

**МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ВАРИАЦИЙ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ  
НА ГЛОБАЛЬНУЮ АТМОСФЕРНУЮ ЦИРКУЛЯЦИЮ****MODELING THE IMPACT OF SOLAR ACTIVITY VARIATIONS  
ON GLOBAL ATMOSPHERIC CIRCULATION****А.В. Коваль***Санкт-Петербургский государственный университет,  
Санкт-Петербург, Россия, a.v.koval@spbu.ru***Н.М. Гаврилов***Санкт-Петербургский государственный университет,  
Санкт-Петербург, Россия, n.gavrilov@spbu.ru***А.Г. Головкин***Санкт-Петербургский государственный университет,  
Санкт-Петербург, Россия, golovko01@mail.ru***К.А. Диденко***Институт земного магнетизма, ионосферы  
и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН,  
Троицк, Москва, Россия, didenko.xeniya@yandex.ru  
Санкт-Петербургский государственный университет,  
Санкт-Петербург, Россия***Т.С. Ермакова***Российский государственный гидрометеорологический  
университет,  
Санкт-Петербург, Россия, taalika@mail.ru  
Санкт-Петербургский государственный университет,  
Санкт-Петербург, Россия***A.V. Koval***St. Petersburg University,  
St. Petersburg, Russia, a.v.koval@spbu.ru***N.M. Gavrilov***St. Petersburg University,  
St. Petersburg, Russia, n.gavrilov@spbu.ru***A.G. Golovko***St. Petersburg University,  
St. Petersburg, Russia, golovko01@mail.ru***K.A. Didenko***Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere,  
and Radio Wave Propagation RAS,  
Troitsk, Moscow, Russia, didenko.xeniya@yandex.ru  
St. Petersburg University,  
St. Petersburg, Russia***T.S. Ermakova***Russian State Hydrometeorological University,  
St. Petersburg, Russia, taalika@mail.ru  
St. Petersburg University,  
St. Petersburg, Russia*

**Аннотация.** Данное исследование продолжает цикл работ, посвященный моделированию и изучению чувствительности глобальных атмосферных динамических процессов к вариациям солнечных эмиссий в 11-летнем цикле солнечной активности (СА). Основное внимание уделяется изучению реакции меридиональной атмосферной циркуляции в средней атмосфере на изменения характеристик термосферы при изменениях СА. Проведены численные расчеты общей атмосферной циркуляции с использованием нелинейной численной модели средней и верхней атмосферы МСВА. Основным механизмом влияния возмущений термосферы на нижележащие слои предполагается изменение условий распространения и отражения планетарных волн вследствие изменений СА. Показано, что изменения температуры, зонального и меридионального ветров локализируются вдоль волноводов, демонстрируя существенную роль планетарных волн в передаче термосферных возмущений, вызванных изменением СА, в среднюю атмосферу. В северной стратосфере изменения меридиональной циркуляции между годами максимумов и минимумов СА могут достигать 10 %.

**Ключевые слова:** общая циркуляция атмосферы, численное моделирование, солнечная активность, термосфера, остаточная циркуляция.

**Abstract.** In this study, we continue a series of works devoted to modeling and studying the sensitivity of global atmospheric dynamic processes to variations in solar emissions during the 11-year solar activity (SA) cycle. We focus on studying the response of meridional atmospheric circulation in the middle atmosphere to changes in thermosphere characteristics with changes in SA. For this purpose, numerical simulations of the general atmospheric circulation were carried out using the nonlinear numerical circulation model of the middle and upper atmosphere MUAM. The main mechanism of the influence of thermospheric disturbances on the underlying layers is assumed to be a change in the conditions of propagation and reflection of planetary waves (PWs) due to changes in SA. Changes in temperature, zonal and meridional wind are shown to localize along waveguides, demonstrating the significant role of PWs in transmitting thermospheric disturbances, caused by changes in SA, to the middle atmosphere. The magnitude of changes in meridional circulation can reach 10 % in the northern stratosphere between SA maxima and minima.

**Keywords:** general atmospheric circulation, numerical simulation, solar activity, thermosphere, residual circulation

## ВВЕДЕНИЕ

Основным механизмом глобального переноса газовых примесей между различными атмосферными слоями [Fishman, Crutzen, 1978] является меридиональная циркуляция Брюера—Добсона (ЦБД) [Dobson, 1956; Brewer, 1949]. В общем смысле ЦБД представляет собой глобальный перенос массы, включающий апвеллинг тропосферного воздуха в тропиках, перенос воздушных масс к полюсам и даунвеллинг в средних и высоких широтах. На высотах верхней стратосферы и мезосферы принято рассматривать летне-зимнюю меридиональную циркуляцию, подразумевающую перенос массы из одного полушария в другое [Holton et al., 1995]. Подробнейший обзор исследований ЦБД представлен в работе [Butchart, 2014]. В последние два десятилетия наблюдается всплеск интереса к изучению глобальной меридиональной циркуляции, включая ЦБД. Это связано в основном с изучением и прогнозированием возможных изменений переноса атмосферных примесей, обусловленных изменением климата, а также с активными разработками моделей общей циркуляции, например [Gerber et al., 2012; Pawson et al., 2000], и химико-климатических моделей [Eyring et al., 2005; SPARC CCMVal, 2010].

Согласно принципу распространяющегося вниз контроля, предложенному в работе [Hauney et al., 1991], волновые возмущения являются агентом, переносящим энергию и импульс, влияющие на меридиональную циркуляцию, поэтому изучение меридионального переноса во всех атмосферных слоях неразрывно связано с рассмотрением атмосферных волн — как мезомасштабных гравитационных, так и макромасштабных планетарных. В связи со стремительным развитием численного моделирования общей циркуляции атмосферы интерес к более тщательному изучению динамических и тепловых эффектов, вызванных волновыми движениями, в частности планетарными волнами (ПВ), в различных слоях атмосферы, постоянно увеличивается. Среди работ, посвященных численному моделированию теплового и динамического воздействия на атмосферную циркуляцию планетарных волн, можно отметить [Liu et al., 2018; Chang et al., 2014; Wang et al., 2017; Forbes et al., 2018; 2020].

Условия генерации и распространения ПВ зависят от изменений солнечной активности (СА). Поступающая солнечная радиация и нагрев атмосферы обуславливаются СА, которая подвергается циклическим изменениям с периодом около 11 лет [Nathaway, 2010]. Вариации СА влияют на температуру и циркуляционные потоки, изменяя условия распространения ПВ в верхних слоях атмосферы [Arnold, Robinson, 1998; Geller, Alpert, 1980]. В свою очередь, изменение структуры ПВ за счет обмена импульсом влияет на зональную циркуляцию, а диссипация волн способствует также ускорению меридиональной циркуляции. В частности, Кривоуццкий и др. [2015] с помощью численного моделирования исследовали влияние циклов СА на зональный ветер

и температуру в средней атмосфере и отметили важную роль ПВ в реализации воздействия Солнца на климат за счет переноса возмущений между верхними и нижележащими слоями атмосферы.

Изменение пространственно-временных характеристик ПВ при разной СА может быть вызвано также отражением волн на высотах нижней термосферы [Lu et al., 2017]. Одной из причин отражения ПВ могут быть значительные градиенты температуры и скорости ветра в нижней термосфере, обусловленные ее прямым солнечным нагревом, усиливающимся при увеличении СА [Koval et al., 2019]. Как было показано в работе [Koval et al., 2019], эти градиенты меняют соотношение проходящей вверх и отраженной волновой энергии, что, в свою очередь, влияет на циркуляцию средней атмосферы.

Данное исследование продолжает цикл работ, посвященный моделированию и изучению чувствительности глобальных атмосферных динамических процессов к изменениям в термосфере, вызванным вариациями солнечного излучения в 11-летнем цикле СА. Изменения структур распространяющихся на запад ПВ (нормальных атмосферных мод) изучались в работе [Koval et al., 2018], сравнение моделируемых спектров ПВ с вариациями критической частоты ионосферы по данным ионозонда представлено в работе [Koval et al., 2022]. Воздействие изменения СА на структуры стационарных ПВ и связанные с этим изменения зональной циркуляции рассмотрены в статье [Koval et al., 2019]. Подробное описание численных экспериментов и статистической обработки данных при изучении долгопериодных ПВ при разных уровнях СА представлено в [Коваль, 2019].

В настоящей работе мы изучаем влияние изменений характеристик термосферы, происходящих при изменениях СА, на меридиональную атмосферную циркуляцию в средней атмосфере. С этой целью на базе ансамблевых численных расчетов атмосферной циркуляции были получены потоки волновой активности Элиассена—Пальма (ЭП), а также компоненты остаточной меридиональной циркуляции (ОМЦ) в рамках подхода преобразованного Эйлерова среднего (Transformed Eulerian Mean, TEM, [Andrews, McIntyre, 1976]). Рассчитанные таким способом компоненты ОМЦ представляют собой результат объединения стратосферной ЦБД и мезосферной летне-зимней циркуляции.

## МЕТОДОЛОГИЯ

### Модель МСВА

Механистическая нелинейная численная модель общей циркуляции средней и верхней атмосферы МСВА [Pogoreltsev et al., 2007] активно используется для изучения крупномасштабных волновых процессов [Koval et al., 2018, 2019, 2022]. Эта конечно-разностная модель основана на решении полных уравнений гидродинамики в сферической системе координат с горизонтальной сеткой 36×64 узлов по широте и долготе ячейки и в log-изобарической

системе координат с 56 вертикальными уровнями от земной поверхности до примерно 300 км.

Зависимость солнечной радиации от СА учитывается в радиационном блоке МСВА, основным индикатором СА является поток солнечного излучения  $F_{10.7}$ . Поток  $F_{10.7}$  изменяется в 11-летнем цикле солнечной активности [Tapping, 1987]. На основе анализа наблюдений  $F_{10.7}$  в шести солнечных циклах были выбраны значения  $F_{10.7}=70, 130, 220$  sfu ( $1 \text{ sfu} = 10^{-22} \text{ Вт}/(\text{м}^2\text{Гц})$ ) как характеристики низкого, среднего и высокого уровня СА соответственно. Параметризация нагрева термосферы в области экстремального УФ-излучения учитывает солнечные потоки и коэффициенты поглощения для каждого спектрального интервала УФ и каждой составляющей, рассчитанные по модели [Richards et al., 1994]. В этом цикле работ мы изучаем влияние изменений СА исключительно на термосферу и передачу данного эффекта в среднюю атмосферу, поэтому различные значения  $F_{10.7}$  в радиационном блоке МСВА устанавливаются только на высотах более 100 км. Ниже 100 км во всех численных расчетах используется постоянное значение  $F_{10.7}=130$  sfu, соответствующее среднему уровню СА. Чтобы учесть влияние заряженных частиц на движение нейтрального газа в ионосфере, в МСВА задана ионосферная проводимость для разных уровней СА и учитывается ее широтная, долготная и временная изменчивость. Детальное описание учета СА в МСВА представлено в работе [Koval et al., 2018]. Такая постановка задачи позволяет избежать учета прямого воздействия солнечной радиации на среднюю атмосферу [Kodera, Kuroda, 2002] и выявить закономерности в динамической связи термосферы и средней атмосферы, обусловленные распространяющимися вверх и отраженными ПВ и их взаимодействием со средним потоком.

Нижние граничные условия в модели определяются на уровне 1000 мб в виде распределений температуры и геопотенциальной высоты, усредненных за 10 лет (2005–2014 гг.) по данным реанализа JRA-55 [Kobayashi et al., 2015]. Как было показано в работе [Scaife et al., 2000], данных за десять лет достаточно, чтобы зафиксировать достоверную климатологию метеорологических полей. Такой подход позволил исключить при моделировании возможное влияние естественных тропических осцилляций, таких как Эль-Ниньо — Южное колебание или Квазидвухлетнее колебание экваториального зонального ветра [Labitzke et al., 2006], и рассмотреть эффект от изменений СА в чистом виде.

Для достижения достаточной статистической значимости были рассчитаны два ансамбля из 16 пар модельных реализаций общей циркуляции МСВА для низкой и высокой СА. Особенности создания ансамблей в МСВА с целью получения усредненных распределений, стадии инициализации модели и статистическая обработка в деталях описаны Ковалем [2019]. Начальные условия во всех прогонах МСВА были одинаковыми. Все расчеты циркуляции МСВА проведены для января.

### Остаточная меридиональная циркуляция

ОМЦ в данном исследовании понимается в контексте преобразованной Эйлеровой средней цирку-

ляции [Andrews, McIntyre, 1976]. Меридиональную и вертикальную компоненты остаточной средней циркуляции можно получить по формулам [Andrews et al., 1987; Holton, 2004]

$$\bar{v}^* = \bar{v} - \rho^{-1} \frac{\partial}{\partial z} \left( \rho \frac{\overline{v'\theta'}}{\overline{\partial\theta}} \right), \quad (1)$$

$$\bar{w}^* = \bar{w} + \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left( \frac{\cos \varphi \overline{v'\theta'}}{\overline{\partial\theta}} \right), \quad (2)$$

где черта сверху обозначает зонально усредненные величины; штрихи — отклонения величин от зонально усредненных значений;  $v$  и  $w$  — меридиональный и вертикальный ветры;  $\rho$  — плотность атмосферы;  $z$  — вертикальная координата;  $\theta$  — потенциальная температура;  $\varphi$  — широта;  $a$  — радиус Земли. ОМЦ широко используется для анализа глобального переноса массы и пассивных/долгоживущих атмосферных примесей, а также для анализа термодинамического режима атмосферы. Кроме этого, зависимость ОМЦ от планетарных волн делает преобразованный Эйлеров подход удобным методом анализа и интерпретации нестационарных взаимодействий ПВ со средним потоком [Bal et al., 2018; Koval et al., 2023].

Важной характеристикой, позволяющей анализировать ПВ и интерпретировать взаимодействие волны со средним потоком, является вектор потока Элиассена—Пальма (ЭП-поток)  $\mathbf{F}_m = (F_m^\varphi, F_m^z)$  [Jucker, 2021]. Для квазигеострофических условий при лог-изобарической вертикальной координате компоненты потока ЭП, деленные на плотность атмосферы и радиус Земли, представляются следующим образом [Andrews et al., 1987]:

$$F_m^\varphi = \cos \varphi \left( \bar{u}_z \frac{\overline{v'\theta'}}{\overline{\theta_z}} - \overline{u'v'} \right), \quad (3)$$

$$F_m^z = \cos \varphi \left( \left( f - \frac{(\bar{u} \cos \varphi)_\varphi}{a \cos \varphi} \right) \frac{\overline{v'\theta'}}{\overline{\theta_z}} - \overline{w'u'} \right), \quad (4)$$

где  $u$  — зональный ветер;  $f$  — параметр Кориолиса;  $a$  — радиус Земли. Считается, что основной вклад в вертикальную составляющую потока волновой активности вносит член вихревого потока тепла [Kodera et al., 2008], причем направление вверх вектора потока ЭП соответствует направленному на север волновому потоку тепла. Дивергенция потока ЭП отражает ускорение/торможение зонального потока за счет обмена импульсом с ПВ. В общем случае положительные значения дивергенции потока ЭП соответствуют положительному (направленному на восток) ускорению среднего ветра и передаче импульса ПВ среднему течению.

### РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Для изучения влияния СА на глобальную циркуляцию мы рассматриваем разности полей атмосферных

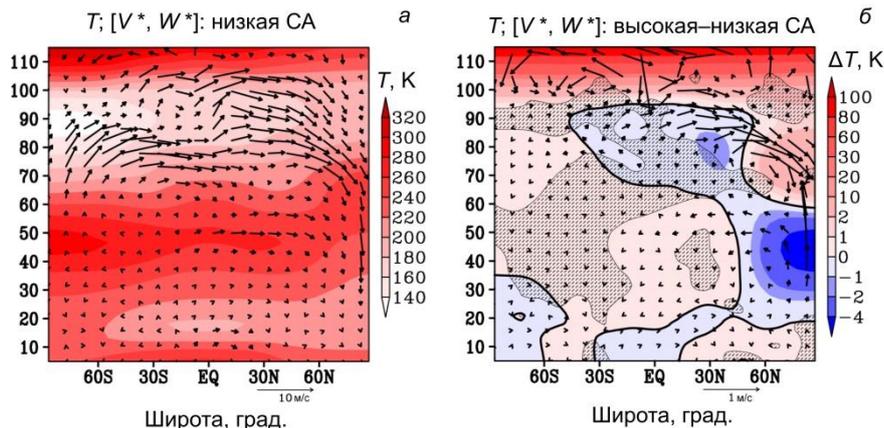


Рис. 1. Высотно-широтное распределение среднезональной температуры (К, заливка) и компонент ОМЦ (м/с, стрелки): слева — при низкой СА, справа — разности указанных параметров при высокой и низкой СА. Вертикальная компонента ОМЦ умножена на 200. Заштрихованные области обозначают статистически недостоверные данные на уровне 95 %

параметров, моделируемые в МСВА для января. Рассматриваются два ансамбля из 16 пар реализаций, соответствующие высокой и низкой СА. Анализ показал, что поля температуры, давления и плотности, моделируемые с помощью МСВА, соответствуют эмпирической модели атмосферы NRLMSIS 2.0 [Emmert et al., 2020] для того же временного интервала и тех же уровней F10.7. Кроме того, распределения температуры и зонального и меридионального ветров сравнивались с данными реанализа MERRA-2.

Влияние СА иллюстрирует рис. 1, на котором представлены высотно-широтные распределения среднезональных значений температуры и компонент ОМЦ для января при низкой СА (рис. 1, а), а также разности этих параметров для высокой и низкой СА (рис. 1, б). Рисунок 1, б показывает, что изменения термодинамического режима термосферы за счет СА могут приводить к статистически значимым изменениям температуры и компонент ОМЦ на высотах ниже 100 км. Различия ОМЦ могут достигать 10 % в северной стратосфере, и с ростом высоты область существенных приращений ОМЦ охватывает больший широтный диапазон. В нижней термосфере, выше 95 км, статистически значимые изменения остаточной циркуляции существуют в обоих полушариях (рис. 1, б), при этом на высотах более 100 км эффект от СА усиливается, что объясняется прямым воздействием солнечной радиации в МСВА выше 100 км (см. раздел «Методология»). Анализ показывает, что область максимальных изменений ОМЦ и температуры примерно совпадает с волноводом, т. е. с областью положительного показателя преломления для стационарной ПВ на рис. 2, а (расчет показателей преломления описан в [Gavrilov et al., 2015]). Это еще раз подтверждает важность вклада ПВ в атмосферную динамику.

Ранее высказывались предположения, что волновые возмущения, генерируемые в термосфере непосредственно солнечным воздействием, не способны существенно влиять на динамику средней и нижней атмосферы, поскольку их амплитуды должны быстро

уменьшаться при распространении вниз. Это объясняется квазиэкспоненциальным уменьшением давления с ростом высоты. В противоположность этому изменения вертикальных температурных градиентов и сдвигов ветра в нижней термосфере, обусловленные СА, могут влиять на количество отраженной вниз энергии ПВ, распространяющихся от тропосферных источников. Эти отраженные волны могут менять коэффициенты бегущих и стоячих по вертикали ПВ и другие характеристики глобальных волн во всех нижележащих слоях атмосферы, оказывая воздействие на циркуляцию и тепловой режим стратомезосферы.

Эффект отражения волн можно продемонстрировать на примере изменений структуры и направления потока волновой активности Элиассена—Пальма в нижней термосфере при изменениях СА (см. рис. 2). На рис. 2, а видно, что при низкой СА векторы потока волновой активности направлены из северной нижней стратосферы вверх и на юг, таким образом, траектория распространения ПВ с высотой расширяется, представляя типичную для января картину. На рис. 2, б видно, что в нижней термосфере приращения потоков ЭП при усилении СА направлены в противоположную сторону, т. е. в основном вниз, что говорит об ослаблении распространения ПВ вверх и даже о развороте волновых потоков в этой области при высокой СА. Кроме того, ослабление потоков ЭП наблюдается и в стратосфере (рис. 2, б).

Похожие результаты недавно продемонстрировали и другие исследователи. Например, Gan et al. [2017] анализировали поток ЭП в стратосфере и обнаружили, что в условиях максимума СА активность ПВ слабее, что приводит к аномалии западного зонального ветра в верхней зимней стратосфере и нижней мезосфере. При этом исследовались среднегодовые и сезонные вариации температурного отклика на 11-летний солнечный цикл в мезосфере как с помощью моделирования, так и по данным широкополосной радиометрии на спутниках TIMED/SABER. В соответствии с выражением (3) ослабление вертикальной компоненты потока ЭП приводит к ослабле-

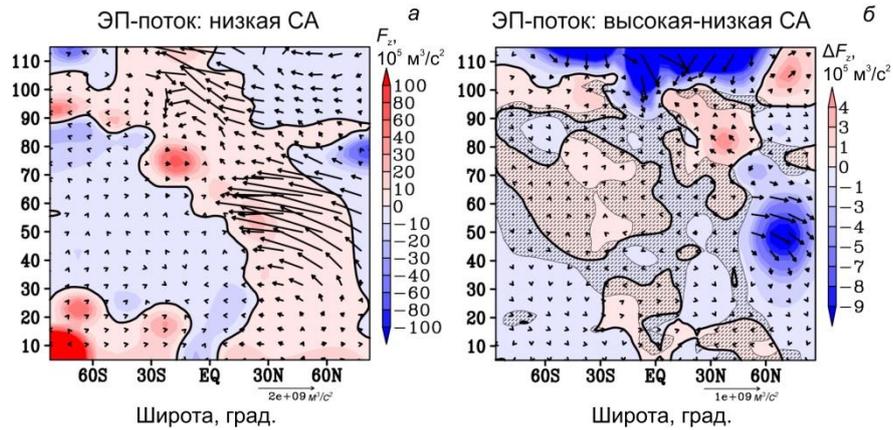


Рис. 2. Высотно-широтное распределение компонент потока Элиассена — Пальма ( $\text{м}^3/\text{с}^2$ , стрелки): слева — данные при низкой СА, справа — разности указанных параметров при высокой и низкой СА. Вертикальная компонента умножена на 200. Заливкой слева представлен показатель преломления атмосферы для стационарной ПВ с зональным числом 1, справа — разность вертикальной компоненты потока. Заштрихованные области обозначают статистически недостоверные данные на уровне 95 %

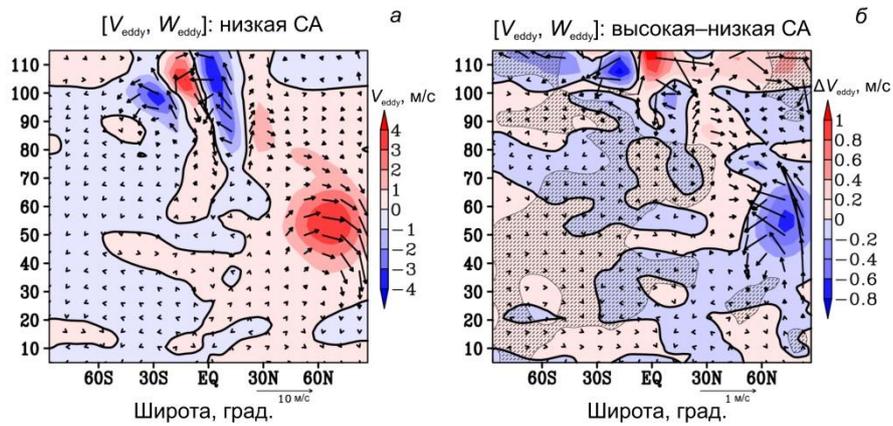


Рис. 3. Высотно-широтное распределение вихревой составляющей меридиональной циркуляции ( $\text{м}/\text{с}$ , стрелки): слева — данные при низкой СА; справа — разности указанных параметров при высокой и низкой СА. Вертикальная компонента умножена на 200. Заливкой представлена меридиональная компонента. Заштрихованные области обозначают статистически недостоверные данные на уровне 95 %

нию направленного к полюсу потока тепла, этим фактором объясняется охлаждение высокоширотной стратосферы при высокой СА, показанное на рис. 1, б.

Для анализа волнового воздействия на ОМЦ мы рассчитали вихревую составляющую ОМЦ, которая представляет собой разность компонент остаточной циркуляции и адвективного переноса:  $v_{\text{eddy}} = \bar{v}^* - \bar{v}$ ,

$w_{\text{eddy}} = \bar{w}^* - \bar{w}$ . Вихревая составляющая циркуляции и ее изменения, обусловленные вариациями СА, представлены на рис. 3. Сравнение рис. 2, а и 3, а показывает, что экстремумы вихревой составляющей ОМЦ расположены вдоль волноводов ПВ (в северной нижней стратосфере и далее с ростом высоты волновод расширяется в сторону Южного полушария). На рис. 3, б видно, что вихревая составляющая существенно уменьшается в зимней стратосфере при высокой СА. Таким образом, ослабление волновой активности в стратосфере не только способствует охлаждению приполярной области, но и является основным фактором ослабления ОМЦ при высокой СА.

Интересной особенностью распределения компонент ЭП-потока на рис. 2, б является усиление

волновой активности в слое 80–100 км в широтном диапазоне 10–50° N. При высокой СА в этой же области происходят усиление ОМЦ (см. рис. 1, б) и, соответственно, изменения вихревой составляющей циркуляции (рис. 3, б), которые вносят важный вклад в усиление ОМЦ. Таким образом, усиление меридионального переноса холодных воздушных масс из летней мезосферы в зимнее полушарие может вызывать охлаждение низко- и среднеширотной мезосферы. Высокоширотная зимняя мезосфера, наоборот, может нагреваться, и ключевую роль в этом играет усиление нисходящей ветви ОМЦ и, следовательно, адиабатическое нагревание среды. При этом холодная летняя (южная) мезосфера мало чувствительна к изменению СА из-за отсутствия ПВ даже при усилении прямого радиационного эффекта на высоких широтах, как отмечалось, например, в исследовании [Karlsson, Kuilman, 2018].

В Северном полушарии положительные ускорения меридиональной компоненты ОМЦ, согласно уравнению движения, вызывают направленные на восток приращения зонального течения в диапазоне высот 70–100 км. На рис. 4, б отчетливо видно усиление

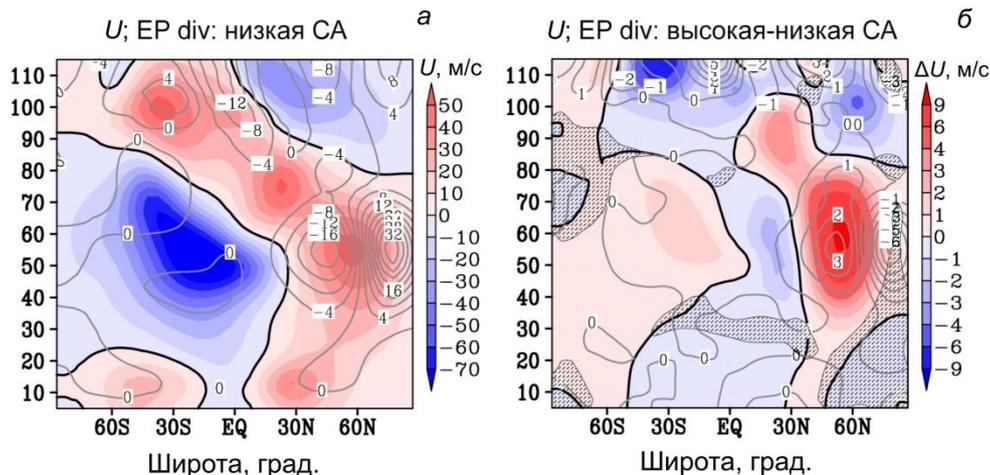


Рис. 4. Высотно-широтное распределение зонального ветра (м/с, заливка) и дивергенции потока Элиассена—Палма ( $10^2 \text{ м}^2/\text{с}^2/\text{сут}$ , контуры): слева — данные при низкой СА, справа — изменения указанных параметров при увеличении СА. Заштрихованные области обозначают статистически недостоверные данные на уровне 95 %

зонального ветра на указанных высотах, кроме приполярной области выше 80 км, где, согласно рис. 4, зональный ветер меняет направление. В усилении ветра доминирующую роль играет увеличение меридионального температурного градиента согласно классической теории термического ветра [Гилл, 1986].

Передача направленного на восток импульса ПВ среднему течению описывается дивергенцией ЭП-потока и приводит к усилению зонального ветра в Северном полушарии. Такой эффект наблюдается на рис. 4, б, где присутствуют увеличение дивергенции потока ЭП (контуры) в северной среднеширотной стратосфере и соответствующее усиление зонального ветра. Сходные тенденции в изменении зонального ветра и температуры в январе подробно рассматривались в работе [Karlsson, Kuilman, 2018] на основе численного моделирования с помощью Canadian Middle Atmosphere Model. Однако необходимо заметить, что в модельных расчетах мы сохраняли радиационный баланс и состав ниже 100 км без изменений при всех уровнях СА. Следовательно, детальное сопоставление полученных нами результатов с результатами упомянутых выше исследований не вполне корректно. Тем не менее наши результаты моделирования показывают, что возмущения параметров атмосферы на высотах выше 100 км, вызванные СА, могут производить статистически значимые эффекты в средней атмосфере, сравнимые с прямым воздействием изменений солнечной радиации на высотах ниже 100 км.

Модификации среднего ветра и температуры могут изменить условия распространения волн в атмосфере, например структуру волноводов, что способствует изменению характеристик ПВ. В то же время изменения компонент ЭП-потока могут вызывать волновые ускорения и притоки тепла, приводя к изменениям циркуляции и температуры средней атмосферы. Следовательно, взаимодействие между средним потоком и ПВ является нестационарным процессом со сложной причинно-следственной связью.

Другой причиной изменения среднего ветра и температуры в атмосфере могут быть динамические и тепловые эффекты гравитационных волн. Многочисленные исследования показывают зависимости характеристик гравитационных волн от СА в термосфере [Klausner et al., 2009; Yiğit, Medvedev, 2010]. СА влияет на температуру, плотность, диссипацию и статическую устойчивость атмосферы, что может влиять на условия распространения гравитационных волн [Vadas, Fritts, 2006]. Анализ волнового сопротивления и притоков тепла, учитываемых параметризациями гравитационных волн в МСВА, показал их существенные значения на высотах выше 80–100 км. Изменения СА приводят к изменениям волновых ускорений и притоков тепла в термосфере, аналогичным тем, которые рассматриваются в работе [Yiğit, Medvedev, 2010]. Эти изменения могут модифицировать среднюю температуру, ветер и волноводы ПВ, особенно в нижней термосфере. При этом приращения атмосферных параметров локализируются вдоль волноводов ПВ, подтверждая важную роль их воздействия на глобальную циркуляцию.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С целью изучения влияния СА на изменения меридиональной циркуляции и температурного режима средней атмосферы проведены численные расчеты с использованием механистической нелинейной численной модели средней и верхней атмосферы. Рассматриваются два ансамбля из 16 пар реализаций, соответствующие высокой и низкой СА. Различный уровень СА в МСВА задавался на высотах более 100 км, поскольку мы рассматриваем только термосферные возмущения при изменениях СА и передачу этого эффекта в среднюю атмосферу.

Изменения условий распространения ПВ и их отражения в нижней термосфере являются основными механизмами передачи эффекта от изменения СА из термосферы в нижележащие слои атмосферы. Анализ и интерпретация взаимодействий ПВ со сред-

ним потоком проводились на основе расчетов потоков Элиассена — Пальма и их дивергенции, а также остаточной меридиональной циркуляции в рамках подхода преобразованного Эйлера среднего. ОМЦ, существенно влияющая на температуру атмосферы, в данном контексте представляет собой результат суперпозиции вихревого и адвективного переноса воздушных масс в меридиональной плоскости.

Проанализированы изменения потоков ЭП, и продемонстрировано изменение условий отражения распространяющихся из тропосферы ПВ, обусловленное существенным увеличением вертикального температурного градиента в нижней термосфере при высокой СА. Для анализа волнового воздействия на ОМЦ рассчитана вихревая составляющая ОМЦ. Результаты расчетов показали, что вихревая составляющая ОМЦ существенно уменьшается в зимней стратосфере при высокой СА. Это уменьшение не только способствует охлаждению приполярной области, но и вносит основной вклад в ослабление ОМЦ в стратосфере.

Продemonстрировано увеличение волновой активности в мезосфере — нижней термосфере Северного полушария, которое сопровождается усилением ОМЦ при высокой СА. Усиление меридионального переноса холодных воздушных масс из летней мезосферы в зимнее полушарие вызывает охлаждение низко- и среднеширотной мезосферы. Высокоширотная зимняя мезосфера нагревается, и ключевую роль в этом играет усиление нисходящей ветви ОМЦ и, следовательно, адиабатическое нагревание среды.

Изменения атмосферных параметров локализируются главным образом вдоль волноводов ПВ, подтверждая исключительно важную роль ПВ в формировании глобальной циркуляции. Статистически значимые ненулевые приращения средних зонального и меридионального ветров и температуры на высотах ниже 100 км подтверждают, что изменения характеристик термосферы вследствие воздействия СА могут влиять на циркуляцию средней атмосферы, а ПВ обеспечивают эффективный механизм взаимосвязи различных атмосферных слоев.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда: расчет ОМЦ и потоков ЭП, интерпретация взаимодействия волн со средним потоком за счет гранта № 20-77-10006-П, численные модельные расчеты и статистическая обработка данных за счет гранта № 23-77-01035.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гилл А. Динамика атмосферы и океана. 1986. Т. 1. М.: Мир, 299 с.

Коваль А.В. Статистически значимые оценки влияния солнечной активности на планетарные волны в средней атмосфере Северного полушария по данным модели МСВА. *Солнечно-земная физика*. 2019. Т. 5, № 4. С. 64–72. DOI: [10.12737/szf-54201907](https://doi.org/10.12737/szf-54201907).

Криволуцкий А.А., Черепанова Л.А., Дементьева А.В. и др. Глобальная циркуляция атмосферы Земли на высотах от 0 до 135 км, рассчитанная с помощью модели ARM. Учет вклада солнечной активности. *Геомагнетизм и аэронаука*. 2015. Т. 55, № 6. С. 808–828. DOI: [10.7868/S0016794015060061](https://doi.org/10.7868/S0016794015060061).

Andrews D.G., McIntyre M.E. Planetary waves in horizontal and vertical shear: The generalized Eliassen-Palm relation and the mean zonal acceleration. *J. Atmos. Sci.* 1976. Vol. 33, iss. 11. P. 2031–2048. DOI: [10.1175/1520-0469\(1976\)033<2031:PWIHAV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1976)033<2031:PWIHAV>2.0.CO;2).

Andrews D.G., Holton J.R., Leovy C.B. *Middle Atmosphere Dynamics*. Academic Press, 1987. 489 p.

Arnold N.F., Robinson T.R. Solar cycle changes to planetary wave propagation and their influence on the middle atmosphere circulation. *Ann. Geophys.* 1998. Vol. 16. P. 69–76.

Bal S., Schimanke S., Spanghel T., Cubasch U. Enhanced residual mean circulation during the evolution of split type sudden stratospheric warming in observations and model simulations. *J. Earth Syst. Sci.* 2018. Vol. 127, 68. DOI: [10.1007/s12040-018-0972-x](https://doi.org/10.1007/s12040-018-0972-x).

Brewer A.W. Evidence for a world circulation provided by measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 1949. Vol. 75. P. 351–363. DOI: [10.1002/qj.49707532603](https://doi.org/10.1002/qj.49707532603).

Butchart N. The Brewer-Dobson circulation. *Rev. Geophys.* 2014. Vol. 52. P. 157–184. DOI: [10.1002/2013RG000448](https://doi.org/10.1002/2013RG000448).

Chang L.C., Yue L., Wang W., et al. Quasi two day wave-related variability in the background dynamics and composition of the mesosphere/thermosphere and the ionosphere. *J. Geophys. Res.: Space Phys.* 2014. Vol. 119, iss. 6. P. 4786–4804. DOI: [10.1002/2014JA019936](https://doi.org/10.1002/2014JA019936).

Dobson G.M.B. Origin and distribution of polyatomic molecules in the atmosphere. *Proc. Roy. Soc. A.* 1956. Vol. 236. P. 187–193. DOI: [10.1098/rspa.1956.0127](https://doi.org/10.1098/rspa.1956.0127).

Emmert J.T., Drob D.P., Picone J.M., et al. NRLMSIS 2.0: A whole-atmosphere empirical model of temperature and neutral species densities. *Earth and Space Sci.* 2020. Vol. 7, e2020EA001321. DOI: [10.1029/2020EA001321](https://doi.org/10.1029/2020EA001321).

Eyring V., Harris N.R.P., Rex M., et al. A strategy for process-oriented validation of coupled chemistry-climate models. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 2005. Vol. 86, iss. 8. P. 1117–1133. DOI: [10.1175/BAMS-86-8-1117](https://doi.org/10.1175/BAMS-86-8-1117).

Fishman J., Crutzen P.J. The origin of ozone in the troposphere. *Nature*. 1978. Vol. 274. P. 855–857. DOI: [10.1038/274855a0](https://doi.org/10.1038/274855a0).

Forbes J.M., Zhang X., Maute A. Planetary wave (PW) generation in the thermosphere driven by the PW-modulated tidal spectrum. *J. Geophys. Res.: Space Phys.* 2020. Vol. 125, e2019JA027704. DOI: [10.1029/2019JA027704](https://doi.org/10.1029/2019JA027704).

Forbes J.M., Zhang X., Maute A., Hagan M.E. Zonally symmetric oscillations of the thermosphere at planetary wave periods. *J. Geophys. Res.: Space Phys.* 2018. Vol. 123. P. 4110–4128. DOI: [10.1002/2018JA025258](https://doi.org/10.1002/2018JA025258).

Gan Q., Du J., Fomichev V.I., et al. Temperature responses to the 11 year solar cycle in the mesosphere from the 31 year (1979–2010) extended Canadian Middle Atmosphere Model simulations and a comparison with the 14 year (2002–2015) TIMED/SABER observations. *J. Geophys. Res.: Space Phys.* 2017. Vol. 122, iss. 4. P. 4801–4818. DOI: [10.1002/2016JA023564](https://doi.org/10.1002/2016JA023564).

Gavrilov N.M., Koval A.V., Pogoreltsev A.I., Savenkova E.N. Simulating influences of QBO phases and orographic gravity wave forcing on planetary waves in the middle atmosphere. *Earth Planets Space*. 2015. Vol. 67, 86. DOI: [10.1186/s40623-015-0259-2](https://doi.org/10.1186/s40623-015-0259-2).

Geller M.A., Alpert J.C. Planetary wave coupling between the troposphere and the middle atmosphere as a possible sun-weather mechanism. *J. Atmos. Sci.* 1980. Vol. 37. P. 1197–1215. DOI: [10.1175/1520-0469\(1980\)037<1197:PWCBBT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1980)037<1197:PWCBBT>2.0.CO;2).

Gerber E.P., Butler A., Calvo N., et al. Assessing and understanding the impact of stratospheric dynamics and variability on the Earth system. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 2012. Vol. 93, iss. 6. P. 845–859. DOI: [10.1175/BAMS-D-11-00145.1](https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00145.1).

Hathaway D.H. The solar cycle. *Living Rev. Solar Phys.* 2010. Vol. 7, 1. DOI: [10.12942/lrsp-2010-1](https://doi.org/10.12942/lrsp-2010-1).

Haynes P.H., McIntyre M.E., Shepherd T.G., et al. On the “downward control” of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces. *J. Atmos. Sci.* 1991. Vol. 48, iss. 4. P. 651–678. DOI: [10.1175/1520-0469\(1991\)048<0651:OTCOED>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1991)048<0651:OTCOED>2.0.CO;2).

Holton J.R. *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Fourth edition. Elsevier Academic Press, 2004. 535 p.

Holton J.R., Haynes P.H., McIntyre M.E., et al. Stratosphere-troposphere exchange. *Rev. Geophys.* 1995. Vol. 33. P. 403–439. DOI: [10.1029/95RG02097](https://doi.org/10.1029/95RG02097).

Jucker M. Scaling of Eliassen-Palm flux vectors. *Atmos. Sci. Lett.* 2021. Vol. 22, iss. 4, e1020. DOI: [10.1002/asl.1020](https://doi.org/10.1002/asl.1020).

Karlsson B., Kuilman M. On how the middle atmospheric residual circulation responds to the solar cycle close to the solstices. *J. Clim.* 2018. Vol. 31, iss. 1. P. 401–421. DOI: [10.1175/JCLI-D-17-0202.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0202.1).

Klausner V., Fagundes P.R., Sahai Y., et al. Observations of GW/TID oscillations in the F2 layer at low latitude during high and low solar activity, geomagnetic quiet and disturbed periods. *J. Geophys. Res.* 2009. Vol. 114, A02313. DOI: [10.1029/2008JA013448](https://doi.org/10.1029/2008JA013448).

Kobayashi S., Ota Y., Harada H. The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteorol. Soc. Japan.* 2015. Vol. 93. P. 5–48. DOI: [10.2151/jmsj.2015-00](https://doi.org/10.2151/jmsj.2015-00).

Kodera K., Kuroda Yu. Dynamical response to the solar cycle. *J. Geophys. Res.* 2002. Vol. 107, no. D24, 4749. DOI: [10.1029/2002JD002224](https://doi.org/10.1029/2002JD002224).

Kodera K., Mukougawa H., Itoh S. Tropospheric impact of reflected planetary waves from the stratosphere. *Geophys. Res. Lett.* 2008. Vol. 35, L16806. DOI: [10.1029/2008GL034575](https://doi.org/10.1029/2008GL034575).

Koval A.V., Gavrilov N.M., Pogoreltsev A.I., Shevchuk N.O. Influence of solar activity on penetration of traveling planetary-scale waves from the troposphere into the thermosphere. *J. Geophys. Res.: Space Phys.* 2018. Vol. 123, iss. 8. P. 6888–6903. DOI: [10.1029/2018JA025680](https://doi.org/10.1029/2018JA025680).

Koval A.V., Gavrilov N.M., Pogoreltsev A.I., Shevchuk N.O. Reactions of the middle atmosphere circulation and stationary planetary waves on the solar activity effects in the thermosphere. *J. Geophys. Res.: Space Phys.* 2019. Vol. 124. P. 10645–10658. DOI: [10.1029/2019JA027392](https://doi.org/10.1029/2019JA027392).

Koval A.V., Gavrilov N.M., Didenko K.A., et al. Sensitivity of the 4–10-day planetary wave structures in the middle atmosphere to the solar activity effects in the thermosphere. *Atmosphere*. 2022. Vol. 13, iss. 8, 1325. DOI: [10.3390/atmos13081325](https://doi.org/10.3390/atmos13081325).

Koval A.V., Toptunova O.N., Motsakov M.A., et al. Numerical modelling of relative contribution of planetary waves to the atmospheric circulation. *Atmos. Chem. and Phys.* 2023. Vol. 23, iss. 7. P. 4105–4114. DOI: [10.5194/acp-23-4105-2023](https://doi.org/10.5194/acp-23-4105-2023).

Labitzke K., Kunze M., Brönnimann S. Sunspots, the QBO, and the stratosphere in the North Polar Region 20 years later. *Meteorologische Zeitschrift*. 2006. Vol. 15, iss. 3. P. 355–363. DOI: [10.1127/0941-2948/2006/0136](https://doi.org/10.1127/0941-2948/2006/0136).

Liu H.L., Bardeen C.G., Foster B.T., et al. Development and validation of the Whole Atmosphere Community Climate Model with thermosphere and ionosphere extension (WACCM-X 2.0). *J. Adv. Mod. Earth Syst.* 2018. Vol. 10. P. 381–402. DOI: [10.1002/2017MS001232](https://doi.org/10.1002/2017MS001232).

Lu H., Scaife A.A., Marshall G.J., et al. Downward wave reflection as a mechanism for the stratosphere-troposphere response to the 11-year solar cycle. *J. Clim.* 2017. Vol. 30, iss. 7. P. 2395–2414. DOI: [10.1175/JCLI-D-16-0400.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0400.1).

Pawson S., Kodera K., Hamilton K., et al. The GCM-Reality Intercomparison Project for SPARC (GRIPS): Scientific issues and initial results. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 2000. Vol. 81, iss. 4. P. 781–796. DOI: [10.1175/1520-0477\(2000\)081<0781:TGIPFS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(2000)081<0781:TGIPFS>2.3.CO;2).

Pogoreltsev A.I., Vlasov A.A., Fröhlich K., Jacobi Ch. Planetary waves in coupling the lower and upper atmosphere. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2007. Vol. 69. P. 2083–2101. DOI: [10.1016/j.jastp.2007.05.014](https://doi.org/10.1016/j.jastp.2007.05.014).

Richards P.G., Fennelly J.A., Torr D.G. EUVAC: a solar EUV flux model for aeronomic calculations. *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. P. 8981–8992. DOI: [10.1029/94JA00518](https://doi.org/10.1029/94JA00518).

Scaife A.A., Austin J., Butchart N., et al. Seasonal and interannual variability of the stratosphere diagnosed from UKMO TOVS analysis. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 2000. Vol. 126. P. 2585–2604. DOI: [10.1002/qj.49712656812](https://doi.org/10.1002/qj.49712656812).

SPARC CCMVal. *SPARC Report on the Evaluation of Chemistry-Climate Models*. SPARC Report No. 5, WCRP-132, WMO/TD-No. 40 / Edited by V. Eyring, T.G. Shepherd, and D.W. Waugh. 2010. 426 p.

Tapping K.F. Recent solar radio astronomy at centimeter wavelength: the temporal variability of the 10.7-cm flux. *J. Geophys. Res.* 1987. Vol. 92, iss. D1. P. 829–838. DOI: [10.1029/JD092iD01p00829](https://doi.org/10.1029/JD092iD01p00829).

Vadas S.L., Fritts D.C. Influence of solar variability on gravity wave structure and dissipation in the thermosphere from tropospheric convection. *J. Geophys. Res.* 2006. Vol. 111, A10S12. DOI: [10.1029/2005JA011510](https://doi.org/10.1029/2005JA011510).

Wang J.C., Chang L.C., Yue J., et al. The quasi 2 day wave response in TIME-GCM nudged with NOGAPS-ALPHA. *J. Geophys. Res.: Space Phys.* 2017. Vol. 122, iss. 5. P. 5709–5732. DOI: [10.1002/2016JA023745](https://doi.org/10.1002/2016JA023745).

Yigit E., Medvedev A.S. Internal gravity waves in the thermosphere during low and high solar activity: simulation study. *J. Geophys. Res.* 2010. Vol. 115, A00G02. DOI: [10.1029/2009JA015106](https://doi.org/10.1029/2009JA015106).

*Как цитировать эту статью:*

Коваль А.В., Гаврилов Н.М., Головки А.Г., Диденко К.А., Ермакова Т.С. Моделирование влияния вариаций солнечной активности на глобальную атмосферную циркуляцию. *Солнечно-земная физика*. 2024. Т. 10, № 2. С. 119–126. DOI: [10.12737/szf-102202411](https://doi.org/10.12737/szf-102202411).