

УДК 523.4

А. В. Мороженко, А. П. Видьмаченко, П. В. Неводовский

Главная астрономическая обсерватория Национальной академии наук Украины
ул. Академика Заболотного 27, Киев, 03680
vida@mao.kiev.ua

О выявлении аэрозоля в верхнем слое земной атмосферы

В верхнем слое атмосферы Венеры, Марса, Юпитера, Сатурна и Земли есть слой аэрозоля. Причиной его появления могут быть метеориты, кольца и вынос мелких частиц планетного происхождения. Наблюдения в 1979—1992 гг. показали, что оптическая толщина аэрозоля над полярными районами Земли изменялась от 0.0002 до 0.1 при $\lambda = 1$ мкм. Наибольшее значение было в 1984 и 1992 гг., которым предшествовала мощная активность вулканов Эль Чичон (1982 г.) и Пинатубо (1991 г.). Нами было показано, что это увеличение стратосферного аэрозоля может привести к зарегистрированному в 1970-х гг. уменьшению озонового слоя. Остаются неизвестными природа стратосферного аэрозоля (действительная часть показателя преломления), эффективный размер частиц r и изменение n с широтой. Среди дистанционных методов определения n , r и g эффективным является анализ фазовой зависимости степени поляризации. Наблюдательное значение интенсивности и степени поляризации в видимом свете обусловлено оптическими свойствами поверхности и оптической толщиной атмосферы, значения которых изменяются с широтой, долготой и во времени. Поэтому невозможно корректно выделить вклад стратосферного аэрозоля. При наблюдении в УФ-лучах ($\lambda < 300$ нм) озоновый слой отсекает влияние поверхности и земной атмосферы до высоты 20—25 км. В этой области спектра негативными факторами могут быть: эмиссия разных газов, играющих деполаризаторную роль, горизонтальная неоднородность эффективной оптической высоты слоя озона и ориентированные частицы (на их наличие укажет вариация плоскости поляризации).

ПРО ВИЯВЛЕННЯ АЕРОЗОЛЮ У ВЕРХНЬОМУ ШАРІ ЗЕМНОЇ АТМОСФЕРИ, Мороженко О. В., Видьмаченко А. П., Неводовський П. В. — У верхньому шарі атмосфери Венери, Марса, Юпітера, Сатурна і

Землі є шар аерозолі. Причиною його появи можуть бути метеорити, кільця і винос дрібних частинок планетного походження. Спостереження в 1979—1992 рр. показали, що оптична товщина аерозолі над полярними районами Землі змінювалась від 0.0002 до 0.1 при $\lambda = 1$ мкм. Найбільше значення було в 1984 і 1992 рр., яким передувала потужна активність вулканів Ель Чічон (1982 р.) і Пінатубо (1991 р.). Нами було показано, що таке збільшення стратосферного аерозолі може зумовити зареєстроване в 1970-х рр. зменшення озонного шару. Залишається невідомою природа стратосферного аерозолі (дійсна частина показника заломлення), ефективний розмір частинок r і зміна r з широтою. Серед дистанційних методів визначення n_r та r найефективнішим є аналіз фазової залежності ступеня поляризації. Спостережені значення інтенсивності і ступеня поляризації у видимому світлі зумовлюється оптичними властивостями поверхні та оптичною товщиною атмосфери, значення яких змінюються з широтою, довготою і в часі. Тому неможливо коректно виокремити внесок стратосферного аерозолі. При спостереженні в УФ-променях при $\lambda < 300$ нм озонний шар відсікає вплив поверхні і земної атмосфери до висоти 20—25 км. У цій ділянці спектра негативними факторами можуть бути: емісія різних газів (які відіграють деполаризаційну роль), горизонтальна неоднорідність ефективної оптичної висоти шару озону та орієнтовані частинки (на їхню наявність вказують варіації площини поляризації).

ON AEROSOL DETECTION IN THE UPPER LAYER OF THE EARTH'S ATMOSPHERE, by Morozhenko O. V., Vidmachenko A. P., Nevodovsky P. V. — Aerosol layers exist in the upper atmospheres of Venus, Mars, Jupiter, Saturn and the Earth. The reason for their existence may be meteorites, rings, and removal of particles of planetary origin. Observations from 1979 to 1992 showed that the optical thickness of aerosol over the Earth's polar regions changed from 0.0002 up to 0.1 for $\lambda = 1$ m. The greatest values of τ were in 1984 and 1992 and they were preceded by a strong volcanic activity of El Chichon (1982) and Pinatubo (1991). We show that the above-mentioned increase in the optical thickness of the stratosphere aerosol can lead to the ozone layer decrease detected in 1970. The stratospheric aerosol nature (real part of refractive index), effective particle size r and changing r with latitude remain unsolved. Among distance methods for the determination of n_r and r efficient is the analysis of the phase dependence of the polarization degree. The observational values of the intensity and polarization degree in visible light are due to optical properties of the surface and optical thickness of the atmosphere, the values of which vary with latitude, longitude and time. Therefore, it is impossible to identify accurately the stratospheric aerosol contribution. When observing in UV at $\lambda < 300$ nm, the ozone layer cuts off the influence of the surface and the Earth's atmosphere to an altitude from 20 to 25 km. In this spectral region some negative factors can take place, namely, the emission of vari-

ous gases playing depolarizing role, horizontal inhomogeneity of the effective optical thickness of ozone layer, and oriented particles (the polarization plane variation points to their presence).

Одной из загадок физики атмосферы является природа аэрозольного слоя в верхней атмосфере Венеры, Марса (выше 70 км), Юпитера (на высоте с атмосферным давлением 1—10 мбар) [8, 11, 13, 14], а также перламутровые и серебристые облака Земли (высота 22—27 км и 82—85 км соответственно [3]), который в дальнейшем будем называть «стратосферный аэрозоль». Основной причиной его появления в верхнем слое земной атмосферы могут быть метеориты (которые при вхождении в земную атмосферу распадаются на мелкие осколки) и вынос мелких частиц земного происхождения, в том числе и при извержении вулканов. Последнее подтвердили данные многочисленных метеорологических станций, которые регистрировали ощутимое уменьшение температуры в течение нескольких лет после мощного извержения вулканов, мелкая фракция которых тормозится и надолго задерживается в атмосфере. В последние десятилетия несколькими искусственными спутниками Земли определялась оптическая толщина стратосферного аэрозоля. Так, например, согласно проведенным на «Нимбус-7» многолетним наблюдениям ослабления яркости Солнца земной атмосферой показали, что над полярными районами с 1979 по 1992 г. его оптическая толщина изменялась от 0.0002 до 0.1 на длине волны $\lambda = 1$ мкм [9]. Наибольшие значения приходились на 1984 и 1992 г. (рис. 1), которым предшествовала мощная активность вулканов Эль Чичон (1982 г.) и Пинатубо (1991). Отметим, что по астрономическим наблюдениям при высокой прозрачности земной атмосферы эта величина составляла 0.03. Помимо влияния на климат, стратосферный аэрозоль играет важную роль при формировании стратосферного озонового слоя. Так, в работах [4, 5] нами было показано, что именно такое увеличение оптической толщины стратосферного

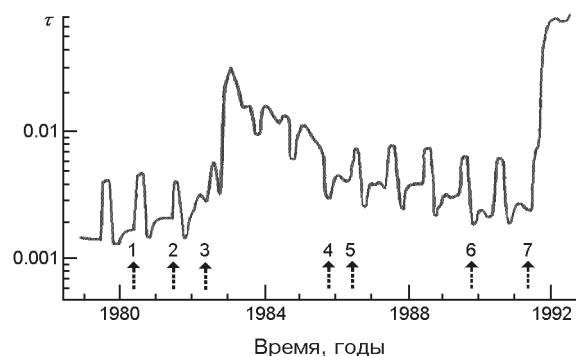


Рис. 1. Изменение оптической толщины τ аэрозольной составляющей оптической толщины над полярным районом [8]. Стрелками внизу показаны моменты начала извержения вулканов: 1 — Святая Елена, 2 — Алаида, 3 — Эль Чичон, 4 — Руиз, 5 — Нямуррагира, 6 — Редоубт, 7 — Пинатубо

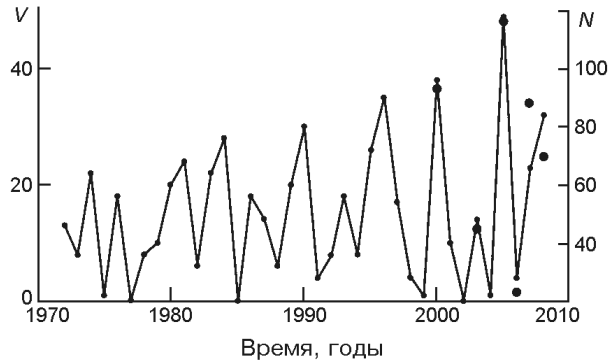


Рис. 2. Межгодовая изменчивость объёма V полярных стратосферных облаков с 1972 по 2008 гг. и полученные в ЦАО оценки химического разрушения общего содержания озона (N , е. Д.) в полярном циклоне в Арктике в течение зимних сезонов с 2000 по 2008 гг. (жирные точки) [2]

аэрозоля может привести к зарегистрированному в середине 1970-х гг. уменьшению мощности озонового слоя. Это же независимо подтверждают и данные работы [2] (рис. 2).

Если тропосферный аэрозоль «вымывается» главным образом дождем и снегом, то стратосферный — только оседанием под действием силы тяжести со скоростью [6]

$$V_g = (2 r^2 a g / 9 d) (1 - AL / r), \quad (1)$$

где r — радиус частицы, g — ускорение свободного падения, L — длина свободного пробега молекул, a — плотность частицы, d — коэффициент динамической вязкости. Коэффициент $A = 0.86$ для жидких и очень гладких частиц сферической формы и 0.7 — для шероховатых. Для несферических частиц, которые пытаются занять положение максимального сопротивления среды, скорость оседания будет уменьшаться. Целесообразно отметить, что со скоростью V_g частицы будут оседать только в спокойной (ламинарной) атмосфере, что в действительности практически никогда не имеет места. Поскольку реальной атмосфере присуще турбулентное перемешивание, которое характеризуется коэффициентом турбулентности $D_T = Q_T / \rho_r c_p [(dT/dh) + (g/c_p)]$, то величина V_g будет уменьшаться. Здесь Q_T — поток тепла в вертикальном направлении, который определяется скоростью нагрева элементарного объема за счет поглощения света частицей, ρ_r — плотность газовой составляющей атмосферы, c_p — удельная теплоемкость при постоянном давлении, dT/dh — градиент температуры, g/c_p — сухоадиабатический градиент.

Например, расчеты для глобальной пылевой бури на Марсе в 1971 г. показали, что благодаря нагреванию атмосферы скорость восходящих потоков днем могла достигать 2 м/с [10]. Безусловно, что в верхних слоях земной атмосферы при упомянутых выше возможных значениях даже для сильно поглощающих частиц эта скорость будет на порядки меньше. Но если учесть, что на высоте 40 км для сфери-

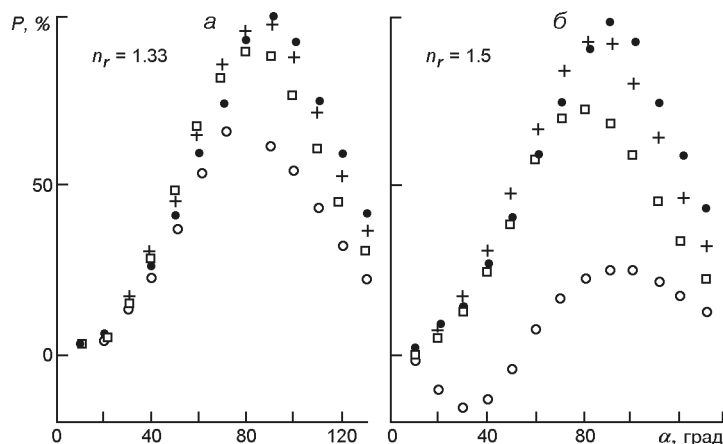


Рис. 3. Фазовая зависимость степени поляризации P полидисперсных систем сферических частичек разных размеров (дисперсия размеров $\sigma = 0.1$) с действительной частью показателя преломления $n_r = 1.33$ (а) и 1.5 (б): крестики, звездочки, кружки — для $\ln 2 r_0 / r = -0.4, 0$ и $+0.4$ (по данным [7]), точки — рэлеевское рассеяние

ческих частиц с радиусом 0.1 мкм скорость оседания составляет V_g 0.0048 и 0.0016 см/с соответственно для плотности $\rho_a = 1$ и 3 г/см³, то эффект турбулентного перемешивания может быть существенным.

Наряду с определением стратосферного аэрозоля приполярных районов по данным об изменении с высотой степени ослабления блеска Солнца земной атмосферой, остается открытым вопрос его природы (действительной части показателя преломления n_r), эффективного размера частиц r , а также изменения r с широтой. Поскольку среди дистанционных методов эффективным методом определения n_r и r является анализ фазовой зависимости степени поляризации (рис. 3, построенный по данным [7]), ниже рассмотрим его эффективность для случая земной атмосферы.

Так, при учете лишь однократного рассеяния интенсивность $I(\theta_0, \theta, \phi)$ диффузно отраженного излучения в системе «поверхность + атмосфера» составляет

$$I(\theta_0, \theta, \phi) = E(\theta_0) C \sin^2 \theta (\theta_0, \theta, \phi), \quad (2)$$

где $E(\theta_0)$ — освещенность Солнцем на верхней границе земной атмосферы, θ — угловой радиус наблюдаемой детали,

$$C(\theta_0, \theta, \phi) = p_n(\theta_0, \theta, \phi) \exp[-\tau_0(\theta_0)(1/\cos \theta_0 + 1/\cos \theta)] \times \tau_0(\theta) [1 - \exp[-\tau_0(\theta)(1/\cos \theta_0 + 1/\cos \theta)]] / 4[\cos \theta_0] \quad (3)$$

— отражательная способность системы, индексом «п» обозначена отражательная способность поверхности, $\cos \theta_0$ — косинусы углов отражения и падения света, $\tau_0(\theta) = \tau_r(\theta) + \tau_a(\theta)$, индексы «г» и «а» обозначают газовую и аэрозольную составляющие,

$$\tau(\theta) = \tau_r(\theta) + \tau_a(\theta) \quad (4)$$

— индикатриса рассеяния, которая рассматривается отдельно для газа и аэрозоля, где

$$I(\theta) = I_r(\theta) / I_0(\theta). \quad (5)$$

Что касается степени поляризации отраженного такой системой света, то приближенно она будет иметь вид

$$P(\theta, \varphi, \lambda) = (1 - f)P_n(\theta, \varphi, \lambda) + fCP_{at}(\theta, \varphi, \lambda), \quad (6)$$

где $P_n(\theta, \varphi, \lambda)$, $P_{at}(\theta, \varphi, \lambda)$ — степень поляризации поверхностной и атмосферной составляющих, $C_{at}(\theta, \varphi, \lambda)$ — отражательная способность атмосферной составляющей, $f = C_{at} / (P_n + C_{at})$. Из выражений (3) и (6) видно, что наблюдательные значения интенсивности и степени поляризации обусловлены оптическими свойствами поверхности $P_n(\theta, \varphi, \lambda)$ и оптической толщиной атмосферы, значения которых изменяются не только с широтой и долготой (почвы различной отражательной способности, водные бассейны, сложность рельефа), но и во времени, что обусловлено изменением растительности, осадками (снег, дождь) и насыщенностью атмосферы аэрозолями («чистая» атмосфера и облака различной мощности и протяженности). Очевидно, что при этих обстоятельствах невозможно выделить вклад стратосферного аэрозоля.

Сказанное подтверждается работами по изучению аэрозольной составляющей атмосферы Марса, когда для чистой атмосферы используются наблюдательные данные при $\lambda = 420$ нм, а для пылевой бури — модель при $\lambda = 420$ нм. Поэтому в разработанной НАСА программе комплексного мониторинга оптических свойств Земли с ИСЗ, рядом со сканирующим поляриметром на участок спектра 420 нм, для выявления стратосферного аэрозоля планировалось исследовать изменение блеска Солнца при его прохождении на разной высоте через земную атмосферу [12]. Ситуация кардинально изменяется при проведении наблюдений в дальней УФ-области спектра ($\lambda < 300$ нм), в которой мощный озоновый слой полностью отсекает влияние поверхностного слоя и земной атмосферы до высоты менее 20 км, поэтому выражения (3) и (6) сводятся к простому виду:

$$I(\theta, \varphi, \lambda) = I_0(\lambda) [1 - \exp(-\tau_0(\lambda))] / [4(\tau_0(\lambda))], \quad (7)$$

$$P(\theta, \varphi, \lambda) = P_{at}(\theta, \varphi, \lambda), \quad (8)$$

а при значениях $\tau_0 \ll 1$ — даже к виду

$$I(\theta, \varphi, \lambda) = I_0(\lambda) / (4\tau_0), \quad (9)$$

$$P(\theta, \varphi, \lambda) = P_{at}(\theta, \varphi, \lambda). \quad (10)$$

Наименьшее значение $I(\theta, \varphi, \lambda)$ при $\lambda = 280$ нм (в случае чисто газовой атмосферы $\tau_r = 0.024$) при $\theta = 90^\circ$ составляет 0.0064, а интенсивность (2) диффузно отраженного излучения составит $I(\theta, \varphi, \lambda) = 0.153 \sin^2 \theta$ мкДж см⁻² нм⁻¹ с⁻¹.

Негативными факторами в этой области спектра могут быть: эмиссия различных газов (которые будут играть деполяризаторную роль), горизонтальная неоднородность эффективной оптической высоты озонового слоя и оптической толщины слоя стратосферного аэрозоля, а также наличие ориентированных частиц. Однако если поляриметр позволит определять не только степень поляризации P , но и положение ее плоскости, то по аналогии с Сатурном [1] на наличие ориентированных частиц укажут вариации значения плоскости линейной поляризации.

1. Бугаенко О. И., Мороженко А. В. Ориентированные частицы в верхних слоях атмосферы Сатурна // Физика планетных атмосфер. — Киев: Наук. думка, 1981.—С. 108—112.
2. Варгин П. Н., Юшков В. А., Хайкин С. М. и др. Изменение климата и средняя атмосфера — вопросов все больше // Вестник российской академии наук.— 2010.—**80**, № 2.—С. 114—130.
3. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. — Ленинград: Гидрометеоздат, 1976.—639 с.
4. Мороженко А. В., Шаврина А. В., Велесь А. А. Роль стратосферного аэрозоля в формировании озонового слоя // Кинематика и физика небес. тел.—2000.—**16**, № 4.—С. 364—368.
5. Мороженко О. В., Шаврина А. В., Велесь О. О. Концепція моніторингу газового та аерозольного (для висот більше 30 км) забруднення земної атмосфери з борту Міжнародної космічної станції // Космічна наука і технологія.—2000.—**6**, № 2/3.—С. 69—76.
6. Фукс Н. А. Механика аэрозолей. — М.: Изд-во АН СССР, 1955.—351 с.
7. Яновицкий Э. Г., Думанский З. О. Таблицы по рассеянию света полидисперсной системой сферических частиц. — Киев: Наук. думка, 1972. — 124 с.
8. Ajello J. M., Pang K. D., Lane A. L., et al. Mariner 9 ultraviolet spectrometer experiment: bright-limb observations of the lower atmosphere of Mars // J. Atmos. Sci.—1976.—**33**, N 3.—P. 544—552.
9. Hansen J. Climate forcing's and feedbacks // Long-Term Monitoring of Global Climate Forcing's and Feedbacks / Eds J. Hansen, W. Rossow, J. Fung. — New York, 1992.—P. 6—12.
10. Leovy C. B., Briggs C. A., Young A. T., et al. The Martian atmosphere: Mariner 9 television experiment progress report // Icarus.—1972.—**17**, N 2.—P. 373—393.
11. Leovy C. B., Smith B. A., Young A. T., Leighton R. B. Mars atmosphere during the Mariner 9 extended mission: Television results // J. Geophys. Res.—1973.—**78**, N 2. — P. 4253—4266.
12. Long-term monitoring of global climate forcing's and feedbacks / Eds J. Hansen, W. Rossow, I. Fung. — New York, 1992.—89 p.
13. O'Leary B. T. Venus: Vertical structure of stratospheric hazes from Mariner 10 pictures // J. Atmos. Sci.—1975.—**32**, N 6.—P. 1091—1100.
14. Rages K., Beebe R., Senske D. Jovian stratospheric hazes: The high phase view from Galileo // Icarus.—1999.—**139**, N 2.—P. 211—226.

Статья поступила в редакцию 07.08.12