

УДК 523.4-852; 551.510.532; 551.521.31; 551.217+551.510.532; 551.506.7+551.501.86  
DOI: <https://doi.org/10.17721/BTSNUA.2023.68.51-56>

Василь ДАНИЛЕВСЬКИЙ, канд. фіз.-мат. наук, ст. дослідник  
ORCID ID: 0000-0001-8311-0907  
e-mail: [vdanylevsky@knu.ua](mailto:vdanylevsky@knu.ua)

Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Київ, Україна

Альона МОЗГОВА, канд. фіз.-мат. наук  
ORCID ID: 0000-0002-8490-4327  
e-mail: [alenamozgova@knu.ua](mailto:alenamozgova@knu.ua)

Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Київ, Україна

## АЕРОЗОЛЬНІ ЧАСТИНКИ У СТРАТОСФЕРІ: ПОХОДЖЕННЯ, ВМІСТ І ХАРАКТЕРИСТИКИ

*Земна атмосфера є одним із ключових елементів сонячно-земних зв'язків, що перерозподіляє потік енергії сонячного короткохвильового електромагнітного проміння та створює так званий парниковий ефект. Публікація актуалізує питання дослідження аерозольних частинок у стратосфері Землі та висвітлює основні проблеми кількісного визначення кліматичних ефектів аерозолів. Стратосфера є важливою частиною земної атмосфери, яка істотно впливає на клімат Землі як планети. Аерозольні частинки у стратосфері, незважаючи на їхню низьку там концентрацію порівняно з тропосферою, також можуть відігравати певну роль у формуванні клімату. Проблеми, пов'язані зі зміною клімату в сучасну епоху, спонукають до пошуків можливих механізмів інженерного впливу на стан атмосфери, зокрема і шляхом штучного збільшення вмісту аерозолів у стратосфері. Тому неперервний моніторинг стану аерозольного шару, зокрема у стратосфері, є одним з актуальних напрямів наукових досліджень. У статті наведено огляд дистанційних методів дослідження аерозольних частинок у стратосфері з поверхні Землі та з навколосемної орбіти, підкреслено важливість визначення оптичних характеристик усього аерозольного шару в ній, зокрема і коефіцієнта екстинкції та оптичної товщини, а також необхідність визначення розподілу аерозольних частинок за розмірами та комплексного показника заломлення. Подано огляд робіт, в яких наведено значення важливих параметрів, одержані різними методами та в різних місцях земної кулі. Розглянуті спостережні дані найчастіше є просторово усередненими за тривалий час. Незважаючи на ще недостатню точність сучасних засобів досліджень аерозолів у стратосфері, їхні результати показують, що вміст аерозольних частинок у стратосфері змінюється в значних межах і залежить головним чином від вулканічної активності. Проаналізовано вже відомі дані про значення оптичних характеристик аерозолів, зокрема і його оптичної товщини, яка у діапазоні висот від тропосфери до приблизно 30 км у короткохвильовій частині оптичного спектра за порядком величини може становити 0,001–0,01, навіть після вулканічних вивержень. Тільки дуже потужні виверження, наприклад, вулканів Ель-Чичон чи Пінатубо, можуть збільшити цю величину до 0,1–0,3, однак такі виверження трапляються зрідка, з проміжками у багато років. В роботі наголошено про важливість підвищення точності вимірювань і вдосконалення методів розв'язання обернених задач для оцінювання кліматичних ефектів стратосферних аерозолів. Узагальнені оцінки оптичної товщини для різних ділянок спектра й інших характеристик аерозолів у стратосфері, що наведені у статті, визначають вимоги до конструкції та параметрів приладів для підвищення ефективності цих досліджень.*

**Ключові слова:** стратосфера, аерозольні частинки, екстинкція, аерозольна оптична товщина, дистанційні дослідження, вулканічні виверження.

### Вступ

Сонце – головне джерело надходження енергії у кліматичну систему Землі (Coddington et al., 2016; Gray et al., 2010). Атмосфера, як одна з основних складових цієї системи, є одним з ключових елементів сонячно-земних зв'язків, що перерозподіляє потік енергії сонячного короткохвильового електромагнітного проміння та створює так званий парниковий ефект. Крім атмосферних газів, одним із головних кліматотвірних чинників у атмосфері є аерозоль – дрібні тверді частинки та краплі рідини, які послаблюють потік сонячного світла, а також, являючи собою центри конденсації водяної пари в атмосфері, беруть участь у формуванні хмар і впливають на їхні характеристики (Coakley, & Yang, 2014; Gray et al., 2010). Важливим є розподіл аерозольних частинок у атмосфері з висотою. Головні джерела надходження цих частинок у атмосферу містяться на земній поверхні (морська сіль із поверхні океану, ґрунтовий пил, продукти горіння тощо), а основна їхня кількість перебуває у нижніх шарах тропосфери. Проте певна частина аерозолів потрапляє і у стратосферу. Аерозольні частинки у стратосфері є предметом активних досліджень ще із середини минулого століття, незважаючи на їхню малу концентрацію порівняно з аерозолем у тропосфері. Мотивацією для цього є випадки істотного збільшення вмісту аерозольних частинок у земній атмосфері внаслідок вивержень вулканів, що трапляються час від часу і супроводжуються викидами у стратосферу значної кількості газів-прекурсорів аерозолів, зокрема і двоокису сірки, водяної пари і попелу. Причому важливими є кліматичні ефекти, пов'язані з ослабленням потоку сонячного світла у нижні шари атмосфери й на поверхню Землі, і наслідки обміну між стратосферою і тропосферою, зокрема і під час формування високих купчасто-дощових хмар над осередками тепла (вулкани, інтенсивні пожежі) й унаслідок циркуляції Брюера – Добсона (Kremser et al., 2016; Legras et al., 2022; Lu et al., 2023). Ще одним аспектом цієї проблеми є і доволі активно обговорювані пропозиції штучного викидання аерозольних частинок у стратосферу з метою зменшення потоку прямого сонячного проміння для запобігання глобальному потеплінню, див. напр. (Tang, & Kemp, 2021; Tracy et al., 2022).

Дослідження стратосферного аерозолу актуальні для кількісного оцінювання можливих кліматичних ефектів і з'ясування відповідних механізмів. Для цього використовують методи визначення концентрації аерозольних частинок та їхніх параметрів із проб повітря, зібраних за допомогою повітряних куль або літаків (Deshler et al., 2003; Kalnajs, & Deshler, 2022). Для кількісного оцінювання прямих кліматичних ефектів аерозолів визначають оптичні характеристики усіх частинок у певному діапазоні висот, а саме: коефіцієнт екстинкції та оптичну товщину, а також

© Данилевський Василь, Мозгова Альона, 2023

розподіл за розмірами й комплексний показник заломлення. Для цього застосовують дистанційні методи спостережень як наземні, так і з навколоземної орбіти. Опис цих методів та одержані результати наведено у численних публікаціях, наприклад (Bourassa et al., 2023; Kremser et al., 2016; Madhavan et al., 2023; Ridley et al., 2014; Thomason et al., 2018). Однак через низьку концентрацію аерозольних частинок у стратосфері точність визначення їхнього вмісту і просторово-часового розподілу залишається ще недостатньою, зокрема і через недостатню точність вимірювань і складність урахування всіх чинників у алгоритмах розв'язання відповідних обернених задач. Тому дослідники, які працюють у цьому напрямі, докладають зусиль для вдосконалення методів досліджень. Один із таких методів – це дистанційні вимірювання оптичної товщини стратосфери у спектральних смугах поглинання світла водяною паром. Оскільки основна маса водяної пари сконцентрована у тропосфері, зокрема й у хмарах, то в смугах поглинання водяної пари й води підстильна поверхня буде темною, а з навколоземної орбіти спостерігатиметься сонячне проміння, розсіяне головним чином у стратосфері. Це спрощує алгоритм розв'язування оберненої задачі. Ідею таких вимірювань у спектральному каналі приладу MODIS із довжиною хвилі  $\lambda = 1,375$  мкм запропоновано у роботі (Gao, & Kaufman, 1995). Детальніше моделювання умов супутникових спостережень стратосферного аерозолу цій смузі поглинання водяної пари із центром при  $\lambda = 1,378$  мкм за допомогою спектрополяриметра розглянуто у (Mishchenko et al., 2019) та (Dlugach, Mishchenko, & Veles, 2021). Модельні оцінки одержано на основі алгоритму розв'язування оберненої задачі (Mishchenko, & Travis, 1997), створеного для визначення параметрів аерозолу в усьому атмосферному стовпі за даними багатокуткових спектрополяриметричних вимірювань із навколоземної орбіти над океаном, тобто над темною поверхнею. Для створення спектрополяриметра, придатного для розв'язання такої задачі, необхідно оцінити реальні умови спостережень, зокрема й очікувану оптичну товщину стратосфери, зумовлену аерозольними частинками у ній, та її просторово-часовий розподіл. Із цією метою у запропонованій статті розглянуто методи сучасних досліджень стратосферного аерозолу та вже відомі дані щодо вмісту, динаміки й характеристик аерозольних частинок у стратосфері.

### Методи

Дослідження концентрації, розподілу з висотою, розмірів і хімічного складу аерозольних частинок у стратосфері прямими методами розпочато ще у 50-х рр. XX ст. за допомогою стратостатів і ракет (Chagnon, & Junge, 1961; Junge et al., 1961). Спеціальними приладами відбирали проби повітря на різних висотах, частинки відфільтровували й досліджували за допомогою електронного мікроскопа. Визначали хімічний склад, концентрацію частинок і розподіл їх за розмірами. Такі дослідження виконують і досі, зокрема і в університеті штату Колорадо (м. Боулдер, США) з удосконаленим обладнанням (Kalnajs, & Deshler, 2022). Їхні результати дають можливість одержати й оцінки впливу стратосферних частинок на поширення сонячного проміння в атмосфері. Хоча ці дані дуже обмежені у часі та просторі, вони використовуються як зразки для моделювання атмосферних процесів і для визначення глобального впливу стратосферного аерозолу разом з іншими засобами досліджень.

Для дистанційних досліджень стратосферного аерозолу використовують і наземні інструменти – лідари (Ridley et al., 2014; Kremser et al., 2016), за допомогою яких вимірюють коефіцієнти зворотного розсіювання атмосфери, найчастіше за довжин світлових хвиль 1024 нм і 532 нм. Однак для визначення такого кліматологічного параметра як аерозольна оптична товщина (AOT) необхідне відоме значення коефіцієнта екстинкції атмосфери. У зазначеному методі використовують відношення коефіцієнта екстинкції атмосфери до вимірюваного лідаром її коефіцієнта зворотного розсіювання (так зване лідарне відношення), яке на час вимірювань, зазвичай, не відоме. Тому використовують або модельні припущення, або ж деякі усереднені дані, одержані іншими методами, як наприклад, із вимірювань з навколоземної орбіти, або ж зі спостережень з наземними сонячними фотометрами. Проте для досліджень стратосферного аерозолу з лідарами використовують тільки вимірювання, виконані вночі, а нічні й денні значення лідарного відношення можуть істотно відрізнятись (див. детальніше у (Kremser et al., 2016)).

Найбільше даних про AOT і параметри частинок у стратосфері одержано протягом останніх десятиліть зі спостережень із навколоземної орбіти методами лімбового розсіювання або сонячних покрив' (Kremser et al., 2016; Thomason et al., 2018). Спостереження виконують з орбіти у напрямку видимого горизонту, коли над горизонтом перед заходом чи одразу після сходу перебуває Сонце чи Місяць, чи зоря, і прилад вимірює прямий потік світла від цих джерел крізь атмосферу. Інший спосіб – вимірюють яскравість неба поблизу видимого з орбіти горизонту, що освітлюється Сонцем, яке міститься над горизонтом і не потрапляє у поле зору приладу. Для таких досліджень застосовано серію супутникових приладів SAGE I – SAGE III (Stratospheric Aerosol and Gas Experiment), що виконують вимірювання з 1984 р. (це найдовший ряд супутникових спостережень за стратосферним аерозолем), прилади серії POAM (Polar Ozone and Aerosol Measurement), HALOE (Halogen Occultation Experiment), OSIRIS (Optical Spectrograph and InfraRed Imaging System), GOMOS (Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars), що працював протягом 2002–2012 рр. на борту європейського супутника Envisat, а також лідар CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) на супутнику CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations), що виконує вимірювання з 2006 р. Детальніше див. у роботах (Kremser et al., 2016; Thomason et al., 2018). Усі ці прилади вимірюють розподіл із висотою коефіцієнта зворотного розсіювання у діапазоні висот від тропопаузи до приблизно 40 км. За цими даними обчислюють розподіл екстинкції з висотою та AOT.

Спектрополяриметри, які вимірюють інтенсивність і стан поляризації сонячного випромінювання, розсіяного землею поверхнею і атмосферою в окремих ділянках оптичного спектра від приблизно 0,3 мкм до 2,0 мкм, використовують для досліджень із навколоземної орбіти аерозолів у всій атмосфері (Dubovik et al., 2019). Причому AOT визначають розв'язуванням відповідної оберненої задачі, однак виділення внеску стратосферного аерозолу у цьому разі залишається ще не розв'язаною проблемою. У статті розглянуто останні результати досліджень вмісту і характеристик аерозолу у стратосфері, необхідні для формулювання вимог до відповідної вимірювальної апаратури, що могла б постачати дані, достатньо точні для якомога достовірнішого визначення цих параметрів, та для оцінювання обмежень на застосування різних методів досліджень стратосферного аерозолу.

## Результати

**Оптичні та фізичні характеристики стратосферного аерозолю.** Перші модельні оцінки АОТ у стратосфері одержано з аналізу проб повітря, взятих за допомогою аеростата (Kalnajs, & Deshler, 2022). Перші оцінки АОТ стратосферного аерозолю з наземних спостережень наведено у (King et al., 1984). Це усереднена за липень 1982 р. спектральна АОТ за вимірюваннями прозорості атмосфери в обсерваторії Мауна-Лоа, Гавайські острови (висота приблизно 4 км), у 5-ти окремих смугах у діапазоні спектра від 0,38 мкм до 1,06 мкм. Ураховано молекулярне розсіювання світла, поглинання озonom і внесок тропосферного аерозолю. Максимальне значення АОТ становило приблизно 0,25 при  $\lambda \approx 0,5$  мкм, а мінімальне 0,15 при  $\lambda = 1,06$  мкм. Ці доволі великі значення АОТ зумовлено впливом виверження вулкана Ель-Чичон з 28 березня по 4 квітня 1982 р. Вони більш як на порядок перевищували фонові значення для цієї обсерваторії (King et al., 1984). За цими даними шляхом розв'язання відповідної оберненої задачі у (King et al., 1984) визначено усереднений у стовпі стратосфери розподіл частинок за розмірами, який у діапазоні 0,1–1,0 мкм має максимум приблизно між 0,3 мкм і 0,4 мкм у припущенні, що в цьому діапазоні спектра уявна частина комплексного показника заломлення для всіх частинок дорівнює 0, а значення дійсної  $m = 1,45$ . З використанням цього розподілу й оцінок, одержаних іншими авторами за допомогою аеростата 23 жовтня 1982 р. на висотах у діапазоні 21,5–24,5 км, у (King et al., 1984) змодельовано спектральну АОТ у діапазоні довжин хвиль від 0,25 мкм до 25 мкм у припущенні про сферичність частинок та їхній хімічний склад (75%-й водний розчин  $\text{H}_2\text{SO}_4$ ). Звідси оцінка АОТ стратосферного аерозолю при  $\lambda = 1,378$  мкм становить приблизно від 0,07 до 0,12 залежно від моделі. Припущення щодо форми, хімічного складу та комплексного показника заломлення у моделювання базуються на експериментальних даних, одержаних за досліджень Венери, коли були виконані відповідні лабораторні вимірювання показника заломлення для крапель розчину сірчаної кислоти з концентраціями від 25 до 95 % у спектральному діапазоні від 0,36 мкм до 25,0 мкм (Palmer, & Williams, 1975), а також залежність його від температури в земній атмосфері (Steele, & Hamill, 1981). Ці дані вказують на залежність показника заломлення як від  $\lambda$ , так і від хімічного складу і температури в атмосфері.

У дослідженні (Kremser et al., 2016) наведено результати визначення спектральної АОТ стратосферного аерозолю на різних висотах та у різних широтних зонах і їхній зв'язок із вулканічною активністю на проміжку 30 років: з 1985 по 2015 рр. Неперервний ряд щомісячно усереднених значень АОТ (525 нм) одержано за даними вимірювань протягом 1985–2012 рр. з навколоземної орбіти приладами SAGE II (1985–2005 рр.), GOMOS (2002–2010 рр.) і CALIOP (2006–2012 рр.), усереднених у діапазоні висот від тропопаузи до 40 км у приекваторіальній зоні (від 20°N до 20°S). Оскільки протягом цього інтервалу відбулися виверження 27 вулканів, це дозволяє оцінити вплив вулканічної активності на вміст аерозолів у стратосфері. Загалом протягом зазначеного проміжку часу АОТ (525 нм) змінювалась у межах 0,2 (унаслідок виверження вулканів Пінатубо (Pinatubo), Філіпіни, 12–16 червня та Гора Гудзон (Cerro Hudson), Чилі, у серпні – жовтні 1991 р.) до 0,003. Приблизно ті самі значення АОТ (525 нм) для стратосфери наведено й у (Thomason et al., 2018) за спостереженнями з навколоземної орбіти протягом 1979–2016 рр. Ці дані покривають географічну зону від 80°S до 80°N, з інтервалом 5°.

У роботі (Ridley et al., 2014) разом з уже розглянутими у цитованих вище публікаціях супутниковими даними, наведено й результати аналізу спостережень за стратосферним аерозолем із наземними лідачами у різних географічних зонах північної півкулі, та вулканічних вивержень протягом 1995–2013 рр. АОТ (532 нм), обчислені у стовпах атмосфери від тропопаузи і вище за лідарного відношення 50. Це значення лідарного відношення прийнято на основі аналізу результатів визначення розподілу частинок за розмірами, одержаними з досліджень стратосферного аерозолю зі стратостатів над станцією Ларамі, Вайомінг, США. За цими даними також обчислено АОТ (532 нм) для атмосферного стовпа над тропопаузою, і над рівнем 15 км, до висоти 30 км у припущенні, що всі частинки мають комплексний показник заломлення з дійсною частиною 1,45 і уявною, рівною 0. Протягом зазначеного проміжку часу відбулось 11 потенційно важливих вулканічних вивержень. Наведені у (Ridley et al., 2014) значення АОТ (532 нм) над тропопаузою перевищували 0,08, але більшість значень становили приблизно від 0,003 до 0,04. Для стовпа стратосфери вище 15 км ці значення були у кілька разів меншими, ніж у стовпі над тропопаузою, що свідчить про переважну концентрацію аерозолів у нижній частині стратосфери. За даними in-situ досліджень зі стратостатів одержано нижчі значення порівняно з лідарними, у межах від 0,001 до 0,01.

Розподіл за розмірами й АОТ стратосферного аерозолю вулканічного походження з вимірювань приладом SAGE III спектрального коефіцієнта екстинкції методом покриття протягом 2017–2019 рр. з Міжнародної космічної станції під час сходу Сонця з-під горизонту та його заходу на кожному витку її орбіти наведено у (Madhavan et al., 2023). АОТ була обчислена для довжин хвиль 449, 521, 602, 676, 756, 869, 1021 і 1544 нм, у діапазоні висот від тропосфери до 30 км з роздільною здатністю 1 км у географічній зоні від 60°S до 60°N. За цими значеннями АОТ, шляхом розв'язання відповідної оберненої задачі методом максимальної правдоподібності, обчислений лог-нормальний розподіл частинок за розмірами для різних висот у припущенні, що їхній комплексний показник заломлення має значення  $1.45-i0$  для всього спектрального діапазону (усі частинки вважаються сферичними і складаються з 25 %  $\text{H}_2\text{O}$  і 75 %  $\text{H}_2\text{SO}_4$ ). Розподіл за розмірами був мультимодальним із параметрами, фіксованими для кожної довжини хвилі, оптичні характеристики частинок обчислювали за теорією Мі. Визначено розподіл АОТ за довжиною хвилі у спектральному діапазоні від 449 нм до 1544 нм і розподіл частинок за розмірами, усереднені для всієї земної кулі, а також окремо для північної і південної півкуль, тобто  $\pm 60^\circ$  від екватора, і зонально усереднені від 10°S до 20°S та від 10°N до 20°N. Ці результати дозволили оцінити вплив на аерозоль у стратосфері вивержень вулкана на острові Амба (Ambae) у тропічній зоні Тихого океану у квітні 2018 р., і також вулканів: Райкоке (Raikoke), на одному з Курильських островів у червні 2019 р., і Улавун (Ulawun), Папуа – Нова Гвінея, у червні – серпні 2019 р. Також зазначено, що вміст і характеристики аерозолів перед виверженням зумовлені головним чином аерозолями від лісових пожеж, що відбувалися протягом серпня 2017 р. у Британській Колумбії (Канада). Найбільші АОТ спостерігали у північній півкулі: АОТ (450 нм)  $\approx 0,022$ , а АОТ (1550 нм)  $\approx 0,004$ . Найменша АОТ була у зоні 10°S до 20°S: АОТ (450 нм)  $\approx 0,009$  та АОТ (1550 нм)  $< 0,002$ . Також у (Madhavan et al., 2023) для стратосферного аерозолю одер-



жано оцінки показника Ангстрема (Angström, 1961; 1964), що використовується в емпіричній формулі для апроксимування спектрального розподілу АОТ. У (Madhavan et al., 2023) він визначений за АОТ(449 нм) та АОТ(869 нм), тобто практично за тих самих довжин світлових хвиль, що використовуються у стандартних алгоритмах мережі сонячних фотометрів AERONET для апроксимування спектральної залежності АОТ аерозолі у всьому стовпі атмосфери: 440 нм і 870 нм (Holben et al., 1998; Giles et al., 2019). Значення параметра Ангстрема для стратосферного аерозолі перебувають практично у тих самих межах, що і у тропосферного аерозолі над більшістю станцій AERONET у Європі, наприклад над Києвом: від приблизно 0,6 до 2,0 (Milinevsky, & Danylevsky, 2018). Проте значення 0,6 цього параметра у (Madhavan et al., 2023) одержано лише для червня – липня 2019 р. для північної півкулі, що пояснюється ймовірним надходженням у нижню стратосферу попелу під час виверження Райкоке. Більшість же значень параметра Ангстрема перебуває між 1,5 і 2,0, що відповідає дрібнодисперсним частинкам, згідно з класифікацією AERONET. Радіуси частинок стратосферного аерозолі, згідно з (Madhavan et al., 2023), перебувають у межах від 0,08 мкм до 0,9 мкм. Проте у нижню стратосферу можуть надходити частинки так званої кумулятивної моди з діаметрами 0,1 мкм–1,0 мкм, а також і частинки з діаметрами 0,25 мкм–2,0 мкм під час масштабних пожеж на земній поверхні (Kremsner et al., 2016). Також у стратосфері перебувають і частинки космічного пилу як залишки метеорів, проте їхні розміри переважно оцінюють від розмірів порядку молекулярних кластерів (діаметри порядку 1 нм) до діаметрів порядку 100 нм.

Оцінки АОТ одержано також після виверження 15 січня 2022 р. підводного вулкана Гунґа Тонґа-Гунґа Га'апай (Hunga Tonga-Hunga Ha'apai), архіпелаг Тонґа у південно-західній частині Тихого океану. У (Bourassa et al., 2023) наведено оцінки АОТ для  $\lambda = 745$  нм за даними спостережень висотних профілів екстинкції з розділенням 1 км по висоті у діапазоні від 18 до 30 км з навколоремної орбіти протягом 2023 р. приладом OMPS LP (Ozone Mapping and Profiler Suite Limb Profiler, <https://ozoneaq.gsfc.nasa.gov/omps/>) на супутнику Suomi NPP. Усереднені протягом дня у зоні від 25°S до 10°N за її ширини 125 км упоперек траєкторії супутника на сонячно-синхронній орбіті з нахилом 98,8°, заввишки 834 км, АОТ (745 нм) у лютому – березні не перевищувала 0,03 і поступово зменшувалася до значення, що менше ніж 0,01 наприкінці року. У (Lu et al., 2023) наведено оцінки просторово-часового розподілу АОТ при  $\lambda = 510$  нм у стратосфері, спричиненого цим вулканом, за даними спостережень приладом OMPS LP і при 550 нм за результатами моделювання. У діапазоні широт від 10° до 70° південної півкулі для проміжку із січня (від виверження вулкана) до кінця 2022 р. в обох випадках максимальні значення АОТ становили 0,03.

#### Дискусія і висновки

Наведені у статті результати досліджень показують, що вміст стратосферного аерозолі змінюється у значних межах і визначається головним чином вулканічною активністю Землі. У цитованих тут публікаціях наведено в основному просторово усереднені за доволі тривалий час (не менше місяця) результати дистанційних визначень АОТ стратосферного аерозолі у короткохвильовій частині оптичного спектра, приблизно від 450 нм до 1550 нм, які на висотах від тропосфери до приблизно 30 км становлять за порядком величини 0,001–0,01 навіть після вивержень вулканів. Середньоквадратичні відхилення оцінок АОТ при  $\lambda = 450$  нм становлять приблизно від 15 до 75 % залежно від величини АОТ (450 нм) зі зменшенням у разі збільшення  $\lambda$ . Очевидно, що спостережувані значення протягом коротких проміжків часу над обмеженими територіями бувають більшими за середні. Проте тільки у результаті дуже потужних вивержень, як наприклад Ель-Чичон чи Пінатубо, АОТ може становити приблизно 0,1–0,3, і можливо більше, залежно від часу після виверження та місця спостережень. Проте такі виверження трапляються доволі зрідка. Наприклад, час між виверженнями Ель-Чичон і Пінатубо становив майже 10 років, хоча зменшення АОТ до фоновому рівня після таких подій може становити приблизно 5–6 років, як у випадку Пінатубо. Після Пінатубо настільки потужних вивержень донині, тобто більше 30 років, не траплялося. Тому ймовірність спостережень оптичної товщини стратосферного аерозолі у короткохвильовій частині спектра у діапазоні 0,1–1,0 на проміжку в кілька років видається доволі низькою. До того ж, зі збільшенням довжини хвилі оптична товщина істотно зменшується, що ускладнює спостереження аерозолі у ближньому інфрачервоному спектрі. Безпосередньо виміряних АОТ при  $\lambda \approx 1,4$  мкм знайти у літературі не вдалося. Модельні значення, одержані за припущень про сферичність частинок та їхній хімічний склад (75%-й водний розчин  $\text{H}_2\text{SO}_4$ ) і комплексний показник заломлення  $m = 1.45 - i0$ , при  $\lambda = 1,378$  мкм становлять приблизно від 0,001 до 0,12 залежно від моделі та стану вулканічної активності.

**Внесок авторів:** Василь Данилевський – концептуалізація, аналіз літератури і даних, написання – оригінальна чернетка, перегляд і редагування; Альона Мозгова – написання – перегляд і редагування.

**Подяки, джерела фінансування.** Автори висловлюють подяку науковцям з Головної астрономічної обсерваторії Національної академії наук України: д-ру фіз.-мат. наук Ж. М. Длугач, канд. техн. наук М. Г. Сосонкіну і канд. техн. наук І. І. Синявському, які привернули нашу увагу до проблем, пов'язаних з аерозольними частинками у стратосфері.

Цю роботу виконано за рахунок часткового фінансування в межах виконання держбюджетних тем № 22БФ023-03, 22БФ023-04, 22БФ023-02.

#### Список використаних джерел

- Angström, A. K. (1961). Techniques of determining the turbidity of the atmosphere. *Tellus*, 13(2), 214–223.
- Angström, A. K. (1964). The parameters of atmospheric turbidity. *Tellus*, 16, 64–75.
- Bourassa, A. E., Zawada, D. J., Rieger, L. A., Warnock, T. W., Toohey, M., & Degenstein, D. A. (2023). Tomographic retrievals of Hunga Tonga-Hunga Ha'apai volcanic aerosol. *Geophysical Research Letters*, 50, e2022GL101978. <https://doi.org/10.1029/2022GL101978>.
- Chagnon, C. W., & Junge, C. E. (1961). The vertical distribution of sub-micron particles in the stratosphere. *Journal of Meteorology*, 18, 746–752.
- Coakley Jr., J. A., & Yang, P. (2014). *Atmospheric Radiation*. Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA. <https://download.e-booksshelf.de/download/0002/6666/57/L-G-0002666657-0004257615.pdf>.
- Coddington, O., Lean, J. L., Pilewskie, P., Snow, M., & Lindholm, D. (2016). A Solar Irradiance Climate Data Record. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97, 1265–1282. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00265.1>.
- Deshler, T., Hervig M. E., Hofmann D. J., Rosen J. M., & Liley J. B. (2003). Thirty years of in situ stratospheric aerosol size distribution measurements from Laramie, Wyoming (41°N), using balloon-borne instruments. *Journal of Geophysical Research*, 108(D5), 4167. <https://doi.org/10.1029/2002JD002514>.

Dlugach, J. M., Mishchenko, M. I., & Veles, O. A. (2021). Applying orbital multi-angle photopolarimetric observations to study properties of aerosols in the Earth's atmosphere: Implications of measurements in the 1.378  $\mu\text{m}$  spectral channel to retrieve microphysical characteristics and composition of stratospheric aerosols. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 261, 107483.

Dubovik, O., Li, Z., Mishchenko, M. I., Tanré, D., Karol, Y., Bojkov, B., Cairns, B., Diner, D. J., Espinosa, W. R., Goloub, P., Gu, X., Hasekamp, O., Hong, J., Hou, W., Knobelspiesse, K. D., Landgraf, J., Li, L., Litvinov, P., Liu, Y., ... Yin, D. (2019). Polarimetric remote sensing of atmospheric aerosols: Instruments, methodologies, results, and perspectives. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 224, 474–511.

Gao, B.-C., & Kaufman, J. (1995). Selection of the 1.375- $\mu\text{m}$  MODIS Channel for Remote Sensing of Cirrus Clouds and Stratospheric Aerosols from Space. *Journal of Atmospheric Sciences*, 52(23), 4231–4237.

Giles, D. M., Sinyuk, A., Sorokin, M. G., Schafer, J. S., Smirnov, A., Slutsker, I., Eck, T. F., Holben, B. N., Lewis J. R., Campbell J. R., Welton E. J., Korkin S. V., & Lyapustin A. I. (2019). Advancements in the Aerosol Robotic Network (AERONET) Version 3 database – automated near-real-time quality control algorithm with improved cloud screening for Sun photometer aerosol optical depth (AOD) measurements. *Atmospheric Measurement Techniques*, 12, 169–209. <https://doi.org/10.5194/amt-12-169-2019>.

Gray, L. J., Beer, J., Geller, M., Haigh, J. D., Lockwood, M., Matthes, K., Cubasch, U., Fleitmann, D., Harrison, G., Hood, L., Luterbacher, J., Meehl, G. A., Shindell, D., van Geel, V., & White, W. (2010). Solar influences on climate. *Review of Geophysics*, 48, RG4001. <https://doi.org/10.1029/2009RG000282>.

Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, I., Tanre, D., Buis, J. P., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J. A., Kaufman, Y. J., Nakajima, T., Lavenu, F., Jankowiak, I., & Smirnov, A. (1998). AERONET – a federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sensing of Environment*, 66, 1–16.

Junge, C. E., Chagnon, C. W., & Manson, J. E. (1961). Stratospheric aerosols. *Journal of Meteorology*, 18, 81–108.

Kalnajs, L. E., & Deshler, T. (2022). A new instrument for balloon-borne *in situ* aerosol size distribution measurements, the continuation of a 50 year record of stratospheric aerosols measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 127, e2022JD037485, 14 p. <https://doi.org/10.1029/2022JD037485>.

King, M., Harshvardhan, & Arking, A. (1984). A model of the radiative properties of the El Chichon Stratospheric Aerosol Layer. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23, 1121–1137.

Kremser, S., Thomason, L. W., von Hobe, M., Hermann, M., Deshler, T., Timmreck, C., Toohey, M., Stenke, A., Schwarz, J. P., Weigel, R., Fueglistaler, S., Prata, F. J., Vernier, J.-P., Schlager, H., Barnes, J. E., Antuña-Marrero, J.-C., Fairlie, D., Palm, M., Mahieu, E., ... Meland, B. (2016). Stratospheric aerosol – Observations, processes, and impact on climate. *Review of Geophysics*, 54, 278–335/. <https://doi.org/10.1002/2015RG000511>.

Legras, B., Duchamp, C., Sellitto, P., Podglajen, A., Carboni, E., Siddans, R., Grooß, J.-U., Khaykin, S., & Ploeger, F. (2022). The evolution and dynamics of the Hunga Tonga-Hunga Ha'apai sulfate aerosol plume in the stratosphere. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 22, 14957–14970. <https://doi.org/10.5194/acp-22-14957-2022>.

Lu, J., Lou, S., Huang, X., Xue, L., Ding, K., Liu, T., Ma, Y., Wang, W., & Aijun Ding, A. (2023). Stratospheric aerosol and ozone responses to the Hunga Tonga-Hunga Ha'apai volcanic eruption. *Geophysical Research Letters*, 50, e2022GL102315, 11 p. <https://doi.org/10.1029/2022GL102315>.

Madhavan, B. L., Kudo, R., Ratnam, M. V., Kloss, C., Berthet, G., & Sellitto, P. (2023). Stratospheric Aerosol Characteristics from the 2017–2019 Volcanic Eruptions Using the SAGE III/ISS Observations. *Remote Sensing*, 15(29). <https://doi.org/10.3390/rs15010029>.

Milnevisky, G., & Danylevsky, V. (2018). Atmospheric Aerosol Over Ukraine Region: Current Status of Knowledge and Research Efforts. *Frontiers in Environmental Science*, 6, 1–21.

Mishchenko, M. I., Dlugach, J. M., Lacis, A. A., Travis, L. D., & Cairns, B. (2019). Retrieval of volcanic and man-made stratospheric aerosols from orbital polarimetric measurements. *Optics Express*, 27(4), A158.

Mishchenko, M. I., & Travis, L. D. (1997). Satellite retrieval of aerosol properties over the ocean using polarization as well as intensity of reflected sunlight. *Journal of Geophysical Research*, 102(D14), 16989–17013.

Palmer, K. F., & Williams, D. (1975). Optical constants of sulfuric acid; application to the clouds of Venus. *Applied Optics*, 14, 208–219.

Ridley, D. A., Solomon, S., Barnes, J. E., Burlakov, V. D., Deshler, T., Dolgii, S. I., Herber, A. B., Nagai, T., Neely III, R. R., Nevzorov, A. V., Ritter, C., Sakai, T., Santer, B. D., Sato, M., Schmidt, A., Uchino, O., & Vernier, J. P. (2014). Total volcanic stratospheric aerosol optical depths and implications for global climate change. *Geophysical Research Letters*, 41, 7763–7769. <https://doi.org/10.1002/2014GL061541>.

Steele, H. M., & Hamill, P. (1981). Effects of temperature and humidity on the growth and optical properties of sulphuric acid-water droplets in the stratosphere. *Journal of Aerosol Science*, 12, 517–528.

Tang, A., & Kemp, L. (2021). A Fate Worse Than Warming. Stratospheric Aerosol Injection and Global Catastrophic Risk. *Frontiers in Climate*, 3:720312. <https://doi.org/10.3389/fclim.2021.720312>.

Thomason, L. W., Ernest, N., Millán, L., Rieger, L., Bourassa, A., Vernier, J.-P., Manney, G., Luo, B., Arfeuille, F., & Peter, T. (2018). A global space-based stratospheric aerosol climatology: 1979–2016. *Earth System Science Data*, 10, 469–492. <https://doi.org/10.5194/essd-10-469-2018>.

Tracy, S. M., Moch, J. M., Eastham, S. D., & Buonocore, J. J. (2022). Stratospheric aerosol injection may impact global systems and human health outcomes. *Elementa: Science of the Anthropocene*, 10(1). <https://doi.org/10.1525/elementa.2022.00047>.

**References**

Angström, A. K. (1961). Techniques of determining the turbidity of the atmosphere. *Tellus*, 13(2), 214–223.

Angström, A. K. (1964). The parameters of atmospheric turbidity. *Tellus*, 16, 64–75.

Bourassa, A. E., Zawada, D. J., Rieger, L. A., Warnock, T. W., Toohey, M., & Degenstein, D. A. (2023). Tomographic retrievals of Hunga Tonga-Hunga Ha'apai volcanic aerosol. *Geophysical Research Letters*, 50, e2022GL101978. <https://doi.org/10.1029/2022GL101978>.

Chagnon, C. W., & Junge, C. E. (1961). The vertical distribution of sub-micron particles in the stratosphere. *Journal of Meteorology*, 18, 746–752.

Coakley Jr., J. A., & Yang, P. (2014). *Atmospheric Radiation*. Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA. <https://download.e-bookshelf.de/download/0002/6666/57/L-G-0002666657-0004257615.pdf>.

Coddington, O., Lean, J. L., Pilewskie, P., Snow, M., & Lindholm, D. (2016). A Solar Irradiance Climate Data Record. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97, 1265–1282. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00265.1>.

Deshler, T., Hervig, M. E., Hofmann, D. J., Rosen, J. M., & Liley, J. B. (2003). Thirty years of *in situ* stratospheric aerosol size distribution measurements from Laramie, Wyoming (41°N), using balloon-borne instruments. *Journal of Geophysical Research*, 108(D5), 4167. <https://doi.org/10.1029/2002JD002514>.

Dlugach, J. M., Mishchenko, M. I., & Veles, O. A. (2021). Applying orbital multi-angle photopolarimetric observations to study properties of aerosols in the Earth's atmosphere: Implications of measurements in the 1.378  $\mu\text{m}$  spectral channel to retrieve microphysical characteristics and composition of stratospheric aerosols. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 261, 107483.

Dubovik, O., Li, Z., Mishchenko, M. I., Tanré, D., Karol, Y., Bojkov, B., Cairns, B., Diner, D. J., Espinosa, W. R., Goloub, P., Gu, X., Hasekamp, O., Hong, J., Hou, W., Knobelspiesse, K. D., Landgraf, J., Li, L., Litvinov, P., Liu, Y., ... Yin, D. (2019). Polarimetric remote sensing of atmospheric aerosols: Instruments, methodologies, results, and perspectives. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 224, 474–511.

Gao, B.-C., & Kaufman, J. (1995). Selection of the 1.375- $\mu\text{m}$  MODIS Channel for Remote Sensing of Cirrus Clouds and Stratospheric Aerosols from Space. *Journal of Atmospheric Sciences*, 52(23), 4231–4237.

Giles, D. M., Sinyuk, A., Sorokin, M. G., Schafer, J. S., Smirnov, A., Slutsker, I., Eck, T. F., Holben, B. N., Lewis J. R., Campbell J. R., Welton E. J., Korkin S. V., & Lyapustin A. I. (2019). Advancements in the Aerosol Robotic Network (AERONET) Version 3 database – automated near-real-time quality control algorithm with improved cloud screening for Sun photometer aerosol optical depth (AOD) measurements. *Atmospheric Measurement Techniques*, 12, 169–209. <https://doi.org/10.5194/amt-12-169-2019>.

Gray, L. J., Beer, J., Geller, M., Haigh, J. D., Lockwood, M., Matthes, K., Cubasch, U., Fleitmann, D., Harrison, G., Hood, L., Luterbacher, J., Meehl, G. A., Shindell, D., van Geel, V., & White, W. (2010). Solar influences on climate. *Review of Geophysics*, 48, RG4001/. <https://doi.org/10.1029/2009RG000282>.

Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, I., Tanre, D., Buis, J. P., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J. A., Kaufman, Y. J., Nakajima, T., Lavenu, F., Jankowiak, I., & Smirnov, A. (1998). AERONET – a federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sensing of Environment*, 66, 1–16.

Junge, C. E., Chagnon, C. W., & Manson, J. E. (1961). Stratospheric aerosols. *Journal of Meteorology*, 18, 81–108.

Kalnajs, L. E., & Deshler, T. (2022). A new instrument for balloon-borne *in situ* aerosol size distribution measurements, the continuation of a 50 year record of stratospheric aerosols measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 127, e2022JD037485, 14. <https://doi.org/10.1029/2022JD037485>.

King, M., Harshvardhan, & Arking, A. (1984). A model of the radiative properties of the El Chichon Stratospheric Aerosol Layer. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23, 1121–1137.

Kremser, S., Thomason, L. W., von Hobe, M., Hermann, M., Deshler, T., Timmreck, C., Toohey, M., Stenke, A., Schwarz, J. P., Weigel, R., Fueglistaler, S., Prata, F. J., Vernier, J.-P., Schlager, H., Barnes, J. E., Antuña-Marrero, J.-C., Fairlie, D., Palm, M., Mahieu, E., ... Meland, B. (2016). Stratospheric aerosol – Observations, processes, and impact on climate. *Review of Geophysics*, 54, 278–335. <https://doi.org/10.1002/2015RG000511>.

- Legras, B., Duchamp, C., Sellitto, P., Podglajen, A., Carboni, E., Siddans, R., Grooß, J.-U., Khaykin, S., & Ploeger, F. (2022). The evolution and dynamics of the Hunga Tonga–Hunga Ha'apai sulfate aerosol plume in the stratosphere. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 22, 14957–14970. <https://doi.org/10.5194/acp-22-14957-2022>.
- Lu, J., Lou, S., Huang, X., Xue, L., Ding, K., Liu, T., Ma, Y., Wang, W., & Aijun Ding, A. (2023). Stratospheric aerosol and ozone responses to the Hunga Tonga–Hunga Ha'apai volcanic eruption. *Geophysical Research Letters*, 50, e2022GL102315, 11 p. <https://doi.org/10.1029/2022GL102315>.
- Madhavan, B. L., Kudo, R., Ratnam, M. V., Kloss, C., Berthet, G., & Sellitto, P. (2023). Stratospheric Aerosol Characteristics from the 2017–2019 Volcanic Eruptions Using the SAGE III/ISS Observations. *Remote Sensing*, 15(29). <https://doi.org/10.3390/rs15010029>.
- Milnevsky, G., & Danylevsky, V. (2018). Atmospheric Aerosol Over Ukraine Region: Current Status of Knowledge and Research Efforts. *Frontiers in Environmental Science*, 6, 1–21.
- Mishchenko, M. I., Dlugach, J. M., Laci, A. A., Travis, L. D., & Cairns, B. (2019). Retrieval of volcanic and man-made stratospheric aerosols from orbital polarimetric measurements. *Optics Express*, 27(4), A158.
- Mishchenko, M. I., & Travis, L. D. (1997). Satellite retrieval of aerosol properties over the ocean using polarization as well as intensity of reflected sunlight. *Journal of Geophysical Research*, 102(D14), 16989–17013.
- Palmer, K. F., & Williams, D. (1975). Optical constants of sulfuric acid; application to the clouds of Venus. *Applied Optics*, 14, 208–219.
- Ridley, D. A., Solomon S., Barnes J. E., Burlakov V. D., Deshler T., Dolgii S. I., Herber A. B., Nagai T., Neely III, R. R., Nevzorov A. V., Ritter C., Sakai T., Santer B. D., Sato M., Schmidt A., Uchino O., & Vernier J. P. (2014). Total volcanic stratospheric aerosol optical depths and implications for global climate change. *Geophysical Research Letters*, 41, 7763–7769. <https://doi.org/10.1002/2014GL061541>.
- Steele, H. M., & Hamill, P. (1981). Effects of temperature and humidity on the growth and optical properties of sulphuric acid-water droplets in the stratosphere. *Journal of Aerosol Science*, 12, 517–528.
- Tang, A., & Kemp, L. (2021). A Fate Worse Than Warming. Stratospheric Aerosol Injection and Global Catastrophic Risk. *Frontiers in Climate*, 3:720312. <https://doi.org/10.3389/fclim.2021.720312>.
- Thomason, L. W., Ernest, N., Millán, L., Rieger, L., Bourassa, A., Vernier, J.-P., Manney, G., Luo, B., Arfeuille, F., & Peter, T. (2018). A global space-based stratospheric aerosol climatology: 1979–2016. *Earth System Science Data*, 10, 469–492. <https://doi.org/10.5194/essd-10-469-2018>.
- Tracy, S. M., Moch, J. M., Eastham, S. D., & Buonocore, J. J. (2022). Stratospheric aerosol injection may impact global systems and human health outcomes. *Elementa: Science of the Anthropocene*, 10(1). <https://doi.org/10.1525/elementa.2022.00047>.

Отримано редакцією журналу / Received: 08.09.23

Прорецензовано / Revised: 14.10.23

Схвалено до друку / Accepted: 19.12.23

Vasyl DANYLEVSKY, PhD (Phys. & Math.), Senior Researcher  
ORCID ID: 0000-0001-8311-0907  
e-mail: vdanylevsky@knu.ua  
Taras Shevchenko National University of Kyiv, Kyiv, Ukraine

Alona MOZGOVA, PhD (Phys. & Math.)  
ORCID ID: 0000-0002-8490-4327  
e-mail: alenamozgova@knu.ua  
Taras Shevchenko National University of Kyiv, Kyiv, Ukraine

## AEROSOL PARTICLES IN THE STRATOSPHERE: ORIGIN, COMPOSITION AND PROPERTIES

*The Earth's atmosphere is one of the key elements of the solar-terrestrial relations influencing on redistribution the solar shortwave radiation and creating effect known as a greenhouse effect. This paper makes relevant the aerosol study in the Earth's stratosphere and highlights the main problems of quantitative determination of the climate effects of aerosols. The stratosphere is an important part of the Earth's atmosphere that has a significant influence on the Earth's climate as a planet. Stratospheric aerosol particles may also have an important role in climate formation despite their low concentration compared to the tropospheric aerosol. The problems associated with the climate change in the modern epoch encourage the search of possible mechanisms of engineering influence on the atmosphere environment, in particular by artificially increasing the aerosols content in the stratosphere. Therefore, the continuous monitoring of the aerosol layer properties, in particular in the stratosphere, is the relevant field of scientific researches. The article provides an overview of aerosol particles remote sensing in the stratosphere from both the Earth's surface and near-Earth orbit, emphasizes the importance of determining the optical properties of the stratospheric aerosols, in particular the extinction coefficient and optical depth as well as determining the size distribution of aerosol particles and the complex refractive index. The paper provides an overview of works which present the values of these parameters obtained by various methods and from different places on the Earth's surface. The considered observational data is mostly spatially averaged over a long time period. Despite the still insufficient accuracy of modern instruments for aerosol studying in the stratosphere, their results show that the aerosol particles content in the stratosphere varies significantly and mainly depends on volcanic activity. The article presents the analysis of the already known data on the optical parameters of the aerosol, in particular its optical depth that can be in the order of values 0.001–0.01 at the height range from the troposphere to about 30 km in the short-wavelength part of the optical spectrum even after volcanic eruptions. Only very powerful eruptions, for example, El Chichon or Pinatubo volcanoes, can increase this value to 0.1–0.3, but such eruptions are rare with intervals of many years. The paper notes the importance of increasing the accuracy of measurements and improving methods of inverse problem solving for estimating the climate effects of stratospheric aerosols. The generalized values of the optical depth for different spectrum parts and other aerosol parameters in the stratosphere, given in the article, determine the requirements for the design and parameters of instruments to improve the efficiency of these researches.*

**Keywords:** stratosphere, aerosol particles, extinction, aerosol optical depth, remote sensing, volcanic eruptions.

Автори заявляють про відсутність конфлікту інтересів. Спонсори не брали участі в розробленні дослідження; у зборі, аналізі чи інтерпретації даних; у написанні рукопису; в рішенні про публікацію результатів.

The author declares no conflicts of interest. The funders had no role in the design of the study; in the collection, analyses, or interpretation of data; in the writing of the manuscript; in the decision to publish the results.