** Оценки среднегодового поступления вещества внеземной природы в атмосферу Земли

Авторы	Способ оценки	Поток вещества (Килотонн/год)
Yiou et al., 1991	Исследование космических сферул в антарктических отложениях	1.5 ( $r > 50$ мкм)
Kane and Gardner, 1993	Лидарные наблюдения	$2.0 \pm 0.6$
Taylor et al., 1998	Исследование космических сферул в придонных отложениях на Южном полюсе	$2.7 \pm 1.4$ ( $r = 50\text{--}700$ мкм)
Maurett et al., 1987	Исследование пылевых частиц в гренландском льду	5 ( $r > 50$ мкм)
Rasmussen et al., 1995	Анализ концентрации иридия в гренландском льду	$10 \pm 2$
Dohnanyi, 1972	Модельный расчет	20
Love and Brownlee, 1993	Анализ микрократеров на поверхности спутниковой мишени	$40 \pm 20$
Kyte and Wasson, 1986	Анализ концентрации иридия в океанических отложениях	60–120
Cepelcha, 1996	Модельный расчет	150

разноречивы, что, не в последнюю очередь, связано со значительной пространственно-временной неоднородностью потоков космического вещества.

На высотах 80–130 км входящие в атмосферу метеорные тела претерпевают процесс абляции – дробления, испарения и распыления. Крупные метеоры в атмосфере полностью испаряются. Микрометеоры не всегда нагреваются до точки кипения (примерно 2000°C) и могут достигать поверхности Земли. Согласно расчетам [Hunten et al., 1980] у микрометеоров с массами  $10^{-5}$  г (размер 100 мкм) сохраняется около половины массы, а микрометеоры, весящие менее  $10^{-6}$  г (размер <50 мкм) практически не теряют массы на испарение. Было предположено [Rosinski and Snow, 1961; Hunten et al., 1980], что испарившееся метеорное вещество в верхней атмосфере реконденсируется, образуя частицы нанометрового размера – метеорную пыль или дымку. Частицы с размерами 2–5 нм (0.002–0.005 мкм) действительно были экспериментально обнаружены на высотах 70–90 км – см. [Rapp et al., 2007] и ссылки там. Вследствие неточности наших сведений о распределении поступающих в атмосферу метеорных тел по размерам и массам разброс в оценках массы вещества приносимого в атмосферу Земли в виде метеорного пара также оказывается значительным. В работе [Kane and Gardner, 1993] эта масса оценена в 2.0 кт/год, а в работе [Lal and Jull, 2002] – в 30 кт/год. Распределение частиц метеорной пыли в атмосфере известно, в основном, по данным расчетов. Оно показано на рис. 1. Концентрация частиц метеорной пыли  $n(z)$  ( $\text{см}^{-3}$ ) до высоты 30 км рассчитана как  $n(z) = n_0(z)\rho(z)$ , где  $\rho(z)$  – плотность воздуха, а отношение смеси  $n_0(z)$  ( $\text{мг}^{-1}$ ) сканировано с рис. 9а из работы

[Hunten et al., 1980]. Выше 30 км  $n(z)$  считалась равной концентрации метеорных частиц сканированной с рис. 2а из работы [Megner et al., 2006]. Модальный радиус частиц метеорной пыли в мезосфере равен 2–5 нм [Rapp et al., 2007]. По мере опускания в более низкие слои атмосферы он растет за счет коагуляции и в стратосфере, на высотах 30–40 км, достигает 10–20 нм [Megner, 2007]. Именно в этом слое, по данным расчетов, и сосредоточена основная масса метеорного аэрозоля. Полное число метеорных частиц в столбе атмосферы площадью  $1 \text{ см}^2$  получаем интегрированием кривой на рис. 1в по высоте до 90 км:

$$n_{tot} = \int_0^{90} n(z) dz = 1.0 \times 10^{11} \text{ см}^{-2}. \quad (1)$$

А их полное число во всей атмосфере Земли равно:

$$N_{tot} = nS_{Earth} = 5.1 \times 10^{29}. \quad (2)$$

Чтобы оценить полную массу метеорного вещества, находящегося в атмосфере, надо знать время жизни пылевой частицы. Время гравитационного осаждения частиц с радиусом несколько нанометров с высоты 80 км до тропосферных высот достигает 150 лет и более (Приложение 1). Однако, вряд ли, частицы метеорной дымки реально будут пребывать в атмосфере так долго – в мезосфере достаточно развиты циркуляционные процессы и, как следствие, существует значительный вертикальный перенос воздушных масс. Например, в работе [Forkman et al., 2005] сообщается о зарегистрированных на высотах 65–90 км вертикальных движениях воздуха со скоростями до 250–450 м/день. Авторы работы [Balsley

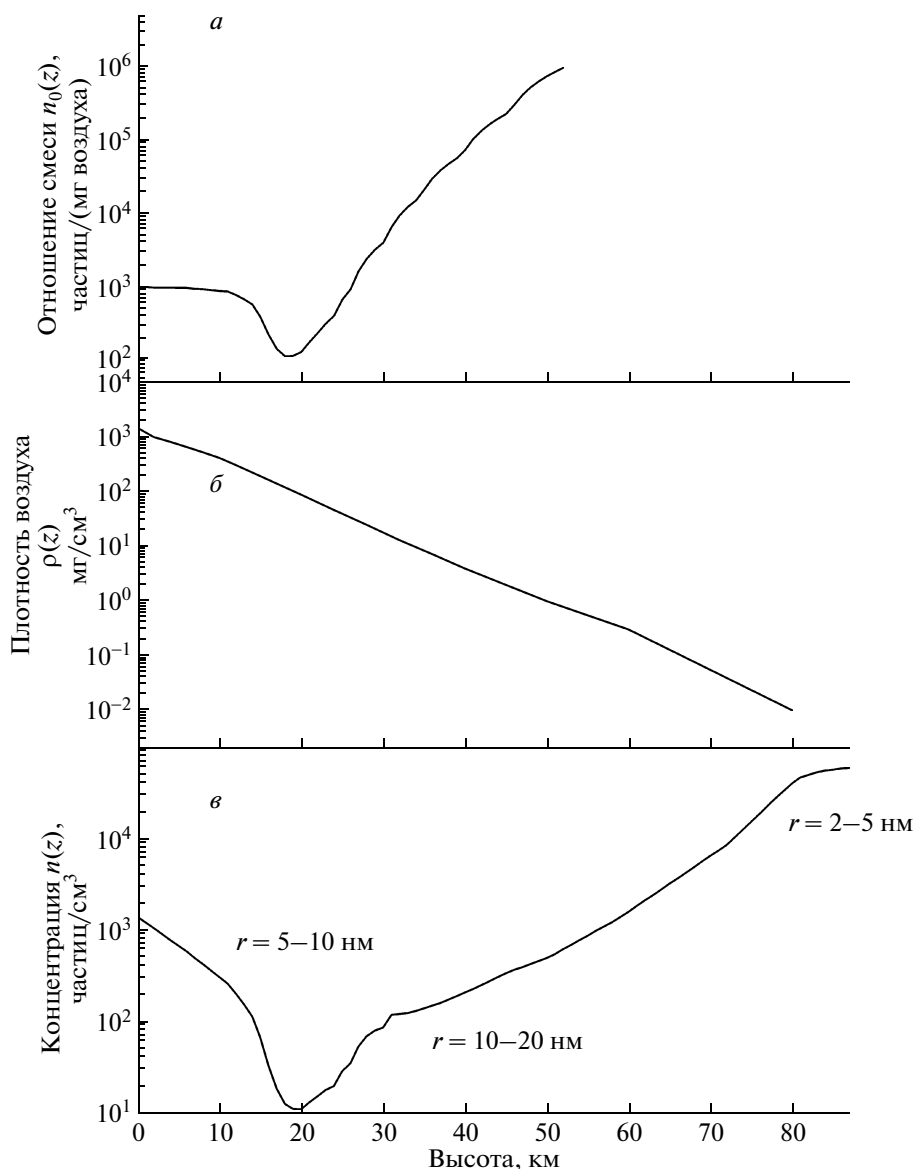


Рис. 1. *а* – отношение смеси – число частиц метеорного аэрозоля на 1 миллиграмм воздуха; *б* – плотность воздуха; *в* – концентрация частиц метеорного аэрозоля.

and Riddle, 1984] обнаружили в мезосфере вертикальный ветер со скоростью до 25 см/с (21 км/день). Тем не менее, примем время жизни частицы метеорной пыли в атмосфере равным 150 годам. Для массы испаряемого метеорного вещества, являющегося источником атмосферного аэрозоля космической природы, выберем максимальную оценку – 30 кт/год [Lal and Jull, 2002]. Тогда полная масса внеземного вещества в атмосфере Земли составит  $M = 30 \text{ кт/год} \times 150 \text{ лет} = 4.5 \text{ мегатонн}$  ( $4.5 \times 10^{12} \text{ г}$ ). При этом средняя масса космической частицы в земной атмосфере равна:

$$\bar{m} = \frac{M}{N_{tot}} = \frac{4.5 \times 10^{12} \text{ г}}{5.2 \times 10^{29}} = 8.6 \times 10^{-18} \text{ г}. \quad (3)$$

Полагая плотность пылинки  $\rho = 3.0 \text{ г/см}^3$  (характерная плотность каменных метеоритов) получим для среднего радиуса:

$$\bar{r} = \left( \frac{\bar{m}}{4/3 \pi \rho} \right)^{1/3} = 8.8 \times 10^{-5} \text{ см} \approx 0.01 \text{ мкм}. \quad (4)$$

Теперь оценим ослабление (рассеяние и поглощение) света ансамблем таких частиц в атмосфере. Минералогический состав космических частиц будем считать соответствующим каменному ме-

теориту. Т.е. пылинки состоят, в основном, из оливина. Коэффициент экстинкции, для оливиновой частицы с радиусом 0.01 мкм был измерен в работе [Day et al., 1974]. Он равен  $Q_{ext} = 6.1 \times 10^{-5}$ . Тогда сечение ослабления этой частицы  $\sigma_{ext} = \pi r^2 Q_{ext} = 1.9 \times 10^{-16}$  см<sup>2</sup>. Соответствующая оптическая толщина атмосферы:

$$\tau_{ext} = \sigma_{ext} n_{tot} = 1.9 \times 10^{-16} \text{ см}^2 \times 1.0 \times 10^{11} \text{ см}^{-2} = 1.9 \times 10^{-5}. \quad (5)$$

Получается, что даже при явно завышенных оценках массы метеорного аэрозоля в атмосфере, вызываемое им замутнение оказывается ничтожным. Ряд авторов, [Калитин, 1944; Zakharov, 1952; Bigg, 1956], тем не менее, отмечали заметное (на несколько процентов) уменьшение атмосферной прозрачности во второй половине августа. Было высказано предположение, что Земля в это время попадает в облако космической пыли, обращающееся вокруг Солнца вместе с метеорным потоком Персеид. Однако, последующие измерения [Voltz and Goody, 1962; Newkirk, 1967] не обнаружили какого-либо уменьшения наземной радиации в период потока Персеид. Поэтому будем считать, что возможное замутнение атмосферы, вызванное аэрозолем космической природы, не отклоняется значительно от вычисленного выше. Соответствующий радиационный форсинг рассчитаем как:

$$\begin{aligned} \Delta W &= \frac{S_0(1-\alpha)(1-\exp(-\tau_{ext}))}{4} = \\ &= 1370 \text{ Вт м}^{-2} \times 0.7 \times 1.9 \times 10^{-5} \times 0.25 = \\ &= 4.6 \times 10^{-3} \text{ Вт м}^{-2}. \end{aligned} \quad (6)$$

Согласно консервативным оценкам климатической чувствительности [Muyhre et al., 1998] ее значение равно 0.25–0.95 К Вт м<sup>-2</sup>. Это значит, что изменение глобальной температуры, вызванное указанным форсингом, будет меньше, чем  $4 \times 10^{-30}$  К. То есть, вызываемое метеорной пылью замутнение атмосферы не способно влиять на глобальный климат.

Однако частицы космической пыли, достигшие стратосферных высот, способны действовать как ЯК и влиять на облачность. Рассмотрим эту возможность подробнее. На рис. 2 концентрация метеорного аэрозоля в тропосфере, рассчитанная в работе [Hunten et al., 1980], показана совместно с данными по концентрации ядер конденсации всех типов рассчитанной и измеренной авторами работ [Селезнева, 1962; Ивлев, 1969; Матвеев, 1976].

Интегрирование кривых, приведенных на рис. 2 показывает, что полное число ЯК в столбе тропосферы площадью 1 см<sup>2</sup> может достигать  $(1.2-1.6) \times 10^9$ , а полное число частиц космического проис-

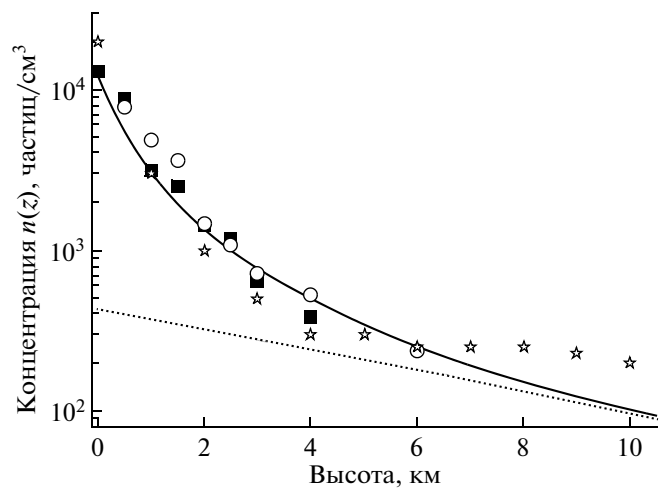


Рис. 2. Концентрация различных аэрозолей в тропосфере. Пунктирная линия — концентрация космических частиц, согласно [Hunten et al., 1980]. Остальные кривые — концентрация ядер конденсации. Звездочки — данные Ивлева [1969], пустые кружки — данные Селезневой [1962], квадратики — данные из книги Матвеев [1976], сплошная линия — аппроксимация, выполненная при помощи формулы  $n(z) = \frac{12500 \times 1.0}{(1.0 + z(\text{км}))^2}$  [Матвеев, 1976].

хождения —  $2.3 \times 10^8$ . Эффективный радиус этих частиц 5–10 нм, т.е. значительная их часть может служить ядрами конденсации. Из этого следует, что до 15–20% ЯК, плавающих в тропосфере, могут иметь космическую природу. В верхней тропосфере космические частицы могут составлять уже около 50% ЯК. А в верхней стратосфере (высоты 30–50 км), согласно расчетам [Megner, 2007], аэрозоль метеорной природы, скорее всего, преобладает. Авторы работы [Voigt et al., 2004], проводившие наблюдения полярных стратосферных облаков, получили указания на заметную роль метеорных частиц в их образовании. Свидетельства воздействия метеорной пыли на выпадение атмосферных осадков были получены в работе [Granitsky and Borisevich, 2000]. Таким образом, предположение о возможности частиц космической пыли влиять на облачный покров, высказанное в работах [Ермаков и др., 2006; Ермаков и др., 2009], представляется достаточно обоснованным.

Кроме этого, возможным механизмом воздействия аэрозоля космического происхождения на климат являются изменения в планетарном электрическом контуре. Поскольку многие частицы метеорной дымки несут электрический заряд, они могут влиять на глобальную токовую цепь. Зависимость атмосферной проводимости от высоты, полученная, главным образом при помощи расчетов (в особенности для больших высот), показана на рис. 3.

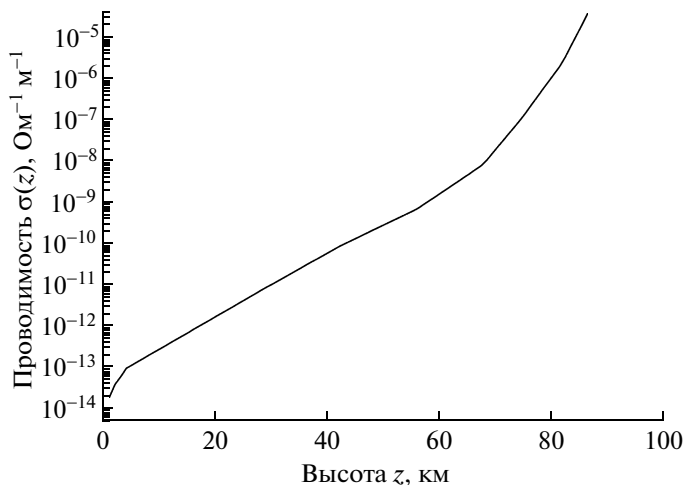


Рис. 3. Изменение проводимости атмосферы  $\sigma$  с высотой [Reid, 1986; Рокитянский, 1981].

Эта проводимость связана с атмосферными ионами. Полное сопротивление между поверхностью Земли и ионосферой можно оценить, проинтегрировав кривую  $\sigma(z)$  по высоте от 0 до 80 км. Получаем  $R_c = 1.2 \times 10^{17}$  Ом м<sup>2</sup>. Полное сопротивление атмосферы при этом оказывается равным 230 Ом. Из них на мезосферу (высоты 50–80 км) приходится лишь около 0.04 Ом. Однако, согласно работам [Zadorozhny and Tyutin, 1998; Zadorozhny, 2001] наблюдаемые в мезосфере значительные (до 1 В/м) электрические поля указывают на то, что реальная эффективная проводимость в средней атмосфере на 2–3 порядка ниже чем теоретически рассчитанная и экспериментально измеренная ионная проводимость. Данный эффект связан с влиянием оседающей в мезосфере заряженной пыли метеорного происхождения [Zadorozhny and Tyutin, 1998; Zadorozhny, 2001]. Умножив 0.04 Ом на 100–1000, получаем, что реальное сопротивление мезосферы, за счет находящегося в ней заряженного аэрозоля внеземной природы, может достигать нескольких процентов и более от общего атмосферного сопротивления и, как следствие, ощутимо воздействовать на глобальную токовую цепь. Это значит, что метеорное вещество, поступающее в атмосферу Земли, может влиять на атмосферные электрические процессы, в свою очередь способные воздействовать на облачный покров [Tinsley et al., 2007].

Таким образом, анализ, проведенный в данном пункте, подтверждает возможность связи между космической пылью в атмосфере Земли и глобальными климатическими процессами и указывает на перспективность дальнейшего теоретического и экспериментального исследования этой связи.

### 3. ЧАСТИЦЫ МЕЖЗВЕЗДНОЙ ПЫЛИ В АТМОСФЕРЕ ЗЕМЛИ: ВРЕМЕННАЯ ВАРИАЦИЯ И ВОЗМОЖНОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ НА АТМОСФЕРНЫЕ ПРОЦЕССЫ

Кроме частиц межпланетного происхождения в атмосферу Земли поступают субмикронные частицы межзвездной пыли (МЗП). Они имеют эффективный радиус 0.3 мкм [Landgraf et al., 2003] и состоят, главным образом, из астрономического силиката — смеси пироксена ( $Mg_{0.5}Fe_{0.5}SiO_3$ ), оливина ( $MgFeSiO_4$ ), SiC, алюмосиликатов (полевой шпат) и углерода [Chiari and Tielens, 2006]. В последнее время, потоки МЗП в гелиосфере экспериментально изучаются с помощью аппаратуры, установленной на борту космических аппаратов Улисс (Ulysses), Галилео (Galileo), Кассини (Cassini). Детектор космического аппарата Ulysses зафиксировал в период 1992–2006 гг. значительные (от  $0.5 \times 10^{-4}$  м<sup>-2</sup> с<sup>-1</sup> до почти  $3 \times 10^{-4}$  м<sup>-2</sup> с<sup>-1</sup>) изменения потока частиц межзвездной пыли с размерами в несколько десятых микрона, которые авторы работы [Landgraf et al., 2003] приписали смене полярности межпланетного магнитного поля. В связи с этим, в работах [Kasatkina et al., 2007a; Kasatkina et al., 2007b] было выдвинута гипотеза о том, что изменение массы МЗП в пределах солнечной системы способно влиять на земной климат прямым и косвенным образом и, таким образом, генерировать квази-22-летнюю климатическую вариацию. Прямое влияние частиц МЗП, согласно [Kasatkina et al., 2007a; Kasatkina et al., 2007b], связано: (а) с изменением атмосферной прозрачности и альбедо под действием поступающей в атмосферу Земли межзвездной пыли, (б) с изменением числа ядер конденсации, которыми могут служить частицы МЗП. Косвенное влияние может осуществляться путем изменения гравитационного потенциала солнечной системы. Периодически меняющаяся масса МЗП внутри гелиосферы приводит к колебаниям гравитационного потенциала управляющего движением космических тел, и как следствие, к изменениям частоты попадания комет и метеоритов — эффективных поставщиков космической пыли — в атмосферу Земли.

Произведем качественные оценки вышеуказанных эффектов, для чего сначала исследуем прямое влияние на климат потока субмикронной межзвездной пыли  $F_{МЗП}$  в земной атмосфере. Согласно [Krüger et al., 2007], максимальная величина достигает  $F_{МЗП} \sim 3.0 \times 10^{-4}$  м<sup>-2</sup> с<sup>-1</sup>. Тогда максимум потока частиц МЗП выпадающих на Землю равен:

$$\begin{aligned}
 F_{МЗП}^{3, \max} &= F_{МЗП}^{\max} S_3 T_{\text{год}} = \\
 &= 3 \times 10^{-4} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1} \times 5 \times 10^{14} \text{ м}^2 \times 3.15 \times 10^7 \text{ с} = \quad (7) \\
 &= 4.8 \times 10^{18} \text{ частицы год}^{-1}.
 \end{aligned}$$

Поскольку время жизни субмикронных частиц космической пыли в земной атмосфере 10–15 лет [Ravlov et al., 2005; рис. П1.2 из *Приложения 1*] полное число интересующих нас частиц в атмосфере не превышает  $N_{\text{МЗП}}^{3, \text{max}} = 7.2 \times 10^{19}$ . Считая радиус частицы МЗП равным 0.3 мкм, а плотность  $2.5 \text{ г см}^{-3}$  для ее массы получим  $m = 3 \times 10^{-13} \text{ г}$ . Тогда максимум массы МЗП, меняющейся во времени, равен:  $M = mN_{\text{МЗП}}^{3, \text{max}} = 7.2 \times 10^{19} \times 3 \times 10^{-13} \text{ г} = 2.2 \times 10^7 \text{ г} = 22 \text{ тонн}$ . Трудно представить, что присутствие 22-х тонн твердого вещества в атмосфере Земли, способно заметно повлиять на ее прозрачность. Тем не менее, оценим соответствующий радиационный форсинг — возмущение, вносимое данным фактором в радиационный баланс атмосферы.  $Q_{\text{ext}}$  — коэффициент экстинкции (ослабления света за счет поглощения и рассеяния) для частицы астросиликата, имеющей комплексный коэффициент преломления  $n' = 1.68 - 0.03i$  [Laog and Drain, 1993], и радиус 0.3 мкм был вычислен по формулам из *Приложения 2*. Он оказался равен 3.5. Сечение экстинкции при этом оказывается равным  $\sigma_{\text{ext}} = \pi r^2 Q_{\text{ext}} = 10^{-8} \text{ см}^2$ . Соответственно, для оптической толщи атмосферы получаем:

$$\tau_{\text{ext}} = \sigma_{\text{ext}} N_{\text{МЗП}}^{E, \text{max}} / S_E = 10^{-8} \text{ см}^2 \times 7 \times 10^{19} / 5 \times 10^{18} \text{ см}^2 = 1.3 \times 10^{-7}. \quad (8)$$

Для радиационного форсинга получаем:

$$\begin{aligned} \Delta W &= \frac{S_0(1 - \alpha)(1 - \exp(-\tau_{\text{ext}}))}{4} = \\ &= 1370 \text{ Вт м}^{-2} \times 0.7 \times 1.3 \times 10^{-7} \times 0.25 = \\ &= 3.3 \times 10^{-5} \text{ Вт м}^{-2}, \end{aligned} \quad (9)$$

где  $\alpha = 0.3$  альbedo Земли. Полученная величина  $\Delta W$ , очевидно, является завышенной т.к. большая часть рассеянных квантов продолжит движение по направлению к поверхности Земли. Таким образом, реальная величина климатического форсинга, связанного с присутствующей в атмосфере космической пылью, вряд ли превысит  $10^{-5} \text{ Вт м}^{-2}$ . Этого недостаточно для оказания какого-либо воздействия на климат. Число частиц МЗП, находящихся в атмосфере Земли ( $7.2 \times 10^{19}$ ) также пренебрежимо мало по сравнению с числом ЯК в тропосфере —  $1.2 \times 10^9 \text{ см}^{-2} \times 5.1 \times 10^{18} \text{ см}^2 = 6.1 \times 10^{27}$ . Значит, влиять на режим осадков межзвездная пыль также не может.

Рассмотрим возможные последствия вариации массы МЗП в пределах гелиосферы на гравитационный потенциал солнечной системы. Считая плотность частиц МЗП  $n_{\text{МЗП}} = 10^{-12} \text{ см}^{-3}$ , массу ча-

стицы  $10^{-12} \text{ г}$  (радиус 0.5 мкм) и радиус гелиосферы 100 А.Е., т.е.  $1.5 \times 10^{15} \text{ см}$ , получим:

$$M_{\text{МЗП}}^{\text{HEL}} = 4/3 \pi (0.5 \times 10^{15} \text{ см})^3 \times 10^{-12} \text{ см}^{-3} \times 10^{-12} \text{ г} = 1.4 \times 10^{22} \text{ г}. \quad (10)$$

Это масса крупного каменного астероида с диаметром примерно 100 км. По сравнению с массами планет, не говоря о Солнце, она очень мала — например, масса Луны равна  $7 \times 10^{25} \text{ г}$ . Очевидно, что повлиять на гравитационный потенциал солнечной системы МЗП не может. Таким образом, предложенная в работах [Kasatkina et al., 2007a; Kasatkina et al., 2007b] гипотеза о вариациях плотности межзвездной пыли в гелиосфере и на орбите Земли как о климатообразующем факторе встречается со значительными затруднениями. Она нуждается в очень мощном усилении космофизического сигнала. Физика подобного усиления, однако, неясна.

#### 4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ, произведенный в данной работе, позволил подтвердить имеющиеся указания на то, что поступающая в атмосферу Земли материя метеорного происхождения способна оказывать влияние на климатические процессы. Механизм этого влияния связан с содержащимся в атмосфере аэрозолями метеорной природы и может действовать, по крайней мере, двумя способами: (а) частицы метеорной пыли способны служить ядрами конденсации в тропосфере и стратосфере, (б) заряженные метеорные частицы, находящиеся в мезосфере, могут заметно (на несколько процентов) изменять общее сопротивление атмосферы и, таким образом, влиять на глобальную токовую цепь. Изменения в глобальной электрической цепи, в свою очередь, сказываются на процессах облакообразования. Полученные результаты свидетельствуют в пользу того, что метеорная пыль в атмосфере Земли потенциально может являться одним из климатообразующих факторов, заслуживающим дальнейшего исследования и последующего учета в имеющихся климатических моделях. Что касается межзвездной пыли, то ее количество в земной атмосфере оказалось слишком малым, чтобы хоть как-то влиять на атмосферные процессы.

Работа была выполнена в рамках программы обмена между Российской и Финской Академиями наук (проект № 16) и программы Президиума РАН № 16. Она также была поддержана грантами РФФИ №№ 07-02-00379, 09-02-00083, 10-05-00129.

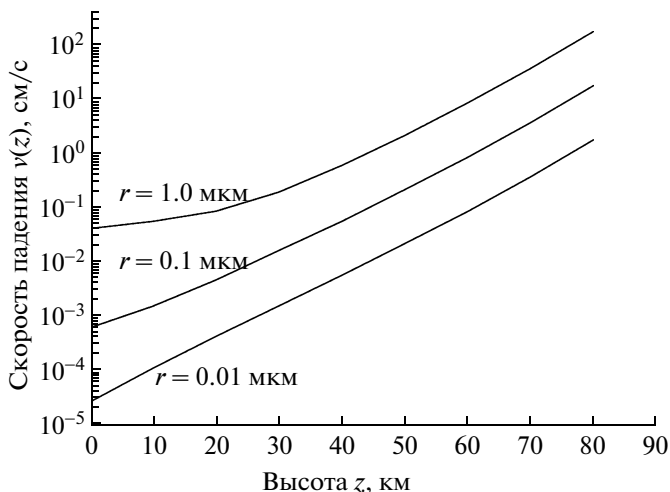


Рис. П1.1. Скорость гравитационного оседания пылевых частиц различного радиуса с различных высот.

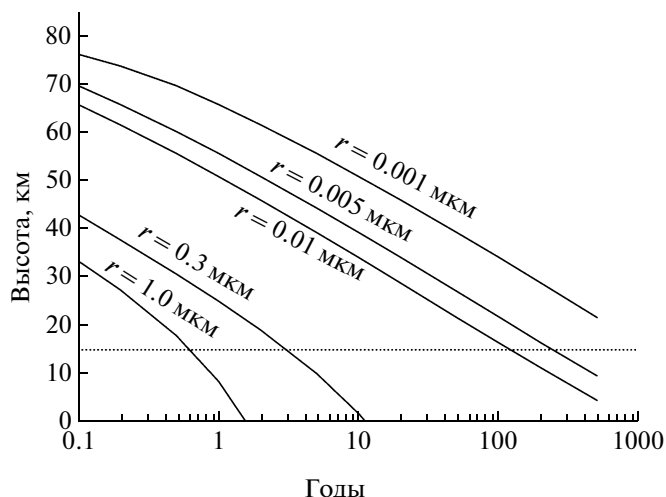


Рис. П1.2. Графики оседания частиц с плотностью  $3.0 \text{ г/см}^3$  и различными радиусами с высоты 80 км.

### ПРИЛОЖЕНИЕ 1

#### РАСЧЕТ ГРАВИТАЦИОННОГО ОСАЖДЕНИЯ АЭРОЗОЛЬНЫХ ЧАСТИЦ

Оседание метеорной пылинки под действием силы тяжести с высоты  $z_0$  опишем уравнением:

$$\frac{dz(t)}{dt} = v(z(t)), \quad (\text{П1.1})$$

$$z(t)|_{t=0} = z_0$$

где  $v(z)$  — скорость гравитационного падения аэрозольной частицы. Эта скорость определяется при помощи формулы Кеннингема [Хргиан, 1969]:

$$v(z) = 2g(\rho_0 - \rho(z)) \frac{r^2}{9\eta(z)} \left( 1 + \frac{1.63 \frac{l(z)}{r}}{1+f} \right) \quad (\text{П1.2})$$

где:  $g = 980 \text{ см с}^{-2}$  — ускорение силы тяжести,

$\rho_0 = 3.0 \text{ г/см}^3$  — плотность вещества частицы,

$\rho_{\text{air}}$  — плотность воздуха,

$r$  — радиус частицы,

$l$  — длина свободного пробега молекул,

$\eta$  — динамический коэффициент вязкости воздуха,

$f \cong 0.9$  согласно [Хргиан, 1969].

Зависимость скорости падения пылинки от высоты показана на рис. П1.1.

Положив  $z_0$  — высоту на которой образуется частица метеорного аэрозоля и с которой она начинает опускаться — равной 80 км, получим, с помощью уравнения П1.1, графики оседания приведенные на рис. П1.2.

Как видно из рис. П1.2, для частиц с радиусом 10 нм потребуется свыше 100 лет, для того чтобы опуститься до тропосферных высот, откуда они быстро будут вымыты с осадками.

### ПРИЛОЖЕНИЕ 2

#### РАСЧЕТ КОЭФФИЦИЕНТА ЭКСТИНКЦИИ СФЕРИЧЕСКОЙ ЧАСТИЦЫ

Для расчетов коэффициента экстинкции сферической частицы имеющей субмикронный радиус и состоящей из вещества с комплексным коэффициентом преломления  $n' = n + im$ , использовалась аппроксимация из работы [Zhang, 1990] несколько модифицированная:

$$Q_{ext} = (1 - \exp(-x/A)) \times$$

$$\times \left[ 2 + \left( B(x/C)^2 \times \right. \right. \quad (\text{П2.1})$$

$$\times \exp\left(-\frac{x}{C}\right)^2 + \frac{x/4C}{(x/C)^{1.5} + 1.5} \left. \right) -$$

$$\left. \frac{\cos((E - F \exp(-x/2C))x)}{(Dx)^{1.3} + 0.5} \right],$$

**Таблица П.2.1.** Коэффициенты экстинкции ( $\lambda = 550$  нм) для различных веществ, рассчитанные по формулам П.2.1 и измеренные экспериментально (значения в скобках)

Радиус, мкм	$Q_{ext}$			
	кварц аморфный	кварц кристаллический	алмадин	оливин
0.1	0.29 (0.21)	0.40 (0.31)	0.91 (0.92)	0.57 (0.70)
1.0	2.81 (2.90)	2.42 (2.82)	2.51 (2.66)	2.13 (2.67)

где:  $x = \frac{2\pi r}{\lambda}$  – параметр Ми,

$r$  – радиус частицы,

$\lambda$  – длина волны,

$$A = \frac{1.5}{(n-1+3m^2)},$$

$$B = 1.18n^2(n-1)^{0.1} \exp\left(\frac{3nm}{n-1} - (n-1)D\right),$$

$$C = \frac{3(1-m)}{n-1},$$

$$D = 0.823\left(\frac{6n-3}{3n-1} + 10\frac{m^{0.7}}{n}\right),$$

$$E = 0.7(n-1)(1.7+n^{0.13}),$$

$$F = 0.7(n-1)n^{0.13}.$$

Значения  $Q_{ext}$  рассчитанные по формулам П.2.1 для аморфного кварца ( $n' = 1.46 - 0.0i$ ), кристаллического кварца ( $n' = 1.546 - 0.0i$ ), алмадина ( $n' = 1.83 - 0.0i$ ) и оливина ( $n' = 1.758 - 0.0844i$ ) и длины волны 550 нм приведены в таблице П.2.1 совместно с данными экспериментальных измерений [Day et al., 1974].

Как видно из таблицы точность расчета для субмикронных частиц с  $n = 1.46-1.83$  и  $m = 0.00-0.084$  не хуже 30%.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ермаков В.И., Охлопков В.П., Стожков Ю.И. Влияние космической пыли на климат Земли // Краткие сообщения по физике ФИАН. № 3. С. 41–51. 2006.
- Ермаков В.И., Охлопков В.П., Стожков Ю.И. Влияние пыли космического происхождения на облачность, альбедо и климат Земли // Вестн. Московского ун-та. Сер. 3. Физика. Астрономия. № 5. С. 41–45. 2007.
- Ермаков В.И., Охлопков В.П., Стожков Ю.И. Космические лучи и космическая пыль в атмосфере Земли // Изв. РАН, Сер. Физ. Т. 73. № 3. С. 434–436. 2009.
- Зуев В.Е., Кабанов М.В. Оптика атмосферного аэрозоля. Л.: Гидроиздат, 256 с. 1987.
- Ивлев Л.С. Аэрозольная модель атмосферы. Проблемы атмосферной физики. Изд-во ЛГУ. С. 125–160. 1969.
- Калитин Н.Н. Космическая пыль по актинометрическим измерениям // Докл. АН СССР. Т. 45. С. 375. 1944.
- Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 640 с. 1976.
- Тирский Г.А. Взаимодействие космических тел с атмосферами Земли и планет // Соросовский образовательный журнал. Т. 6. № 5. С. 76–82. 2000.
- Селезнёва Е.С. Особенности распределения ядер конденсации по вертикали при различной стратификации атмосферы // Тр. ГГО. Вып. 134. 1962.
- Хргиан А.Х. Физика атмосферы. Л.: Гидрометиздат, 646 с. 1969.
- Balsley B.B., Riddle A.C. Monthly mean values of the mesospheric wind field over Poker Flat, Alaska // J. Atmos. Sci. V. 41. P. 2368–2375. 1984.
- Bigg E.K. The detection of atmospheric dust and temperature inversions by twilight scattering // J. Meteorology. V. 13. P. 262–268. 1956.
- Ceplecha Z. Luminous efficiency based on photographic observations of the Lost-City fireball and implications for the influx of interplanetary bodies onto Earth // Astronomy and Astrophysics. V. 311. № 1. P. 329–332. 1996.
- Chiar J.E., Tielens A.G. Pixie dust: the silicate features in the diffuse interstellar medium // Astrophysical J. V. 637. P. 774–785. 2006.
- Day K.L., Steyer T.R., Huffman D.R. A quantitative study of silicate extinction // Astrophys. J. V. 191. P. 415–418. 1974.
- Dohnanyi J.S. Interplanetary Objects in Review: Statistics of Their Masses and Dynamics // Icarus. V. 17. P. 1–48. 1972.
- Forkman P., Eriksson P., Murtagh D., Espy P. Observing the vertical branch of the mesospheric circulation at latitude 60°N using ground-based measurements of CO and H<sub>2</sub>O // J. Geophys. Res. V. 110. D05107, doi:10.1029/2004JD004916. 2005.
- Granitsky L.V., Borisevich A.N. Research of influence of the meteoric stream on the weather condition: preliminary consideration // Proc. SPIE, the Intern. Soc. for Optical Engineering. V. 4341. P. 563–570. 2000.
- Hunten D.M., Turco R.P., Toon O.B. Smoke and dust particles of meteoric origin in the mesosphere and stratosphere // J. Atmos. Sci. V. 37. P. 1342–1357. 1980.
- Kane T.J., Gardner C.S. Lidar Observations of the meteoric deposition of mesospheric metals // Science. V. 259. P. 1297–1300. 1993.



- *Kasatkina E.A., Shumilov O.I., Krapiec M.* On periodicities in long term climatic variations near 68°N, 30°E // *Adv. Geosciences*. V. 13. P. 25–29. 2007a.
- *Kasatkina E.A., Shumilov O.I., Lukina N.V., Krapiec M., Jacoby G.* Stardust component in tree rings // *Dendrochronologia*. V. 24. P. 131–135. 2007b.
- *Krüger H., Landgraf M., Altabelli M., Grün E.* Interstellar dust in the solar system // *Space Sci. Rev.* V. 130. P. 401–408. 2007.
- *Kyte F.T., Wasson J.T.* Accretion rate of extraterrestrial matter: Iridium deposited 33 to 67 million years ago // *Science*. V. 232. P. 1225–1229. 1986.
- *Lal D., Jull A.J.T.* Atmospheric cosmic dust fluxes in the size range  $10^{-4}$  to 10 centimeters // *Astrophys. J.* V. 576. P. 1090–1097. 2002.
- *Landgraf M., Krüger H., Altabelli N., Grün E.* Penetration of the heliosphere by the interstellar dust stream during solar maximum // *J. Geophys. Res.* V. 108. № A10. 8030, doi:10.1029/2003JA009872. 2003.
- *Laor A., Draine T.* Spectroscopic constraints on the properties of dust in active galactic nuclei // *Astrophys. J.* V. 402. P. 441–468. 1993.
- *Love S.G., Brownlee D.E.* A direct measurement of the terrestrial mass accretion rate of cosmic dust // *Science*. V. 262. P. 550–553. 1993.
- *Maurette M., Jehanno C., Robin E., Hammer C.U.* Characteristics and mass distribution of extraterrestrial dust from the Greenland ice cap // *Nature*. V. 328. P. 699–702. 1987.
- *Megner L.* Funneling of meteoric material into the polar winter vortex. Ed. By G.D. O’Dowd, P.E. Wagner: Nucleation and atmospheric aerosols, 17<sup>th</sup> Int. Conf., Galway, Ireland. P. 860–864. 2007.
- *Myhre G., Highwood E.J., Shine K.P., Stordal F.* New estimates of radiative forcing due to well mixed greenhouse gases // *Geophys. Res. Lett.* V. 25. P. 2715–2718. 1998.
- *Newkirk G.A.* Meteoric dust in the stratosphere determined by optical scattering technique // *Smithsonian Contribution to Astrophysics*. V. 11. P. 349–358. 1967.
- *Pavlov A.A., Toon O.B., Pavlov A.K., Bally J., Pollard D.* Passing through a giant molecular cloud: “Snowball” glaciations produced by interstellar dust // *Geophys. Res. Lett.* V. 32. L03705, doi:10.1029/2004GL021890, 2005.
- *Rapp M., Strelnikova I., Gumbel J.* Meteoric smoke particles: Evidence from rocket and radar techniques // *Adv. Space Res.* V. 40. P. 809–817. 2007.
- *Rasmussen K.L., Clausen H.B., Kallemeyn G.W.* No iridium anomaly after the 1908 Tunguska impact: evidence from a Greenland ice core // *Meteoritics*. V. 30. P. 634–638. 1995.
- *Reid G.C.* Electrical structure of the middle atmosphere. In: *The Earth’s electrical environment*. National Academy Press, Washington D.C. 263 P. 1986.
- *Rosinski J., Snow R.H.* Secondary particulate matter from meteor vapors // *Journal of Meteorology* // V. 18. P. 736–745. 1961.
- *Taylor S., Lever J.H., Harvey R.* Accretion rate of cosmic spherules measured at the South Pole // *Nature*. V. 392. P. 899–903. 1998.
- *Tinsley B.A., Burn G.B., Zhou L.* The role of the global electric circuit in solar and internal forcing of clouds and climate // *Adv. Space Res.* V. 40. P. 1126–1139. 2007.
- *Voigt C., Schlager H., Luo B.P. et al.* Nitric acid trihydrate (NAT) formation at low NAT supersaturation in polar stratospheric clouds (PSCs) // *Atmos. Chemis. Phys.* V. 5. P. 1371–1380. 2004.
- *Voltz F.E., Goody R.M.* Intensity of the twilight and upper atmospheric dust // *J. Atmos. Sci.* V. 19. P. 385–406. 1962.
- *Yiou F., Raisbeck G.M., Jehanno C.* The micrometeorite flux to the Earth during the last 200 000 years as deduced from cosmic spherule concentration in Antarctic ice cores // *Meteoritics*. V. 24. № 4. P. 412. 1991.
- *Zacharov I.* Influence des Perseides sur la transparence atmospherique // *Bulletin of Astronomical Institute of Czechoslovakia*. V. 3. P. 82. 1952.
- *Zadorozhny A.M., Tyutin A.A.* Effects of geomagnetic activity on the mesospheric electric fields // *Ann. Geophys.* V. 16. P. 1544–1551. 1998.
- *Zadorozhny A.M.* Effects of charged dust on mesospheric electrical structure // *Adv. Space Res.* V. 28. № 7. P. 1059–1064. 2001.
- *Zhang H.J.* Approximate calculation of extinction coefficient // *Physics D: Applied Physics*. V. 23. P. 1735–1737. 1990.