

УДК 523.4

**А. В. Мороженко**Главная астрономическая обсерватория НАН Украины  
03680, Киев, ГСП, ул. Академика Заболотного**Лунная база: мониторинг глобальных изменений на Земле**

*Высказано предположение, что причиной глобального потепления на Земле, кроме увеличения концентрации парниковосодержащих газов, может быть повышение количества поглощенной системой «атмосфера+поверхность» солнечной энергии, обусловленное в первую очередь значительным загрязнением мирового океана. Для моделирования механизмов, которые вызывают изменения климата и мощности озонового слоя на Земле, предлагается организовать комплексные исследования Земли как планеты с наблюдательной базы на Луне. В качестве первоочередных названы такие наблюдения: 1) одновременные низкодисперсные спектрофотометрические измерения Земли и Солнца в диапазоне длин волн  $\lambda\lambda = 200...3000$  нм и в полном интервале фазовых углов ( $\approx 0-180^\circ$ ) для оценки  $T_{эф}$ ; 2) радиометрические измерения в диапазоне  $\lambda\lambda = 4...40$  мкм для оценки количества излучаемой в открытый космос тепловой энергии; 3) спектрофотометрия в диапазоне  $\lambda\lambda = 1...15$  мкм для мониторинга химического состава атмосферы; 4) спектрополяриметрические измерения в диапазоне  $\lambda\lambda = 220...300$  нм для оценки спектральных значений комплексного показателя преломления, параметров функции распределения по размерам и оптической толщины аэрозоля в верхних слоях земной атмосферы. Кроме того, одновременные спектрофотометрические наблюдения Земли и Солнца позволят проверить высказываемые предположения о корреляции изменений на планетах, в том числе и на Земле, с изменениями солнечной активности, что очень важно для разработки механизмов солнечно-планетных связей.*

**БАЗА НА МІСЯЦІ: МОНІТОРИНГ ГЛОБАЛЬНИХ ЗМІН НА ЗЕМЛІ,**  
Мороженко О. В. — Висловлено допущення про те, що причиною глобального потепління на Землі, крім збільшення концентрації тепличносприятливих газів, може бути збільшення кількості поглинутої системою «атмосфера+поверхня» сонячної енергії, зумовлене в першу чергу значним забрудненням світового океану. Для моделювання механізмів, які викликають зміни клімату і потужності озонового шару на Землі, пропонується організувати комплексні дослідження Землі як планети із спостережної бази на Місяці. Як першочергові називаються такі експерименти: 1) одночасна низькодисперсна спектрофотометрія Землі і Сонця в діапазоні довжин хвиль  $\lambda\lambda = 200...3000$  нм та в повному інтервалі фазових кутів ( $\approx 0-180^\circ$ ) для оцінки  $T_{эф}$ ; 2) радіометричні вимірювання в діапазоні довжин хвиль  $\lambda\lambda = 4...40$  мкм для оцінки кількості вип-

ромінюваної у відкритий космос теплової енергії; 3) спектрофотометрія в діапазоні  $\lambda\lambda = 1...15$  мкм для моніторингу газової складової атмосфери; 4) спектрополяриметричні спостереження в діапазоні  $\lambda\lambda = 220...300$  нм для оцінки спектральних значень комплексного показника заломлення, параметрів функції розподілу за розмірами та оптичної товщини аерозолі у верхніх шарах земної атмосфери. Крім того, одночасні спектрофотометричні спостереження Землі та Сонця дозволять перевірити висловлені допущення про кореляцію змін на планетах, у тому числі й на Землі, зі змінами сонячної активності, що дуже важливо для розробки механізмів сонячно-планетних зв'язків.

*A BASE ON THE MOON: MONITORING OF GLOBAL CHANGES ON THE EARTH, by Morozhenko A. V. — We suggest that an increase in the amount of the solar energy absorbed by the atmosphere+surface system due, primarily, to the pollution of the world ocean, together with the increase in the concentration of the greenhouse effect gases, may be responsible for the global rise in the temperature on the Earth. We propose to organize complex investigations of the Earth as a planet from an observational base on the Moon and to use the results of these investigations for the simulation of the mechanisms causing climate changes and variations in the ozone layer thickness on the Earth. The immediate observations should include: 1) concurrent spectrophotometric low dispersion measurements of the Earth and the Sun in the wavelength range 200—3000 nm in the entire phase angle range (0—180°) for estimating  $T_{\text{eff}}$ ; 2) radiometric measurements ( $\lambda\lambda = 4...40$  mm) for estimating the thermal energy radiated into the open space; 3) spectrophotometry ( $\lambda\lambda = 1...15$  mm) for monitoring the chemical composition of the atmosphere; 4) spectrophotometric measurements ( $\lambda\lambda = 0.22...0.30$  mm) for estimating the complex refractive index, the size distribution, and the optical thickness of the aerosols in the upper atmospheric layers. In addition, concurrent observations of the Earth and the Sun will allow a test for probable correlation between the Earth, and the solar activity variations, which is of prime importance in understanding the solar-planetary relations.*

В узких кругах специалистов уже более десяти лет обсуждается проблема создания лунной базы, а параллельно с этим на уровнях межгосударственных соглашений предпринимаются шаги приостановления темпов глобального потепления и изменения мощности озонового слоя на Земле. Целью настоящей статьи является обоснование целесообразности объединения этих двух проблем.

История Земли изобилует чередованиями периодов глобальных потеплений и похолоданий длительностью от сотен до десятков тысяч лет. Последнее похолодание сменилось потеплением примерно 20 тыс. лет назад (рис. 1, 2) и к 1930 году температура повысилась примерно на  $0.6^\circ$ . Как видно, кроме долгопериодических изменений, происходят еще и короткопериодические, поэтому до 1970 г. не было оснований подозревать что-либо неладное с тепловым режимом атмосферы. Однако после 1970 г. производная увеличения температуры резко возросла, и поскольку между изменениями температуры и количеством углекислого газа (рис. 1) есть однозначная корреляция, было высказано предположение об усилении на Земле парникового эффекта [4], которое сейчас практически ни у кого не вызывает сомнений. Весомым аргументом в пользу этой гипотезы является факт резкого увеличения концентрации в атмосфере  $\text{CO}_2$ , которое обусловлено в первую очередь производственной деятельностью человека. В 1970 г. зарегистрировано и уменьшение мощности озонового слоя, которое первоначально было обнаружено над Антарктидой, а позже — практически над всеми

континентами, особенно над большими промышленными центрами. Характерная особенность в том, что одновременно с уменьшением концентрации стратосферного  $O_3$  наблюдается примерно такое же его увеличение в приземном слое (рис. 3). Сейчас общепризнанным является предположение, что причиной уменьшения концентрации озона в стратосфере является увеличение концентрации разнообразных фреонов, особенно хлорсодержащих. Долгоживущие фреоны, молекулы которых содержат атомы хлора или фтора, восходящими потоками выносятся в верхние слои атмосферы, где под действием жесткого УФ-излучения отщепляются атомы Cl или F, взаимодействие которых с молекулами  $O_3$  приводит к отщеплению одного из атомов кислорода, т. е. к уничтожению озона. Является ли этот механизм единственным или есть альтернативы?

Известно два альтернативных механизма изменения концентрации озона в верхних слоях атмосферы [2, 3, 5]. Изложим их идеи. Напомним, что коэффициент  $J$  скорости фотодиссоциации газа, величина которого играет первостепенную роль в образовании и разрушении стратосферного озона, определяется спектральным распределением энергии Солнца  $E_0(\lambda)$ , оптической толщиной газовой

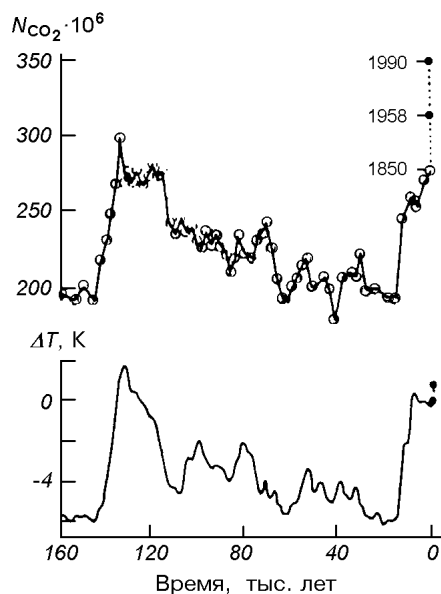


Рис. 1. Изменения температуры  $\Delta T$  Земли и относительного количества  $N$  молекул углекислого газа на протяжении 160 тыс. лет по данным [5]

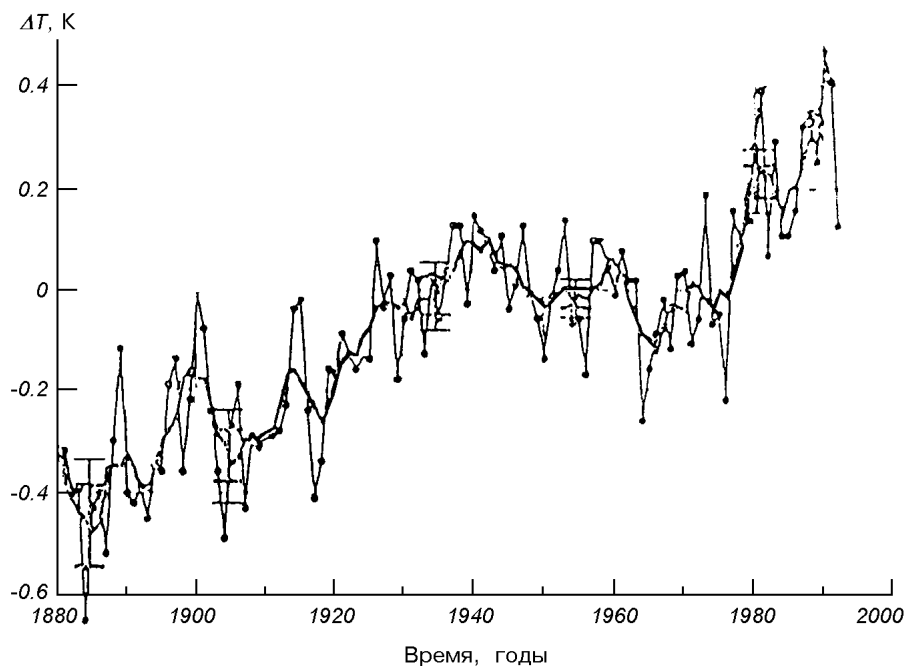


Рис. 2. Повышение температуры  $\Delta T$  за последнее столетие: тонкая линия — среднегодовая температура, жирная линия — усредненная по пяти годам [5]

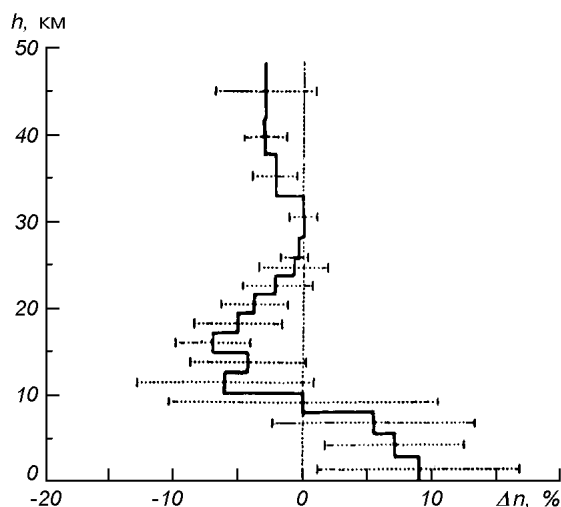


Рис. 3. Относительные изменения  $\Delta n$  концентрации стратосферного и тропосферного озона на разных высотах в 1970—1980 гг. [5]

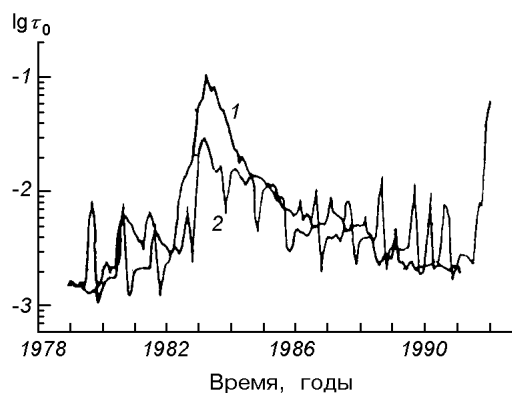
$\tau_g(\lambda)$  и аэрозольной  $\tau_a(\lambda)$  составляющих атмосферы, а также спектральными значениями коэффициента поглощения света молекулами рассматриваемого газа  $\alpha_\lambda$ :

$$J = \int_0^{\lambda_0} E_0(\lambda) \exp\{-[\tau_g(\lambda) + \tau_a(\lambda)]/\mu_0\} \alpha_\lambda d\lambda, \quad (1)$$

где  $\mu_0$  — синус высоты Солнца над горизонтом. До недавнего времени при расчетах  $J$  для верхних слоев земной атмосферы учитывалась только газовая составляющая ( $\tau_a(\lambda) = 0$ ). Поэтому причиной изменения этого коэффициента, а также скоростей образования и разрушения озона, могут быть также изменения  $E_0(\lambda)$  и  $\tau_g(\lambda)$ . Так, в работе [5] было показано, что зарегистрированные периодические вариации мощности солнечного излучения в далекой УФ-области спектра ( $\lambda < 300$  нм) могут привести к периодическим изменениям концентрации озона в верхних слоях атмосферы в пределах 3 %. Поскольку в выражение (1) распределение энергии в спектре Солнца входит независимым множителем, то изменение  $E_0(\lambda)$  будет вызывать одинаковое изменение мощности озонового слоя вне зависимости от высоты Солнца над горизонтом, т. е. на всех широтах земного шара.

Вторым и более эффективным механизмом является увеличение в верхних слоях атмосферы количества аэрозольных частиц [2, 3], толчком к разработке которого послужили экспериментальные данные КА «Нимбус-7» (рис. 4, [4]). Согласно этому механизму причиной изменения концентрации озона является различное изменение коэффициента  $J$  при изменении  $\tau_g(\lambda) + \tau_a(\lambda)$ , что обусловлено следующим. Поскольку фотодиссоциация молекул кислорода происходит при взаимодействии с фотонами, энергия которых отвечает длинам волн  $\lambda < 242$  нм, а озона —  $\lambda < 1178$  нм, то при увеличении количества мелкого аэрозоля (с радиусами меньше 0.1 мкм) в верхних слоях значения  $J$  уменьшатся для всех молекул, но для кислорода это уменьшение будет намного большим, чем для озона. Это значит, что увеличение аэрозольной составляющей в верхних слоях атмосферы одновременно уменьшит как образование молекул озона, так и его разрушение. Но из-за меньшей производительности атомарного кислорода скорость образования молекул озона уменьшится больше, чем замедление его разрушения. В итоге концентрация стратосферного озона уменьшится, а равновесие между молекулами кислорода и озона будет достигнуто при меньших концентрациях последнего. В отличие от фреонового механизма, в котором

Рис. 4. Изменение оптической толщины стратосферного аэрозоля со временем на длине волны  $\lambda = 1$  мкм над Северным (1) и Южным (2) полярными районами [5]



концентрация озона уменьшается за счет химической реакции с атомарным хлором, в предложенной нами гипотезе уменьшение концентрации озона обусловлено уменьшением скорости его образования. В этом механизме, как видно из выражения (1), наибольшее уменьшение концентрации озона будет наблюдаться при низком положении Солнца над горизонтом, поэтому очевидно, что изменение оптической толщины атмосферы в первую очередь скажется в изменении мощности озонового слоя в приполярных широтах, чем и можно объяснить факт первоначального обнаружения эффекта над Антарктидой, а не над регионами с сильно развитой промышленностью, в том числе и производящих фреоны.

Если учесть, что фотодиссоциация фреонов происходит при столкновении с фотонами  $\lambda_0 < 226$  нм, то увеличение аэрозольного загрязнения верхних слоев атмосферы сильнее всего уменьшает скорость фотодиссоциации именно молекул фреонов, что значительно ослабит их разрушающую роль относительно озоносферы. Поэтому мы убеждены, что роль фреонов в разрушении озонового слоя сильно преувеличена. Предварительное и приближенное моделирование, которое было выполнено для модели непоглощающих сферических частиц с действительной частью показателя преломления 1.33 и нормально-логарифмическим законом распределения частиц по размерам (при дисперсии размеров 0.1) показало следующее. При появлении стратосферного аэрозоля со среднегеометрическими радиусами частиц 0.05 или 0.10 мкм концентрация стратосферного озона в подсолнечной точке ( $\mu_0 = 1$ ) уменьшится на 10 % при изменении  $\tau_a$  на длине волны 1 мкм от 0.003 до 0.03 [2, 3]. Это значит, что наблюдаемое уменьшение концентрации стратосферного озона в глобальных масштабах вполне может быть обусловлено увеличением концентрации аэрозольных частиц в верхних слоях земной атмосферы. Причины увеличения  $\tau_a$  могут быть совместным эффектом вулканической активности, полетов высотных реактивных лайнеров и ракет, накопления космического мусора (фрагменты ИСЗ, метеоритные тела) и пр. К сожалению, корректному моделированию роли стратосферного аэрозоля препятствует практически полное отсутствие информации о его свойствах (спектральных значениях комплексного показателя преломления  $m(\lambda)$  в УФ-лучах и функции распределения частиц по размерам  $N(r)$ ), а также недостаточность информации о его оптической толщине.

При обсуждении проблемы глобального потепления Земли сначала напомним, что тепловой режим планет формируется балансом тепловых энергий

$$\Delta B = B_1 - B_2,$$

одна из которых ( $B_1$ ) формируется при поглощении планетой солнечного излучения с длинами волн короче 3 мкм, а другая ( $B_2$ ) излучается планетой

в открытый космос в тепловом диапазоне длин волн ( $\lambda > 3$  мкм):

$$B_1 = \sigma T_{\text{эф}}^4 = \int_0^{3 \text{ мкм}} E_0(\lambda) [1 - A_s(\lambda)] d\lambda / 4R^2, \quad (2)$$

$$B_1 = \int_{3 \text{ мкм}}^{\infty} B_1(\lambda) f(\lambda) d\lambda. \quad (3)$$

Здесь  $T_{\text{эф}}$  — так называемая эффективная температура, которая характеризует тепловую энергию поглощенного солнечного излучения,  $\sigma$  — постоянная Стефана — Больцмана,  $E_0(\lambda)$  — распределение энергии в спектре Солнца,  $R$  — расстояние до Солнца,  $f(\lambda)$  — функция пропускания земной атмосферой теплового излучения планеты. Сферическое альbedo  $A_s(\lambda)$  определяется спектральными отражательными свойствами поверхности Земли, а также рассеивающими и поглощающими свойствами атмосферы, состоящей из воздуха, аэрозоля, облаков. Напомним, что под термином «сферическое альbedo» понимают ту относительную долю солнечной энергии, которую планета отражает во всех направлениях и которая рассчитывается по выражению

$$A_s(\lambda) = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} da \int_{\alpha - \pi/2}^{\pi/2} \cos L \cos(\alpha - L) dL \times \int_{-\pi/2}^{\pi/2} \rho [r_s(\lambda, \varphi, L, \alpha), \tau(\lambda), \omega(\lambda), \chi(\alpha, \lambda); \mu, \mu_0, \alpha] \cos \varphi d\varphi, \quad (4)$$

$r_s(\lambda, \varphi, L, \alpha)$  — спектральная отражательная способность точки на земной поверхности со значениями планетоцентрических широты  $\varphi$  и долготы  $L$  при фазовом угле  $\alpha$ , под которым понимают угол в центре наблюдательного аппарата между направлениями на Солнце и планету или точку на ней;  $\tau_0(\lambda)$ ,  $\omega(\lambda)$ ,  $\chi(\alpha, \lambda)$  — спектральные значения оптической толщины, альbedo однократного рассеяния и индикатрисы рассеяния атмосферы, соответственно;  $\mu_0 = \cos \varphi \cos(\alpha - L)$  и  $\mu = \cos \varphi \cos L$  — соответственно косинусы углов падения и отражения света.

Для безатмосферного небесного тела, лишенного внутренних источников тепла,  $\Delta B$  всегда равно нулю, а если учесть, что мощность солнечного излучения для  $\lambda > 300$  нм не подвержена временным изменениям, то очевидно, что его температура  $T_{\text{эф}}$  может изменяться только благодаря изменениям  $A_s(\lambda)$ . При этом эффективная температура будет тем большей, чем больше солнечной энергии в видимом диапазоне длин волн поглощает поверхность планеты.

Более сложной будет ситуация для планеты, окруженной атмосферой. Сначала рассмотрим ее влияние на величину получаемой планетой тепловой энергии  $B_1$ . При наличии атмосферы можно говорить о двух эффективных температурах:  $T'_{\text{эф}}$  подстилающей поверхности и  $T''_{\text{эф}}$  системы «подстилающая поверхность+атмосфера», но наличие атмосферы практически всегда связано с уменьшением эффективной температуры. Если атмосфера в спектральном интервале  $\lambda < 3$  мкм является чисто рассеивающей, то  $T'_{\text{эф}} = T''_{\text{эф}} < T_{\text{эф}}$  (здесь  $T_{\text{эф}}$  — эффективная температура безатмосферного небесного тела), если же она является частично поглощающей, то  $T'_{\text{эф}} < T''_{\text{эф}} < T_{\text{эф}}$ . Для излучаемой энергии  $B_2$  возможны также два случая. 1. Если в тепловой области спектра атмосфера является чисто рассеивающей, то вся получаемая от Солнца тепловая энергия полностью будет переизлучаться в

открытый космос, как для безатмосферного небесного тела. 2. Если в спектре атмосферы для  $\lambda > 3$  мкм наблюдаются молекулярные полосы поглощения, то часть излучаемой подстилающей поверхностью тепловой энергии будет поглощаться атмосферой ( $\Delta B > 0$ ), вследствие чего планета будет нагреваться, а ее средняя температура, которую называют равновесной ( $T_p$ ), будет большей  $T_{эф}$ . Очевидно, что разность  $\Delta T = T_p - T_{эф}$  будет увеличиваться по мере увеличения мощности молекулярных полос поглощения в тепловой области спектра. Эффект такого нагревания принято называть парниковым. Считается, что для Земли  $T_{эф} = 255$  К,  $T_p = 288$  К, т. е.  $\Delta T = 33^\circ$ .

Естественно, что для окруженного атмосферой небесного тела тепловой режим может изменяться по двум альтернативным причинам.

1. Из-за изменения  $T_{эф}$ , которое может быть вызвано или изменением спектральной отражающей способности подстилающей поверхности, или спектральных оптических свойств атмосферы в интервале длин волн  $\lambda < 3$  мкм. Особенно активно на эффективную температуру будут влиять облака конденсационной природы, имеющих наибольшую мощность и большую динамику последней во времени. Что касается пылевой составляющей атмосферы, то наиболее эффективным является аэрозольное загрязнение верхних слоев атмосферы. Дело в том, что тропосферная пыль, кроме оседания под действием силы тяжести, еще и вымывается осадками, тогда как мощность стратосферного пылевого слоя уменьшается только под действием силы тяжести. Поэтому мелкие частицы (радиусами меньше 0.1 мкм) могут годами находиться в атмосфере, что приводит к постоянному ослаблению достигающего земной поверхности солнечного излучения, т. е. к уменьшению  $T_{эф}$ . Это значит, что увеличение мощности загрязнения аэрозолем верхних слоев атмосферы будет ослаблять парниковый эффект, т.е. будет создавать антипарниковый эффект.

2. Из-за изменения  $T_p$  за счет изменения поглощательной способности атмосферы в тепловой области спектра, которое обусловлено в первую очередь изменением концентрации газов, поглощающих в области  $\lambda > 3$  мкм. Такие газы называют парниковосодействующими, и к ним относятся углекислый газ, озон, метан, аммиак и некоторые другие.

Небезынтересным будет отметить, что впервые парниковый эффект был открыт на Венере, где температура у поверхностного слоя равна  $450^\circ\text{C}$ . Поскольку из-за более близкого расстояния до Солнца эта планета получает примерно у два раза больше солнечной энергии, чем Земля, то ее эффективная температура должна бы быть примерно равной  $30^\circ\text{C}$ . Такое различие наблюдаемой и теоретически рассчитанной температур обусловлено двумя факторами. Во-первых тем, что атмосфера Венеры очень плотная (давление около 92 бар) и на 95 % состоит из углекислого газа. Во вторых, в атмосфере находится мощный облачный слой, который состоит из 75 %-го водного раствора серной кислоты, в тепловом спектре которого также наблюдаются мощные полосы поглощения. Антипарниковый эффект впервые был открыт на Марсе в период пылевой бури 1971 г., когда температура поверхностного слоя понизилась на  $65\text{--}70^\circ$  и сохранялась пониженной на протяжении нескольких месяцев, пока атмосфера полностью не очистилась от пыли. Поскольку эта пыль довольно сильно поглощала излучение в видимом диапазоне длин волн, то одновременно с уменьшением температуры поверхностного слоя наблюдалось увеличение температуры атмосферы примерно на такую же величину. Поэтому развитие парникового или антипарникового эффектов, помимо изменения теплового режима, сильно влияет еще и на динамику циркуляционных процессов в атмосфере, действие

которых также может приводить к катастрофическим последствиям.

В настоящее время безальтернативно принимается, что регистрируемое потепление обусловлено только увеличением роли парникового эффекта, потому что одновременно с увеличением усредненной для всего земного шара температуры увеличивается и концентрация  $\text{CO}_2$  (рис. 1). Ни в коем случае не поддавая сомнению роли парникового эффекта, мы все же склонны часть ответственности за наблюдаемое потепление приписать и увеличению  $T_{\text{эф}}$ . Легко убедиться, что наблюдаемое увеличение  $T_{\text{эф}}$  для Земли на  $0.4^\circ$  (с 1970 по 1990 гг.) можно объяснить увеличением интеграла уравнения (2) (например, из-за уменьшения спектральных значений  $A_s(\lambda)$ ) всего на 0.6 %. Причинами уменьшения отражательной способности поверхностного слоя могут быть не столько изменения отражательной способности материков (уменьшение занятых лесами территорий, сельхозугодий, вечных ледников и др.), сколько водных бассейнов. Если в первой половине XX века воды Мирового океана, озера, реки и др. были подвержены только естественному замутнению (в основном микроорганизмами), то в конце века существенный вклад дало антропогенное загрязнение (аварии танкеров и др.), что значительно увеличило долю поглощенной водными бассейнами солнечной энергии.

К сожалению, сейчас невозможно проверить достоверность этой гипотезы, так как для получения спектральных значений  $A_s(\lambda)$  необходимы измерения отражательной способности земного шара в целом в интервале фазовых углов  $0-180^\circ$  в спектральном интервале как минимум  $\lambda\lambda = 200...3000$  нм, что ни в коем случае невозможно при наблюдениях с земной поверхности. Можно ли это сделать с орбитальных аппаратов? Теоретически да, но практически слишком сложно. Дело в том, что с орбитальных аппаратов можно измерять спектры только относительно малых деталей земного шара при быстро изменяющихся условиях освещения, а отражательную способность всего земного шара придется вычислять только путем суммирования результатов измерений при многих оборотах аппарата вокруг Земли. Корректность таких оценок слишком низка. Во первых, эти измерения трудно стандартизовать по одновременным измерениям солнечного излучения. Во вторых, динамические процессы в атмосфере очень сложны, структура и мощность облачных слоев подвержены сильным вариациям, велика оптическая неоднородность отражательной способности земного шара, усложненная к тому же короткопериодическими и долгопериодическими (сезоны) изменениями (например, свежеспаханный и покрытый снегом чернозем). Вследствие этого в конечном итоге оценки  $A_s(\lambda)$  будут настолько грубы, что и речи не может быть об обнаружении эффекта, амплитуда которого меньше 1 %. По правде говоря, сейчас трудно оценить достоверность данных о значениях  $A_s(\lambda)$ , которые были использованы для получения упомянутой выше оценки  $T_{\text{эф}} = 255$  К. В свое время для грубых оценок отражательной способности Земли использовались наблюдения пепельного света Луны, в том числе и при полных лунных затмениях. Ненадежность таких оценок видна из того, что отражательная способность лунных деталей известна с низкой точностью (около 7 %), а наблюдения характеризовали отражательную способность полусферы земного шара при примерно нулевом фазовом угле, что ни в коем случае не характеризует Землю в целом.

Впрочем, выбор между этими двумя механизмами можно сделать из следующих их особенностей. Теоретическое моделирование и пример Венеры показывают, что усиление парникового эффекта уменьшает перепады температуры не только на протяжении суток, но и на протяжении сезонов года, а также в меридиональном направлении. Поэтому если главным



механизмом потепления Земли в глобальных масштабах является парниковый механизм, то должно наблюдаться среднестатистическое уменьшение упомянутых перепадов температуры. Иначе обстоит дело при повышении эффективной температуры за счет увеличения количества поглощенной солнечной энергии. Здесь на фоне глобального потепления эти перепады должны оставаться практически неизменными. К сожалению, это довольно тонкие эффекты, которые трудно выделить из наблюдаемых временных вариаций температуры. Кроме того, при наличии двух альтернативных механизмов для объяснения эффекта следует искать третий, который будет объединять их свойства. Поэтому здесь также определяющими должны быть результаты моделирования соответствующих процессов. Однако, если для учета роли парниковосодержащих газов сравнительно легко получить данные о динамике изменения их концентраций, то для оценки эффекта изменения спектральной отражательной способности земного шара полностью отсутствуют соответствующие экспериментальные данные, а получить их возможно только в том случае, когда к Земле будут применены астрофизические методы исследований.

В предвидении грядущих последствий глобального потепления и ослабления мощности озонового слоя уже сейчас принимаются очень важные Межгосударственные соглашения (Женевская конвенция о глобальном переносе загрязняющих примесей и соответствующий Протокол к ней об ограничении выбросов оксидов азота, 1970-е гг.; Венская конвенция о защите озонового слоя, 1985 г.; Монреальский протокол об ограничении и запрещении производства озоноопасных хлорфторуглеродов, 1987 г.; Конвенция об изменении климата, 1992 г., Рио-де-Жанейро; Киотский Протокол об ограничении выбросов парниковосодержащих газов), которые направлены на приостановление развития этих опасных явлений. Поскольку каждое из таких решений ограничивает в той или иной мере производственную деятельность, то оно сопряжено с огромными финансовыми затратами. Поэтому при их принятии необходимо достаточно точно знать причины возникновения того или иного экологического явления. В противном случае они попросту могут быть бесполезными. В некоторых случаях, например, одновременное увеличение содержания парниковосодержащих газов и оптической толщины стратосферного аэрозоля, которые вызывают соответственно парниковый и антипарниковый эффекты, резкое уменьшение одного из этих загрязнителей вместо ожидаемой пользы может принести существенный экологический вред. Поэтому в последние десятилетия все больше внимания уделяется мониторингу загрязнения атмосферы не только наземными, но и дистанционными средствами — например программа «Климат» [6] или Программа для Международной космической станции [3]. Их реализация позволит получить надежные данные об изменении концентраций различных газов и физических свойствах стратосферного аэрозоля не только для локальных районов, но и для всего земного шара (путем интегрирования), и уточнить роль рассматриваемых выше механизмов уменьшения мощности озонового слоя и парникового эффекта. В то же время, как говорилось выше, эти программы не обеспечат получение высокоточных наблюдательных данных о спектральных отражательных свойствах земного шара в целом, что оставляет нерешенной проблему изменения эффективной температуры Земли. Поэтому необходима постановка комплексных наблюдений не только с орбитальных аппаратов (например МКС), но и вынесенных далеко за пределы земной поверхности (например, поверхность Луны или одна из лагранжевых точек — База), которые позволят наблюдать Землю как звезду.

Среди первоочередных должны быть эксперименты, которые направле-

ны на получение достоверной информации о химическом составе атмосферы; спектральных значениях комплексного показателя преломления частиц в стратосфере и параметрах функции распределения их по размерам; оптической толщине стратосферного аэрозоля; распределении энергии в спектре Солнца; вертикальном распределении температуры в земной атмосфере; количества излучаемой Землей энергии в космос и поглощенной Землей солнечной энергии. Эти данные могут быть получены с помощью следующих экспериментов:

- низкодисперсные ( $\Delta\lambda = 50\text{—}100$  нм) спектрофотометрические измерения с Базы интегрального диска Земли в диапазоне длин волн  $\lambda\lambda = 200\text{...}3000$  нм и полном интервале фазовых углов от  $0\text{—}180^\circ$  (с соответствующей их абсолютизацией по наблюдениям Солнца), по которым должны быть определены спектральные значения видимого и сферического альбедо. В конечном результате погрешность этих оценок не должна превышать 0.1 %, потому что только в этом случае можно точно контролировать изменение во времени  $T_{\text{эф}}$ ;
- радиометрические измерения с Базы в диапазоне длин волн  $\lambda\lambda = 4\text{...}40$  мкм для оценки количества излучаемого в открытый космос тепловой энергии и вертикального профиля температуры;
- спектрофотометрия (с борта МКС или Базы) в диапазоне длин волн  $\lambda\lambda = 1\text{...}15$  мкм со спектральным разрешением не хуже  $2\text{ см}^{-1}$  для мониторинга химического состава атмосферы;
- спектрополяриметрические измерения (с борта МКС или Базы) в диапазоне длин волн  $\lambda\lambda = 220\text{...}300$  нм для оценки спектральных значений комплексного показателя преломления, параметров функции распределения по размерам и оптической толщины аэрозоля в верхних слоях земной атмосферы. Этот диапазон выбран из тех соображений, что здесь озоновый слой полностью отсекает влияние земной поверхности и тропосферы на свойства отраженного излучения;
- измерения распределения энергии в спектре Солнца.

В случае наблюдений с базы, размещенной в центре видимого диска Луны, будут реализованы следующие преимущества.

1. Поскольку Луна обращена к Земле одной стороной (не считая незначительной по угловым размерам либрации), то отпадает необходимость отслеживания положения Земли в поле зрения.

2. Отсутствие на Луне атмосферы дает возможность непрерывных наблюдений и исключает большое количество факторов, влияющих на точность измерений.

3. Сидерический период обращения Луны составляет 29 земных суток, а из-за большого наклона лунной орбиты к земному экватору планетоцентрическая широта подлунной точки на поверхности Земли изменяется от  $23^\circ\text{N}$  до  $23^\circ\text{S}$ . Поэтому наблюдения на протяжении одного года позволят набрать довольно большой массив данных и надежно нивелировать эффекты изменения сезонов и облачности.

4. С учетом опыта работы лунохода и посадочных модулей космических аппаратов «Викинг-1, -2» на Марсе минимальное время работы наблюдательного комплекса на Луне будет не меньшим двух лет.

Ожидаемая среднестатистическая погрешность спектральных значений  $A_s(\lambda)$  при наблюдениях с Луны составляет 0.1 %. Кроме задач мониторинга экологической ситуации земного шара, наблюдения с лунной поверхности позволят тестировать существующие сейчас предположения о корреляции изменений на планетах, в том числе и на Земле, с изменениями солнечной активности, что очень важно для разработки механизмов солнечно-планетных связей и выработки разнообразных долгопериодических прогнозов. В то

же время даже база на Луне не вполне подходит для наблюдений интегрального диска Земли, потому что диаметр последней составляет примерно  $2^\circ$ . Поэтому более благоприятным было бы выведение измерительных комплексов в лагранжевые точки  $L_1$  или  $L_2$ , наибольшие значения полуосей которых составляют примерно 1 и 2 млн км соответственно.

Несмотря на то, что в Украине уже всерьез рассматривается проект программы наблюдений с поверхности Луны [1], для ее реализации (даже при самых благожелательных отношениях к ней) потребуется не менее 10 лет. Поэтому уже сейчас желательно если не получать необходимые по точностным характеристикам наблюдательные данные, то хотя бы отрабатывать технические и методологические аспекты такого мониторинга на орбитальных аппаратах, в том числе и Международной космической станции [3]. Национальное космическое агентство Украины открыло Главной астрономической обсерватории НАН Украины небольшое финансирование на разработку УФ-спектрополяриметра, основной задачей которого должно быть измерение спектральных значений отражательной способности и поляризационных свойств отраженного земной атмосферой света и которые будут использоваться для изучения свойств и мощности стратосферного аэрозоля. Этот прибор должен соответствовать следующим требованиям:

светосила	1/10
спектральный диапазон	220—300 нм
спектральное разрешение	20 нм
количество спектральных интервалов	(2-3)
пространственное разрешение	около $2'$
интервал фазовых углов	от $5-10^\circ$ до $110-120^\circ$
разрешение по углу фазы	не хуже $1^\circ$
погрешность: отражательной способности	не больше 10 %
степени поляризации	0.1 %
положения плоскости поляризации	$5^\circ$ .

1. *Архипов А. В., Коноваленко А. А., Литвиненко Л. Н. и др.* О космических программах лунных исследований // Сборник тезисов Первой Украинской конференции по перспективным космическим исследованиям.—2001.—С. 27.
2. *Мороженко О. В., Шаврина А. В., Велес А. А.* Роль стратосферного аэрозоля у формуванні озонового шару // Кинематика и физика небесных тел.—2000.—16, N 4.—С. 364—368.
3. *Мороженко О. В., Шаврина А. В., Велес А. А.* Концепція моніторингу газового та аерозольного забруднення земної атмосфери (для висот більше 30 км) з борту Міжнародної космічної станції // Косм. наука і технологія.—2000.—6, N 2/3.—С. 69—76.
4. *Hansen J.* Climat forsings and feedbacks // Long-Term Monitoring of Global Climate Forsings and Feedbacks: NASA Conf. Publ. 3234.—New York, 1992.—P. 6—12.
5. *Keating G. M.* The response of ozone to solar activity variations: A reviw // Solar. Phys.—1981.—74.—N 2.—P. 321—347.
6. *Long-term monitoring of global climate forsings and feedbacks.* Eds Hansen J. et al.—1992.—89 p.

Поступила в редакцию 19.09.01