

УДК 523.3-852

Концепція моніторингу газового та аерозольного забруднення земної атмосфери (для висот більше 30 км) з борту Міжнародної космічної станції

О. В. Мороженко, А. В. Шавріна, О. А. Велесь

Головна астрономічна обсерваторія ГАО НАН України, Київ

Надійшла до редакції 01.03.99

Наближеними модельними розрахунками обґрунтовано ідею, що головну роль в ослабленні потужності озонового шару може відігравати аерозольне забруднення верхніх шарів земної атмосфери, а фреони відіграють другорядну роль. Для задач точного моделювання процесу утворення та знищення озону, а також моніторингу тепличесприятливих газів та екології атмосфери запропоновано концепцію експериментів з борту українського модуля Міжнародної космічної станції. Вони забезпечать можливість отримання інформації про глобальні зміни хімічного складу земної атмосфери, спектральні значення комплексного показника заломлення та розміри стратосферного аерозолю, а також вертикальну структуру газової та аерозольної складових атмосфери та температури. Пропонується встановити два апаратні комплекси. Один з них (два фур'є-спектрометри на діапазон довжин хвиль $\lambda\lambda = 1.5...11$ мкм та спектрополяриметр на $\lambda\lambda = 200...400$ нм) буде націлено в надір. Другий комплекс (також два фур'є-спектрометри на спектральний інтервал $\lambda\lambda = 1.5...11$ мкм) буде націлено на отримання ослабленого земною атмосферою спектру випромінювання Сонця на різних висотах (з кроком 1—2 км) над земною поверхнею.

В останні роки світову громадськість, і в першу чергу наукову, все відчутніше турбують проблеми екології. Їхні наслідки проявляються не лише у безпосередньому впливі на життєдіяльність живих організмів, але й у змінах клімату та потужності озоносфери. Оскільки шкідливість першого прояву забруднення земної атмосфери майже ні у кого не викликає сумніву, то останні два наслідки відомі лише в досить вузьких наукових колах.

ПРОБЛЕМА ЗМІНИ КЛІМАТУ

Як відомо, тепловий режим приповерхневого шару формується балансом теплових енергій

$$\Delta B = B_1 - B_2. \quad (1)$$

Енергія B_1 є результатом взаємодії падаючого на Землю сонячного випромінювання з підстиляючою поверхнею:

$$B = \sigma n^2 T_e^4 = \frac{1}{4R^2} \int_0^\infty E_0(\nu) [1 - A_s(\nu)] d\nu. \quad (2)$$

Енергія B_2 дорівнює кількості випромінюваної теплової енергії Землі у відкритий космос:

$$B_2 = \int_0^\infty B_1(\nu) f(\nu) d\nu, \quad (3)$$

де T_e — ефективна температура, σ — стала Стефана — Больцмана, n — показник заломлення середовища, E_0 — сонячна стала, R — відстань від Сонця до Землі. Величина $A_s(\nu)$ — це так зване

спектральне значення сферичного альбедо, під яким розуміють відносну долю сонячної енергії, яку розсіяла планета в усі напрямки на частоті ν :

$$A_s(\nu) = \frac{2}{\pi} \int_{\alpha-\pi/2}^{\pi/2} \cos(\alpha - \Omega) \cos \Omega d\Omega \times \\ \times \int_0^{\pi/2} r(\mu_0, \mu, \varphi, \nu) \cos \psi d\psi. \quad (4)$$

Тут μ_0, μ, φ — відповідно косинуси кутів падіння та відбивання світла та азимутальний кут між площинами, в яких знаходяться падаючий та відбитий промені. Коефіцієнт відбивання світла системою «підстилаюча поверхня + атмосфера» визначається формулою

$$r(\mu_0, \mu, \varphi, \nu) = \\ = r_s(\Omega, L, \nu) T(\mu_0, \mu, \varphi, \tau_0(\nu), \omega(\nu), \chi(\alpha, \nu)) + \\ + r_a(r_s(\Omega, L, \nu), \mu_0, \mu, \varphi, \tau_0(\nu), \omega(\nu), \chi(\alpha, \nu)), \quad (5)$$

де $(r_s(\Omega, L, \nu))$ — коефіцієнт відбивання підстилаючої поверхні, Ω, L — планетоцентричні довгота та широта; $\tau_0(\nu) = \tau_g(\nu) + \tau_a(\nu)$, $\omega(\nu), \chi(\alpha, \nu)$ — спектральні значення оптичної товщини, альбедо однократного розсіяння та індикатриса розсіяння атмосфери відповідно, (індексами «g» та «a» позначені газова та аерозольна складові); $T(\mu_0, \mu, \varphi, \tau_0(\nu), \omega(\nu), \chi(\alpha, \nu))$ — функція ослаблення сонячного випромінювання атмосферою, $r_a(r_s(\Omega, L, \nu), \mu_0, \mu, \varphi, \tau_0(\nu), \omega(\nu), \chi(\alpha, \nu))$ — коефіцієнт відбивання світла атмосферним стовпом, $f(\nu)$ — спектральний коефіцієнт ослаблення теплового випромінювання земної поверхні її атмосферою. У випромінюванні Землі до $\lambda = 3$ мкм домінуючим є дифузно відбите системою «підстилаюча поверхня + атмосфера» сонячне випромінювання, в діапазоні $\lambda = 3 \dots 5$ мкм поряд з ще відчутним внеском сонячного випромінювання дає про себе знати й теплове випромінювання земної поверхні, а для $\lambda > 5$ мкм домінуючим є теплове випромінювання.

Очевидно, що земна поверхня найбільше буде нагріватись тоді, коли: 1) поверхневий шар планети сильно поглинає світло $\lambda < 3$ мкм; 2) атмосфера планети є чисто газовою та складається з газів, які вільно пропускають короткохвильове випромінювання, але сильно поглинають теплове випромінювання, тобто коли $\tau_g(\lambda) \ll 1$ для $\lambda < 3$ мкм та $\tau_g(\lambda) \gg 1$ для $\lambda > 3$ мкм. Газів, характерною властивістю яких є наявність потужних смуг поглинання у тепловій ділянці спектру, прийнято називати тепличносприятливими.

При досягненні рівноваги між випромінюваною у відкритий космос та отримуваною від Сонця енергіями планета буде характеризуватись так званою

рівноважною температурою T_p . При відсутності атмосфери ($f(\nu) \equiv 1$) планета буде випромінювати у відкритий космос рівно стільки енергії, скільки вона отримує в процесі поглинання сонячного випромінювання. У цьому випадку рівноважна та ефективна температура будуть мати однакові значення. При наявності атмосфери, гази якої мають потужні смуги поглинання в тепловій ділянці спектру ($f(\nu) < 1$), кількість випромінюваної у відкритий космос теплової енергії буде меншою від тієї, яку планета отримує від Сонця. У цьому випадку рівноважна температура планети буде більшою від ефективної. Саме ефект $T_p > T_e$ отримав назву тепличного. Так, для Землі завдяки цьому ефекту T_p приблизно на 33° більша, ніж ефективна. Вражаючим прикладом дії тепличного ефекту є Венера, температура поверхні якої сягає 450°C .

Навпаки, аерозольна складова атмосфери ослабляє потужність сонячної енергії, яка досягає поверхні. Внаслідок цього зменшується ефективна температура планети, тобто створюється антитепличний ефект, а у випадку поглинаючого аерозолу — буде нагріватись атмосфера. Яскравим прикладом дії цього ефекту може слугувати Марс в періоди так званих глобальних пилових бур, коли на порядки збільшується аерозольне забруднення атмосфери, протягом кількох днів температура по всій планеті знижується на $65\text{—}70^\circ$ та приблизно на стільки ж підвищується температура атмосфери.

Виробнича діяльність людства, особливо в останні десятиріччя, призвела до збільшення забрудненості земної атмосфери газовими та аерозольними домішками, що позначилось на тепловому режимі атмосфери. З однієї сторони, зареєстровано помітне збільшення концентрації вуглекислого газу, яке корелює зі збільшенням глобальної температури Землі (див., наприклад, [7]). Це означає, що на Землі посилюється тепличний ефект. В той же час збільшення аерозольного забруднення має антитепличний ефект, а тому повинні дещо послаблюватись темпи збільшення температури. Парадоксально, але від катастрофічних наслідків посилення тепличного ефекту Землю до деякої міри рятує збільшення аерозольного забруднення. Проте не виключено, що у відповідний момент може порушитись хитка рівновага тепличного та антитепличного ефектів і може наступити або нестримне потепління, або навпаки, похолодання.

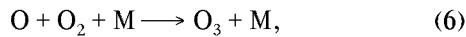
Різні складові атмосфери (газові та аерозольна) мають різну стратифікацію по висоті, що формує не лише вертикальний профіль температури, але й динамічні процеси в атмосфері, у тому числі й з катастрофічними наслідками, що є ще однією з граней проблеми зміни клімату.

ОЗОН

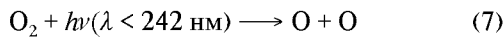
Відносно тонкий озонувий шар (еквівалентний приблизно 2.5 см-атм) практично повністю поглинає сонячне випромінювання в діапазоні довжин хвиль $\lambda = 200 \dots 300$ нм, а тому він, з однієї сторони, відповідальний за нагрівання стратосфери, а з другої — захищає багато форм життя, в тому числі й молекул ДНК, від вбивчої дії УФ-випромінювання. Через це проблема озону посідає особливе місце не лише у вивченні фізики та динаміки земної атмосфери, але й у біології.

Наявність озону в земній атмосфері завдячує специфічним хімічним властивостям земної атмосфери. Подібно до життя, в значних кількостях він наявний лише на Землі. Озон утворюється у досить простих хімічних та фотохімічних реакціях в атмосфері, найважливіші з яких приведемо нижче [3].

Оскільки озон утворюється у процесі реакції потрійних зіткнень атомарного та молекулярного кисню



де M — довільна третя молекула, то основним джерелом поповнення атмосфери необхідним для реакції атомарним киснем є фотодисоціація молекулярного кисню в процесі поглинання сонячного випромінювання:



(порогова енергія дисоціації $h\nu_0 = 5.117$ еВ). Коefіцієнт, а вірніше швидкість потрійного зіткнення (6) становить

$$k_{12} = 1.1 \cdot 10^{-34} \exp[510/T] \text{ см}^6/\text{с}.$$

Реакція (7) означає, що при поглинанні фотона, в залежності від його енергії, молекула A переходить у збуджений стан A^* , який може бути обертовим, коливальним чи електронним, або буде відповідати умовам, при яких відбуваються процеси дисоціації чи іонізації молекули. Швидкість утворення збуджених молекул визначається рівнянням

$$d[A^*]/dt = A \int_{\nu_0}^{\infty} E_\nu \exp[-(\tau_0^g(\nu) + \tau_0^a(\nu))/\mu] \alpha d\nu \equiv [A]J, \quad (8)$$

де $[A^*]$ та $[A]$ — об'ємні концентрації збуджених та незбуджених молекул відповідно, E_ν — інтенсивність сонячного випромінювання на верхній межі атмосфери, ν_0 — частота, яка відповідає пороговій енергії для реакції фотодисоціації, $\tau_0^g(\nu) = \tau_p^g(\nu) + \tau_n^g(\nu)$ та $\tau_0^a(\nu) = \tau_p^a(\nu) + \tau_n^a(\nu)$ — оптичні товщини газової та аерозольної складових атмосфери як

суми розсіюючих та поглинаючих складових оптичної товщини, α_ν — монохроматичний коефіцієнт поглинання даного газу; J — швидкість фотодисоціації, при розрахунках якої до цього часу враховувалась лише газова складова атмосфери.

Крім реакцій фотодисоціації, в збуджений стан молекула може перейти за рахунок двокомпонентних та трикомпонентних зіткнень:



Швидкість реакції (9) $d[C]/dt$ визначається як

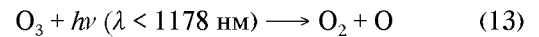
$$d[C]/dt = [A][B] \int \int Q_{AB}(g) f_A(v_A) f_B(v_B) g d^3v_A d^3v_B \equiv [A][B]k_{AB}, \quad (11)$$

де $Q_{AB}(g) \approx 5 \cdot 10^{-15} \text{ см}^2$ — ефективний переріз зіткнення двох молекул, $f_A(v_A)$ та $f_B(v_B)$ — нормовані функції розподілу швидкостей молекул v_A та v_B , а g — відносна скалярна швидкість зіткнень. Для трикомпонентних

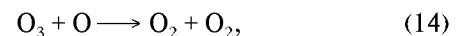
$$d[C]/dt = [A][B][M]k_{ABM}. \quad (12)$$

Очевидно, що через низьку концентрацію всіх інших молекул, у склад яких входить кисень, у тому числі й вуглекислого газу, фотодисоціаційні реакції, у процесі яких утворюється атомний кисень, відіграють другорядну роль.

Основними реакціями знищення молекул озону є також реакції фотодисоціації:



($h\nu_0 = 1.052$ еВ) та



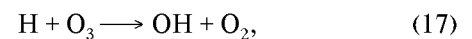
для якої $k_{13} = 1.1 \cdot 10^{-11} \exp[-2150/T] \text{ см}^3/\text{с}$. Протягом відповідного часу між озоном та молекулярним киснем встановлюється рівновага, яка визначається відношеннями

$$[O_3]/[O_2] \approx (k_{12}J_2[M]/k_{13}J_3)^{1/2} \quad (15)$$

вдень, та

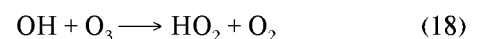
$$[O_3]/[O_2] \longrightarrow (k_{12}[M]/k_{13}) \quad (16)$$

вночі. До знищення озону призводять реакції

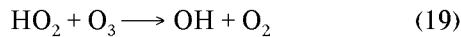


для якої коефіцієнт зіткнення

$$\alpha_{10} = 1.2 \cdot 10^{-10} \exp[-560/T] \text{ см}^3/\text{с};$$



при $\alpha_{11} = 1.6 \cdot 10^{-12} \exp[-1000/T] \text{ см}^3/\text{с}$



при $\alpha_{12} = 1 \cdot 10^{-13} \exp[-1250/T] \text{ см}^3/\text{с}$.

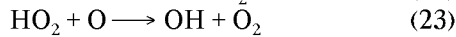
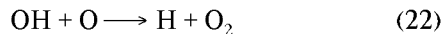
Рівняння рівноваги має вигляд

$$[\text{O}_3]^2 / [\text{O}_2]^2 = k_{12} J_2 [\text{M}] / k_{13} J_3 (1 + A'), \quad (20)$$

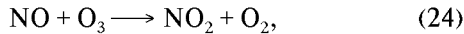
де

$$A' = (\alpha_{13} [\text{OH}] + \alpha_{14} [\text{HO}_2]) / 2k_{13} [\text{O}_3], \quad (21)$$

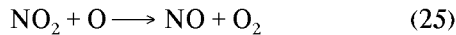
а відповідні коефіцієнти $\alpha_{13} = (5 \mp 2) \cdot 10^{-11} \text{ см}^3/\text{с}$,
 $\alpha_{14} = (4 \mp 3) \cdot 10^{-11} \text{ см}^3/\text{с}$ для реакцій



При урахуванні реакцій з окислами азоту



$$\beta_{27} = 1.2 \cdot 10^{-12} \exp[-1250/T] \text{ см}^3/\text{с};$$



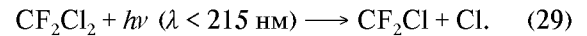
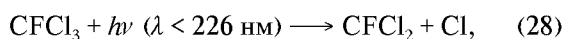
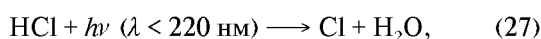
$$\beta_{28} = 9.3 \cdot 10^{-12} \text{ см}^3/\text{с}.$$

та іншими газами поправочний член в рівнянні рівноваги (20) записується у вигляді

$$A' = (\alpha_{13} [\text{OH}] + \alpha_{14} [\text{HO}_2] + 2\beta_{28} [\text{NO}_2]) / 2k_{13} [\text{O}_3]. \quad (26)$$

Перша інформація про зменшення потужності озоносфери з'явилась у 1985 р. [7], згідно з якою в 1980 р. над Антарктикою спостерігалась так звана озонова дірка. Переобробка попередніх спостережень показала, що явище зменшення потужності озоносфери прослідковується щонайменше до 1970 р. [16, 18]. Виявилось, що в дійсності концентрація озону зменшується (до 10 %) для висот більше 10 км, тоді як у нижній тропосфері має місце приблизно таке ж саме збільшення. Дещо пізніше зменшення потужності озонного шару було зареєстроване над Європейським та Американським континентами. Ці зміни було приписано головним чином збільшенню газового забруднення атмосфери, у першу чергу — фреонами. Не піддаючи сумніву руйнівного впливу цих складових, ми все ж відводимо їм другорядну роль, а на перше місце ставимо аерозольне забруднення верхніх шарів земної атмосфери [14].

Як відомо, самі по собі фреони не взаємодіють з озоном, а руйнівну роль відіграє атом хлору, який у реакції фотодисоціації відривається від молекул:



Як видно, для цих реакцій необхідна взаємодія з більш енергетичними квантами, ніж для реакцій фотодисоціації кисню, а тому лише через значну спектральну залежність оптичної товщини атмосфери значення коефіцієнтів J для цих реакцій будуть меншими, ніж для молекул кисню. Якщо при цьому врахувати, що поки що концентрація молекул фреонів на багато порядків нижча, ніж молекул кисню, то слід очікувати, що продуктивність утворення атомарного хлору на багато порядків буде нижчою, ніж продуктивність створення молекул озону, а тому поки що вряд чи слід очікувати зумовлених фреонами суттєвих змін потужності озонного шару.

Оскільки швидкість утворення збуджених молекул визначається розподілом енергії в спектрі Сонця та спектральними значеннями коефіцієнта екстинкції земної атмосфери, то їхні варіації відповідно відгукнуться на стані озоносфери. Так, зараз можна вважати встановленим наявність періодичних варіацій потужності сонячного випромінювання в далекій УФ-ділянці спектру [3], які можуть призвести до періодичних змін потужності озоносфери у межах 3 % [10]. Очевидно, що ці зміни за величиною не відповідають зареєстрованим та не можуть забезпечити неперервності ефекту зменшення потужності озонного шару в часі. Це й наштовхнуло нас на думку, що основним чинником зміни потужності озоносфери є стратосферний аерозоль. Повторюючи попередню нашу роботу [14], зупинимось на якісному обґрунтуванні цієї проблеми.

Зараз вже не викликає сумніву наявність стратосферного аерозолю, а також не виключена тенденція збільшення його оптичної товщини з часом (див. [8]). Очевидно, що врахування аерозольної складової призведе до зменшення значень коефіцієнтів J_i .

Як відомо, для дрібного аерозолю (а саме такі частинки тривалий час можуть утримуватись у верхніх шарах атмосфери), значення оптичної товщини досить сильно збільшується зі зменшенням довжини хвилі. Так, при середньому радіусі частинок 0.1 мкм лише розсіююча складова оптичної товщини при переході від довжини хвилі $\lambda = 1178 \text{ нм}$ до $\lambda = 242 \text{ нм}$ збільшиться приблизно в 50 разів. А якщо врахувати, що практично для всіх мінералів, а також значного класу конденсатів (наприклад сірчаної кислоти) показник заломлення є комплексним, а уявна його частина сильно збільшується зі зменшенням довжини хвилі (принаймні, для довжин хвиль $\lambda < 400 \text{ нм}$), то значення повної

оптичної товщини буде показувати ще сильнішу спектральну залежність.

Внаслідок сильної спектральної залежності оптичної товщини стратосферного аерозолю (особливо в УФ-променях) зменшення значення коефіцієнта швидкості фотодисоціації молекули буде сильнішим для тих газів, збудження яких відбувається при взаємодії з більш короткохвильовим фотоном. Це означає, що збільшення оптичної товщини атмосфери, з однієї сторони, зменшить темпи дисоціації як кисню, так і озону. Але для кисню це зменшення буде значно більшим, а тому темп утворення молекул озону уповільниться значно більше, ніж згадане зменшення темпу дисоціації останнього. Через це в кінцевому результаті концентрація стратосферного озону зменшиться, а згадана вище рівновага між озоном та молекулярним киснем вдень (вираз (15)), буде досягнута при менших концентраціях $[O_3]$. Тобто, зменшення потужності озоносфери буде відбуватися не за рахунок руйнації останнього, а за рахунок зменшення продуктивності його утворення.

Тепер кілька слів про широтну залежність зміни потужності озоносфери. Як неважно переконатись, зміна сонячної активності практично однаково відбувається на зміні коефіцієнта J на всіх значеннях косинуса кута падіння світла, тобто, не буде змінюватися з широтою. Інша ситуація буде при збільшенні оптичної товщини. Як випливає з (8), величина зміни цього коефіцієнта буде залежати від широти. Можливо, що саме через це ефект зменшення потужності озоносфери вперше проявився в екологічно чистому районі — Антарктиці.

Збільшення аерозольного забруднення верхніх шарів атмосфери також послаблює руйнівну силу (відносно озону) фреонів. Це зумовлено тим, що основні реакції зі створення в атмосфері атомарних хлору та фтору проходять при взаємодії з фотонами $\lambda < 226$ нм, тобто швидкості цих реакцій зменшаться навіть більше, ніж для молекулярного кисню.

Доцільно відзначити ще один повністю не вивчений аспект впливу аерозолю на процеси утворення та руйнування озону. Він пов'язаний зі зміною теплового режиму в озоносфері та взаємодії атомів та молекул, в першу чергу кисню та озону, з аерозольними частинками. Зараз навіть якісно ми не можемо визначити ефекти такого впливу.

Імовірними джерелами аерозольного забруднення можуть бути як природні, так і антропогенні чинники. До перших відноситься забруднення верхніх шарів атмосфери метеоритними частинками та продуктами виверження вулканів (дрібні частинки та газові складові, які сприяють утворенню краплинок сірчаної кислоти). Підтвердженням цього слугує

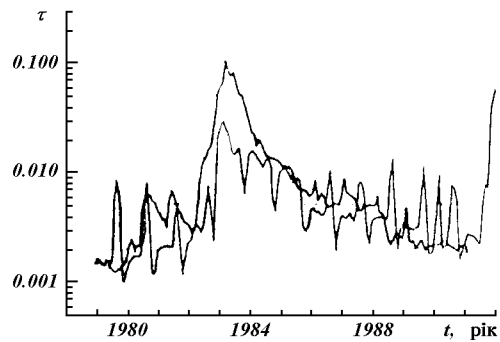


Рис. 1. Зміна в часі оптичної товщини стратосферного аерозолю над Антарктикою на довжині хвилі 1 мкм [5]

рис. 1 [8], на якому приведені результати визначення оптичної товщини аерозолю над Антарктикою на довжині хвилі $\lambda = 1$ мкм, отримані зі спостережень покриття Сонця верхніми шарами атмосфери з борту КА «Німбус-7» з 1979 по 1991 рр. Мінімальне значення τ_0 збільшилось приблизно в 1.5 рази. Крім того, після виверження вулканів Ель-Хіхон в 1982 р. та Маунт Хадсон і Маунт Пінатубо в 1991 р. τ_0 збільшилось майже на два порядки. До других відносяться продукти та похідні продуктів згоряння палива на різних підприємствах, у двигунах висотних літаків та ракет, пожежі на нафтоскладах, сміття, яке утворюється при руйнуванні ШСЗ, ударах метеоритних тіл з цими тілами та інше. Неважко переконатись, що на висотах більше 30 км дрібний аерозоль (з радіусами менше 0.1 мкм) може утримуватись десятки років, що сприяє його накопиченню.

На сучасному етапі наших знань про аерозольне забруднення верхніх шарів атмосфери не існує реальної можливості строго промодельовати зміну коефіцієнтів J під впливом аерозольного ослаблення. Строго кажучи, використання експоненти у виразі (8) навіть при чисто газовій атмосфері не зовсім коректне. Для коректнішого моделювання необхідно використовувати функцію пропускання земної атмосфери з урахуванням багатократного розсіяння. Це означає, що у випадку газово-аерозольної атмосфери необхідні (крім даних про газову складову) ще дані про спектральні залежності оптичної товщини, альbedo однократного розсіяння та індикатриси розсіяння аерозольної складової, значення яких можна розрахувати лише при наявності даних про спектральні значення комплексного показника заломлення частинок та параметри функції розподілу їх за розмірами. Наскільки нам відомо, такої інформації зараз немає. Через це обґрунтованість нашої ідеї ми вирішили перевірити

Зміна концентрації озону при збільшенні аерозольного забруднення

μ	$[O_3]_a / [O_3]_0, \%$		
	$\tau_a (1 \text{ мкм})$		
	0.001	0.010	0.100
	$r_0 = 0.05 \text{ мкм}$		
1.00	96	68	—
0.94	96	66	—
0.64	95	55	—
	$r_0 = 0.10 \text{ мкм}$		
1.00	99.6	95.4	60
0.94	99.5	95.1	57
0.64	99.3	93.2	44

досить грубими модельними розрахунками, які виконувались у рамках наступних припущень.

1. Атмосферний шар для висот більше 30 км є оптично однорідним та ізотермічним.

2. Аерозольні частинки є чисто розсіюючими однорідними сферами, а їхня дійсна частина показника заломлення не залежить від довжини хвилі та рівна 1.33.

3. Функція розподілу частинок за розмірами описується нормально-логіфімічним законом

$$N(r)dr = (2\pi\sigma^2)^{-1/2} \exp[-(\ln^2 r/r_0)/2\sigma^2] d\ln r, \quad (30)$$

де $N(r)$ — кількість частинок радіусом r в інтервалі dr , r_0 — середнє геометричне значення радіуса частинок, а σ^2 — дисперсія логарифма радіуса рівна 0.1.

Виходячи з того, що нам не вдалося знайти інформацію про розмір стратосферного аерозолю, то розрахунки велись для двох значень r_0 : 0.05 та 0.10 мкм. Для $\tau_p^a(1 \text{ мкм})$ приймалися значення 0.000, 0.001 та 0.100, а перерахунок на інші довжини хвиль здійснювався на основі спектральної залежності фактора ефективності розсіяння [5]. Для молекул кисню та озону використані значення $\alpha(\nu)$, які отримані в роботах [20] та [15] в лабораторних умовах при температурі 230 К зі спектральною роздільною здатністю біля 0.1 нм. Приведені в таблиці результати лабораторного моделювання показують відносну (по відношенню до концентрації озону при чисто газовій атмосфері $[O_3]_0$) зміну концентрації озону при збільшенні аерозольного забруднення.

Як бачимо, збільшення аерозольного забруднення дійсно призводить до зменшення продуктивності утворення молекул озону, а величина зменшення дуже залежить від розміру аерозольних частинок, тобто від спектрального ходу оптичної товщини

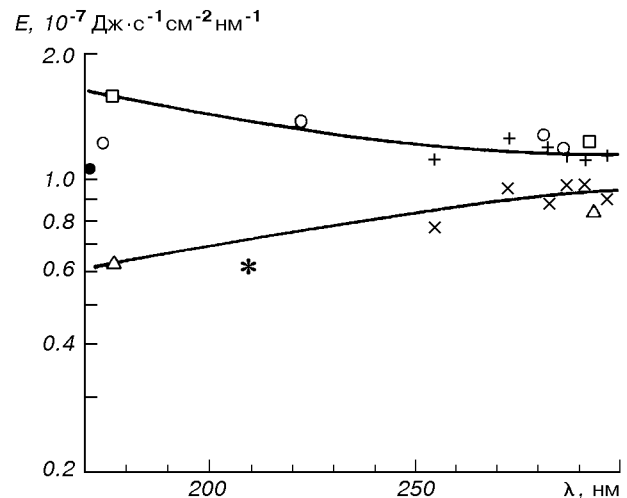


Рис. 2. Зміна в часі ультрафіолетового випромінювання Сонця [3]

аерозолю. Очевидно, що після врахування поглинаючих властивостей аерозолю, особливо спектральної залежності уявної частини показника заломлення, значення відносних концентрацій зменшаться.

Вважаємо доцільним ще раз нагадати, що наші розрахунки досить наближені, і мають розглядатись лише як підтвердження того, що збільшення аерозольного забруднення верхніх шарів земної атмосфери дійсно призведе до зменшення потужності озонного шару та що при строгому моделюванні процесів утворення та руйнації озону необхідно враховувати ослаблення сонячного випромінювання стратосферним аерозолем.

З урахуванням серйозності обговорених питань та необхідності їхнього всебічного вивчення розроблено ряд наукових програм з моніторингу газового та аерозольного забруднення, а також вертикальної структури атмосфери. Виходячи з того, що Україна планує брати участь у створенні Міжнародної космічної станції (МКС), а зараз ведеться проробка можливих експериментів на її борту, ми пропонуємо концепцію згаданого моніторингу. При її розробці ми виходили з необхідності забезпечення спостережними даними прикладних та фундаментальних програм щодо екологічного забруднення земної атмосфери, змін клімату, потужності озоносфери та ін. Нам дуже допомогли роботи [9, 12, 13, 19], в яких також обґрунтовувалась проблема такого моніторингу. Зокрема, тут пропонувались запуски спеціалізованих супутників, які були б оснащені:

- 1) спектрометром на $\lambda\lambda = 290...1020 \text{ нм}$ (SAGE III) зі спектральною роздільною здатністю 1 нм для сканування лімба з роздільною здатністю 0.5 км;
- 2) скануючим фільтровим поляриметром (EOSP)

на $\lambda\lambda = 400...2250$ нм (12 фільтрів) з роздільною здатністю в надірі 8 км;

3) фур'є-спектрометр (MINT) на $\lambda\lambda = 6...40$ мкм зі спектральною роздільною здатністю 2 см^{-1} та проторвою 8 км в надірі.

У нашому баченні на МКС має бути встановлено два спостережних комплекси. Один з них має включати два фур'є-спектрометри, які перекривали б інтервали довжин хвиль $\lambda\lambda = 1.0...6.0$ та $7...11$ мкм (зі спектральною роздільною здатністю 2 см^{-1} та світлосилою 1:1) та спектрополяриметр оригінальної конструкції Кучерова—Іванова [11] на діапазон довжин хвиль $\lambda\lambda = 200...400$ нм зі спектральною роздільною здатністю 1 нм. Його призначенням є моніторинг газового та аерозольного забруднення атмосфери на всьому промені зору, а тому він буде зорієнтований в надір. Другий комплекс також являє собою фур'є-спектрометр з такими ж саме характеристиками, але світлосилою (1/10)—(1/20). Він призначений для реєстрації ослабленого земною атмосферою спектру Сонця на різних відстанях від поверхні планети (з кроком 1—2 км) з метою отримання даних про вертикальну структуру атмосфери (рис. 3).

Оскільки переваги вибраних типів спектрометра та спектрального інтервалу спостережень досить

детально обговорювались в роботі [1], то тут лише відмітимо, що в цій ділянці розташовані смуги поглинання різної потужності практично всіх газів, що стосуються згаданої вище тематики (див. рис. 4). Для цього інтервалу довжин хвиль існує електронна версія банку даних HITRAN [17], в якому є вся необхідна для модельних розрахунків інформація про 37 складових земної атмосфери.

Робочий діапазон спектрополяриметра вибрано у УФ-ділянці спектру, бо основним завданням експерименту є вивчення аерозолі, розташованого вище озоносфери, тобто вище 30 км. Тому спостереження саме при $\lambda < 310$ нм завдяки озоносфері звільнені від впливу підстилаючої поверхні та тропосферного аерозолі (в тому числі й хмарових шарів). У цьому випадку спостережні спектрополя-

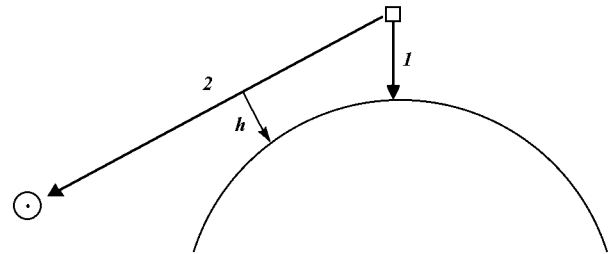


Рис. 3. Схема зондування вертикальної структури атмосфери Землі

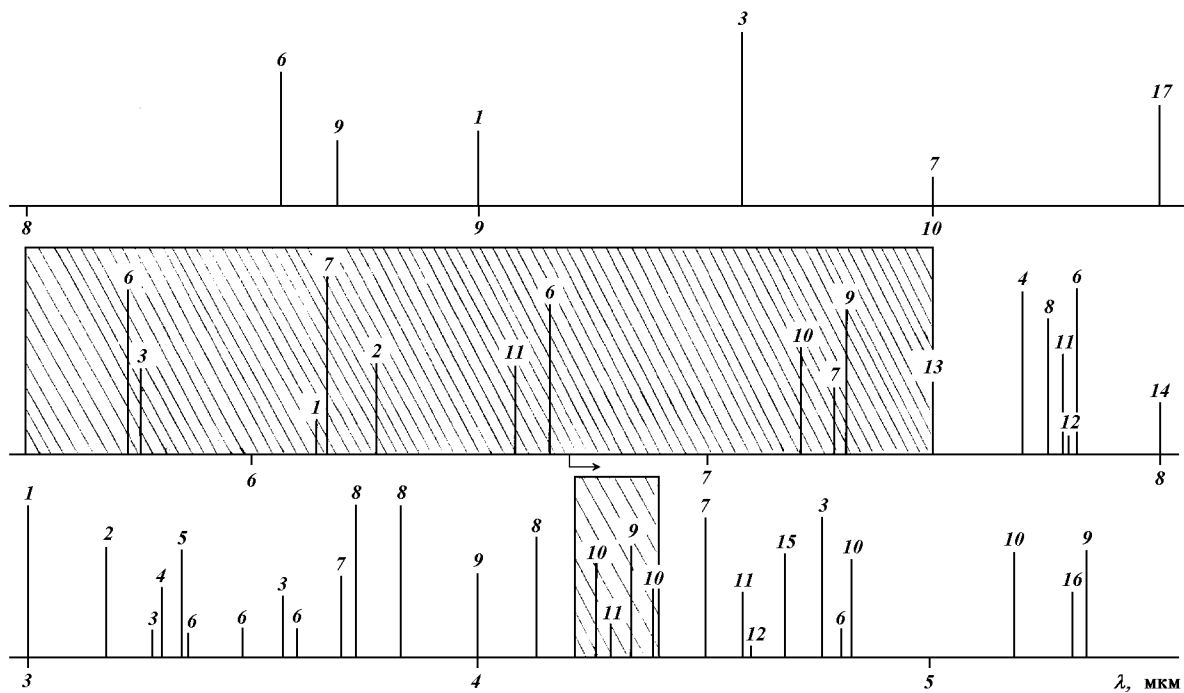


Рис. 4. Положення смуг поглинання різних газів: 1 — NH_3 , 2 — H_2O , 3 — O_3 , 4 — CH_4 , 5 — HCl , 6 — H_2CO , 7 — NO_2 , 8 — H_2S , 9 — SO_2 , 10 — CO_2 , 11 — CS_2 , 12 — N_2O , 13 — HNO_3 , 14 — H_2O_2 , 15 — CO , 16 — NO , 17 — C_2H_2 . У спектральному діапазоні (стрілка) $\lambda\lambda = 6.42...15.4$ мкм розміщені смуги поглинання 10 різних фреонів [4]. Висоти вертикальних ліній пропорційні до сили ліній. Заштриховано вікна повної непрозорості, зумовлені поглинанням вуглекислого газу ($\lambda\lambda = 4.2...4.4$ мкм) та водяної пари і вуглекислого газу ($\lambda\lambda = 5.5...7.5$ мкм)

риметричні властивості відбитого сонячного випромінювання повністю будуть визначатись газовою та аерозольною складовими верхніх шарів атмосфери. В той же час значну деполаризуючу роль тут будуть відігравати емісійні деталі спектру. Спостереження в режимі спектрополяриметра дозволять використовувати ділянки спектру, які менше всього спотворені газовими емісіями.

Дистанційний моніторинг газової складової атмосфери Землі має ту специфіку, що отримана потужність молекулярних смуг поглинання суттєво залежить від рельєфу поверхні, а також похибки орієнтації МКС, яка становить 1.5° [2]. Для коректності експерименту необхідна або точна прив'язка до місцевості, або оцінювання не абсолютної кількості газу на промені зору, а відносної концентрації (по відношенню до газу, концентрація якого мало змінюється в часі). Дещо спрощує ситуацію також використання світлосильного спектрометра, завдяки чому ефект рельєфу буде згладжуватись на великих ділянках поверхні (біля 400 км).

Ми щиро вдячні С. Г. Кравчуку, який звернув нашу увагу на можливість існування ефектів з безпосередньої взаємодії атомів та молекул газу з аерозолем.

1. Мороженко О. В., Сосонкін М. Г., Шаврина А. В., Іванов Ю. С. Проблеми дистанційного моніторингу глобальних змін газової складової земної атмосфери // Космічна наука і технологія.—1995.—1, № 2-6.—С. 3—17.
2. Український дослідницький модуль міжнародної космічної станції.—1998.—41 с.
3. Хит Д. Ф., Текаекара М. П. Солнечный спектр в области 1200—3000 Å // Поток энергии Солнца и его изменения / Под ред. О. Уайт. — М.: Мир, 1980.—С. 212—232.
4. Чемберлен Дж. Теория планетных атмосфер. — М.: Мир, 1981.—352 с.
5. Яновицький Э. Г., Думанський З. О. Таблицы по рассеянию света полидисперсной системой сферических частиц, Киев: Наук. думка, 1972.—121 с.
6. Clerbaux C., Colin R., Simon P. C., Graner C. Infrared cross sections and global warming potentials of 10 alternative hydrohalocarbons // J. Geoph. Res.—1993.—98D, N 6.—P. 10491—10497.
7. Farman J. C., Gardiner B. G., Shanklin J. D. Large losses of ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction // Nature.—1985.—315, N 1.—P. 207—210.
8. Hansen J. Climat forings and feedbacks // Long-Term Monitoring of Global Climate Forsings and Feedbacks: NASA Conf. Publ. 3234. — New York, 1992.—P. 6—12.
9. Hansen J. Climsat Rationale // Long-Term Monitoring of Global Climate Forsings and Feedbacks: NASA Conf. Publ. 3234. — New York, 1992.—P. 26—35.
10. Keating G. M. The responce of ozone to solar activity variations: A review // Solar Phys.—1981.—74, N 2.—P. 321..
11. Kuchеров V. A., Ivanov Yu. S., Efimov Yu. S., et al. Ultraviolet low-resolution spectropolarimeter for the space mission SPECTRUM-UV (UVSPEPOL project) // Космічна наука і технологія. Додаток.—1997.—3, N 5/6.—С. 3—27.
12. Lalis A., Carlson B., Michelson Interferometer (MINT) //

Long-Term Monitoring of Global Climate Forsings and Feedbacks: NASA Conf. Publ. 3234. — New York, 1992.—P. 47.

13. McCormic M. P. Stratospheric Aerosol and Gas Experiment (SAGE III) // Long-Term Monitoring of Global Climate Forsings and Feedbacks: NASA Conf. Publ. 3234. — New York, 1992.—P. 36—39.
14. Morozhenko A. V., Shavrina A. V. The concentration of gas and aerosol pollution monitoring (for altitudes more than 30 km) on board the International Space Station // Sixteenth Colloquium on high resolution molecular spectroscopy. Dijon. 6-10 September 1999, Programm and Abstracts. Post-Deadline Posters.—P. 8.
15. Orphal J., et al. Absorption cross-sections of O_3 at atmospheric temperatures (203—293 K) and pressures (100—1000 mbar) in the 12500—40000 cm^{-1} spectral range measured using FTS // Chem. Phys. Lett.—2000. (<http://www-iup.physik.uni-bremen.de/gruppen/molspec.html>).
16. Reinsel G. C., Tiao G. C., DeLuise J. J., et al. Analysis of upper stratospheric umkehr ozone profile data for trends and the effect of stratospheric aerosols // J. Geophys. Res.—1984.—89.—P. 4833—4840.
17. Rothman L. S., Risland C. P., Goldman A., et al. The HITRAN Molecular Spectroscopic Database and HAWKS (HITRAN Atmospheric Workstation): 1996 Edition // I. Quant. Spectrosc. Radiat. Transpher.—1998.—60, N 5.—P. 665—710.
18. Tiao G. C., Reinsel G. C., Pedrick J. H., et al. A statistical trend analysis of ozonezone data // J. Geophys. Res.—1986.—91.—P. 13121—13136.
19. Travis L. Earth observing scanning polarimeter // Long-Term Monitoring of Global Climate Forsings and Feedbacks: NASA Conf. Publ. 3234. — New York, 1992.—P. 40—46.
20. Yoshino K., Esmond J. R., Cheung A. S.-C., et al. High resolution absorption cross sections in the transmission window region of the Schumann-Runge bands and Herzberg continuum of O_2 // Planet. and Space Sci.—1992.—40, N 2/3.—P. 185—192.

CONCEPTION OF GAS AND AEROSOL POLLUTION MONITORING OF THE EARTH'S ATMOSPHERE (FOR ALTITUDES MORE THAN 30 KM) ON BOARD THE INTERNATIONAL SPACE STATION

O. V. Morozhenko, A. V. Shavrina, and O. A. Veles'

Approximate model calculations support the idea, according to which the main role in the weakening of the ozone layer power is played by the aerosol pollution of the upper layers in the Earth's atmosphere and freons play a secondary role. For the tasks of exact modelling of the processes which create and destroy ozone and for monitoring of greenhouse gases and ecology of the atmosphere, a conception of experiments on board the Ukrainian module of the International Space Station was proposed. They will provide the possibility to receive information about global changes in the chemical composition of the atmosphere, spectral values of complex refractive index and sizes of the stratospheric aerosol, as well as about the vertical structure of gas and aerosol components of the atmosphere and the vertical temperature profile. Two device complexes are proposed to be mounted, one of them (two Fourier spectrometers for the spectral range 1.5—11 μm and a spectropolarimeter for 200—400 nm) will be targeted to nadir, and the second (two Fourier spectrometers for the spectral range 1.5—11 μm) will observe the spectrum of solar radiation weakened by the Earth's atmosphere at various (with a step of 1—2 km) over the Earth's surface.