

УДК 551.511.3; 551.511.31; 551.558.21; 551.513.27

РАСПРОСТРАНЕНИЕ СТАЦИОНАРНЫХ ПЛАНЕТАРНЫХ ВОЛН В ВЕРХНЕЙ АТМОСФЕРЕ ПРИ РАЗНЫХ УРОВНЯХ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ

© 2018 г. А. В. Коваль^{1,*}, Н. М. Гаврилов¹,
А. И. Погорельцев^{1,2}, Н. О. Шевчук¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

²Российский государственный гидрометеорологический университет, г. Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: a.v.koval@spbu.ru

Поступила в редакцию 16.03.2017 г.

После доработки 12.05.2017 г.

Выполнено численное моделирование изменений зональной циркуляции и амплитуд стационарных планетарных волн при учете воздействия изменений солнечной активности на термосферу. Используется термосферная версия модели МСВА для расчетов общей циркуляции средней и верхней атмосферы на высотах от земной поверхности до 300 км. Для учета изменений солнечной активности в термосфере заданы различные значения потока радиоизлучения Солнца на волне 10.7 см. Учтены ионосферные проводимости и их широтные, долготные и временные зависимости. Расчеты проведены для января-февраля и условий низкой, средней и высокой солнечной активности. Показано, что при высокой активности происходит увеличение скоростей среднего зонального ветра на высотах, превышающих 150 км, и их уменьшение в более низких слоях. При высокой активности амплитуды планетарных волн выше 120 км меньше, а ниже 100 км – больше, чем при низкой солнечной активности. Эти различия соответствуют рассчитанным изменениям показателя преломления атмосферы для стационарных планетарных волн и потока Элиассена – Пальма. Изменения условий распространения и отражения стационарных планетарных волн в термосфере при разных уровнях солнечной активности могут влиять на изменения их амплитуд и атмосферную циркуляцию, включая меньшие высоты средней атмосферы.

DOI: 10.7868/S0016794018020165

1. ВВЕДЕНИЕ

Крупномасштабные волновые возмущения играют важную роль в формировании общей циркуляции, температурного режима, а также состава средней и верхней атмосферы [Holton, 1975]. В последние годы, в связи с быстрым развитием вычислительной техники и усовершенствованием численных моделей общей циркуляции атмосферы, возрос интерес к изучению динамических и тепловых эффектов, создаваемых волновыми движениями, в частности, планетарными волнами (ПВ) в разных слоях атмосферы. Согласно Nauyas et al. [1991] волновые возмущения в верхней мезосфере и термосфере являются важнейшей движущей силой, влияющей на внетропическую циркуляцию атмосферы.

Значительное влияние на циркуляцию атмосферы может оказывать отражение ПВ в средней и верхней атмосфере (например, [Lu et al., 2017]). Одной из причин отражения ПВ в верхней атмосфере могут быть значительные градиенты

температуры и ветра в термосфере. Приходящая солнечная радиация и нагрев зависят от солнечной активности (СА), которая испытывает циклические изменения с периодом ~11 лет (например, [Витинский, 1986]). Изменения СА могут влиять на температуру и циркуляцию, изменяя условия распространения и отражения ПВ в верхней атмосфере [Geller and Alpert, 1980; Arnold and Robinson, 1998].

Дистанционные измерения температуры на высотах мезопаузы в 1980–2007 гг. показали наличие ПВ с периодами 2–10 дней, коррелирующие с 22-летним “циклом Хейла” [Hoppner and Bittner, 2007]. Положительная корреляция между изменением солнечного потока и активностью планетарных волн с периодами 3–20 сут была обнаружена при анализе долговременных наблюдений скорости ветра на высотах мезосферы – нижней термосферы (МНТ) [Jacobi et al., 2008]. Кривоулицкий и др. [2015] моделировали влияние циклическости СА на изменение температуры и зонального ветра на высотах от 0 до 135 км. Была показана важная

роль ПВ, связывающих верхнюю атмосферу с нижележащими слоями. Chanin [2006] сравнила данные измерений и численных расчетов за 45 лет и показала, что изменения СА в верхних слоях атмосферы сильно влияют на распространение ПВ, которые могут перераспределять приходящую солнечную энергию. Jarvis [2006] проанализировал геомагнитные данные в северном полушарии за восемь 11-летних солнечных циклов в XX веке. Была обнаружена 22-летняя модуляция 5-дневной ПВ с изменениями волновой активности до 20% на высотах мезосферы и нижней термосферы.

Большинство численных моделей, использовавшихся для оценок распространения и отражения ПВ в термосфере, имели верхние границы на высотах до 150 км. Это не позволяет полностью учесть изменения температуры и циркуляции в термосфере, которые могут захватывать большие высоты. Pogoreltsev et al. [2007] разработали термосферную версию численной модели средней и верхней атмосферы (МСВА), по которой можно рассчитывать общую циркуляцию атмосферы и ПВ на высотах от земной поверхности до 300 км. В данной работе эта модель использована для изучения распространения и отражения стационарных планетарных волн (СПВ) при изменениях воздействия СА на термосферу.

Помимо влияния на термосферу, СА может оказывать влияние непосредственно на нижележащие слои атмосферы. Например, поток галактических космических лучей, антикоррелирующий с приходящей солнечной радиацией, может приводить к антиковариации между глобальной облачностью и приходящей солнечной радиацией в тропосфере [Pudovkin and Veretenenko, 1995]. Чтобы рассмотреть влияние термосферы “в чистом виде”, в данном исследовании изменения СА задавались только на высотах более 100 км. На меньших высотах во всех расчетах использовались одинаковые условия, соответствующие среднему уровню СА. Помимо исследования влияния изменений температуры и циркуляции в термосфере на распространение СПВ, указанная постановка задачи позволяет оценить, насколько сильно термосферные изменения могут влиять на циркуляцию и тепловой режим нижележащих областей средней атмосферы при изменениях СА.

2. МОДЕЛЬ ГЛОБАЛЬНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ МСВА

С целью исследования влияния СА на характеристики СПВ выполнены численные эксперименты с использованием МСВА [Pogoreltsev et al., 2007]. На нижней границе амплитуды СПВ задаются на основании данных о геопотенциальных высотах в нижних слоях атмосферы из базы данных

реанализа метеорологической информации JRA-55 (Japanese 55-year Reanalysis) [Kobayashi et al., 2015] для января месяца, осредненных за 2005–2014 гг. Описание различных версий МСВА можно найти в публикациях авторов, где было исследовано динамическое и тепловое воздействие орографических гравитационных волн на общую циркуляцию атмосферы, квазидвухлетние колебания и ПВ [Гаврилов и др., 2013, 2014; Gavrilo et al., 2015; Koval et al., 2015]. В используемой версии МСВА горизонтальная сетка имеет 36 узлов по широте и 64 узла по долготе. Вертикальная сетка имеет 56 уровней, соответствующих высотам от земной поверхности до 300 км. Koval et al. [2015] описали стадии инициализации МСВА.

Радиационный блок МСВА учитывает зависимость солнечной радиации от СА, в качестве индикатора которой используется поток радиоизлучения Солнца на волне 10.7 см ($F_{10.7}$). Для $F_{10.7}$ характерна цикличность с периодом основного 11-летнего цикла СА [Бруевич и Якунина, 2015]. В данном исследовании были проанализированы временные ряды наблюдений $F_{10.7}$ за 6 последних солнечных циклов [Royal Observatory of Belgium, 2013]. Для характеристики низкого, среднего и высокого уровня СА были выбраны значения $F_{10.7}$, равные 70, 130 и 220 sfu ($1 \text{ sfu} = 10^{-22} \text{ Вт}/(\text{м}^2\text{Гц})$) соответственно. Цель данного исследования – изучение термосферного воздействия СА (см. выше). Поэтому разные значения $F_{10.7}$ задавались в радиационном и термосферном блоках МСВА только выше уровня 100 км. Ниже 100 км во всех расчетах использовалось постоянное значение $F_{10.7} = 130 \text{ sfu}$, соответствующее среднему уровню СА.

Для учета влияния заряженных частиц на движение нейтрального газа на высотах ионосферы в МСВА заданы ионосферные проводимости и учтены их широтные, долготные и временные изменчивости [Shevchuk and Pogoreltsev, 2016]. Магнитное закручивание и ионное трение определялись, соответственно, по формулам [Pogoreltsev, 1996]:

$$M = \frac{\sigma_2 H_z H_0}{c^2}; \quad I = -\frac{\sigma_1 H_0^2}{\rho c^2}, \quad (1)$$

где H_0 , H_z – модуль вектора магнитной напряженности и значение его вертикальной составляющей; c – скорость света; ρ – плотность нейтральной атмосферы; σ_1 и σ_2 – ионосферные проводимости Педерсена и Холла, рассчитанные по формулам [Shevchuk and Pogoreltsev, 2016]:

$$\sigma_1 = eN(\mu_1^e + \mu_1^i); \quad \sigma_2 = eN(\mu_2^e - \mu_2^i). \quad (2)$$

Здесь e , N – заряд электрона и счетная концентрация электронов. Подвижности электронов и ионов

в этих уравнениях определяются при помощи следующих выражений [Гуревич и Цедилина, 1967]:

$$\begin{aligned} \mu_1^e &= \frac{e}{m_e A v_{in}^2} (\omega_i^2 v_{en} + v_e v_{in}^2); \\ \mu_1^i &= \frac{e}{m_i A v_{in}^2} (\omega_e^2 + v_e v_{en}^2); \\ \mu_2^e &= \frac{e \omega_e}{m_e A v_{in}^2} \left(\omega_i^2 + v_{in}^2 + \frac{m_e}{m_i} v_{ei} v_{in} \right); \\ \mu_2^i &= \frac{e \omega_e}{m_e A v_{in}^2} \left(\omega_i^2 + \frac{m_e}{m_i} v_{ei} v_{in} \right), \end{aligned} \quad (3)$$

где m_e, m_i – масса электрона и средняя масса ионов; ω_e, ω_i – циклотронная (ларморовская) частота для электронов и ионов соответственно; v_{ei}, v_{en}, v_{in} – частоты столкновений электронов с ионами, электронов с нейтральными частицами и ионов с нейтральными частицами соответственно. Расчет по формулам (1)–(3) производился с использованием ионосферных параметров, взятых из полуэмпирических моделей нейтральной атмосферы NRL-MSISE и ионосферы IRI-Plas [Shevchuk and Pogoreltsev, 2016]. В МСВА были интегрированы среднезональные значения магнитного закручивания и ионного трения, рассчитанные по формулам (1)–(3) для января месяца с учетом суточных вариаций для всех широт, долгот и 23 вертикальных уровней выше 100 км.

Одним из входных параметров для моделей NRL-MSISE и IRI-Plas является поток $F_{10.7}$, что позволяет учитывать зависимость атмосферных и ионосферных характеристик от вариаций солнечной активности при задании $F_{10.7} = 70$ и $F_{10.7} = 220$ для низкой и высокой СА соответственно. Таким образом, зависимость модельных ионосферных проводимостей от СА в МСВА определяется зависимостью от СА параметров, необходимых для расчета проводимостей (концентрация электронов, состав нейтральной и ионизированной компонент и др.).

Для интерпретации модельных расчетов были рассчитаны широтно-высотные распределения квадрата среднезонального квазигеострофического комплексного показателя преломления [Albers et al., 2013; Gavrillov et al., 2015; Karoly and Hoskins, 1982]:

$$n_m^2(\varphi, z) = \frac{\bar{q}_\varphi}{\bar{u} - c} - \left(\frac{m}{a \cos \varphi} \right)^2 - \left(\frac{f}{2NH} \right)^2, \quad (4)$$

где \bar{q}_φ – широтный градиент среднезонального потенциального вихря; \bar{u} – среднезональный зональный ветер; $c = 2\pi a \cos \varphi / (m\tau)$ – зональная фазовая скорость; τ – период волны; φ и z – широта

и высота; a – радиус Земли; f – параметр Кориолиса; N – частота Брента–Вайсяля; H – высота однородной атмосферы. Согласно работам [Dickinson, 1968; Matsuno, 1970], ПВ распространяются в областях атмосферы, в которых $n_m^2(\varphi, z) > 0$. Эти области можно рассматривать как их волноводы. Структуры этих волноводов представлены в разделе 3.3.

Другой характеристикой ПВ принято считать вектор потока Элиассена–Пальма (поток ЭП) $F_m = (F_m^{(\varphi)}, F_m^{(z)})$. Для квазигеострофических условий и log-изобарической вертикальной координаты соответствующие компоненты потока ЭП (деленные на плотность) можно представить в виде [Andrews et al., 1987]:

$$F_m^{(\varphi)} = -a \cos \varphi (\overline{u'v'}), \quad F_m^{(z)} = af \cos \varphi (\overline{v'\theta'}) / \bar{\theta}_z, \quad (5)$$

где штрихи обозначают возмущения, вызванные рассмотренными ПВ модами. Согласно формуле (5), направленный вверх поток ЭП соответствует направленному на север волновому потоку тепла СПВ, а направленный на юг поток ЭП соответствует направленному на север потоку импульса СПВ. Дивергенция потока ЭП определяет ускорение среднезонального потока, создаваемое ПВ.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Для учета воздействия изменений СА только на термосферу, при численных экспериментах в МСВА ниже высоты 100 км задавался постоянный средний уровень СА, а выше 100 км уровень СА менялся от низкого до высокого (см. п. 2). Проанализированы изменения общей циркуляции атмосферы и амплитуд СПВ с зональными волновыми числами $m = 1$ и $m = 2$ (именуемых ниже, как СПВ1 и СПВ2), вызванные влиянием СА на термосферу.

3.1. Общая циркуляция атмосферы

На рисунке 1а изображены высотно-широтные распределения средней по долготе скорости зонального ветра, осредненной за январь–февраль, для высокой (слева) и низкой (в центре) СА, а также соответствующих приращений зонального ветра за счет увеличения СА (справа). Общая структура зональной циркуляции на рис. 1а соответствует эмпирическим моделям (например, [Jacobi et al., 2009]).

Правый рис. 1а показывает, что на средних широтах северного полушария на высотах, превышающих 160 км, скорость зонального ветра выше (до 60–80%) при высокой СА, чем при низкой СА. В южном полушарии зависимость обратная. Ниже уровня 160 км на правом рис. 1а наблюдается чередование областей положительных и отрицательных

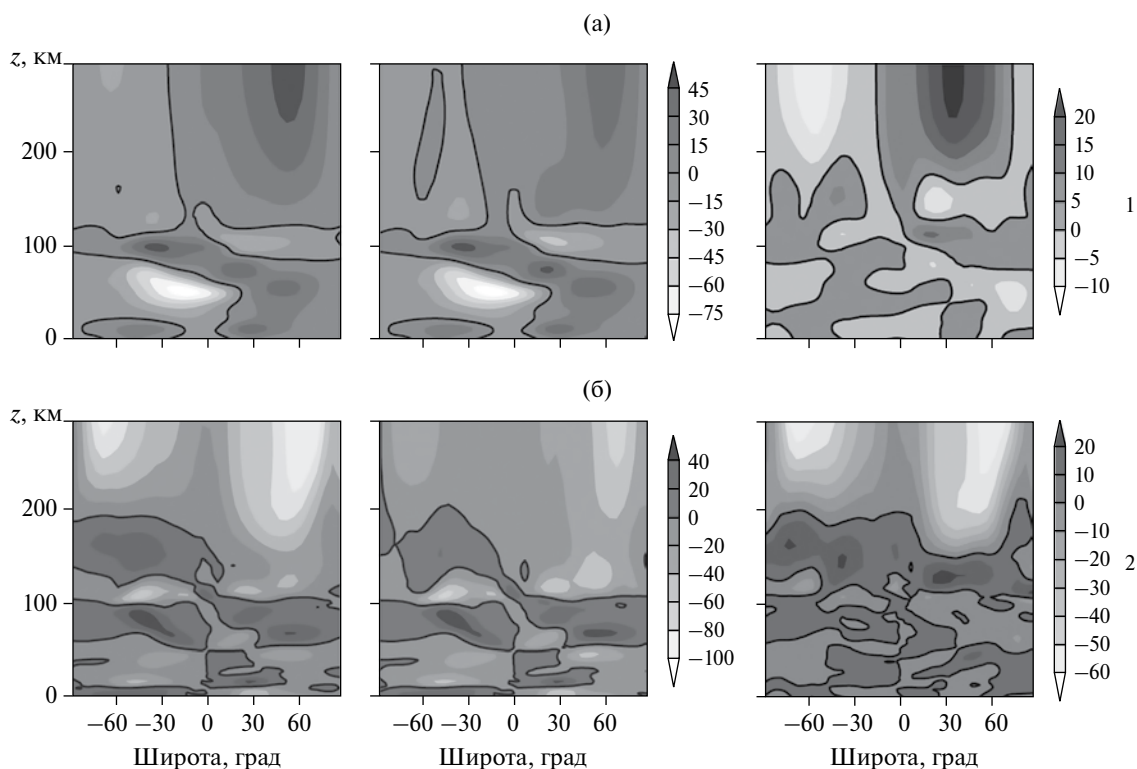


Рис. 1. Средние за январь-февраль распределения осредненной по долготе скорости зонального ветра в м/с (*а*) и меридионального градиента температуры в К/град (*б*) для высокой (слева) и низкой (в центре) СА, а также приращения (разности) соответствующих величин при увеличении СА (справа).

приращений зонального ветра. Относительные приращения модуля зональной скорости на высотах 90–120 км могут достигать до 25%. Интересной особенностью является область существенного уменьшения скорости зонального ветра при увеличении СА в высоких широтах северного полушария на высотах 30–60 км (см. правый рис. 1*а*). Это показывает, что воздействие СА в термосфере может оказывать существенное влияние на общую циркуляцию средней атмосферы.

Изменения скорости зонального ветра на рис. 1*а* можно объяснить влиянием СА на меридиональные градиенты температуры. На левом и среднем рис. 1*б* изображены осредненные по долготе и за январь-февраль меридиональные градиенты температуры для большой и малой СА, соответственно, а также их приращения (правый рис. 1*б*). Согласно теории, термическая составляющая зонального ветра пропорциональна среднему меридиональному градиенту температуры, при этом в северном полушарии положительный градиент температуры соответствует уменьшению скорости ветра (например, [Гилл, 1986]). Эту теорию подтверждает сравнение правых панелей рис. 1, на которых в северном полушарии отрицательные приращения меридионального градиента температуры в основном соответствуют положительным

приращениям зональной скорости и наоборот. В южном полушарии знаки приращений меридионального градиента температуры и зональной скорости на правых панелях рис. 1 в основном совпадают.

Анализ различных притоков тепла, вносящих вклад в уравнение МСВА для температуры, показывает, что на больших высотах в термосфере солнечный нагрев наибольший в высоких широтах летнего (южного) полушария, а наименьший — в высоких широтах зимнего (северного) полушария. Поэтому, на рис. 1*б* выше 200 км преобладают отрицательные меридиональные градиенты температуры. Динамические процессы и атмосферная циркуляция создают дополнительные притоки тепла, среди которых в основном доминируют горизонтальная адвекция температуры и адиабатические изменения температуры при вертикальных перемещениях воздуха. Правый рис. 1*б* показывает, что увеличение СА приводит к увеличению абсолютной величины отрицательных меридиональных градиентов температуры в термосфере выше 200 км и к их уменьшению на высотах 120–180 км. Это приводит к соответствующим изменениям средней зональной скорости ветра, показанным на правом рис. 1*а*.

При описываемом моделировании влияние СА на солнечные притоки тепла учитывалось только выше 100 км. Поэтому приращения меридиональных градиентов температуры ниже 100 км на правом рис. 1б вызваны изменениями указанных выше динамических притоков тепла и отражают изменения атмосферной циркуляции на правом рис. 1а ниже 100 км, связанные с влиянием СА на термосферу. Такие изменения могут создаваться изменением условий отражения ПВ в термосфере при изменении солнечной активности, которые рассмотрены ниже.

3.2. Амплитуды СПВ

На рисунке 2а, б представлены высотно-широтные распределения амплитуд СПВ1 и СПВ2 с зональными волновыми числами $m = 1$ и $m = 2$, соответственно, в полях геопотенциала, осредненные за январь-февраль. Левые и средние панели рис. 2 соответствуют высокой и низкой СА, на правых панелях изображены приращения амплитуд СПВ при увеличении СА. Видно, что на высотах ниже 90 км амплитуды СПВ больше в средних и высоких широтах северного полушария, что объясняется направлением атмосферной циркуляции на восток в зимней страто-мезосфере. Зональная циркуляция

в средней атмосфере южного полушария меняет свое направление с высотой (см. рис. 1а), что приводит к барьерам в распространении СПВ на высотах, где ветер меняет знак [Charney and Drazin, 1961]. Полученные амплитуды СПВ на высотах до 60 км сравнивались с данными ассимиляции метеорологической информации о тропо-стратосфере Метеорологической службы Великобритании UK Met Office [Swinbank and O'Neill, 1994]. Получено хорошее соответствие между рассчитанными с помощью модели МСВА амплитудами СПВ1 и СПВ2 и полученными в результате ассимиляции.

На высотах больше 100 км значительные амплитуды СПВ1 и СПВ2 наблюдаются в обоих полушариях. Это объясняется большей широтной протяженностью волновода для СПВ в термосфере (см. ниже). Рисунок 2 показывает, что выше 120–150 км в термосфере обоих полушарий амплитуды СПВ1 и СПВ2 в основном меньше при высокой СА, чем при низкой СА. Правые панели рис. 2 показывают существенное (до 30–40%) увеличение амплитуд СПВ1 и СПВ2 на высотах 30–70 км в высоких широтах северного полушария при возрастании СА от малого до большого уровня. Это соответствует области уменьшения скорости зонального ветра, отмечавшейся ранее на правом рис. 1а. В литературе

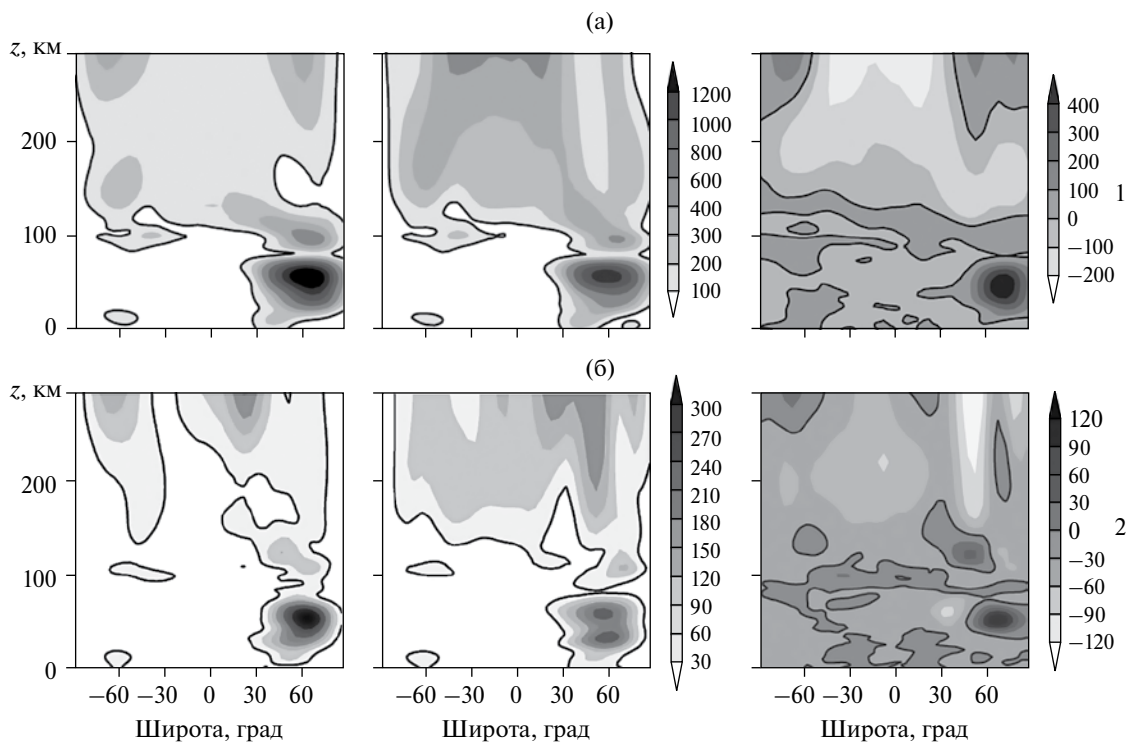


Рис. 2. Средние за январь-февраль распределения амплитуд вариаций геопотенциала в г.п.м. под действием СПВ1 (а) и СПВ2 (б) для высокой (слева) и низкой (в центре) СА, а также приращения (разности) амплитуд СПВ за счет увеличения СА (справа).

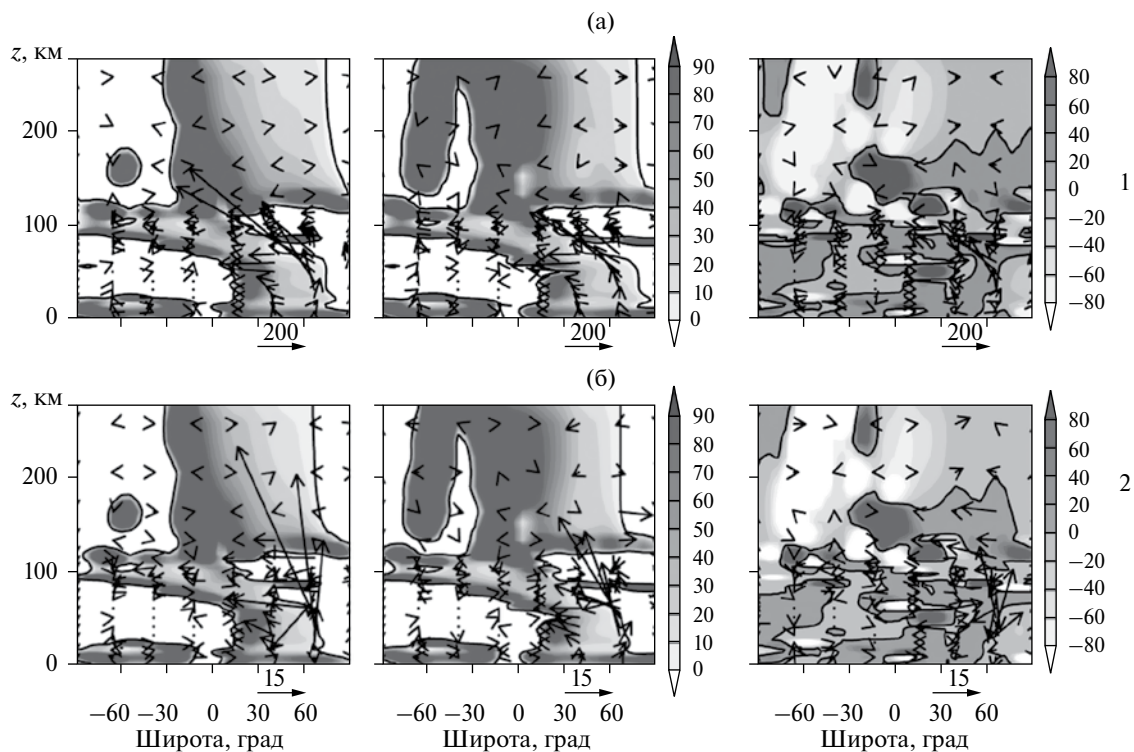


Рис. 3. Средние за январь–февраль нормированный квадрат показателя преломления атмосферы для СПВ (заливка) и вектор потока Элиассена-Пальма в $\text{м}^3/\text{с}^2$ (стрелки, вертикальная составляющая умножена на 100 для наглядности) для СПВ1 (а) и СПВ2 (б), для высокой (слева) и низкой (в центре) СА, а также приращения этих величин за счет увеличения СА (справа).

одним из возможных механизмов влияния СА на динамику средней атмосферы предполагается изменение условий отражения энергии ПВ на больших высотах при изменении солнечной активности [Arnold and Robinson, 1998; Lu et al., 2017]. Рисунок 2 показывает, что отражение СПВ, распространяющихся из нижележащей атмосферы, на нижней границе термосферы меньше при малой СА, чем при большой СА. Поэтому на рис. 2 при малой СА амплитуды СПВ больше в термосфере и меньше в средней атмосфере, чем при большой СА. Условия распространения СПВ характеризуются показателем преломления атмосферы для ПВ и потоками ЭП, которые анализируются ниже.

3.3. Показатель преломления ПВ и потоки ЭП

С целью интерпретации моделируемых амплитуд СПВ, рассмотренных выше, были рассчитаны показатели преломления атмосферы для СПВ и потоки ЭП (см. разд.2), которые изображены на рис. 3 для высокой и низкой СА. На левом и среднем рис. 3 на высотах 20–60 км волноводные области (где $n_m^2(\varphi, z) > 0$, см. раздел 2) расположены в основном в северном полушарии в зоне умеренных значений направленной на восток зональной скорости. Выше 60–70 км эти зоны пересекают

экватор и доходят до Южного полюса на высотах 90–120 км. В термосфере выше 120 км на рис. 3 волноводы охватывают средние и низкие широты северного полушария и могут распространяться до средних широт южного полушария. Потоки ЭП на рис. 3 направлены в основном вдоль указанных волноводов. На рисунке 2 существуют ненулевые амплитуды СПВ в областях средней атмосферы, расположенных за пределами волноводов. На рисунке 3а, б видно, что часть длинных векторов потока ЭП начинаются из областей, где $n_m^2(\varphi, z) < 0$. Это может означать, что соответствующие СПВ могут генерироваться в средней атмосфере, например, за счет нелинейного взаимодействия различных волновых гармоник со средним течением.

Изменения полей температуры и зональной скорости при изменениях СА приводят к изменениям конфигурации волноводных зон (см. левые и средние панели на рис. 3). В термосфере выше 180 км увеличение СА приводит к уменьшению показателя преломления (см правые панели на рис. 3) и к уменьшению проникновения волноводной зоны в южное полушарие на средних панелях рис. 3. Уменьшение показателя преломления и направленные к северу вектора приращений потока ЭП (см. рис. 3) способствуют худшим условиям

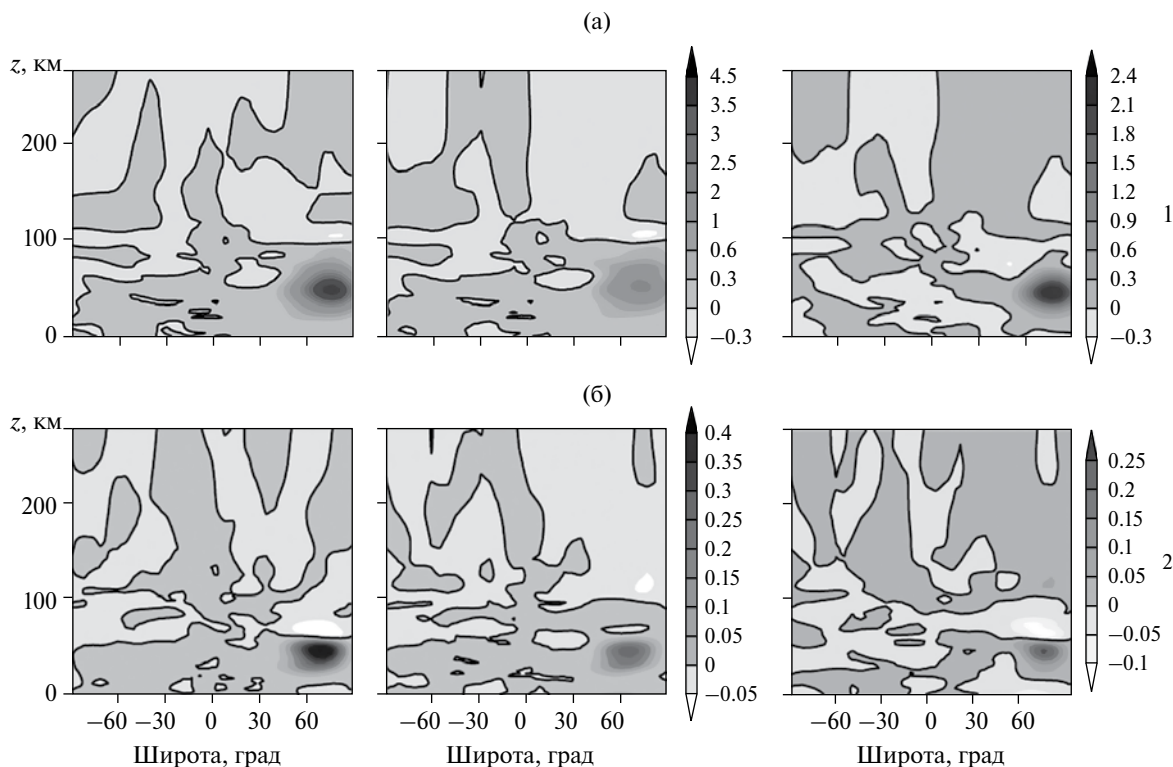


Рис. 4. Осредненная за январь-февраль вертикальная компонента вектора потока ЭП в $\text{м}^3/\text{с}^2$ для СПВ1 (а) и СПВ2 (б), для высокой (слева) и низкой (в центре) СА, а также приращения этих величин за счет увеличения СА (справа).

распространения СПВ в этих областях термосферы при высокой СА и соответствующим меньшим амплитудам СПВ на левых панелях рис. 2.

Правые панели рис. 3 показывают отрицательные изменения квадрата показателя преломления при увеличении СА на высотах 90–120 км. Ухудшение условий распространения СПВ из нижележащих слоев на этих высотах может создать дополнительные препятствия для проникновения СПВ в термосферу и усилить отражение волн при большой солнечной активности. Это подтверждает рис. 4, на котором изображена осредненная за январь-февраль вертикальная компонента потока ЭП. В областях максимумов амплитуд СПВ1 и СПВ2 на рис. 2 на высотах 50–70 км на средних и в высоких широтах северного полушария на соответствующих графиках рис. 4 наблюдаются значительные восходящие потоки ЭП, особенно при высокой СА. Эти потоки могут способствовать формированию максимумов амплитуд СПВ на этих высотах. Вертикальный поток ЭП для СПВ1 при высокой СА затухает быстрее, и на высотах 90–110 км становится слабее, чем при низкой СА (см. соответствующие отрицательные приращения потока ЭП на правых панелях рис. 4а). Это может свидетельствовать о более сильном отражении

СПВ1 при высокой СА на указанных высотах. Этот эффект более выражен для СПВ2 на рис. 4б, где при увеличении СА вертикальный поток ЭП меняет свое направление в северном полушарии с восходящего на нисходящее на высотах от 60 до 110 км. Усиление отражения волн может приводить к уменьшению амплитуд СПВ, распространяющихся в термосферу из нижележащей атмосферы, при большой СА.

Согласно теории СПВ (например, [Andrews et al., 1987]), направленные вверх потоки ЭП соответствуют волновым потокам тепла, направленным на север. Поэтому значительные восходящие потоки ЭП в высоких северных широтах в средней атмосфере на рис. 4 могут создавать значительный перенос тепла к Северному полюсу и создавать нагрев приполярной области во время полярной ночи. Такой нагрев может уменьшать скорость циркумполярного вихря в высоких широтах зимнего полушария. Согласно рис. 4, восходящие потоки ЭП и волновой нагрев в средней атмосфере больше при высокой солнечной активности. Таким образом, увеличение волнового нагрева приполярной области может вносить вклад в уменьшение средней зональной скорости на высотах 30–60 км в высоких широтах северного полушария

при увеличении СА, которое заметно на правом рис. 1а.

Указанное изменение отражения СПВ в верхней атмосфере при изменении СА может частично объяснить наблюдаемые проявления СА в циркуляции средней атмосферы (см., например, [Labitze and van Loon, 1988]). Для более детального исследования эффектов СА в средних слоях атмосферы требуется численное моделирование, учитывающее не только отражение СПВ в термосфере, но и прямые воздействия изменений солнечной радиации и интенсивности космических лучей на тепловой режим и динамику средней атмосферы.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С помощью термосферной версии модели общей циркуляции атмосферы МСВА были рассчитаны амплитуды СПВ с зональными волновыми числами $m = 1$ и $m = 2$ для января-февраля на высотах от земной поверхности до 300 км. В термосфере выше 100 км учтены изменения СА при расчете солнечного нагревания и проводимостей ионосферы. Изучено влияние СА на распространение СПВ из средней атмосферы на высоты термосферы.

Численные эксперименты показали, что изменения температуры и циркуляции в термосфере при меняющейся СА могут существенно влиять на распространение СПВ в атмосфере. На высотах больше 120 км амплитуды СПВ при высокой СА становятся меньше, чем при низкой СА. Эти эффекты объясняются изменениями циркуляции атмосферы при разной СА. В частности, существенные изменения меридиональных градиентов температуры приводят к изменениям вертикальных профилей зонального ветра, что влияет на распространение СПВ.

На высотах до 100 км в северном (зимнем) полушарии при высокой СА амплитуды СПВ больше (до 20–30%), чем при низкой СА. Это может быть связано с изменениями условий распространения и отражения СПВ, распространяющихся из тропосферы, на высотах термосферы. Для лучшего понимания условий распространения СПВ были рассчитаны показатели преломления и потоки ЭП, соответствующие рассматриваемым СПВ. Более сильные восходящие потоки ЭП в средней атмосфере северного полушария при высокой СА способствуют увеличению амплитуд СПВ на этих высотах. На высотах 60–110 км может происходить усиление отражения волн, приводящее к ослаблению восходящего потока ЭП для СПВ1 и разворот этого потока на нисходящий для СПВ2 при высокой СА. Изменения распределений квадрата показателя

преломления и потоков ЭП при разных уровнях СА согласуются с изменениями амплитуд СПВ.

Полученные результаты показывают, что изменения циркуляции и температурного режима термосферы при изменениях СА могут влиять на распространение и отражение СПВ, причем последнее может создавать заметные изменения ветра и температуры в нижележащих слоях атмосферы, включая среднюю атмосферу. Вследствие повышенного отражения волн в термосфере, при высокой СА амплитуды СПВ в средней атмосфере северного полушария больше, чем при низком уровне СА. В средней атмосфере южного полушария СПВ не распространяются из-за барьеров, возникающих на высотах, где зональный ветер меняет свое направление. На высотах больше 100 км СПВ распространяются вдоль волноводов не только в северном, но и в южном полушарии. При этом амплитуды СПВ выше 120 км больше при малой СА.

Адаптация и интеграция данных о магнитном закручивании и ионном трении для модели МСВА выполнены при поддержке Совета по грантам Президента Российской Федерации (МК-1424.2017.5). Расчеты СПВ, потоков ЭП и показателей преломления произведены при поддержке РФФИ, (№ 16-35-60013 мол_а_дк).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бруевич Е.А., Якунина Г.В. Циклическая активность Солнца по наблюдениям индексов активности на разных временных шкалах // Вестн. МГУ. Сер. 3. Физика, астрономия. Т. 4. С. 66–74. DOI: 10.3103/S0027134915040062. 2015.
- Витинский Ю.И., Копецкий М., Куклин Г.В. Статистика пятнообразовательной деятельности Солнца. М.: Наука, 296 с. 1986.
- Гаврилов Н.М., Коваль А.В., Погорельцев А.И., Савенкова Е.Н. Численное моделирование влияния стационарных мезомасштабных орографических волн на меридиональную циркуляцию и потоки озона в средней атмосфере // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 54. № 3. С. 412–419. 2014.
- Гаврилов Н.М., Коваль А.В., Погорельцев А.И., Савенкова Е.Н. Численное моделирование реакции общей циркуляции средней атмосферы на пространственные неоднородности орографических волн // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 49. № 4. С. 401–408. 2013.
- Гилл А. Динамика атмосферы и океана. Т. 1. М.: Мир, 299 с. 1986.
- Гуревич А.В., Цедилина Е.Е. Движение и расплывание неоднородностей в плазме // УФН. 91. С. 609–643. 1967.
- Кривоуцкий А.А., Черепанова Л.А., Дементьева А.В., Репнев А.И., Ключникова А.В. Глобальная циркуляция

- атмосферы Земли на высотах от 0 до 135 км, рассчитанная с помощью модели ARM. Учет вклада солнечной активности // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 55. № 6. С. 808–828. 2015.
- *Albers J.R., McCormack J.P., Nathan T.R.* Stratospheric ozone and the morphology of the northern hemisphere planetary waveguide // *J. Geophys. Res. Atmos.* V. 118. P. 563–576. doi:10.1029/2012JD017937. 2013.
- *Andrews D.G., Holton J.R., Leovy C.B.* Middle atmosphere dynamics. New York: Acad. Press. 489 p. 1987.
- *Arnold N.F., Robinson T.R.* Solar cycle changes to planetary wave propagation and their influence on the middle atmosphere circulation // *Ann. Geophysicae.* V. 16. № 1. P. 69–76. 1998.
- *Chanin M.-L.* Signature of the 11-year cycle in the upper atmosphere // *Space Sci. Rev.* V. 125. P. 261–272. DOI: 10.1007/s11214-006-9062-5. 2006.
- *Charney J.G., Drazin P.G.* Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere // *J. Geophys. Res.* V. 66. № 1. P. 83–109. 1961.
- *Dickinson R.E.* Planetary Rossby waves propagating vertically through weak westerly wave guides // *J. Atmos. Sci.* V. 25. P. 984–1002. 1968.
- *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.* V. 67. № 1. DOI:10.1186/s40623-015-0259-2. 2015.
- *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.* V. 37. P. 1197–1215. 1980.
- *Haynes P.H., McIntyre M.E., Shepherd T.G., Marks C.J., Shine K.P.* On the “downward control” of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces // *J. Atmos. Sci.* V. 48. № 4. P. 651–678. 1991.
- *Holton J.R.* The dynamic meteorology of the stratosphere and mesosphere // *Meteorol. Monogr.* V. 15. № 37. 218 p. 1975.
- *Hoppner K., Bittner M.* Evidence for solar signals in the mesopause temperature variability? // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 69. P. 431–448. 2007.
- *Jacobi Ch., Fröhlich K., Portnyagin Y. et al.* Semi-empirical model of middle atmosphere wind from the ground to the lower thermosphere // *Adv. Space Res.* V. 43. P. 239–246. 2009.
- *Jacobi Ch., Hoffmann P., Kurschner D.* Trends in MLT region winds and planetary waves, Collm (52°N, 15°E) // *Ann. Geophysicae.* V. 26. № 5. P. 1221–1232. 2008.
- *Jarvis M.J.* Planetary wave trends in the lower thermosphere – Evidence for 22-year solar modulation of the quasi 5-day wave // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 68. № 1. P. 1902–1912. 2006.
- *Karoly D.J., Hoskins B.J.* Three dimensional propagation of planetary waves // *J. Meteorol. Soc. Jpn.* V. 60. № 1. P. 109–123. 1982.
- *Kobayashi S., Ota Y., Harada H.* The JRA–55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics // *J. Meteorol. Soc. Jpn.* V. 93. № 1. P. 5–48. DOI:10.2151/jmsj.2015-00. 2015.
- *Koval A.V., Gavrilov N.M., Pogoreltsev A.I., Savenkova E.N.* Experiments on sensitivity of meridional circulation and ozone flux to parameterizations of orographic gravity waves and QBO phases in a general circulation model of the middle atmosphere // *Geosci. Model Dev. Discussions* V. 8. № 7. P. 5643–5670. DOI: 10.5194/gmdd-8-5643-201. 2015.
- *Labitzke K., van Loon H.* Association between the 11-year Solar Cycle, the QBO, and the Atmosphere. Part II: Surface and 700 mb in the Northern Hemisphere in Winter // *J. Clim.* V. 1. № 9. P. 905–920. 1988.
- *Lu H., Scaife A.A., Marshall G.J., Turner J., Gray L.J.* Downward wave reflection as a mechanism for the stratosphere-troposphere response to the 11-year solar cycle // *J. Clim.* V. 30. № 7. P. 2395–2414. DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0400.1. 2017.
- *Matsuno T.* Vertical propagation of stationary planetary waves in the winter Northern Hemisphere // *J. Atmos. Sci.* V. 27. № 6. P. 871–883. 1970.
- *Pogoreltsev A.I.* Simulation of the influence of stationary planetary waves on the zonally averaged circulation of the mesosphere/lower thermosphere region // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 58. № 10. P. 1125–1141. 1996.
- *Pogoreltsev A.I., Vlasov A.A., Froehlich K., Jacobi Ch.* Planetary waves in coupling the lower and upper atmosphere // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 69. N1. P. 2083–2101. DOI: 10.1016/j.jastp.2007.05.014. 2007.
- *Pudovkin M.I., Veretenenko S.V.* Cloudiness decreases associated with Forbush decreases of galactic cosmic rays // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 57. № 11. P. 1349–1355. 1995.
- Royal Observatory of Belgium (ROB). 2013. <http://sidc.be/silso/datafiles>
- *Shevchuk N.O., Pogoreltsev A.I.* Upper Atmosphere Conductivity Model and Conductivities Effects on Modeling of Atmospheric Tides / *Proc. Intern. Conf. “Atmosphere, ionosphere, safety” (AIS–2016)*. P. 500. Kaliningrad, Russia, June 19–25, 2016. ISBN 978-5-9971-0412-2.
- *Swinbank R., O’Neill A.* Stratosphere-troposphere assimilation system // *Mon. Weather Rev.* V. 122. P. 686–702. 1994.