

УДК 52-852

Проблеми дистанційного моніторингу глобальних змін газової складової земної атмосфери

О. В. Мороженко, М. Г. Сосонкін, А. В. Шавріна, Ю. С. Іванов

Головна астрономічна обсерваторія Національної академії наук України, Київ

Надійшла до редакції 30.11.95

Проведено огляд спостережних даних про глобальні зміни оптичних характеристик планет, а також розглянуто питання змін клімату та екологічного стану земної атмосфери. Детально описано спектрофотометричний метод моніторингу хімічних складових атмосфери та показано переваги спостережень в тепловій ділянці спектра. Коротко описано виготовлений малогабаритний, вібростійкий Фур'є-спектрометр з роздільністю 2 см⁻¹ на ділянку спектра 3—10 мкм, який може використовуватись в стаціонарних та польових умовах, в тому числі й на борту штучного супутника Землі. Показана перспективність використання методу спектрофотометрії для глобального та локального моніторингу газових забруднювачів земної атмосфери. Як приклад, приведено оцінки нижньої межі для відносних концентрацій (по відношенню до вуглексилого газу) десяти газових складових атмосфери.

Сьогодні, як ніколи раніше, світову громадськість хвилює катастрофічне екологічне становище, а також проблеми глобального потепління на земній кулі та ослаблення потужності озоносфери, багато з яких притаманні й іншим планетам Сонячної системи. Виходячи з того, що в журналній статті нереально в повному обсязі охопити ці проблеми та існуючі методи їх розв'язання, ми лише поверхово зупинимось на деяких з них.

ГЛОБАЛЬНІ ЗМІНИ НА ПЛАНЕТАХ

Історія Землі та інших планет Сонячної системи вказує на довго- та короткоперіодичні зміни теплового режиму, що призводило до катастрофічних наслідків. Так, палеонтологічні розкопки свідчать, що найтепліший період та значне потепління на Землі відмічалися відповідно 500 та 150 млн років тому, тоді як холодні періоди — 650 та 260 млн років тому. Ізотопний аналіз снігів Антарктики

дозволив реконструювати історію теплового режиму та кількості атмосферного вуглексилого газу цього регіону за останні 160 тис. років (Lorius et al., 1990), які також вказують на значні зміни (рис. 1). На фоні довгоперіодичних змін існує досить великий обсяг інформації про короткоперіодичні зміни.

Так, метеорологічні спостереження вказують на поступове глобальне потепління на Землі, яке супроводжується хвильами похолодання (рис. 2, Hansen (1992)).

У випадку Венери, яка характеризується зворотнім обертанням з періодом 244.3 земних діб, відкрито приблизно 4-добові зміни потужності молекулярних смуг поглинання та ступені лінійної поляризації (рис. 3, Мороженко (1992)), а також так званих УФ-деталей, які показують пряме обертання з періодом також біля 4 діб.

На протязі уже більше 100 років на Марсі спостерігаються так звані глобальні пилові бурі, коли потужні пилові хмари щільним покривалом окута-

ють всю планету. До 1971 р. ці явища реєструвались виключно в періоди Великих протистоянь планети кожні 16 років, коли відстань між Марсом та Землею досягає мінімального значення. Винятком стали протистояння 1971, 1973, 1975 та 1977 рр., коли спостерігалась одна або й дві пилові

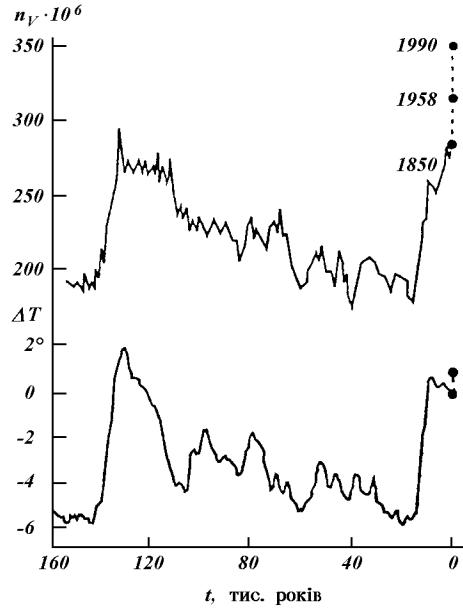


Рис. 1. Зміни температури T та об'ємної концентрації n_V вуглекислого газу в часі на протязі 160 тисяч років над Антарктикою (Lorius et al., 1990)

бурі різної потужності в кожне протистояння.

Для планет-гіантів також спостерігаються періодичні зміни оптичних властивостей. Так, спостереження Юпітера з 1860 року показують зміни його блиску з періодом біля 12 років (рис. 4, Гаррис (1963)). При цьому в кожному новому максимумі спостерігався все більший блиск, а взагалі блиск планети з 1860 р. збільшився приблизно в 1.5 рази. Достовірність цих результатів підтверджують однотипні спостереження Марса в цей же час, які також приведені на рис. 4. Більше того, для цієї планети спостерігається періодичне (з періодом також біля 12 років) пояскравлення то північної, то південної півсфери (рис. 5, Видъмаченко и др. (1984)). Подібна ситуація має місце для Сатурна (Стеклов и др., 1983), але з періодом 29 років, та інших планет (рис. 6, Suess et al. (1980)).

Як бачимо, характерною властивістю усіх планет є наявність періодичних змін їх властивостей. На жаль, існуюча інформація настільки нечисленна, що не дозволяє не лише виявити ступінь скорельованості цих процесів для різних планет, але навіть встановити надійні закономірності в змінах хоча б для однієї планети. Що стосується чинників цих змін, то, якщо виключити імовірні космічні катастрофи, подібні до падіння 17—21 липня 1994 р. 21 уламка комети Шумейкер — Леві 9 на Юпітер, їх можна умовно розділити на зовнішні (можливі зміни потужності сонячного випромінювання, характеристики руху планет навколо Сонця та навко-

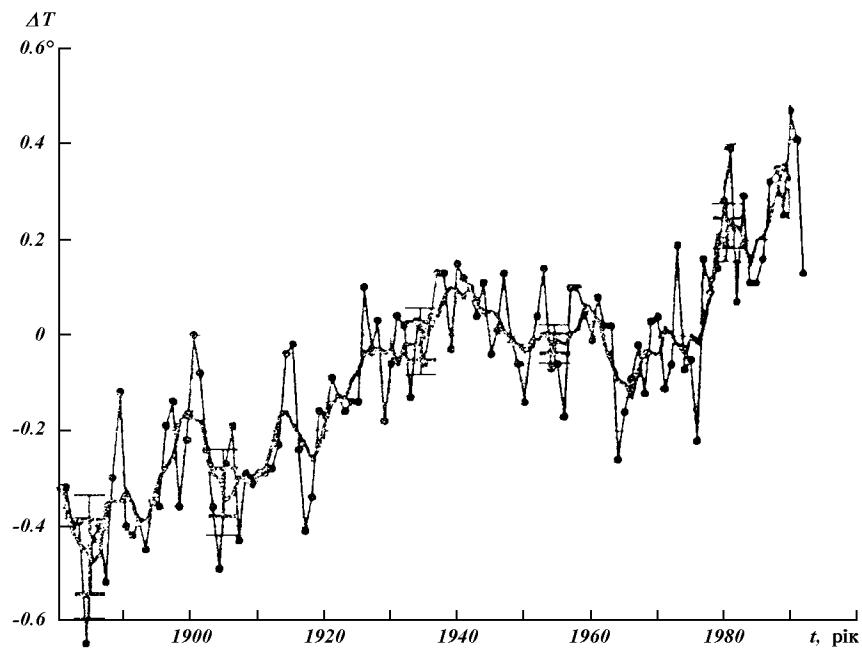


Рис. 2. Глобальні зміни температури на Землі згідно з даними метеовимірювань (Hansen, 1992). Точки та жирні лінії — усереднення за один та п'ять років відповідно

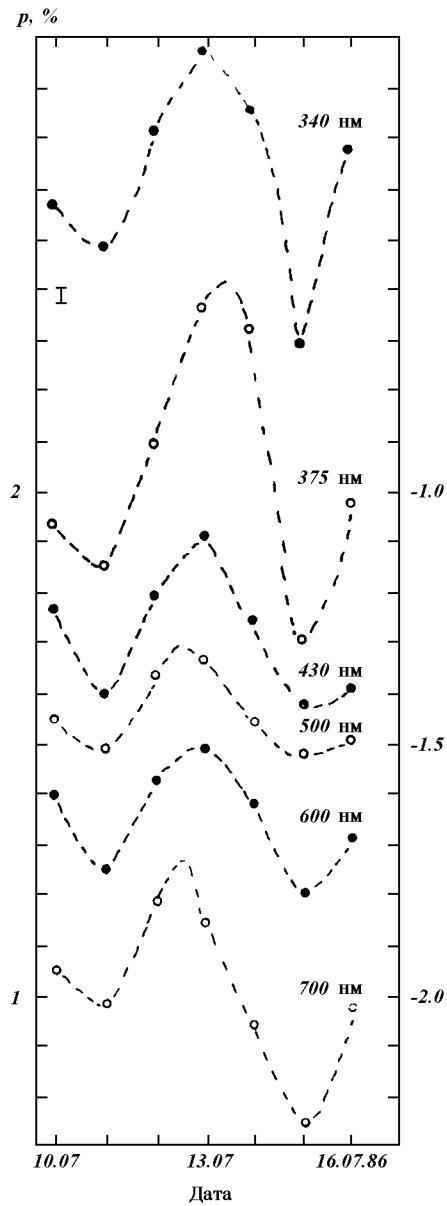


Рис. 3. Приклад 4-добових змін ступені поляризації світла Венери (Мороженко, 1992)

ло власної осі, взаємний вплив планет одна на другу, а також взаємодії в системах «планета — супутник», фізичних властивостей міжпланетного середовища та ін.) та внутрішні (zmіни хімічного складу та потужності газової та аерозольної складових атмосфер, відбивної здатності підстилаючої поверхні та потужності джерел внутрішньої енергії

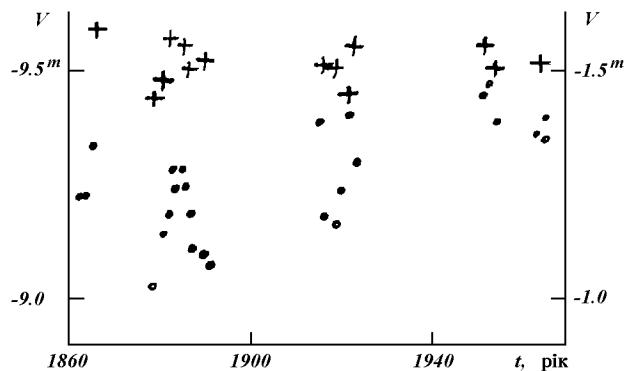


Рис. 4. Періодичні зміни близку диска Юпітера: точки, шкала зіркових величин ліворуч, хрестики — спостереження Марса (шкала зіркових величин праворуч (Гаррис, 1963)

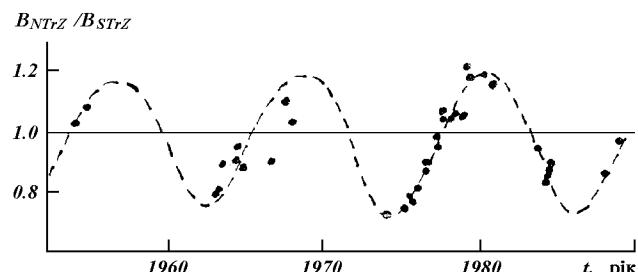


Рис. 5. Періодичні зміни відношення інтенсивностей північної (NTrZ) та південної (STrZ) тропічної зон диска Юпітера (Видьмаченко и др., 1964)

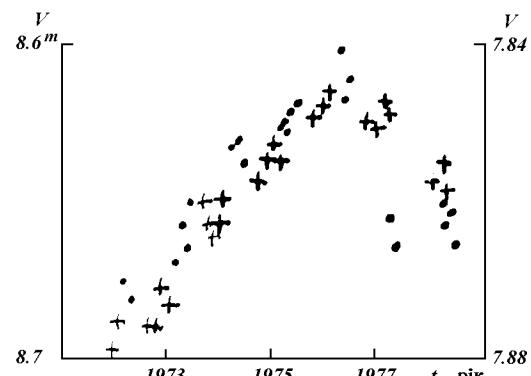


Рис. 6. Зміни в часі близку Титана (точки, шкала зіркових величин ліворуч) та Нептуна (хрестики, шкала зіркових величин праворуч) (Suess et al, 1980)

планети). Зразу ж відмітимо, що на сучасному етапі еволюції лише для планет-гігантів (Юпітер, Сатурн, Уран та Нептун) власні джерела теплової енергії є значущими (біля 50 %) у загальному тепловому балансі планети. Що стосується планет земної групи (Меркурій, Венера, Земля та Марс), то тут основним джерелом енергії є сонячне вип-

ромінювання. Це зумовлено не лише меншою потужністю внутрішніх джерел тепла, а й меншою відстанню від Сонця. Так, для Венери, Землі та Марса велика піввісь орбіти має відповідно значення 0.7, 1.0 та 1.5 а. о., тоді як до наступної планети (Юпітера) ця відстань дорівнює 5.2 а. о. Це означає, що для цих планет потужність сонячного випромінювання приблизно в 55, 27 та 9 разів більша, ніж для Юпітера.

Падаюче на планету сонячне випромінювання частково розсіюється у відкритий космос, а частково поглинається її підстилаючою поверхнею та атмосфорою, трансформуючись в теплову енергію, кількість якої визначається рівнянням

$$\sigma T_e^4 = \frac{E_0(1 - A_i)}{4R^2}, \quad (1)$$

де σ — стала Стефана — Больцмана, T_e — ефективна температура, E_0 — сонячна стала, R — відстань від Сонця до планети, A_i — ілюстративне (болометричне) альбедо

$$A_i = \int_0^\infty A_s(\lambda) d\lambda. \quad (2)$$

Тут $A_s(\lambda)$ — спектральні значення сферичного альбедо, λ — довжина хвилі. В свою чергу

$$A_s(\lambda) = \\ = \frac{2}{\pi} \int_{\alpha - \pi/2}^{\pi/2} \cos(\alpha - \Omega) \cos \Omega d\Omega \int_0^{\pi/2} r(\mu_0, \mu, \varphi) \cos \psi d\psi, \quad (3)$$

де μ_0, μ, φ — відповідно косинуси кутів падіння і відбивання світла та азимутальний кут, що його утворюють площини, в яких знаходяться падаючий та відбитий промені, $r(\mu_0, \mu, \varphi)$ — коефіцієнт відбивання світла системою «підстилаюча поверхня + атмосфера»:

$$r(\mu_0, \mu, \varphi) = r_s(\Omega, L, \lambda) T(\mu_0, \mu, \varphi, \tau_0(\lambda), \chi(\lambda), \omega(\lambda)) + \\ + r_a(r_s(\Omega, L, \lambda), \mu_0, \mu, \varphi, \tau_0(\lambda), \chi(\lambda), \omega(\lambda)). \quad (4)$$

Тут $r_s(\Omega, L, \lambda)$ — коефіцієнт відбивання підстилаючої поверхні, Ω, L — планетоцентричні довгота та широта, $\tau_0(\lambda)$, $\chi(\lambda)$ — спектральні значення оптичної товщини та індикаториси розсіяння атмосфери, $T(\mu_0, \mu, \varphi, \tau_0(\lambda), \chi(\lambda), \omega(\lambda))$ — функція ослаблення сонячного випромінювання атмосфорою, $r_a(r_s(\Omega, L, \lambda), \mu_0, \mu, \varphi, \tau_0(\lambda), \chi(\lambda), \omega(\lambda))$ — коефіцієнт відбивання атмосферним стовпом, $\omega(\lambda)$ — альбедо однократного розсіяння (ймовірність виживання кванта) газово-аерозольного середовища. Методи обрахунку функцій T та r_a можна

знайти в монографії Яновицького (1995). Відмітимо, що на практиці границі інтегрування у виразі (2) можна обмежувати від 250 до 3000 нм. Зміна будь-якої з характеристик, що входять в рівняння (1)–(3), призведе до зміни теплового режиму планети.

На підставі закону збереження енергії встановлюється рівновага між кількостями теплової енергії, яку отримує планета за рахунок поглинутого сонячного випромінювання, та яку вона випромінює у відкритий космос в тепловій ділянці спектра ($\lambda > 3$ мкм). Внаслідок цього після перекриття доступу сонячної енергії настає дуже швидке охолодження, швидкість якого визначається фізичними властивостями підстилаючої поверхні та її мікроструктурою. Прикладом цього слугують місячні затемнення, під час яких за дуже короткий проміжок часу температура місячної поверхні зменшується на 100–130 К. Для Землі ефективне значення температури дорівнює 255 К, тоді як фактично середня температура земної кулі становить 288 К (Hansen et al., 1993). Це зумовлено наявністю атмосфери, а вірніше — тих її складових, які в тепловій ділянці спектра мають потужні смуги поглинання (вуглекислий газ, пари води, метан, озон та ін.), завдяки чому уповільнюється відплів теплової енергії у космос та нагрівається приземний шар атмосфери. У літературі це явище зустрічається під назвою «тепличного» ефекту. Розючим прикладом його дії є Венера, яка отримує сонячної енергії всього у два рази більше, ніж Земля, тоді як температура її поверхні сягає 450 °C. Очевидно, що варіації кількості газів, які мають сильні смуги поглинання у тепловій ділянці спектра, автоматично викликають зміни теплового балансу планети. Про наявність такого зв’язку для Землі свідчить рис. 1. Слід зазначити, що тепловий баланс безпосередньо підстилаючої поверхні залежить також і від потужності динамічних процесів в атмосфері (конвективного та турбулентного переміщування), які, у свою чергу, визначаються вертикальним розподілом температури у тропосфері планети та аерозольним забрудненням атмосфери.

Зовсім протилежні ефекти, ніж перераховані вище гази, викликає атмосферний аерозоль. Він екранує доступ сонячного випромінювання до підстилаючої поверхні планети та призводить до зменшення значення T_e , тобто викликає антитепличний ефект. Більше того, наявність атмосферного аерозолю, особливо сильно поглинаючого, призводить до зміни теплового режиму усієї атмосфери. Це зумовлено тим, що після зіткнення з аерозольною частинкою світловий квант частково погли-

настється, а утворювана теплова енергія частинки частково перевипромінюється у відкритий космос, а частково передається газовому середовищу, призводячи до зміни як розподілу температури атмосфери з висотою, так і потужності конвективного та турбулентного перемішування в атмосфері. Особливо важливу роль відіграє аерозоль у високих шарах атмосфери, з яких він не може вимиватися дощами. (Є всі підстави вважати, що наявність стратосферного сильно поглинаючого пороху — характерна властивість усіх без винятку планет). Стратосферний аерозоль досить малих розмірів (з радіусом менше 0.5 мкм) може роками знаходитись у високих шарах атмосфери. Найбільш характерним прикладом антитеческого ефекту аерозолю слугують явища глобальних пилових бур на Марсі, під час яких температура поверхні знижується на 65—70°, а атмосфера — збільшується на 35—55°. Пил виносиється на висоту до 70 км. Щоб уявити масштабність явищ, відзначимо, що в період максимальної потужності пилового шару на Марсі в кінці жовтня та першій половині листопада 1971 р. в атмосфері знаходилось кілька мільярдів тон пилу. При середньому значенні атмосферного тиску біля поверхні Марса в 6.2 мбар (620 Па) досить крупні частинки (з радіусом біля 2 мкм) можуть місяцями знаходитись в атмосфері, а дрібна фракція є постійною складовою атмосфери. Говорячи про пилові бурі, варто відмітити, що на Марсі, як і на Землі, локальні пилові бурі є досить частими, але лише при збігу лише декількох, поки що до кінця не вияснених факторів спрацьовує система тригера, завдяки чому пилові бурі приймають глобальний характер. Для Землі також є достовірна інформація про наявність у верхніх шарах атмосфери стратосферного аерозолю. Так, вимірювання з борту штучного супутника Землі «Nimbus-7» за 1979—1992 рр. показали, що на довжині хвилі $\lambda = 1$ мкм

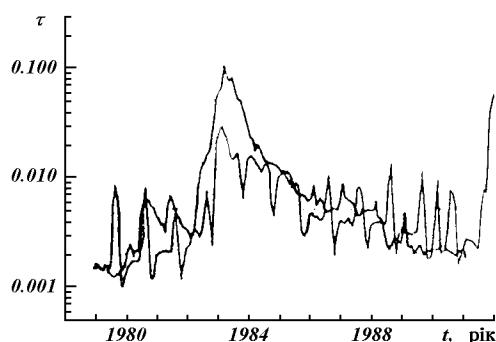


Рис. 7. Зміна оптичної товщини τ стратосферного аерозолю в довжині хвилі 1 мкм згідно спостережень «Nimbus-7» (Hansen, 1992)

його оптична товщина змінювалась в межах 0.001—0.10 (рис. 7, Hansen (1992)). Максимальні значення припадали на 1983 та 1992 рр., тобто на роки, які наступали за роками вивержень потужних вулканів Ель Чічон в 1982 р. і Маунт-Хадсон та Пінатубо в 1991 р.

Тепер розглянемо дії перерахованих вище чинників.

Так, за уявленнями різних авторів, у своїй еволюції Сонце після виходу на головну послідовність за останні п'ять мільйонів років збільшило потужність випромінювання на 30—60 %, що повинно було зумовити відповідне збільшення температури на цьому проміжку часу в 1.07—1.13 разів, тобто, приблизно на 20—40°. Що стосується сьогодення, то поки що немає підстав говорити про зміни сонячної сталої в часі, але тут існує проблема впливу сонячної активності на фізичні процеси в атмосферах планет, у тому числі й на клімат. Виходячи з того, що при зміні сонячної активності не зареєстровано помітних варіацій сонячної сталої E_0 , то ймовірними механізмами впливу сонячної активності на клімат можуть бути можливі зміни оптичних характеристик стратосферного аерозолю під дією жорсткого УФ-випромінювання Сонця, а також магнітного поля Землі (Чемберлен, 1981).

Що стосується зміни елементів руху планети (експерцентриситету орбіти, довготи перигелію та нахилу екватора до орбіти), які відбуваються під впливом збурення різних небесних тіл, а в першу чергу Сонця, то відповідні варіації теплового режиму можуть виникати з таких причин. Зміна нахилу орбіти призведе до збільшення або зменшення темпів конденсації водяних парів для Землі та вуглекислого газу для Марса в полярних районах, що, в свою чергу, вплине на потужність тепличного ефекту. Зміна величини експерцентриситету, внаслідок чого змінюються мінімальна та максимальна відстані планети від Сонця, також призводять до сезонної зміни теплового режиму, але на цей раз за рахунок зміни кількості сонячної енергії, що падає на планету. Через це для планет, орбіти яких мають значний експерцентриситет та нахил площин екватора та орбіти, спостерігаються сезонні зміни фізичних та оптичних характеристик.

Говорячи про зовнішні чинники, слід відмітити ще один. У своєму довічному русі вся Сонячна система може проходити міжзорянє середовище з різними поглинаючими властивостями, внаслідок чого також буде змінюватись кількість падаючого на планету сонячного випромінювання, а значить і тепловий режим поверхні планети.

Зараз є досить вагомі підстави визнати реальним вплив супутників планет на оптичні та фізичні

властивості не лише в локальних, але і глобальних масштабах планети. Ця проблема, подібно до проблеми впливу сонячної активності, знаходиться в початковій фазі її розв'язання. Не виключено, що зміни теплового режиму зумовлені зміною динаміки атмосфери припливними силами, тобто зміною масштабів конвективного та турбулентного перемішування в приповерхневому шарі атмосфери, а також напрямку та потужності геострофічного вітру.

Як видно з виразів (1) та (3), на тепловий режим суттєво впливає спектральне значення відбивної здатності підстилаючої поверхні. Очевидно, що при зменшенні останньої температура буде збільшуватись, а при збільшенні — зменшуватись. Поряд з сезонними змінами відбивної здатності, які пов'язані зі змінами пір року, на усереднене по планеті значення цієї величини впливають зміни потужності вічних льодовиків, особливо в приполярних районах, а також потужності лісових масивів. Особливу роль в цій системі відіграє світовий океан. З одного боку, він відчутно впливає на величину $A(\lambda)$, а з другого — він потужний акумулятор та перенощик теплової енергії.

В реальних умовах існує хитка рівновага, коли збільшення тепличносприятливих газів в атмосфері планети компенсується збільшенням аерозольної складової атмосфери та інших антитепличних факторів. Її порушення може привести до непередбачених наслідків, прикладом чого можуть бути згадувані вище глобальні пилові бурі на Марсі, внаслідок яких температура на всій планеті зменшується на 65—70°. Менш вражаючою є зміна кількості деяких газових складових. Підраховано, що зменшення на кілька градусів ефективної температури буде сприяти збільшенню границь розповсюдження вічних льодовиків, що у свою чергу збільшить інтегральну відбивну здатність підстилаючої поверхні, викликаючи тим самим подальший розвиток льодових шапок. Аналогічна ситуація буде й тоді, коли кількість тепличносприятливих газів досягне свого критичного значення. Так, згідно з оцінками М. І. Будико (Матвеев, 1976, с. 530), при збільшенні концентрації вуглекислого газу до 0.042 % (нормальний стан — 0.0314 %) приведе до повного знищення полярних льодовиків, тоді як його зменшення до 0.015 % — до нового льодовикового періоду.

На відміну від інших планет Сонячної системи, для Землі на загальні еволюційні, природні та небесномеханічні чинники у другій половині ХХ століття суттєвим став вплив виробничої діяльності (антропогенний фактор), внаслідок якої змінюються хімічна та аерозольна складові атмосфери. Умовно

газову складову можна розділити на гази, які сприяють зміні тепличного ефекту (водяна пара H_2O , вуглекислі газ CO_2 , озон O_3 , метан CH_4 та інші) та екологічно шкідливих для живих організмів (бензапірени, двоокис азоту NO_2 , сірководень H_2S , сірковуглець CS_2 , френоли, фтористий водень FH , хлористий водень HCl , сірчана кислота H_2SO_4 , формальдегід CH_2O , двоокис сірки SO_2 , окис вуглецю CO , окис азоту NO , аміак NH_3 , озон O_3 і т. д.). Уявлення про масштабність антропогенного забруднення для різних регіонів України можна зробити з того, що в 1989 р. загальний викид шкідливих газових та аерозольних забруднювачів для таких міст України як Дебальцево, Дніпродзержинська, Дніпропетровська, Донецька, Запоріжжя, Київ, Комунарська та Енергодара становив 250—370 т/рік, а Маріуполя та Кривого Рогу — 780 та 1234 т/рік, відповідно (Гасилин и др., 1991).

Дещо остеронь від розглянутих питань стоїть проблема зменшення потужності озонасфери, що призводить не лише до збільшення потужності жорсткого УФ-випромінювання Сонця, вбивче для всього живого, але й до підсилення антитепличного ефекту. Останнє викликане як безпосереднім зменшенням поглинання теплової енергії озоном в смузі на $\lambda = 9.6$ мкм, так і активізації конденсації водяного пару у верхніх шарах тропосфери та в стратосфері, що, в свою чергу, зменшить кількість водяної пари та збільшить кількість безпосередньо відбитої у відкритий космос сонячної енергії. Основними причинами зменшення потужності озонасфери вважається агресивний вплив деяких газових складових атмосфери (френоли, окисли хлору та азоту, та інші), а також підвищення температури в озонасфері за рахунок збільшення сильно поглинаючої аерозольної складової.

Очевидно, що всі зміни хімічних, фізичних та оптичних характеристик атмосфери та підстилаючої поверхні безпосередньо чи опосередковано впливають на життя рослинного, тваринного світів, на здоров'я людини. Це змушує світову громадськість об'єднувати свої зусилля для протистояння та знешкодження наслідків власної діяльності. Першочерговим тут є організація моніторингу цих змін в глобальних масштабах. Тут поряд з традиційними наземними засобами контролю, притаманними всесвітній метеослужбі та виключно заводському контролю, швидкими темпами упроваджуються космічні засоби, які переважно є дистанційними (спектроскопія та спектрофотометрія в широкому діапазоні довжин хвиль, включаючи й радіодіапазон, поляриметрія, лідари, отримання прямих зображень та ін.). Варто відмітити, що отримувана

цими методами інформація використовується ще й для розв'язання багатьох народногосподарських завдань (прогноз погоди, контроль за станом посівів, розвідка корисних копалин, потреби оборони).

Автори цієї статті на протязі усієї своєї наукової діяльності займаються вивченням хімічного складу атмосфер планет та зір, а також природи та структури хмарових шарів на основі дистанційних спектрофотометричних та спектрополяриметричних спостережень у видимій та близькій ІЧ-ділянках спектра. При цьому, як правило, відповідні спостереження велись з допомогою розроблених та виготовлених власними силами спектрофотометрів та спектрополяриметрів. Тому зрозуміло, що більш детально тут зупинимось на проблемі дистанційного спектрофотометричного моніторингу хімічного складу атмосфери. Що стосується спектрополяриметричного методу, то обмежимось лише нагадуванням, що завдяки йому зараз визначені спектральні значення комплексного показника заломлення та параметри функцій розподілу частинок за розмірами для аерозольної складової атмосфер Венери (Hansen, Hovenir, 1974), Марса для випадку високої прозорості атмосфери (Мороженко, 1974) та при глобальних пилових бурях (Дольфюс і др., 1974), Юпітера (Morozhenko, Yanovitskiy, 1973) та Сатурна (Бугаєнко і др., 1975).

СПЕКТРОФОТОМЕТРИЧНИЙ МЕТОД ДИСТАНЦІЙНОГО МОНІТОРИНГУ

Аналіз стану цієї проблеми щодо Землі на кінець 1980-х років, а також перелік розроблених в колишньому Радянському Союзі основних систем дистанційного зондування, які вже працюють на орбітах або будуть працювати в найближчому майбутньому, можна знайти в роботі Кондратьєва та ін. (Кондратьєв і др., 1992). Програма NASA по довгостроковому моніторингу характеристик атмосфери, які сприяють змінам клімату, обговорювалась 3—4 лютого 1992 р. в Годдардівському інституті космічних досліджень, а її опис приведено в матеріалах конференції (див., наприклад, Hansen, 1992 та ін.). Першочерговими експериментами є спостереження ослаблення світла Сонця та Місяця в різних ділянках спектра для $0.29 \leq \lambda \leq 1.55$ мкм при їх покритті Землею (McCormick, 1992), поляриметрія в різних ділянках спектра $\lambda\lambda 0.27$ — 0.94 мкм (Travis, 1992) та спектрофотометрія в тепловій ділянці спектра з роздільною здатністю 2 см^{-1} в діапазоні 6—40 мкм, яка буде здійснюватись за допомогою інтерферометра Майкельсона (Lacis, Carlson, 1992).

На відміну від традиційних спектрометрів, функції диспергуючого елемента тут виконує інтерферометр, внаслідок чого на виході реєструється не безпосередньо спектр джерела випромінювання, а інтерферограма. Для отримання традиційного спектра необхідно за допомогою ЕОМ виконати відповідне перетворення Фур'є, внаслідок чого такі системи отримали назву Фур'є-спектрометрів. Виявилося, що ці прилади мають значні переваги перед традиційними спектрометрами, особливо для ділянки спектра з $\lambda > 1$ мкм, а саме:

1. Одночасно реєструється весь спектр, що дає вигранш у часі («вигранш Фелжета»). Його величина залежить від довжини хвилі та досягає 3—10 разів;

2. На відміну від традиційних спектрометрів, спектральна роздільна здатність яких залежить ще від наявності вхідної щілини, у Фур'є-спектрометрів відпадає необхідність у встановленні таких щілин, що не призводить до втрати випромінювання дослідженого джерела, а тому дозволяє спостерігати більш слабкі об'єкти. Цей вигранш носить назву «виграншу Жакіно».

3. Оскільки калібрування довжини хвилі здійснюється за допомогою лише однієї реперної частоти (як правило — лазерної), то це призводить до так званого «виграншу Конна», згідно з яким значення частоти в усьому діапазоні довжин хвиль визначається з точністю, яка набагато перевищує спектральну роздільну здатність.

4. Значно легше досягнути високої спектральної роздільної здатності, величина якої є сталою лише по частоті.

Як недоліки слід відзначити:

1. Виготовлення Фур'є-спектрометрів вимагає високоточних та дорогих елементів інтерферометра;

2. Для обробки Фур'є-інтерферограм необхідно використовувати потужні ЕОМ;

3. Оскільки Фур'є-спектрометр завжди сканує повний спектр, то це не дозволяє пропускати будь-які його ділянки (наприклад, вікна непрозорості у тепловому спектрі Землі);

4. Традиційні спектрометри, у інтерферометрах яких використовуються плоскі дзеркала, дуже чутливі до вібрацій та потребують періодичних юстувань.

Більш детально опис проблем Фур'є-спектрофотометрії можна знайти в монографії Белла (1975).

При спектрофотометричному зондуванні Землі з борту штучного супутника можливі три, принципово різні, варіанти (траси) спостережень (рис. 8), а саме: вимірювання інтенсивності випромінювання системи «підстилаюча поверхня+атмосфера» (І), дифузно відбитого земною атмосферою сонячного

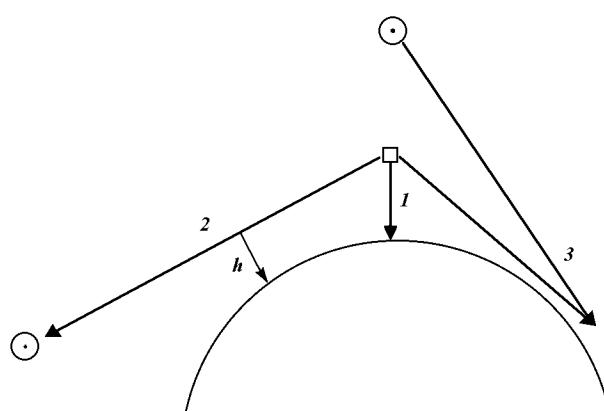


Рис. 8. Варіанти зондування атмосфери

випромінювання (3), а також ефекту покриття будь-якого джерела випромінювання (Сонце, Місяць, зорі) земною атмосферою (2). В усіх випадках принциповим є вимога одночасної реєстрації якщо не всього спектра, то хоча б його ділянки в межах смуг поглинання. Це зумовлено тим, що при реєстрації по черзі однієї точки (line-de-line) за іншою через рух супутника на орбіті будуть зміню-

ватися не лише фізичні умови поверхні та атмосфери в чергових ділянках спектра, але й умови освітлення. Це можливо лише при використанні традиційних спектрометрів з панорамними приймачами випромінювання, або Фур'є-спектрометрів. До недавнього часу на штучних супутниках Землі встановлювались переважно спектральні прилади на УФ-, видиму та близнюючу ІЧ-ділянки спектра, для яких є панорамні приймачі випромінювання, та лише в останні роки більш активно стала використовуватись далека ІЧ- (теплова) ділянка спектра.

Використання цього спектрального інтервалу має ряд переваг.

1. Найбільш інтенсивні смуги поглинання коливально-обертального спектра розташовані в далекій ІЧ-ділянці (рис. 9), що дозволяє визначати значно менші концентрації газу та підвищувати порогову чутливість методу.

2. В цій ділянці спектра в загальному випромінюванні Землі домінуючим є випромінювання земної поверхні, завдяки чому спектральний моніторинг можна здійснювати цілодобово. Це особливо важливо ще й при локальному моніторингу, наприклад при контролі динаміки зміни забруднення атмосфери в залежності від пір року або доби. Ні для кого не секрет, що багато підприємств еко-

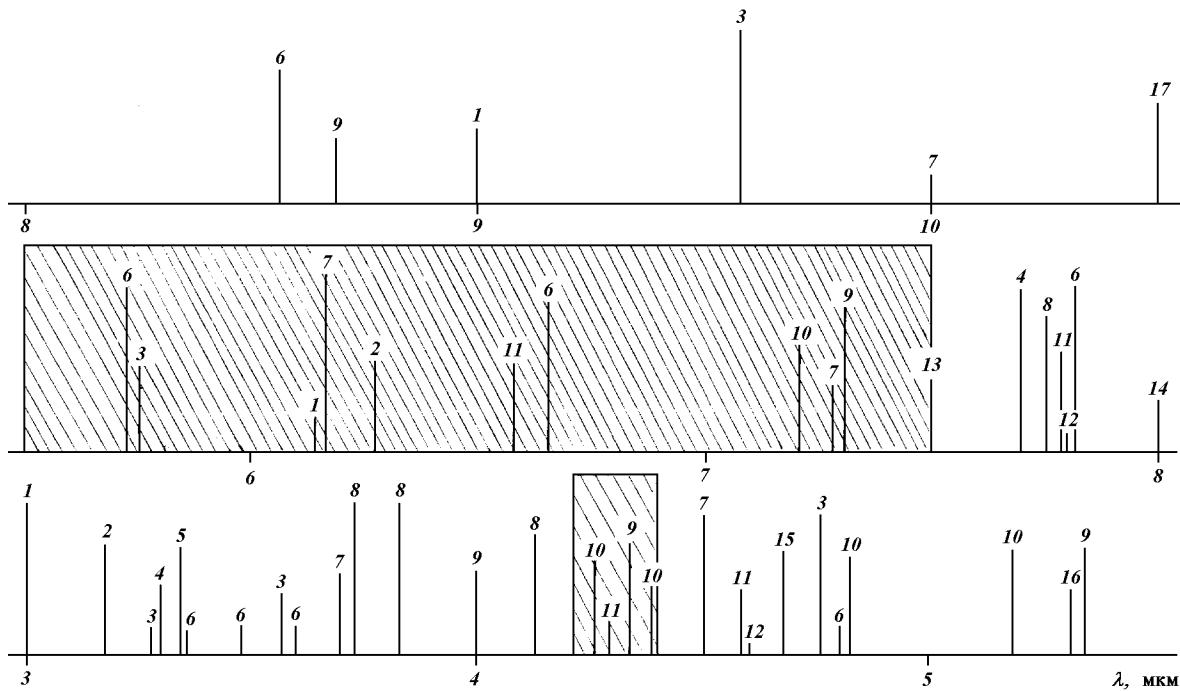


Рис. 9. Положення смуг поглинання різних газів: 1 — NH₃, 2 — H₂O, 3 — O₃, 4 — CH₄, 5 — HCl, 6 — H₂CO, 7 — NO₂, 8 — H₂S, 9 — SO₂, 10 — CO₂, 11 — CS₂, 12 — N₂O, 13 — HNO₃, 14 — H₂O₂, 15 — CO, 16 — NO, 17 — C₂H₂. Висоти вертикальних ліній дають уявлення про силу ліній. Заштриховані ділянки відповідають так званим вінкам повної непрозорості, які зумовлені поглинанням вуглекислого газу ($\lambda \approx 4.2-4.4 \text{ мкм}$) та води й вуглекислого газу ($\lambda \approx 5.5-7.5 \text{ мкм}$)

логічно шкідливі відходи стараються скидати не помітно вночі.

3. Вимірювання інтенсивності I_λ в ділянках спектра, в яких земна атмосфера майже повністю прозора (вікна прозорості) та яка визначається законом Планка для випромінювання абсолютно чорного тіла, дозволяють оцінювати яскравісну температуру підстилаючої поверхні T_s (грунтів, водних та лісових масивів, сільгоспугідь):

$$I_\lambda = \frac{c_1 \lambda^{-5}}{\exp[c_2/(\lambda T_s)] - 1}, \quad (5)$$

де

$$c_1 = 1.19 \cdot 10^4 \text{ Вт} \cdot \text{стерад}^{-1} \text{ см}^{-2},$$

$$c_2 = 14350 \text{ мкм} \cdot \text{град}.$$

4. За винятком інформації про інтенсивність смуг поглинання газової складової, в тепловому спектрі будуть реєструватись смуги поглинання у випромінюванні підстилаючої поверхні, в яких закодована інформація про геохімічний склад останньої.

5. Крім того, звернемо увагу ще на таку обставину. Як видно з виразу (4), функція ослаблення сонячного випромінювання земною атмосферою та інтенсивність відбитого атмосферою випромінювання залежать від оптичної товщини земної атмосфери $\tau_0(\lambda) = \tau_s(\lambda) + \tau_v(\lambda)$, де $\tau_s(\lambda)$ та $\tau_v(\lambda)$ — розсіюча та поглинаюча складові атмосфери, індикатори розсіяння середовища та альбедо однократного розсіяння, значення яких визначаються не лише газовою, але й аерозольною складовими. Оскільки, наприклад, у першому варіанті спостережень кількість поглинаючого газу визначається за значеннями залишкової інтенсивності

$$R_v(\mu, \mu_0, \varphi) = \frac{r_v(\mu, \mu_0, \varphi)}{r_c(\mu, \mu_0, \varphi)} \quad (6)$$

(індекси s та v означають неперервний спектр та смуги поглинання), то при аналізі спектроскопічних спостережень необхідно розв'язувати задачу теорії переносу випромінювання. Ще слід відмітити, що при формуванні обертальних ліній поглинання в газово-аерозольному середовищі їх інтенсивність та півширина залежать не лише від об'ємної концентрації аерозолю, але й від форми індикатори розсіяння (Бугаенко и др., 1981). Лише при $\tau_s(\lambda) \ll 1$, що справдується у випадку земної атмосфери для довжин хвиль з $\lambda > 1 \text{ мкм}$, вираз (6) спрощується до

$$R_v(\mu, \mu_0) = \exp\left[-\tau_v\left(\frac{1}{\mu_0} + \frac{1}{\mu}\right)\right]. \quad (7)$$

Для неоднорідної атмосфери

$$\tau_v = \int_0^\infty N(h) k_v(h) dh, \quad (8)$$

де $N(h)$ — об'ємна концентрація поглинаючого газу, $k_v(h)$ — коефіцієнт поглинання, величина якого дається, як правило, в $\text{см}^{-1}(\text{км-атм})^{-1}$, або $\text{см}^{-1}(\text{км-амагат})^{-1}$. Відмітимо, що перша розмірність відповідає умовам з тиском $P_0 = 1 \text{ атм}$, та температурою $T_0 = 273 \text{ К}$, а друга — $P_0 = 1 \text{ атм}$, $T_0 = 296 \text{ К}$. При спостереженнях в тепловій ділянці спектра, коли реєструється ослаблення земною атмосферою теплового випромінювання підстилаючої поверхні, вираз (7) зводиться до

$$R_v = \exp(-\tau_v / \mu).$$

Нарешті, у третьому варіанті спостережень (рис. 8) у тепловій ділянці спектра буде реєструватись спектр випромінювання земної атмосфери, тоді як у видимій та ультрафіолетовій — поряд зі смугами поглинання будуть також проявлятись смуги випромінювання.

При дистанційному зондуванні доцільно використовувати перший та другий варіанти спостережень. Перший варіант, коли вимірювана інтенсивність визначається виразом (4), несе в собі інформацію про просторовий розподіл тих чи інших газових складових атмосфери та фізичних властивостей підстилаючої поверхні, в тому числі й температури. В другому варіанті визначається характер ослаблення інтенсивності випромінювання, наприклад, Сонця при його покритті земною атмосферою

$$I(\lambda) = S_0(\lambda) \exp[-\tau(\lambda)]. \quad (9)$$

Тут $\tau(\lambda)$ — оптична товщина земної атмосфери на трасі між Сонцем та супутником. Це означає, що в цьому випадку буде отримуватись інформація лише про хімічний склад атмосфери, та імовірну його вертикальну структуру. Для останнього необхідні вимірювання на різних відстанях траси від земної поверхні h (рис. 8).

Вирази (7)–(9) справедливі для монохроматичного випромінювання. В реальних експериментах спектральна роздільність приладів характеризується скінченною величиною γ , а тому реєструється сумарний світловий потік в інтервалі частот $\Delta\nu$. В цьому випадку вираз (9) зводиться до

$$I(\Delta\nu) = \int_{\Delta\nu} \int_{\Delta x} \Phi(\nu - x) I(\nu), \quad (9a)$$

де $\Phi(\nu - x)$ — апаратна функція спектрального приладу. Задача значно спрощується у випадку

слабких смуг поглинання, для яких при розкладанні експоненти в ряд можна обмежитись першими двома членами $1 - \tau(\lambda)$, що можливо лише при $\tau(\lambda) \ll 1$. Очевидно, що точні разрахунки вимагають достовірної інформації про структуру смуг поглинання різних газів.

Характерною властивістю молекулярних смуг поглинання є те, що вони формуються при зміні електронної, коливальної та обертальної енергії молекули. При цьому зміна електронної енергії обов'язково супроводжується зміною коливальної та обертальної, а зміна коливальної — зміною обертальної, що призводить до утворення електронно-коливально-обертального (УФ- та частково видима область спектра), ІЧ- та комбінаційного коливально-обертального (видима та ІЧ-ділянки) та обертального (далека ІЧ-ділянка) спектрів. Перші два являють собою досить широкі депресії, заповнені безліччю обертальних ліній. В залежності від типу молекули (дво- чи багатоатомні молекули та їх тип симетрії) і смуг поглинання (основні частоти, їх обертони, сумарні та різницеві) структура цих ліній буде різною (від повної ізольованості окремих ліній до майже повного їх злиття). Відстані між окремими лініями та їх інтенсивності можуть відповідати якісь закономірності або мати хаотичний характер.

Інтегральний коефіцієнт поглинання (сила) окремих ліній залежить від природи газу, частоти електронного та коливального переходу, квантових чисел обертальних переходів та температури. У найпростішому випадку лінійних молекул (наприклад вуглекислий газ) та молекул типу сферичної дзиги (наприклад молекула метану) обертальна структура характеризується лише одним квантовим числом j , а вираз для сили лінії $S_0(j, T)$ має вигляд

$$S_0(j, T) = Q(T)^{-1} F(j) \exp[-Bhcj(j+1)/(kT)], \quad (10)$$

де $Q(T)$ — так звана функція розділу, яка має однакове значення для всіх обертальних ліній даної смуги поглинання; $F(j)$ залежить лише від квантового числа обертальної лінії та статистики ядер в молекулі, B — обертальна стала, h — стала Планка, k — стала Больцмана, c — швидкість світла, T — абсолютна температура.

Для молекул типу симетричної дзиги (наприклад молекула аміаку) вираз для сили лінії містить два квантових числа (j, K) , тоді як для молекул типу асиметричної дзиги (наприклад молекула води) взагалі відсутній аналітичний вираз для обертального рівня енергії. Температурна залежність функції розділу визначається природою молекули та типом смуги. Так, наприклад, для обертонів $2\nu_3$ та $3\nu_3$ метану функції розділу пропорційні $T^{5/2}$ та $T^{3/2}$

відповідно. Внаслідок того, що множники $Q(T)$ та $\exp[-Bhcj(j+1)/(kT)]$ зі зміною температури змінюються протилежним чином, то величина $S_0(j, T)$ може або збільшуватись, або зменшуватись, або взагалі не змінюватись при зміні температури.

Що стосується температурної залежності інтегрального коефіцієнта поглинання всієї смуги поглинання, то можливі найрізноманітніші ситуації. Так, інтенсивність смуг, утворених в процесі переходів, у яких основним є нижній (незбуджений) рівень, та частоти яких визначаються сумою окремих коливальних частот, слабо залежать від температури. В той же час сильно залежить від температури інтенсивність так званих «гарячих» смуг, утворених в процесі переходів, основним станом яких є верхній (збуджений) рівень, а частота є різницевою.

Перехід молекули з одного енергетичного рівня на інший здійснюється на протязі скінченного відрізка часу, внаслідок чого окрема обертальна лінія має деяку ширину, розподіл енергії в якій описується контуром лінії

$$f(\nu - \nu_0) = \frac{\gamma_N}{\pi(\nu - \nu_0)^2 + \gamma_N^2}, \quad (11)$$

де ν та ν_0 — поточна частота, та частота центра лінії, γ_N — натуральна півширина лінії, значення якої практично завжди менше 10^{-10} см, а тому спостережувані контури лінії практично завжди формуються під дією інших механізмів. Так, при дуже низькому тиску та високій температурі спостерігається доплерівський контур

$$f(\nu - \nu_0) = \frac{\exp[-(\nu - \nu_0)^2/\gamma_D^2]}{\gamma_D \pi^{1/2}}. \quad (12)$$

Тут

$$\gamma_D = \nu_0 [(2kT \ln 2)/M]^{1/2} \quad (13)$$

— доплерівська півширина, а M — маса молекули поглинаючого газу. При високому тиску та низькій температурі спостерігається лоренцівський контур. Він описується виразом (11), в якому замість γ_N стоїть лоренцівська півширина

$$\gamma_L = \frac{\sum P_i \sigma_i [1/M + 1/M_i]^{1/2}}{(\pi kT)^{1/2}}, \quad (14)$$

де M_i — маса молекули, з якою зіткнулась молекула поглинаючого газу, P_i — парціальний тиск окремих газів, σ_i — ефективна відстань між молекулами. Звідси видно, що величина γ_L залежить від природи як поглинаючого газу, так і газу, з якими вона зштовхується, температури та тиску. Крім

того, виявилось, що лоренцівська півширина дещо різна не лише для ліній різних смуг, але й в межах однієї смуги. Так, наприклад, при $P_0 = 1$ атм та $T_0 = 273$ К, півширина ліній смуги поглинання води на 18.6 cm^{-1} має значення 0.5, 0.05, 0.03 та 0.06 для зіткнень з молекулами води, повітря земної атмосфери, кисню та азоту відповідно. Що стосується залежності від температури, то виявилось, що γ_L^0 не завжди пропорційна $T^{-1/2}$, а має вигляд T^{-n} . В залежності від типу смуг та природи молекул, які зштовхуються між собою, параметр n знаходитьться в межах $0.5 \leq n < 1$. Так, для фундаментальної смуги поглинання метану ν_3 при зіткненнях $\text{CH}_4 - \text{H}_2$ та $\text{CH}_4 - \text{He}$ значення $n = 1/2$, а при зіткненнях $\text{CH}_4 - \text{CH}_4 - n = 2/3$.

У проміжному випадку форма лінії описується фойгтівським контуром

$$f(\nu - \nu_0) = \frac{8y}{\gamma_D \pi^{3/2}} \int_{-1}^{+1} \frac{\exp(-t^2)}{y^2 + (x-t)^2}, \quad (15)$$

де $x = (\nu - \nu_0)/\gamma_D$, а $y = \gamma_L/\gamma_D$ має вигляд

$$y = \sum_i \frac{P_i \sigma_i (1 + M/M_i)^{1/2}}{kT\nu_0 (2\pi \ln 2)^{1/2}}. \quad (16)$$

Звідси видно, що для різних поглинаючих газів з різними P_i , σ_i та M_i , граничні значення P та T , при яких «працює» фойгтівський контур, будуть також розрізнятись. Для земної атмосфери фойгтівський контур необхідно використовувати для висот більше 10–15 км.

Лише для обмеженого класу молекул (двоатомні та лінійні молекули, основні частоти та обертони молекул типу сферичної дзиги, які належать до точкової групи T_d , наприклад молекула метану) смуги поглинання показують обертальну структуру, в якій при високій роздільній здатності (як правило, більшій 0.1 cm^{-1}) окремі обертальні лінії можна розглядати ізольованими. В той же час у більшості випадків відстані між окремими обертальними лініями $\Delta\nu \approx \gamma_L^0$ або значно менші. В останньому випадку можна лише здогадуватись про наявність обертальних ліній. Прикладом цього можуть слугувати смуги поглинання метану, частоти яких відповідають сумарним частотам. У цьому випадку окремі лінії з центральними частотами ν_0^i перекриваються, що призводить до суперпозиції їх інтенсивностей, а сумарний ефект визначається коефіцієнтом поглинання k_ν :

$$k_\nu = \int_{-\infty}^{+\infty} f(\nu - \nu_0^i) S_0(\nu_0^i) d\nu_0. \quad (17)$$

У тому випадку, коли смуги поглинання різних

газів перекриваються, маємо

$$k_\nu = \sum_i N_i k_\nu^i. \quad (18)$$

Як вже говорилося, спектральні прилади характеризуються відповідними значеннями спектральної роздільної здатності, внаслідок чого інтенсивність зареєстрованого випромінювання визначається виразом (9а). Відповідні розрахунки I_ν можуть бути виконані лише в тому випадку, коли є достовірна інформація про обертальну структуру смуг поглинання, значення $S_0(\nu_0)$, γ_L^0 , $P(h)$ та $T(h)$. Що стосується визначення $I(\Delta\nu)$, то часто це робиться за допомогою використання тих чи інших моделей обертальної структури смуг поглинання (Гуди, 1966).

В останні роки в Головній астрономічній обсерваторії Національної академії наук України розроблявся метод дистанційного моніторингу хімічного складу земної атмосфери на основі спектрофотометричних спостережень в тепловій ділянці спектра. Виконано математичне моделювання спектра поглинання земної атмосфери, а також розробку та виготовлення Фур'є-спектрометра. Остання робота велась в тісній співпраці з Інститутом фізики напівпровідників Сибірського відділення Російської академії наук.

З проведеного обговорення проблеми молекулярного поглинання атмосферних газів випливає, що в принципі не може бути однозначного підходу до її розв'язання, а тому для кожного конкретного випадку повинен бути окремий підхід. Оскільки на даному етапі було важливим показати ефективність використання спектрофотометрії в тепловій ділянці спектра для моніторингу газових складових земної атмосфери та можливість силами підприємств України виготовити відповідну спектральну апаратуру, то ми обмежились розглядом моделі однорідної атмосфери. В цій моделі значення об'ємної концентрації газів, атмосферного тиску та температури на протязі всієї траси не змінюються, а тому поглинаюча складова атмосфери визначається як $\tau_\nu = N_0 l k_\nu$ (тут l — довжина траси). Для визначення спектральних значень коефіцієнта поглинання, в тому числі й з урахуванням перекриття ліній, використовувався банк даних HITRAN (Rothman et al., 1992) на лазерному диску (CD ROM) для 32 газів, який включає інформацію про значення частоти центрів коливально-обертальних смуг ν_0 , α_L^0 та S_0 , а також деякі інші сталі для окремих ліній більшості молекул. В тому випадку, коли інформація про обертальну структуру смуг поглинання відсутня (наприклад, фреони), приведено значення k_ν . Спектр пропускання (9) земної

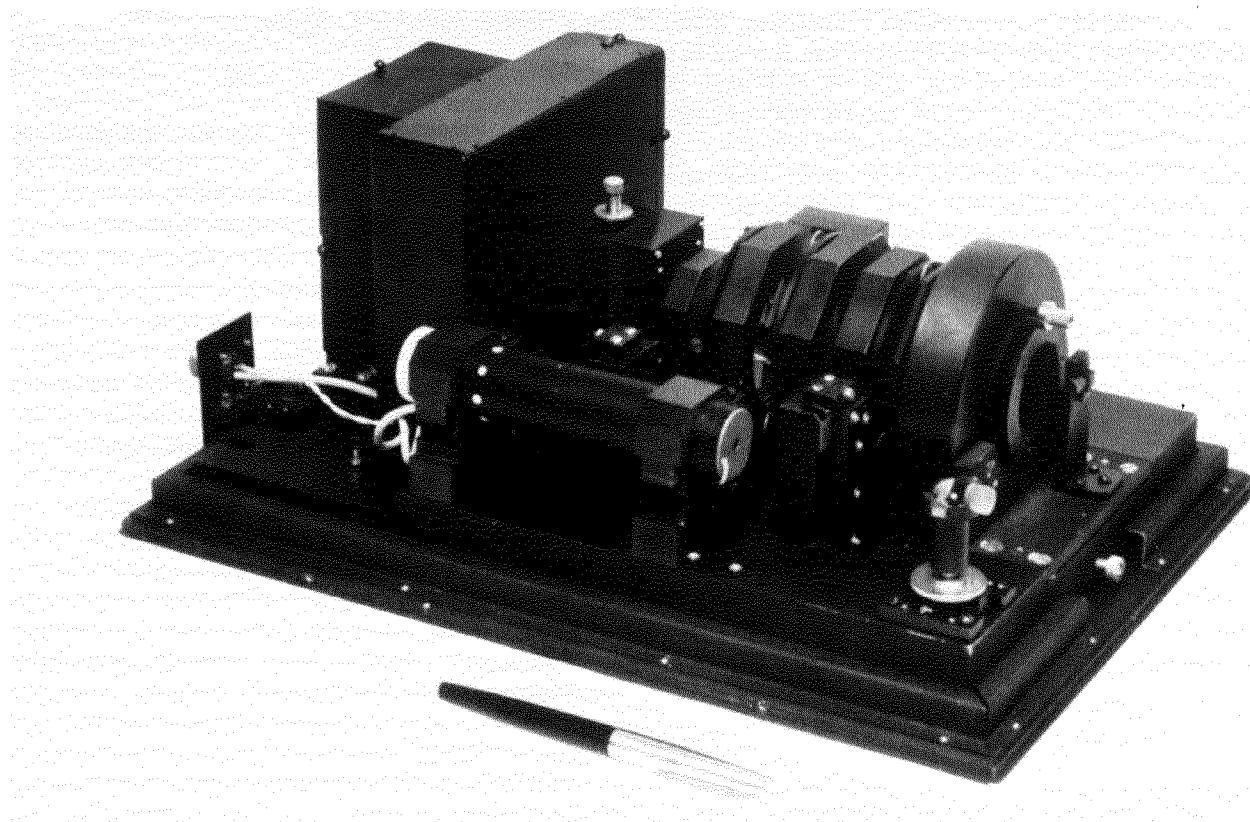


Рис. 10. Інтерферометр ПКО

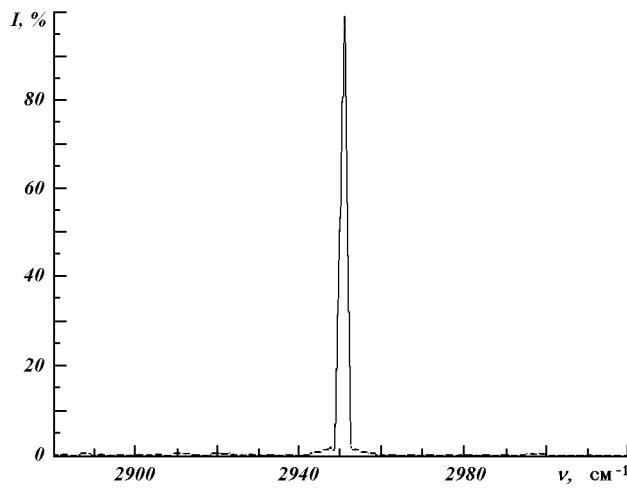


Рис. 11. Профіль інструментального контуру

атмосфери обраховувався з використанням апаратної функції спектрометра $\Phi(\nu - x)$, яка відповідає спектральній роздільній здатності 2 см^{-1} .

Що стосується Фур'є-спектрометра, то при його виготовленні ми виходили з таких вимог:

1. Щоб він був малогабаритним та вібростійким, що дозволило б використовувати його не лише в стаціонарних умовах, але й пересувних (наприклад, в автолабораторії та з борту космічного апарату);

2. Щоб його спектральна роздільна здатність була не гіршою 2 см^{-1} . Як вже говорилось, в своїй більшості півширини обертальних ліній $\gamma_L \leq 0.1$, а тому інформація про їх контури може бути отримана при $\gamma \ll \gamma_L$. У тому випадку, коли ці вимоги не можуть бути виконані, проблема спектральної роздільної здатності не є принциповою до тих пір, поки ще не спотворюється інформація про контури молекулярних смуг поглинання. Виявилось, що ця умова задовільняється при $\gamma = 2 \text{ см}^{-1}$.

3. Щоб можна було перекрити спектральний інтервал $1\text{--}25 \text{ мкм}$.

Ще в 1960-ті роки була висунута ідея, що для підвищення стійкості інтерферометра до зовнішніх впливів замість плоских дзеркал слід використовувати комбінацію «котяче око». У 1980-ті роки Єжевська та Шипілов (1981) запропонували схему «подвійного котячого ока» (ПКО), яка має всього три оптичні елементи — два одинакових увігнутих

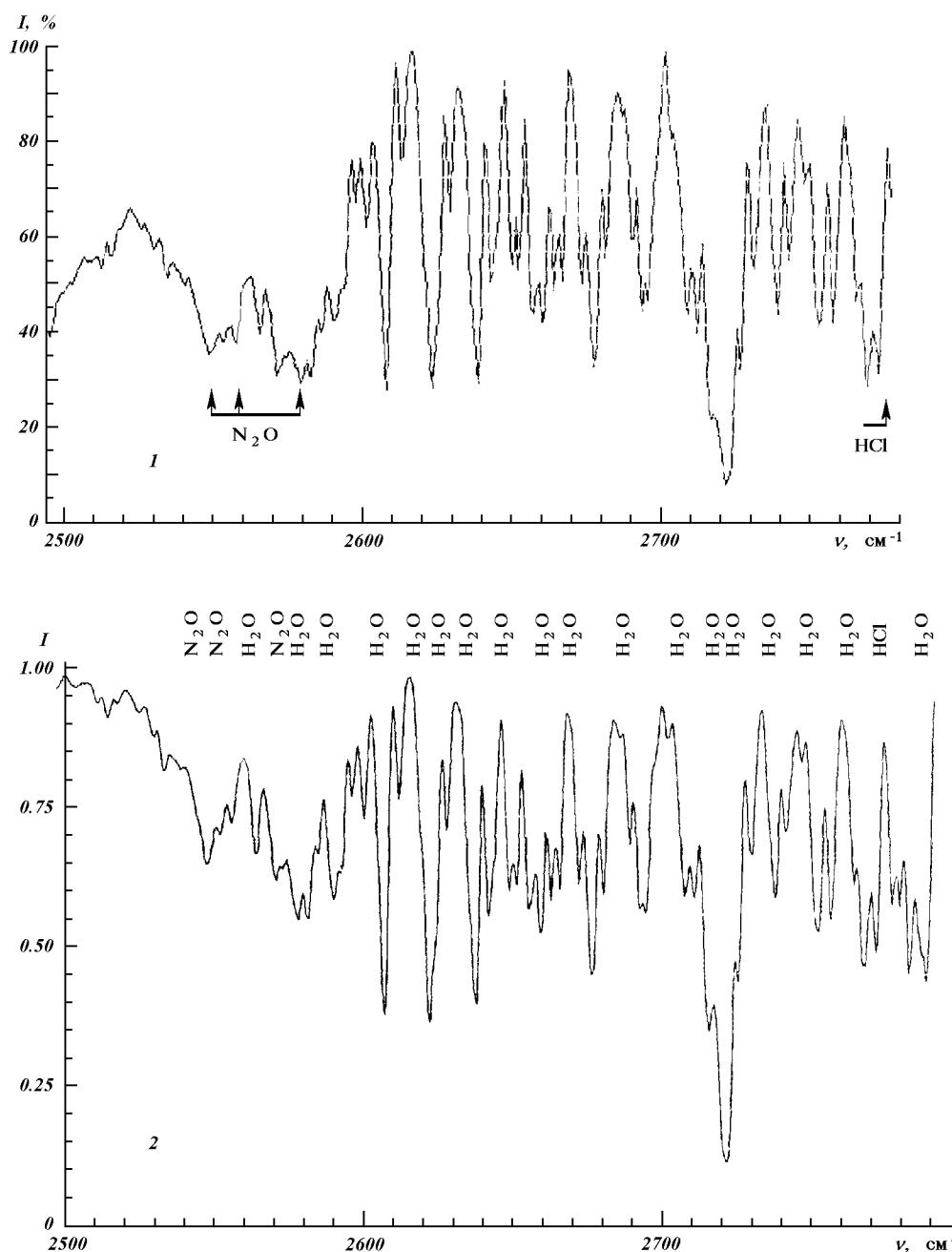


Рис. 12. Фрагменти модельного (2) та спостережного (Сонце) спектрів

дзеркала та світlorоздільник між ними. Виявилось, що його використання дозволяє збільшити відносний отвір інтерферометра до 1:1, знижує вимоги щодо похибок юстування та робить прилад досить малогабаритним та вібростійким. В цій конструкції є лише один рухомий елемент — світlorоздільник, рух якого створює різницю ходу інтерферуючих променів. В системах ПКО різниця ходу визна-

чається величиною зміщення світlorозподільника, помноженою на 4. Спектральний діапазон спектрометра визначається приймачем випромінювання, природою матеріалів світlorоздільника та напиленого покриття.

Такий прилад (рис. 10) було виготовлено та проведено його лабораторне дослідження. Виявилося, що він задовільняє згаданим вище вимогам:

спектральна роздільна здатність становить 2 см^{-1} , про що свідчить спектр лазерної лінії (рис. 11); про його вібростійкість може свідчити хоча б те, що на форму спектра ніяк не впливає працюючий на відстані 10 м металоріжучий верстат.

В процесі лабораторних досліджень було отримано кілька спектрів Сонця, у яких були ототожнені смуги поглинання досить значної кількості газів. На рис. 12 приведені фрагменти модельного та спостережуваного спектрів. Це дозволило нам визначити приблизні значення нижньої межі відносних (по відношенню до CO_2) концентрацій деяких екологічно шкідливих газів: CO , CH_4 та NO_2 ($6 \cdot 10^{-5}$), NH_3 ($6 \cdot 10^{-6}$), SO_2 (10^{-4}), H_2CO та HCl (10^{-5}), N_2O ($5 \cdot 10^{-3}$), HNO_3 ($5 \cdot 10^{-7}$) та O_3 ($3 \cdot 10^{-4}$). Невідповідність цих оцінок реальному стану забруднення приземного шару атмосфери над Києвом зумовлена такими обставинами:

- час життя багатьох екологічно шкідливих газів відносно малий (SO_2 — приблизно 10 годин, NO_x — 3–4 доби), а тому ці гази сконцентровані в основному в приземному шарі, тоді як у формуванні смуг поглинання вуглекислого газу приймає участь вся атмосфера;
- Головна астрономічна обсерваторія розташована на південній околиці Києва (Голосіївський ліс), а тому атмосфера на трасі спостереження менш забруднена.

ВИСНОВКИ

Проведена нами робота показала, що:

1. Зараз існують можливості лише силами підприємств України виготовляти малогабаритні та вібростійкі Фур'є-спектрометри, якими можна устаткувати не лише лабораторії (стационарні та пересувні), але й штучні супутники Землі.

2. Спектрофотометрія в тепловій ділянці спектра є перспективним дистанційним методом не лише моніторингу динаміки уже відомих газових складових, але й відкриття нових.

3. На базі розробленого спектрометра можна створювати повністю автоматизовані системи для цілодобового моніторингу газових складових атмосфери над локальними регіонами (заводами), у яких доцільно використовувати штучні джерела теплової енергії.

4. В рамках Державної програми «Система екологічного моніторингу “Україна”» доцільно створити систему однотипних пересувних лабораторій для моніторингу не лише уже екологічно забруднених, але й поки що відносно безпечних районів.

5. При дистанційному моніторингу за допомогою

штучних супутників Землі доцільно використовувати системи з двох-трьох Фур'є-спектрометрів, які працювали б у різних вікнах прозорості. У цьому випадку для кожного вікна можна використовувати не лише селективні, але й більш чутливі приймачі випромінювання.

Ми вважаємо своїм приемним обов'язком висловити подяку докторам L. Rothman та A. Goldman за сприяння в отриманні банку даних HITRAN та Т. Б. Єжевській за плідну співпрацю при виготовленні Фур'є-спектрометра.

- Белл Р. Дж. Введение в Фурье-спектроскопию. — М: Мир, 1975.—380 с.
- Бугаєнко Л. А., Кислюк Л. М., Мороженко А. В. Структура верхніх слоев атмосфери Юпітера. I. Корректность интерпретации спектроскопических наблюдений // Физика планетных атмосфер. — Київ: Наук. думка, 1981.—С. 27—44.
- Бугаєнко О. И., Дlugach Ж. М., Мороженко А. В., Яновицкий Э. Г. Об оптических свойствах облачного слоя Сатурна в видимом участке спектра // Астрон. вестн.—1975.—9, № 1.—С. 13—21.
- Видьмаченко А. П., Стеклов А. Ф., Миняйло Н. Ф. О возможном периоде активности на Юпитере // Письма в Астрон. журн.—1984.—10, № 9.—С. 691—695.
- Гаррис Д. Л. Интегральная фотометрия и колориметрия планет и спутников // Планеты и спутники. — М: Изд-во иностр. лит., 1963.—С. 241—305.
- Гасилин Н. К., Попов М. Н., Шеховцов А. А. О состоянии загрязнения окружающей среды в СССР в 1989 г. // Метеорология и гидрология.—1991.—№ 1.—С. 113—117.
- Гуди З. М. Атмосферная радиация. — М.: Мир, 1966.—522 с.
- Дольфюс А., Дlugach Ж. М., Мороженко А. В., Яновицкий Э. Г. Оптические параметры атмосферы и поверхности Марса. II. Пылевая буря // Астрон. вестн.—1974.—8, № 4.—С. 211—219.
- Ежевская Т. Б., Шипилов А. Ф. Фурье-спектрометр с подвижным светоделителем // Приборы и техника эксперимента.—1981.—№ 6.—С. 166—169.
- Кондратьев К. Я., Бузников А. А., Покровский О. М. Программа «Разрезы», 14. Глобальная экология: дистанционное зондирование // Итоги науки и техники / ВИНТИ. Атмосфера, океан, космос.—1992.—308 с.
- Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1976.—639 с.
- Мороженко А. В. Оптические параметры атмосферы и поверхности Марса. I. Аэрозольная составляющая чистой атмосферы // Астрон. вестн.—1974.—8, № 3.—С. 121—127.
- Мороженко А. В. Короткопериодические изменения поляризационных свойств излучения Венеры // Кинематика и физика небес. тел.—1992.—8, № 4.—С. 22—36.
- Стеклов А. Ф., Видьмаченко А. П., Миняйло Н. Ф. Сезонные изменения в атмосфере Сатурна // Письма в Астрон. журн.—1983.—9, № 4.—С. 250—253.
- Чемберлен Дж. Теория планетных атмосфер. — М: Мир, 1981.—352 с.
- Яновицкий Э. Г. Рассеяние света в неоднородных атмосферах. — Київ, 1995.—399 с.
- DelGenio A. Accuracy Requirements // Long-Term Monitoring of Global Climate Forcings and Feedbacks: NASA Conf. Publ. 3234. — New York, 1992.—Р. 13—19.
- Hansen J. E., Hovenier J. W. Interpretation of the Polarization of Venus // J. Atmos. Sci.—1974.—31, N 4.—Р. 1137—1160.

- Hansen J. Climate Forcings and Feedbacks // Long-Term Monitoring of Global Climate Forcings and Feedbacks: NASA Conf. Publ. 3234. — New York, 1992.—P. 6—12.
- Hansen J. S., Lacis A., Rueda R., et al. How Sensitive Is the World's Climate // Res. and Exploration.—1993.—9, N 2.—P. 143—158.
- Lacis A., Carlson B. Michelson Interferometer (MINT) // Long-Term Monitoring of Global Climate Forcings and Feedbacks: NASA Conf. Publ. 3234. — New York, 1992.—P. 47—53.
- Lorius C., Jouzel J., Raynaud D., et al. The ice-core record: Climate Sensitivity and Future Greenhouse Warming // Nature.—1990.—347, N 1.—P. 139—145.
- McCormick M. P. Stratospheric Aerosol and Gas Experiment // Long-Term Monitoring of Global Climate Forcings and Feedbacks: NASA Conf. Publ. 3234. — New York, 1992.—P. 36—39.
- Morozhenko A. V., Yanovitskiy E. G. The Optical Properties of Venus and the Jovian Planets. I. The Atmosphere of Jupiter According to Polarimetric Observations // Icarus.—1973.—18, N 3.—P. 583—592.
- Rothman L. S., Gamache R. R., Tippins R. H., et al. The HITRAN molecular Database: Editions of 1991 and 1992 // J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer.—1992.—48, N 5/6.—P. 469—507.
- Suess S. T., Lockwood G. M. Correlated Variation of Planetary Albedos and Coincident Solar-Interplanetary Variations // Solar Phys.—1980.—68, N 2.—C. 393—409.
- Travis L. Earth Observing Scanning Polarimeter // Long-Term Monitoring of Global Climate Forcings and Feedbacks: NASA Conf. Publ. 3234. — New York, 1992.—P. 40—46.