

УДК 550.385.21, 551.513

ВНЕЗАПНЫЕ СТРАТОСФЕРНЫЕ ПОТЕПЛЕНИЯ: РОЛЬ НОРМАЛЬНЫХ АТМОСФЕРНЫХ МОД

© 2014 г. А. И. Погорельцев¹, Е. Н. Савенкова¹, Н. Н. Перцев²

¹Российский государственный гидрометеорологический университет, г. Санкт-Петербург

²Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва

e-mail: apogor@rshu.ru

Поступила в редакцию 05.12.2012 г.

После доработки 10.04.2013 г.

На основе расчетов с использованием модели общей циркуляции средней и верхней атмосферы исследована роль нормальных атмосферных мод в возникновении и развитии событий внезапных стратосферных потеплений (ВСП). Анализ влияния фазы квазидвухлетних колебаний на динамику внетропической стратосферы показал, что при восточной фазе этих колебаний ситуация для возникновения событий ВСП более благоприятная, а сами события ВСП более интенсивные по сравнению с западной фазой. Сделан вывод, что основные нормальные атмосферные моды могут регистрироваться в поле температуры на высотах мезопаузы при наземных измерениях оптическими методами.

DOI: 10.7868/S0016794014020163

1. ВВЕДЕНИЕ

Одним из наиболее ярких процессов, во время которых проявляется динамическое взаимодействие тропосферы, стратосферы и верхних слоев атмосферы, являются события внезапных стратосферных потеплений (ВСП) [Holton, 1980; McIntyre, 1982]. По существующим представлениям [Stan and Straus, 2009] события ВСП могут развиваться за счет двух причин: усиления волновой активности в нижней атмосфере, которое сопровождается ростом потока волновой активности из тропосферы в стратосферу (так называемый классический сценарий, предложенный в работе [Matsuno, 1971]), и/или из-за внутренних динамических процессов, т.е. в результате нелинейного взаимодействия планетарных волн со средним потоком на высотах стратосферы [Scott and Polvani, 2006; Погорельцев, 2007]. В последние годы интерес к изучению событий ВСП существенно возрос. Это связано в первую очередь с тем фактом, что результаты исследований, полученные в последние годы, показали существенное влияние стратосферных событий на формирование аномалий погоды и климат в тропосфере [Baldwin and Dunkerton, 2001; Baldwin et al., 2007; Sun and Robinson, 2009; Woollings et al., 2010]. Кроме этого, было получено, что события ВСП влияют на динамику и энергетику верхней атмосферы (мезосферы и даже термосферы) [Siskind et al., 2010; Kurihara et al., 2010; Fuller-Rowell et al., 2010; Funke et al., 2010; Liu et al., 2011; Yuan et al., 2012], т.е. формирование “космической” погоды. Они также проявляются в возмущениях ионосферных характеристик [Redatella and Forbes, 2010; Pancheva and Mukhtarov,

2011], что необходимо учитывать при решении задач радиосвязи, радиолокации и навигации. В последние десятилетия отмечается рост активности стационарных планетарных волн (СПВ) в стратосфере [Pogoreltsev et al., 2009] и, как следствие, усиление их нелинейного взаимодействия со средним потоком, которое приводит к возрастанию интенсивности нерегулярных колебаний, так называемых стратосферных васцилляций [Holton and Mass, 1976; Погорельцев, 2007].

Несмотря на отмеченное возрастание интереса к изучению ВСП и их влияния на погоду, климат и верхнюю атмосферу, включая ионосферу, авторы, как правило, ограничиваются анализом особенностей событий, наблюдаемых в последние годы (см., например, [Labitzke and Kunze, 2009; Ayarzaguen et al., 2011; Kuttippurath and Nikulin, 2012]). Вопрос об источнике и/или причине возникновения ВСП остается открытым [Sun et al., 2011]. Выполненный нами на основе данных UK Meteorological Office [Swinbank and O’Neill, 1994] анализ динамических процессов в стратосфере показал, что с точки зрения климатической изменчивости за последние десятилетия (1992–2012 гг.) происходит переоценка относительной роли различных механизмов возникновения событий ВСП, и внутренние процессы, связанные с нелинейным взаимодействием СПВ со средним потоком, начинают играть преобладающую роль [Pogoreltsev et al., 2009]. На недостаточное внимание к внутренним динамическим процессам при анализе событий ВСП было указано также в недавней работе, посвященной анализу ВСП в январе 2009 г. [Labitzke and Kunze, 2009].

Атмосфера Земли представляет собой колебательную систему, в которой могут возбуждаться собственные (резонансные) глобальные колебания, так называемые нормальные атмосферные моды (НАМ) [Longuet-Higgins, 1968; Дикий, 1969; Salby, 1984; Volland, 1988; Madden, 2007]. В настоящее время имеется много работ, посвященных изучению характеристик НАМ в тропосфере и нижней стратосфере на основе анализа глобальных распределений метеорологических полей [Delan, 1964; Eliassen and Machenhauer, 1965; Dikii and Golitsyn, 1968; Madden, 1978; Ahlquist, 1982; Lindzen et al., 1984]. Экспериментальные результаты, полученные в этих работах, суммированы в обзорах [Madden, 1979; Salby, 1984]. В работе [Weber and Madden, 1993] с целью изучения климатологии СПВ и НАМ в нижней атмосфере были проанализированы глобальные распределения метеорологических полей в тропосфере за 10 лет, ассимилированные в модели, ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecasts). Аналогичный анализ для стратосферы был выполнен в работе [Fedulina et al., 2004]. Исследования глобальной структуры бегущих планетарных волн в верхней стратосфере, мезосфере и нижней термосфере основаны главным образом на ограниченных во времени рядах наблюдений, полученных из спутниковых измерений [Rodgers, 1976; Hirota and Hirooka, 1984; Hirooka and Hirota, 1985, 1989; Wu et al, 1994; Talaat et al., 2001], и наши знания о глобальных свойствах планетарных волн в этих областях являются отрывочными до настоящего времени. Имеются достаточно длинные временные ряды измерений горизонтальных составляющих скорости ветра в мезосфере и нижней термосфере, полученные с помощью наземных радарных установок [Vincent, 1984], и сравнительный анализ характеристик планетарных волн в различных пунктах наблюдения позволяет делать оценки зонального волнового числа и определять широтную структуру волновых полей [Clark et al, 2001; Pogoreltsev et al., 2002a, b]. Дальнейший прогресс в понимании глобальных динамических процессов в средней атмосфере может быть достигнут, только если результаты анализа спутниковых, а также наземных спектрофотометрических и радарных измерений в мезосфере и нижней термосфере будут дополнены детальным анализом динамической ситуации в стратосфере с использованием глобальных распределений метеорологических полей ассимилированных в моделях общей циркуляции атмосферы [Pogoreltsev et al., 2002b; Talaat et al., 2002; Fedulina et al., 2004]. Наиболее перспективными в этом плане являются данные, ассимилированные в модели UK Met Office [Swinbank and O'Neill, 1994], поскольку в последние годы верхняя граница этой модели была поднята до уровня 0.01 гПа, что позволяет анализировать характеристики планетарных волн на различ-

ных высотах, включая мезосферу. Альтернативой являются данные, ассимилированные в системе NOGAPS-ALPHA (Navy Operational Global Atmospheric Prediction System – Advanced Level Physics High-Altitude), которые охватывают даже больший диапазон высот (0–92 км) и были успешно использованы для изучения характеристик нормальных атмосферных мод в течение последних зим [Sassi et al., 2012]. Наряду с планетарными волнами приливные и гравитационные волны участвуют в формировании отклика области мезосфера – нижней термосфера на стратосферные потепления. Так, в работе [Перминов и Перцев, 2013] показано, что повышение температуры области мезопаузы после стратосферных потеплений сопровождается заметным усилением внутрисуточной гравитационно-волновой дисперсии температуры. Таким образом, только комбинация эмпирических и ассимилированных данных с различным временным разрешением может дать более или менее реалистичную картину реакции мезосферы и термосферы на стратосферные потепления.

Несмотря на то, что НАМ являются неотъемлемой частью крупномасштабной атмосферной динамики, к сожалению, при моделировании общей циркуляции атмосферы им уделяется недостаточное внимание. В частности, модели не анализируются на возможность воспроизведения глобальных резонансных свойств атмосферы, нет тестирования воспроизведения внутрисезонной изменчивости, которая в значительной степени зависит от правильного воспроизведения собственных колебаний атмосферы [Погорельцев, 2007]. Кроме этого, как отмечалось в работе [Madden, 2007], генерация НАМ может быть обусловлена активными погодными образованиями, интенсивными осадками и другими локальными процессами в тропосфере, которые не воспроизводятся в механистических моделях атмосферной циркуляции. Таким образом, для адекватного описания собственных колебаний при моделировании циркуляции атмосферы с использованием механистических моделей, необходима разработка эффективных схем их параметризации (подобно тому, как параметризуются эффекты внутренних гравитационных волн, воспроизведение которых невозможно при существующем разрешении моделей).

В настоящей работе предпринята попытка учесть эффекты НАМ путем введения в модель общей циркуляции дополнительных источников нагрева на высотах тропосферы. Эти источники имеют широтную структуру НАМ (функций Хафа) и периоды, соответствующие основным модам собственных колебаний атмосферы, локализованы по высоте, а их интенсивность подбирается таким образом, чтобы рассчитанные амплитуды НАМ соответствовали наблюдаемым [Pogoreltsev et al., 2002a,b, 2009; Fedulina et al., 2004; Sassi et al., 2012].

2. ОПИСАНИЕ МОДЕЛЬНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Для моделирования общей циркуляции атмосферы и оценки роли НАМ в возникновении и развитии событий ВСП использовалась трехмерная нелинейная модель средней и верхней атмосферы (МСВА) [Погорельцев, 2007; Pogoreltsev et al., 2007], разработанная на основе модели COMMA-LIM (Cologne Model of the Middle Atmosphere-Leipzig Institute for Meteorology) [Frohlich et al., 2003]. МСВА представляет собой конечно-разностную модель с горизонтальным разрешением 5×5.625 град (широта \times долгота). В качестве вертикальной координаты 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 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 1992–2011 гг. распределения геопотенциальной высоты и температуры для января, которые были получены из данных, ассимилированных в модели UK Met Office [Swinbank and O'Neill, 1994]. В отличие от более ранних версий МСВА [Погорельцев, 2007; Pogoreltsev et al., 2007] при моделировании использовалось трехмерное распределение озона с учетом климатических (осредненных за 1996–2005 гг.) долготных неоднородностей озона [Погорельцев и др., 2009; Суворова и Погорельцев, 2010].

Характерной особенностью динамики средней стратосферы являются квазидвухлетние колебания (КДК, или quasi-biennial oscillations – QBO) зонального потока, которые наблюдаются в низких широтах [Baldwin et al., 2001; Девятова и Мордвинов, 2011]. Для учета влияния фазы КДК на динамику внетропической стратосферы в прогностическое уравнение для зонального потока было введено дополнительное слагаемое, пропорциональное разности рассчитанных и наблюдаемых значений среднезональной скорости ветра, которое учитывалось в интервале широт $17.5^\circ \text{S} - 17.5^\circ \text{N}$ на высотах 0–50 км. На рисунке 1а и 1б показаны распределения среднезонального потока и среднеквадратические отклонения, полученные в результате усреднения данных UK Met Office для января за 20 лет (1992–2011 гг.). Из рисунка 1б, видно, что максимальная изменчивость зонального потока наблюдается над экватором на высоте 30 км, поэтому для выбора лет с западной (зональный поток направлен на восток, westerly QBO) и восточной (зональный поток направлен на запад, easterly

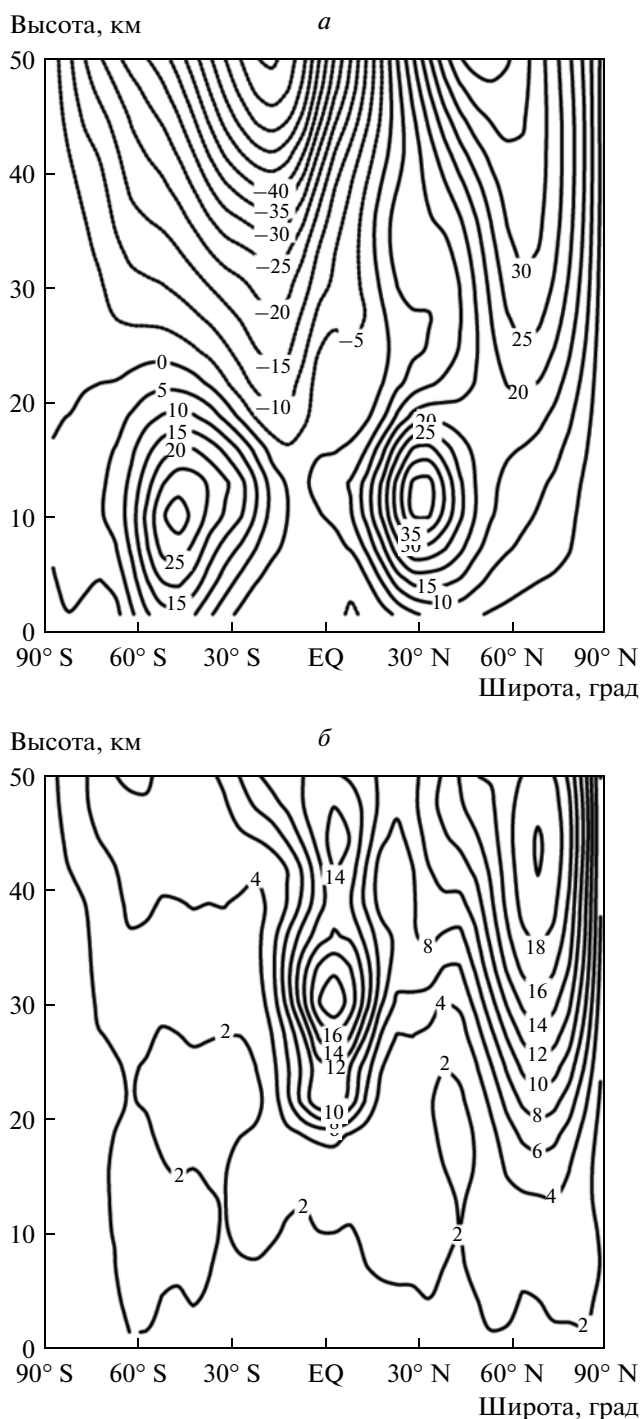


Рис. 1. Широтно-высотная структура распределений среднезонального потока (а) и его среднеквадратических отклонений от климатических значений (б), полученные в результате усреднения данных UK Met Office для января за 20 лет (1992–2011).

QBO) фаз КДК анализировался знак отклонения осредненного за январь для каждого года зонального потока от климатического, приведенного на рис. 1а на этой высоте. В результате из доступных

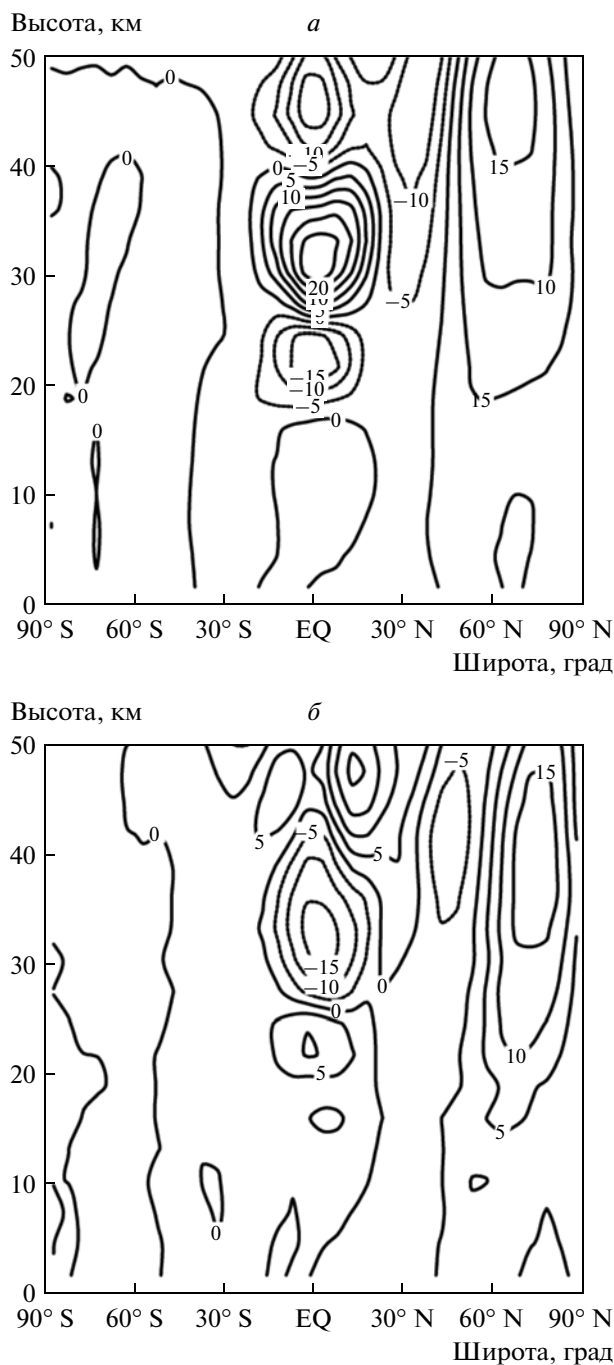


Рис. 2. Отклонения среднего зонального потока от климатического (рис. 1а) для 2008 г. а – западная фаза КДК и 2007 г.; б – восточная фаза КДК.

данных были отобраны годы с западной (1993, 1995, 1997, 1999, 2002, 2004, 2006, 2008, 2011) и восточной (1994, 1998, 2000, 2001, 2003, 2005, 2007, 2010, 2012) фазами КДК и проведено усреднение данных по зональному потоку и температуре для этих лет. Следует отметить, что рассматривались только среднезональные значения ветра и температуры. В качестве примера на рис. 2а и 2б показаны отклонения среднего ветра от климатиче-

ского для 2008 (западная фаза КДК) и 2007 (восточная фаза КДК) годов. Кроме указанной процедуры ассимиляции в модель зонального потока в низких широтах, характерного для различных фаз КДК, в прогностическое уравнение для температуры было введено слагаемое, пропорциональное разности рассчитанной и наблюдаемой среднезональной температуры в тропосфере и нижней стратосфере, как это было предложено в

работе [Pogoreltsev et al., 2007]. Это было сделано для того, чтобы правильно воспроизвести тропосферные струйные течения и их связь с циркуляционными ячейками в стратосфере. Константа пропорциональности в прогностических уравнениях для зональной компоненты ветра и температуры представляет собой величину, обратно пропорциональную характерному времени релаксации рассчитанных значений зонального потока и температуры к наблюдаемым. Время релаксации полагалось равным 5-ти суткам.

Чтобы учесть при моделировании эффекты НАМ, в прогностическое уравнение для температуры вводился локализованный на высотах тропосферы дополнительный источник нагрева, который включал набор временных гармоник с периодами, соответствующими основным модам собственных колебаний с зональными волновыми числами $m = 1$ и 2 . Каждая гармоника имела широтную структуру соответствующей функции Хафа, которая рассчитывались по программе, предложенной в работе [Swarztrauber and Kasahara, 1985]. Эта программа позволяет также рассчитывать резонансные частоты, однако в ней не учтено влияние фонового ветра (расчеты выполняются для безветренной атмосферы). Поэтому для выбора резонансных частот (периодов) были использованы результаты моделирования резонансного отклика атмосферы на возбуждения вблизи нижней границы, полученные с использованием линеаризованной модели планетарных волн в работе [Pogoreltsev, 1999]. Таким образом, в модели были учтены следующие моды (по классификации, предложенной в работе [Longuet-Higgins, 1968]): (1, 1) – 5-дневная волна, период 120 ч; (1, 2) – 10-дневная волна, период 220 ч; (1, 3) – 16-дневная волна, период 360 ч; (2, 1) – 4-дневная волна, период 90 ч и (2, 2) – 7-дневная волна, период 168 ч. Величина дополнительного нагрева для всех мод полагалась одинаковой и равной 2×10^{-5} К/с. В дальнейшем предполагается выполнить более тонкую настройку параметризации на основе результатов предварительных расчетов и анализа наблюдаемых амплитуд НАМ. Следует, однако, отметить, что выбранная величина нагрева обеспечивает амплитуды НАМ в стратосфере, примерно соответствующие наблюдаемым [Pogoreltsev et al., 2002a, b, 2009; Fedulina et al., 2004; Sassi et al., 2012].

Было проведено два модельных эксперимента (в результате получено два ансамбля решений) по расчету атмосферной циркуляции для условий зимы северного полушария (январь–февраль), но для различных фаз КДК. 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 влияния КДК на события ВСП и частоту их возникновения необходим статистический анализ полученных ансамблей решений. Однако эта задача выходит за рамки настоящей работы, и результаты будут представлены в отдельной статье. Основной целью данной работы является оценка роли НАМ в формировании и развитии событий ВСП, Поэтому из полученных ансамблей решений мы выбрали два случая, когда ВСП наблюдалось в январе при различных фазах КДК.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Результаты моделирования для выбранных случаев представлены на рис. 3 и 4 для западной и восточной фаз КДК. На этих рисунках показаны высотно-временные сечения амплитуд зональных гармоник в поле геопотенциальной высоты с волновыми числами $m = 1$ и 2 (a и b соответственно) и среднего зонального ветра на широте 62.5° N (e), а также отклонения среднезональной температуры от средних за январь значений на широте 87.5° N, (z). Из рисунков видно, что в обоих случаях наблюдаются нерегулярные осцилляции амплитуды зональных гармоник и интенсивности среднего потока, а во второй половине января имеется усиление активности планетарных волн и происходит ВСП, которое более ярко выражено в случае восточной фазы КДК (циркумполярный вихрь разрушается и наблюдается обращение циркуляции). Кроме этого, непосредственно перед событием ВСП при восточной фазе вторая зональная гармоника в стратосфере существенно сильнее, чем при западной фазе. Во время события ВСП на высотах верхней стратосферы и мезосферы высоких широт наблюдается заметное похолодание. Чтобы понять, насколько существенна роль НАМ в возникновении ВСП, было выполнено моделирование без введения дополнительных источников нагрева в тропосфере. Полученные при этом результаты для западной и восточной фаз КДК представлены на рис. 5 и 6 соответственно. Из этих рисунков видно, что “выключение” источников НАМ в тропосфере существенно сказывается на динамике стратосферы: происходит заметное ослабление нерегулярных (васцилляционных) колебаний амплитуд планетарных волн и интенсивности среднего потока в стратосфере. Следует отметить, что эти колебания при учете НАМ носят нерегулярный характер, т.е. не связаны с периодами НАМ. Анализ полученных результатов позволяет заключить, что эффекты НАМ проявляются в усилении нелинейного взаимодействия планетарных волн со средним потоком, в результате которого амплитуда стратосферных васцилляций возрастает, и вероятность развития событий ВСП увеличивается. Несмотря на то, что амплитуда НАМ существенно меньше амплитуды стационарной

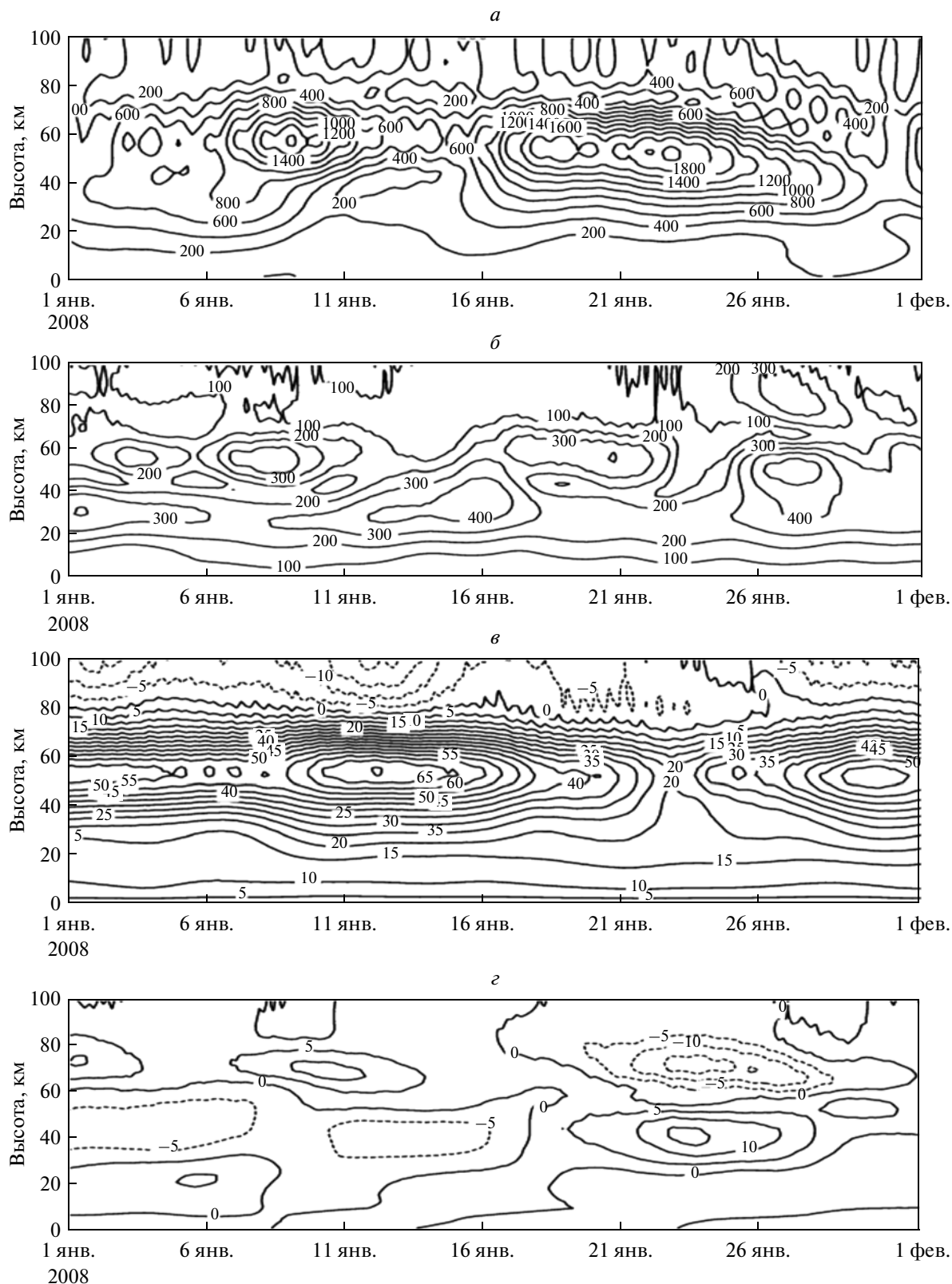


Рис. 3. Высотно-временные сечения амплитуд зональных гармоник в поле геопотенциальной высоты с волновыми числами $m = 1$ и 2 (*а* и *б* соответственно) и среднего зонального ветра на широте 62.5° N (*в*), а также отклонения среднесезональной температуры от средних за январь значений на широте 87.5° N (*г*). Западная фаза КДК.

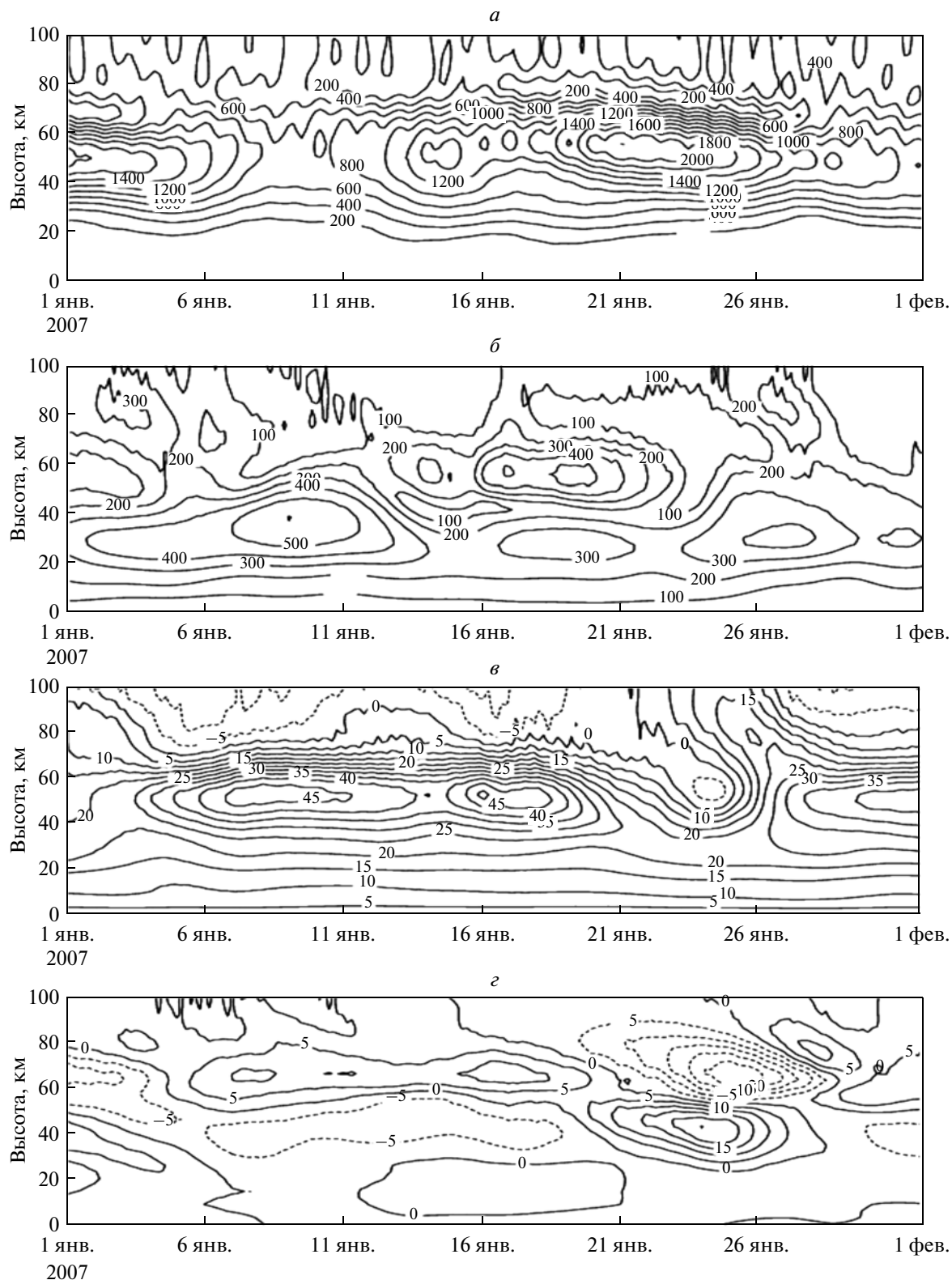


Рис. 4. Высотно-временные сечения амплитуд зональных гармоник в поле геопотенциальной высоты с волновыми числами $m = 1$ и 2 (*a* и *б* соответственно) и среднего зонального ветра на широте 62.5° N (*в*), а также отклонения сред-незональной температуры от средних за январь значений на широте 87.5° N (*г*). Восточная фаза КДК.

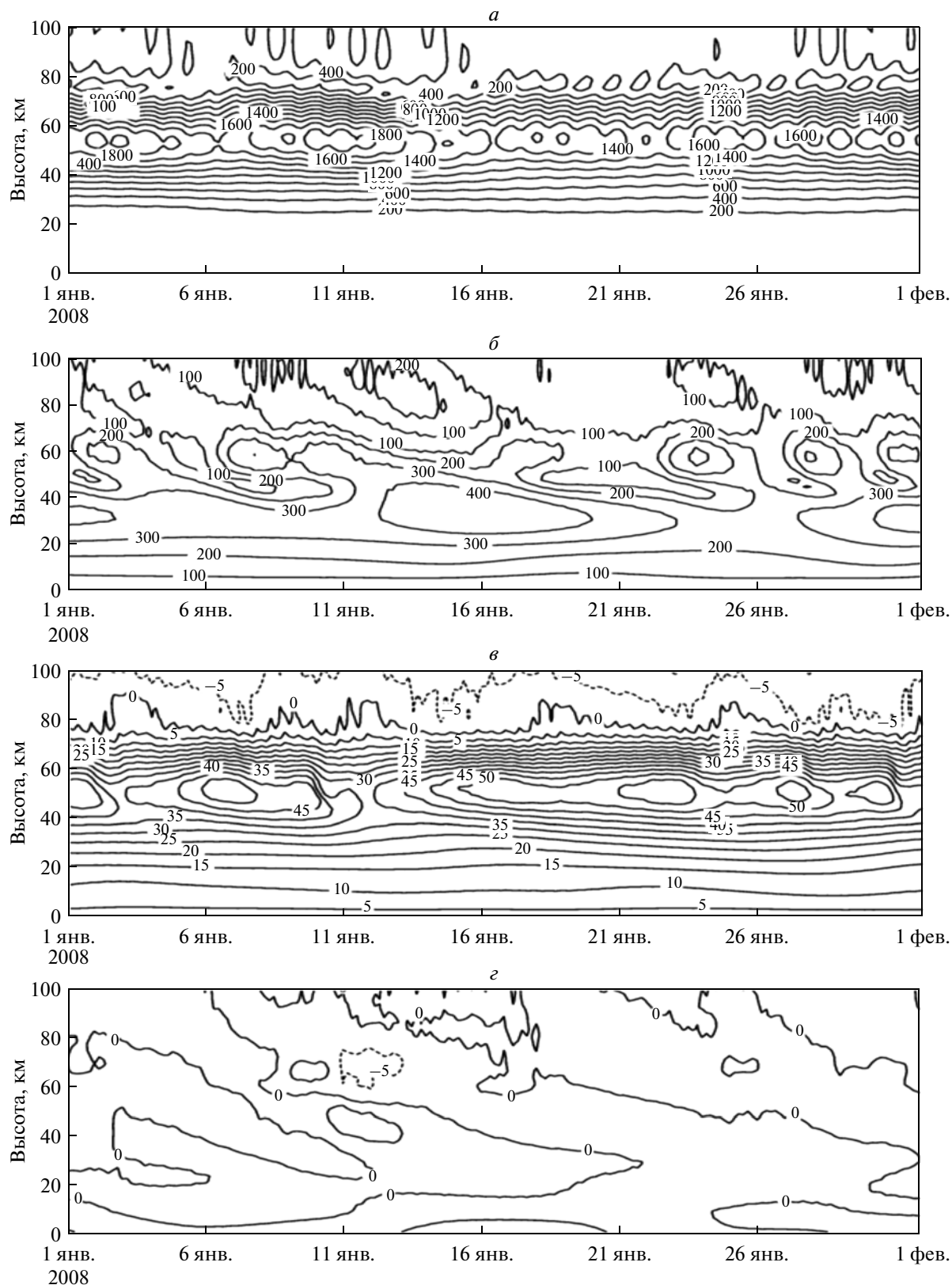


Рис. 5. То же, что на рис. 3, но с отключением параметризации НАМ.

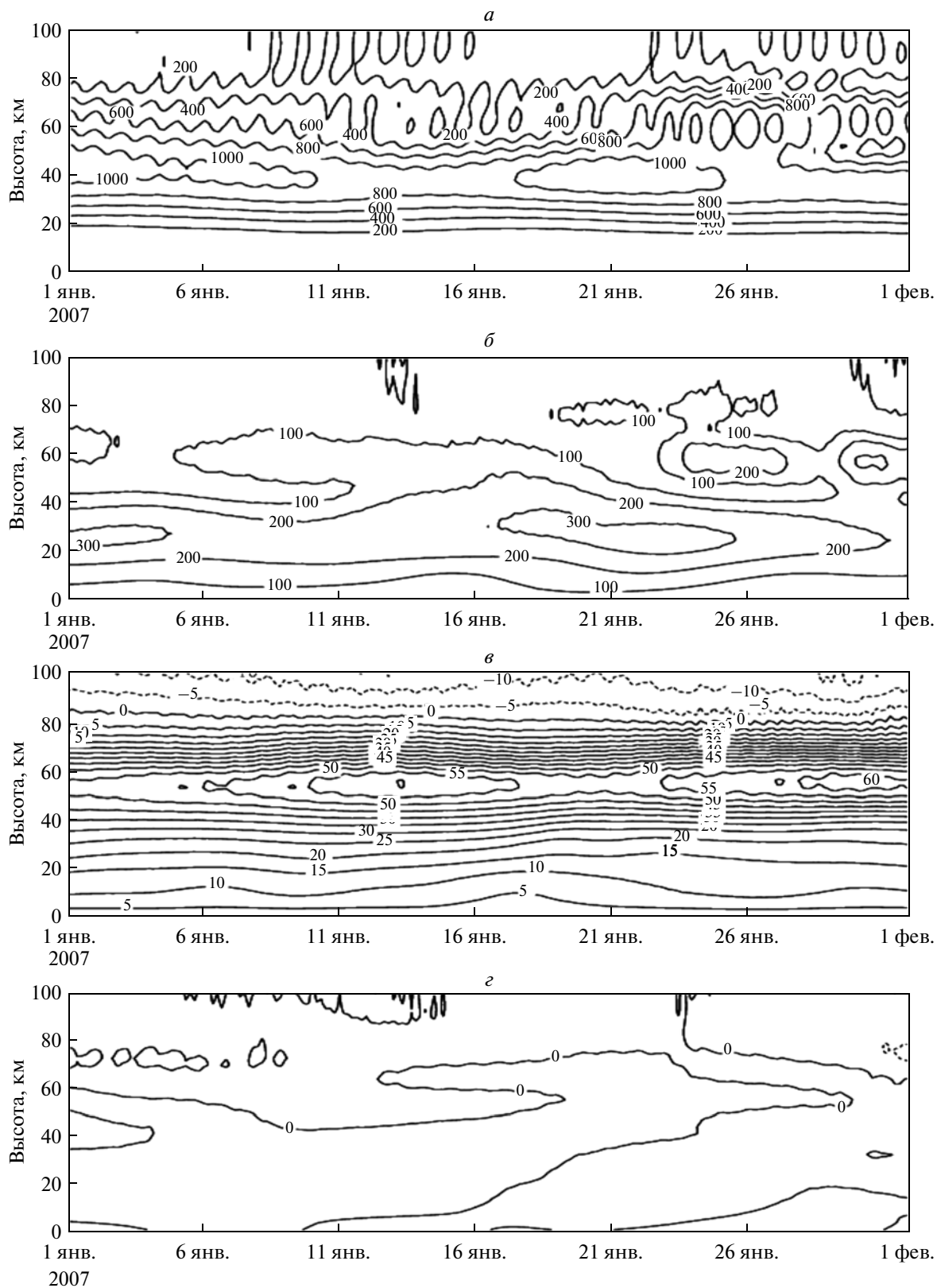


Рис. 6. То же, что на рис. 4, но с отключением параметризации NAM.

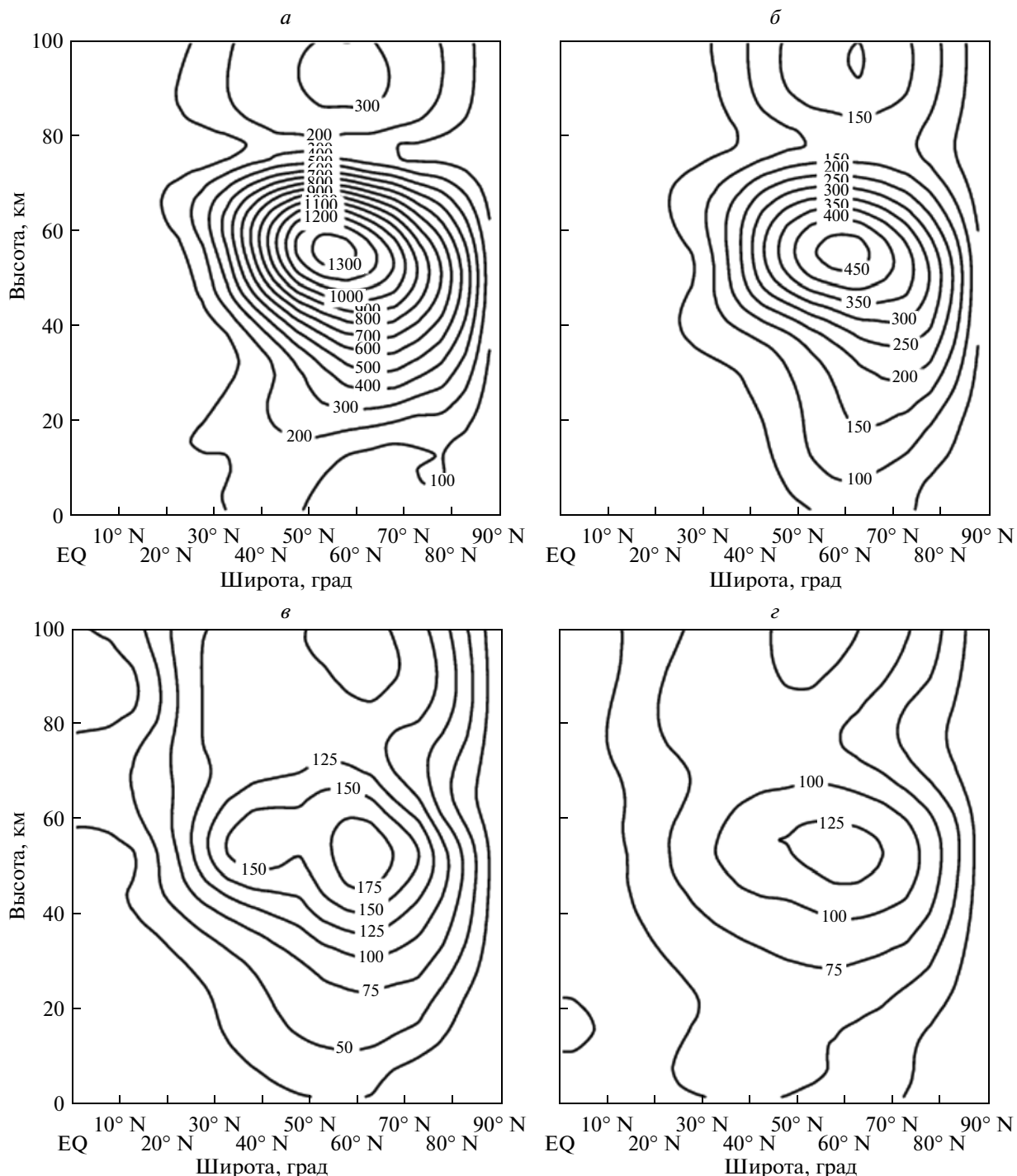


Рис. 7. Амплитуды планетарных волн с зональным волновым числом $m = 1$ в геопотенциальной высоте для января, рассчитанные при западной фазе КДК: СПВ1 (а); 16-дневная волна (б); 10-дневная волна (в) и 5-дневная волна (г).

планетарной волны с волновым числом $m = 1$ (СПВ1, см. рис. 7–10), учет НАМ обеспечивает торможение (ослабление) среднего потока, что приводит к улучшению условий распространения СПВ1, т.е. росту ее амплитуды на стратосферных высотах. В конечном итоге это приводит к усиле-

нию нелинейного взаимодействия СПВ со средним потоком, в результате которого вероятность возникновения и развития событий ВСП увеличивается. Следует отметить, что рассчитанные амплитуды НАМ с волновым числом $m = 2$, т.е. (2, 1) и (2, 2), (из-за ограниченности места они не при-

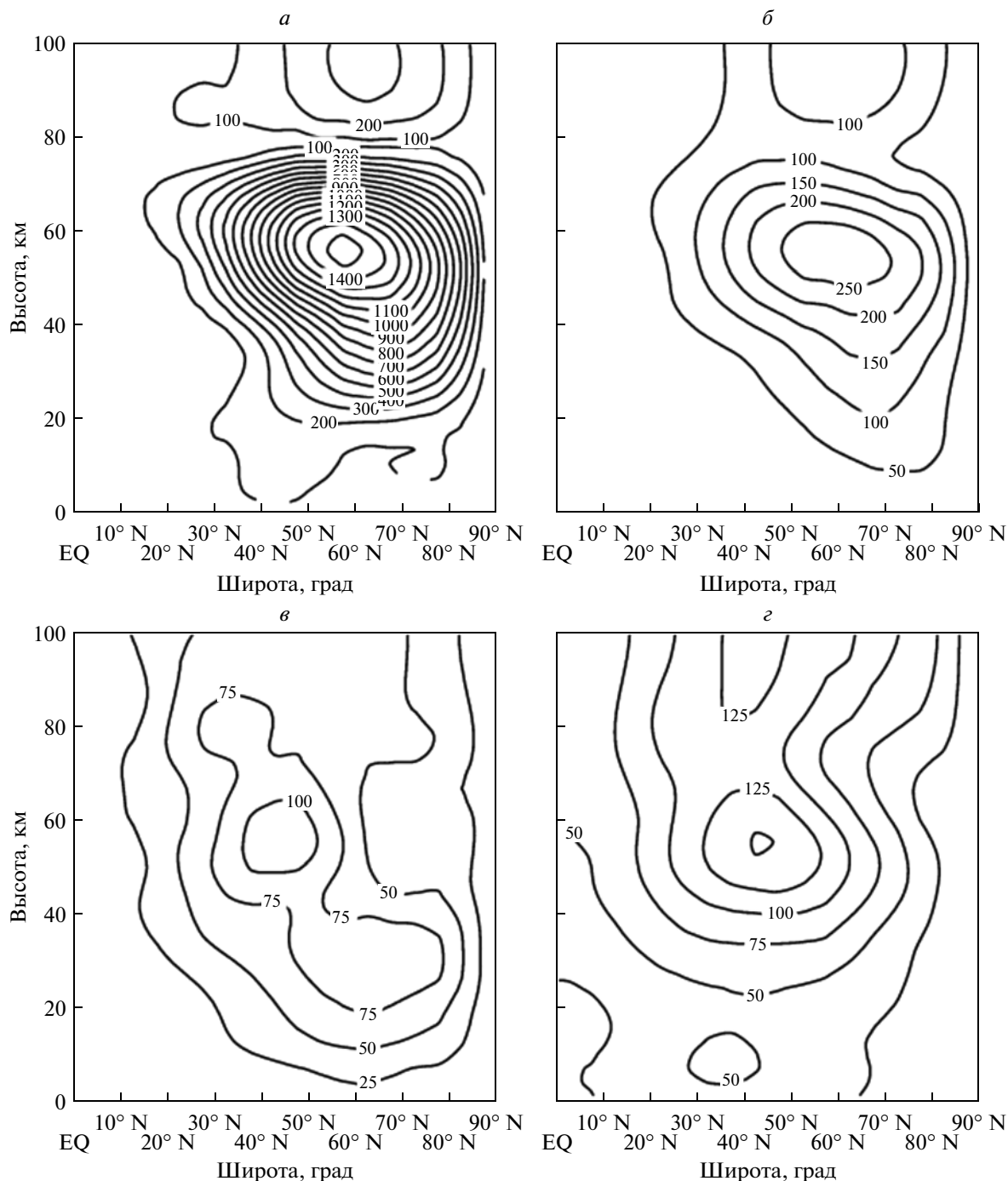


Рис. 8. То же, что на рис. 7, но для восточной фазы КДК.

водятся), существенно меньше амплитуд основных мод, показанных на рис. 7–10. Однако роль этих “слабых” мод может также оказаться существенной, так как они воздействуют на средний поток на высотах верхней тропосферы, определяя тем самым условия распространения СПВ из тропосферы в стратосферу.

Анализ приведенных вариантов расчетов позволяет также сделать предварительные выводы о зависимости динамики внетропической стратосферы от фазы КДК (окончательные выводы можно будет сделать только после анализа статистических свойств полученных ансамблей решений). Амплитуды “медленных” НАМ (1, 2) и (1, 3) –

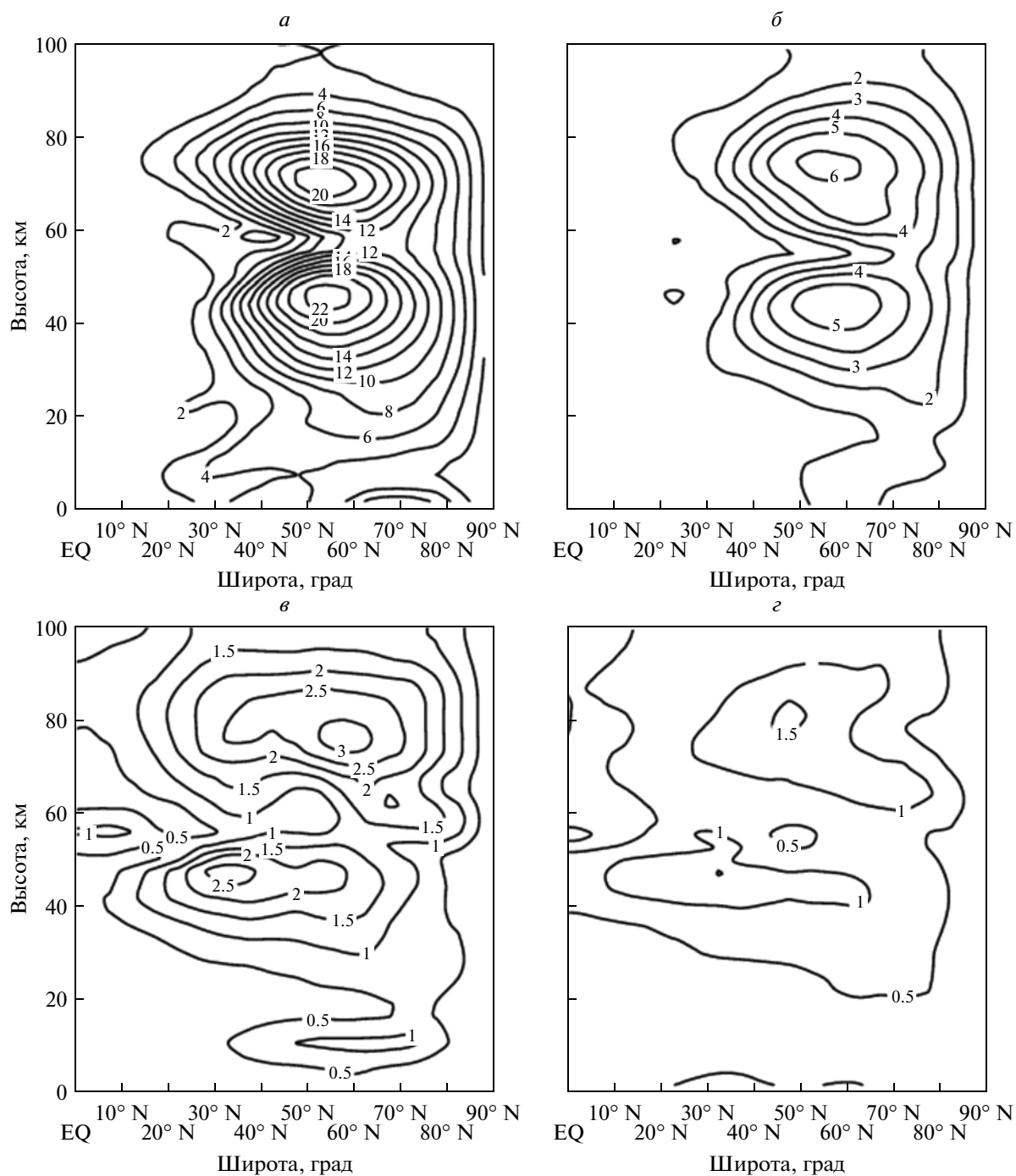


Рис. 9. Амплитуды планетарных волн с зональным волновым числом $m = 1$ в температуре для января, рассчитанные при западной фазе КДК: СПВ1 (а); 16-дневная волна (б); 10-дневная волна (в) и 5-дневная волна (г).

10- и 16-дневных волн – существенно меньше при восточной фазе КДК (см. рис. 7б, 7в и 8б, 8в), что может быть обусловлено как ослаблением резонансных свойств атмосферы (амплитуды меньше уже в тропосфере), так и ухудшением условий распространения из тропосферы в стратосферу. С

другой стороны, нелинейное взаимодействие планетарных волн со средним потоком более эффективно при восточной фазе КДК (внутрисезонная изменчивость амплитуд зональных гармоник сильнее, и событие ВСП развивается более интенсивно). Кроме этого, в случае восточной фазы

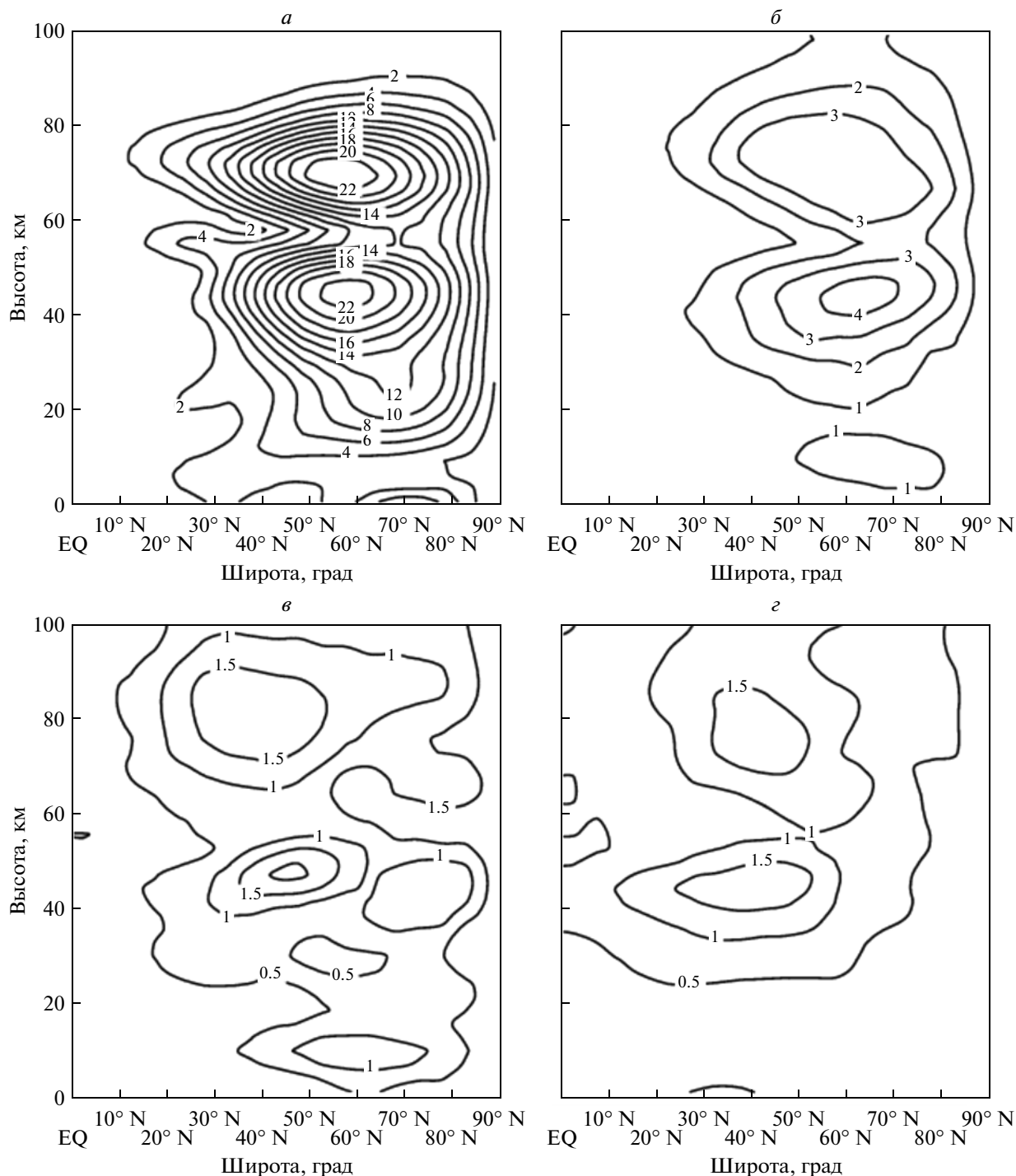


Рис. 10. То же, что на рис. 9, но для восточной фазы КДК.

КДК амплитуда второй зональной гармоники существенно больше, чем при западной фазе, т.е. события ВСП при различных фазах КДК могут возникать и развиваться по различным сценариям.

Для оценки возможности регистрации планетарных волн при наземных измерениях температуры, например, оценивая температуру по интен-

сивности свечения ночного неба, были выполнены расчеты амплитуд СПВ1 и НАМ, которые представлены на рис. 9 и 10 для западной и восточной фаз КДК. Из рисунков видно, что в средних широтах на высотах мезопаузы планетарные волны в температуре имеют амплитуды порядка единиц кельвина, что позволяет регистрировать

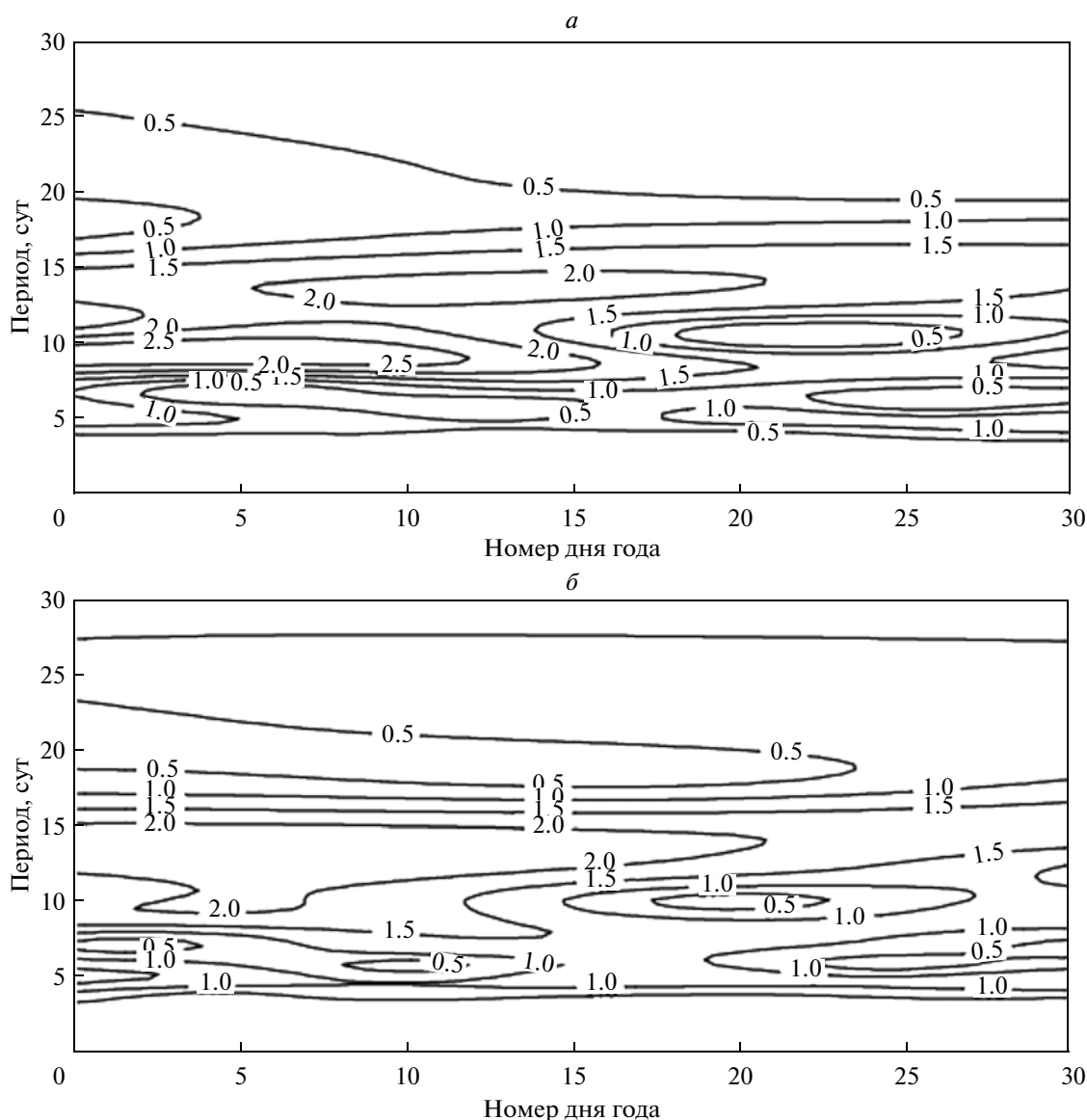


Рис. 11. Вейвлет-амплитуды планетарных волн в температуре на широте 57.5°N и высоте 86 км для западной (а) и восточной (б) фаз КДК соответственно.

их оптическими методами. На этих рисунках показаны среднемесячные амплитуды НАМ для января. Представляет интерес рассмотреть, как указанные амплитуды НАМ будут изменяться во время событий ВСП. С этой целью к временным рядам температуры на широте 57.5°N и высоте 86 км было применено вейвлет преобразование Морле [Torrence and Compo, 1998]. Полученные результаты представлены на рис. 11а и 11б для западной и восточной фаз КДК соответственно. Из этих рисунков видно, что во время событий ВСП происходит существенное ослабление амплитуд НАМ в поле температуры на высотах мезопаузы, что может быть объяснено изменением (ухудшением) условий их распространения на стратосферных высотах.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ результатов моделирования циркуляции средней атмосферы с учетом эффектов НАМ показал, что эти волны играют важную роль в процессе возникновения и развития событий ВСП. Их воздействие возможно как напрямую за счет интерференции бегущих и стационарных волн (при совпадении фаз происходит увеличение амплитуды суммарной зональной гармонике, и в результате нелинейного взаимодействия усиливается торможение среднего потока). Косвенно НАМ влияют на вероятность возникновения ВСП через изменение условий распространения СПВ. При усилении волновой активности бегущих волн происходит торможение среднего потока. В результате условия распространения СПВ

улучшаются, их амплитуда в стратосфере увеличивается, и возникают условия, благоприятные для развития ВСП. Предварительные результаты анализа влияния фазы КДК на динамику внетропической стратосферы позволяют сделать вывод, что при восточной фазе КДК ситуация для возникновения событий ВСП более благоприятная, а сами события ВСП более интенсивные. Кроме этого, при восточной фазе КДК вторая гармоника в стратосфере заметно сильнее, что, возможно, обусловлено более эффективной трансформацией СПВ1 при наличии квадратичной нелинейности, т.е. нелинейным взаимодействием первой гармоники с самой собой [Pogoreltsev, 2001; Pogoreltsev et al., 2002a,b]. В результате такого взаимодействия происходит удвоение частоты и волнового числа. Частота в нашем случае нулевая (речь идет о квазистационарных планетарных волнах), так что происходит только удвоение волнового числа, и СПВ1 возбуждает вторую гармонику. В результате можно ожидать, что развитие событий ВСП при различных фазах КДК может происходить по различным сценариям. Результаты моделирования указывают также на то, что основные НАМ — (1, 1), (1, 2) и (1, 3) могут регистрироваться в поле температуры на высотах мезопаузы при наземных измерениях оптическими методами. Низкочастотные планетарные волны вблизи мезопаузы в зимний период регистрируются и по спутниковым наблюдениям [Day et al., 2011].

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 10-05-00198, 11-05-00971 и 12-05-90810-мол_рф).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Девятова Е.В., Мордвинов В.И. Квазидвухлетние колебания ветра в низкоширотной стратосфере и волновая активность атмосферы зимой в Северном полушарии // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 47. № 5. С. 608–621. 2011.
- Дикий Л.А. Теория колебаний земной атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 200 с. 1969.
- Перминов В.И., Перцев Н.Н. Поведение эмиссий и температуры мезопаузы во время стратосферных потеплений по наблюдениям в Звенигороде // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 53. № 6. С. 827–831. 2013.
- Погорельцев А. И. Генерация нормальных атмосферных мод стратосферными вассциляциями // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 43. № 4. С. 463–475. 2007.
- Погорельцев А.И., Суворова Е.В., Федулина 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.
- Суворова Е.В., Погорельцев А.И. Моделирование немигрирующих приливов в средней атмосфере // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 51. № 1. С. 107–118. 2013.
- Ahlquist J.E. Normal-mode global Rossby waves: Theory and observations // J. Atmos. Sci. V. 39. P. 193–202. 1982.
- Ayarzagueno B., Langematz U., Serrano E. Tropospheric forcing of the stratosphere: A comparative study of the two different major stratospheric warmings in 2009 and 2010 // J. Geophys. Res. 116. D18114. doi:10.1029/2010JD015023. 2011.
- Baldwin M.P., Gray L.J., Dunkerton T.J. et al. The quasi-biennial oscillation // Rev. Geophys. V. 39. № 2. P. 179–229. 2001.
- Baldwin M.P., Dunkerton T.J. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes // Science. V. 294. P. 581–584. 2001.
- Baldwin M.P., Dameris M., Shepherd T.G. How will the stratosphere affect climate change? // Science. V. 316. P. 1576–1577. 2007.
- Clark R.R., Burrage M.D., Franke S.J., Manson A.H., Meek C.E., Mitchell N.J., Muller H.G. Observations of planetary waves with MLT radars and the UARS-HRDI instrument // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 64. P. 1217–1228. 2001.
- Day K.A., Hibbins R.E., Mitchell N.J. Aura MLS observations of the westward-propagating $s = 1$, 16-day planetary wave in the stratosphere, mesosphere and lower thermosphere // Atmos. Chem. Phys. V. 11. P. 4149–4161. 2011.
- Delan R.J. Travelling planetary waves // Tellus. V. 16. P. 271–273. 1964.
- Dikii L.A., Golitsyn G.S. Calculation of the Rossby wave velocities in the Earth's atmosphere // Tellus. V. 20. P. 314–317. 1968.
- Eliassen E., Machenhauer B. A study of the fluctuations of the atmospheric planetary flow patterns represented by spherical harmonics // Tellus. V. 17. P. 220–238. 1965.
- Fedulina I.N., Pogoreltsev A.I., Vaughan G. Seasonal, interannual and short-term variability of planetary waves in Met Office stratospheric assimilated fields // Q.J. Roy. Meteor. Soc. V. 130. № 602. P. 2445–2458. 2004.
- 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.
- Fuller-Rowell T., Wu F., Akmaev R., Fang T.-W., Araujo-Pradere E. A whole atmosphere model simulation of the impact of a sudden stratospheric warming on thermosphere dynamics and electrodynamics // J. Geophys. Res. V. 115. A00G08. doi: 10.1029/2010JA015524. 2010.
- Funke B., Lopez-Puertas M., Bermejo-Pantaleon D., Garcia-Comas M., Stiller G.P., von Clarmann T., Kiefer M., Linden A. Evidence for dynamical coupling from the lower atmosphere to the thermosphere during a major stratospheric warming // Geophys. Res. Lett. V. 37. L13803. doi:10.1029/2010GL043619. 2010.

- Hirooka T., Hirota I. Normal mode Rossby waves observed in the upper stratosphere. P. II: Second antisymmetric and symmetric modes of zonal wavenumbers 1 and 2 // *J. Atmos. Sci.* V. 42. P. 536–548. 1985.
- Hirooka T., Hirota I. Further evidence of normal mode Rossby waves // *Pure Appl. Geophys.* V. 130. P. 277–289. 1989.
- Hirota I., Hirooka T. Normal mode Rossby waves observed in the upper stratosphere. Part I: First symmetric modes of zonal wavenumbers 1 and 2 // *J. Atmos. Sci.* V. 41. P. 1253–1267. 1984.
- Holton J.R. The dynamics of sudden stratospheric warmings // *Ann. Rev. Earth P1. Sc.* V. 8. P. 169–190. 1980.
- Holton J.R., Mass C. Stratospheric vacillation cycles // *J. Atmos. Sci.* V. 33. P. 2218–2225. 1976.
- Kurihara J., Ogawa Y., Oyama S., Nozawa S., Tsutsumi M., Hall C.M., Tomikava Y., Fujii R. Links between a stratospheric sudden warming and thermal structures and dynamics in the highlatitude mesosphere, lower thermosphere, and ionosphere // *Geophys. Res. Lett.* V. 37. L13806. doi:10.1029/2010GL043643. 2010.
- Kuttippurath J., Nikulin G. The sudden stratospheric warming of the Arctic winter 2009/2010: comparison to other recent warm winters // *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* V. 12. P. 7243–7271. 2012.
- Labitzke K., Kunze M. On the remarkable Arctic winter in 2008/2009 // *J. Geophys. Res.* V. 114. D00102. doi:10.1029/2009JD012273. 2009.
- Lindzen R.S., Straus D.M., Katz B. An observational study of large-scale atmospheric Rossby waves during FGGE // *J. Atmos. Sci.* V. 41. P. 1320–1335. 1984.
- Liu H., Doornbos E., Yamamoto M., Ram S.T. Strong thermospheric cooling during the 2009 major stratosphere warming // *Geophys. Res. Lett.* V. 38. L12102. doi: 10.1029/2011GL047898. 2011.
- Longuet-Higgins M.S. The eigenfunctions of Laplace's tidal equation over a sphere // *Philos. T. R. Soc. Lond.* V. 262. P. 511–607. 1968.
- Madden R.A. Further evidence of travelling planetary waves // *J. Atmos. Sci.* V. 35. P. 1605–1618. 1978.
- Madden R.A. Observations of large-scale traveling Rossby waves // *Rev. Geophys. Space Phys.* V. 17. P. 1935–1949. 1979.
- Madden R.A. Large-scale, free Rossby waves in the atmosphere – An update // *Tellus.* V. 59A. P. 571–590. 2007.
- Matsuno T. A dynamical model of sudden stratospheric warming // *J. Atmos. Sci.* V. 28. P. 871–883. 1971.
- McIntyre M.E. How well do we understand the dynamics of stratospheric warmings // *J. Meteorol. Soc. Jap.* V. 60. № 1. P. 37–64. 1982.
- Pancheva D., Mukhtarov P. Stratospheric warmings: The atmosphere – ionosphere coupling paradigm // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 73. P. 1697–1702. doi:10.1016/j.jastp.2011.03.006. 2011.
- Pedatella N.M., Forbes J.M. Evidence for stratosphere sudden warming – ionosphere coupling due to vertically propagating tides // *Geophys. Res. Lett.* V. 37. L1104. doi:10.1029/2010GL043560. 2010.
- Pogoreltsev A.I. Simulation of planetary waves and their influence on the zonally averaged circulation in the middle atmosphere // *Earth, Planets Space.* V. 51. № 7/8. P. 773–784. 1999.
- Pogoreltsev A.I. Numerical simulation of secondary planetary waves arising from the nonlinear interaction of the normal atmospheric modes // *Phys. Chem. Earth (Part C).* V. 26. № 6. P. 395–403. 2001.
- Pogoreltsev A.I., Pancheva D., Mitchel N.J. Secondary planetary waves in the middle atmosphere: numerical simulation and analysis of the neutral wind data // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 64. P. 1251–1261. 2002a.
- Pogoreltsev A.I., Fedulina I.N., Mitchell N.J., Muller H.G., Luo Y., Meek C.E., Manson A.H. Global free oscillations of the atmosphere and secondary planetary waves in the MLT region during August/September time conditions // *J. Geophys. Res.* V. 107(D24). doi:10.1029/2001JD001535. 2002b.
- Pogoreltsev A.I., Vlasov A.A., Frohlich K., Jacobi Ch. Planetary waves in coupling the lower and upper atmosphere // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 69. № 17–18. P. 2083–2101. doi:10.1016/j.jastp.2007.05.014. 2007.
- Pogoreltsev A., Kanukhina A., Suvorova E., Savenkova E. Variability of planetary waves as a signature of possible long-term trends // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 71. doi:10.1016/j.jastp.2009.05.011. 2009.
- Rodgers C.D. Evidence for the five-day wave in the upper stratosphere // *J. Atmos. Sci.* V. 33. P. 710–711. 1976.
- Salby M.L. Survey of planetary-scale traveling waves: The state of theory and observations // *Rev. Geophys.* V. 22. P. 209–236. 1984.
- Sassi F., Garcia R.R., Hoppel K.W. Large-scale Rossby normal modes during some recent Northern Hemisphere winters // *J. Atmos. Sci.* V. 69. P. 820–839. 2012.
- Scott R.K., Polvani L.M. Internal variability of the winter stratosphere. P. I: Time independent forcing // *J. Atmos. Sci.* V. 63. P. 2758–2776. 2006.
- Siskind D.E., Eckermann S.D., McCormack J.P., Coy L., Hoppel K.W., Baker N.L. Case studies of the mesospheric response to recent minor, major and extended stratospheric warmings // *J. Geophys. Res.* V. 115. D00N03. doi:10.1029/2010JD014114. 2010.
- Stan C., Straus D.M. Stratospheric predictability and sudden stratospheric warming events // *J. Geophys. Res.* V. 114. D12103. doi:10.1029/2008JD011277. 2009.
- Sun L., Robinson W.A. Downward influence of stratospheric final warming events in an idealized model // *Geophys. Res. Lett.* V. 36. L03819. doi:1029/2008GL036624. 2009.
- Sun L., Robinson W.A., Chen G. The predictability of stratospheric warming events: more from the troposphere or the stratosphere? // *J. Atmos. Sci.* V. 69. doi:10.1175/JAS-D-11-0144.1. 2011.
- Swarztrauber P.N., Kasahara A. The vector harmonic analysis of Laplace tidal equations // *SIAM J. Sci. Stat. Comp.* V. 6. P. 464–491. 1985.

- *Swinbank R., O'Neill A.* A stratosphere-troposphere assimilation system // *Mon. Weather Rev.* V. 122. P. 686–702. 1994.
- *Talaat E.R., Yee J.-H., Zhu Xun.* Observations of the 6.5-day wave in the mesosphere and lower thermosphere // *J. Geophys. Res.* V. 106. P. 20715–20724. 2001.
- *Talaat E.R., Yee J.-H., Zhu Xun.* The 6.5-day wave in the tropical stratosphere and mesosphere // *J. Geophys. Res.* V. 107(D12). doi:10.1029/2001JD000822. 2002.
- *Torrence Ch., Compo G.P.* A practical guide to wavelet analysis // *B. Am. Meteorol. Soc.* V. 79. P. 61–78. 1998.
- *Vincent R.A.* MF/HF radar measurements of the dynamics of the mesosphere region—A review // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 46. P. 961–974. 1984.
- *Volland H.* Atmospheric tidal and planetary waves. Dordrecht. Netherlands: Kluwer Academic Publ. 348 p. 1988.
- *Weber R.O., Madden R.A.* Evidence of travelling external Rossby waves in the ECMWF analyses // *J. Atmos. Sci.* V. 50. P. 2994–3007. 1993.
- *Woollings T., Charlton-Perez A., Ineson S., Marshall A.G., Masato G.* Associations between stratospheric variability and tropospheric blocking // *J. Geophys. Res.* V. 115. D06108. doi:10.1029/2009JD012742. 2010.
- *Wu D.L., Hays P.B., Skinner W.R.* Observations of the 5-day in the mesosphere and lower thermosphere // *Geophys. Res. Lett.* V. 21. P. 2733–2736. 1994.
- *Yuan T., Thurairajah B., She C.-Y., Chandran A., Collins R.L., Krueger D.A.* Wind and temperature response of midlatitude mesopause region to the 2009 sudden stratospheric warming // *J. Geophys. Res.* V. 117. D09114. doi:10.1029/2011JD017142. 2012.