УДК 551.509; 551.510.534

В. О. Кравченко, О. М. Євтушевський, Г. П. Міліневський

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

ВІДДАЛЕНІ ТРОПОСФЕРНО-СТРАТОСФЕРНІ ЗВ'ЯЗКИ ЗА ДАНИМИ 30-РІЧНИХ СУПУТНИКОВИХ ВИМІРЮВАНЬ АНТАРКТИЧНОГО ОЗОНУ

Проаналізовано відгук антарктичного озону під час життя озонової діри на варіації температури поверхні Тихого океану у тропіках. Для тропічної зони Тихого океану властива значна змінність температури поверхні, яка спричинює глобальний вплив на атмосферну циркуляцію. Досліджувався період 1980—2010 рр. Дані супутникових вимірювань загального вмісту озону за жовтень зіставлялися з тропічними температурами за попередні 18 місяців. Виявлено максимум коефіцієнта кореляції вмісту озону над західною Антарктикою у жовтні з температурою поверхні центральної частини Тихого океану (160—220° E) у червні, на чотири місяці раніше (r = 0.7). Над східною Антарктикою спостерігається антикореляція, тому зонально усереднені озонові дані менш придатні для оцінки впливу тропічних теплових аномалій на антарктичну стратосферу та аналізу шляхів поширення викликаних ними збурень.

ВСТУП

Регулярні супутникові вимірювання параметрів атмосфери Землі тривають понад тридцять років. Це надає можливості для надійнішого, ніж у досупутникову еру, визначення стану атмосфери, стійких кліматичних тенденцій, а також для повнішого аналізу віддалених зв'язків між атмосферними процесами в окремих регіонах. У зв'язку з утворенням антарктичної озонової діри особливого значення набула щоденна глобальна картографія озону, найдовшу тривалість якої (з листопада 1978 р.) забезпечила серія супутникових спектрометрів TOMS–OMI [27, 28].

Найважливішим для антарктичного регіону є суттєве зниження весняних (вересень—листопад) рівнів загального вмісту озону (ЗВО) в атмосфері, яке відбувається всередині стратосферного полярного вихору, починаючи з кінця зими (серпень). У цей час із освітлених Сонцем полярних стратосферних хмар інтенсивно вивільняються озоноруйнівні сполуки, що містять хлор та бром, і починає формуватися озонова діра — область із значеннями ЗВО менш ніж 220 одиниць Добсо-

1DIIHEB(

на (ОД) [2]. Максимальна її площа досягається у вересні, найнижчі рівні ЗВО спостерігаються зазвичай у жовтні, а розпад полярного вихору та міжширотне змішування бідних та багатих озоном повітряних мас відбуваються наприкінці листопада або у грудні. За результатами багатьох модельних досліджень внаслідок поступового зниження вмісту хлорфторвуглеців в антарктичній стратосфері прогнозується зникнення озонової діри у середині 21-го століття, приблизно у 2045—2060 рр. [24]. Тому зростає увага до щорічних змін у характеристиках озонової діри та до факторів, які впливають на ці зміни.

Рівень активних хлористих і бромистих сполук, які руйнують молекули озону в антарктичній стратосфері, змінюється дуже повільно, і такі зміни виявляються лише на часових масштабах у десятки років. Щорічні ж зміни рівнів хімічних втрат озону зумовлюються переважно динамічними факторами, основний з яких — атмосферні хвилі планетарних масштабів. Активність планетарних хвиль (ПХ), які поширюються із тропосфери в антарктичну стратосферу [1], впливає на стійкість стратосферного полярного вихору і температуру повітря в ньому [25]. Від температури у внутрішній області вихору у зимові місяці залежить загальний об'єм полярних

[©] В. О. КРАВЧЕНКО, О. М. ЄВТУШЕВСЬКИЙ,

Г. П. МІЛІНЕВСЬКИЙ, 2012

стратосферних хмар і, як наслідок, рівень втрат озону у весняні місяці. У весняні місяці хвильова активність здатна пришвидшити розпад стратосферного вихору і скоротити загальний дефіцит маси озону.

Саме підвищений потік енергії ПХ упродовж кількох місяців спричинив значне нагрівання повітря у стратосферному полярному вихорі та зменшення площі озонової діри у 2002 р. [8]. Було також встановлено, що імпульсний потік хвильової енергії у стратосферу у вересні 2002 р. (на початку антарктичної весни), викликаний тропосферними збуреннями у середніх [18] та полярних [19] широтах південної півкулі, пришвидшив розпад полярного вихору та зумовив раннє зникнення озонової діри. Проте вже в зимовий період (у червні—серпні 2002 р.) були передумови для ослаблення вихору, які пов'язують із більш віддаленими джерелами атмосферних збурень — тропічними джерелами ПХ [10]. Схожі події, хоча і меншої інтенсивності, відбувалися у ході сезонної еволюції озонової діри у 1988 р. Тоді аномалії температури поверхні океану (ТПО) в екваторіальній області спричинили зміни горизонтальної і вертикальної структури ПХ у південній півкулі, що також призвело до зниження втрат озону в антарктичній стратосфері [8, 15].

Але при визначенні причин міжрічних варіацій ЗВО у період озонової діри важливо звертати увагу не лише на рівень збурень в антарктичній стратосфері, викликаних ПХ у поточний сезон (весна) [8, 15, 18, 19], чи у попередній сезон (зима) [10, 11, 25]. Можливі також віддалені тропосферно-стратосферні зв'язки, які реалізуються з тривалою затримкою у часі. У північній півкулі виявлено взаємозв'язок між аномаліями ТПО у тропіках, спричиненими явищами Ель-Ніньо, та стратосферним полярним вихором над Арктикою [21]. Якщо максимальна фаза теплої аномалії Ель-Ніньо — Південне коливання (ЕНПК) припадає на зиму, то ефект віддаленого впливу на арктичний вихор є більш відчутним наступної зими після події, ніж одночасно з нею. Таке підсилення у роботі [21] пов'язується із викликаною явищем ЕНПК тривалою теплою аномалією у літній середньоширотній стратосфері,

яка здатна впливати на стратосферну циркуляцію у високих широтах навіть наступної зими.

Ефекти запізнення у взаємозв'язках між тропічними аномаліями ТПО та озоновою дірою досліджено менше. У кількох роботах розглядалися зв'язки антарктичного озону у весняні місяці з тропічними аномаліями попереднього сезону [10, 11]. Інші дослідження стосувалися аналізу динаміки стратосферного полярного вихору та озонової діри в залежності від генерованих у тропічній чи позатропічній тропосфері хвильових збурень [5, 16, 18, 19, 25]. Мета цієї роботи статистичний аналіз відгуку ЗВО та температури стратосфери над Антарктикою у жовтні (річний мінімум ЗВО) на аномалії ТПО у тропіках у попередні 18 місяців.

МЕТОДИКА АНАЛІЗУ ТА ВИКОРИСТАНІ ДАНІ

У роботі виконувався кореляційний аналіз зв'язку варіацій ЗВО в антарктичному регіоні (50-80° S, 1981—2010 pp.) та варіацій ТПО у тропічних широтах (30° N — 30° S, 1980—2010 рр.). Ряди середньомісячних значень ЗВО у жовтні отримано з архіву HACA «Merged Ozone Data Sets» (MOD, http://acdb-ext.gsfc.nasa.gov/Data services/merged/), створеного на основі глобальних вимірювань озону супутниковими спектрометрами TOMS-OMI та SBUV-SBUV2 [27]. Жовтень вибрано як місяць найнижчих рівнів ЗВО під час наявності озонової діри, які чутливі до динамічних збурень в антарктичній стратосфері. Дані МОД наявні для 5-градусних широтних смуг, і в цій роботі охоплено широтну зону 50-80° S (на вищих широтах в окремі роки даних немає).

Часові послідовності середньомісячних значень ТПО взято з реаналізу NCEP/NCAR [14] за адресою http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/ timeseries/. В реаналізі асимільовано регулярні супутникові спостереження, більшість яких розпочато у 1979 р. Тому з точки зору рівномірності глобального покриття та часової регулярності спостережень використані дані MOD та реаналізу NCEP/NCAR практично рівноцінні, за виключенням полярних широт. Оскільки розподіл ЗВО тісно пов'язаний з розподілом температури повітря в нижній стратосфері (ТПС) [20, 29],



Рис. 1. Усереднений за 30 років (1981—2010 рр.) розподіл стратосферної температури у жовтні на рівні тиску 50 гПа (21 км) на широтах 30—90° S. У західній півкулі білим кольором виділено широтні зони 50—55° S та 75—80° S, вибрані для аналізу кореляції ТПО у тропіках із ЗВО у середніх та високих широтах відповідно

ряди ТПС можна використовувати для оцінки варіацій ЗВО у полярній області, де ці дані неповні. Для цього було використано ресурси реаналізу NCEP/NCAR, призначені для обробки та зіставлення часових серій атмосферних параметрів (див. «Analysis tools», http://www.esrl.noaa. gov/psd/data/correlation/). Проведено порівняння відгуку ТПС у південній півкулі у жовтні на варіації окремих кліматичних індексів, які характеризують температурні аномалії на поверхні (див. «Climate indices», http://www.esrl.noaa.gov/ psd/data/climateindices/).

З рис. 1 видно, що середній розподіл стратосферної температури у жовтні 1981—2010 рр. є асиметричним відносно південного полюса. Представлено ТПС на рівні тиску 50 гПа (21 км), поблизу максимуму стратосферного озону у вертикальному розподілі над Антарктикою [2, 29], звідки надходить найбільший внесок у варіації ЗВО. Область максимальних температур на рис. 1 (пунктирний контур –47 °С) розташована в секторі 90—180° Е на широті приблизно 60° S. Область найнижчих температур (до -75 °C, обмежена суцільним контуром -65 °C) зміщена відносно полюса приблизно на 10° на північ у бік атлантичного довготного сектора дещо західніше гринвіцького меридіану 0° Е. Така асиметрія розподілу стратосферних температур зумовлена асиметричним розташуванням озонової діри (мінімум ТПС) та субантарктичного озонового максимуму (максимум ТПС) відносно південного полюсу у весняні місяці [12, 29].

Як виявилося, географічний розподіл відгуку температури антарктичної стратосфери на аномалії ТПО (як глобально усереднені, так і регіональні) також є зонально асиметричним з більш локалізованими ефектами прямого зв'язку ТПО-ТПС над західною Антарктикою (див. нижче). Тому в цій роботі розглядалися озонові дані MOD лише у західній півкулі (180-360° Е). На рис. 1 білим кольором виділено граничні 5-градусні зони широтної області 50-80° S, на яких переважно було зосереджено увагу при кореляційному аналізі. Такий вибір ґрунтувався на даних попередніх обчислень. Вони показали, що зміни кореляції ТПО-ЗВО у проміжних 5-градусних зонах не виходять за межі співвідношень, які характеризують зони 50-55° S та 75-80° S; отже, наведені нижче результати стосуються відповідно відгуку середньоширотного (за межами озонової діри) та полярного (всередині озонової діри) озону на зміни температури у тропіках.

Для кореляційного аналізу були сформовані тридцятирічні ряди середньомісячних значень ЗВО для жовтня за 1981—2010 рр. Джерела аномалій ТПО у тропіках, які спричинюють глобальний вплив на атмосферу (наприклад ЕНПК [4, 21]), розташовані переважно в Тихому океані. Цим визначався довготний сектор 100—290° Е, для якого були відібрані ряди середньомісячних значень ТПО. Перед обчисленням коефіцієнта лінійної кореляції r із часових рядів даних було вилучено багаторічний тренд. У випадку ЗВО застосовано апроксимацію поліномом третього ступеня, оскільки за останні три десятиліття зміни антарктичного озону відбувалися нелінійно. До температурних рядів застосовано лінійну апроксимацію. Таким чином, після вилучення трендів зіставлялися міжрічні варіації аномалій середньомісячних значень ЗВО над західною Антарктикою та поверхневої температури у тропіках.

Для пошуку можливого запізнення ефектів тропічних аномалій ТПО у варіаціях ЗВО над Антарктикою базовою для кореляційного аналізу було вибрано вказану вище тридцятирічну послідовність жовтневих аномалій ЗВО за 1981—2010 рр. Значення коефіцієнта кореляції r були обчислені при зіставленні цього часового ряду з тридцятирічними рядами аномалій ТПО, що помісячно зміщувалися від жовтня 1981—2010 рр. (нульовий часовий зсув відносно рядів ЗВО) до квітня 1980—2009 рр. (зсув—18 місяців).

При довжині зіставлюваних рядів даних N == 30 років статистично значущою на рівні p == 5 % є кореляція r = 0.36 (за *t*-тестом Ст'юдента: $t = r / ((1 - r^2)/(N - 2))^{1/2}$ [6]). Тому значення $r \ge 0.36$ вважалися свідченням достовірного кореляційного зв'язку ТПО–ЗВО (або ТПО–ТПС) на вказаному рівні значущості. Коефіцієнт автокореляції при визначенні параметра *t* в цій роботі не враховувався, оскільки для досліджуваних рядів він виявився досить низьким, щоб істотно вплинути на ефективну довжину ряду та на рівень статистичної значущості кореляції.

ЗОНАЛЬНА АСИМЕТРІЯ КОРЕЛЯЦІЙНИХ СПІВВІДНОШЕНЬ

Зважаючи на високу узгодженість міжрічних варіацій температури повітря у нижній стратосфері (ТПС) з варіаціями ЗВО спочатку, як відзначено вище, були отримані оцінки географічного розподілу залежності ТПС у південній півкулі у жовтні від варіацій поверхневої температури у тропіках. Використання стратосферних температур з реаналізу дозволило охопити полярні широти вище 80° S, де супутникові озонові дані для жовтня неповні. Індикаторами варіацій поверхневої температури вибрано кліматичні індекси аномалій середньомісячної температури за даними реаналізу NCEP/NCAR. У цій частині роботи кореляційний аналіз за період 1979-2010 рр. та графічне відтворення результатів забезпечені ресурсами реаналізу NCEP/NCAR (див. вище). На рис. 2, де показано ці результати, виділено лише найбільш характерні контури коефіцієнта кореляції — суцільними та пунктирними кривими для додатних та від'ємних значень *r* відповідно. Серед наявних в реаналізі кліматичних індексів лише для окремих із них виявлено статистично вірогідну кореляцію з ТПС в антарктичному регіоні.

В географічному розподілі кореляції ТПО— ТПС для жовтня (рис. 2, a-e) перш за все відзначимо її східно-західну асиметрію відносно південного полюса на широтах вище 50° S (штрихове коло на рис. 2). Видно, що локалізований максимум властивий лише для прямого кореляційного зв'язку (контури на сірому фоні). Він припадає на широти 60—70° S переважно у західному секторі довгот (поблизу 270° Е). Контури антикореляції на східних довготах (штрихові криві) свідчать про її зростання у бік низьких широт, але локалізації над східною Антарктикою немає.

Як видно з рис. 2, а, б, зональна асиметрія у розподілі r чітко виявляється навіть у випадку індексу для аномалій глобально усередненої температури (ІГТ, див. визначення кліматичних індексів, представлених в реаналізі, на вказаній вище веб-сторінці). Видно деяке зростання кореляції з висотою між рівнями тиску 50 гПа (21 км, рис. 2, *a*) та 30 гПа (27 км, рис. 2, *б*) від 0.32 (*p* = 10 %) до 0.45 (*p* < 5 %). Як і у випадку для ІГТ, індекс аномалій температури у тропіках західної півкулі (ІЗТ), де температура поверхні океану перевищує 28.5 °С (рис. 2, в) та індекс для карибського регіону (ІКТ, рис. 2, г) показують схожий асиметричний розподіл кореляції з ТПС. Це свідчить про те, що варіації глобального індексу ІГТ значною мірою зумовлюються переважно варіаціями температури у тропіках. Рис. 2, ∂ та е показують, що варіації ТПС над Антарктикою у жовтні можуть спричинятися варіаціями поверхневої температури, які виникають раніше на 5 та 4 місяці, відповідно. Для цих співвідношень також характерна східно-західна асиметрія, і їхні часові зміни розглядатимуться нижче.

Важливим загальним висновком із розподілу кореляції на рис. 2 є те, що після посилення температурної аномалії у тропіках спостерігаєть-



Рис. 2. Географічний розподіл коефіцієнта кореляції між стратосферною температурою у південній півкулі (30— 90° S) та кліматичними індексами для аномалій температури у жовтні: a, δ — індексом середньої глобальної температури (ІГТ), e — індексом для тропіків західної півкулі (ІЗТ), e — індексом карибського регіону (ІКТ) за період 1980—2010 рр. Для індексу ІГТ та індексу Ніньо-4 (ІН-4) показано розподіл коефіцієнта кореляції при їхньому випередженні рядів ТПС для жовтня на 5 (d) та 4 (e) місяці відповідно. Сірим фоном позначено область додатних значень коефіцієнта кореляції, штрихове коло — широта 50° S

ся зростання ТПС над західною Антарктикою в області, зміщеній на північ відносно південного полюса на широти $60-70^{\circ}$ S. Переважне довготне положення максимального відгуку в ТПС близько 270° Е. У східній півкулі ($0-180^{\circ}$ Е) переважає від'ємна кореляція без помітної локалізації розподілу вірогідних рівнів кореляції на високих широтах. Така особливість віддаленого впливу на антарктичну стратосферу, не відзначена у попередніх дослідженнях, вказує на недоцільність використання зонально усереднених даних для досліджень стратосфери антарктичного регіону. На широтах 50—80° S кореляція та антикореляція на протилежних довготах (рис. 2) значною мірою компенсуються при використанні рядів середніх зональних значень ЗВО або стратосферної температури. Про високу змінність у структурі поля ЗВО над західною Антарктикою свідчать і дані статистичного аналізу за 1958—2002 рр. [7]. Цим обґрунтовується вибір західного довготного сектора в розподілі ЗВО над Антарктикою для попереднього аналізу ефектів запізнення у кореляційних зв'язках ТПО—ЗВО (див. нижче). Надалі слід розширити методику аналізу на двовимірне поле ЗВО, а також на вертикальний розподіл озону.

Відзначимо, що асиметрія відгуку антарктичної стратосфери на варіації використаних кліматичних індексів стає найбільш помітною лише у весняні місяці з максимумом у жовтні. При розгляді аналогічних співвідношень для Арктики, які тут докладно не наводимо, також було виявлено східно — західну асиметрію розподілу r навколо північного полюса, проте з максимумом у зимові місяці. Наявність асиметрії розподілу кореляції в обох полярних регіонах та сезонна відмінність їхніх максимальних проявів, на нашу думку, не випадкові і можуть вказувати на зв'язок досліджуваних ефектів з активністю атмосферних хвиль планетарного масштабу. Відомо, що річний хід амплітуди квазістаціонарних планетарних хвиль (КСХ) у високоширотній стратосфері має кліматологічний максимум у січні у північній півкулі та в жовтні (середина антарктичної весни) у південній [13]. Переважання у спектрі стратосферних КСХ складової із зональним хвильовим числом m = 1 [12, 13, 29], у свою чергу, спричинює зональну асиметрію розподілу як температури, так і озону у полярній стратосфері. Тому асиметрію розподілу кореляції на рис. 2, найімовірніше, можна також пов'язати з поширенням великомасштабних хвильових збурень із тропіків у полярні регіони та міжрічними змінами їхньої інтенсивності. Стійкі джерела КСХ, які мають глобальний вплив, найчастіше асоціюються із тропічними тепловими аномаліями [4, 10, 15, 16, 21].

Щодо зональної асиметрії віддалених впливів на антарктичний регіон доречно відзначити, що недавно виявлено зв'язок весняного потепління клімату в західній Антарктиці з багаторічним температурним трендом у тропіках у центральній частині Тихого океану [22]. Можливим посередником у зв'язках весняного потепління у західній Антарктиці з тропічними температурними трендами у роботі [22] вважається ланцюг планетарних хвиль в Тихому океані. Тропічна зона Тихого океану в межах 140-210° Е є важливим регіоном генерації ланцюга хвиль Росбі, відомого як тихоокеанічно-південноамериканська мода (ТПМ) [17]. У південній півкулі в Тихому океані розташована найбільша на земній кулі водяна поверхня, вільна від континентів. Крім того, приантарктичні широти поблизу 60° S також повністю розташовані в океані, що сприяє формуванню інтенсивної зональної циркуляції (циркумполярного потоку) та зони зниженого тиску у тропосфері навколо Антарктиди. Великомасштабні хвильові збурення типу ТПМ впливають на зональну циркуляцію, на розвиток як мігруючих, так і стійких циклонічних та антициклонічних вихорів і, у підсумку, на міжширотний обмін теплом та вологою [4]. У тропосфері такі зв'язки тропічних теплових аномалій з атмосферною циркуляцією у західній Антарктиці можуть сприяти змінам надходження тепла і вологи та весняному потеплінню у західному секторі Антарктики [22]. Завдяки не лише горизонтальному, а й вертикальному розповсюджению ПХ, як вже відзначалося, аномалії ТПО впливають і на стратосферну ланку циркуляції, зокрема на стійкість та температуру полярного вихору [10, 11, 15, 16, 21]. Згадане вище домінування в антарктичній стратосфері КСХ із зональним хвильовим числом m = 1 сприяє тому, що зональна асиметрія наявна як у розподілі стратосферних параметрів (рис. 1), так і в їхній змінності (рис. 2) внаслідок міжрічних варіацій амплітуди хвиль.

ЕФЕКТИ ЗАПІЗНЕННЯ У ЗВ'ЯЗКАХ ТПО-ЗВО

На рис. 2 наведено лише одне кореляційне співвідношення для регіону ЕНПК (ІН-4, рис. 2, *е*). Це регіон Ніньо-4 (5° N — 5° S, 160—210° E). Хоча загалом добре відомі глобальні ефекти Ель-Ніньо, викликані коливаннями температури на сході тропічного Тихого океану [4, 16, 21], для більшості з індексів регіону Ель-Ніньо (Ніньо 1+2, Ніньо 3, Ніньо 3.4) істотного відгуку у варіаціях ТПС над Антарктикою у жовтні ми не виявили. Це може пояснюватися кількома причинами. Явища Ель-Ніньо спостерігаються для температури поверхні Тихого океану у тропічних широтах нерегулярно через 2-8 років [4], і тому не можуть спричинювати помітні щорічні зміни динаміки антарктичної стратосфери. До того ж, їхня максимальна фаза рідко збігається із сезоном, сприятливим для проникнення КСХ в антарктичну стратосферу (весна). Нарешті, вказані індекси визначено для порівняно вузького інтервалу широт (5-10° на північ та на південь



від екватора). Тому вони не можуть повністю характеризувати тропічні температурні аномалії, атмосферні збурення від яких здатні досягати антарктичної стратосфери.

Ми сформували часові ряди аномалій ТПО у межах всієї тропічної зони 30° N — 30° S. Вибрано чотири 60-градусні довготні інтервали з 30-градусним перекриттям. Перший із них охоплює район Індонезії, який розділяє Індійський та Тихий океани (100—160° Е). Наступні три припадають на західну (130—190° Е), центральну (160—220° Е) та східну (190—250° Е) ділянки Тихого океану.

На рис. 3 показано зміни кореляції між ЗВО над західною Антарктикою у жовтні та ТПО у тропіках у попередні 18 місяців. Суцільна крива характеризує відгук ЗВО в області полярних широт 75—80° S, а пунктир — на середніх широтах 50—55° S (всередині та за межами озонової діри відповідно, див. рис. 1). Криві для проміжних широт 55—75° S, як відзначалося вище, у більшості випадків розташовувалися між наведеними на рис. 3 кривими, і тому тут не показані.

3 рис. 3 видно, що довготні зміщення з кроком 30° помітно впливають на криву кореляції. Лише аномалії температури у західній і центральній ділянках тропічного Тихого океану (рис. 3, δ і eвідповідно) викликають статистично вірогідні зміни ЗВО у західній Антарктиці. Для полярного озону у жовтні найпомітніший вплив надходить із центральної ділянки Тихого океану (160— 220° Е), починаючи з січня (r = 0.4-0.7; суцільна крива на рис. 3, e), тобто упродовж попередніх 9 місяців. Для середньоширотного озону вірогідна кореляція (переважно на рівні r = 0.4-0.5) утримується цілий рік (пунктирна рис. 3, δ і e). Це ефекти варіацій ТПО у тропіках у західній і

Рис. 3. Зміни коефіцієнта кореляції між ЗВО над антарктичним регіоном: суцільна крива — полярні широти 75—80° S, пунктир — середні широти 50—55° S у жовтні (нульовий часовий зсув на горизонтальній шкалі) та поверхневою температурою у тропіках (30° N — 30° S) у попередні 18 місяців. Аналіз виконано для періоду 1980—2010 рр. Верхня та нижня штрихові прямі відповідають рівню статистичної значущості p = 5 % при довжині зіставлюваних рядів N = 30 років

центральній ділянках Тихого океану із загальною довготною протяжністю 130—220° Е.

Центральна ділянка близька до регіону Ніньо-4, який обмежується довготами 160-210° Е, але в нашому аналізі охоплює у 6 разів більшу широтну зону. Порівнюючи максимуми коефіцієнта кореляції, одержані при зіставленні часових рядів із зсувом -4 місяці, можна відзначити, що вплив на стратосферу західної Антарктики від температурних варіацій у вибраній нами центральній ділянці Тихого океану сильніший, ніж у регіоні Ніньо-4: r = 0.69 у співвідношенні ТПО-ЗВО (суцільна крива на рис. 3, в) та r = 0.45 для IH-4 — ТПС (тонкий контур над Антарктичним півостровом на рис. 2, е) відповідно. Таку різницю не можна віднести до відмінності значень параметрів, за якими оцінюється відгук на тропічні аномалії: температури нижньої стратосфери (ТПС на рис. 2) та загального вмісту озону (ЗВО на рис. 3). Як відомо, пряма кореляція між ними досить висока (над Антарктикою у жовтні r > 0.9 [29], і узгодженість максимумів r на рис. 2, е і рис. 3, в мала б бути кращою, якби джерела впливу були однаково ефективними. Загалом стандартні кліматичні індекси хоча і показують чіткий ефект зональної асиметрії на рис. 2, максимум коефіцієнта кореляції з ТПС у західній Антарктиці (r < 0.45) досягається на порівняно невеликій площі, як видно з виділених контурів. Результати рис. 3 стосуються ЗВО над західною Антарктикою в широтному діапазоні 50-80° S (пунктирна та суцільна криві). Тому максимум кореляції з ТПО у червні (позначено стрілкою на рис. 3, в) характеризує відгук ЗВО на значно більших просторових масштабах. Це свідчить про те, що джерела теплових збурень у тропіках, які впливають на антарктичну стратосферу та озонову діру, можна краще ідентифікувати при розгляді ТПО у всьому діапазоні тропічних широт, ніж у тому, який охоплюють поширені кліматичні індекси.

Це характеризує також відмінність динаміки атмосфери у південній та північній півкулях, оскільки встановлено чіткі зв'язки арктичного стратосферного вихору з регіоном Ель-Ніньо на сході Тихого океану [21]. Температурні аномалії центральної тропічної ділянки Тихого океану частіше виявлялися джерелами збурень антарктичного полярного вихору [10, 11, 15]. В роботі [15], зокрема, показано, що горизонтальне поширення стаціонарних планетарних хвиль у тропосфері між тропіками та районом поблизу Чилі супроводжується вертикальним проникненням хвиль в антарктичну стратосферу, і це може впливати на варіації озону. За оцінками [15] для періоду 1979—1988 рр. коефіцієнт кореляції між ТПО у тропічній області поблизу 210° Е (чотири регіони для Ель-Ніньо на той час ще не були визначені) та озоном за вимірюваннями на антарктичній станції Сьова змінювався навесні від r = = -0.53 до r = -0.69. Це загалом узгоджується із розподілом кореляції на рис. 2, де видно переважання антикореляції над східною Антарктикою. Станція Сьова розташована на східному узбережжі Антарктиди (довгота 40° Е, широта 69° S), і найближчі контури кореляції на рис. 2 показують статистично малі від'ємні значення r > > -0.3, лише в одному випадку можна відзначити $r \sim -0.5$ (рис. 2, г). І з цього порівняння бачимо в середньому кращий сигнал від температурних аномалій у вибраній ділянці тропіків [15], ніж від кліматичних індексів (рис. 2).

Повертаючись до можливих механізмів віддалених зв'язків ТПО-ЗВО, варто відзначити, що у тропічній атмосфері, незалежно від випадкових щорічних змін ТПО, відбуваються циклічні квазідворічні коливання стратосферної циркуляції [3, 26]. Квазідворічні зміни напряму стратосферного вітру із східного на західний можуть впливати на рефракцію планетарних хвиль та рівень їхньої активності у позатропічних широтах. Зокрема, східна фаза пов'язана із більшими збуреннями стратосферного вихору і меншими втратами озону навесні [26]. Проте, як і випадку ЕНПК, максимальні фази квазідворічних коливань мігрують відносно річного циклу і нерегулярно припадають на сезон формування полярного вихору, або на період розвитку озонової діри. Тому і це джерело віддаленого впливу не може спричинювати стійкі щорічні варіації антарктичного озону у весняні місяці. Зокрема, значне ослаблення озонової діри у 2002 р. відбулося при західній фазі квазідворічного коливання у тропічній стратосфері, не сприятливій для такої тенденції. Для явища 2002 р., як вже відзначалося, важливим було посилення великомасштабних збурень у зимовій та весняній антарктичній стратосфері, викликаних генерацією ПХ в тропосфері від тропічних до полярних широт [8, 10, 18, 19].

Обидві криві на рис. 3, в показують чіткий максимум коефіцієнта кореляції ЗВО з ТПО у червні, за чотири місяці до настання весняного мінімуму ЗВО над антарктичним регіоном. Раніше в роботі [11] було проаналізовано вплив тропічних аномалій на антарктичний стратосферний вихор з використанням рядів ТПО саме за червень. Вибір червня (початок зими у південній півкулі) обґрунтовувався, по-перше, високою конвективною активністю у тропіках у цей місяць, яка супроводжується генерацією планетарних хвиль та поширенням їх у зимову півкулю. По-друге, на червень припадає рання стадія формування полярного стратосферного вихору над Антарктикою. Тому вплив ПХ може позначитися на всій наступній еволюції вихору. За період 1958— 2006 рр. стійкість полярного вихору на початку весни виявилася залежною від варіацій ТПО у червні саме в центральній ділянці Тихого океану у тропічних широтах [11].

Результати рис. 3, в, одержані для озону над Антарктикою, загалом узгоджуються з висновками [11] щодо інтенсивності антарктичного полярного вихору: максимальний прямий вплив ТПО у червні на рівні ЗВО у жовтні (вища температурна аномалія — вищий рівень ЗВО) відповідає ослабленню полярного вихору. Проте результати рис. 3 доповнюють картину віддалених зв'язків їхньою часовою еволюцією, а також впливом довготного положення тропічного джерела збурень на варіації ЗВО над західною Антарктикою. Хоча на червень припадає максимальна кореляція ТПО-ЗВО, змінність ТПО і в попередні сезони (починаючи з січня) дає статистично вірогідний відгук у рівнях ЗВО у високих широтах, в області озонової діри (суцільна крива на рис. 3, в).

Горизонтальна та вертикальна структура стаціонарних планетарних хвиль, навіть у масштабах півкулі, встановлюється досить швидко — до 5 діб [9]. Отже, при розгляді середньомісячних характеристик віддалені зв'язки за цим механізмом слід інтерпретувати як синхронні зміни в районі джерела та в районі виявленого відгуку. Наприклад, для нульового часового зсуву на рис. 3, в кореляція r = 0.4 - 0.5 характеризує безпосередній вплив тропічних збурень на південну полярну стратосферу: вища аномалія ТПО у жовтні — вищий рівень ЗВО у жовтні. Такий вплив може бути пов'язаний із міжрічними варіаціями у структурі та амплітуді КСХ у південній півкулі та викликаних ними змінах в температурі та інтенсивності стратосферного вихору через внесення властивого для КСХ потоку тепла і моменту [23]. Максимум кореляції з аномаліями ТПО у червні, очевидно, пов'язаний із впливом КСХ на інтенсивність полярного вихору при його формуванні [11, 25], що позначається на загальній динаміці полярної стратосфери аж до остаточного руйнування вихору в кінці листопада — грудні. Тому виявлені асиметрія відгуку антарктичної стратосфери (рис. 2) та його залежність від часу та місця виникнення тропічних аномалій температури (рис. 3) свідчать про те, що як поточна ситуація, так і передісторія великомасштабних збурень атмосфери південної півкулі роблять внесок у поведінку озонової діри. Оскільки виявлено ефекти від варіацій ТПО, що відбувалися навіть до утворення зимового полярного вихору (у межах року до максимальної фази розвитку озонової діри, рис. 3), то шляхів поширення впливу ТПО-ЗВО має бути значно більше. Запізнення у цих зв'язках може відбуватися через стратосферно-мезосферну ланку повільної меридіональної циркуляції повітря між тропіками (висхідні потоки) та полярним регіоном (низхідні потоки), яка забезпечує транспорт озону [13]. З іншого боку, повільна океанічна циркуляція [4] також здатна модифікувати розподіл джерел КСХ не лише у тропіках, але і в середніх та високих широтах. Тому одержані результати дають і підстави, і певні орієнтири для подальшого аналізу просторово-часової структури віддалених зв'язків.

Підсумовуючи, відзначимо, що щорічна змінність у поведінці озонової діри не може забезпечуватися нерегулярними ефектами квазідворічних коливань, явищ ЕНПК (2—8 років) [11, 26] та, тим більше, тривалими 11-річними циклами сонячної активності. Крім того, запроваджені для атмосферних досліджень кліматичні індекси, як показано в роботі, не є найкращими індикаторами джерел збурень, до яких може бути чутливою антарктична стратосфера. Отримані в роботі результати, в цілому узгоджуючись із попередніми даними, виявляють невідомі раніше прояви віддалених тропосферно-стратосферних зв'язків, актуальні для досліджень весняної озонової аномалії над Антарктидою.

висновки

Для часових рядів даних за період 1980—2010 рр. проведено аналіз відгуку температури антарктичної стратосфери та вмісту озону у жовтні (місяць максимального зниження озону під час весняної озонової діри) на аномалії поверхневих температур океану у тропіках у попередні 18 місяців. Виявлено запізнення відгуку ЗВО у західній Антарктиці, статистично вірогідне у межах року після утворення аномалій ТПО. Зокрема, отримані результати свідчать, що:

 над західною Антарктикою існує локалізований максимум коефіцієнта кореляції температури нижньої стратосфери з температурою поверхні океану у тропіках;

2) східно-західна асиметрія в розподілі кореляції навколо південного полюсу, спричинена впливом квазістаціонарних планетарних хвиль із зональним хвильовим числом m = 1, робить малоефективним пошук відгуку на тропічні впливи в зонально усереднених параметрах антарктичної стратосфери;

3) кореляційні зв'язки ЗВО над західною Антарктикою з варіаціями температури у вибраних ділянках Тихого океану в тропіках (130—220° Е) сильніші, ніж із стандартними кліматичними індексами, зокрема ЕНПК;

4) максимальний відгук ЗВО у західній Антарктиці у жовтні (в середині антарктичної весни) припадає на теплові аномалії в центральній ділянці Тихого океану (160—220° Е), які виникають на 4 місяці раніше, у червні (на початку зими, r = 0.69), що відповідає початковій стадії утворення стратосферного полярного вихору; 5) варіації у структурі та амплітуді КСХ у південній півкулі, спричинені тропічними джерелами, можуть впливати не лише на стан озонової діри навесні, але й на передумови її формування.

Проведений аналіз віддалених зв'язків ТПО— ЗВО показав, що важливими виявляються підготовчі процеси, які беруть свій початок у тропіках у попередні сезони і через квазістаціонарні хвилі та інші складові циркуляції в океані та атмосфері впливають на стратосферну циркуляцію над антарктичним регіоном та на рівень втрат озону під час озонової діри. Виявлені просторово-часові індикатори максимальних проявів віддалених зв'язків можуть бути корисними при вивченні шляхів розповсюдження великомасштабних атмосферних збурень.

- 1. *Агапітов О. В., Грицай А. В., Салюк Д. А.* Великомасштабні хвилі Россбі в антарктичній стратосфері // Космічна наука і технологія. — 2010. — **16**, № 5. — С. 5—11.
- 2. Александров Э. Л., Израэль Ю. А., Кароль И. Л., Хргиан А. Х. Озонный щит Земли и его изменения. — Санкт-Петербург: Гидрометеоиздат, 1992. — 285 с.
- 3. *Атмосфера. Справочник.* Ленинград: Гидрометеоиздат, 1991. — 510 с.
- 4. *Гончарова Л. Д., Серга Е. М., Школьний Є. П.* Клімат і загальна циркуляція атмосфери. Київ: КНТ, 2005. 251 с.
- 5. *Жадин Е. А.* Влияние межгодовых вариаций температуры поверхности океана на циркуляцию стратосферы и озоновый слой: Автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук / МГУ им. М. В. Ломоносова. М., 2004. 28 с.
- 6. *Исаев А. А.* Статистика в метеорологии и климатологии. — М.: Изд-во МГУ, 1988. — 248 с.
- 7. Школьный Е. П., Бургаз А. А., Галич Е. А. Статистическая структура полей общего содержания озона в атмосфере западного сектора южного полушария // Укр. гідрометеорологічний журн. — 2010. — № 6. — С. 35—53.
- Allen D. R., Bevilacqua R. M., Nedoluha G. E., et al. Unusual stratospheric transport and mixing during the 2002 Antarctic winter // Geophys. Res. Lett. – 2003. – 30, N 12. – P. 1599, doi:10.1029/2003GL017117.
- Da Silva A. M., Lindzen R. S. On the establishment of stationary waves in the Northern Hemisphere winter // J. Atmos. Sci. – 1993. – 50, N 1. – P. 43–61.
- Grassi B., Redaelli G., Visconti G. Tropical SST preconditioning of the SH polar vortex during winter 2002 // J. Climate. – 2008. – 21, N 20. – P. 5295–5303.

- Grassi B., Redaelli G., Visconti G. Evidence for tropical SST influence on Antarctic polar atmospheric dynamics // Geophys. Res. Lett. – 2009. – 36. – P. L09703, doi: 10.1029/2009GL038092.
- Grytsai A. V., Evtushevsky O. M., Agapitov O. V., et al. Structure and long-term change in the zonal asymmetry in Antarctic total ozone during spring // Ann. Geophys. – 2007. – 25, N 2. – P. 361–374.
- Hardiman S. C., Butchart N., Osprey S. M., et al. The climatology of the middle atmosphere in a vertically extended version of the Met Office's climate model. Part I: Mean state // J. Atmos. Sci. – 2010. – 67, N 5. – P. 1509–1525.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., et al. The NCEP/ NCAR 40-Year Reanalysis Project // B. Amer. Meteor. Soc. – 1996. – 77, N 3. – P. 437–471.
- Kodera K., Yamazaki K. A possible influence of sea surface temperature variation on the recent development of ozone hole // J. Met. Soc. Jap. – 1989. – 67, N 3. – P. 465–472.
- Lin P., Fu Q., Hartmann D., Impact of tropical SST on stratospheric planetary waves in the Southern Hemisphere // J. Climate. — 2012. — E-View, doi: http://dx.doi.org/ 10.1175/JCLI-D-11-00378.1.
- Mo K. C., Higgins W. The Pacific—South American Modes and tropical convection during the Southern Hemisphere winter // Mon. Weather Rev. – 1998. – 126, N 6. – P. 1581–1596.
- Nishii K, Nakamura H. Tropospheric influence on the diminished Antarctic ozone hole in September 2002 // Geophys. Res. Lett. – 2004. – 31, N 16. – P. L16103, doi:10.1029/2004GL019532.
- Peters D., Vargin P., Körnich H. A study of the zonally asymmetric tropospheric forcing of the austral vortex splitting during September 2002 // Tellus. — 2007. — 59 A, N 3. — P. 384—394.
- Randel W. J., Cobb J. B. Coherent variations of monthly mean total ozone and lower stratospheric temperature // J. Geophys. Res. – 1994. – 99, N D3. – P. 5433–5447.
- Ren R.-C., Cai M., Xiang C., Wu G. Observational evidence of the delayed response of stratospheric polar vortex variability to ENSO SST anomalies // Clim. Dyn. – 2012. – 38, N 7-8. – P. 1345–1358.
- Schneider D. P., Deser C., Okumura Y. An assessment and interpretation of the observed warming of West Antarctica in the austral spring // Clim. Dyn. – 2012. – 38, N 1-2. – P. 323–347.
- Schoeberl M. R. Stratospheric warmings: observations and theory // Revs Geophys. and Space Phys. — 1978. — 16, N. 4. — P. 521—538.

- Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010. Geneva: World Meteorological Organization, 2011. — Report N 52.
- Shindell D. T., Wong S., Rind D. Interannual variability of the Antarctic ozone hole in a GCM. Part I: The influence of tropospheric wave variability // J. Atmos. Sci. – 1997. – 54, N 18. – P. 2308–2319.
- 26. Shindel, D. N., Rind D., Balachandran N. Interannual variability of the Antarctic ozone hole in a GCM. Part II: A comparison of unforced and QBO-induced variability // J. Atmos. Sci. – 1999. – 56, N 12. – P. 1873– 1884.
- Stolarski R. S., Frith S. M. Search for evidence of trend slow-down in the long-term TOMS/SBUV total ozone data record: the importance of instrument drift uncertainty // Atmos. Chem. Phys. – 2006. – 6, N 12. – P. 4057– 4065.
- 28. van der A R. J., Allaart M. A. F., Eskes H. J. Multi sensor reanalysis of total ozone // Atmos. Chem. Phys. – 2010. – 10, N 22. – P. 11277–11294.
- Wirth V. Quasi-stationary planetary waves in total ozone and their correlation with lower stratospheric temperature // J. Geophys. Res. — 1993. — 98D, N 5. — P. 8873— 8882.

Надійшла до редакції 11.05.12

V. O. Kravchenko, O. M. Yevtushevskyi, H. P. Milinevskyi

DISTANT TROPOSPHERE-STRATOSPHERE TELECONNECTIONS FROM 30-YEAR SATELLITE MEASUREMENTS OF THE ANTARCTIC OZONE

We analyzed a response of the Antarctic ozone to surface temperature variations in the Tropical Pacific during the existence of the ozone hole. The tropical Pacific region is characterized by a large variability in sea surface temperature which causes global impact on the atmospheric circulation. We studied the period from 1980 to 2010. Total ozone satellite measurements made in October were compared with the tropical temperature values for the 18 preceding months. We revealed the maximum of the coefficient of the correlation between the ozone concentration over the West Antarctica in October and the surface temperature in the Central Pacific (160-220° E) in June, four months earlier (r = 0.7). Negative correlation over the East Antarctica was observed. Because of this, the zonal mean ozone data are less suitable for an estimation of the tropical thermal anomaly influence on the Antarctic stratosphere and for an analysis of the propagation pathways for the related disturbances.