

УДК 551.510.534

О. М. Євтушевський, А. В. Грицай, Г. П. Мілінєвський

Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Київ

Антарктична тропопауза у зимово-весняний період

Надійшла до редакції 25.02.08

Проаналізовано розподіл вмісту озону, температури стратосфери і тропосфери та висоти тропопаузи над антарктичним регіоном. Виявлено переважний вплив охолодження нижньої стратосфери на збільшення висоти тропопаузи. У зимові місяці це охолодження зумовлене зниженням температури в області стратосферного полярного вихору, а у весняні — втратами озону та утворенням озонової діри. Аномальне підняття тропопаузи в районі моря Ведделла до 13—14 км (порівняно з типовими значеннями 9—10 км) супроводжується розширенням переходного шару між тропосферою та стратосферою. Вплив тропосфери проявляється лише у зниженні на 2 км тропопаузи над континентальним плато у східній Антарктиді. Сезонність утворення і регіональність розташування аномалій зумовлюють зміни вертикальної протяжності тропосфери над Антарктикою, процесів тропосферно-стратосферного обміну та поширення планетарних хвиль, які причетні до кліматичних змін у регіоні.

ВСТУП

В останні десятиліття в атмосферних процесах антарктичного регіону спостерігаються дві широковідомі аномалії: у стратосфері — озонова діра у весняний період, а у тропосфері — найвищі на земній кулі темпи потепління в районі Антарктичного півострова. Кожне з цих явищ є наслідком як особливостей атмосферної циркуляції в регіоні, так і глобального антропогенного забруднення атмосфери. Викиди парникових газів (перш за все вуглекислого газу) спричиняють підвищення температури тропосфери, а хлорфторвуглецевих сполук — руйнування молекул стратосферного озону [3, 25]. За систематичними супутниковими спостереженнями, які тривають майже три десятиліття, у 1980—1990 рр. фіксувалось стійке зниження загального вмісту озону (ЗВО) в атмосфері. Згідно з оцінками, представленими у звітах Всесвітньої метеорологічної організації щодо втрат озону, найбільше зниження ЗВО відбувалося над Антарктикою у жовтні — від 340 до 230 одиниць Добсона (ОД), тобто приблизно на

третину [24]. У зв'язку з великою площею озонової діри (до 25 млн кв. км) дефіцит маси озону у весняний період досягає 80 млн тонн. Ці втрати позначаються на глобальному рівні ЗВО, який у середньому для 2002—2005 рр. в межах широт 60° S — 60° N був на 3.5 % нижчим, ніж у 1964—1980 рр., до утворення озонової діри [24, 25]. В останнє десятиліття відбулося по-мітне зменшення від'ємних трендів вмісту озону, що вважається наслідком стабілізації та зменшення вмісту озоноруйнівних газів у стратосфері, досягнутої завдяки прийняттю міжнародних актів про заборону їхніх викидів у атмосферу [25]. Схожого гальмування темпів потепління у західній Антарктиці не відзначається. За вимірюваннями на станції Академік Вернадський (до 1996 р. — Фарадей, Велика Британія), розташованій на Антарктичному півострові, впродовж останніх 50 років середня річна температура збільшилась майже на 3° С [20]. Найбільше потепління зареєстровано у зимовий період.

Останнім часом з'ясовано, що втрати озону антарктичної весни є основною причиною бага-

торічного зменшення температури стратосфери [14]. Проте збільшення концентрації парникових газів у тропосфері також сприяє вихолодженню стратосфери, оскільки зростає поглинання довгохвильового випромінювання в тропосфері і зменшується його проникнення в стратосферу.

Зрозуміло, що два прилеглих шари атмосфери не можуть не взаємодіяти, і одним із шляхів такої взаємодії у випадку тропосфери і стратосфери є обмін речовиною завдяки змішуванню повітряних мас або їхньому односторонньому переносу через тропопаузу. Тропопауза розмежовує турбулентну тропосферу з низькою статичною стійкістю і зменшенням температури з висотою та стійко стратифіковану стратосферу, де температура з висотою збільшується. Висота тропопаузи зазнає впливу теплового режиму кожного з суміжних шарів атмосфери, зокрема, збільшується як при підвищенні температури тропосфери, так і при зменшенні температури нижньої стратосфери [8, 16]. А зміни висоти тропопаузи, у свою чергу, впливають на тропосферно-стратосферний обмін та вертикальний розподіл парниковых газів, відіграючи помітну роль у кліматичних змінах [10, 15, 16].

Крім радіаційного та хімічного, можливий і динамічний взаємовплив тропосфери і стратосфери через поширення планетарних хвиль та атмосферну циркуляцію, а також внаслідок розповсюдження вниз стратосферних збурень та виникнення тропосферного відгуку на них [7, 17, 19].

Тропосферно-стратосферна взаємодія в умовах антарктичного регіону значною мірою залежить від розподілу температури, для якого властиві не лише екстремальні значення, а й аномальні градієнти. У тропосфері різкий температурний контраст спостерігається на межі океан — континент, а в стратосфері — на краю озонової діри. Теплові аномалії кожного з цих шарів атмосфери можуть впливати на розподіл висоти тропопаузи і на процеси взаємодії між шарами. Мета роботи — оцінити зміни в структурі антарктичної тропопаузи у зимово-весняний період. Для цієї половини року характерні зимовий мінімум температури повітря у тропосфері і стратосфері та наступне весняне нагрівання тропосфери, але нагрівання стратосфери відбувається лише за межами озонової діри. Всередині

озонової діри температура продовжує залишатися низькою через інтенсивні весняні втрати озону.

За даними про розподіли ЗВО, температури атмосфери та висоти тропопаузи проводився пошук маловивчених ефектів у поведінці тропопаузи, викликаних змінами теплових режимів антарктичної тропосфери і стратосфери. Основна увага приділялася тій обставині, що антарктичної весни формується значна зональна асиметрія розподілу ЗВО. Вона спричинена планетарною хвилею із зональним числом $m = 1$ [1, 5, 6, 23], яка зміщує озонову діру відносно полюса, і це впливає на горизонтальний розподіл температури нижньої стратосфери.

ДАНІ

Використано дані супутникових спостережень загального вмісту озону спектрометрами TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) за 1979—2005 рр. та OMI (Ozone Monitoring Instrument) за 2006 р. (<http://toms.gsfc.nasa.gov/ftpdata.html>). Проводився аналіз щоденних та усереднених за місяць довготних розподілів ЗВО на окремих широтах південної півкулі.

Для визначення висоти тропопаузи застосовують тепловий та динамічний критерії. В даній роботі досліджується тропопауза, положення якої знайдене за тепловим критерієм. Тепловий критерій базується на означені Всесвітньої метеорологічної організації 1957 р. [26]. Висотою тропопаузи вважається найнижчий рівень, на якому абсолютна величина вертикального градієнта температури зменшується до 2 К/км за умови, що середнє значення вказаної величини між цим рівнем і будь-яким вищим в інтервалі 2 км є меншим від 2 К/км [27]. Висотне положення визначене так тропопаузи одержано за значеннями атмосферного тиску на рівні тропопаузи із Центру діагностики клімату, США (Climate Diagnostics Center — CDC), де створено багаторічний архів даних реаналізу метеорологічних параметрів NCEP-NCAR (National Centers for Environmental Prediction — National Center for Atmospheric Research, <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis>). Цей архів був використаний також як джерело ще двох параметрів атмосфери — геопотенціальних висот та

температури повітря, розподіл яких в антарктичному регіоні зіставляється з розподілами ЗВО і висоти тропопаузи.

ЗОНАЛЬНІ АНОМАЛІЇ ТРОПОПАУЗИ

За даними OMI та інших супутникових спектрометрів у 2006 р. площа озонової діри упродовж весняних місяців (із середини вересня до кінця листопада) виявилася однією з найбільших за період супутниковых спостережень із 1979 р. У попередньому 2005 р. площа озонової діри була типовою для останнього десятиліття. Різниця

площ озонової діри у 2005 і 2006 рр. зумовлена різною інтенсивністю стратосферного полярного вихору, який також впливає на квазістационарний зональний розподіл озону. Зміни довготного розташування зональних аномалій розподілу озону (відхилень від середнього зонального рівня на кожній широті) видно з рис. 1, а, б. Контури додатних/від'ємних відхилень нанесені суцільними/пунктирними лініями та позначені символами «В»/«Н», а їх довготне положення — радіальними лініями. В умовах більш інтенсивного стратосферного вихору і, відповідно, сильнішого західного зонального вітру у 2006 р., зональні екстремуми вмісту озону зміщені на

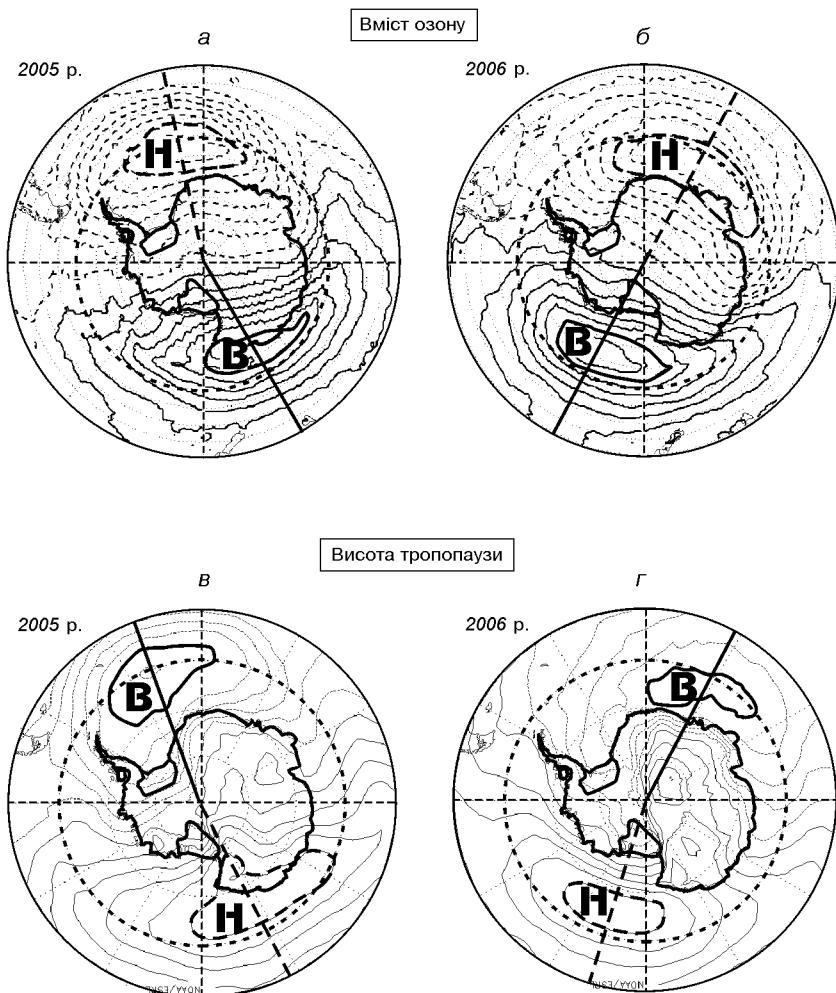


Рис. 1. Відмінність довготного положення зональних екстремумів вмісту озону за супутниковими вимірюваннями (а, б) та висот тропопаузи за даними NCEP-NCAR (в, г) для жовтня 2005 р. (а, в) і 2006 р. (б, г). Пунктирним колом позначено широту 60° S

схід порівняно з 2005 р. приблизно на 50° довготи. Таку залежність розташування осі зональної асиметрії ЗВО від інтенсивності полярного вихору проаналізовано в роботі [6], а нижче розглянуто співвідношення аномалій ЗВО та висоти тропопаузи.

Відмінності довготного положення зональних екстремумів ЗВО між 2005 р. і 2006 р. (рис. 1, а, б) досить добре узгоджуються зі змінами висоти тропопаузи (рис. 1, в, г). При цьому аномаліям вмісту озону відповідають протилежні за знаком аномалії висоти тропопаузи.

Максимальні відхилення від зонального середнього спостерігаються в широтному інтервалі 60° S — 70° S. На рис. 2 для широти 65° S наведено співвідношення довготних розподілів ЗВО (а) та висоти тропопаузи (б) у жовтні 2006 р. Видно високий ступінь їхньої антикореляції, добре відомої з попередніх досліджень [9, 21]. В області зонального мінімуму розподілу ЗВО (160 ОД, рис. 2, а) тропопауза найвища ($H_t = 13.3$ км, рис. 2, б), що є аномально високим значенням для антарктичного регіону. В області максимуму ЗВО це відповідно 350 ОД і 10 км, що є типовою висотою антарктичної тропопаузи [8].

Відомо, що у меридіональному напрямі тропопауза підіймається від характерної для Антарктики висоти 10 км до значень $H_t = 16$ км у тропіках [8, 10, 27]. Найвищому положенню тропічної тропопаузи в її глобальному розподілі сприяють не лише високі тропосферні температури, а й досить низькі температури нижньої стратосфери (блізько 200 К у вересні — листопаді). В Антарктиці навіть у літній сезон тропосфера значно холодніша, ніж у тропіках, і не може спричинити підняття тропопаузи. Як випливає з рис. 1 та рис. 2, а, б, квазістанціонарні аномалії висоти тропопаузи пов'язані зі зниженням вмісту озону. Цей процес супроводжується охолодженням нижньої стратосфери, тобто довготна асиметрія значень H_t має стратосферне походження.

У жовтні 2006 р. монотонна зміна ЗВО між максимумом і мінімумом на 190 ОД (рис. 2, а) супроводжується протилежною за знаком зміною висоти тропопаузи на 3.4 км (рис. 2, б). Отже, збільшенню висоти тропопаузи на 1 км відповідає зменшення вмісту озону на 56 ОД. У середніх широтах північної півкулі зміщення

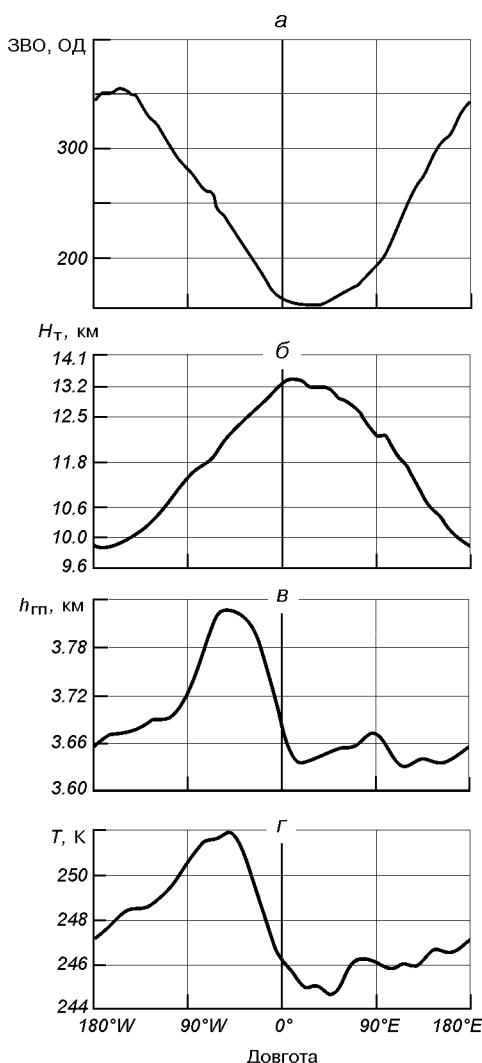


Рис. 2. Середньомісячний довготний розподіл ЗВО (а), висоти тропопаузи H_t (б), геопотенціальної висоти h_{pp} (в) та температури T повітря (г) на рівні тиску 600 гПа на широті максимальної зональної асиметрії у розподілі озону 65° S у жовтні 2006 р.

висоти тропопаузи на 1 км, спричинене переважно циклонічними процесами в тропосфері, викликає варіації ЗВО в межах 8—13 ОД [9, 21]. Це в середньому у п'ять разів менше, ніж співвідношення, одержане для антарктичної весни. Таку відмінність можна пояснити різним внеском тропосферних і стратосферних збурень у варіації висоти тропопаузи.

У випадку тропосферних збурень спостері-

гається вплив процесів у тропопаузі на ЗВО, пов'язаний з варіаціями тропосферного тиску синоптичних масштабів та наступним перерозподілом озону в нижній стратосфері. Наприклад, над циклонами тропопауза знижується, тому збільшується вертикальна протяжність стратосферного максимуму озону і зростає його внесок в ЗВО порівняно з суміжними областями. У випадку стратосферних збурень спостерігається зворотний вплив «ЗВО → тропопауза», зумовлений передусім дефіцитом озону в нижній стратосфері і зниженням її температури. Якщо динамічний вплив тропосфери на тропопаузу можливий як у бік збільшення, так і у бік зменшення її висоти відносно незбуреного рівня (над антициклонами та циклонами відповідно), то тепловий вплив стратосфери в антарктичному регіоні однобічний — підняття тропопаузи відносно її типової висоти (рис. 2, б) через охолодження стратосфери. Як свідчать наведені співвідношення між змінами ЗВО і висоти тропопаузи, саме втрати озону в антарктичній стратосфері навесні призводять до спостережених змін висоти тропопаузи.

Процеси, які зумовлюють квазістационарні довготні варіації геопотенціальної висоти у тропосфері, не чинять впливу на рівень тропопаузи, як це видно з порівняння кривої на рис. 2, в з профілем тропопаузи на рис. 2, б. Згадані збурення тиску від циклонів та антициклонів, рухомих синоптичних утворень з переважною складовою швидкості із заходу на схід, згладжуються при усередненні за місяць і не роблять відчутного внеску у квазістационарний довготній розподіл на рис. 2, в. Довготній хід температури нижньої тропосфери (рис. 2, г), узгоджуючись з геопотенціальними висотами (рис. 2, в), очевидно, також непричетний до збурень на рівні тропопаузи. Це підтверджує висновок, що на відміну від результатів [9, 21] одержане для антарктичної тропопаузи співвідношення ZVO/H_t відображає не тропосферні, а стратосферні збурення.

Весняні втрати стратосферного озону сприяють підтриманню низьких (зимових) температур нижньої стратосфери, тому найхолодніша точка у вертикальному профілі температури розташовується вище, що й викликає збільшення висоти тропопаузи. В цих умовах «чіткість» тропопаузи також зменшується, існує на-

віть можливість «зникнення» тропопаузи [15] через незначну зміну температури з висотою в нижній стратосфері.

Визначальний вплив теплового режиму нижньої стратосфери на виникнення зональних аномалій тропопаузи підтверджує рис. 3. Вертикальні профілі температури в області типової висоти антарктичної тропопаузи (максимум вмісту озону над районом моря Росса, штрихова крива) демонструють зміну від'ємного градієнта на додатний у вузькому інтервалі висот (9—11 км, позначені потовщенням кривої). В області аномально високого положення тропопаузи (мінімум вмісту озону над морем Ведделла, суцільна крива для 30° W) такий переходний шар втричі більший (висоти 12—18 км). Тому для цієї області характерна не лише висока тропопауза та її нечіткість, а й набагато вищий початок стійкої температурної стратифікації, властивої шарам повітря у стратосфері. Варто додати, що висотний профіль температури для 30° W (рис. 3) є типовим переважно для полярного регіону і лише у зимовий період [15]. Дані ж рис. 3 ілюструють весняний період і широту 65° S.

Хоча вертикальний профіль температури дозволяє формально застосувати тепловий критерій для знаходження положення тропопаузи

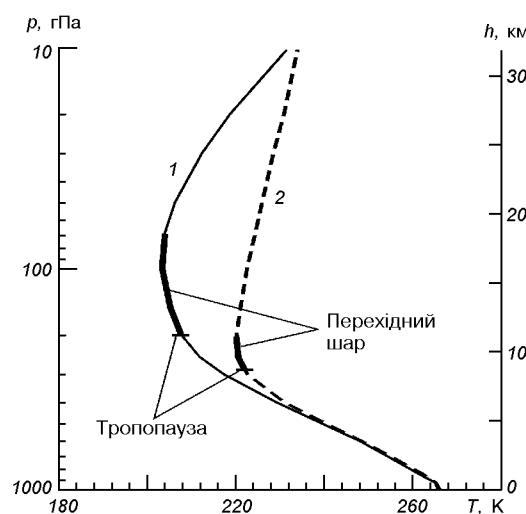


Рис. 3. Зміна температури з висотою навесні 2005 р. в інтервалі 0—32 км в областях зональних аномалій тропопаузи, показаних на рис. 1, в і пов'язаних із мінімумом ЗВО (суцільна крива) та максимумом ЗВО (штрихова крива)

(позначене горизонтальним штрихом на кривій 1 рис. 3), з точки зору тропосферно-стратосферної взаємодії важливішою стає саме значна зміна параметрів перехідного шару — збільшення його висоти та товщини. З одного боку, створюється ефект збільшення вертикальної протяжності тропосфери, а з іншого — охоплюється більша маса повітря, задіяного в тропосферно-стратосферному обміні в обох напрямах [18].

На висотах нижньої та середньої тропосфери суцільна і штрихова криві на рис. 3 мають ідентичний хід від'ємного градієнта температури, тому вертикальна теплова структура тропосфери, як і довготний розподіл тиску і температури в ній (рис. 2, в, г), не можуть пояснити спостережених аномалій тропопаузи. Різниця між кривими на рівні тропопаузи і вище може бути пов'язана лише зі значною відмінністю кількості озону на висотах нижньої стратосфери.

Доречно зробити важливе уточнення. Як відзначено вище, зональні екстремуми ЗВО і H_t розташовані в інтервалі 50° S — 70° S (див. рис. 1), який практично повністю припадає на водну поверхню. Тому результати, наведені для широти 65° S на рис. 2 та 3, також характеризують розподілі атмосферних параметрів (довготний та вертикальний відповідно) над поверхнею антарктичних морів і прилеглих до континенту ділянок океанів. Холодний антарктичний континент і тропосфера над ним, як буде показано нижче, роблять свій внесок у структуру тропопаузи. У зв'язку з цим цікавим є географічне розташування аномально високої і нечіткої весняної тропопаузи над районом моря

Ведделла. На рис. 4 показані багаторічні варіації положень абсолютно максимуму висоти зимової (а) та весняної (б) тропопаузи за період 1979—2006 рр. (зазначимо, що рис. 1 ілюструє відносні параметри — відхилення від середніх зональних значень). Географічні положення H_t в даній області, враховуючи наведені вище міркування, вказують водночас на положення максимально піднятого та розширеного по висоті перехідного шару (див. криву 1 на рис. 3).

З рис. 4 видно, що положення мігрують над морем Ведделла та над шельфовим льодовиком Ронне (показано пунктиром), але практично не потрапляють на континентальне плато. Причини такої поведінки дозволяють пояснити меридіональні профілі тропопаузи, які розглянуто нижче.

МЕРИДІОНАЛЬНА СТРУКТУРА ТРОПОПАУЗИ

Аналіз меридіональної структури тропопаузи проведено на прикладі 2005 р. з типовим для останнього десятиріччя розвитком озонової діри. Побудовано чотири меридіональні профілі тропопаузи «екватор — полюс — екватор», рівномірно розподілені за довготою, як показано на рис. 5.

Особливо цікавими є профілі для жовтня 2005 р. у меридіональних площинах 45° W- 135° E та 180° E — 0° E (рис. 6, а, суцільна крива та довгі штрихи відповідно), розташовані поблизу напряму максимальної зональної асиметрії (рис. 1, а). Найбільша висота антарктичної тропопаузи

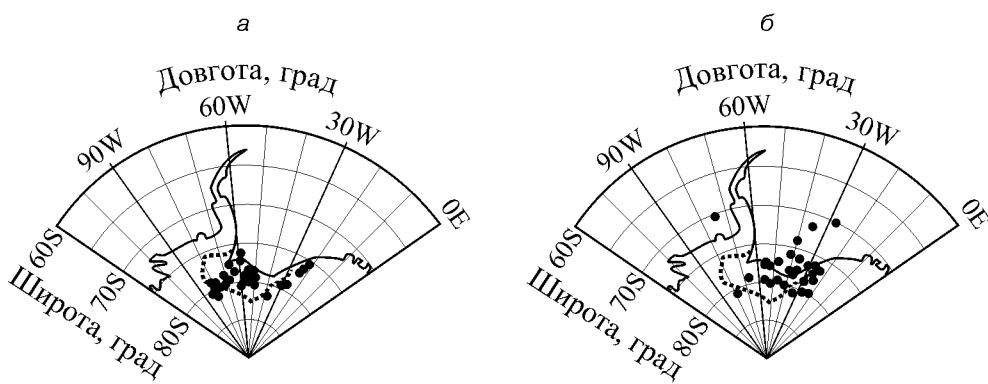


Рис. 4. Область міграцій максимальних значень висоти тропопаузи в 1979—2006 рр.: а — у зимовий сезон (червень—серпень), б — весняний сезон (вересень—листопад). Кожна точка — усереднене за три місяці положення максимального значення висоти тропопаузи

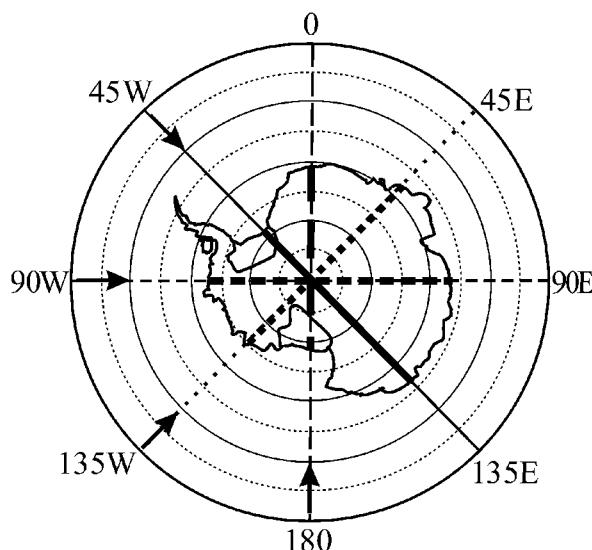


Рис. 5. Напрями чотирьох меридіональних перерізів, вибраних для побудови профілів тропопаузи «екватор — полюс — екватор» над південною півкулею. (Стрілками вказано напрям осі абсцис на рис. 6)

на цих профілях становить 13—14 км на широтах 70° S — 80° S, а мінімальна — 9.5 км (типове для регіону значення) на широті близько 60° S. Як видно, на довготах 0° E та 45° W (атлантичний сектор, область мінімуму ЗВО на рис. 1, a) спостерігається аномальна висота тропопаузи, в середньому на 3—4 км більша, ніж на довготах 135° E та 180° E (австралійський сектор, область нормальних та підвищених рівнів ЗВО).

Зазначимо, що загальне зниження тропопаузи від тропічних до субантарктических широт становить близько 6 км (рис. 6, a), тобто аномальне підняття тропопаузи в антарктичному регіоні досягає двох третин від усього діапазону меридіональної зміни висоти тропопаузи у південній півкулі. Нагадаємо, що це аномалія не лише висоти, а й чіткості тропопаузи внаслідок збільшення вертикальної протяжності переходного шару між тропосферою і стратосферою (див. рис. 3).

Порівняння середніх сезонних профілів дозволяє оцінити часові межі існування аномальної тропопаузи. Профілі тропопаузи у площині максимальної асиметрії 45° W — 135° E для чотирьох сезонів 2005 р. наведено на рис. 6, b.

Видно, що в атлантичному секторі на широтах 70° S — 80° S тропопауза піднята упродовж зими (пунктирна крива) і весни (суцільна крива) до 14 і 13 км відповідно. Підняття тропопаузи та її зональна асиметрія в зимовий період не можуть пов'язуватися із втратами озону, оскільки вони розпочинаються лише в кінці зими (в серпні). Очевидно, основною причиною підняття зимової тропопаузи є відомий фактор дуже низької температури нижньої стратосфери у зимові місяці. Внаслідок існування сильнішого стратосферного полярного вихору над Антарктикою температури всередині нього на 10° С нижчі, ніж над Арктикою [14]. У весняний період, незважаючи на збільшення висоти Сонця над горизонтом, в області озонової діри температура залишається низькою через хімічні втрати озону, тому аномально висока та асиметрична тропопауза зберігається відповідно до тривалості і положення озонової діри.

І зимовий, і весняний профілі на рис. 6, b (пунктирна і суцільна криві відповідно) свідчать про різке зниження тропопаузи (позначене жирними відрізками на профілях) над континентом, край якого нанесено вертикальними пунктирними лініями. У західній (лівій) частині профілів край континенту розташований поблизу широти 80° S. Звідси в напрямі полюса тропопауза знижується приблизно на 2 км в межах 10-градусного інтервалу. Такий хід профілів вказує на вплив холодного континентального плато і тропосфери над ним на вертикальне положення тропопаузи.

У вступі відзначалося, що на тропопаузу може впливати зміна температури як у стратосфері, так і у тропосфері. Якщо охолодження стратосфери викликає зміщення тропопаузи вгору, то охолодження тропосфери — вниз. У нашому випадку профілі для зими і весни на рис. 6, b демонструють прояви обох таких тенденцій. Загальним є переважний вплив охолодження стратосфери, і тому обидва профілі над антарктичним регіоном підняті порівняно з літнім і осіннім періодами (штрих-пунктирна і точкова криві відповідно). Над льодовиковим плато Антарктиди температури набагато нижчі, ніж над водною поверхнею чи поверхнею шельфових льодовиків. Ці умови призводять до зменшення висоти тропопаузи, тому над континентом проявляється дія двох протилежно спрямованих впливів: на

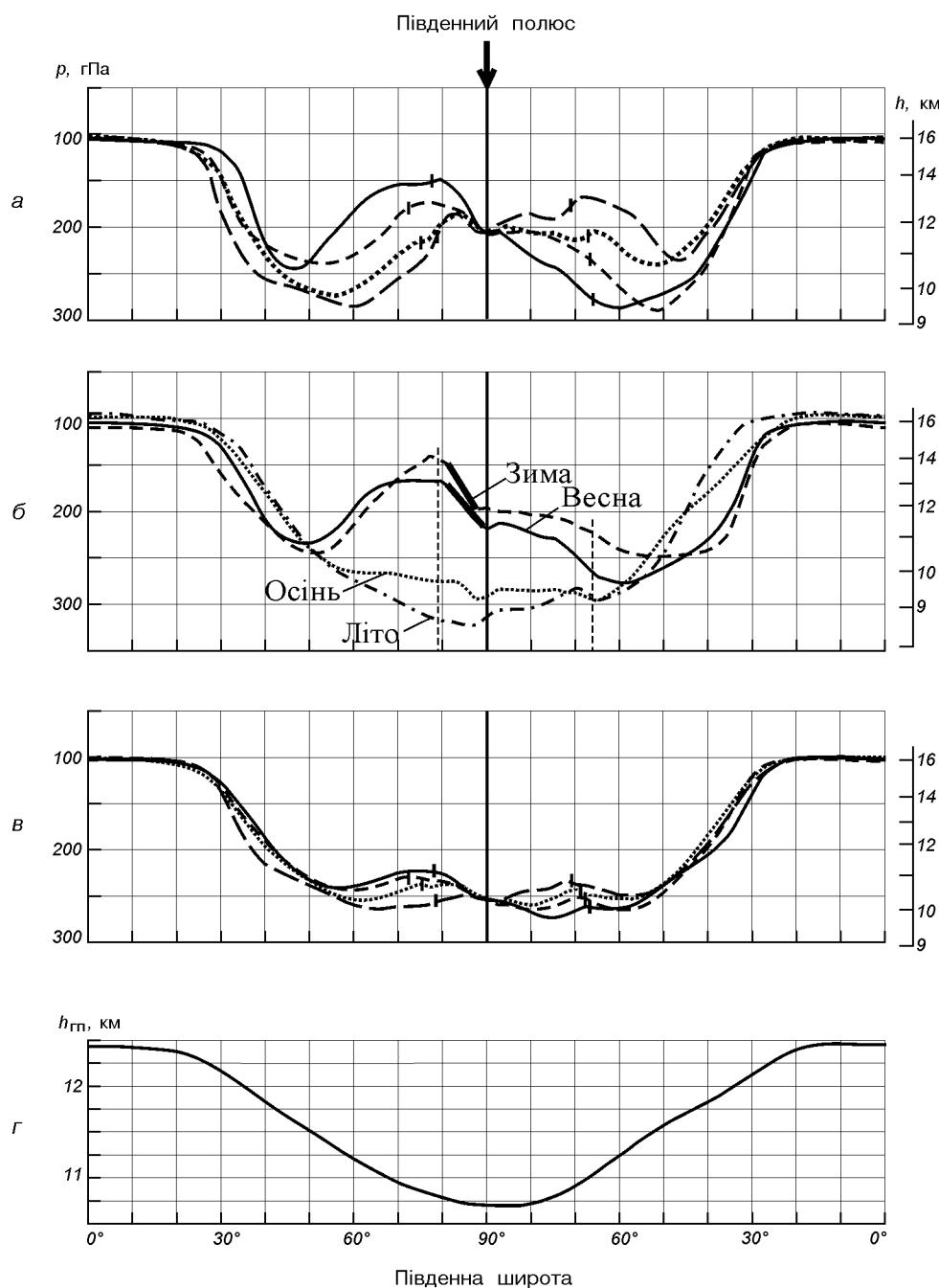


Рис. 6. Меридіональні профілі атмосферного тиску «екватор — полюс — екватор» на рівні тропопаузи для жовтня 2005 р. (a), для чотирьох сезонів 2005 р. у меридіональній площині 45° W — 135° E (b), усереднені профілі за 1979—2005 pp. (c) у тих же площинах, що і на графіках (a) та геопотенціальні висоти на рівні тиску 200 гПа навесні 2005 р. у площині 45° W — 135° E (d). На a — в справа нанесена шкала висот, які відповідають атмосферному тиску, показаному на шкалі зліва. Вертикальними штрихами на кривих позначені положення краю антарктичного континенту

загальне підняття тропопаузи (стратосферний ефект) накладається її помітне зниження над східною Антарктидою (тропосферний ефект). Таке зниження близьке до стрибкоподібного, у зв'язку з чим область міграцій аномально високої тропопаузи на рис. 4 обмежується краєм континенту. З цього випливає, що поява максимуму тропопаузи над континентом неможлива.

З рис. 6, б видно також, що зниження тропопаузи, спричинене холодною континентальною тропосферою, не може компенсувати її підняття внаслідок охолодження стратосфери. У східній частині профілів (права частина рис. 6, б) для зими і весни тропопауза залишається піднятою над рівнями, властивими літньо-осінній половині року. У літній (грудень — лютій) та осінній (березень — травень) сезони, згідно з рис. 6, б, спостерігається майже монотонне зниження висоти тропопаузи між широтою 30° S та полюсом в середньому від 16 до 9 км. Очевидно, ці криві ілюструють типовий незбурений стан антарктичної тропопаузи з переважанням тропосферного впливу на її меридіональну структуру (охолодження тропосфери у бік полюса). Варто наголосити, що за представленими на рис. 6, б даними для 2005 р. міжсезонні зміни висоти тропопаузи в районі моря Ведделла (45° W) перевищували 5 км — зимово-весняна тропопауза тут у півтора раза вища, ніж літньо-осіння. З урахуванням розширення переходіногого шару це створює ефект помітного збільшення вертикальної протяжності тропосфери у даному регіоні упродовж другої половини року (з червня до листопада). Такі регіональні зміни параметрів турбулентного шару атмосфери та умов тропосферно-стратосферного обміну можуть мати певний відгук у процесах формування клімату в західній Антарктиці.

Усереднені за 1979—2005 рр. профілі тропопаузи на рис. 6, в також свідчать про досить однорідний розподіл її висоти над континентом з варіаціями в межах 1 км поблизу середнього рівня 10.5 км. Значної зональної асиметрії не спостерігається, можливо, внаслідок згладжування при багаторічному усередненні, оскільки екстремумам властиві міжрічні довготні міграції (рис. 1). Проявляється інша стійка особливість профілів — локальні відхилення висоти припадають на край континенту, широтне положення якого на рис. 6, в позначене вертикальними

штрихами. Як і широтне положення аномальної тропопаузи на рис. 4 та різкий градієнт її висоти на рис. 6, б, цей ефект в усереднених даних (рис. 6, в) може бути пов'язаний зі значним температурним контрастом материк — океан та радіаційним впливом антарктичного континенту [4].

Загалом на фоні усереднених даних (рис. 6, в) зимово-весняні аномалії тропопаузи (рис. 6, а, б) стають ще більш виразними. Додатковим свідченням відсутності впливу квазістанціонарних тропосферних систем тиску на їхнє утворення є рис. 6, г, де показано меридіональний профіль геопотенціальної висоти для весни 2005 р. в напрямі максимальної асиметрії тропопаузи. Вибрано рівень тиску 200 гПа, тобто приблизно середній рівень тиску на висотах аномального ходу тропопаузи над Антарктикою у зимово-весняний період (рис. 6, а, б).

Порівняння з відповідним профілем тропопаузи на рис. 6, б (суцільна крива) свідчить, що квазістанціонарний розподіл геопотенціальної висоти для 200 гПа, який характеризує середній тепловий режим розташованого нижче шару атмосфери, не робить внеску в аномальне підняття тропопаузи. Втім, профіль геопотенціальної висоти близький до незбуреного профілю тропопаузи у літньо-осінній період (рис. 6, б, штрих-пунктирна та точкова криві). Це свідчить про те, що мінімум антарктичної тропопаузи в цей період пов'язаний з мінімумом у розподілі тропосферної температури між екватором і полюсом. Тобто, навіть в теплий період року антарктична тропосфера обумовлює зниження тропопаузи. Це порівняння підтверджує висновок, що у формуванні аномального підняття тропопаузи над Антарктикою у зимово-весняний період немає тропосферного впливу.

Зазначимо, що крім згаданих вище робіт про співвідношення між ЗВО і висотою тропопаузи [9, 21], у попередніх дослідженнях відзначалася антикореляція між змінами вмісту озону та геопотенціальної висоти для північної півкулі [11, 13], а також для синоптичних подій в обох півкулях [12, 22]. Результати, представлені на рис. 2 і 6, свідчать, що квазістанціонарна структура тропопаузи упродовж антарктичної зими і весни не пов'язана з розподілом геопотенціальних висот у тропосфері (рис. 2, в) та на рівні тропопаузи (рис. 6, г) і перебуває під переваж-

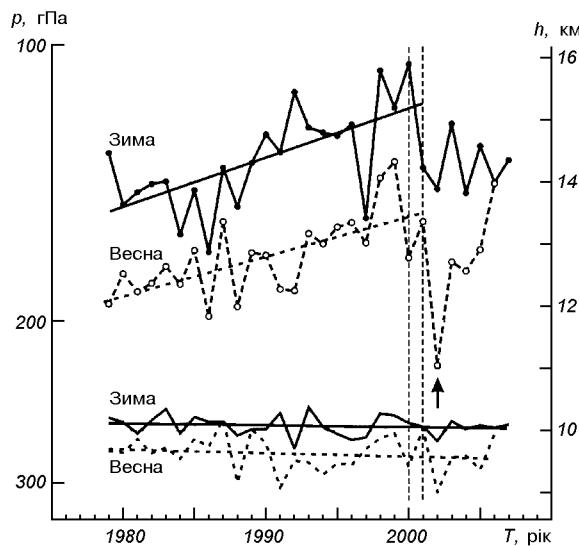


Рис. 7. Асиметрія багаторічного тренду висоти тропопаузи в областях зональних екстремумів загального вмісту озону: мінімуму ЗВО в атлантичному довготному секторі (две криві вгорі) та максимуму ЗВО в австралійському секторі (две криві внизу).

ним впливом температури нижньої стратосфери. Відмінність між одержаними у цій роботі та цитованими результатами, очевидно, є наслідком особливостей атмосфери в антарктичному регіоні. Щодо сезонних змін теплового режиму, в жодному іншому регіоні планети не спостерігається такого діапазону змін температури стратосфери, як над антарктичним континентом, що і проявляється у переважанні стратосферного впливу на варіації висоти тропопаузи.

Багаторічне зниження рівня ЗВО в Антарктиці та відповідне охолодження стратосфери [14] суттєво впливають на довготривалі зміни аномальної висоти тропопаузи. Для 1979—2006 рр. на рис. 7 показано варіації середньої за зимовий та весняний сезони висоти максимуму тропопаузи, географічні міграції якого представліні на рис. 4. Висхідний тренд спостерігається майже до кінця 1990-х років, що узгоджується з від'ємним трендом вмісту озону, а з другої половини 1990-х років помітна стабілізація значень ЗВО [25]. Різке збільшення рівня ЗВО навесні 2002 р. внаслідок сильного стратосферного потепління [2] супроводжувалося відповідним зменшенням висоти тропопаузи (на рис. 7 показано стрілкою).

Тропосферний вплив внаслідок потепління клімату в західній Антарктиці також міг би привести до деякого підняття тропопаузи. Проте якщо максимальне потепління в районі Антарктичного півострова становило 3 К за останні півстоліття [20], то охолодження нижньої стратосфери в регіоні досягло 6—10 К, починаючи з 1985 р. [14]. Слід зауважити також, що потепління у тропосфері поширюється на захід від Антарктичного півострова, тоді як максимальний тренд висоти тропопаузи спостерігається на схід від півострова. Враховуючи відзначенні вище ефекти впливу нижньої стратосфери та відсутність свідчень про вплив антарктичної тропосфери на підняття тропопаузи, складно оцінити внесок потепління клімату в районі Антарктичного півострова у збільшення висоти тропопаузи над районом моря Бедделла.

СЕЗОННІ ЗМІНИ ВПЛИВУ ТЕПЛОВИХ АНОМАЛІЙ НА ТРОПОПАУЗУ

Вище було показано, що у зимово-весняний період на загальне підняття тропопаузи, викликане охолодженням стратосфери, накладається зменшення її висоти над холодним континентальним плато Антарктиди. Для оцінки співвідношення між цими впливами проведено зіставлення як середньомісячних полів температури у нижній тропосфері (рівень тиску 700 гПа, або висота 3 км), так і вмісту озону та температури в нижній стратосфері (100 гПа, або 16 км) з розподілом висоти тропопаузи на широтах 50° S — 90° S.

На рис. 8 наведені середньомісячні відхилення від середніх зональних значень цих трьох параметрів для п'яти місяців 2005 р. (два зимових, липень — серпень, та три весняних, вересень — листопад). Отже, при такому підході постійна складова вилучена і зіставляються лише значення зональних аномалій.

З рис. 8, *г* видно, що зональна асиметрія тропосферної температури є східно-західною відповідно до асиметрії самого континенту. Над східною частиною Антарктиди при середній висоті льодовикового купола порядка 3 км тропосфера завжди найхолодніша. З липня до листопада температурний контраст зменшується, що помітно зі значень, вказаних на виділених кон-

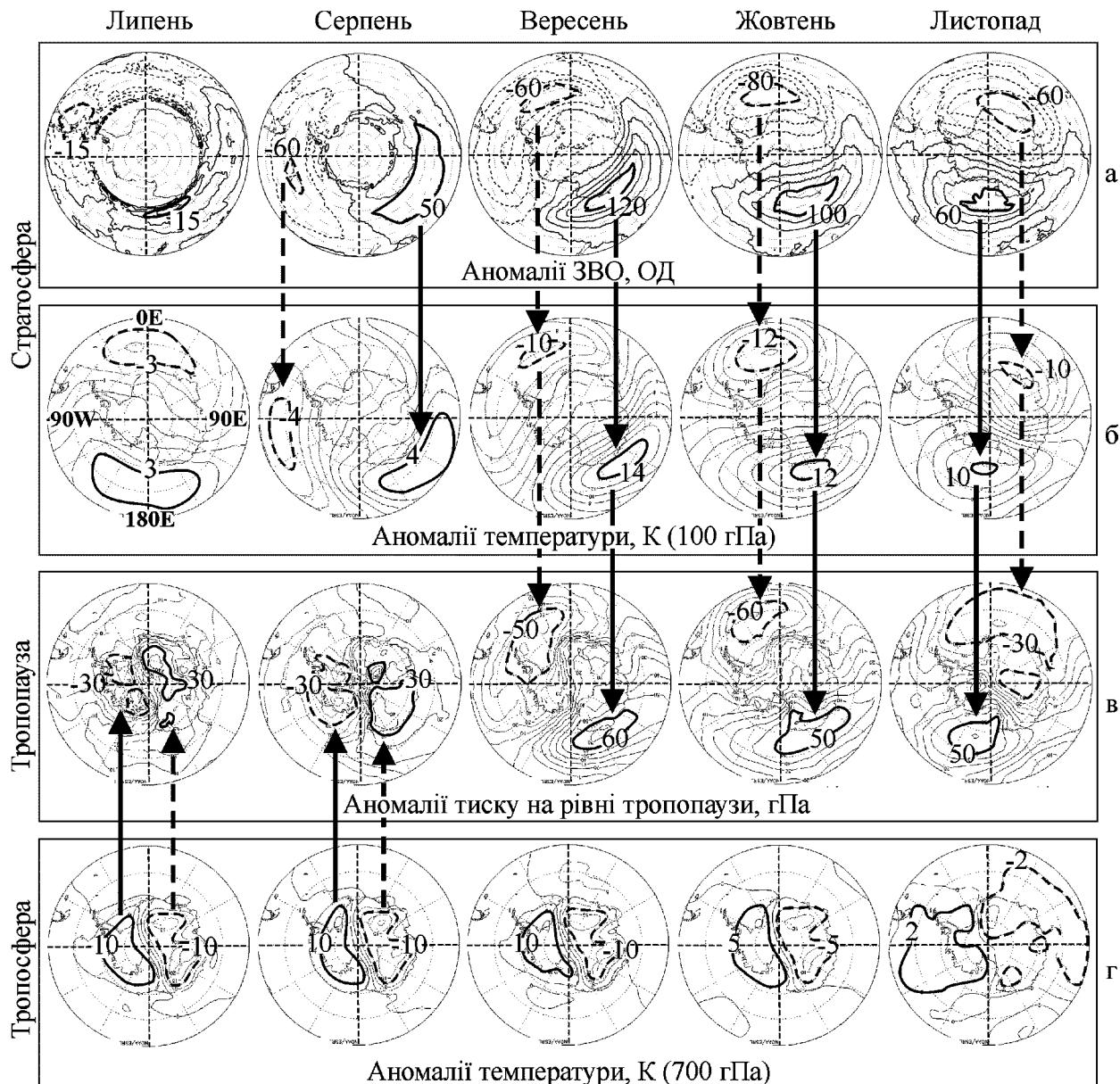


Рис. 8. Розподіл зональних аномалій ЗВО (а), температури нижньої стратосфери (б) та тропосфери (в) у порівнянні з аномаліями висоти тропопаузи (г) для липня — листопада 2005 р. Показано інтервал широт 50° S — 90° S (довготи позначені зліва на рисунку б)

турах. Проте лише в зимові місяці (липень і серпень), коли східно-західна асиметрія не нижча ± 10 К (рис. 8, *г*), вона відтворюється в структурі аномалій висоти тропопаузи (рис. 8, *в*, показано стрілками знизу вгору). У нижній стратосфері в цей час спостерігається асиметрія температури на рівні $\pm(3—4)$ К (рис. 8, *б*), починаючи з серпня помітна її відповідність асиметрії ЗВО (рис. 8, *а*), а стратосферних ефектів у зимові місяці, як показує порівняння з рис. 8, *а, б*, на рівні тропопаузи немас.

Перехід від тропосферного до стратосферного впливу на структуру асиметрії тропопаузи відбувається у вересні, коли у нижній стратосфері зональний температурний контраст збільшується більш ніж утричі (рис. 8, *б*) і починає перевищувати тропосферний. Узгодженість у розташуванні зональних аномалій у стратосфері (рис. 8, *а, б*) і на рівні тропопаузи (рис. 8, *в*) спостерігається упродовж усіх весняних місяців (показано стрілками, спрямованими вниз).

Отже, це зіставлення демонструє, що при переході від зими до весни відбувається зміна у структурі антарктичної тропопаузи, пов'язана з протилежними змінами теплової асиметрії у прилеглих шарах атмосфери. Взимку зональна асиметрія температури у кілька разів вища у тропосфері внаслідок сильного вихолодження повітря над східним сектором (континентальне плато). При цьому області екстремумів тропопаузи розташовані південніше широти 70° S.

У весняний період, навпаки, температурна асиметрія вища в стратосфері через значні втрати озону в озоновій дірі, розташованій асиметрично відносно полюса. Тому і широтне розташування екстремумів визначається розподілом ЗВО і у середньому припадає на широти 50° S — 70° S. За середніми даними для літа та осені помітних зональних аномалій немас ні у тропосфері, ні у стратосфері, тому зонально симетричною виглядає і тропопауза (див. відповідні криві на рис. 6, *б*). Додамо, що хоча упродовж зими і весни змінюється географічне розташування екстремумів, у їхній структурі постійно зберігається смуга різкого градієнта над краєм континенту. На його наявність вказують меридіональні профілі на рис. 6, *б*, але детальний аналіз впливу антарктичного континенту на структуру тропопаузи доцільно зробити в окремій роботі.

Загалом структура зональної асиметрії атмосферних параметрів є важливим показником, і виявлені у розподілі висоти тропопаузи асиметрія та інші ефекти можуть бути корисними при подальшому розгляді атмосферної циркуляції, тропосферно-стратосферної взаємодії та змін клімату в антарктичному регіоні.

ВИСНОВКИ

Підсумовуючи одержані результати, відзначимо, що в антарктичному регіоні у зимово-весняний сезон спостерігається аномально висока (13—14 км) і нечітка тропопауза з протяжним по висоті перехідним шаром. Переважне розташування цієї аномалії — західний сектор довгот 0° — 90° W, південніше широти 50° S. Упродовж 1980—1990-х рр. відбулося збільшення висоти тропопаузи в цьому секторі на 1.5 км (рис. 7). Збільшення висоти тропопаузи супроводжується розширенням перехідного шару між тропосферою та стратосферою до 6 км (замість звичайної ширини 2 км). На нашу думку, такі зміни у характері розмежування тропосфери і стратосфери є наслідком багаторічних втрат стратосферного озону та охолодження стратосфери над Антарктикою. І в зимовий, і у весняний сезони підняття тропопаузи пов'язане з охолодженням нижньої стратосфери, проте зональна асиметрія тропопаузи у кожен із сезонів має різне походження.

Виявлено ефект переважаючого впливу тропосфери на утворення асиметрії тропопаузи у зимові місяці, спричинений високим східно-західним контрастом температури на поверхні у полярній області (вище 70° S). Натомість у весняні місяці переважає стратосферний вплив на асиметрію тропопаузи з розташуванням екстремумів на нижчих широтах 50° S — 70° S. При таких сезонних змінах спостерігається стійка особливість у розподілі висоти тропопаузи в області її максимуму — зниження на 2 км над холодним континентальним плато.

Особливості рельєфу, географічне розташування екстремумів висоти тропопаузи та її нечіткість в області максимального значення (рис. 1, 4, 6 та 8) створюють значні відмінності у вертикальній протяжності тропосфери в антарктичному регіоні. У літньо-осінній період висота

тропопаузи найменша над полярною областю — 9 км. При середній висоті антарктичного плато 3 км це вказує на найтонший в регіоні шар тропосфери — близько 6 км. У весняний період в області озонового мінімуму (переважно атлантичний сектор довгот — райони Антарктичного півострова та моря Ведделла) висота тропопаузи найбільша — 13—14 км, що при середній висоті в протилежному секторі 10 км зумовлює максимальний рівень зональної асиметрії у вертикальній протяжності тропосфери над поверхнею океану.

Найважливішою особливістю є весняна аномалія висоти тропопаузи, яка поєднується із підняттям та розширенням переходного шару між тропосферою і стратосферою. Сезонний і регіональний характер аномалії створює ряд ефектів у змінах вертикальної протяжності тропосфери, у тропосферно-стратосферному обміні малими складовими атмосфери, у поширенні планетарних хвиль, тобто у процесах, причетних до кліматичних змін у антарктичному регіоні.

Відомо, що в районі Антарктичного півострова спостерігаються найвищі темпи потепління клімату [20]. Це обумовлено цілою низкою послідовних процесів, які зараз інтенсивно вивчаються. Наприклад, у роботі [26] ефекти зменшення вмісту антарктичного озону пов'язуються із кліматичними змінами у тропосфері через механізми тропосферно-стратосферних зв'язків (втрати озону — зниження температури нижньої стратосфери — зростання меридіонального градієнта температури — посилення стратосферного полярного вихору — зменшення проникнення планетарних хвиль у нижню стратосферу — зміни меридіональної циркуляції та приповерхневого вітру). В цей ланцюг процесів може робити внесок і виявлене в даній роботі збільшення висоти тропосфери через підняття тропопаузи, також пов'язане з багаторічними втратами озону у нижній стратосфері. Зокрема, тепло, підведене з поверхні океану, більше акумулюватиметься у товщому шарі тропосфери. Це різко контрастує з тепловим режимом над континентальним плато, де низькі поверхневі температури, тонкий шар тропосфери та нечітка тропопауза можуть створювати умови для вихолодження тропосфери, яке спостерігається у Східній Антарктиці [20].

Робота частково підтримана Київським національним університетом імені Тараса Шевченка (проект 06BF051-12) та Міністерством освіти і науки України (проект М/86-2006). Дослідження здійснювалися за участі в програмах ORACLE-O3 та SCAR ICESTAR в рамках проведення Міжнародного полярного року 2007/2008.

1. Агапітов О. В., Грицай А. В., Євтушевський О. М., Мілінєвський Г. П. Зональна асиметрія загального вмісту озону в Антарктиці у весняний період // Доп. НАН України.—2006.—№ 6.—С. 60—67.
2. 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.—1599, doi:10.1029/2003GL017117.
3. Fergusson A. Ozone depletion and climate change: understanding the linkages. — Environment Canada. Meteorological Service of Canada, 2001.—39 р.
4. Francis G. N., Salby M. L. Radiative influence of Antarctica on the polar-night vortex // J. Atmos. Sci.—2001.—58, N 10.—P. 1300—1309.
5. 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.
6. Grytsai A. V., Evtushevsky O. M., Milinevsky G. P. Anomalous quasi-stationary planetary waves over the Antarctic region in 1988 and 2002 // Ann. Geophys.—2008.—26, N 5.—P. 1101—1108.
7. Hartley D. E., Villarin J. T., Black R. X., Davis C. A. A new perspective on the dynamical link between the stratosphere and troposphere // Nature.—1998.—391, 29 January.—P. 471—474.
8. Hoinka K. P. Statistics of the global tropopause pressure // Mon. Wea. Rev.—1998.—128, N 12.—P. 3309—3325.
9. Hoinka K. P., Claude H., Kohler U. On the correlation between tropopause pressure and ozone above Central Europe // Geophys. Res. Lett.—1996.—23, N 14.—P. 1753—1756.
10. Holton J. R., Haynes P. H., McIntyre M. E., et al. Stratosphere-troposphere exchange // Rev. Geophys.—1995.—33, N 4.—P. 403—440.
11. Hood L. L., Zaff D. A. Lower stratospheric stationary waves and the longitude dependence of ozone trends in winter // J. Geophys. Res.—1995.—100.—P. 25 791—25 800.
12. James P. M., Peters D., Waugh D. W. Very low ozone episodes due to polar vortex displacement // Tellus.—2000.—52B.—P. 1123—1137.
13. Petzoldt K. The role of dynamics in total ozone deviations from their long-term mean over the Northern Hemisphere // Ann. Geophys.—1999.—17, N 2.—P. 231—241.
14. Randel W. J., Wu F. Cooling of the Arctic and Antarctic polar stratospheres due to ozone depletion // J. Climate.—1999.—12, N 5.—P. 1467—1479.
15. Roscoe H. K. Possible descent across the «tropopause» in Antarctic winter // Adv. Space Res.—2004.—33, N 7.—

- P. 1048—1052.
16. Son S.-W., Lee S., Feldstein S. B. Intraseasonal variability of the zonal-mean extratropical tropopause height // *J. Atm. Sci.*—2007.—**64**, N 2.—P. 608—620.
 17. Song Y., Robinson W. A. Dynamical mechanisms for stratospheric influences on the troposphere // *J. Atm. Sci.*—2004.—**61**, N 14.—P. 1711—1725.
 18. Stohl A., Wernli H., James P., et al. A new perspective of stratosphere-troposphere exchange // *Bull. Am. Met. Soc.*—2003.—**84**, N 11.—P. 1565—1573.
 19. Thompson D. W. J., Baldwin M. P., Solomon S. Stratosphere-troposphere coupling in the Southern Hemisphere // *J. Atm. Sci.*—2005.—**62**, N 3.—P. 708—715.
 20. Turner J., Lachlan-Cope T. A., Colwell S., et al. Significant warming of the Antarctic winter troposphere // *Science*.—2006.—**311**, N 5769.—P. 1914—1917.
 21. Varotsos C., Cartalis C., Vlamakis A., et al. The long-term coupling between column ozone and tropopause properties // *J. Climate*.—2004.—**17**, N 19.—P. 3843—3854.
 22. Vigliarolo P. K., Vera C. S., Diaz S. B. Synoptic-scale variability and its relationship with total ozone and Antarctic vortex displacements // *Mon. Weath. Rev.*—2005.—**133**, N 8.—P. 2374—2386.
 23. Wirth V. Quasi-stationary planetary waves in total ozone and their correlation with lower stratospheric temperature // *J. Geophys. Res.*—1993.—**98**, N D5.—P. 8873—8882.
 24. Scientific assessment of ozone depletion: 2002.—Geneva: World Meteorological Organization, 2003.—Report N 47.
 25. Scientific assessment of ozone depletion: 2006.—Geneva: World Meteorological Organization, 2007.—Report N 50.
 26. Yang X-Y., Huang R. X., Wang D. X. Decadal changes of wind stress over the Southern Ocean associated with Antarctic ozone depletion // *J. Climate*.—2007.—**20**, N 14.—P. 3395—3410.
 27. Zangl G., Hoinka K. P. The tropopause in the polar regions // *J. Climate*.—2001.—**14**, N 14.—P. 3117—3139.

ANTARCTIC TROPOPAUSE IN WINTER AND SPRING

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

The distribution of total ozone, troposphere and stratosphere temperature as well as of tropopause height over Antarctic region is analyzed. Dominant influence of lower stratosphere cooling on the tropopause height increase is revealed. The cooling is caused by the temperature decrease within the stratospheric polar vortex in the winter months and by the ozone losses and ozone hole formation in the spring months. In the Weddell Sea region an anomalous tropopause elevation to 13–14 km (as compared with typical values of 9–10 km) is accompanied by widening the transition layer between the troposphere and stratosphere. Troposphere influence is seen only in the tropopause lowering by 2 km over the continental plateau in the East Antarctica. The seasonal formation and regional location of the anomaly cause the changes in the troposphere vertical extension over Antarctic region, in the processes of the troposphere-stratosphere exchange and in the planetary wave propagation involved in the climate change in the region.