

О.С. ОВСАК,¹ В.М. ВАЩЕНКО,² А.П. ВІДЬМАЧЕНКО,^{1,3} Є.А. ЛОЗА,²
Ж.І. ПАТЛАШЕНКО,⁴ Б.О. ОВСАК⁵

¹ Головна астрономічна обсерваторія НАН України

(Вул. Академіка Заболотного, 27, Київ 03143; e-mail: ovsak@mao.kiev.ua)

² Міжвідомчий центр фундаментальних досліджень в галузі енергетики та екології

(Просп. Шевченка, 1, Одеса 65044)

³ Національний університет біоресурсів і природокористування України

(Вул. Героїв Оборони, 15, Київ 03041)

⁴ Державна екологічна академія післядипломної освіти та управління

(Вул. Митрополита Василя Липківського, 35, корп. 2, Київ 03035)

⁵ Київський національний університет імені Т.Г. Шевченка

(Вул. Володимирська, 64/13, Київ 01601)

МЕТОД ВІДНОВЛЕННЯ ПАРАМЕТРІВ БАГАТОМОДОВОЇ АЕРОЗОЛЬНОЇ СКЛАДОВОЇ В АТМОСФЕРІ ЗА ДАНИМИ СПЕКТРАЛЬНИХ ПОЛЯРИМЕТРИЧНИХ ВИМІРІВ

УДК 535.5, 535.520,
551.510.42

Запропоновано метод виявлення основних мод аерозолу в атмосферному стовпі й відновлення ймовірних мікрофізичних параметрів його частинок за даними вимірювань спектральних фазових залежностей ступеня лінійної поляризації неба. Виконана тестова обробка даних вимірювань поляризації неба над позицією ГАО (Київ, Голосіїв, Україна). У міській атмосфері виявлено дві основні аерозольні моди: грубодисперсну й дрібнодисперсну. Відновлено мікрофізичні параметри цих мод для нормально-логарифмічної функції розподілу частинок за розмірами. У грубодисперсній моді дійсна частина показника заломлення $n_r = 1,45 + 0,02i - 0,01$, середньо-геометричний радіус частинок $r_0 = 6,7 + 2,4 / - 1,4$ мкм, дисперсія $\sigma^2 = 0,12 + 0,01 / - 0,02$, ваговий коефіцієнт цієї моди в аерозольній суміші $k_1 = 0,22$. У дрібнодисперсній моді $n_r = 1,45 \pm 0,01$, $r_0 = 0,11 \pm 0,005$ мкм і $\sigma^2 = 0,1 \pm 0,05$. Спектральні величини відносного внеску газового розсіяння (на дату спостережень): $\beta(578 \text{ нм}) = 0,45$ і $\beta(390 \text{ нм}) = 0,64$.

Ключові слова: атмосфера, ступінь лінійної поляризації, аерозоль, відновлення параметрів.

1. Вступ

Атмосферний аерозоль безпосередньо впливає на фізичні властивості атмосфери та є важливим кліматичним чинником. Згідно даних [1] аерозольні частки розміром менше 2,5 мкм (стандарт РМ_{2,5}) щорічно стають причиною приблизно 7 мільйонів

передчасних смертельних випадків в усьому світі, з них близько 400 тис. – у країнах ЄС. Згідно консервативних оцінок 2011 року [2] на території України забруднення атмосферного повітря аерозолем спричиняє щонайменше 27 тис. смертей щорічно, а відповідні втрати ВВП оцінюються у 2,6 млрд. грн. (4% ВВП). Причому ці величини можуть бути значно заниженими через недостатність та низьку якість вихідних даних щодо забруднення атмосферного повітря. Тому вдосконалення та

© О.С. ОВСАК, В.М. ВАЩЕНКО,
А.П. ВІДЬМАЧЕНКО, Є.А. ЛОЗА,
Ж.І. ПАТЛАШЕНКО, Б.О. ОВСАК, 2021

розробка нових методів моніторингу забруднення атмосферного повітря різними типами аерозолі є актуальною задачею як в Україні, так і в усьому світі.

Найчастіше моніторинг якості атмосферного повітря виконується у метеорологічних пунктах або мобільних моніторингових лабораторіях контактним методом, шляхом аналізу забруднення приземного атмосферного повітря або осадів, зокрема, використовуючи оптичні детектори частинок, нефелометри або електростатичні сенсори [3]. У цьому контексті перспективним є використання пасивних та активних дистанційних методів оперативного моніторингу стану атмосфери й атмосферного аерозолі у широкому діапазоні висот і на великих територіях, зокрема, у глобальних масштабах для випадку космічного супутникового моніторингу.

Переважає більшість робіт, присвячених визначенню висотного розподілу і фізичних характеристик аерозольної компоненти в атмосфері Землі, виконується за даними фотометричних вимірювань, отриманих із застосуванням лідарів і сонячних фотометрів (див., наприклад, [4–9]). Зондування атмосфери лише лідарами, або вимірювання характеристик світлового потоку в вузьких спектральних ділянках сонячними фотометрами дозволяє розрахувати висоту і оптичну товщину аерозольного шару, його динаміку і розподіл по висоті, але не дає можливості визначити його оптичні та мікрофізичні параметри [10].

Для варіанту синхронного використання лідара і сонячного фотометра, розташованих в одному пункті спостережень, розроблено алгоритм GARRLiC виконання модельного аналізу вимірювань [11]. Це дозволило значно збільшити число визначених характеристик атмосферного аерозолі: кількість його мод, вид і параметри функції розподілу частинок за розмірами, комплексний показник заломлення, аерозольну оптичну товщину, альbedo однократного розсіяння, індикатрису розсіяння (фазову функцію), вертикальний розподіл концентрації, а також коефіцієнти зворотного розсіяння й ослаблення.

Однак, використання лідарів вимагає капітального обладнання пункту спостереження, включно з прокладкою системи електрозабезпечення лазерної установки, а сонячні фотометри, через наявність ряду спектральних каналів вимірювань ви-

магають точного відстеження змін параметрів сонячного випромінювання з часом і обмежені в тривалості спостережень визначених ділянок неба через необхідність утримання зенітного кута Сонця із заданою точністю. Крім того, на роботу сонячних фотометрів значно впливають просторові й часові зміни характеристик окремих компонентів у атмосферній суміші газів та аерозолів і неоднорідності на поверхні Землі через повторні акти розсіяння світла, люмінесценцію і т.д. Характерною особливістю вказаних пристроїв є неможливість отримання характеристик атмосферних аерозольних шарів за їх малої потужності (для “малохмарного неба”).

У той же час, аналіз даних фотометричних і поляриметричних вимірювань інших планет Сонячної системи успішно застосовується для визначення характеристик аерозолів, що містяться у верхніх шарах їх атмосфери (див. наприклад, [12–18]). Це свідчить про високий потенціал фотополяриметричних досліджень й необхідність розвитку методів аналізу поляризації неба з метою відновлення фізичних характеристик аерозольної складової земної атмосфери [19, 20]. Пілотні супутникові моніторингові системи, такі як серія пристроїв POLDER [21, 22], показали високу перспективність застосування вимірювання ступеня лінійної поляризації (СЛП) розсіяного атмосферою Землі сонячного випромінювання для визначення властивостей та стану атмосферного аерозолі у глобальних масштабах. Слід зазначити, що за останнє десятиліття поступово почали розвиватися наземні пасивні поляриметричні вимірювання, які допомагають значно підвищити надійність визначення характеристик аерозолі, особливо його дрібнодисперсної фракції. Однак, оператори великих міжнародних мереж спостережень, наприклад, AERONET, все ще неохоче включають поляриметричні вимірювання до програм постійних вимірювань через їх високу складність і значне збільшення зусиль, необхідних для отримання та інтерпретації поляризаційних даних [23].

Ми пропонуємо практичний метод відновлення фізичних параметрів основних мод у аерозольній складовій земної атмосфери за даними вимірювань спектральних фазових залежностей СЛП неба. Як приклад використання запропонованого методу і розробленого комплексу спеціальних комп’ютерних програмних кодів, виконано тесто-

вий аналіз наведених у роботі [24] даних спектральних фазових вимірювань СЛП неба в zenіті над Києвом.

2. Загальні визначення і використовувані величини

Ступінь лінійної поляризації розсіяного землею атмосферою сонячного випромінювання визначається спільною дією розсіювання на молекулах газів і на аерозольних частинках [25]. Залежність СЛП неба від положення Сонця, яка формується однократним молекулярним розсіюванням світла, представлена виразом:

$$P_R(\alpha) = \sin^2(\alpha)/(1 + \cos^2(\alpha) + \delta/(1 - \delta)), \quad (1)$$

тут α – кут між двома напрямками: Сонце – спостережувана ділянка неба й від цієї ділянки неба на позицію розміщення спостерігача (фазовий кут), δ – показник деполіризації, який враховує природну анізотропію молекул атмосферних газів. За малої газової оптичної товщини атмосфери $\tau_R \ll 1$ величина $P_R(\alpha)$ приймає максимальне значення $\approx 95\%$ при фазових кутах 90° і 270° . При значному збільшенні величини τ_R СЛП газової складової неба зменшується через зростання деполіризуючого впливу багатократного розсіювання [26]. Однак, вимірювання неба в zenіті без використання світлофільтрів показують, що в різні дні на одних і тих же фазових кутах величина $P_R(\alpha)$ становить лише 30–70% [27, 28], що значно менше значення СЛП, теоретично розрахованого для чисто газової атмосфери. Причиною такого зменшення є розсіювання світла на аерозольних частинках, які є завжди присутніми в земній атмосфері [29].

СЛП світла, розсіяного аерозольними частинками, має складну фазову залежність, приймаючи як позитивні, так і негативні значення, й залежить від довжини хвилі λ , природи частинок, їх форми, виду і параметрів функції розподілу частинок за розмірами (радіус і дисперсія), а також від фазового кута (див., наприклад, [30–33]).

Розсіювання світла на однорідних сферичних частинках теоретично строго описується теорією Мі, а задача визначення фазових залежностей СЛП розсіяного ними світла успішно вирішується комп'ютерним моделюванням (див., наприклад, [34]). Дослідження характеристик розсіювання світла статичним ансамблем модельних одно-

рідних частинок із хаотичним напрямком орієнтації, що мають найпростіші несферичні форми (втягнуті і сплюснуті сфероїди, циліндри), показали істотний вплив форми частинок на характеристики розсіяного ними сонячного випромінювання (див., наприклад, [15, 35–37]). Однак, спроби моделювання характеристик світла, розсіяного присутніми в земній атмосфері реальними аерозольними частинками (кристаликами солей, сніжинками, агломератами сажі, пилом рослин тощо), все ще наптовхуються на неможливість аналітичного опису і складність алгоритмізації такої задачі та її комп'ютерної реалізації.

У загальному випадку, спектральні значення СЛП $P(\alpha, \lambda)$ розсіяного газово-аерозольною планетною атмосферою світла представляються у вигляді:

$$P(\alpha, \lambda) = \beta(\lambda) P'_R(\alpha) + (1 - \beta(\lambda)) P_a(\alpha, \lambda, \rho, m), \quad (2)$$

де α – фазовий кут; $P'_R(\alpha)$ – газова складова, розрахована з урахуванням впливу фактора деполіризації за виразом (1); $P_a(\alpha, \lambda, \rho, m)$ – аерозольна складова; $\rho = 2\pi a/\lambda$ – параметр Мі; a – ефективний радіус аерозольних частинок; $m = n_r - in_i$ – комплексний показник заломлення (КПЗ) частинок; n_r, n_i – спектральні значення дійсної та уявної частини КПЗ, відповідно; $\beta(\lambda)$ – спектральна величина відносного вкладу молекулярного розсіювання:

$$\beta(\lambda) = \frac{\sigma_R(\lambda)}{\sigma_R(\lambda) + \sigma_a(\lambda)} \equiv \frac{\tau_R(\lambda)}{\tau_R(\lambda) + \tau_a(\lambda)}, \quad (3)$$

де $\sigma_R(\lambda)$, $\tau_R(\lambda)$ і $\sigma_a(\lambda)$, $\tau_a(\lambda)$ – об'ємні коефіцієнти розсіювання та оптичні товщини відповідно газової і аерозольної складових атмосфери на довжині хвилі λ [38]. Для обчислення спектральних значень величини $\beta_{\text{calc}}(\lambda)$ використовується вираз з роботи [13], модифікований нами задля урахування багатомодовості аерозольної складової в досліджуваній атмосфері:

$$\beta_{\text{calc}}(\lambda) = \left[\frac{\sum_{i=1}^N k_i \sigma_{ai}(\lambda)}{\sum_{i=1}^N k_i \sigma_{ai}(\lambda_0)} \left(\frac{\lambda}{\lambda_0} \right)^4 \times \left(\frac{1 - \beta(\lambda_0)}{\beta(\lambda_0)} + 1 \right) \right]^{-1}, \quad (4)$$

де $\sigma_{ai}(\lambda)$ – об'ємні коефіцієнти розсіювання на довжині хвилі λ , а k_i – вагові коефіцієнти для i -ї моди у аерозольній суміші; N – кількість аерозольних

мод; $\sigma_{ai}(\lambda_0)$, $\beta(\lambda_0)$ – значення відповідних величин на довжині хвилі λ_0 .

Аерозольна складова $P_a(\alpha, \lambda, \rho, m)$ СЛП неба включає в себе компоненту, сформовану однократним розсіюванням, та компоненту від багатократного розсіювання, величина якої є несуттєвою у довгохвильовій частині спектру світла, однак вона значно зростає у його короткохвильовій частині [39].

3. Метод відновлення параметрів багатомодової аерозольної складової атмосфери

Перед представленням алгоритму пропонованого методу аналізу перерахуємо прийняті нами модельні обмеження і припущення, а також вкажемо на їх причини.

а) Результати робіт [40–44] показують, що нормально-логарифмічна функція розподілу частинок за розмірами найбільш близька до більшості досліджених у земній атмосфері розподілів аерозольних частинок. Тому ми використовуємо саме цю функцію розподілу частинок за розмірами. З фізичних міркувань дисперсію часток ми розглядаємо в діапазоні значень $\sigma^2 = 0,01 \dots 1,0$. Однак підкреслимо, що вибір функції розподілу аерозольних частинок за розмірами і вказаного діапазону значень величини σ^2 не є принциповими для пропонованого методу відновлення характеристик аерозоллю.

б) У видимому діапазоні сонячного випромінювання для переважної більшості земних аерозолів уявна частина КПЗ їх частинок є незначною ($n_i < 10^{-3}$) [44, 45]. Тому другий параметр Стокса розсіяного атмосферою світла визначається, в основному, лише дійсною частиною КПЗ аерозольних частинок, яка, до того ж, проявляє незначні дисперсійні властивості [46]. Тому, при моделюванні характеристик атмосферних аерозолів, ми нехтуємо поглинанням світла їх частинками ($n_i = 0$), а також не враховуємо дисперсію величини n_r у досліджуваному діапазоні довжин хвиль. При цьому відзначимо, що й це не є принциповим для методу аналізу.

в) Незважаючи на присутність у земній атмосфері аерозолів різноманітних типів і природи та вже відмічений вище вплив форми їх частинок на характеристики розсіяного світла, ми все ж використовуємо модель однорідних сферичних аерозольних частинок.

Перерахуємо основні причини саме такого вибору.

- Фазові залежності СЛП хаотично орієнтованих несферичних частинок у загальних рисах все ж повторюють відповідні залежності для частинок сферичної форми [38, 47].

- За відсутності даних про природу й форму аерозольних частинок, присутніх в досліджуваній ділянці атмосфери, вибір певної форми і внутрішньої структури модельних частинок буде упередженим і повністю рівноправним із будь-яким іншим вибором. Для коректного виконання аналізу необхідно додатково вводити і враховувати при розрахунках функції висотного розподілу аерозольних частинок за формою і структурою. Однак це практично неможливо реалізувати при дистанційних вимірюваннях.

- Очевидно, що вимірювані залежності СЛП неба формуються розсіюванням світла в усьому атмосферному стовпі вздовж лінії спостереження. Тому, використання однієї і тієї ж несферичної форми аерозольних часток буде помилковим через відмінності фізичних умов на різних висотних рівнях та високу ймовірність різної природи аерозолів, які перебувають на них.

- Численні практичні вимірювання складу земної атмосфери доводять, що сферична форма частинок є переважаючою в аерозолях, присутніх в тропосфері [44]. Також, згідно роботи [48], у безхмарній міській атмосфері переважають дрібнодисперсні сферичні частинки, в той час як у каламутному (задимленому) середовищі переважають великі агломерати сферичної форми.

- Хаотично орієнтовані аерозольні частинки будь-якої, навіть достовірно відомої форми і структури, не є статичними, а перебувають у атмосфері в постійному русі. Під діями сили тяжіння, вітру, теплової конвекції, взаємних зіткнень і т.д. вони безперервно змінюють своє положення і напрямки орієнтації в просторі. Тому, по мірі збільшення тривалості вимірювань, ефективний перетин аерозольних частинок будь-якої форми поступово наближається до радіуса сфери. Отже, розсіювальні властивості досліджуваного об'єму атмосферного середовища також наближаються до властивостей ансамблю квазісферичних частинок з відповідним ефективним радіусом і усередненим комплексним показником заломлення квазі-однорідної речовини.

- Пружне розсіяння світла на однорідних сферичних частинках теоретично строго розглянуто у теорії Мі, що дозволяє реалізувати алгоритм точного аналізу вихідних даних і розрахувати параметри аерозолу в модельному газозо-аерозольному середовищі з мінімальною кількістю попередніх припущень про його реальні фізичні властивості.

- Модель сферичних частинок є найбільш простою для виконання комп'ютерних обчислень, що є важливим при проведенні мобільного наземного або супутникового поляриметричного експерименту, оскільки в ідеалі такі розрахунки мають виконуватися в режимі реального часу.

г) Завдяки численным дистанційним і контактним дослідженням найбільш поширених у земній атмосфері аерозольних частинок, на сьогодні досить добре відомі діапазони значень їх параметрів (див., наприклад, [46]). У цих діапазонах допустимих значень ми й виконуємо підбір параметрів модельного аерозолу. Однак, при необхідності ці діапазони можна впевнено розширювати.

Таким чином, з урахуванням вказаних припущень і обмежень, ми визначаємо залежність величини ступеня лінійної поляризації $P_a(\alpha, \lambda, \rho, n_r)$ світла, розсіяного модельним аерозолем, від наступних параметрів: α – фазового кута; λ – довжини хвилі, ρ – безрозмірного параметра Мі, n_r – дійсної частини комплексного показника заломлення, дисперсії σ^2 , при нормально-логіарифмічній функції розподілу аерозольних частинок за розмірами.

3.1. Перший етап

На першому етапі аналізу даних вимірювань СЛП неба, нами розглядається модель атмосфери у вигляді однорідного газозо-аерозольного середовища, що містить лише одну фракцію аерозолу – моду №1.

Крок 1. Виконується розрахунок залежностей СЛП світла, розсіяного складовими модельного середовища: газовою $P'_R(\alpha)$ та полідисперсною аерозольною модою №1 $P_{a1}(\alpha, \lambda_0, \rho_1, n_{r1})$ з послідовним підбиранням кожного з її параметрів n_{r1} , ρ_1 і σ_1^2 в інтервалах їх фізично допустимих значень. Модельні фазові кути α відповідають експериментальним кутам вимірювань СЛП неба $P_{meas}(\alpha, \lambda_0)$ на довжині хвилі λ_0 у довгохвильовій частині спектрального діапазону. Такий вибір довжини хвилі визначено необхідністю відсікти внесок багато-

кратного розсіяння в загальну величину СЛП неба. Далі, за виразом (2) визначається залежність $P(\alpha, \lambda_0)$ СЛП світла, розсіяного модельним газозо-аерозольним середовищем, яка порівнюється з даними вимірювань $P_{meas}(\alpha, \lambda_0)$ СЛП неба.

Ступінь збігу визначається порівнянням сум квадратів різниць (СКР) значень модельної та вимірної залежностей СЛП світла на всіх фазових кутах вимірювань (див., наприклад, [49]). Після завершення підбору параметрів аерозольної моди №1 розраховується і фіксується спектральне значення її об'ємного коефіцієнта розсіювання $\sigma_{a1}(\lambda_0)$.

Початкове значення величини $\beta(\lambda_0)$ визначається за табличними даними спектральних значень газової та аерозольної складових оптичної товщини земної атмосфери, згідно (3), а потім уточнюється після підбору параметрів моди №1. Значна різниця між початковим та уточненим значеннями величини $\beta(\lambda_0)$ буде першою ознакою присутності в досліджуваній атмосфері додаткової моди аерозолу, оскільки неврахування СЛП цієї моди призводить до завищення вкладу газової складової в СЛП модельного середовища.

Крок 2. На цьому кроці перевіряється ступінь збігу фазових залежностей СЛП модельного газозо-аерозольного середовища і СЛП неба на довжині хвилі λ_1 у короткохвильовій частині спектрального діапазону даних вимірювань. Для цього використовуються підбрані в Кроці 1 значення параметрів аерозольної моди №1. Розраховується залежність СЛП аерозольної складової $P_{a1}(\alpha, \lambda_1)$ та її об'ємний коефіцієнт розсіювання $\sigma_{a1}(\lambda_1)$. Потім, визначивши відповідну фазову залежність СЛП газової складової $P'_R(\alpha)$, за виразом (2) розраховується залежність СЛП модельного середовища $P(\alpha, \lambda_1)$, яка порівнюється з даними вимірювань $P_{meas}(\alpha, \lambda_1)$. Величина $\beta(\lambda_1)$ визначається за виразом (4), де $N = 1$, а потім уточнюється до найкращого збігу фазових залежностей $P(\alpha, \lambda_1)$ і $P_{meas}(\alpha, \lambda_1)$. Істотна різниця (на 30% і більше) між значеннями цих залежностей в усіх фазових кутах буде другою ознакою присутності в досліджуваній атмосфері додаткової моди аерозолу.

3.2. Другий етап

Другий етап аналізу виконується за наявності значених у Кроці 1 та Кроці 2 ознак присутності в досліджуваній атмосфері додаткової моди аерозо-

лю. У цьому випадку модель газово-аерозольного середовища доповнюється дрібнодисперсною аерозольною модою № 2, поляризаційні властивості якої повинні наблизити до фізично коректного значення параметр $\beta(\lambda)$ та зблизити розраховані й виміряні фазові залежності СЛП в усьому спектральному діапазоні вимірювань.

Крок 3. Знову на довжині хвилі λ_0 у довгохвильовій ділянці даних вимірювань підбираються параметри частинок аерозольної моди № 2. Розрахунок модельної фазової залежності $P_a(\alpha, \lambda_0)$ виконується аналогічно до Кроку 1. Але величина СЛП аерозольної складової $P_a(\alpha, \lambda_0)$ модельного середовища, яка тепер вже складається з двох мод, визначається за виразом:

$$P_a(\alpha, \lambda_0) = k_1 P_{a1}(\alpha, \lambda_0, \rho_1, n_{r1}) + (1 - k_1) P_{a2}(\alpha, \lambda_0, \rho_2, n_{r2}), \quad (5)$$

де $P_{a1}(\alpha, \lambda_0, \rho_1, n_{r1})$ – фазова залежність СЛП світла, розсіяного аерозольною модою № 1; $P_{a2}(\alpha, \lambda_0, \rho_2, n_{r2})$ – те саме для моди № 2; k_1 – ваговий коефіцієнт моди № 1. Параметри моди № 2 підбираються по алгоритму, аналогічному підбору в Кроці 1 параметрів моди № 1. Значення величин k_1 і $\beta(\lambda_0)$ уточнюються після завершення підбору параметрів моди № 2. Також обчислюється спектральне значення її об'ємного коефіцієнта розсіювання $\sigma_{a2}(\lambda_0)$.

Крок 4. Аналогічно до Кроку 2, виконується перевірка ступеня збігу залежності СЛП $P(\alpha, \lambda_i)$ модельної газово-аерозольної суміші з даними вимірювань $P_{\text{meas}}(\alpha, \lambda_1$ на довжині хвилі λ_1 у короткохвильовій частині діапазону вимірювань. Для цього, з використанням відновлених значень параметрів обох аерозольних мод № 1 і № 2, розраховуються фазові залежності $P'_R(\alpha)$, $P_a(\alpha, \lambda_1)$ і $P(\alpha, \lambda_1)$ на довжині хвилі λ_1 . Початкова величина $\beta(\lambda_1)$ визначається згідно виразу (4), де $N = 2$, з використанням розрахованих спектральних значень $\sigma_{a1}(\lambda_1)$ і $\sigma_{a2}(\lambda_0)$. Як зазначено вище, в короткохвильовій ділянці спектра значно зростає вплив багатократного розсіювання на величину СЛП газово-аерозольного середовища. Неврахування такого впливу може значно зменшити ступінь збігу розрахованої $P(\alpha, \lambda_1)$ і виміряної $P_{\text{meas}}(\alpha, \lambda_1)$ залежностей. У цьому випадку значення $\beta(\lambda_1)$ уточнюється аналогічно з Кроком 1.

4. Тестовий аналіз даних вимірювань ступеня лінійної поляризації неба і обговорення результатів

Мономодові полідисперсні фракції аерозолі в земній атмосфері спостерігаються в досить рідких випадках, зокрема, над поверхнею океанів, далеко від суші. У повітрі над містами практично завжди присутні багатомодові аерозольні композиції, сформовані як природними, так і антропогенними факторами [44]. Тому очікуваним результатом аналізу даних вимірювань СЛП неба над Києвом було виявлення декількох мод у аерозольній складовій атмосфері.

Після вивчення експериментальних спектральних фазових залежностей СЛП неба в [24] і аналізу табличних даних обчислень СЛП світла, розсіяного модельною полідисперсною системою однорідних сферичних частинок [34], ми зробили наступні висновки:

- Виміряні фазові залежності СЛП неба над Києвом мають значні спектральні відмінності.
- Форма цих залежностей вказує на присутність моди аерозолі, розміри частинок якої значно більші за довжини хвиль діапазону вимірювань.
- Значне зменшення значень СЛП неба в короткохвильовій ділянці спектрального діапазону вимірювань не може визначатися лише дисперсійними властивостями грубодисперсної аерозольної моди і вказує на ймовірну присутність в атмосфері ще й дрібнодисперсної моди.
- Для коректного визначення параметрів частинок аерозолі в досліджуваній атмосфері необхідно дані вимірювань СЛП у широких діапазонах значень фазових кутів і довжин хвиль [38, 50, 51]. Однак, в аналізованій роботі [24] дані спектральних вимірювань у достатньо широкому діапазоні zenітних кутів Сонця представлені тільки для двох дат спостережень: 18 й 26 квітня. У даній роботі приведені результати відновлення параметрів аерозольних частинок за даними спостережень 18 квітня. Відзначимо, що за винятком спостережень від 26 квітня, на основі даних роботи [24] за інші дати спостережень можна виконати аналіз залежностей СЛП лише в діапазоні фазових кутів $85^\circ - 96^\circ$, що характеризує розсіювання світла верхніми шарами тропосфери й, можливо, нижньою частиною стратосфери.

На першому етапі аналізу, згідно з Кроком 1, ми підбрали параметри грубодисперсної моди № 1

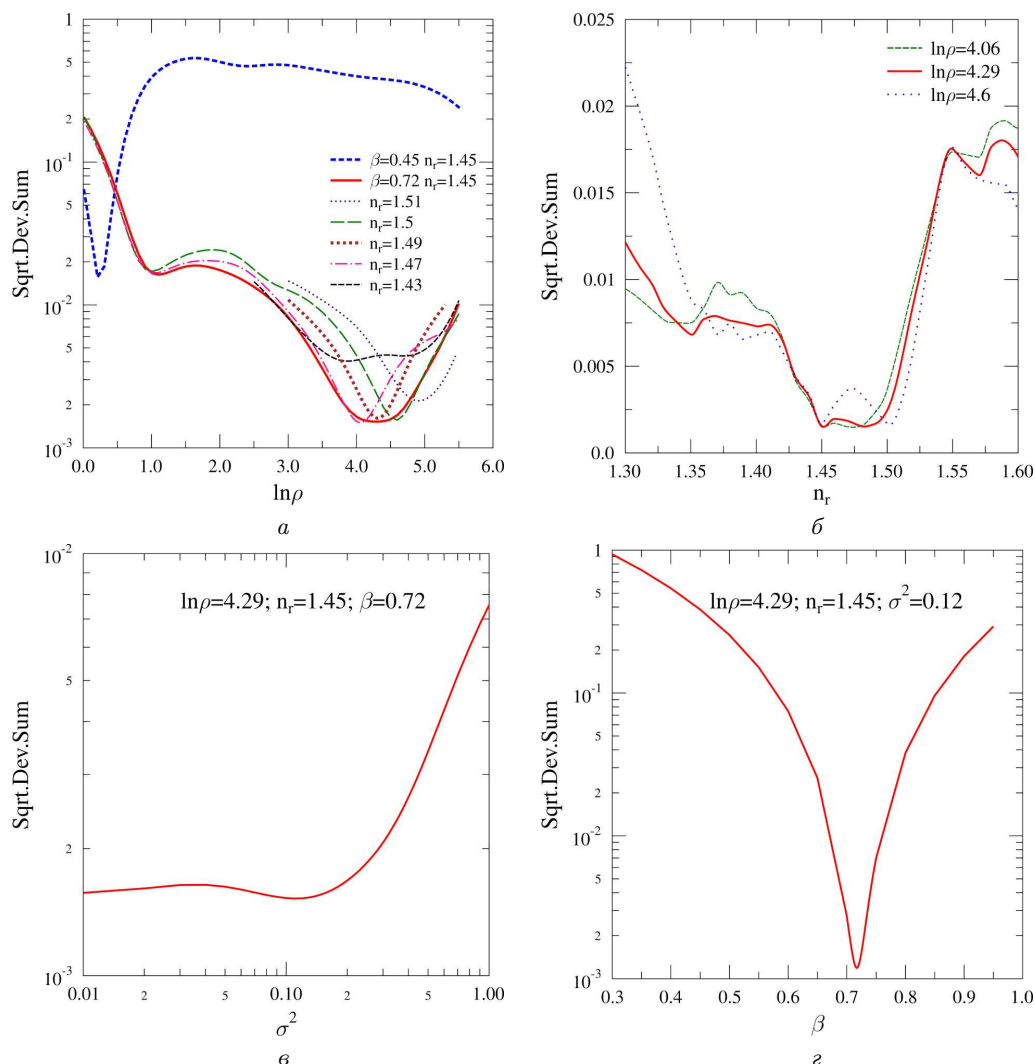


Рис. 1. Залежність суми квадратів різниці (Sqrt. Dev. Sum) значень модельних і експериментальних СЛП від параметрів аерозольної моди № 1: $\ln(\rho)$ (а); n_r (б); σ^2 (в); β (г)

атмосферного аерозолю у довгохвильовій частині спектрального діапазону вимірювань. На рис. 1 показані залежності СКР розрахованих модельних і виміряних значень СЛП від параметрів аерозольної моди № 1 на довжині хвилі $\lambda_0 = 578$ нм. Відзначимо, що менша величина СКР відповідає кращому збігу значень порівнюваних фазових залежностей СЛП.

Як бачимо з рис. 1, а, найкращий збіг розрахованої і виміряної залежностей СЛП неба від параметра $\ln(\rho_1)$ спостерігається в діапазоні значень величини $n_{r1} \approx 1,45 \dots 1,50$, при модельних значеннях $\ln(\rho_1) \approx 4,0 \dots 4,6$. При цьому, зазначений

діапазон значень величини $\ln(\rho_1)$ повністю перекривається залежністю СКР при $n_{r1} = 1,45$. Модельні розрахунки залежності СКР від параметра n_{r1} , при використанні декількох значень величини $\ln(\rho_1)$ із зазначеного інтервалу, показали найбільш повне перекриття діапазону $n_{r1} \approx 1,45 \dots 1,49$ при $\ln(\rho_1) = 4,29$ (див. рис. 1, б). На рис. 1, в, г показані графічні залежності СКР від дисперсії частинок σ_1^2 і величини β за фіксованих значень параметрів $n_{r1} = 1,45$ й $\ln(\rho_1) = 4,29$.

Таким чином, найбільш ймовірні параметри аерозольної моди № 1: дійсна частина КПЗ частинок $n_{r1} = 1,45 + 0,02 / - 0,01$, середньо-геомет-

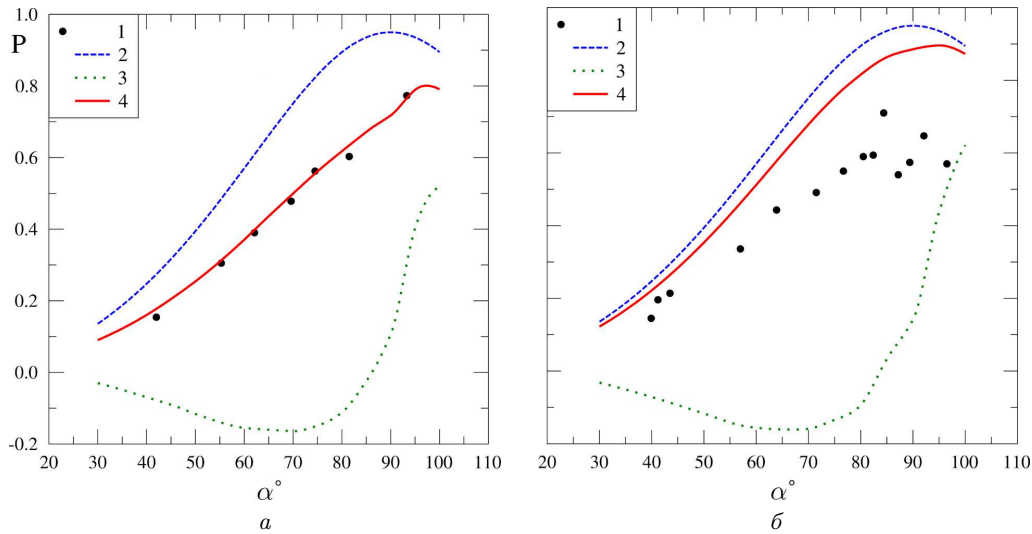


Рис. 2. Фазові залежності СЛП розсіяного світла P : 1 – дані вимірювань; 2 – газова складова; 3 – одномодова аерозольна складова (мода №1); 4 – модельне середовище. Довжина хвилі: $\lambda = 578$ нм (а); $\lambda = 390$ нм (б)

ричний радіус $r_{01} = 6,7 + 2,4 / - 1,4$ мкм, дисперсія $\sigma_1^2 = 0,12 + 0,01 / - 0,02$.

На рис. 2, а приведені розраховані фазові залежності СЛП світла, розсіяного газовою та одномодовою аерозольною складовими, модельним середовищем, а також експериментальна залежність СЛП неба над Києвом від 18.04.1962 [24] на довжині хвилі $\lambda = 578$ нм. Уточнена величина $\beta_{\text{spec}}(578) \approx 0,72$ виявилася значно більшою від початкового значення $\beta_{\text{calc}}(578) \approx 0,5$ (див. рис. 1, а), обчисленого на основі табличних даних спектральних значень газової та аерозольної оптичної товщини земної атмосфери при $\lambda \approx 578$ нм з роботи [52]. Така відмінність є першою ознакою присутності в досліджуваній атмосфері додаткової дрібнодисперсної аерозольної моди №2.

Наступним кроком, відповідно до Кроку 2, ми перевірили відповідність фазової залежності СЛП модельного середовища і даних вимірювань СЛП неба у короткохвильовій частині діапазону експериментальних даних. Розрахована на довжині хвилі $\lambda_1 = 390$ нм залежність СЛП модельного середовища з аерозольною модою №1 виявилася значно зміщеною вгору, по відношенню до відповідної експериментальної залежності (див. рис. 2, б). Цей результат є другою ознакою присутності в досліджуваній атмосфері частинок дрібнодисперсної аерозольної моди, причому, у значній кількості.

На другому етапі аналізу ми доповнили модельне газово-аерозольне середовище дрібнодисперсною аерозольною модою №2, згідно з алгоритмом Кроку 3. Підбір параметрів моди №2 дозволив нам отримати фізично коректне значення величини $\beta(578 \text{ нм}) = 0,45$ і значно зблизити фазові залежності СЛП модельного середовища й даних вимірювань неба в усьому спектральному діапазоні експериментальних даних. Уточнене на цьому етапі значення вагового коефіцієнта моди №1 $k_1 = 0,22$. Відзначимо, що на відміну від грубодисперсної фракції, параметри дрібнодисперсного аерозолю за даними поляриметричних вимірювань визначаються однозначно.

Відновлені значення параметрів аерозольної моди №2: $n_{r2} = 1,45 \pm 0,01$, $r_{02} = 0,11 \pm 0,05$ мкм, $\sigma_2^2 = 0,1 \pm 0,05$. Фазові залежності даних вимірювань СЛП неба і модельного середовища з двомодовою аерозольною складовою на довжині хвилі $\lambda_0 = 578$ нм показані на рис. 3, а. Аналогічні залежності, розраховані відповідно до алгоритму в Кроці 4 на довжині хвилі $\lambda_1 = 390$ нм, показані на рис. 3, б. Уточнена величина $\beta_{\text{spec}}(390 \text{ нм}) \approx 0,64$ враховує деполаризаційний вплив багатократного розсіювання світла на СЛП неба в короткохвильовій частині діапазону вимірювань. Це значення є на $\approx 20\%$ меншим від величини $\beta_{\text{calc}}(390 \text{ нм}) = 0,79$, обчисленої за алгоритмом у Кроці 4 згідно виразу (4).

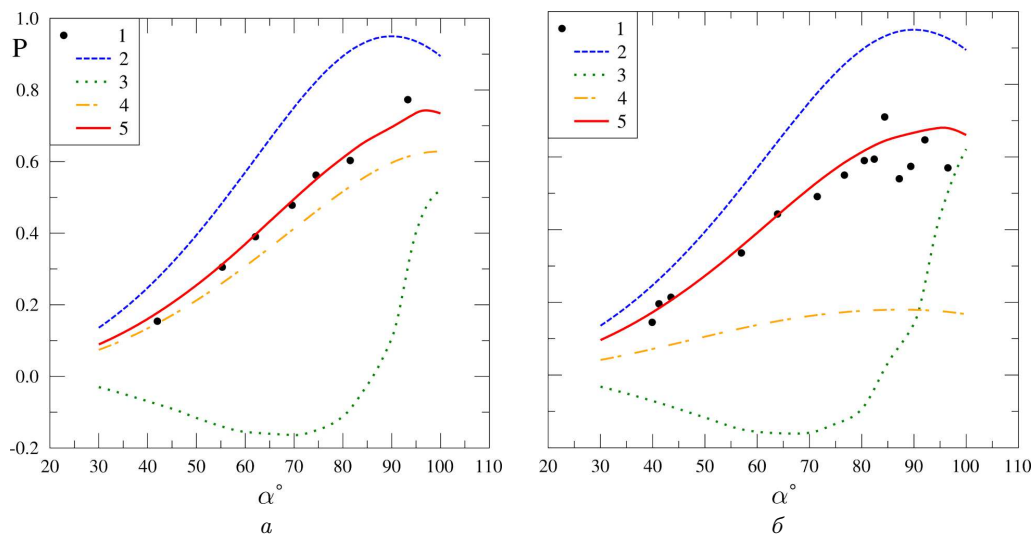


Рис. 3. Те ж, що і на рис. 2, але для двомодової аерозольної складової: 1 – дані вимірювань; 2 – газова складова; 3 – аерозольна мода № 1; 4 – аерозольна мода № 2; 5 – модельне середовище. Довжина хвилі: $\lambda = 578$ нм (а); $\lambda = 390$ нм (б)

Результати відновлення параметрів аерозольних мод у небі над Києвом

Джерело	Аерозольна мода № 1		Аерозольна мода № 2	
	Дійсна частина показника заломлення, n_r	Середньо-геометричний радіус, r_0 , мкм	Дійсна частина показника заломлення, n_r	Середньо-геометричний радіус, r_0 , мкм
Ця робота [55]	$1,45 + 0,02 / - 0,01$ $1,45 \pm 0,05$	$6,7 + 2,4 / - 1,4$ $6,0 + 2,0 / - 4,0$	$1,45 \pm 0,01$ $1,45 \pm 0,05$	$0,11 \pm 0,005$ $0,2 \pm 0,1$

Значний розкид точок експериментальної залежності СЛП за великих фазових кутів на довжині хвилі $\lambda = 390$ нм може бути обумовлений багатократним розсіянням через майже п'ятикратне, у порівнянні з довжиною хвилі $\lambda = 578$ нм, зростання газової оптичної товщини (див., наприклад, [53]). Також, через збільшення геометричної довжини шляху проходження світла, відбувається поглинання короткохвильової частини світла (так зване “почервоніння”), а отже, зменшується відношення сигнал/шум, що призводить до збільшення похибки вимірювань.

Врахування багатократного розсіювання в СЛП аерозольної складової може бути виконане відповідно до методики, приведеної в роботах [13, 54]. Однак, для цього необхідні дані синхронних вимірювань фотометричних і поляриметричних характеристик неба, а в аналізованій роботі [24] фотометричні вимірювання не виконувалися.

У таблиці приведені значення параметрів аерозольних мод № 1 і № 2 і відповідні характеристики атмосферного аерозолю, отримані з аналізу даних синхронного зондування лідаром і вимірювань сонячним фотометром в роботі [55]. Як бачимо, визначені за спектральними фазовими вимірюваннями СЛП неба над ГАО (Київ, Голосіїв) у квітні 1962 року параметри двох основних мод аерозольної складової є близькими до параметрів аерозолів, відновлених за даними фотометричних вимірювань на тому ж місці у вересні 2015 року. Також відмітимо, що співвідношення виявлених нами мод № 1 й № 2 у атмосферній аерозольній композиції складає приблизно 1 : 4. Цей параметр також виявився близьким до результатів роботи [55].

Збіг результатів аналізу, отриманих за допомогою принципово різних методик і для значно рознесених у часі даних вимірювань, свідчить про високу ймовірність достовірного відновлення зна-

чень параметрів атмосферного аерозолі. Крім того, це може вказувати на сталість основних фракцій аерозольної композиції в атмосфері над Києвом протягом тривалого проміжку часу. Однак такий висновок вимагає статистичного підтвердження подальшими вимірами СЛП неба та їх аналізом.

У низці робіт, присвячених дослідженню характеристик аерозольних фракцій у атмосфері над містами (так званого “міського аерозолі”) методами фотометрії, також виявлена характерна присутність двох основних грубодисперсної і дрібнодисперсної аерозольних мод (див., наприклад, [4, 7, 48]). Причому, параметри дрібнодисперсної аерозольної моди відносно стабільні в часі, а змінюється лише об’ємна щільність цієї фракції. При цьому параметри дрібнодисперсної моди аерозолі над іншими містами є близькими до значень, визначених для атмосфери над Києвом. Грубодисперсні аерозольні моди в атмосферних масах над містами істотно відрізняються своїми параметрами, а нерідко й природою. До того ж, їх характеристики можуть суттєво й швидко змінюватися з часом (див., наприклад, [55]).

5. Комплекс комп’ютерних програмних кодів

Для моделювання спектральних фазових залежностей СЛП сонячного світла, розсіяного газозааерозольним середовищем, нами розроблений комплекс спеціальних комп’ютерних програмних кодів. Застосовуваний у ньому алгоритм обчислення ступеня лінійної поляризації, коефіцієнта розсіювання і фазової функції полідисперсного ансамблю однорідних сферичних частинок із нормально-логарифмічною функцією розподілу за розмірами базується на роботах [34, 56–58]. При налагодженні комплексу програм, коректність і точність обчислень кутових функцій і амплітудних коефіцієнтів M_i , а також значень фазової функції, СЛП та об’ємного коефіцієнта розсіювання звірилися з даними розрахунків у перерахованих вище роботах. Точність обчислень програмним комплексом складає 10^{-8} .

6. Висновки

Запропоновано ефективний практичний метод відновлення параметрів багатомодової атмосферної аерозольної складової за даними спектральних фа-

зових вимірювань ступеня лінійної поляризації неба. Характеристики аерозольної складової в небі над Києвом, відновлені нами при тестуванні методу мають високий ступінь збігу з результатами інтерпретації суміщених із сонячною фотометрією лідарних спостережень.

Зроблено припущення щодо можливої характерної присутності двох основних мод у аерозольній складовій атмосфери над Києвом протягом тривалого періоду часу.

Запропонований метод відновлення параметрів аерозольної складової земної атмосфери оптимально підходить для аналізу даних наземних вимірювань СЛП безхмарного неба в zenіті та в альмукантараті Сонця.

Також цей метод може бути адаптований для визначення параметрів стратосферного аерозолі при обробці даних вимірювань СЛП атмосфери, отриманих зі штучних супутників Землі у широкому діапазоні фазових кутів. У цьому випадку вимірювання необхідно виконувати в УФ-діапазоні світлових хвиль, у якому поглинання озоновим шаром надійно відсікає вплив розсіювання світла на непередбачувано і швидко мінливих земній поверхні й тропосферних хмарах.

Автори висловлюють щире подяку д.ф.-м.н. О.В. Морозенку за цінні поради й критичні зауваження під час обговорення методики аналізу та інтерпретації результатів розрахунків.

1. Air quality in Europe – 2019 report. *EEA Report No. 10/2019* (2019).
2. E. Strukova, A. Golub, A. Markandya. Air pollution costs in Ukraine. *Environ. Econom.* **2**, Iss. 3, 52 (2011).
3. F. Karagulian, M. Gerboles, M. Barbieri, A. Kotsev, F. Lagler, A. Borowiak. *Review of Sensors for Air Quality Monitoring* (Publications Office of the European Union, 2019).
4. D. Huige, W. Qiyu, H. Hangbo, L. Siwen, Y. Qing, L. Jingjing, S. Yuehui, H. Dengxin. Aerosol microphysical particle parameter inversion and error analysis based on remote sensing data. *Comput. Sci. Geol.-Remote Sens.* **10**, 1753 (2018).
5. I. Veselovskii, D.N. Whiteman, M. Korenskiy, A. Suvorina, D. Pérez-Ramírez. Use of rotational Raman measurements in multiwavelength aerosol lidar for evaluation of particle backscattering and extinction. *Atmos. Meas. Tech.* **8**, 4111 (2015).
6. W.H. Johnathan, A.H. Chris, L.C. Anthony, B.H. David, A.F. Richard, L.M. Terry, W. Wayne, R.I. Luis,

- E.H. Floyd. Airborne High Spectral Resolution Lidar for profiling aerosol optical properties. *Appl. Opt.* **47**, 6734 (2008).
7. D. Huige, H. Hua, Y. Cui, D. Hua, T. He, Y. Wang, Q. Yan. Vertical distribution of optical and microphysical properties of smog aerosols measured by multi-wavelength polarization lidar in Xi'an, China. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.* **188**, 28 (2017).
 8. Z. Shuang, W. Jian, F. Wenxuan, Y. Qidong, Z. Deming. Review of aerosol optical depth retrieval using visibility data. *Earth-Sci. Rev.* **200**, 102986 (2020).
 9. I. Veselovskii, O. Dubovik, A. Kolgotin, T. Lapyonok, P. Girolamo, D. Summary, D.N. Whiteman, M. Mishchenko, D. Tanré. Application of randomly oriented spheroids for retrieval of dust particle parameters from multi-wavelength lidar measurements. *J. Geophys. Res.* **115**, D21203 (2010).
 10. A.K. Jagodnicka, T. Stacewicz, G. Karasiński, M. Posytniak, S.P. Malinowski. Particle size distribution retrieval from multiwavelength lidar signals for droplet aerosol. *Appl. Opt.* **48**, B8 (2009).
 11. A. Lopatin, O. Dubovik, A. Chaikovsky *et al.* Enhancement of aerosol characterization using synergy of lidar and sun-photometer coincident observations: The GARRLiC algorithm. *Atmos. Meas. Techn.* **8**, 2065 (2013).
 12. J.E. Hansen, J.M. Hovenier. Interpretation of the polarization of Venus. *J. Atmos. Sci.* **31**, 1137 (1974).
 13. A.V. Morozhenko, E.G. Yanovitskij. The optical properties of Venus and Jovian planets. I. The atmosphere of Jupiter according to polarimetric observations. *Icarus* **18**, 583 (1973).
 14. J.M. Dlugach, M.I. Mishchenko. Photopolarimetry of planetary atmospheres: what observational data are essential for a unique retrieval of aerosol microphysics? *Mon. Not. R. Astron. Soc.* **384**, 64 (2008).
 15. J.M. Dlugach, M.I. Mishchenko. The effect of particle shape on microphysical properties of Jovian aerosols retrieved from ground-based spectropolarimetric observations. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.* **88**, 37 (2004).
 16. A.V. Morozhenko, A.S. Ovsak, A.P. Vid'machenko, V.G. Teifel, P.G. Lysenko. Imaginary part of the refractive index of aerosol in latitudinal belts of Jupiter's disc. *Kinemat. Phys. Celest. Bod.* **32**, 30 (2016).
 17. A. Morozhenko, A. Vid'machenko. Polarimetry and physics of solar system bodies. In: *Photopolarimetry in Remote Sensing*. Edited by G. Videen, Y. Yatskiv, M. Mishchenko (Kluwer Academic Publishers, 2004), p. 369.
 18. A.P. Vidmachenko, A.F. Steklov, N.F. Minyailo. Seasonal activity on Jupiter. *Sov. Astron. Lett.* **10**, 289 (1984) (in Russian).
 19. Ж.І. Патлашенко. Перспективи пасивної дистанційної спектрополяриметрії атмосферного аерозолу. *Вісн. КрНУ ім. Михайла Остроградського* **5**, 94 (2015).
 20. A.V. Morozhenko, A.P. Vidmachenko, P.V. Nevodovskii. Aerosol in the upper layer of Earth's atmosphere. *Kinemat. Phys. Celest. Bod.* **29**, 5, 243 (2013).
 21. P. Formenti, K.L. Mbemba Kabuiku, I. Chiapello, F. Ducos, F. Dulac, D. Tanré. Aerosol optical properties derived from POLDER-3/PARASOL (2005–2013) over the western Mediterranean Sea – Part 1: Quality assessment with AERONET and in situ airborne observations. *Atmos. Meas. Tech.* **11**, 6761 (2018).
 22. Y. Wei, Y. Zhang, C. Chen, O. Dubovik, Y. Zhang, H. Xu, K. Li, J. Chen, H. Wang, B. Ge, C. Fan. Validation of POLDER GRASP aerosol optical retrieval over China using SONET observations. *J. Quant. Spectr. Radiat. Transf.* **246**, 106931 (2020).
 23. O. Dubovik *et al.* Polarimetric remote sensing of atmospheric aerosols: Instruments, methodologies, results, and perspectives. *J. Quant. Spectr. Radiat. Transf.* **224**, 474 (2019).
 24. В.В. Аврамчук. Многоцветная поляриметрия света сумеречного и дневного неба в зените. *Вопр. астрофиз.* (Наук. думка, 1965), с. 112–120.
 25. К.С. Шифрин. *Рассеяние света в мутной среде* (Гостехтеоретиздат, 1951).
 26. О.С. Угольников, И.А. Маслов. Многоцветная поляриметрия сумеречного неба. Роль многократного рассеяния света как функция длины волны. *Космич. исслед.* **40** (3), 242 (2002).
 27. P. Nevodovskiy, O. Morozhenko, A. Vidmachenko, O. Ivakhiv, M. Geraimchuk, O. Zbrutskyi. Tiny ultraviolet polarimeter for earth stratosphere from space investigation. In: *Proceedings of the 8th IEEE International Conference on Intelligent Data Acquisition and Advanced Computing Systems: Technology and Applications (IDAACS'2015), September 24–26, 2015, Warsaw* (2015), Vol. 1, p. 28.
 28. P. Nevodovskii, A. Vidmachenko, O. Ivakhiv, O. Zbrutskyi, M. Geraimchuk, Y. Hirniak. Remote study of the earth stratospheric aerosol. In: *Proceedings of the 2019 IEEE 39th International Conference on Electronics and Nanotechnology (ELNANO-2019), April 16–18, 2019, Kyiv* (2019), p. 640.
 29. G.V. Rozenberg. *Twilight* (Springer, 1966).
 30. A. Mugnai, W.J. Wiscombe. Scattering at radiation by moderately nonspherical particles. *J. Atmos. Sci.* **37**, 1291 (1980).
 31. M.I. Mishchenko. Light scattering by randomly oriented axially symmetric particles. *J. Opt. Soc. Am.* **8**, 871 (1991).
 32. M.I. Mishchenko, L.D. Travis, D.W. Mackowski. T-matrix computations of light scattering by nonspherical particles: A review. *J. Quant. Spectr. Radiat. Transf.* **55**, 535 (1996).
 33. V.M. Klimenko, A.V. Morozhenko, A.P. Vid'machenko. Phase effect for the brightness coefficient of the central disk of Saturn and features of Jupiter's disk. *Icarus* **42**, 354 (1980).
 34. Э.Г. Яновицкий, З.О. Думанский. *Таблицы по рассеянию света полидисперсной системой сферических частиц* (Наук. думка, 1972).
 35. S.B. Jones, S.P. Friedman. Particle shape effects on the effective permittivity of anisotropic or isotropic media

- consisting of aligned or randomly oriented ellipsoidal particles. *Water Resour. Res.* **36**, 2821 (2000).
36. Ж.М. Длугач, М.И. Мищенко, А.В. Мороженко. Влияние формы частиц на оценки оптических параметров пылевой составляющей атмосферы Марса. *Кинемат. физ. небесн. тел.* **18** (1), 33 (2002).
 37. М.И. Mishchenko, L.D. Travis, A.A. Lacis. *Scattering, Absorption and Emission of Light by Small Particles* (Cambridge University Press, 2002).
 38. О.В. Мороженко. *Методи і результати дистанційного зондування планетних атмосфер* (Наук. думка, 2004).
 39. В.Г. Фесенков. О поляризации методе исследования сумеречных явлений. *Астрон. журн.* **43**, 198 (1966).
 40. Н.А. Фукс. *Механика аэрозолей* (Изд. АН СССР, 1955).
 41. Л.М. Левин. *Исследование по физике грубодисперсных аэрозолей* (Изд-во АН СССР, 1961).
 42. Ю.В. Александров, В.И. Гаража. Полидисперсные индикатрисы рассеяния света. *Вестн. Харьк. ун-та. Сер. астрон.* **4** (1), 91 (1965).
 43. Н. Horvath, R. Gunter, S. Wilkison. Determination of the coarse mode of the atmospheric aerosol using data from a forward-scattering spectrometer probe. *Aeros. Sci. Technol.* **12**, 964 (1990).
 44. Л.С. Ивлев, Ю.А. Довгалюк. *Физика атмосферных аэрозольных систем* (НИИХ СПбГУ, 1999).
 45. Ю.М. Тимофеев, А.В. Васильев. *Основы теоретической атмосферной оптики. Учебно-метод. пособие* (Физ. ф-т СПбГУ, 2007).
 46. П. Райст. Аэрозоли. *Введение в теорию* (Мир, 1987).
 47. O.S. Ugolnikov, I.A. Maslov, B.V. Kozelov, J.M. Dlugach. Noctilucent clouds polarimetry: Twilight measurements in a wide range of scattering angles. *Planet. Space Sci.* **125**, 105 (2016).
 48. K. Zheng, M. Teng, C. Ke, G. Zhenfeng, M. Liang. Three-wavelength polarization Scheimpflug lidar system developed for remote sensing of atmospheric aerosols. *Appl. Opt.* **58**, 8612 (2019).
 49. А.В. Васильев, И.Н. Мельникова. *Методы прикладного анализа результатов натурных измерений в окружающей среде* (БГТУ, 2009).
 50. D. Tanré, F.M. Bréon, J.L. Deuzé, O. Dubovik, F. Ducos, P. François, P. Goloub, M. Herman, A. Lifermann, F. Waquet. Remote sensing of aerosols by using polarized, directional and spectral measurements within the A-train: The PARASOL mission. *Atmos. Meas. Tech.* **4**, 1383 (2011).
 51. P. Parol, J.C. Buriez, C. Vanbauce, J. Riedi, L.C. Labonnote, M. Doutriaux-Boucher, M. Vesperini, G. Seze, P. Couvert, M. Viollier, F.M. Breon. Capabilities of multi-angle polarization cloud measurements from satellite: POLDER results. *Adv. Space Res.* **33**, 1080 (2004).
 52. К.У. Аллен. *Астрофизические величины* (Мир, 1977).
 53. B.A. Bodhaine, N.B. Wood, E.G. Dutton, J.R. Slusser. On Rayleigh optical depth calculations. *J. Atm. Ocean Tech.* **16**, 1856 (1999).
 54. J.M. Dlugach, A.V. Morozhenko, A.P. Vid'machenko, E.G. Yanovitskij. Investigations of the optical properties of Saturn's atmosphere carried out at the Main astronomical observatory of the Ukrainian Academy of Sciences. *Icarus* **54**, 319 (1983).
 55. В. Бовчалюк, Г. Міліневський, В. Данилевський, Ф. Голуб, М. Сосонкін, Ю. Юхимчук, Т. Подвін. Властивості аерозолі в атмосфері над Києвом за лідарними та фотометричними спостереженнями. *Косм. наука і технол.* **23** (6), (2017).
 56. Г. ван де Хюлст. *Рассеяние света малыми частицами* (Иностр. лит., 1961).
 57. D. Deirmendjian. *Electromagnetic Scattering on Spherical Polydispersions* (Elsevier, 1969).
 58. К.С. Шифрин, И.Л. Зельманович. *Таблицы по светорассеянию. Т.1. Угловые функции* (ГИМИЗ, 1966).

Одержано 20.06.20

O.S. Ovsak, V.M. Vashchenko, A.P. Vid'machenko, Ye.A. Loza, Zh.I. Patlashenko, B.O. Ovsak

RECOVERY OF PARAMETERS FOR THE MULTIMODAL AEROSOL COMPONENT IN THE ATMOSPHERE FROM SPECTRAL POLARIMETRIC MEASUREMENTS

A method for detecting the major aerosol modes in an atmospheric column and recovering the probable values of the microphysical parameters of their particles from the spectral phase dependences of the sky linear polarization degree has been proposed. A test processing of sky polarization measurements over the location site of the Main Astronomical Observatory of the National Academy of Sciences of Ukraine (Golosiiv, Kyiv) is performed. Two major, coarse and fine, aerosol modes are found in the city atmosphere. The microphysical parameters of those modes are determined assuming the normal-logarithmic distribution function for the particle sizes.

Keywords: atmosphere, degree of linear polarization, aerosol, recovery of parameters.