

Василь ДАНИЛЕВСЬКИЙ, канд. фіз.-мат. наук, старший дослідник  
ORCID ID: 0000-0001-8311-0907

email: [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

email: [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 з ключових елементів сонячно-земних зв'язків, перерозподіляючи потік енергії сонячного короткохвильового електромагнітного проміння та створюючи так званий парниковий ефект. Публікація актуалізує питання дослідження аерозолів у стратосфері Землі та висвітлює основні проблеми кількісного визначення кліматичних ефектів аерозолів. Стратосфера є важливою частиною земної атмосфери, яка має істотний вплив 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 у сучасну епоху, спонукають до пошуку можливих механізмів інженерного впливу на стан атмосфери, зокрема й шляхом штучного збільшення вмісту аерозолів у стратосфері. Тому неперервний моніторинг стану аерозольного шару, зокрема у стратосфері, є одним із актуальних напрямків наукових досліджень. У статті наведено огляд дистанційних методів дослідження аерозольних частинок у стратосфері з поверхні Землі та з навколоземної орбіти, підкреслено важливість визначення оптичних характеристик усього аерозольного шару у ній, зокрема коефіцієнта екстинкції та оптичної товщини, а також необхідність визначення розподілу аерозольних частинок за розмірами та комплексного показника заломлення. У публікації подано огляд робіт, в яких наведені значення зазначених параметрів, одержані різними методами та в різних місцях земної поверхні. Розглянуті спостережні дані найчастіше є просторово усередненими за тривалий час. Незважаючи на це 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. У статті проаналізовано вже відомі дані про значення оптичних характеристик аерозолів, зокрема 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 Чічон чи Пінатубо, можуть збільшити цю величину до 0,1–0,3, однак такі виверження трапляються рідко, з проміжками у багато років. У роботі зазначається про важливість підвищення точності вимірювань і удосконалення методів розв'язання обернених задач для оцінки кліматичних ефектів стратосферних аерозолів. Узагальнені оцінки оптичної товщини для різних ділянок спектра та інших характеристик аерозолів у стратосфері, наведені у статті, визначають вимоги до конструкції й 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). При цьому атмосфера є однією з основних складових цієї системи і тому виступає одним з ключових елементів сонячно-земних зв'язків, перерозподіляючи потік енергії сонячного короткохвильового електромагнітного проміння та створюючи так званий парниковий ефект. Крім атмосферних газів, одним з головних кліматотвірних чинників у атмосфері є аерозоль – дрібні тверді частинки та краплі рідини, які послаблюють потік сонячного світла, а також, будучи центрами конденсації водяної пари в атмосфері, беруть участь у формуванні хмар та впливають на їхні характеристики (Coakley, Yang, 2014; Gray et al. 2010). При цьому важливим є розподіл аерозольних частинок у атмосфері, і зокрема з висотою. Оскільки головні джерела надходження цих частинок у атмосферу знаходяться на земній поверхні (морська сіль з поверхні океану, ґрунтовий пил, продукти горіння і т.д.), то основна їхня кількість перебуває у нижніх шарах тропосфери. Проте, певна частина аерозолів потрапляє і у вищі шари атмосфери, зокрема й у стратосферу. Аерозольні частинки у стратосфері є предметом активних досліджень ще з середини минулого століття, незважаючи на їхню малу концентрацію порівняно з аерозолем у тропосфері, особливо у її приземному шарі. 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 двоокису сірки й водяної пари, а також попелу. При цьому важливо оцінювати кліматичні ефекти, пов'язані як з ослабленням потоку сонячного світла у нижні шари атмосфери й на поверхню Землі, так і можливі наслідки обміну між стратосферою й тропосферою, зокрема під час формування високих купчасто-дощових хмар над осередками тепла (вулкани, інтенсивні пожежі) та унаслідок циркуляції Брюера-Добсона (The Royal Meteorological Society; Kremser et al., 2016; Legras et al., 2022; Lu et al., 2023). Ще одним аспектом цієї проблеми є й доволі активно обговорювані пропозиції штучного викиду аерозольних частинок у стратосферу з метою зменшення потоку прямого сонячного випромінювання для запобігання глобальному потеплінню, див. напр. (Tang, Kemp, 2021; Tracy et al., 2022).

Очевидно, що необхідно кількісно оцінити можливі кліматичні ефекти внаслідок цих процесів і з'ясувати механізми, що спричиняють їх. Тому дослідження стратосферного аерозолів видаються достатньо актуальними. Для

цього використовуються різні методи. Зокрема, це збирання проб повітря і визначення концентрації аерозольних частинок у них та їхніх параметрів за допомогою спеціальних приладів, встановлених на повітряних кулях або літаках (Deshler et al., 2003; Kalnajs, Deshler, 2022). Для безпосереднього кількісного визначення кліматичних ефектів аерозолів необхідно визначати оптичні характеристики усього аерозольного шару у певному діапазоні висот, а саме коефіцієнт екстинкції та оптичну товщину, а також характеристики частинок, зокрема розподіл за розмірами й комплексний показник заломлення. Для досліджень цих параметрів застосовуються, зокрема, 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 через недостатню точність вимірювань та складність врахування усіх чинників у алгоритмах розв'язання відповідних обернених задач. Тому дослідники, які працюють у цьому напрямі, докладають зусиль для удосконалення методів досліджень. Один з таких методів – це дистанційні вимірювання оптичної товщини стратосфери у спектральних смугах поглинання світла водяною парою. Ідея полягає у тому, що оскільки основна маса водяної пари сконцентрована у тропосфері, зокрема й у хмарах, то в смугах поглинання водяної пари й води підстильна поверхня буде практично чорною, а з навколоземної орбіти буде спостерігатись сонячне випромінювання, розсіяне головним чином у стратосфері. Це спрощує алгоритм розв'язування оберненої задачі. Ідея таких дистанційних вимірювань параметрів стратосферного аерозолу у смузі поглинання водяної пари у спектральному каналі приладу MODIS з довжиною хвилі  $\lambda = 1,375$  мкм була запропонована у роботі (Gao, Kaufman, 1995). Детальніше моделювання умов супутникових спостережень стратосферного аерозолу у смузі поглинання водяної пари з центром при  $\lambda = 1,378$  мкм за допомогою спектрополяриметра розглянуто у (Mishchenko et al., 2019) та (Dlugach, Mishchenko, Veles, 2021). Модельні оцінки були одержані на основі алгоритму розв'язування оберненої задачі (Mishchenko, Travis, 1997), створеного для визначення параметрів аерозолу в усьому атмосферному стовпі за даними багатокуткових спектрополяриметричних вимірювань з навколоземної орбіти над океаном, тобто над темною поверхнею. Для створення спектрополяриметра, придатного для вирішення такої задачі, необхідно оцінити реальні умови спостережень, зокрема очікувану оптичну товщину стратосфери, зумовлену аерозольними частинками у ній, та її просторово-часовий розподіл. З цією метою у запропонованій статті розглянуті методи сучасних досліджень стратосферного аерозолу та вже відомі дані щодо вмісту, динаміки й характеристик аерозольних частинок у стратосфері.

**Методи досліджень стратосферного аерозолу.** Дослідження концентрації, розподілу з висотою, розмірів і хімічного складу аерозольних частинок у стратосфері прямими методами розпочалися ще у 50-х роках 20 ст. за допомогою стратостатів і ракет (Chagnon, Junge, 1961; Junge, Chagnon, Manson, 1961). За допомогою спеціальних приладів (instruments) відбирались проби повітря на різних висотах, частинки відфільтровувались і досліджувались за допомогою електронного мікроскопа та визначався хімічний склад зразків. Визначалися концентрація частинок і розподіл їх за розмірами. Так, згідно з результатами, наведеними на рис. 22 у (Junge et al. 1961), концентрація частинок на час вимірювань була від  $\approx 10^{-4}$  см<sup>-3</sup> до 1 см<sup>-3</sup>, а діапазон розмірів від  $\approx 0,03$  до 0,8 мкм. У хімічному складі частинок переважала сірка, також були виявлені кремній і залізо. Максимум концентрації спостерігався на висоті близько 20 км. Такі дослідження виконуються й досі, зокрема у Лабораторії фізики атмосфери й космічного простору університету штату Колорадо (м. Боулдер, США) з удосконаленим обладнанням (Kalnajs & Deshler 2022). Ці дослідження дають можливість визначати фізичні й хімічні параметри аерозольних частинок, їхню концентрацію і розподіл з висотою, що зрештою дозволяє одержати й оцінки впливу цих частинок на поширення сонячного випромінювання у атмосфері. Хоча ці дані дуже обмежені у часі й просторі, вони використовуються як зразки для моделювання атмосферних процесів та для визначення глобального впливу стратосферного аерозолу разом з іншими засобами досліджень.

Для дистанційних досліджень стратосферного аерозолу широко використовуються наземні інструменти – лідари (Ridley et al. 2014, Kremser et al. 2016), за допомогою яких вимірюються коефіцієнти зворотного розсіювання атмосфери, найчастіше при довжинах світлових хвиль 1024 нм і 532 нм. Однак для визначення такого кліматологічного параметра аерозольного шару як його оптична товщина (АОТ), необхідно мати значення коефіцієнта екстинкції атмосфери. Для цього у зазначеному методі використовується так зване лідарне відношення, тобто відношення коефіцієнта екстинкції атмосфери до вимірюваного лідаром її коефіцієнта зворотного розсіювання, яке на час вимірювань, як правило, 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. Однак для досліджень стратосферного аерозолу з лідарами використовуються тільки вимірювання, виконані вночі, а нічні й денні значення лідарного відношення можуть істотно відрізнятися (див. детальніше у (Kremser et al. 2016) та у наведених там літературних джерелах).

Чи не найбільше даних про оптичну товщину аерозольного шару у стратосфері та оцінки параметрів частинок одержані протягом останніх десятиліть з навколоземної орбіти шляхом так званих лімбових та затемнювальних вимірювань. Ці вимірювання виконуються з орбіти у напрямі видимого горизонту, бо таким чином збільшується оптична довжина шляху світлового пучка у атмосфері і, відповідно, спостережувана аерозольна оптична товщина. Затемнювальні вимірювання виконуються, коли над горизонтом перед заходом чи одразу після сходу перебуває Сонце або Місяць, або зоря і прилад вимірює прямий потік світла від цих джерел крізь атмосферу. Інший спосіб – вимірюється яскравість неба поблизу видимого з орбіти горизонту, що освітлюється Сонцем, яке знаходиться над горизонтом і не потрапляє у поле зору приладу. Для таких досліджень були використані серія 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. (Kremser et al. 2016, Thomason et al. 2018) та наведені там літературні джерела. Усі ці прилади вимірюють розподіл з висотою коефіцієнта зворотного розсіювання у діапазоні висот від тропопаузи до приблизно 40 км. За цими даними обчислюється розподіл екстинкції з висотою та аерозольна оптична товщина стратосфери. Дані цих вимірювань, за необхідності, будуть використані далі у цій статті з відповідними поясненнями.

Дослідження аерозолів у всій атмосфері з навколоземної орбіти виконуються різноманітними приладами. Наприклад це серія приладів AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer, <http://eros.usgs.gov/products/satellite/avhrr.html>), що у складі різних супутників виконують вимірювання спектральної AOT з 1979 р. Прилади MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, <https://modis.gsfc.nasa.gov/>) у складі супутників Terra та Aqua виконують вимірювання спектральної AOT з 2000 р. та 2002 р. відповідно, спектрополяриметр POLDER (POLarization and Directionality of the Earth's Reflectances) на супутнику PARASOL (<https://en.aeris-data.fr/projects/polder-parasol/>) виконував вимірювання з грудня 2004 р. до кінця 2013 р. Цей прилад поклав початок застосуванню спектрополяриметричних методів для досліджень аерозолів у земній атмосфері. Повний огляд спектрополяриметричних приладів для досліджень аерозолів з навколоземної орбіти, як вже діючих, так і майбутніх, наведений у (Dubovik et al., 2019). Для досліджень аерозолів у земній атмосфері ці прилади вимірюють інтенсивність та стан поляризації сонячного випромінювання, розсіяного земною поверхнею та атмосферою у окремих ділянках оптичного спектру (приблизно від 0,3 мкм до 2,0 мкм) у так званому вікні прозорості, де відсутнє поглинання молекулами атмосферних газів. При цьому AOT усієї атмосфери визначається шляхом розв'язування відповідної оберненої задачі. Однак виділення внеску стратосферного аерозолів при цьому залишається ще не вирішеною остаточно проблемою.

Далі у цій статті розглянуті останні дані про вміст і характеристики аерозолів у стратосфері, необхідні для формулювання вимог до відповідної вимірювальної апаратури, що могла б постачати дані, необхідні для реалізації алгоритму визначення вмісту й характеристик аерозолів у стратосфері та оцінки обмежень на застосування різних методів досліджень стратосферного аерозолів.

### Результати.

**Оптичні та фізичні характеристики стратосферного аерозолів.** Як вже зазначено у попередньому розділі, перші дані щодо вмісту, розподілу з висотою й характеристик аерозольних частинок у стратосфері були одержані шляхом аналізу проб повітря, взятих з аеростата. Ці дані були використані для модельних оцінок оптичної товщини аерозольного шару. У (King, Harshvardhan, Arking, 1984) наведена оцінка усередненої за липень 1982 р. спектральної AOT стратосферного аерозолів, одержана з вимірювань прозорості атмосфери в обсерваторії Мауна-Лоа, Гавайські острови (висота близько 4 км), у 5-ти окремих смугах у діапазоні спектра від 0,38 мкм до 1,06 мкм. Для цього були враховані молекулярне розсіювання світла, поглинання озonom та внесок тропосферного аерозолів. Максимальне значення AOT становило приблизно 0,25 при  $\lambda \approx 0,5$  мкм, а мінімальне 0,15 при  $\lambda = 1,06$  мкм. Ці доволі великі значення AOT були зумовлені впливом вулкану Ель-Чічон, виверження якого відбувалося з 28 березня по 4 квітня 1982 р., і вони більш як на порядок перевищували фонові значення для цієї обсерваторії (King et al. 1984). За цими даними шляхом розв'язання відповідної оберненої задачі автори цитованої публікації визначили 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. При цьому припускалося, що у зазначеному діапазоні спектру уявна частина комплексного показника заломлення для усіх частинок дорівнює 0, а дійсна частина має значення  $m = 1,45$ . Крім того, використавши цей розподіл та оцінки розподілу частинок за розмірами, одержаними іншими авторами за допомогою аеростата 23 жовтня 1982 р. на висотах у діапазоні 21,5 км – 24,5 км, авторами (King et al. 1984) було промодельовано спектральну AOT у широкому діапазоні довжин хвиль, від 0,25 мкм до 25 мкм. Ці усереднені оцінки для спостережень у липні та жовтні 1982 р., тобто через приблизно 3 та 6 місяців відповідно після виверження, одержані у припущенні про сферичність частинок та їхній хімічний склад (75% водний розчин  $\text{H}_2\text{SO}_4$ ). Хоча спостереження у Мауна Лоа дають оцінку AOT у всьому стовпі стратосфери над місцем спостережень, а дані вимірювань з аеростата одержані у обмеженому діапазоні висот і у іншій місцевості, ці результати дозволяють оцінити оптичну товщину стратосферного аерозолів, яка при  $\lambda = 1.378$  мкм становить приблизно від 0.07 до 0.12 залежно від моделі, навіть не зважаючи на розбіжності між оцінками різних моделей.

Доволі інформативний огляд результатів досліджень стратосферного аерозолів наведений у (Kremser et al. 2016). У огляді наведені результати визначення спектральної екстинкції та AOT стратосферного аерозолів на різних висотах та у різних широтних зонах і їхній зв'язок з вулканічною активністю на проміжку 30 років: з 1985 по 2015 рр. Так, наведено неперервний ряд щомісячно усереднених значень AOT при  $\lambda = 525$  нм 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. Також наведено розподіл у часі вивержень 27-ми вулканів протягом цього інтервалу, у тому числі і у зазначеній приекваторіальній зоні. Ці дані дозволяють оцінити вплив вулканічної активності на вміст аерозолів у стратосфері. Головні риси цього впливу такі. На початку 1985 р. AOT (525 нм) була відносно великою і становила приблизно 0,015. Вірогідно, що це був ще наслідок виверження вулкану Ель-Чічон у 1982 р. Наприкінці цього року AOT (525 нм) становила вже  $\approx 0,01$ , а протягом січня – квітня 1986 р. швидко зросла до  $\approx 0,02$  після виверження вулканів Невадо дель Руїз (Nevado del Ruiz) у Колумбії в листопаді 1985 р. та Августин (Augustine), Аляска, у березні 1986 р. Протягом 1986 – 1989 рр. вивержень не спостерігалось, а AOT (525 нм) поступово зменшилася до приблизно 0,004, а у березні – квітні 1990 р. вона дещо зросла, до  $\approx 0,006$ , після вивержень вулканів Ключевський



(Kliuchevskoi) на Камчатці та Келута (Kelut), Індонезія, у лютому 1990 р. Приблизно за рік, до початку червня 1991 р., АОТ (525 нм) поступово зменшилася до  $\approx 0,005$ , а унаслідок виверження Пінатубо (Pinatubo), Філіпіни, 12 – 16 червня та Гора Гудзон (Cerro Hudson), південні Анди, Чилі, у серпні – жовтні 1991 р. істотно зросла і у вересні – жовтні того ж року становила вже приблизно 0,2, що приблизно у 40 разів перевищило значення перед цими виверженнями. Головний внесок був зроблений вулканом Пінатубо. Протягом наступних кількох років вміст аерозолі у стратосфері поступово зменшувався, незважаючи на виверження ще 4-х вулканів, переважно у приекваторіальній зоні, і у 2001 р. АОТ (525 нм) зменшилася до 0,003, що стало мінімальним значенням за увесь розглянутий у (Kremser et al. 2016) проміжок часу. При цьому протягом 1995 – 2000 рр. вивержень вулканів не спостерігалось. У наступні 12 років, з 2001 по 2012 було 12 вивержень, які загалом призвели до відносно незначного короточасного зростання час від часу вмісту аерозолі у стратосфері. У 2005 р. АОТ (525 нм) збільшилась до приблизно 0,007, наприкінці 2006 р. до 0,009, і у 2011 р. до 0,007. У проміжках між виверженнями ця оптична товщина становила приблизно 0,003 – 0,004.

Розширений ряд даних АОТ (525 нм) також наведений у роботі (Thomason et al. 2018). Автори створили неперервний ряд щомісячно усереднених даних про вміст і характеристики стратосферного аерозолі за дослідженнями з навколоземної орбіти протягом 1979 – 2016 рр. У його основі ті ж самі спостережні дані, що і у ряді, проаналізованому вище (Kremser et al. 2016), а також дані раніших вимірювань приладом SAGE I протягом 1979 – 1981 рр. та з приладом SAM II (Stratospheric Aerosol Measurements), що виконував вимірювання з борту супутника Nimbus 7 у високих широтах протягом 1978 – 1993 рр. (<https://asdc.larc.nasa.gov/documents/sam2/guide/sam2.pdf>), та наземними й авіаційними вимірюваннями з лідарами у середніх широтах над територією США. Цими даними був заповнений розрив між SAGE I та SAGE II протягом 1982 – 1984 рр. Дані, наведені у (Thomason et al. 2018) покривають географічну зону від  $80^{\circ}\text{S}$  до  $80^{\circ}\text{N}$ , з інтервалом  $5^{\circ}$ . Загалом глобальні зміни АОТ (525нм) ті ж самі, що й розглянуті вище, з незначними відмінностями між географічними зонами. Так, мінімальні значення АОТ (525нм) спостерігались по усій земній кулі проясом 1998 – 2005 рр. і становили приблизно від 0,002 до 0,003. Максимальні значення цього параметра у 1983 р. після виверження вулкану Ель-Чічон становило у північній півкулі й приекваторіальній зоні приблизно 0,15, а у південній приблизно 0,05. У 1991 – 1992 рр. після виверження Пінатубо ця величина була приблизно 0,20 у північній півкулі і приекваторіальній зоні й біля 0,15 у південній півкулі.

У роботі (Ridley et al., 2014) разом зі вже розглянутими у цитованих вище публікаціях супутникових даних наведені й результати аналізу спостережень за стратосферним аерозолем з наземними лідарами у різних географічних зонах північної півкулі та вулканічних вивержень протягом 1995 – 2013 рр. Це лідари на спостережних станціях Цукуба, Японія (Tsukuba,  $36,1^{\circ}\text{N}$ ,  $140,1^{\circ}\text{E}$ ), Томськ, РФ (Tomsk,  $56,5^{\circ}\text{N}$ ,  $85,0^{\circ}\text{E}$ ), Ні-Алесунд, Шпіцберген, Норвегія (Ny-Ålesund,  $78,9^{\circ}\text{N}$ ,  $11,9^{\circ}\text{W}$ ), Мауна Лоа, Гавайські острови, США (Mauna Loa,  $19,5^{\circ}\text{N}$ ,  $155,6^{\circ}\text{W}$ ). Значення АОТ (532нм) обчислені у стовпах атмосфери від тропопаузи і вище, та від висоти 15 км і вище для перших трьох станцій, і над тропопаузою для Мауна Лоа, оскільки висота тропопаузи над цією станцією становить приблизно 15 – 16 км. При цьому АОТ за вимірюваними коефіцієнтами зворотного розсіювання обчислені при лідарному відношенні, рівному 50. Ця величина була прийнята на основі даних аналізу результатів визначення розподілу частинок за розмірами, одержаними з досліджень стратосферного аерозолі зі стратостатів над станцією Ларамі, Вайомінг, США (Laramie,  $41,3^{\circ}\text{N}$ ,  $105,5^{\circ}\text{W}$ ). За цими даними також обчислені й АОТ (532нм) для атмосферного стовпа над тропопаузою, і над рівнем 15 км, до висоти 30 км у припущенні, що усі частинки мають комплексний показник заломлення з дійсною частиною, що дорівнює 1,45 і уявною, що дорівнює 0. Протягом зазначеного проміжку часу відбулось 11 потенційно важливих (Ridley et al 2014) вулканічних вивержень. Наведені у (Ridley et al 2014) значення АОТ (532нм) над тропопаузою перевищували 0,08. Це найбільше значення спостерігалось над Шпіцбергеном протягом короткого періоду влітку 2009 р., що авторами (Ridley et al 2014) пов'язується з виверженням вулкану Саричев (Курильські о-ви), яке відбулось 11 червня того ж року. А загалом ці АОТ мали значення головним чином у діапазоні приблизно від 0,003 до 0,04. Для стовпа атмосфери вище 15 км ці значення для зазначених трьох станцій були у кілька разів меншими, ніж у стовпі над тропопаузою, що свідчить про переважну концентрацію стратосферних аерозолів у її нижній частині, поблизу тропопаузи. За даними in-situ досліджень зі стратостатів одержані нижчі значення порівняно з лідарними, у межах від 0,001 до 0,01.

Розподіл частинок за розмірами та АОТ стратосферного аерозолі вулканічного походження з вимірювань приладом SAGE III спектрального коефіцієнта екстинкції методом покриття (occultation) протягом 2017 – 2019 рр. наведені у (Madhavan et al., 2023). У цій роботі використані дані вимірювань приладом SAGE III, виконаних з Міжнародної космічної станції (ISS – International Space Station) під час сходу Сонця з-під горизонту та його заході на кожному витку орбіти станції. Для обчислень спектральної АОТ використані вимірювання атмосферної екстинкції, виконані у спектральних каналах 449, 521, 602, 676, 756, 869, 1021 і 1544 нм, у діапазоні висот від тропопаузи до 30 км з роздільною здатністю 1 км у географічній зоні від  $60^{\circ}\text{S}$  до  $60^{\circ}\text{N}$ . За цими значеннями АОТ, шляхом розв'язання відповідної оберненої задачі методом максимальної правдоподібності (імовірності – likelihood), обчислений лог-нормальний розподіл частинок за розмірами для різних висот у припущенні, що їхній комплексний показник заломлення має значення  $1,45-0,00i$  для усього 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, його параметри були фіксованими для кожної довжини хвилі, оптичні характеристики частинок обчислювались за теорією Мі.

Отже, у роботі (Madhavan et al. 2023) знайдений розподіл АОТ за довжиною хвилі у спектральному діапазоні від 449 нм до 1544 нм. Ці дані, а також розподіл частинок за розмірами, наведені у (Madhavan et al. 2023) як усереднені для всієї земної кулі, а також окремо для північної і південної півкуль, тобто  $\pm 60^{\circ}$  від екватора, і зонально усереднені від  $10^{\circ}\text{S}$  до  $20^{\circ}\text{S}$  і від  $10^{\circ}\text{N}$  до  $20^{\circ}\text{N}$ . Також ці результати розділені у часі на 4 фази відповідно до вивержень вулкану на острові Амба (Ambae), Республіка Вануату (Vanuatu), колишня назва – архіпелаг Нові Гебриди, у тропічній зоні Тихого океану. Це такі проміжки часу: 1) перед-Амба, липень 2017 р. – березень 2018 р.; 2) Амба 1, після першого виверження вулкану, 5 квітня – 26 липня 2018 р.; 3) Амба 2, після другого виверження, 27 липня 2018 р. – 21 червня 2019 р.; 4) після-Амба, 22 червня 2019 р. – кінець 2020 р. Відповідні дані наведені у статті (Madhavan

et al. 2023) окремо, оскільки у ній оцінюється вплив вулканічних вивержень на аерозоль у стратосфері. При цьому стверджується, що вміст і характеристики аерозолів у перед-Амба фазі зумовлені головним чином аерозолями від лісових пожеж, що відбувалися протягом серпня 2017 р. у Британській Колумбії, західне узбережжя Канади. На аерозоль у стратосфері протягом четвертої фази вплинули виверження ще двох вулканів: Райкоке (Raikoke), на одному з Курильських островів у червні 2019 р., і Улавун (Ulawun), у Папуа – Новій Гвінеї у червні – серпні 2019 р.

Головні результати можна охарактеризувати так. Найбільший вміст частинок у середньому в стратосфері був після-Амба фази, але розподіл по земній кулі був нерівномірний. Найбільші значення АОТ були одержані для північної півкулі: від АОТ (450нм)  $\approx 0,022$  до АОТ (1550нм)  $\approx 0,004$ . Це, очевидно, головний внесок від вулкану Райкоке. Найменші значення АОТ були одержані для зони  $10^{\circ}\text{S}$  до  $20^{\circ}\text{S}$ : АОТ (450нм)  $\approx 0,009$  до АОТ (1550нм)  $< 0,002$ , причому вони приблизно однакові для фаз Амба 2 і після-Амба. Найбільше значення у перед-Амба фазі було одержане для усієї земної кулі і для північної півкулі: від АОТ (450нм)  $\approx 0,009$  до АОТ (1550нм)  $< 0,002$ . Найменші одержані усереднені значення оптичної товщини за увесь час, розглянутий у (Madhavan et al. 2023), були у приекваторіальній зоні і становили від АОТ (450нм)  $\approx 0,005$  до АОТ (1550нм)  $< 0,002$ . Також авторами (Madhavan et al. 2023) були одержані оцінки показника Ангстрема для стратосферного аерозолю. Цей параметр використовується у емпіричній формулі для апроксимування спектрального розподілу оптичної товщини атмосфери, забрудненої аерозольними частинками (Angström, 1961; Angström, 1964). У (Madhavan et al. 2023) він визначений за одержаними значеннями АОТ при довжинах світлових хвиль 449 нм та 869 нм, які практично збігаються з довжинами хвиль, що використовуються у стандартних алгоритмах мережі сонячних фотометрів AERONET: 440 нм і 870 нм для апроксимування спектральної залежності АОТ аерозолю у всьому стовпі атмосфери (Holben et al., 1998; Dubovik, King, 2000). Визначені таким чином значення параметра Ангстрема для стратосферного аерозолю перебувають практично у тих же межах, що і у тропосферного аерозолю над більшістю станцій AERONET у Європі, наприклад над Києвом, див. наприклад (Milinevsky, Danylevsky, 2018): від приблизно 0,6 до 2,0. Проте значення 0,6 цього параметра у (Madhavan et al. 2023) одержані лише для червня – липня 2019 р., тобто у після-Амба фазі для північної півкулі, що пояснюється імовірним надходженням у нижню стратосферу попелу під час виверження вулкану Райкоке. Більшість же значень параметра Ангстрема для стратосферного аерозолю у цій роботі перебуває у діапазоні між 1,5 і 2,0, що відповідає дрібнодисперсним частинкам, згідно з класифікацією AERONET. Зокрема, згідно з (Madhavan et al. 2023) радіуси частинок стратосферного аерозолю перебувають у межах від 0,08 мкм до 0,9 мкм, причому максимума мультимодального об'ємного лог-нормального розподілу (переважно дво- та три-модального) мають місце при 0,10 мкм – 0,16 мкм для першої моди, 0,2 мкм – 0,3 мкм для другої і 0,5 мкм – 0,7 мкм для третьої. Однак висота максимуму третьої моди як правило незначна, порівняно з першими двома. Тому можна припускати, що найімовірніші значення радіуса частинок стратосферного аерозолю становлять від 0,1 мкм до 0,5 мкм.

З іншого боку, згідно з результатами аналізу раніших даних у (Kremser et al. 2016), 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 рослинності на земній поверхні. Також у стратосфері перебувають і частинки космічного пилу як залишки метеорів, проте їхні розміри переважно оцінюються як від розмірів порядку молекулярних кластерів (діаметри  $\sim 1$  нм) до діаметрів  $\sim 100$  нм.

Оцінки АОТ були одержані також після виверження 15 січня 2022 р. підводного вулкану Гунґа Тонґа - Гунґа Га'апай (Hunga Tonga-Hunga Ha'apai), архіпелаг Тонґа у південно-західній частині Тихого океану. У роботі (Bourassa et al., 2023) наведені оцінки АОТ при довжині світлової хвилі 745 нм за даними спостережень висотних профілів екстинкції з розділенням 1 км по висоті у діапазоні від 18 до 30 км з навколоземної орбіти приладами OMPS LP (Ozone Mapping and Profiler Suite Limb Profiler, <https://ozoneaq.gsfc.nasa.gov/omps/>) і SAGE III/ISS. Ці дані усереднені протягом дня у географічній зоні від  $25^{\circ}\text{S}$  до  $10^{\circ}\text{N}$  при ширині зони 125 км упоперек траєкторії супутника Suomi NPP на сонячно-синхронній орбіті з нахилом  $98,8^{\circ}$ , висотою 834 км з приладом OMPS LP. Два алгоритми були використані для визначення АОТ стратосферного аерозолю за даними вимірювань цим приладом профілів екстинкції. Один з них, створений у NASA (National Aeronautics and Space Administration), США, визначає одновимірний профіль екстинкції уздовж висоти у припущенні горизонтальної однорідності атмосфери уздовж лінії зору приладу та апроксимації розподілу частинок гама-функцією. Другий алгоритм, створений в університеті провінції Саскачеван, Канада, враховує неоднорідність структури атмосфери уздовж траси супутника і визначає екстинкцію уздовж висоти і у горизонтальному напрямку. Для опрацювання даних приладу SAGE III/ISS був використаний стандартний алгоритм, як і для результатів, розглянутих у цитованих вище публікаціях (Kremser et al. 2016, Thomason et al. 2018). У роботі (Bourassa et al., 2023) наведені результати, одержані протягом 2023 р. Хоча між даними існують істотні розбіжності, до приблизно 40%, що пояснюються авторами різними модельними припущеннями, але вони дозволяють зробити певні висновки щодо впливу цього вулкану на аерозольну оптичну товщину у стратосфері. Протягом зазначеного періоду АОТ (745нм) не перевищувала 0,03 (у лютому – березні), поступово зменшувалася до менше ніж 0,01 наприкінці року.

У (Lu et al., 2023) наведено оцінки просторово-часового розподілу оптичної товщини стратосферного аерозолю, спричиненого цим же вулканом, для довжин хвиль 510 нм за даними спостережень приладом OMPS LP і 550 нм за результатами моделювання з моделлю Whole Atmosphere Community Climate Model version 6,0 (WACCM6). Дані наведені для південної півкулі у діапазоні широт від  $10^{\circ}$  до  $70^{\circ}$  для періоду з січня (від виверження вулкану) до кінця 2022 р. У обох випадках максимальні значення АОТ становили 0,03.

Як зазначено вище, важливим параметром для визначення оптичної товщини аерозолю у стратосфері є розподіл аерозольних частинок за розмірами, спостережені дані про який одержані з вимірювань за допомогою приладів на аеростатах, див. (Kalnajs, Deshler 2022) та наведені там літературні джерела. Крім того, необхідними параметрами для обчислень АОТ та фазової функції є також хімічний склад, форма частинок і їхній показник заломлення. Щодо цих параметрів робляться певні припущення. Зазвичай вважається, що аерозольні частинки – це краплі сферичної

форми, що складаються з приблизно 75% розчину сірчаної кислоти, комплексний показник заломлення яких не залежить від довжини хвилі у діапазоні від ближнього ультрафіолетового до ближнього інфрачервоного випромінювання і становить приблизно 1,45 – 0,00 $\cdot$ i. Ці припущення не безпідставні, вони базуються головним чином на експериментальних даних, одержаних при дослідженнях 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 у земній атмосфері (Steele, Hamill, 1981). Насправді ці дані вказують на певну залежність показника заломлення як від довжини світлової хвилі, так і від хімічного складу і температури у атмосфері, що, за необхідності, може бути враховано при моделюванні характеристик стратосферного аерозолі.

**Висновки.** Наведені у статті результати досліджень стратосферного аерозолі показують, що його вміст змінюється у значних межах і визначається головним чином вулканічною активністю Землі. У цитованих тут публікаціях наведені в основному просторово усереднені за доволі тривалий час (не менше місяця) результати визначення оптичної товщини стратосферного аерозолі у короткохвильовій частині оптичного спектра. Тільки у (Madhavan et al. 2023) наведено оцінки для широкого діапазону, від  $\approx$ 450 нм до  $\approx$ 1550 нм. Очевидно, що спостережувані значення протягом коротких проміжків часу над обмеженими територіями бувають більшими від середніх. На жаль, автори проаналізованих тут робіт наводять мало даних щодо похибок цих результатів. Тільки у (Madhavan et al. 2023) наведені значення середньоквадратичного відхилення, які при довжині хвилі 450 нм становлять приблизно від 15% до 75% залежно від величини АОТ (450нм), зі зменшенням цієї похибки при збільшенні довжини світлової хвилі. Загалом можна зробити висновок, що у короткохвильовій частині оптичного спектра оптична товщина стратосферного аерозолі у діапазоні висот від тропосфери до приблизно 30 км становить за порядком величини 0,001 – 0,01 навіть після вивержень вулканів. Тільки у результаті дуже потужних вивержень, як наприклад Ель Чічон чи Пінатубо, ця величина може становити приблизно 0,1 – 0,3, і можливо більше, залежно від часу після виверження і місця спостережень. Проте такі виверження трапляються доволі рідко. Наприклад, час між виверженнями Ель Чічон 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 до останнього часу, тобто більше 30 років, не траплялося. Тому імовірність спостережень оптичної товщини стратосферного аерозолі у короткохвильовій частині спектра у діапазоні 0,1 – 1,0 на проміжку у кілька років видається доволі низькою. Крім того, вміст аерозолі у стратосфері через вулканічні виверження залежить від відносного вмісту двоокису сірки SO<sub>2</sub>. Зокрема, як виявилось, вміст цього газу у продуктах виверження Гун'га Тон'га-Гун'га Га'апай виявився дуже низьким, приблизно 25% (Bourassa et al. 2023). До того ж, як показують спостереження аерозолі у всьому атмосферному стовпі, а також оцінки (Madhavan et al. 2023), зі збільшенням довжини хвилі оптична товщина істотно зменшується, що ускладнює його спостереження у ближньому інфрачервоному спектрі.

На жаль, авторами не вдалося знайти у літературі спостережних даних про АОТ у стратосфері для ближнього інфрачервоного діапазону, зокрема при  $\lambda = 1,4$  мкм. Уявлення про її значення можна одержати тільки з роботи (Madhavan et al. 2023), де наведені модельні оцінки за вимірюваннями з SAGE III/ISS протягом 2017 – 2019 рр. у географічній зоні від 60°S до 60°N. Вони залежать від параметрів моделі та стану вулканічної активності протягом зазначеного проміжка часу і перебувають у діапазоні 0.001 – 0.004. Детальніші відомості про просторово-часовий розподіл АОТ стратосферного аерозолі, зокрема й при довжині хвилі близько 1,4 мкм, можна одержати з аналізу спостережних даних, одержаних із зазначеними у статті приладами, наприклад SAGE III/ISS, а також шляхом моделювання, що й планується зробити авторами надалі. За цими оцінками можна буде оцінити діапазон опроміненості та ступеня поляризації сонячного випромінювання, розсіяного стратосферним аерозолем, на вхідній апертурі спектрополяриметра і сформулювати технічні вимоги до нього, зокрема для вимірювань у смузі поглинання водяної пари при  $\lambda = 1,378$  мкм.

#### Внесок авторів.

Василь ДАНИЛЕВСЬКИЙ – концептуалізація, аналіз літератури і даних, написання – оригінальна чернетка, перегляд і редагування; Альона МОЗГОВА – написання – перегляд і редагування.

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

**Джерела фінансування.** Дана робота виконана за рахунок часткового фінансування в рамках 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, DOI:10.1029/2022GL101978.  
 Chagnon, C. W., & C. E. Junge. (1961). The vertical distribution of sub-micron particles in the stratosphere. *J. Meteorol.*, 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, DOI: <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00265.1>.  
 Desher, 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. *J. Geophys. Res.*, 108(D5), 4167, DOI: 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., & King, M. D. (2000). A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements. *Journal of Geophysical Research*, 105, 20,673 – 20,696, ISSN: 0148–0227.

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., Lopatin, A., Marbach, T., Maring, H., Martins, V., Meijer, Y., Milinevsky, G., Mukai, S., Parol, F., Qiao, Y., Remer, L., Rietjens, J., Sano, I., Stammes, P., Stammes, S., Sun, X., Tabary, P., Travis, L. D., Waquet, F., Xu, F., Yan, C., & 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.

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, DOI:10.1029/2009RG000282.

Holben, B.N., Eck, T.F., Slutsker, I., Tanre, D. et al. (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. *J. Meteorol.*, 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, 14pp., DOI: [10.1029/2022JD037485](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.

Kremsler, 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., Notholt, J., Rex, M., Bingen, C., Vanhellemont, F., Bourassa, A., Plane, J. M. C., Klocke, D., Carn, S. A., Clarisse, L., Ryan, T. T., James, A. D., Rieger, L., Wilson, J. C., & Meland, B. (2016). Stratospheric aerosol – Observations, processes, and impact on climate. *Review of Geophysics*, 54, 278–335, DOI:10.1002/2015RG000511.

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

Lu, J., Lou, S., Huang, X., Xue, L., Ding, K., Liu, T., et al. (2023). Stratospheric aerosol and ozone responses to the Hunga Tonga–Hunga Ha'apai volcanic eruption. *Geophysical Research Letters*, 50, e2022GL102315, 11 pp., DOI: [10.1029/2022GL102315](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 Sens.*, 15, 29. DOI:10.3390/rs15010029.

Milinevsky, G., & Danylevsky, V. (2018). Atmospheric Aerosol Over Ukraine Region: Current Status of Knowledge and Research Efforts. *Front. Environ. Sci.*, 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". *J. Geophys. Res.*, 102(D14), 16989–17013.

Palmer, K. F., & Williams, D. (1975). Optical constants of sulfuric acid; application to the clouds of Venus. *Appl. 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. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 7763–7769, DOI: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. *Front. Clim.*, 3:720312, DOI: 10.3389/fclim.2021.720312.

The Royal Meteorological Society, <https://www.rmets.org/metmatters/pyrocumulonimbus-clouds>

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 Syst. Sci. Data*, 10, 469–492, DOI: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. *Elem Sci Anth.*, 10: 1, DOI: [10.1525/elementa.2022.00047](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, DOI:10.1029/2022GL101978.

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

Coakley Jr., J. A., & Yang, P. (2014). *Atmospheric Radiation*. Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA. <https://download.ebookshelf.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, DOI: <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. *J. Geophys. Res.*, 108(D5), 4167, DOI: 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., & King, M. D. (2000). A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements. *Journal of Geophysical Research*, 105, 20,673 – 20,696, ISSN: 0148–0227.

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., Lopatin, A., Marbach, T., Maring, H., Martins, V., Meijer, Y., Milinevsky, G., Mukai, S., Parol, F., Qiao, Y., Remer, L., Rietjens, J., Sano, I., Stammes, P., Stammes, S., Sun, X., Tabary, P., Travis, L. D., Waquet, F., Xu, F., Yan, C., & 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.

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, DOI:10.1029/2009RG000282.

Holben, B.N., Eck, T.F., Slutsker, I., Tanre, D. et al. (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. *J. Meteorol.*, 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, 14pp., DOI: [10.1029/2022JD037485](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., Notholt, J., Rex, M., Bingen, C., Vanhellemont, F., Bourassa, A., Plane, J. M. C., Klocke, D., Carn, S. A., Clarisse, L., Ryan, T. T., James, A. D., Rieger, L., Wilson, J. C., & Meland, B. (2016). Stratospheric aerosol – Observations, processes, and impact on climate. *Review of Geophys.* 54, 278–335, DOI: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. *Atmos. Chem. Phys.*, 22, 14957–14970, DOI: [10.5194/acp-22-14957-2022](https://doi.org/10.5194/acp-22-14957-2022).
- Lu, J., Lou, S., Huang, X., Xue, L., Ding, K., Liu, T., et al. (2023). Stratospheric aerosol and ozone responses to the Hunga Tonga–Hunga Ha'apai volcanic eruption. *Geophysical Research Letters*, 50, e2022GL102315, 11 pp., DOI: [10.1029/2022GL102315](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 Sens.*, 15, 29. DOI:10.3390/rs15010029.
- Milnevsky, G., & Danylevsky, V. (2018). Atmospheric Aerosol Over Ukraine Region: Current Status of Knowledge and Research Efforts. *Front. Environ. Sci.*, 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". *J. Geophys. Res.*, 102(D14), 16989–17013.
- Palmer, K. F., & Williams, D. (1975). Optical constants of sulfuric acid; application to the clouds of Venus. *Appl. 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. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 7763–7769, DOI: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. *Front. Clim.*, 3:720312, DOI: 10.3389/fclim.2021.720312.
- The Royal Meteorological Society, <https://www.rmets.org/metmatters/pyrocumulonimbus-clouds>
- 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 Syst. Sci. Data*, 10, 469–492, DOI: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. *Elem Sci Anth.*, 10: 1, DOI: [10.1525/elementa.2022.00047](https://doi.org/10.1525/elementa.2022.00047).

Отримано редакцією журналу / Received: 8.09.2023

Прорецензовано / Revised: 14.10.2023

Схвалено до друку / Accepted: 19.09.2023

Vassyl DANYLEVSKY, Ph.D (Phys. & Math.), Senior Researcher  
 ORCID ID: 0000-0001-8311-0907  
 email: [vdanylevsky@knu.ua](mailto:vdanylevsky@knu.ua)  
 Taras Shevchenko National University of Kyiv, Kyiv, Ukraine

Alona MOZGOVA, Ph.D (Phys. & Math.)  
 ORCID ID: 0000-0002-8490-4327  
 email: [alenamozgova@knu.ua](mailto: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; або в рішенні про публікацію результатів.