

УДК 551.510

## Зміни в розподілі загального вмісту озону в атмосфері над Антарктикою

А. В. Грицай<sup>1</sup>, Г. П. Міліневський<sup>1</sup>, О. М. Євтушевський<sup>1\*</sup>, А. Р. Клекочук<sup>2</sup><sup>1</sup> Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Київ, Україна<sup>2</sup> Австралійська антарктична служба, Кінгстон, Австралія

В роботі узагальнюються дані про зміни в зональній асиметрії антарктичного озону за супутниковими вимірюваннями 1979–2015 рр. та про їх зв'язок із параметрами атмосфери південної півкулі, одержані авторами за останнє десятиліття. Весняні рівні антарктичного озону у 2000-і–2010-і роки не показують зростання площі озонної діри, яке спостерігалося у 1980-і–1990-і роки. Стабілізацію та перші ознаки зменшення площі озонної діри вважають наслідком дії Монреальського протоколу 1987 р. з обмежень викидів озоноруйнуючих речовин в атмосферу. Довготривалі зміни вмісту озону в атмосфері над антарктичним регіоном у весняний сезон супроводжуються змінами в його асиметричному розподілі відносно південного полюса. Міжрічні міграції положення довготного мінімуму озону демонструють статистично значущий зв'язок із структурою квазістаціонарних планетарних хвиль у розподілі атмосферних параметрів. Довготривалий довготний дрейф мінімуму озону виявляє схожість із дрейфом у зональній структурі планетарних хвиль у розподілі тропосферних параметрів, а також супроводжується меридіональним зміщенням кліматичних аномалій у бік екватора. Одержані співвідношення характеризують взаємозалежність великомасштабних тропосферних та стратосферних збурень у південній півкулі у сезон озонної діри.

**Ключові слова:** загальний вміст озону, антарктична стратосфера, зональна асиметрія, квазістаціонарні планетарні хвилі, зміни клімату

© А. В. Грицай, Г. П. Міліневський, О. М. Євтушевський, А. Р. Клекочук. 2016

### Вступ

Розподіл загального вмісту озону (ЗВО) над Антарктикою стає особливо нерівномірним навесні (вересень–листопад). По-перше, з середини 1980-х років у полярній стратосфері південної півкулі щороку, починаючи з серпня, утворюється озонна діра [10] — область низьких рівнів ЗВО ( $\leq 220$  одиниць Добсона, ОД). На рис. 1 ця область обведена чорним контуром. Озонна діра формується всередині стратосферного полярного вихору — циклонічного зонального потоку, який обмежує обмін повітряних мас між середніми та високими широтами. Це сприяє зниженню температури полярної стратосфери та зростанню площі стратосферних хмар, де акумулюються хлорфторвуглеці, задіяні у хімічних реакціях з руйнування молекул озону [28]. Оскільки основна маса озону у вертикальному стовпі атмосфери припадає на стратосферні висоти 15–25 км (так зв. озонний шар), вимірювання ЗВО характеризують переважно зміни стратосферного озону.

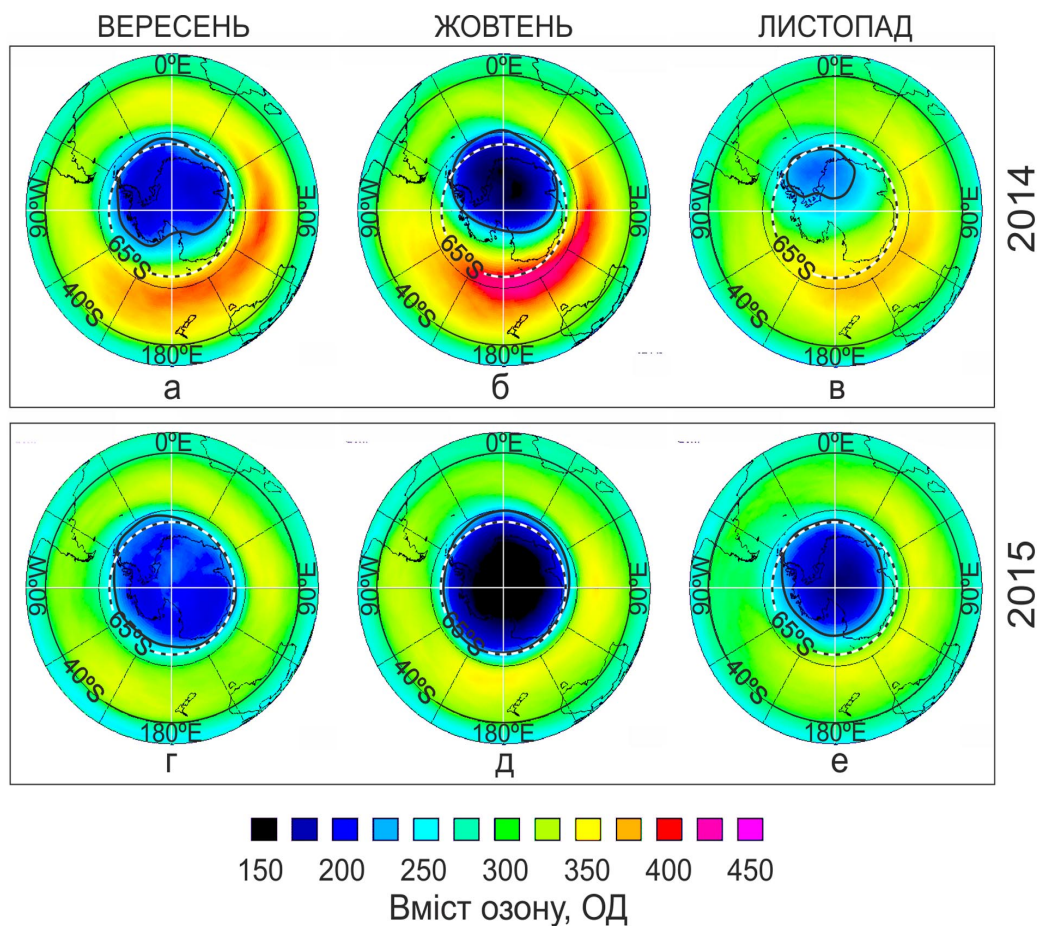
По-друге, зовні стратосферного вихору накопичуються високі рівні ЗВО (відтінки жовтого та червоного за кольоровою шкалою на рис. 1). По-третє, через збурення, спричинені планетарними хвилями, аномалії низького та високого рівнів ЗВО розташовуються асиметрично відносно південного полюса.

Як видно із положення аномалій ЗВО на рис. 1, активність планетарних хвиль була високою у 2014 р. (значна зональна асиметрія ЗВО на верхніх зображеннях) і низькою у 2015 р. (досить симетричний розподіл ЗВО на нижніх зображеннях).

З досліджень асиметрії ЗВО в антарктичному регіоні визначено, що озонна діра, як і полярний вихор, під впливом великомасштабних квазістаціонарних хвиль (КСХ) зміщуються переважно в атлантичний сектор 0–60°W [3, 19, 29, 39, 40]. Основний внесок у таке зміщення дає КСХ із зональним хвильовим числом  $m = 1$  (КСХ1). Це видно з рис. 1 на зображеннях для вересня–жовтня 2014 р., які представляють типову картину зональної асиметрії ЗВО у південній півкулі внаслідок дії КСХ1. Тому зональний мінімум ЗВО постійно реєструється в атлантичному секторі. Зональний максимум  $\sim 370$  ОД і вище розташовується у протилежному австралійському секторі (90–180°E) на середніх широтах 40–60°S (див. рис. 1, вгорі).

Таким чином, варіації асиметричного розподілу ЗВО в Антарктиці з року в рік зумовлюються поєднанням динамічних (вплив КСХ) та хімічних (озоноруйнуючі реакції) процесів. Крім значних міжрічних варіацій (див. рис. 1), існують суттєві довготривалі зміни інтенсивності та положення аномалій ЗВО в антарктичному регіоні. Останні результати вивчення озонного шару над Антарктикою свідчать про припинення зростання площі озонної

\* E-mail: o\_evtush@ukr.net



**Рис. 1.** Середньомісячний розподіл ЗВО у південній півкулі у весняні місяці вересень (а, г), жовтень (б, д) та листопад (в, е) у 2014 р. (а–в) та 2015 р. (г–е)

діри у 2000-х роках, як наслідок дії Монреальського протоколу 1987 р. з обмеження викидів хлорфторвуглеців в атмосферу [7, 25].

Важливим результатом було встановлення довготного зсуву зонального мінімуму ЗВО ( $ZVO_{\min}$ ) в атлантичному секторі. Такий зсув узгоджується з даними по структурі полярного вихору та по розподілу стратосферної температури, і відбувався він впродовж 1980-х–1990-х років в межах від південного краю Південної Америки на схід у бік гринвіцького меридіану [2, 3, 5, 12, 15, 17, 19, 29, 30]. Незалежні оцінки швидкості довготного зсуву на схід дають узгоджені, статистично значущі значення 15–20° за десятиліття [5, 29, 30].

Як можливі причини багаторічного зсуву  $ZVO_{\min}$  вказувалися зміни в тропосферних джерелах КСХ [29], у структурі та інтенсивності субтропічного тропосферного струменя [3, 14, 38], а також у концентрації самого стратосферного озону та вулканічних аерозолів [30].

Розвиток озонової діри та еволюція довготного зсуву  $ZVO_{\min}$  показують схожі тенденції з максимальною швидкістю змін у 1980-і–1990-і роки та сповільненням, припиненням і ознаками зворотних змін у 2000-і–2010-і роки [1]. Це вказує на зв'язок змін в

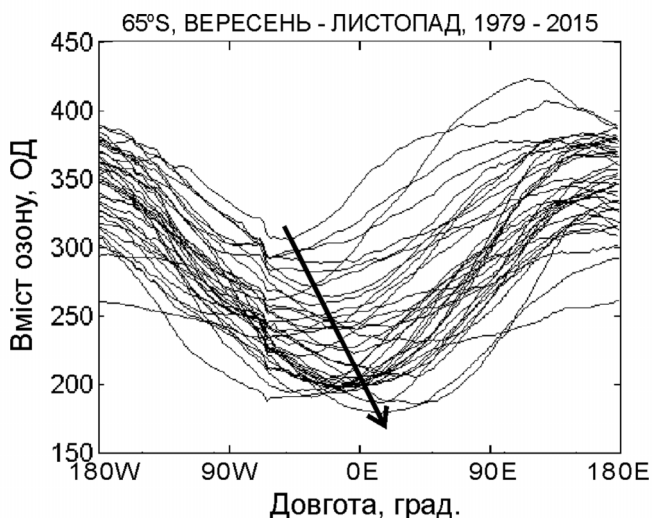
озоні із змінами в його зональній асиметрії. Зміни в озоні у нижній стратосфері визначають тепловий режим і зональну циркуляцію не лише у стратосфері, а й у тропосфері [36]. У свою чергу, варіації зональної асиметрії у температурі та швидкості вітру в нижній стратосфері можуть впливати на розповсюдження планетарних хвиль і, через зворотні зв'язки, спричинювати взаємопов'язаність змін в озоні із змінами в структурі планетарних хвиль у стратосфері і тропосфері та з регіональними змінами клімату [4, 6, 8, 26].

Моделі кліматичних змін прогнозують повільне відновлення озонового шару у південній півкулі впродовж 21-го століття [7]. Тому зональна асиметрія ЗВО, ймовірно, також зазнаватиме подальших змін і вивчення можливої її ролі в загальній циркуляції атмосфери та кліматі антарктичного регіону та південної півкулі залишатиметься актуальним. У цій роботі узагальнюються результати досліджень довготного положення  $ZVO_{\min}$ , виконаних авторами у 2005–2016 рр. [1, 2, 9, 12, 13, 17, 29] за супутниковими вимірюваннями, які здійснюються регулярно з 1979 р. Наводяться також нові дані за рядами спостережень, продовженими до 2015 р.

## Використані дані та методика аналізу

Використано середньомісячні супутникові дані з розподілу ЗВО у південній півкулі, наявні на вебсайті NASA <http://ozoneaq.gsfc.nasa.gov>. Значення ЗВО тут наведено з кроком  $1^\circ$  по широті та довготі. Дані охоплюють вимірювання Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) / Nimbus-7 (1979–1992), TOMS / Earth Probe (1996–2005) та Ozone Monitoring Instrument (OMI) / Aura (2006–2015). Пропуск у спостереженнях між роботою Nimbus-7 та Earth Probe у 1993–1995 рр. заповнено даними реаналізу Multi Sensor Reanalysis (MSR) [37], розміщеними на вебсайті <http://www.temis.nl>. Як зазначено у Вступі, зональна асиметрія ЗВО над Антарктикою найвища у весняні місяці (див. рис. 1), тому аналіз проведено з усередненням довготного розподілу ЗВО за вересень–листопад на широтах між  $50^\circ\text{S}$  та  $80^\circ\text{S}$  з кроком  $5^\circ$ . Зауважимо, що супутникові дані центровано на широтні кола  $50.5^\circ\text{S}$ ,  $55.5^\circ\text{S}$ , ...  $80.5^\circ\text{S}$ , і ми наводимо далі лише цілі значення широти.

На рис. 2 представлено криві довготного розподілу ЗВО у вересні–листопаді на широті  $65^\circ\text{S}$  (пунктирне коло на рис. 1) для кожного року за період 1979–2015 рр. Дія КСХ1, як відзначено у Вступі, спричинює виникнення зональної асиметрії ЗВО відносно південного полюса. Це й зумовлює формування одного максимуму та одного мінімуму в розподілі ЗВО вздовж широтного кола на рис. 2. Стрілкою показана



**Рис. 2.** Щорічні довготні розподіли ЗВО на широті  $65^\circ\text{S}$  у 1979–2015 рр., усереднені за вересень–листопад. Стрілка показує напрям зміни рівнів ЗВО в області зонального мінімуму ЗВО<sub>мін</sub> (зниження) та середньої довготи (зсув на схід). Доповнені результати [29]

но напрям змін із часом (упродовж 37 років) як значень ЗВО<sub>мін</sub> (зниження від 320 ОД до 180 ОД), так і довготного положення ЗВО<sub>мін</sub> (зсув на схід від  $60^\circ\text{W}$  до  $10^\circ\text{E}$ ).

В роботі представлено результати статистичного аналізу взаємозв'язків між цими параметрами, а та-

кож між довготою ЗВО<sub>мін</sub> та метеорологічними характеристиками атмосфери за даними реаналізів NCEP–NCAR (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/> [34]) та ERA-Interim (<http://www.ecmwf.int/en/research/climate-reanalysis/era-interim> [32]). Дані про площу озонової діри та дефіцит маси озону взято із вебсайту NASA 'Ozone Hole Watch' за адресою <http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/meteorology/SH.html>.

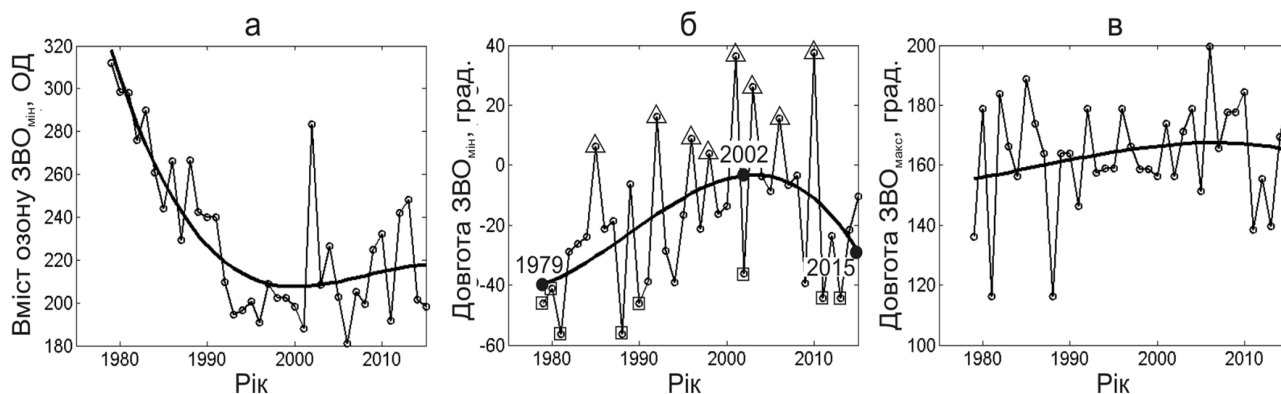
Аналіз включав використання регресійних та кореляційних співвідношень, вилучення лінійних та нелінійних трендів, а також усереднення досліджуваних параметрів за вибраними критеріями, які пояснюються далі в тексті. Оцінки статистичної значущості результатів здійснювалися за *t*-критерієм Стьюдента. За результатами обчислень визначалися регіони, де відбуваються взаємопов'язані варіації тропосферних та стратосферних параметрів.

## Довготні зміни у структурі зональної асиметрії ЗВО

На рис. 3 показано багаторічні варіації асиметрії ЗВО на широті  $65^\circ\text{S}$ , наведені раніше в роботі [29] та продовжені до 2015 р. Широта  $65^\circ\text{S}$  розташована у крайовій області стратосферного полярного вихору та озонової діри [33] (див. пунктирне коло на рис. 1), де амплітуда КСХ уздовж широтного кола досягає максимальних значень [22, 29]. Наводяться варіації значень ЗВО<sub>мін</sub> (див. рис. 3 а), довготи ЗВО<sub>мін</sub> (див. рис. 3 б) та довготи ЗВО<sub>макс</sub> (зонального максимуму ЗВО, див. рис. 3 в).

Результат апроксимації кубічним поліномом показано жирними кривими. Хід цих кривих демонструє усереднені тенденції довготривалих змін і засвідчує, що швидке зниження середнього рівня ЗВО<sub>мін</sub> (див. рис. 3 а) та швидкий зсув його довготного положення на схід (див. рис. 3 б) сповільнюються на початку 2000-х. Далі рівні ЗВО<sub>мін</sub> мають незначний зворотний тренд (див. рис. 3 а), а довготний зсув ЗВО<sub>мін</sub> виявляє чітку зворотну тенденцію — рух на схід змінюється рухом на захід (див. рис. 3 б). Квазістаціонарний максимум ЗВО<sub>макс</sub> на широті  $65^\circ\text{S}$  демонструє незначний довготний зсув за період 1979–2015 рр. (жирна крива на рис. 3 в). Відзначимо узгодженість довготривалих тенденцій, яка особливо помітна у часовому збігові зміни напряму трендів (2000-і роки) на рис. 3 а та 3 б. Вона вказує на взаємозв'язок між регіональними змінами вмісту стратосферного озону (представленими ЗВО<sub>мін</sub> на рис. 3 а) та змінами структури КСХ (згідно з міграціями положення ЗВО<sub>мін</sub>, див. рис. 3 б).

На рис. 3 б чорними кружками на апроксимаційній кривій позначено усереднені довготні положення ЗВО<sub>мін</sub> на початку та в кінці проаналізованого періоду, в 1979 р. та 2015 р., відповідно, а також максимальне східне його положення у 2002 р. Крайні західні (1979 р.) та східні (2002 р.) усереднені положення ЗВО<sub>мін</sub> на широтах між  $50^\circ\text{S}$  та  $80^\circ\text{S}$  показані



**Рис. 3.** Варіації усереднених за вересень–листопад значень: а — зонального мінімуму ЗВО<sub>мін</sub>, б — довготи ЗВО<sub>мін</sub> та в — довготи зонального максимуму ЗВО<sub>макс</sub>. Широта 65°S, період 1979–2015 рр. Жирні криві показують усереднення кубічним поліномом. Доповнені результати [29]

на карті південної півкулі на рис. 4 (суцільні та пунктирні криві, відповідно). Розташування ЗВО<sub>мін</sub> виділено синім кольором, а ЗВО<sub>макс</sub> — червоним. Видно, що зональний мінімум в атлантичному секторі змістився на схід на 40–60° в усій вказаній зоні, тоді як зональний максимум в австралійському секторі залишився практично незміщеним на широтах 65°S і вище та змістився на схід лише на 15–35° на субантарктичних широтах 50–60°S.

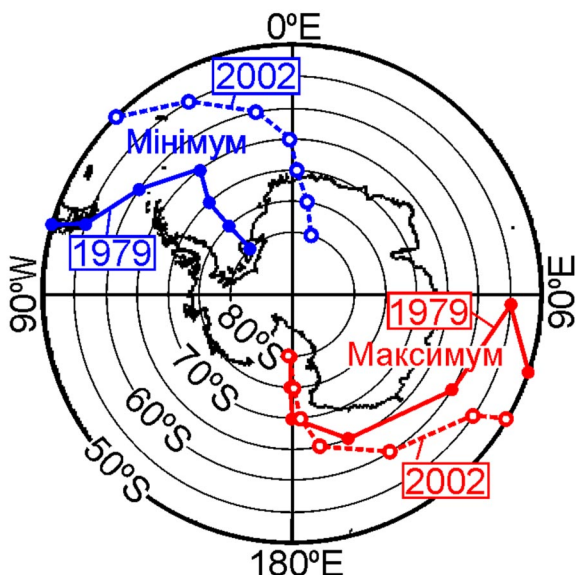
Зауважимо, що в останньому випадку лінійні тренди в області зонального максимуму є статистично незначущими через високу міжрічну змінність довготи ЗВО<sub>макс</sub> (див. рис. 3 в). Для області зонального мінімуму, як відзначено у Вступі, значення лінійних трендів є статистично значущими. Наприклад, для положень ЗВО<sub>мін</sub> на широті 65°S (див. рис. 3 б) додат-

ний лінійний тренд у 1979–2002 рр. становив  $14.4 \pm 12.5^\circ$  за десятиліття ( $p = 0.05$ ). Проте зворотний зсув ЗВО<sub>мін</sub> на захід у 2000-і–2010-і роки (див. рис. 3 б) має статистично незначущу швидкість і потрібні триваліші спостереження для отримання надійних даних.

Відносно стійке положення ЗВО<sub>макс</sub> свідчить про те, що крім домінуючої квазістаціонарної планетарної хвилі КСХ1 в розподілі ЗВО можуть бути присутні і вищі гармоніки, КСХ2 та КСХ3 [3, 29]. Дані про внесок КСХ2 у стабілізацію зонального максимуму ЗВО наведено, зокрема, в [29].

Відзначений вище зв'язок між довготривалими змінами в антарктичному озоні та структурі зональної асиметрії озону (див. рис. 3 а та 3 б) означає, що зниження рівня ЗВО<sub>мін</sub> у 1980-і–1990-і роки супроводжувалося зсувом зонального мінімуму на схід. В широтній зоні 50–80°S зсув відбувався від довгот Південної Америки та Антарктичного півострова в бік нульового меридіана (сині криві на рис. 4). Отже, впродовж двох десятиліть у цьому напрямі посилювалося ультрафіолетове (УФ) опромінення поверхні океану внаслідок зниженого поглинання сонячної УФ-радіації стратосферним озonom, що неминуче впливало на стан екосистеми цього регіону [16]. Крім того, значні міжрічні варіації довготи ЗВО<sub>мін</sub> (див. рис. 3 б) впливають на рівень доз біологічно ефективного УФ-випромінювання на півдні Південної Америки та на станціях Антарктичного півострова [23, 35].

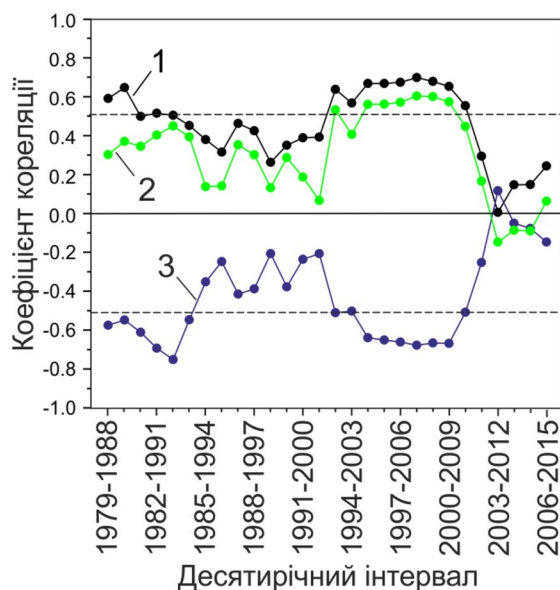
У протилежному довготному секторі, навпаки, через інтенсивніше поглинання сонячної УФ-радіації в області зонального максимуму ЗВО міжрічні міграції положення ЗВО<sub>макс</sub> визначають розташування та рівні мінімальних доз УФ-опромінення на поверхні. Це також важливий показник для балансу біопланктону у поверхневому шарі океану. Тому вивчення змінності рівнів озону та його розподілу є важливою умовою розуміння стану довкілля в антарктичному регіоні. З урахуванням прогнозованого відновлення озонового шару [7], ця проблема залишатиметься актуальною й надалі.



**Рис. 4.** Довготи зонального мінімуму ЗВО<sub>мін</sub> (сині кружки та криві) та зонального максимуму ЗВО<sub>макс</sub> (червоні кружки та криві) на семи широтних колах між 50°S та 80°S. Значення довгот для крайніх положень зональних екстремумів — західного (1979 р., суцільні криві) та східного (2002 р., пунктирні криві) — обчислено із застосуванням кубічного поліноміального усереднення часових рядів (кружки на жирній кривій на рис. 3 б). Модифіковані дані [29]

Висновок про якісний зв'язок довготривалих регіональних змін рівнів ЗВО із змінами в асиметричному розподілі ЗВО (див. рис. 3 а та 3 б) підтверджується статистично за результатами кореляційних співвідношень між варіаціями довготи ЗВО<sub>мін</sub> та характеристиками озонної діри. Такими характеристиками взято рівень ЗВО<sub>мін</sub> на широті 65°S (див. рис. 3 а), площу озонної діри та дефіцит маси озону (ДМО) у вересні–листопаді за даними <http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/meteorology/SH.html>. З аналізованих рядів даних вилучено нелінійний тренд, який проілюстровано поліноміальною апроксимацією на рис. 3 (жирні криві). Кореляція з довготою ЗВО<sub>мін</sub> становить, відповідно,  $r = -0.36$ ,  $r = 0.40$  та  $r = 0.23$ .

Тривалість використаних рядів даних  $N = 37$  років (1979–2015 рр.) означає, що рівню статистичної значущості  $p = 0.05$  ( $p = 0.01$ ) за критерієм Стьюдента відповідає коефіцієнт лінійної кореляції  $r = 0.27$  ( $r = 0.39$ ). Тому кореляція виявляється статистично незначущою для ДМО ( $r = 0.23$ ), а для ЗВО<sub>мін</sub> ( $r = -0.36$ ) та площі озонної діри ( $r = 0.40$ ) статистична значущість становить  $p = 0.05$  та  $p = 0.01$ , відповідно. Загалом, невисокі значення  $r = 0.2–0.4$  для 37-річних рядів даних є наслідком змінності кореляційного зв'язку з часом. Це видно з ковзної кореляції між тими ж параметрами, виконаної з вікном 10 років (рис. 5).



**Рис. 5.** Ковзна кореляція з вікном 10 років між довготою зонального мінімуму ЗВО<sub>мін</sub> на широті 65°S та значеннями: 1 — площі озонної діри, 2 — дефіциту маси озону в антарктичній стратосфері та 3 — мінімальних рівнів ЗВО<sub>мін</sub> на широті 65°S. Використано ряди даних за вересень–листопад 1979–2015 рр. з вилученим нелінійним трендом, обчисленим із застосуванням кубічного полінома. Пунктирні прямі показують рівень статистичної значущості коефіцієнта кореляції  $p = 0.05$  для  $N = 10$  за критерієм Стьюдента

Для довжини ряду  $N = 10$  статистично значущими на рівні  $p = 0.05$  за критерієм Стьюдента є значення коефіцієнта кореляції  $r = \pm 0.51$  (горизонтальні пунктирні лінії на рис. 5). За межі цього рівня значення

$r$  відхиляються на початку та в другій половині часових рядів. Найбільш тривалий 18-річний період значущого кореляційного зв'язку між довготою ЗВО<sub>мін</sub> та характеристиками озонної діри припадає на 1993–2010 рр. Пізніше кореляція змінює знак, що суттєво знижує кореляційний зв'язок між рядами даних за весь розглянутий 37-річний період 1979–2015 рр. В таблиці наведено порівняння усереднених (1979–2015 рр.) та пікових (1993–2010 рр.) значень коефіцієнта кореляції.

Кореляція довготи ЗВО<sub>мін</sub> з рівнем ДМО є найнижчою в таблиці. Це може бути пов'язано з тим, що ДМО характеризує як площу, так і “глибину” озонної діри. Цей параметр визначається як загальна маса озону в мільйонах тон, втрачена у весняні місяці в області, де рівень ЗВО опускається нижче 220 ОД (<http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/meteorology/SH.html>). Тому залежність ДМО від двох параметрів вносить додаткову невизначеність у його варіації, що знижує рівень кореляційного зв'язку.

Загалом, кореляційні співвідношення на рис. 5 та в таблиці показують, що довготні міграції зміщеної відносно полюса озонної діри у весняний період тісно пов'язані з рівнем втрат стратосферного озону. Зміщення ЗВО<sub>мін</sub> на схід з високою ймовірністю означає зниження рівнів ЗВО в області зонального мінімуму ЗВО<sub>мін</sub>, збільшення площі озонної діри та зростання дефіциту маси озону в антарктичній стратосфері. Зміщення ЗВО<sub>мін</sub> на схід, таким чином, відбувається в середньому за умов слабкої активності планетарних хвиль, що має наслідком інтенсивний стратосферний полярний вихор та велику площу озонної діри. За таких умов полярний вихор та озонна діра зазвичай мають малозбурену форму та положення, як, наприклад, навесні 2015 р. (див. рис. 1, внизу), що сприяє зниженню температури в полярній стратосфері в зимові місяці та посиленому фотохімічному руйнуванню озону у весняні місяці.

Навпаки, зсув ЗВО<sub>мін</sub> на захід відбувається в умовах високої хвильової активності, що супроводжується деформацією та зміщенням озонної діри відносно полюса (як у 2014 р.; див. рис. 1, угорі), підвищенням температури полярної стратосфери та результуючим зменшенням площі озонної діри та втрат озону. Таку ж тенденцію засвідчив аналіз умов

Кореляція між рядами даних з вилученим поліноміальним трендом — довготою зонального мінімуму ЗВО на широті 65°S та характеристиками озонної діри у вересні–листопаді: рівнем ЗВО<sub>мін</sub> на широті 65°S, площею озонної діри та дефіцитом маси озону

	1979–2015	1993–2010
ЗВО <sub>мін</sub>		
на широті 65°S	-0.36	-0.68
Площа озонної діри	0.40	0.70
Дефіцит маси озону	0.23	0.61

аномально високої хвильової активності в антарктичному регіоні у 1988 та 2002 рр. [13].

В цьому розділі якісно та кількісно охарактеризовано взаємозв'язок між змінами в структурі планетарних хвиль у розподілі антарктичного озону, представленими часовим рядом довготи  $ZVO_{\min}$  та змінами рівнів самого озону, описаними рядами  $ZVO_{\min}$ , площі озонної діри та дефіциту маси озону. Більш тісним взаємозв'язок виявився в 1990-і та 2000-і роки (див. рис. 5 та таблицю), коли озонний шар над Антарктикою досяг максимального виснаження (див., наприклад, рис. 3 а). Втім, статистично значущий кореляційний зв'язок спостерігався і в 1980-і роки (чорна та синя криві на рис. 5), коли озонна діра починала формуватися. А в останнє десятиліття, коли рівні озону в середньому суттєво не змінилися, значення  $r$  ставали близькими до нульових або набували протилежного знаку. Якщо за результатами, представленими на рис. 5, припустити існування довгоперіодичних коливань в інтенсивності зв'язків “хвиля–озон” (~ 15 років), то можна очікувати підвищення кореляції в наступному десятилітті.

Нерегулярність кореляційних співвідношень між структурою КСХ та рівнем озону (див. рис. 5) свідчить про несталий характер зв'язків “хвиля–озон” у міжрічних варіаціях. Але очевидно, що незалежно від цього існує сталий зв'язок між довготривалими змінами, визначеними за ходом поліноміальних трендів (див. рис. 3 а та 3 б). У першому випадку зіставляються аномалії — щорічні відхилення параметрів у двох рядах даних відносно їх усередненого ходу. При цьому кореляції показують, наскільки узгоджено з року в рік варіюють весняні аномалії в озоні у відгук на аномалії КСХ.

У другому випадку зіставляються усереднені тенденції, які характеризують повільні зміни базового стану системи [18]. Повільна модифікація стратосферної циркуляції (швидкості зонального вітру та температури у нижній стратосфері), викликана прогресуючими втратами озону, спричинює зміни в умовах розповсюдження планетарних хвиль [4, 6, 8, 26]. Ці зміни можуть позначатися і на структурі КСХ у вигляді спостережуваного довготного зсуву  $ZVO_{\min}$  в зонально асиметричному розподілі  $ZVO$ .

Виявлена відмінність у зв'язках “хвиля – озон” та міжрічних та десятирічних часових масштабах означає і відмінність задіяних механізмів, які потребують додаткового вивчення. Загалом, кореляційні співвідношення не вказують, яка із змінних є незалежною, а яка залежною. Проте, з наведених у цьому розділі результатів та спираючись на сучасне розуміння процесів в антарктичному озоні можна припустити, що існують як прямі впливи атмосферної динаміки (активності КСХ) на інтенсивність втрат озону “хвиля – озон”, так і зворотні впливи змін в озонному шарі на розповсюдження та структуру КСХ “озон – хвиля”. Прямі впливи краще виявляються у співвідношеннях аномалій (вища/нижча ак-

тивність КСХ — більша/менша асиметрія озонної діри — зсув  $ZVO_{\min}$  на захід/схід — вищий/нижчий рівень озону; див. рис. 1 та рис. 5). Зворотні впливи ілюструються співвідношенням середніх тенденцій: саме довготривалі зміни в озоні (див. рис. 3 а) можуть бути причиною довготного зсуву у структурі КСХ (див. рис. 3 б).

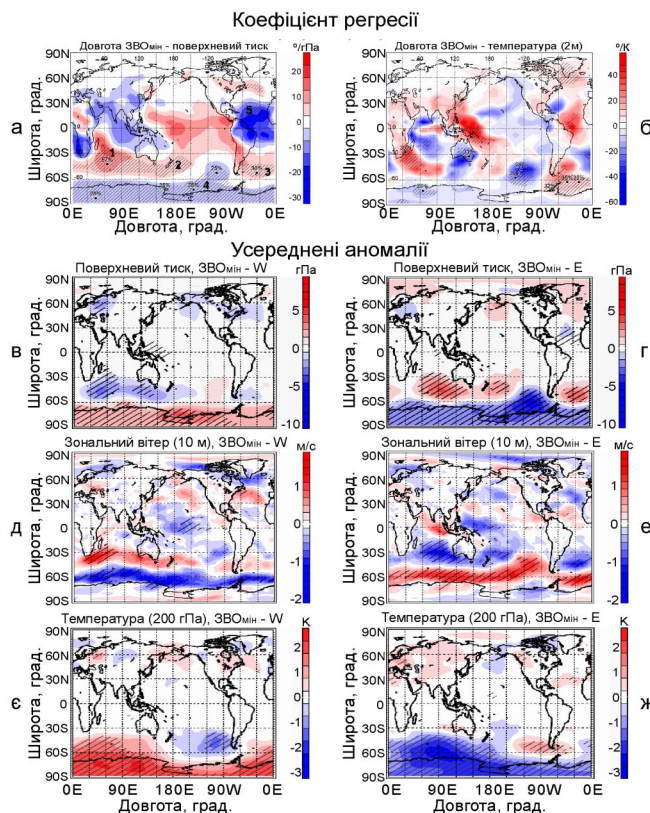
На можливість зворотних зв'язків між озонем та планетарними хвилями в умовах зонально асиметричного розподілу озону із, відповідно, зонально асиметричним нагріванням нижньої стратосфери вказують результати моделювання [4, 6]. Тому, зважаючи на тримісячне усереднення корельованих параметрів, реалізація прямих та зворотних впливів за схемою “хвиля–озон–хвиля” досить вірогідна. Необхідні подальші дослідження спостережних даних та модельні експерименти для відтворення причинно-наслідкових зв'язків у перебігу динамічних та хімічних процесів в антарктичній стратосфері. Зокрема, доречним є аналіз часової затримки в процесах взаємодії “тропосфера–стратосфера–тропосфера”. Такий підхід дозволив, наприклад, ототожнити роль весняної озонної діри у змінах тропосферної циркуляції та клімату у літні місяці [27].

В наступні десятиліття з поступовим зникненням озонної діри фактор озону (“озон–хвиля”) менше позначатиметься на систематичному довготному зсуві  $ZVO_{\min}$ . Проте триватимуть кліматичні зміни внаслідок підвищення концентрації парникових газів, яке в моделях показує зсув на схід у структурі стратосферних КСХ [37]. Зміна знаку багаторічного тренду довготи  $ZVO_{\min}$  на початку 2000-х (див. рис. 3 б) може виявитися тимчасовою. Зсув на схід, який ми пов'язуємо з розвитком озонної діри та охолодженням нижньої стратосфери у 1980-і–1990-і роки, після відновлення озонного шару може поновитися вже як ефект парникових газів, збільшення концентрації яких у тропосфері також викликає охолодження нижньої стратосфери [7].

### **Зв'язок варіацій довготи $ZVO_{\min}$ з метеорологічними параметрами**

Для виявлення тропосферних аномалій, які могли б бути пов'язаними зі змінами асиметрії в  $ZVO$ , отримано кількісні співвідношення між довготою  $ZVO_{\min}$  та тиском, температурою і зональним вітром за даними реаналізу ERA-Interim (рис. 6). Використано часові ряди аномалій довготи  $ZVO_{\min}$ , усереднених для субантарктичної зони широт 55–70°S (див. рис. 4), яка охоплює переважно водну поверхню.

На рис. 6 а та 6 б показано розподіл коефіцієнта регресії між аномаліями довготи  $ZVO_{\min}$  та аномаліями поверхневого тиску і приповерхневої температури на висоті 2 м, відповідно. Просторове розділення 10°×10° по довготі та широті. Заштриховані ділян-



**Рис. 6.** Розподіл коефіцієнта регресії між аномаліями довготи зонального мінімуму ЗВО, усередненими на широтах 55–70°S, та аномаліями поверхневого тиску (а) і приповерхневої температури (б). Заштриховані ділянки показують статистичну значущість коефіцієнта регресії на рівні  $p = 0.05$  за оцінками  $t$ -критерію Стьюдента у кожному елементі координатної сітки розміром  $10^\circ \times 10^\circ$ . Аномалії поверхневого тиску (в, г), зонального вітру поблизу поверхні (д, е) та температури нижньої стратосфери (е, ж), усереднені для крайніх західних (в, д, е) та крайніх східних (г, е, ж) положень ЗВО<sub>мін</sub>. Заштриховані ділянки на (в–ж) показують значущість аномалій на рівні  $p = 0.05$  за порівнянням із їх стандартним відхиленням у кожному елементі координатної сітки. За даними [16]

ки показують значення коефіцієнта регресії, статистично значущі на рівні  $p = 0.05$ , а цифрами від 1 до 5 на рис. 6 а позначено елементи координатної сітки, де спостерігаються пікові значення коефіцієнта регресії.

Розподіл коефіцієнта регресії на рис. 6 а показує переважно зонально орієнтовану структуру з аномаліями протилежного знаку в середніх та високих широтах. Загалом, така структура відтворює вигляд Південної кільцевої моди (ПКМ), властивої для кліматичних характеристик південної півкулі [36]. Від'ємні (позитивні) значення коефіцієнта регресії у високих (середніх) широтах на рис. 6 а свідчать про те, що зсув ЗВО<sub>мін</sub> на схід супроводжується зниженням (зростанням) тиску, що відповідає відхиленню індексу ПКМ у бік позитивних значень — позитивній полярності ПКМ. Зниження температури на широтах вище 60°S (див. рис. 6 б) також узгоджуються з позитивною полярністю ПКМ. Таким чином, результати, представлені на рис. 6 а та б показують, що міжрічні варіації довготи ЗВО<sub>мін</sub> пов'язані зі станом атмосфери поблизу поверхні.

Звернемо увагу на розподіл коефіцієнта кореляції в середніх широтах південної півкулі. Тут видно три регіональні аномалії, позначені на рис. 6 а цифрами 1, 2 та 3, а також три максимуми та три мінімуми на рис. 6 б. Ці середньширотні аномалії свідчать про зв'язок зональної асиметрії в озоні із зонально асиметричною складовою атмосферної циркуляції у тропосфері південної півкулі. Найбільш вираженою ця складова стає у зимовий та весняний сезони, виявляючи структуру квазістаціонарної хвилі із зональним хвильовим числом  $m = 3$  — КСХ3 [11, 21]. Схожа структура спостерігається також у подібних розподілах коефіцієнта регресії для меридіонального та вертикального вітру (див. [9]).

Для аналізу інших можливих ефектів довготного зсуву ЗВО<sub>мін</sub> було застосоване вибіркоче усереднення метеопараметрів [9]. На рис. 6 в–ж показано атмосферні аномалії, одержані шляхом усереднення метеопараметрів для випадків граничних довготних відхилень положення ЗВО<sub>мін</sub>. Вибрано по вісім крайніх західних (ЗВО<sub>мін</sub> — W) та крайніх східних (ЗВО<sub>мін</sub> — E) положень, позначених на рис. 3 прямокутними та трикутними символами. При цьому, як і для регресії на рис. 6 а та б, взято усереднені довготи ЗВО<sub>мін</sub> у зоні 55–70°S. Усереднені аномалії метеопараметрів визначено відносно їх середнього кліматологічного рівня за 1979–2014 рр. На рис. 6 в та б г показано розподіл аномалій поверхневого тиску для вибірок ЗВО<sub>мін</sub> — W та ЗВО<sub>мін</sub> — E, відповідно.

Як і в розподілі коефіцієнта регресії між довготою ЗВО<sub>мін</sub> та поверхневим тиском на рис. 6 а, аномалії поверхневого тиску є зонально орієнтованими з протилежним знаком у середніх та високих широтах південної півкулі. Це свідчить про зв'язок варіацій довготи ЗВО<sub>мін</sub> з варіаціями кільцевої моди. При переході від західних до східних положень ЗВО<sub>мін</sub> тиск у полярних широтах знижується (позитивні аномалії на рис. 6 в змінюються на від'ємні на рис. 6 г). Зворотною є полярність аномалій у середніх широтах. Схожість із рис. 6 а є і в тому, що середньширотні аномалії поверхневого тиску зосереджуються у трьох максимумах, підтверджуючи зв'язок довготного зсуву ЗВО<sub>мін</sub> із структурою КСХ3 в середньширотній тропосфері. Важливо підкреслити, що при переході від західних положень ЗВО<sub>мін</sub> — W до східних положень ЗВО<sub>мін</sub> — E всі три позитивні аномалії поверхневого тиску (див. рис. 6 г) зміщуються на схід на 30–60°S відносно від'ємних (див. рис. 6 в).

Чітка зональна орієнтація спостерігається і в розподілі аномалій приповерхневого зонального вітру на висоті 10 м ( $U_{10}$ ), усереднених для вибірок ЗВО<sub>мін</sub> — W та ЗВО<sub>мін</sub> — E (див. рис. 6 д та б е, відповідно). При переході від крайніх західних (див. рис. 6 д) до крайніх східних (див. рис. 6 е) положень ЗВО<sub>мін</sub> знак аномалій  $U_{10}$  у субантарктичній зоні (навколо ~60°S) змінюється з від'ємного на позитивний. Це вказує на зростання швидкості зонального вітру в тропосфері при зміщенні ЗВО<sub>мін</sub> на схід, що

узгоджується з позитивним трендом індекса ПКМ. Аномалії U10 у середніх широтах виглядають менш рівномірно розподіленими по довготі, ніж у високих широтах, хоча регулярна структура типу зональної хвилі КСХ3, як на рис. 6 а–6 г, тут не спостерігається.

На рис. 6 е та 6 ж показано аномалії температури на рівні тиску 200 гПа ( $T_{200}$ ; 12 км) для вибірок  $ZVO_{\min} - W$  та  $ZVO_{\min} - E$ , відповідно. Рівень тиску 200 гПа відповідає верхній тропосфері у тропіках та нижній стратосфері у позатропічних широтах. Він використовується для аналізу процесів міжширотної взаємодії в атмосфері [21]. На рис. 6 е та 6 ж добре видно структуру зональної хвилі КСХ1, яка охоплює нижню стратосферу у всій позатропічній зоні південної півкулі. Це загалом узгоджується із механізмом вертикального розповсюдження планетарних хвиль, згідно з яким у стратосферу проникають лише найдовші хвилі [24, 40]. Розподіл аномалій  $T_{200}$  у структурі КСХ1 вказує на зонально асиметричне охолодження нижньої стратосфери при зсуві  $ZVO_{\min}$  на схід, причому охолоджується переважно східна півкуля (див. рис. 6 ж).

В той же час, результати рис. 6 в–6 ж свідчать про те, що перебудова в зональній асиметрії ЗВО відбувається на фоні існуючого розподілу орографії у південній півкулі. Співвідношення водної та континентальної поверхні у південній півкулі тісно пов'язане із структурою квазістаціонарних планетарних хвиль, регіональним кліматом та атмосферною циркуляцією. Як видно з рис. 6 в та 6 г, структура КСХ3 в розподілі середньоширотних аномалій поверхневого тиску відтворює довготну структуру рельєфу південної півкулі з трьома континентами (Африка, Австралія та Південна Америка), розділеними водними басейнами трьох океанів (Індійського, Тихого та Атлантичного).

У свою чергу, з рис. 6 д та 6 е можна зробити висновки, що зональна циркуляція в субантарктичній зоні відбувається безперешкодно над поверхнею Індійського та Тихого океанів. Але у західній півкулі існує меридіональний бар'єр на межі між Тихим та Атлантичним океанами, створений Південною Америкою та Антарктичним півостровом. Якщо в середніх широтах орографія сприяє генерації КСХ3, то в субантарктичній зоні вона дає внесок у формування структури КСХ1. В області меридіонального бар'єра зональний вітер зазнає меридіональних збурень, що сприяє кращому міжширотному обміну повітряних мас та їх нагріванню при посиленні зональної циркуляції (позитивна температурна аномалія  $T_{200}$  в середніх широтах навколо  $90^{\circ}W$  при зсуві  $ZVO_{\min}$  на схід, див. рис. 6 ж). Посилення зонального вітру над східною півкулею, навпаки, перешкоджає меридіональному обміну, і стратосферне повітря залишається більш ізольованим, ніж над західною, що призводить до сильнішого його охолодження (від'ємна аномалія  $T_{200}$  між  $0^{\circ}E$  та  $180^{\circ}E$ , див. рис. 6 ж). На широтах вище  $60^{\circ}S$  охолодження охоплює

всю полярну нижню стратосферу (див. рис. 6 ж), у відповідності із трендом індекса ПКМ, як зазначено вище, хоча в розподілі інтенсивності аномалій  $T_{200}$  і тут зберігається структура КСХ1.

Важливо відзначити, що, як і в структурі КСХ3 у середньоширотній тропосфері (див. рис. 6 в та 6 г), у структурі КСХ1 в нижній стратосфері також спостерігається зсув на схід (див. рис. 6 е та 6 ж). Отже, при зміщенні  $ZVO_{\min}$  від крайніх західних до крайніх східних положень як тропосферні, так і стратосферні аномалії показують узгоджений довготний зсув на схід. Оскільки довготривалі зміни в зональній асиметрії ЗВО ми відносимо до виснаження озонового шару над Антарктикою (див. рис. 3 а та 3 б), можна зробити висновок, що структура КСХ в розподілі тропосферних та стратосферних параметрів змінюється узгоджено з втратами антарктичного озону. Варто зауважити, що орографія та температурні контрасти між водною та континентальною поверхнями, загалом, є просторово фіксованими джерелами планетарних хвиль. Та обставина, що стаціонарні джерела атмосферних збурень генерують квазістаціонарні хвилі, зумовлюється взаємодією хвиль із середовищем, середній стан якого зазнає змін. Дає внесок також певна змінність положень теплових джерел генерації планетарних хвиль на поверхні океанів.

Наведені в цьому розділі результати ілюструють як зміни в розподілі температури нижньої стратосфери при зонально асиметричному руйнуванні озону можуть супроводжуватися змінами у структурі КСХ при їх розповсюдженні із тропосфери у стратосферу. Особливого значення набувають зміни в розподілі тропосферних аномалій, оскільки вони визначають регіональні кліматичні зміни. Так, зсув на схід аномалій поверхневого тиску в середніх широтах південної півкулі (див. рис. 6 в та 6 г) відчутно позначається на режимах регіональної циркуляції та на температурі повітря у середньоширотних ділянках Африки, Австралії та Південної Америки [9]. Як відзначено в попередньому розділі, тісний зв'язок цих процесів із довготою  $ZVO_{\min}$  дозволяє припустити, що тут мають місце прояви зворотних зв'язків "озон–хвиля". Нижче ці тенденції розглянуто більш докладно.

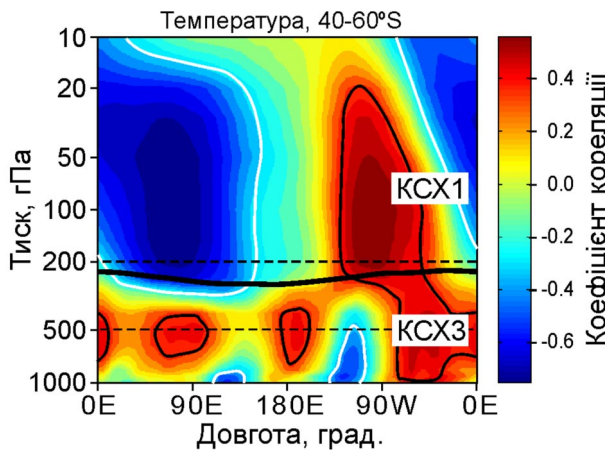
### **Зміни в зональній асиметрії ЗВО та регіональні зміни клімату**

В розподілі значущих позитивних та негативних аномалій коефіцієнта кореляції видно чітке розмежування домінуючих структур КСХ3 в тропосфері та КСХ1 в стратосфері — відповідно, нижче та вище тропопаузи (жирна крива на рис. 7). На прикладах для окремих висотних рівнів це було зрозуміло з попереднього розділу (див. рис. 6). Структура КСХ1 в стратосфері показує, що міжрічні варіації положень  $ZVO_{\min}$  корелюють із зо-



нально-асиметричними варіаціями температури повітря з піковими значеннями  $r = \pm 0.7$ . Із збільшенням довготи ЗВО<sub>мін</sub> зростає температура у західній півкулі (60–130°W) і знижується навколо гринвіцького меридіана та у східній півкулі (60°W–150°E). Схожий розподіл усереднених аномалій температури у нижній стратосфері спостерігався при крайніх східних положеннях ЗВО<sub>мін</sub> (Т 200 на рис. 6 ж).

Одночасно зростає температура у тропосфері в трьох максимумах коефіцієнта кореляції ( $r = 0.3–0.6$ ), як елементах структури КСХ3, локалізованих в середньому на висотах  $\sim 5$  км (500 гПа, нижня пунктирна лінія на рис. 7). Їх довготне розташування припадає на регіони Індійського, Тихого та Атлантичного океанів. Лише в останньому випадку в області Антарктичного півострова та Південної Америки статистично значуща додатна кореляція досягає поверхні. Значущими на поверхні є також два мінімуми кореляції у структурі КСХ3 — поблизу Австралії ( $\sim 120^\circ\text{E}$ ) та в центральній частині Тихого океану ( $\sim 130^\circ\text{W}$ ). Це означає тісний зв'язок кліматичних змін у цих регіонах з довготним зсувом мінімуму ЗВО.

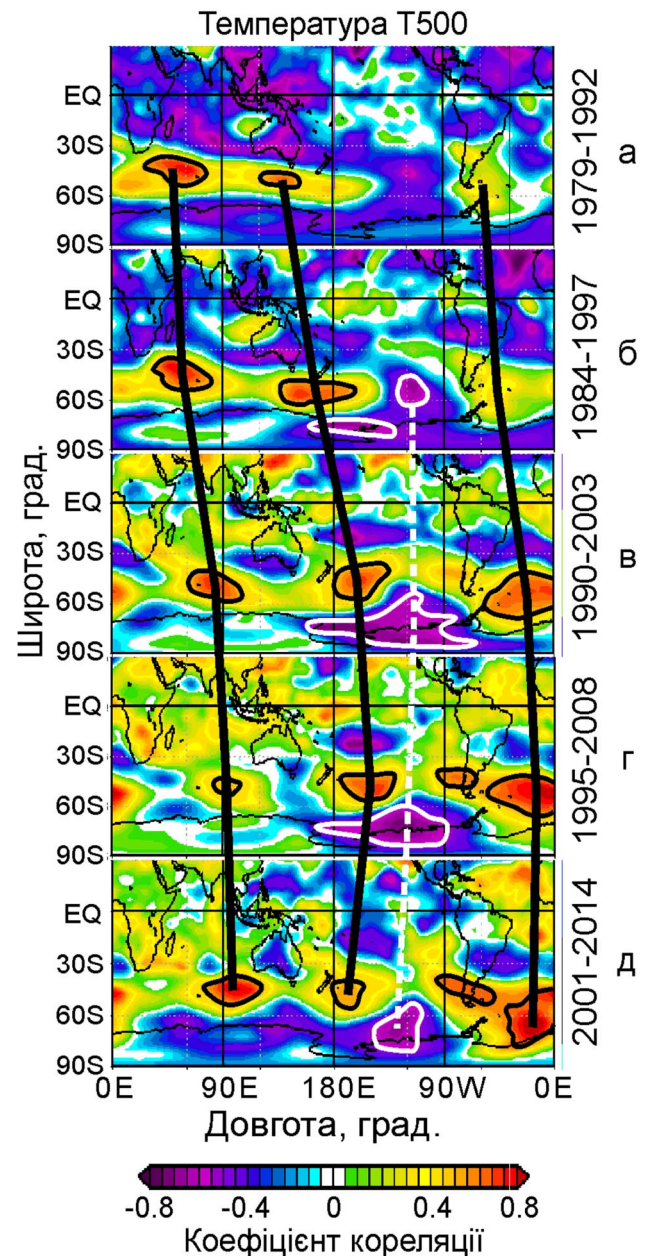


**Рис. 7.** Вертикальний розподіл кореляції між довготою ЗВО<sub>мін</sub> на широті 65°S та температурою повітря, усередненою в зоні 40–60°S за вересень–листопад, 1979–2015 рр. Контурами обведено значення  $r = \pm 0.3$ , статистично значущі на рівні  $p = 0.05$ . Жирною кривою нанесено усереднене положення тропопаузи для весняного сезону у вказаний період. Пунктирними горизонтальними лініями показано рівні тиску 200 гПа та 500 гПа в нижній стратосфері та середній тропосфері, відповідно. Модифіковані дані [9]

Цікаво відзначити вертикальний розподіл полярності кореляції. У східній півкулі тропосферні й стратосферні аномалії значень  $r$  мають протилежний знак, тоді як у західній півкулі переважають аномалії одного знаку — позитивні (рис. 7). Така особливість є важливою з точки зору дослідження прямих та зворотних зв'язків в умовах взаємозалежних кліматичних змін у тропосфері та стратосфері [3, 20, 26, 27, 36, 38].

Враховуючи результати, представлені на рис. 7, для аналізу зв'язків між довготривалими змінами в

асиметрії ЗВО та регіональними змінами клімату в південній півкулі вибрано температуру повітря у середній тропосфері на рівні тиску 500 гПа (Т 500). Вертикальне розташування цього рівня тиску позначено нижньою пунктирною лінією на рис. 7. Використано дані реаналізу NCEP–NCAR. На рис. 8 показано довготривалі зміни в розподілі кореляції між положенням ЗВО<sub>мін</sub> на широті 65°S та полем Т 500 в інтервалі широт 30°N–90°S. Показано результати обчислень для п'яти 14-річних інтервалів з кроком у



**Рис. 8.** Розподіл коефіцієнта кореляції між довготою ЗВО<sub>мін</sub> на широті 65°S та температурою середньої тропосфери на рівні тиску 500 гПа (Т500). Усереднено для вересня–листопада, інтервал широт 30°N–90°S. Представлено 5 послідовних 14-річних інтервали з кроком 5–6 років. Контурами позначено ділянки статистично значущої кореляції ( $p = 0.05$ ). Жирними лініями показано довготний зсув додатних аномалій кореляції у структурі КСХ3, а білою пунктирною лінією позначено середнє положення від'ємної аномалії. За даними [9]

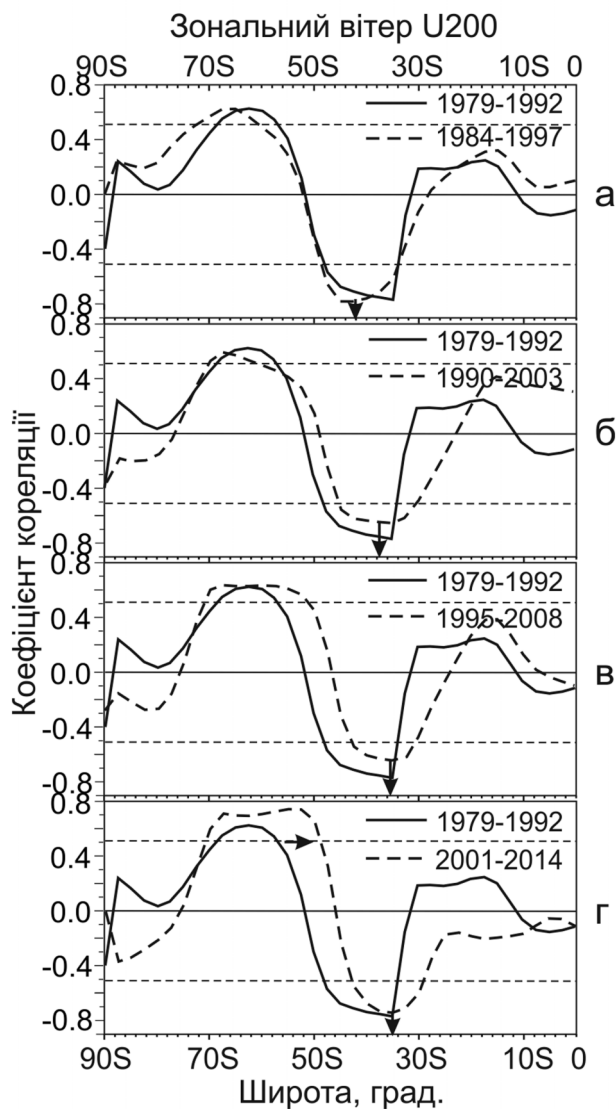
5–6 років. При вказаній довжині часових рядів та з урахуванням автокореляції рівню значущості  $p = 0.05$  відповідають значення  $r = \pm 0.5$  (чорні та білі контури для позитивних та від’ємних аномалій кореляції, відповідно).

Видно, що максимуми кореляції ( $r = 0.7–0.8$ , чорні контури) зміщуються на схід між 1979–1992 та 1990–2003 рр. на 30–60 градусів (жирна крива на рис. 8 а–8 в). Далі, у 1995–2008 та 2001–2014 рр. (див. рис. 8 г та 8 д, відповідно), вони залишаються в середньому у крайньому східному положенні. У положенні центрального максимуму кореляції над Тихим океаном спостерігається зміщення у протилежному напрямі, на захід (див. рис. 8 д). Значуща від’ємна аномалія в розподілі кореляції, яка представлена мінімумом значень  $r < -0.5$  в тихоокеанічному секторі, зберігає практично незмінним своє середнє довготне положення (білі контури та біла пунктирна лінія на рис. 8). Втім, її довготна та широтна протяжності від’ємної аномалії суттєво змінюються упродовж 1979–2014 рр.

Найбільших розмірів від’ємна аномалія досягає у 1990–2003 рр. (див. рис. 8 в), коли екстремальних значень набувають характеристики озонної діри (див. рис. 3 а та 3 б; див. також [7, 25]). Варто відзначити, що від’ємна аномалія простягається до полярних широт і за своїм середнім положенням розташовується в області квазістаціонарного циклону в морі Амундсена, відомого як “полос змінності” в субантарктичних широтах [31]. Отже, згідно з рис. 8, температурні зміни в області цього циклону перебувають у тісному кореляційному зв’язку із варіаціями положення зонального мінімуму озону. Це також є важливим свідченням взаємозалежності змін в асиметрії озону та регіональних змін клімату у південній півкулі.

Важливими є не лише довготні, а й широтні зміни в характеристиках атмосферної циркуляції у південній півкулі, які можуть бути пов’язаними із змінами в зональній асиметрії в розподілі озону. Проаналізовано меридіональний розподіл кореляції для такої ж послідовності часових інтервалів, як на рис. 8, але для усередненого по довготі (0–360°E) зонального вітру в нижній стратосфері південної півкулі (200 гПа, U200). Вертикальне розташування рівня тиску 200 гПа відносно тропопаузи у зоні 40–60°S позначено верхньою пунктирною лінією на рис. 7. На рис. 9 показано послідовні зміни меридіонального профілю кореляції.

Статистично значущими є додатна кореляція в субантарктичних широтах та від’ємна кореляція у середніх широтах. Це видно із відхилень меридіональних профілів за межі  $r = \pm 0.5$  ( $p = 0.05$ , горизонтальні пунктирні лінії на рис. 9). З такого широтного розподілу додатної та від’ємної кореляції знову впливає зв’язок варіацій довготи  $ZVO_{\min}$  з варіаціями кільцевої моди, як було відзначено за результатами рис. 6: відхилення положення  $ZVO_{\min}$  на схід по-



**Рис. 9.** Меридіональний розподіл коефіцієнта кореляції між довготою  $ZVO_{\min}$  на широті 65°S та зональним вітром у нижній стратосфері південної півкулі на рівні тиску 200 гПа (U200) за вересень–листопад. Представлена та ж послідовність часових інтервалів, що й на рис. 8. Суцільні криві на кожному з графіків (а–г) показують меридіональний профіль кореляції для початкового часового інтервалу (1979–1992 рр.), а пунктирні криві — відносне зміщення профілів у наступні інтервали. Пунктирними горизонтальними лініями позначено рівні значущої додатної та від’ємної кореляції ( $p = 0.05$ )

єднується із посиленням вітру U200 навколо Антарктиди та його ослабленням у середніх широтах, тобто з відхиленням індексу ПКМ у позитивну полярність. Проте у довготривалій зміні зв’язків  $ZVO_{\min}$  — ПКМ меридіональні профілі кореляції виявляють нову особливість.

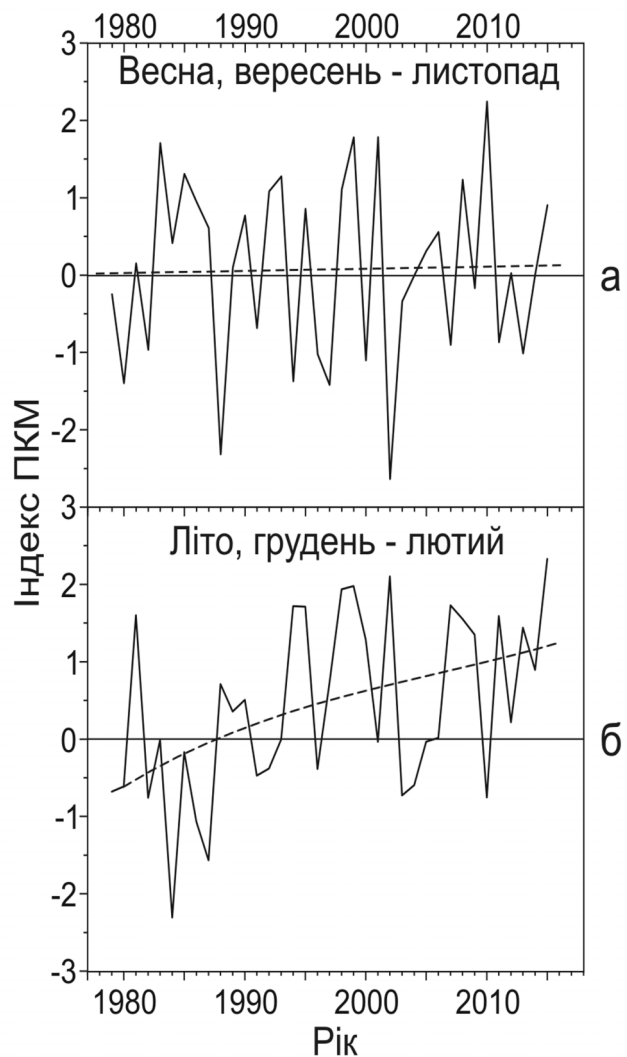
Пунктирні криві на рис. 9 засвідчують поступове зміщення меридіонального профілю кореляції в бік екватора упродовж 1984–2014 рр. відносно його початкового положення у 1979–1992 рр., нанесеного суцільною кривою на кожному з рис. 9 а–г. Це помітно як із широтного положення мінімуму кореляції (вертикальні стрілки), так і з розширення до екватора максимуму кореляції

(горизонтальна стрілка) при майже незмінному положенні його полярного краю. Обидві складові зміщення меридіонального профілю кореляції в бік екватора близькі за величиною і становлять 7–8° по широті. Така ж картина зміщення отримана і для зонального вітру в тропосфері на рівні тиску 500 гПа (U500, не показано). Характерно, що зміщення відбувалося переважно впродовж другого та третього часових інтервалів (1990–2003 та 1995–2008 рр., див. рис. 9 б та 9 в). За часом це узгоджується з максимальним зменшенням рівнів антарктичного озону та крайнім східним положенням зонального мінімуму озону (див. рис. 3 а та 3 б). За останній інтервал 2001–2014 рр. (рис. 9 г) положення профілю не зазнає помітних змін і не показує зворотного зміщення, як це спостерігалося у випадках регіональних аномалій кореляції в тропосфері (див. рис. 8 д) та тренду довготи ЗВО<sub>мін</sub> (див. рис. 3 б).

Загалом, саме тенденція зміщення в бік екватора є новою для співвідношення між антарктичним озonom та кільцевою модою. Відомо, що тренд індексу ПКМ у бік додатної полярності у літні місяці поєднується не лише із посиленням зонального струменевого потоку, а й із його зміщенням у бік полюса [27]. Цю тенденцію пов'язують із сезонним опусканням у тропосферу холодної стратосферної аномалії, спричиненої весняними втратами озону над Антарктикою. Максимальний її вплив на зональну циркуляцію у тропосфері та на індекс ПКМ настає у літній сезон, причому довготривале зміщення зонального потоку в бік полюса викликає значний перерозподіл температури та опадів у південній півкулі у літні місяці [27]. Схожих змін у структурі ПКМ та кліматі південної півкулі у весняний сезон не відзначалося. Їх, здавалося б, і не слід було очікувати, враховуючи відсутність довготривалого тренду індексу ПКМ у весняні місяці, на відміну від літніх (рис. 10 а та 10 б, відповідно). Проте результати рис. 9 показують, що статистично значущий зв'язок антарктичного озону з меридіональним перерозподілом структури ПКМ навесні існує, але виявляється він не за змінами рівнів антарктичного озону (які причетні до літніх кліматичних ефектів), а за змінами в його просторовому розподілі.

Отже, результати цього розділу показують, що міжрічні варіації довготи ЗВО<sub>мін</sub> у весняний сезон супроводжуються варіаціями температури повітря у тропосфері із структурою зональної хвилі КСХ3 та в стратосфері із структурою КСХ1 (рис. 7). Довготривалі зміни довготи ЗВО<sub>мін</sub>, у свою чергу, пов'язані не лише із довготним зміщенням атмосферних аномалій (рис. 8), а й із широтним перерозподілом у структурі зональної циркуляції (рис. 9).

Відзначимо, що зв'язки довготи ЗВО<sub>мін</sub> з аномаліями в розподілі атмосферних характеристик виявляють схожу меридіональну структуру і в тропосфері, і в стратосфері (типу ПКМ, рис. 6 та рис. 9). Важливо підкреслити, що ці результати отримані для



**Рис. 10.** Міжрічні варіації (суцільні криві) та довготривалі тренди (пунктирні лінії) індексу Південної кільцевої моди у весняний (а) та літній (б) сезони

весняних місяців. Тому довготривалі довготні зміщення ЗВО<sub>мін</sub> можуть супроводжуватися помітним широтним зсувом кліматичних аномалій у тропосфері південної півкулі навесні. У подальших дослідженнях доцільно продовжити докладний аналіз таких зв'язків.

## Висновки

В роботі узагальнено результати досліджень розподілу загального вмісту озону над Антарктикою (зокрема, змін в його асиметрії відносно південного полюса), одержаних авторами в останнє десятиліття. Показано, що існують статистично значущі зв'язки між змінами у структурі квазістаціонарних хвиль в розподілі ЗВО та в розподілі атмосферних параметрів у стратосфері та в тропосфері. Ці зв'язки простежуються як у міжрічних варіаціях, так і в довготривалих змінах упродовж більше ніж трьох останніх десятиліть.

Важливим висновком із представлених результатів є взаємозалежність змін в озоні та регіональних кліматичних змін у південній півкулі у весняні місяці. Характерною ознакою виявлених зв'язків є присутність зональної структури, властивої Південній кільцевій моді. Крім того, структура квазістаціонарної планетарної хвилі КСХ1 у стратосфері варіює у значній мірі узгоджено ( $r=0.5-0.8$ ) із структурою КСХ3 в тропосфері. Визначено регіони, де тропосферні та поверхневі параметри показують найбільш тісний зв'язок із змінами в озоновому шарі.

Хоча результати не дають вичерпної відповіді на те, в якому напрямі можуть відбуватися переважачі впливи (з тропосфери у стратосферу, чи із стратосфери у тропосферу), на сезонних масштабах (для весни у південній півкулі, вересень–листопад) проілюстровано можливість поєднання прямих зв'язків “хвиля–озон” та зворотних “озон–хвиля”. Оскільки антарктичний озон зазнаватиме подальших змін упродовж наступних десятиліть (зокрема, очікуваного за даними моделювання відновлення озонового шару), виявлені взаємозв'язки й надалі впливатимуть на стан атмосфери південної півкулі і становитимуть значний інтерес для дослідників кліматичних змін.

### Література

1. Грицай А. В. Прекращение сдвига на восток минимума в зональном распределении антарктического озона как следствие восстановления озонового слоя / А. В. Грицай, Г. П. Милиневский, А. Р. Клекочук // Материалы конференции “Мониторинг состояния природной среды Антарктики и обеспечение деятельности национальных экспедиций”. — Минск: Экоперспектива, 2014. — С. 154–159.
2. Розподіл озону в Антарктиці за даними 30-літніх супутникових спостережень / А. В. Грицай [та ін.] // Космічна наука і технологія. — 2010. — Т. 16, № 1. — С. 20–27.
3. Agosta E. A. Austral spring stratospheric and tropospheric circulation interannual variability / E. A. Agosta, P. O. Canziani // *J. Climate*. — 2011. — Vol. 24. — P. 2629–2647.
4. Albers J. R. Pathways for communicating the effects of stratospheric ozone to the polar vortex: Role of zonally asymmetric ozone / J. R. Albers, T. N. Nathan // *J. Atmos. Sci.* — 2012. — Vol. 69. — P. 785–801.
5. Changes in the polar vortex: Effects on Antarctic total ozone observations at various stations / B. Hassler, G. E. Bodeker, S. Solomon, P. J. Young // *Geophys. Res. Lett.* — 2011. — Vol. 38. — L01805, doi:10.1029/2010GL045542.
6. Crook J. A. Sensitivity of Southern Hemisphere climate to zonal asymmetry in ozone / J. A. Crook, N. P. Gillett, S. P. E. Keeley // *Geophys. Res. Lett.* — 2008. — Vol. 35. — L07806, doi:10.1029/2007GL032698.
7. Dameris M. Update on polar ozone: Past, present, and future. Chapter 3 in *Scientific Assessment of Ozone Depletion, 2014* / M. Dameris, S. Godin-Beekmann // *Global Ozone Research and Monitoring Project*. — World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 2014. — Report No. 55.
8. Effect of zonal asymmetries in stratospheric ozone on simulated Southern Hemisphere climate trends / D. W. Waugh, L. Oman, P. A. Newman [et al.] // *Geophys. Res. Lett.* — 2009. — Vol. 36. — L18701, doi:10.1029/2009GL040419.
9. Evolution of the eastward shift in the quasi-stationary minimum of the Antarctic total ozone column / A. Grytsai [et al.] // *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* — 2016. — 25 p. — doi:10.5194/acp-2016-537.
10. Farman J. C. Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClOx/NOx interaction / J. C. Farman, B. G. Gardiner, J. D. Shanklin // *Nature*. — 1985. — Vol. 315. — P. 207–210.
11. Fogt R. L. Seasonal zonal asymmetries in the Southern Annular Mode and their impact on regional temperature anomalies / R. L. Fogt, J. M. Jones, J. Renwick // *J. Climate*. — 2012. — Vol. 25. — P. 6253–6270.
12. Grytsai A. Planetary wave peculiarities in Antarctic ozone distribution during 1979–2008 / A. Grytsai // *Int. J. Remote Sens.* — 2011. — Vol. 32. — P. 3139–3152.
13. Grytsai A. V. Anomalous quasi-stationary planetary waves over the Antarctic region in 1988 and 2002 / A. V. Grytsai, O. M. Evtushevsky, G. P. Milinevsky // *Ann. Geophys.* — 2008. — Vol. 26. — P. 1101–1108.
14. Hio Y. Interannual variations of planetary waves in the Southern Hemisphere stratosphere / Y. Hio, I. Hirota // *J. Meteorol. Soc. Jap.* — 2002. — Vol. 80. — P. 1013–1027.
15. Huth R. Classification of hemispheric monthly mean stratospheric potential vorticity fields / R. Huth, P. O. Canziani // *Ann. Geophys.* — 2003. — Vol. 21. — P. 805–817.
16. Impact of climate change on Antarctic krill / H. Flores, A. Atkinson, S. Kawaguchi [et al.] // *Marine Ecology Progress Series (MEPS)*. — 2012. — Vol. 458. — P. 1–19.
17. Interannual variability of planetary waves in the ozone layer at 65° S / A. Grytsai, Z. Grytsai, A. Evtushevsky, G. Milinevsky // *Int. J. Remote Sens.* — 2005. — Vol. 26. — P. 3377–3387.
18. Lin P. Impact of tropical SST on stratospheric planetary waves in the Southern Hemisphere / P. Lin, Q. Fu, D. L. Hartmann // *J. Climate*. — 2012. — Vol. 25. — P. 5030–5046.
19. Malanca F. E. Trends evolution of ozone between 1980 and 2000 at midlatitudes over the Southern Hemisphere: Decadal differences in trends / F. E. Malanca, P. O. Canziani, G. A. Arguello // *J. Geophys. Res.* — 2005. — Vol. 110. — D05102, doi:10.1029/2004JD004977.
20. Marshall G. J. Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses / G. J. Marshall // *J. Climate*. — 2003. — Vol. 16. — P. 4134–4143.
21. Mo K. C. The Pacific-South American modes and tropical convection during the Southern Hemisphere winter / K. C. Mo, R. W. Higgins // *Mon. Wea. Rev.* — 1998. — Vol. 126 — P. 1581–1596.
22. Ozone zonal asymmetry and planetary wave characteri-

- zation during Antarctic spring / I. Ialongo, V. Sofieva, N. Kalakoski [et al.] // *Atmos. Chem. Phys.* — 2012. — Vol. 12. — P. 2603–2614.
23. Prediction of erythemally effective UVB radiation by means of nonlinear regression model / K. Laska, P. Prosek, L. Budik [et al.] // *Environmetrics.* — 2009. — Vol. 20. — DOI: 10.1002/env.968.
24. Quintanar A. I. Quasi-stationary waves in the Southern Hemisphere. Part I: Observational data / A. I. Quintanar, C. R. Mechoso // *J. Climate.* — 1995. — Vol. 8. — P. 2659–2672.
25. Salby M. Rebound of Antarctic ozone / M. Salby, E. Titova, L. Deschamps // *Geophys. Res. Lett.* — 2011. — Vol. 38. — L09702, doi:10.1029/2011GL047266.
26. Sensitivity of climate to dynamically consistent zonal asymmetries in ozone / N. P. Gillett [et al.] // *Geophys. Res. Lett.* — 2009. — Vol. 36. — L10809, doi:10.1029/2009GL037246.
27. Signatures of the Antarctic ozone hole in Southern Hemisphere surface climate change / D. W. Thompson [et al.] // *Nature Geoscience.* — 2011. — Vol. 4. — P. 741–749.
28. Solomon S. Stratospheric ozone depletion: a review of concepts and history / S. Solomon // *Rev. Geophys.* — 1999. — Vol. 37. — P. 275–316.
29. Structure and long-term change in the zonal asymmetry in Antarctic total ozone during spring / A. V. Grytsai [et al.] // *Ann. Geophys.* — 2007. — Vol. 25. — P. 361–374.
30. Temperature trend patterns in Southern Hemisphere high latitudes: Novel indicators of stratospheric change / P. Lin, Q. Fu, S. Solomon, J. M. Wallace // *J. Climate.* — 2010. — Vol. 23. — P. 4264–4280.
31. The Amundsen Sea low / J. Turner [et al.] // *Int. J. Climatol.* — 2013. — Vol. 33. — P. 1818–1829.
32. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system / D. P. Dee [et al.] // *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* — 2011. — Vol. 137. — P. 553–597.
33. The existence of the edge region of the Antarctic stratospheric vortex / H. K. Roscoe [et al.] // *J. Geophys. Res.* — 2012. — Vol. 117. — D04301, doi:10.1029/2011JD015940.
34. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project / E. Kalnay [et al.] // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* — 1996. — Vol. 77. — P. 1057–1072.
35. The regime of total and biologically effective ultraviolet radiation at Vernadsky Station (Argentine Islands, Antarctica) and the impact of ozone and cloudiness in 2002 and 2003 / P. Prosek, K. Laska, M. Budikova, G. Milinevsky // *Czech Geography at the Dawn of the Millennium.* — Olomous: Czech Geographic Society, Palacky University in Olomous, 2004. — P. 211–223.
36. Thompson D. W. J. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability / D. W. J. Thompson, J. Wallace // *J. Climate.* — 2000. — Vol. 13. — P. 1000–1016.
37. van der A R. J. Multi sensor reanalysis of total ozone / R. J. van der A, M. A. F. Allaart, H. J. Eskes // *Atmos. Chem. Phys.* — 2010. — Vol. 10. — P. 11277–11294.
38. Wang L. Southern Hemisphere stationary wave response to changes of ozone and greenhouse gases / L. Wang, P. J. Kushner, D. W. Waugh // *J. Climate.* — 2013. — Vol. 26. — P. 10205–10217.
39. Waugh D. W. Climatology of Arctic and Antarctic polar vortices using elliptical diagnostics / D. W. Waugh, W. J. Randel // *J. Atmos. Sci.* — 1999. — Vol. 56. — P. 1594–1613.
40. Wirth V. Quasi-stationary planetary waves in total ozone and their correlation with lower stratospheric temperature / V. Wirth // *J. Geophys. Res.* — 1993. — Vol. 98. — P. 8873–8882.

#### ІЗМЕНЕННЯ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА В АТМОСФЕРЕ НАД АНТАРКТИКОЙ

А. В. Грицай, Г. П. Милиневский, А. М. Евтушевский, А. Р. Клекочук

В работе обобщены данные об изменениях зональной асимметрии антарктического озона по спутниковым измерениям 1979–2016 гг. и об их связи с параметрами атмосферы южного полушария, полученные авторами в последнее десятилетие. Весенние уровни антарктического озона в 2000-е–2010-е годы не показывают возрастания площади озоновой дыры, наблюдавшегося в 1980-е–1990-е годы. Стабилизацию и первые признаки уменьшения площади озоновой дыры считают следствием действия Монреальского протокола 1987 г. по ограничению выбросов озоноразрушающих веществ в атмосферу. Долговременные изменения содержания озона в атмосфере над антарктическим регионом в весенний сезон сопровождаются изменениями в его асимметричном распределении относительно южного полюса. Межгодовые миграции положения долготного минимума озона демонстрируют статистически значимую связь со структурой квазистационарных планетарных волн в распределении атмосферных параметров. Долговременный долготный дрейф минимума озона выявляет схожесть с дрейфом в зональной структуре планетарных волн в распределении тропосферных параметров, а также сопровождается меридиональным смещением климатических аномалий в сторону экватора. Полученные соотношения характеризуют взаимозависимость крупномасштабных тропосферных и стратосферных возмущений в южном полушарии в сезон озоновой дыры.

**Ключевые слова:** общее содержание озона, антарктическая стратосфера, зональная асимметрия, квазистационарные планетарные волны, изменения климата

#### CHANGES IN THE TOTAL OZONE DISTRIBUTION IN THE ATMOSPHERE OVER ANTARCTICA

A. V. Grytsai, G. P. Milinevsky, A. R. Klekociuk, O. M. Evtushevsky

The data obtained by the authors during the last decade from satellite measurements in 1979–2016 and related to changes in zonal asymmetry of the Antarctic ozone and to their coupling with atmospheric parameters in the Southern Hemisphere are summarized in this work. The spring levels of the Antarctic ozone in 2000s–2010s do not show increase of the ozone hole size

observed in 1980s–1990s. Stabilization and the first evidence of the ozone hole area decrease are considered as consequence of Montreal Protocol 1987 on restriction of emissions of ozone depleted substances into the atmosphere. Long-term changes of total ozone content in atmosphere over the Antarctic region in spring are accompanied by changes in its asymmetric distribution relatively the South Pole. Interannual variations of the longitudinal ozone minimum position demonstrate statistically significant relation to structure of the quasi-stationary planetary waves in distribution of atmospheric parameters. Long-term longitudinal shift of the ozone minimum is similar to shift in zonal structure of planetary waves in the tropospheric parameter distribution and is also accompanied by meridional displacement of the climatic anomalies toward the equator. The obtained relationships characterize interdependence between the large-scale tropospheric and stratospheric disturbances in the Southern Hemisphere during the ozone hole season.

**Keywords:** total ozone content, Antarctic stratosphere, zonal asymmetry, quasi-stationary planetary waves, climate changes