

УДК 550.385.21

МОДЕЛИРОВАНИЕ НЕМИГРИРУЮЩИХ ПРИЛИВОВ В СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЕ

© 2011 г. Е. В. Суворова, А. И. Погорельцев

Российский государственный гидрометеорологический университет, г. Санкт-Петербург

e-mail: ev-suvorova@yandex.ru

Поступила в редакцию 13.07.2009 г.

После доработки 13.04.2010 г.

На основе расчетов с использованием модели общей циркуляции средней и верхней атмосферы исследуется относительная роль распределенных в атмосфере источников немигрирующих приливов. Показано, что зимой, когда планетарные волны в стратосфере хорошо развиты, основной вклад в генерацию немигрирующих приливов вносит нелинейное взаимодействие между мигрирующими приливами и квазистационарной планетарной волной с зональным волновым числом 1 (СПВ1). Учет в модели долготных неоднородностей озона приводит к появлению дополнительных источников немигрирующих приливов, обусловленных неоднородным по долготе нагревом атмосферы, вклад которых может быть сопоставим с вкладом от нелинейного взаимодействия при ослаблении амплитуды СПВ1 в стратосфере.

1. ВВЕДЕНИЕ

Приливные колебания ветра и температуры являются одним из основных процессов, формирующих динамический и термический режим мезосферы и нижней термосферы (МНТ). Изучение изменчивости приливов и источников, ответственных за их генерацию, является ключевым моментом, ведущим к пониманию энергетики и динамики данного высотного региона. Разделяют мигрирующие (бегущие за Солнцем) и немигрирующие атмосферные приливы, фазовая скорость которых не совпадает со скоростью движения Солнца [Lindzen, 1979]. Основным источником мигрирующих приливов является поглощение солнечного излучения водяным паром в тропосфере и озоном на стратосферных высотах [Чепмен и Линдзен, 1972; Forbes, 1995]. Немигрирующие приливы могут возбуждаться различными источниками, среди которых следует отметить следующие: нелинейное взаимодействие планетарных волн и мигрирующих приливов [Oberheide et al., 2002; Angelats i Coll and Forbes, 2002; Yamashita et al., 2002; Grieger et al., 2004], выделение скрытой теплоты при фазовых переходах в тропосфере [Forbes et al., 1997; Hagan and Forbes, 2002; 2003], а также долготные неоднородности нагрева атмосферы, обусловленные распределением материков и океанов [Tsuda and Kato, 1989]. В стратосфере источниками немигрирующих приливов являются долготные неоднородности нагрева атмосферы при поглощении солнечной радиации, вызванные неравномерным распределением озона по долготе. В работе на основе модельных расчетов с использованием модели средней и верхней атмосферы

(МСВА) исследуется относительная роль распределенных в средней атмосфере источников немигрирующих приливов, обусловленных долготными неоднородностями озона и нелинейным взаимодействием между мигрирующими приливами и стационарной планетарной волной с зональным волновым числом $m = 1$ (СПВ1).

2. ОПИСАНИЕ МОДЕЛЬНОГО ЭКСПЕРИМЕНТА

Для анализа немигрирующих приливов в МНТ и источников их генерации использовалась трехмерная нелинейная модель общей циркуляции атмосферы МСВА [Погорельцев, 2007; Pogoreltsev et al., 2007], разработанная на основе модели COMMA-LIM (Cologne Model of the Middle Atmosphere-Leipzig Institute for Meteorology) [Fröhlich et al., 2003]. Горизонтальное разрешение модели 5×5.625 градусов (широта \times долгота). В качестве вертикальной координаты в МСВА используется \log – изобарическая безразмерная высота $x = \ln\left(\frac{p}{1000}\right)$, где p – давление в гПа. В дальнейшем на рисунках приводится размерная \log – изобарическая высота $z = x \times 7$ км, которая в средней атмосфере примерно соответствует геопотенциальной (геометрической) высоте. Расчеты проводились с равномерным шагом по высоте $\Delta x = 0.406$. Использовалась версия модели с 48-ю уровнями по вертикали, т.е. область интегрирования по высоте составляла 0–135 км. В качестве нижних граничных условий на уровне 1000 гПа задавались осредненные за 1992–2002 гг. распределения гео-

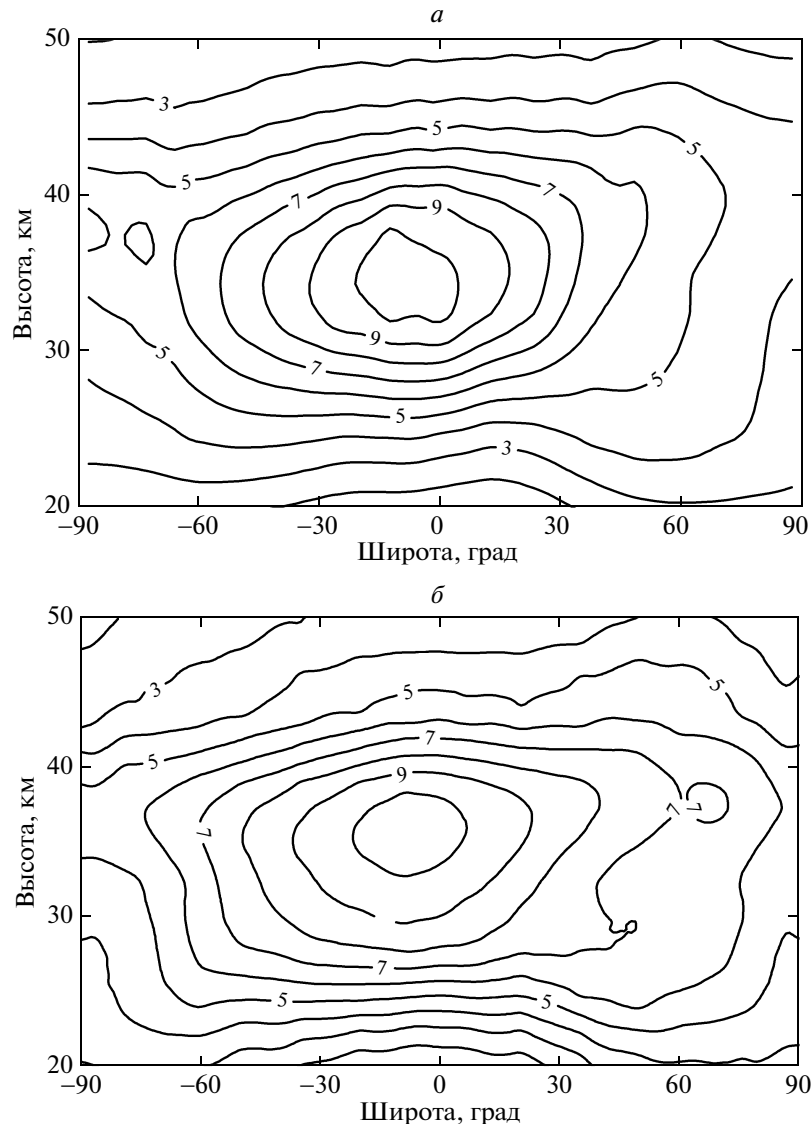


Рис. 1. Широтно-высотная структура климатического распределения среднезональной концентрации озона для января согласно разработанной модели (а) и работе [Randel and Wu, 2007] (б). В обоих случаях осреднение проводилось за 1996–2005 гг. Расстояние между изолиниями 1 ppmv.

потенциальной высоты и температуры для января, учитывающие среднезональные значения, а также стационарные планетарные волны с зональными числами $m = 1-3$, которые были получены из данных NCEP/NCAR ре-анализа [Kalnay et al., 1996]. Было проведено два модельных эксперимента (в результате получено два ансамбля решений) по расчету атмосферной циркуляции для условий зимы Северного полушария (январь–февраль).

При получении первого ансамбля решений (*Ens1*) использовалось трехмерное распределение озона для января с учетом климатических (осредненных за 1996–2005 гг.) долготных неоднородностей озона [Погорельцев и др., 2009]. Данная модель представляет собой объединение трех полу-

эмпирических моделей распределения озона: ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, проект ERA-40 [Uppala et al., 2005]), GOME (Global Ozone Monitoring Experiment [GOME Users Manual, 1995]) и Berlin Model [Fortuin and Langematz, 1995]. От поверхности 1000 до 30 гПа используются данные ECMWF, от 10 до 0.3 гПа – данные GOME, выше 0.3 до 0.003 гПа – Berlin Model. Между 30 и 10 гПа данные по озону интерполируются, используя распределения ECMWF и GOME. На уровне 0.3 гПа концентрация озона рассчитывается как среднее между значениями GOME и Berlin Model. Во втором случае (*Ens2*) использовались осредненные по долготе распределения озона на каждом уровне. Широтно-высотная структура среднезонального распре-

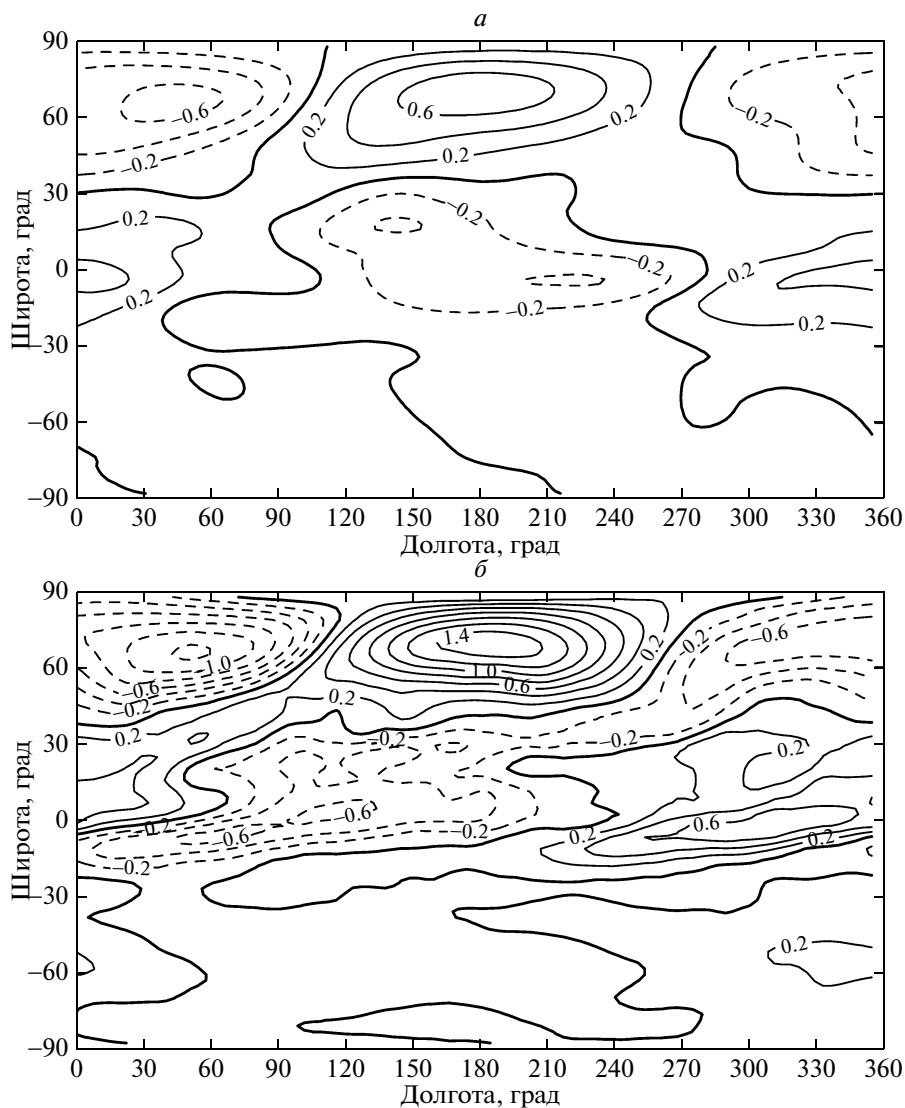


Рис. 2. Отклонения относительной концентрации озона от среднесезональных значений на уровнях 30 (а) и 10 гПа (б). Расстояние между изолиниями 0.2 rrmv.

деления относительной концентрации озона для января показана на рис. 1а. На высотах стратосферы имеется хорошее соответствие используемых нами среднесезональных распределений с эмпирической моделью климатологии озона [Randel and Wu, 2007] (рис. 1б). Отклонения относительной концентрации озона от среднесезональных значений на уровнях 30 (ECMWF) и 10 гПа (GOME) для января показаны на рис. 2а и 2б, соответственно. Из рисунка видно, что структура долготных неоднородностей озона схожа на обоих уровнях, несмотря на различия в схемах ассимиляции данных в моделях ECMWF и GOME. Следует отметить, что изменчивость концентрации озона по долготе проявляется не в отдельных слоях, а охватывает всю толщу стратосферы, что, в свою очередь, должно оказывать влияние на нагрев атмо-

сферы за счет поглощения молекулами озона солнечной радиации.

Каждый из полученных ансамблей включает в себя 10 вариантов (*Runs*), рассчитанных с различными начальными условиями. Изменение параметров атмосферной циркуляции от варианта к варианту можно интерпретировать как аналог наблюдаемой в природе межгодовой изменчивости [Погорельцев, 2007]. Для оценки модельной климатологии рассматривались распределения метеорологических полей как для отдельных вариантов, так и осредненные по 10-ти вариантам для каждого ансамбля решений, на основе которых был проведен анализ влияния учета в МСВА долготных неоднородностей озона на изменение климатологических распределений температуры, ветра и структуры СПВ1.

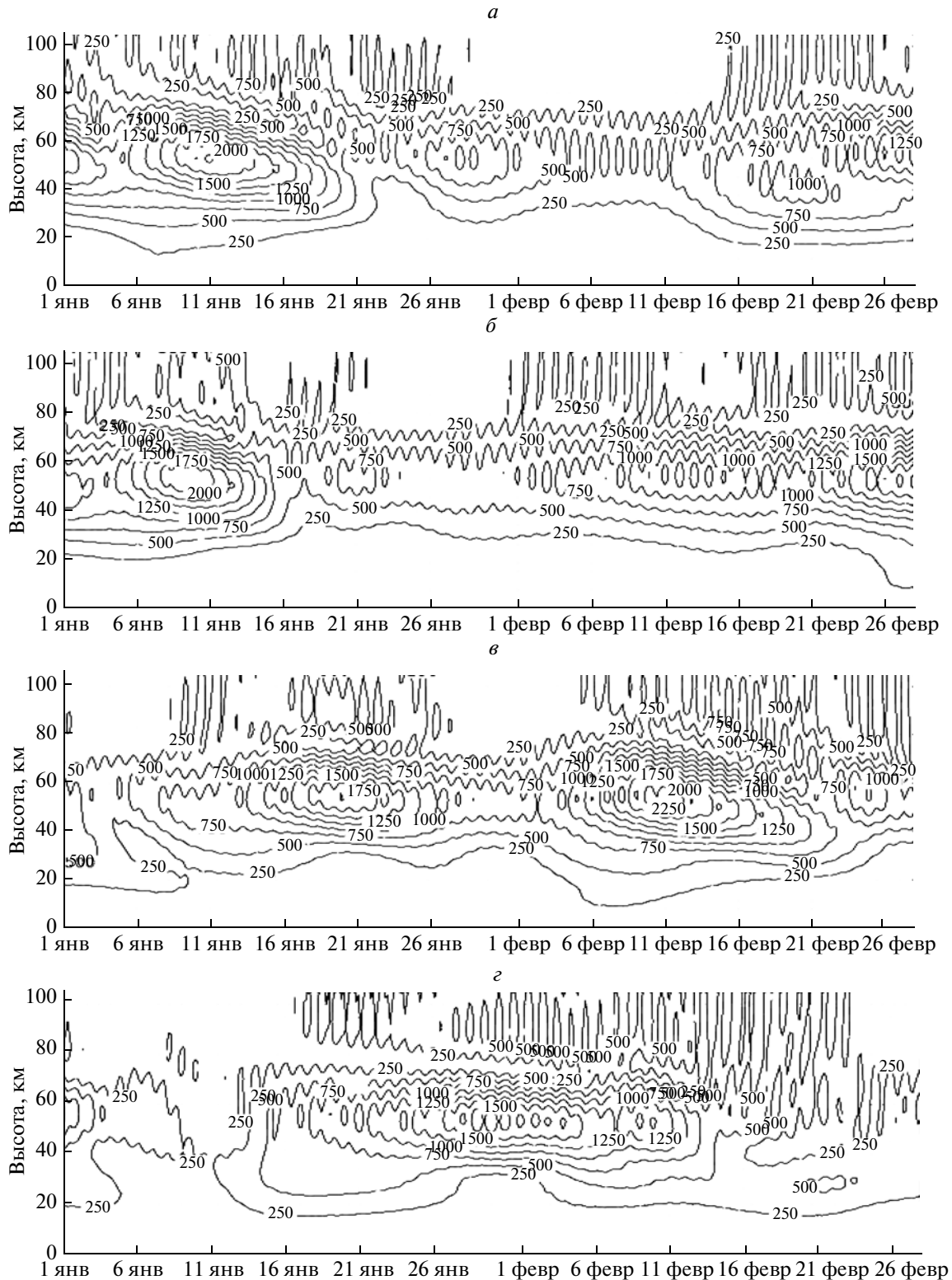


Рис. 3. Высотно-временные сечения амплитуды первой зональной гармоники в геопотенциальной высоте на широте 62.5°N для вариантов Run 1 (*a*, *б*) и Run 8 (*в*, *г*). На верхнем и нижнем рисунке для каждого варианта показаны результаты, полученные при учете долготных неоднородностей озона (*a*, *в*) и с использованием средnezональных значений (*б*, *г*), соответственно.

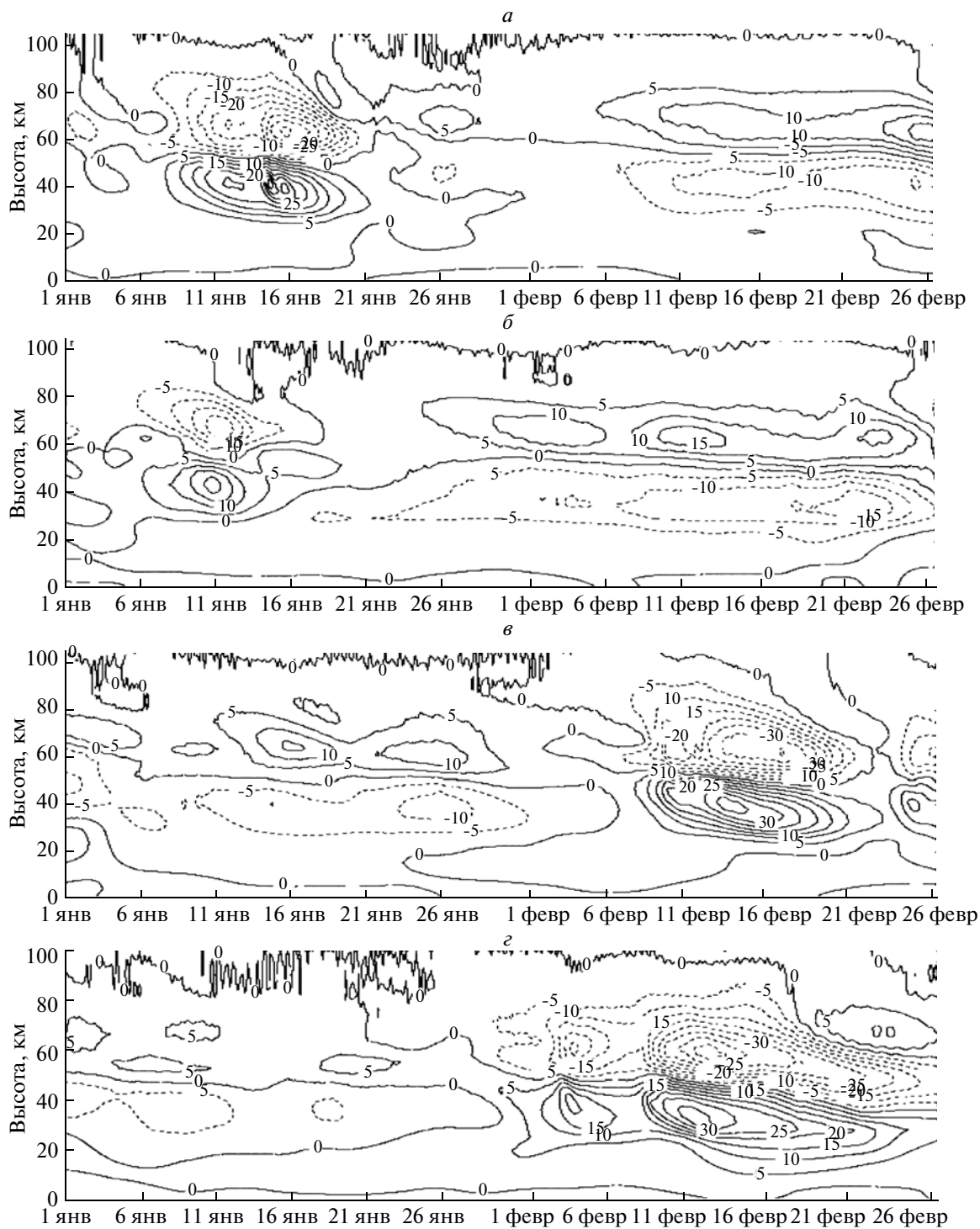


Рис. 4. Высотно-временные сечения отклонения температуры от средней по ансамблю (климатической) на широте 87.5° N для вариантов Run 1 (а, б) и Run 8 (в, з). На верхнем и нижнем рисунке для каждого варианта показаны результаты, полученные при учете долготных неоднородностей озона (а, в) и с использованием среднезональных значений (б, з), соответственно.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Предварительные результаты моделирования показали, что при учете долготных вариаций озона распределение фазы СПВ1 в геопотенциальной высоте существенно не изменилось, а осред-

ненная по ансамблям амплитуда в стратосфере зимнего полушария возросла примерно на 200 м [Суворова и Погорельцев, 2008].

В результате нелинейного взаимодействия СПВ1 ($m = 1$, период $T = \infty$, т.е. частота $\omega = 0$) и мигри-

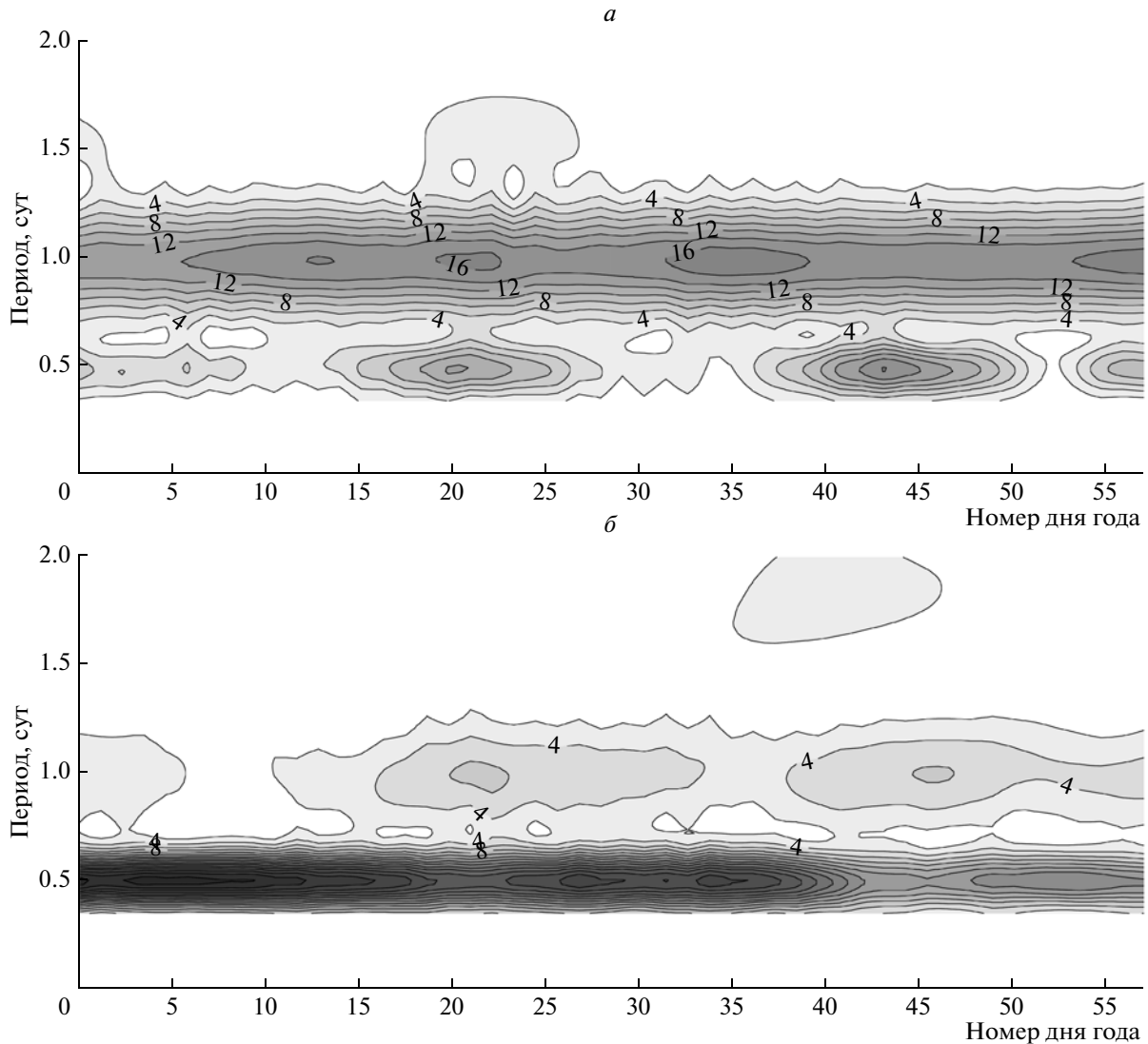


Рис. 5. Амплитудные вейвлет спектры для распространяющихся на запад волн с $m = 1$ и $m = 2$ (верхний и нижний рисунок, соответственно) в меридиональном ветре на широте 17.5° S для высоты 120 км. Вариант с учетом долготных неоднородностей озона.

рующих суточного ($m = 1$, $T = 24$ ч) и полусуточного ($m = 2$, $T = 12$ ч) приливов формируются четыре немигрирующих прилива: ($m = 2$, $T = 24$ ч) и ($m = 0$, $T = 24$ ч), ($m = 3$, $T = 12$ ч) и ($m = 1$, $T = 12$ ч) [Spizzichino, 1969]. Анализ спутниковых измерений [Oberheide and Gusev, 2002], а также предварительный анализ наших модельных расчетов показывают, что наиболее существенные амплитуды в МНТ области имеют немигрирующие суточный ($m = 2$) и полусуточный ($m = 1$) приливы. Поэтому в дальнейшем мы будем рассматривать только эти составляющие немигрирующих приливов.

В работе [Pogoreltsev et al., 2007] было показано, что во время развития событий внезапных стратосферных потеплений (ВСП) замечены долгопериодные изменения мигрирующего суточно-

го прилива, а также происходит существенное увеличение амплитуды немигрирующего полусуточного прилива с $m = 1$. Отметим, что при развитии ВСП амплитуда СПВ1, как правило, возрастает из-за нелинейного взаимодействия волны и зонального потока в стратосфере. Таким образом, доминирующим источником немигрирующих приливов в данном случае следует ожидать нелинейное взаимодействие СПВ1 и мигрирующих приливов. При отсутствии ВСП основным источником немигрирующих приливов, по-видимому, является незональный нагрев, обусловленный долготными неоднородностями озона. Рассматривая временные интервалы с событиями ВСП и при их отсутствии (сильная и слабая СПВ1, соответственно), можно проанализировать вклад каждого из источников генерации немигрирующих приливов. Для каждого модель-

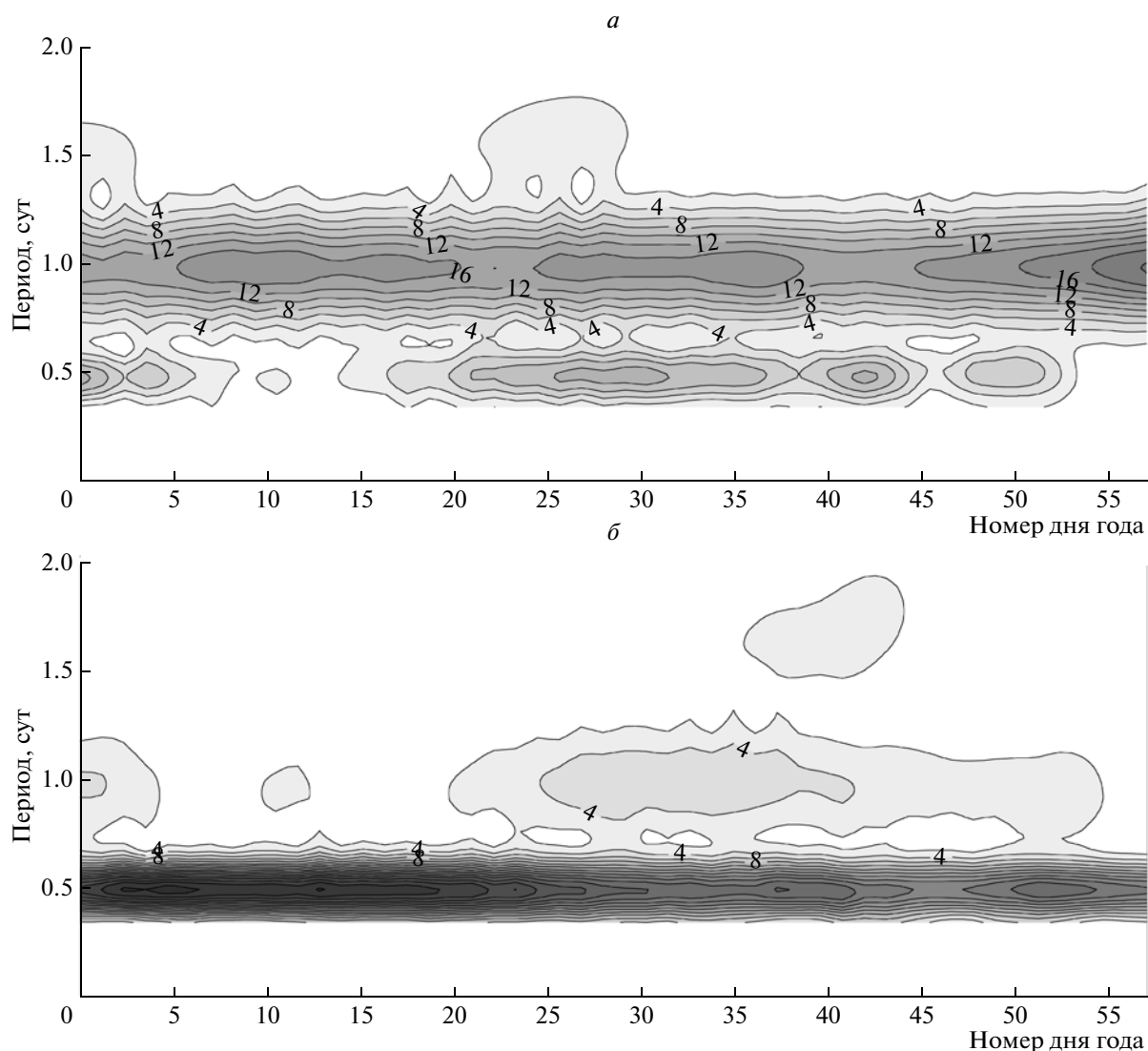


Рис. 6. Амплитудные вейвлет спектры для распространяющихся на запад волн с $m = 1$ и $m = 2$ (верхний и нижний рисунок, соответственно) в меридиональном ветре на широте $17.5^\circ S$ для высоты 120 км. Вариант с использованием среднезональной концентрации озона.

ного варианта были рассчитаны амплитуда зональной гармоники с волновым числом $m = 1$ в поле геопотенциальной высоты для широты $62.5^\circ N$ (рис. 3) и отклонение температуры в течение января–февраля от средней по ансамблю (климатической) на широте $87.5^\circ N$ (рис. 4). Результаты расчетов показывают, что высотно-временные сечения амплитуды первой зональной гармоники в геопотенциальной высоте в течение января–февраля при учете долготных неоднородностей озона и использовании среднезональных значений могут как совпадать (рис. 3а и 3б, Run1), так и находиться примерно в противофазе (рис. 3в и 3г, Run8). Учет долготных неоднородностей озона может приводить также к существенному изменению развития событий ВСП (рис. 4а и 4б, Run1). Из рис. 3 и 4 видно, что в случаях быстрого увели-

чения амплитуды первой зональной гармоники в геопотенциальной высоте температура полярной области достаточно быстро растет на стратосферных высотах и уменьшается в мезосфере (рис. 4а и 4б, Run1). Если амплитуда первой зональной гармоники в геопотенциальной высоте увеличивается постепенно и не достигает при этом максимальных значений, полученных в Run1, то температура в полярной стратосфере увеличивается с существенной временной задержкой (рис. 4в и 4г, Run8). Такое различие в развитии событий ВСП может быть объяснено тем, что изменение полярной температуры в стратосфере определяется интегралом по времени от направленного к полюсу вихревого потока тепла за предыдущие моменты времени [Newmann et al., 2001]. В дальнейшем на-

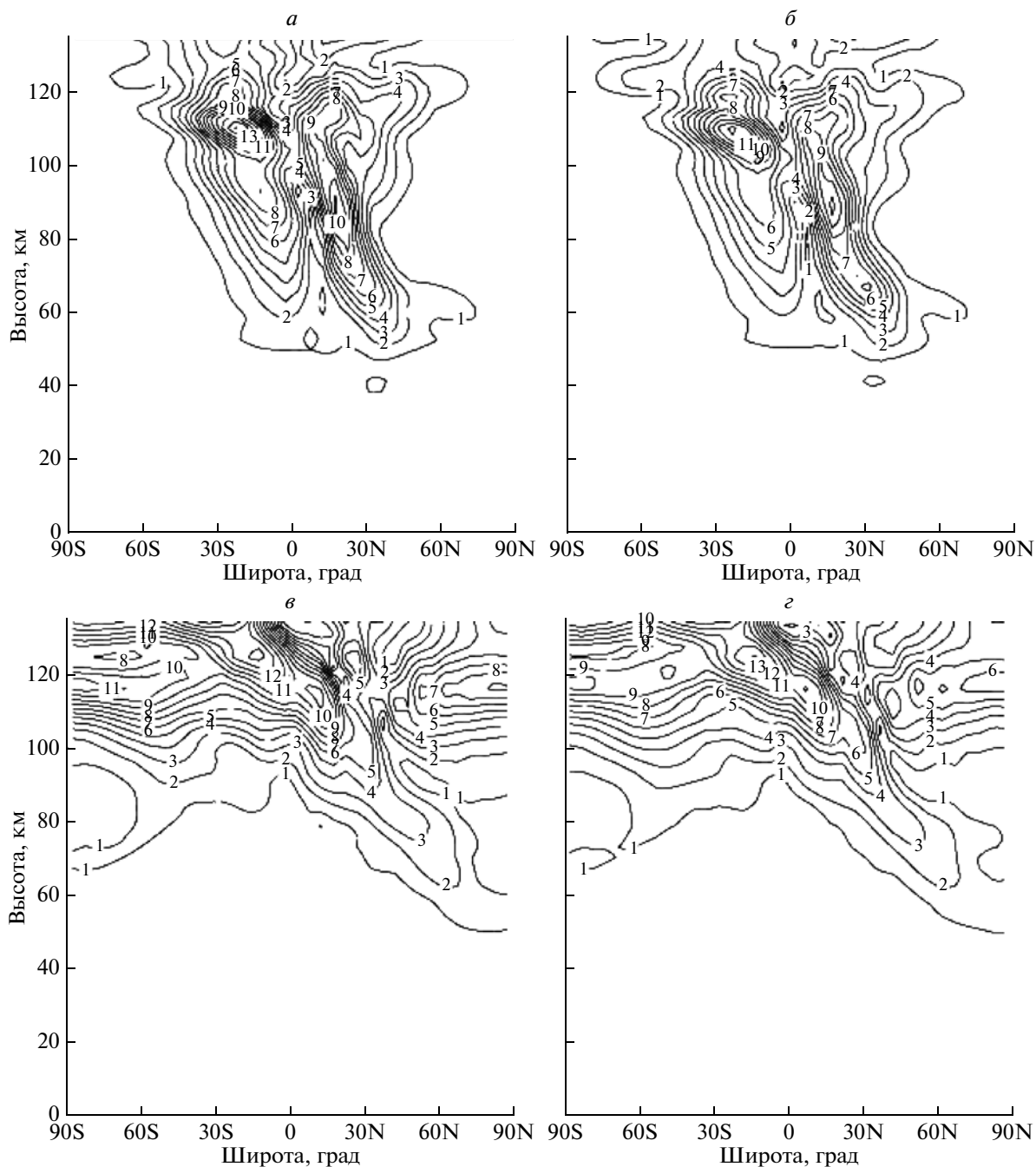


Рис. 7. Амплитуды немигрирующих суточного (*a, б*) и полусуточного (*в, г*) приливов в меридиональном ветре во время развития события ВСП. Результаты получены с учетом долготных неоднородностей озона (*a, в*) и с использованием среднезональных значений (*б, г*). Расстояние между изолиниями 1 м/с.

ми будут рассматриваться результаты расчетов только для варианта *Run 8*.

Для анализа характеристик мигрирующих и немигрирующих приливов в МНТ области с учетом одновременного присутствия волновых компонент, распространяющихся на восток и запад, а также с учетом существенной нестационарности их амплитуд, использовалось вейвлет преобразо-

вание Морле. Полученное по модельным расчетам поле меридионального ветра на заданной высоте (рассматривались вертикальные уровни в термосфере с максимальными значениями амплитуд немигрирующих приливов) было разложено на зональные гармоники $m = 1$ и 2 . Затем для выбранной широты по амплитуде и фазе каждой отдельной гармоники восстанавливались временные ряды реальной и мнимой частей исходного

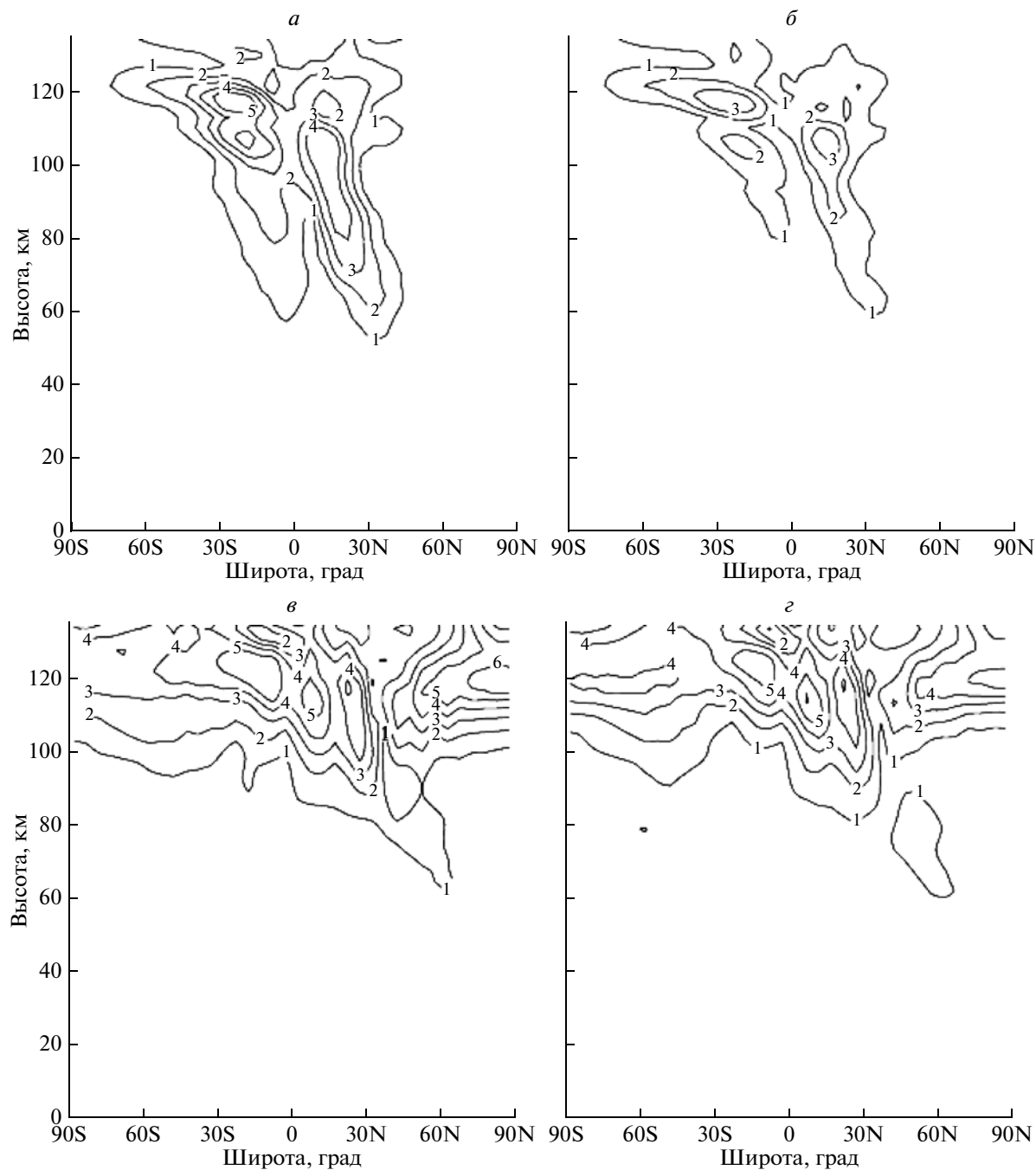


Рис. 8. Амплитуды немигрирующих суточного (*а, б*) и полусуточного (*в, г*) приливов в меридиональном ветре при отсутствии ВСП. Результаты получены с учетом долготных неоднородностей озона (*а, в*) и с использованием среднезональных значений (*б, г*). Расстояние между изолиниями 1 м/с.

поля, к которым и применяется вейвлет преобразование. В результате данного преобразования мы получаем амплитудные спектры отдельно для распространяющихся на запад и на восток волн с периодами от 0 до 2-х дней для января–февраля. На рис. 5 представлены амплитудные спектры вейвлет преобразования для распространяющихся на запад волн с зональными волновыми числами

$m = 1$ и $m = 2$ в меридиональном ветре на широте $17.5^\circ S$ и высоте 120 км для варианта расчета *Run8* с учетом долготных неоднородностей озона. На рис. 6 показаны аналогичные амплитудные спектры для варианта расчета *Run8* с учетом среднезонального распределения озона. Для каждого из вариантов, представленных на рис. 3в и 3г, были выбраны временные интервалы с силь-

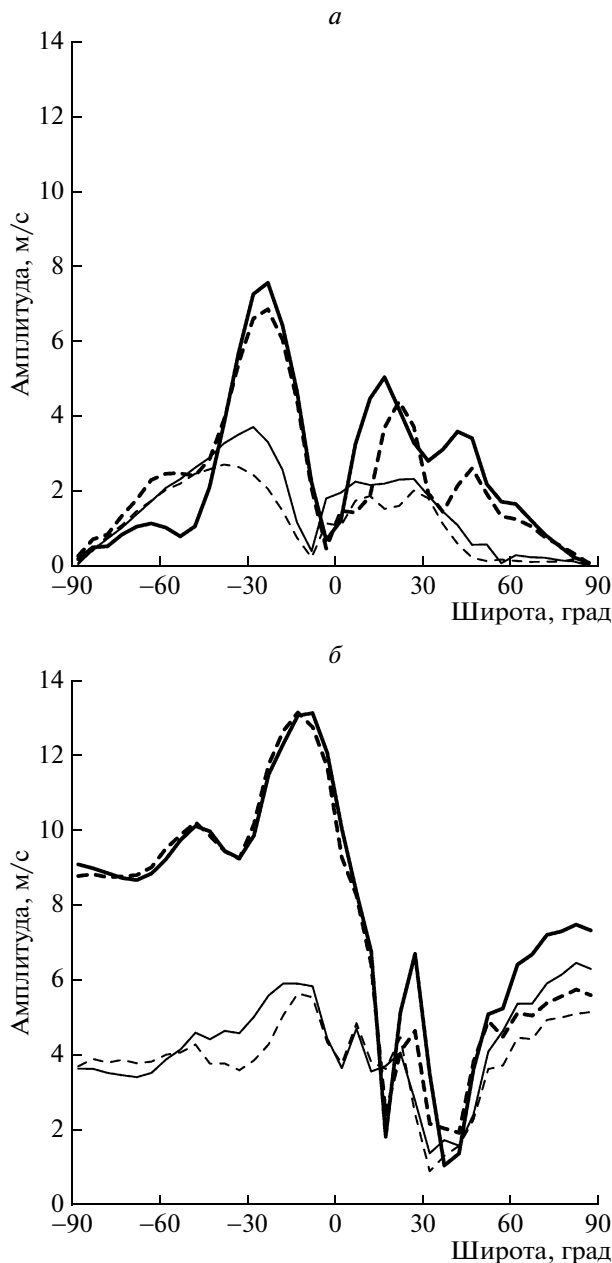


Рис. 9. Амплитуды немигрирующих суточного (а) и полусуточного (б) приливов в меридиональном ветре на высоте 120 км при сильной и слабой СПВ1 (толстые и тонкие линии, соответственно). Сплошной линией показаны результаты, полученные с учетом долготных вариаций озона, штриховой — при использовании среднезонального распределения озона.

ной (17–23 января, вариант с учетом долготных неоднородностей озона и 26 января – 1 февраля, вариант с использованием среднезонального распределения озона) и слабой (3–9 января для обоих вариантов) амплитудой первой зональной гармоники в поле геопотенциальной высоты. Чтобы оценить относительный вклад в генерацию немигрирующих приливов нелинейного взаимодей-

ствия СПВ1 с мигрирующими приливами и незонального нагрева за счет долготных вариаций концентрации озона, для указанных временных интервалов были рассчитаны амплитуды мигрирующих и немигрирующих приливов в меридиональном ветре с зональными волновыми числами $m = 1$ и $m = 2$.

Анализ широтно-высотных распределений амплитуд мигрирующих приливов в меридиональном ветре показал, что их структура остается одинаковой для обоих ансамблей решений, как при событиях ВСП, так и при их отсутствии.

На рис. 7 представлены амплитуды немигрирующих суточного и полусуточного приливов в меридиональном ветре для временного интервала с сильной СПВ1. Видно, что амплитуда суточного прилива при учете долготных неоднородностей в озоне в низких широтах на 2–3 м/с больше, чем при учете среднезонального распределения озона. Амплитуда полусуточного немигрирующего прилива также отличается между ансамблями на 2–3 м/с на отдельных широтах в области МНТ; максимальные значения амплитуды данного прилива наблюдаются в районе Южного полюса на высотах порядка 110–120 км. Амплитуды немигрирующих приливов в меридиональном ветре при отсутствии стратосферного потепления (слабая СПВ1) показаны на рис. 8. Существенное различие амплитуд между ансамблями наблюдается в суточном приливе (на 1–2 м/с), структура полусуточного прилива изменилась незначительно.

Рис. 9 показывает разницу между амплитудами немигрирующих приливов с зональными волновыми числами $m = 1$ и $m = 2$ как во время сильной, так и во время слабой СПВ1 для Run 8 обоих модельных ансамблей на высоте максимальных амплитуд приливов 120 км. Очевидно, что амплитуда немигрирующего суточного прилива при событиях ВСП превышает в 2 раза в низких широтах амплитуду такого же прилива при отсутствии событий ВСП. Амплитуды немигрирующего полусуточного прилива при сильной и слабой СПВ1 имеют также существенные различия (фактор 2–3) для всего Южного полушария, что говорит о его распространении через экватор из области генерации в зимней стратосфере.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для оценки относительного вклада источников немигрирующих приливов, обусловленных незональным нагревом атмосферы за счет долготных неоднородностей озона и нелинейным взаимодействием между СПВ1 и мигрирующими приливами проведен анализ модельных расчетов атмосферной циркуляции для условий зимы Северного полушария. Показано, что основным источником наблюдаемых в МНТ колебаний ветра с зо-

нальным волновым числом $m = 1$ и периодом $T = 12$ ч (немигрирующий полусуточный прилив) над Южным полюсом является нелинейное взаимодействие СПВ1 и мигрирующего суточного прилива в стратосфере зимнего (Северного) полушария. В результате такого взаимодействия генерируемый вторичный полусуточный прилив с $m = 1$ распространяется через экватор в область МНТ. Данный результат позволяет объяснить наблюдения полусуточного немигрирующего прилива в ветре на высотах МНТ над Южным полюсом [Портнягин и др., 1996; Portnyagin et al., 1998], хотя рассчитанные амплитуды несколько меньше наблюдаемых. Вклад в генерацию немигрирующего полусуточного прилива за счет незонального нагрева средней атмосферы, вызванного неравномерным по долготе поглощением солнечной радиации молекулами озона, оказывается незначительным по сравнению с эффектами нелинейного взаимодействия мигрирующего полусуточного прилива со стационарной волной. Следует отметить, что возрастание амплитуды СПВ во время событий ВСП может приводить к существенному усилению долготных неоднородностей озона по сравнению с климатическими и, как следствие, к усилению генерации немигрирующих приливов за счет долготных неоднородностей нагрева. Рассмотрение данного вопроса выходит за рамки настоящей работы и требует дополнительных исследований.

Анализ климатической изменчивости СПВ1 показал значительный рост амплитуды этой волны в зимней стратосфере Северного полушария за последние десятилетия [Pogoreltsev et al., 2009], что должно, в свою очередь, приводить к росту амплитуды немигрирующего полусуточного прилива с зональным волновым числом 1 в области МНТ.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 08-05-00774 и РФФИ-ННИО № 08-05-91950) и Федерального агентства по образованию в рамках реализации ФЦП “Научные и научно-педагогические кадры инновационной России” на 2009–2013 годы (государственные контракты № П1152 и № П1760).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- *Погорельцев А.И.* Генерация нормальных атмосферных мод стратосферными ацилляциями // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 43. № 4. С. 463–475. 2007.
- *Погорельцев А.И., Суворова Е.В., Федудина И.Н., Ханна Э.* Трехмерная климатическая модель распределения озона в средней атмосфере // Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. СПб.: Изд-во РГГМУ. Вып. 10. С. 43–52. 2009.
- *Портнягин Ю.И., Форбс Дж.М., Макаров Н.А., Мерзляков Е.Г.* Основные закономерности внутрисуточных колебаний ветра в нижней термосфере над Южным полюсом // Докл. РАН. Т. 349. № 1. С. 104–105. 1996.
- *Суворова Е.В., Погорельцев А.И.* Влияние долготных неоднородностей озона на стационарные планетарные волны и термодинамический режим средней атмосферы // Физика окружающей среды: Материалы VII Международной школы молодых ученых. Томск: Томский государственный университет. С. 93–96. 2008.
- *Чепмен С., Линдзен Р.* Атмосферные приливы: Термические и гравитационные. М.: Мир, 296 с. 1972.
- *Angelats i Coll M., Forbes J.M.* Nonlinear interaction in the upper atmosphere: The $s = 1$ and $s = 3$ nonmigrating semidiurnal tides // J. Geophys. Res. V. 107. № A8. P. 1157. 2002. doi10.1029/2001JA900179.
- *Forbes J.M.* Tidal and planetary waves. The Upper Mesosphere and Lower Thermosphere: A Review of Experiment and Theory // Geophysical Monogr. Ser. V. 87. Eds. R.M. Johnson and T.L. Killeen. Washington. D.C.: American Geophysical Union. P. 67–87. 1995.
- *Forbes J.M., Hagan, M.E., Zhang, X., Hamilton K.* Upper atmosphere tidal oscillations due to latent heat release in the tropical troposphere // Ann. Geophysicae. V. 15. № 9. P. 1165–1175. 1997.
- *Fortuin J.P.F., Langematz U.* An update on the global ozone climatology and on concurrent ozone and temperature trends // Atmos. Sensing and Modelling. Proc. SPIE 2311. P. 207–216. 1995.
- *Fröhlich K., Pogoreltsev A., Jacobi Ch.* Numerical simulation of tides, Rossby and Kelvin waves with the COMMA-LIM model // Adv. Space Res. V. 32. № 5. P. 863–868. 2003.
- *Grieger N., Schmitz G., Achatz U.* The dependence of the nonmigrating diurnal tide in the mesosphere and lower thermosphere on stationary planetary waves // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 66. № 6–9. P. 733–754. 2004.
- *Hagan, M.E., Forbes J.M.* Migrating and nonmigrating diurnal tides in the upper atmosphere excited by tropospheric latent heat release // J. Geophys. Res. V. 107. № D24. P. 4754. 2002. doi: 10.1029/2001JD001236.
- *Hagan M.E., Forbes J.M.* Migrating and nonmigrating semidiurnal tides in the upper atmosphere excited by tropospheric latent heat release // J. Geophys. Res. V. 108. № A2. P. 1062. 2003. doi: 10.1029/2002JA009466.
- *Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R. et al.* The NCEP/NCAR reanalysis project // Bull. Amer. Meteorol. Soc. V. 77. № 3. P. 437–471. 1996.
- *Lindzen R.S.* Atmospheric tides // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. V. 7. P. 199–225. 1979.
- *Newmann P.A., Nash E.R., Rosenfield J.E.* What controls the temperature of the Arctic stratosphere during the spring? // J. Geophys. Res. V. 106. № D17. P. 19 999–20 010. 2001.
- *Oberheide J., Gusev O.A.* Observations of the migrating and nonmigrating diurnal tides in the equatorial lower thermosphere // Geophys. Res. Lett. V. 29. № 24. P. 2167. 2002. doi:10.1029/2002-GL016213.
- *Oberheide J., Hagan M.E., Roble R.G., Offermann D.* Sources of nonmigrating tides in the tropical middle at-

- mosphere // *J. Geophys. Res.* V. 107. № D21. P. 4567. 2002. doi:10.1029/2002-JD002220.
- *Pogoreltsev A.I., Vlasov A.A., Fröhlich K., Jacobi Ch.* Planetary waves in coupling the lower and upper atmosphere // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 69. № 17–18. P. 2083–2101. 2007. doi:10.1016/j.jastp.2007.05.014
 - *Pogoreltsev A.I., Kanukhina A.Yu., Suvorova E.V., Savenkova E.N.* Variability of planetary waves as a signature of possible climatic changes // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 71. № 14–15. P. 1529–1539. 2009. doi:10.1016/j.jastp.2009.05.011.
 - *Portnyagin Y.I., Forbes J.M., Makarov N.A., Merzlyakov E.G., Palo S.* The summertime 12-h wind oscillation with zonal wavenumber $s = 1$ in the lower thermosphere over the South Pole // *Ann. Geophysicae.* V. 16. № 7. P. 828–837. 1998.
 - *Randel W.J., Wu F.* A stratospheric ozone profile data set for 1979–2005: Variability, trends, and comparisons with column ozone data. // *J. Geophys. Res.* V. 112. № 6. D06313. 2007. doi:10.1029/2006JD007339.
 - *Spizzichino A.* Etude des interactions entre les différentes composantes du vent dans la haute atmosphère: 3e. Partie // *Ann. Geophysicae.* V. 25. № 4. P. 773–783. 1969.
 - *Tsuda T., Kato S.* Diurnal non-migrating tides excited by a differential heating due to land-sea distribution // *J. Meteorol. Soc. Japan.* V. 67. № 1. P. 43–54. 1989.
 - *Uppala S.M., Kallberg P.W., Simmons A.J. et al.* The ERA-40 re-analysis // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* V. 131. № 612. P. 2961–3012. 2005. doi: 10.1256/qj.04.176.
 - *GOME Users Manual* // ESA Publications Division. SP-1182. Eds. F. Bednarz. ISBN 92-9092-327. European Space Research and Technology Centre. Netherlands. 62 p. 1995.
 - *Yamashita K., Miyahara S., Miyoshi Y., Kawano K., Ni-nomiya J.* Seasonal variation of non-migrating semidiurnal tide in the polar MLT region in a general circulation model // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 64. № 8–11. P. 1083–1094. 2002.