

УДК 551.513

НОРМАЛЬНЫЕ МОДЫ КАК ПРИЧИНА КРУПНОМАСШТАБНЫХ КОЛЕБАНИЙ В ТРОПОСФЕРЕ И СТРАТОСФЕРЕ

© 2022 г. В. И. Мордвинов^а *, О. С. Зоркальцева^а

^аИнститут солнечно-земной физики СО РАН, ул. Лермонтова, 126а, Иркутск, 664033 Россия

*e-mail: v_mordv@mail.iszf.irk.ru

Поступила в редакцию 27.05.2021 г.

После доработки 27.10.2021 г.

Принята к публикации 08.12.2021 г.

При исследовании зонально-усредненных метеорологических полей в средней атмосфере были обнаружены синхронные колебания (в фазе или в противофазе), занимающие протяженные широтные полосы. Линии раздела восходящих и нисходящих движений совпадали со средним климатическим положением струйных течений. Показано, что аналогичные по структуре собственные колебания возникают в простой баротропной квазигеострофической модели, если среднее поле скорости определяется циклоническим вихрем над полюсом и антициклоном в высоких широтах. Так как применимость модели зависит от вертикального масштаба колебаний, исследована вертикальная структура низкочастотных колебаний в тропосфере и стратосфере. Для этого использован метод одноточечных корреляций со сдвигом во времени. Рассмотрены колебания, распространяющиеся из тропосферы в более высокие слои и из средней атмосферы в тропосферу. Оказалось, что низкочастотные колебания, возникающие в тропосфере, слабо проникают в верхние слои атмосферы. Однако возмущения, развивающиеся в средней атмосфере, можно проследить в верхней части тропосферы. Возмущения имеют баротропный характер и, следовательно, использованная для анализа колебаний простая баротропная модель неплохо описывает реальные динамические процессы в средней атмосфере.

Ключевые слова: тропосфера, средняя атмосфера, низкочастотная изменчивость, крутильные колебания

DOI: 10.31857/S0002351522020092

1. ВВЕДЕНИЕ

Причины возникновения низкочастотных колебаний в атмосфере весьма разнообразны. В нижних слоях атмосферы это топографические неустойчивости, обусловленные взаимодействием потоков с горными массивами. В работах Lott и др. были найдены значительные пики на взаимных спектральных графиках между вариациями топографического вращательного момента и зонального ветра на временных масштабах больше 15 сут [1]. Lejenäs and Madden обнаружили связь между волнами Россби, вариациями топографического вращательного момента и колебаниями интегрального углового момента вращения атмосферы (ААМ) в диапазоне 6–15 сут [2]. Внутрисезонные вариации топографического вращательного момента анализировались в связи с колебаниями ААМ, обусловленными осцилляциями Маддена Джулиана (МДО) в тропиках. В верхних слоях атмосферы низкочастотные возмущения могут быть обусловлены неустойчивостями (баротропными и бароклинными) струйных те-

чений. Возможно, какую-то роль в раскачке возмущений играют и тонкие переходные слои — динамическая тропопауза и стратопауза между тропосферой, стратосферой и мезосферой.

Особое место в анализе низкочастотной изменчивости занимают исследования динамики зонально-осредненных величин. С этих исследований начиналось изучение общей циркуляции атмосферы. К колебаниям зонально-осредненных величин в разных временных диапазонах относятся Арктическая осцилляция, струйные течения и “крутильные колебания” — колебания средней зональной компоненты скорости ветра. Если сезонный дрейф зональных течений достаточно уверенно объясняют взаимодействием течений с волнами Россби [3, 4], то механизм раскачки Арктической осцилляции и крутильных колебаний до сих пор неизвестен.

Для исследования динамических процессов в стратосфере и мезосфере ранее нами были использованы данные архива ERA-Interim и мо-

дельные расчеты циркуляции с помощью модели средней и верхней атмосферы (МСВА) [5]. По данным наблюдений и модельным расчетам выполнен анализ вариаций средних зональных характеристик атмосферы. В диапазоне 10–30 сут выделены синхронные колебания в температуре и давлении, занимающие протяженные зоны по широте и по вертикали. Метод выделения колебаний изложен в работе [6]. В этой работе сопоставляются результаты фильтрации длинных временных рядов различных архивов Реанализа с помощью фильтров Бартлетта, Ханна, Хемминга и Парзена. Целью фильтрации является исключение из рядов данных долгопериодных (более 25–30 сут) и кратковременных колебаний (менее 5–10 сут).

Оказалось, что полученные после фильтрации колебания охватывают практически всю атмосферу и напоминают колебания в меридиональных ячейках циркуляции со сменой знака вертикальных скоростей через 15–20 сут. Эти колебания могут быть следствием бароклинной и баротропной неустойчивости течений и, следовательно, иметь структуру наиболее неустойчивых собственных колебаний системы. Для выделения таких колебаний Ляпуновым был предложен метод анализа уравнений по линейному приближению [7]. Результатом анализа являются нормальные моды операторов, характеризующих взаимодействие возмущений со средним потоком. В первой части работы мы применим метод Ляпунова для анализа неустойчивостей, возникающих в барической системе циклонический вихрь над полюсом и антициклон в высоких широтах. В качестве математической модели течений используем хорошо известную и изученную теоретически двумерную квазигеострофическую модель [7–10]. Теоретически подобная модель должна быть неплохим приближением для конвективно-устойчивой стратосферы [11]. Однако неясны возможности применения этой модели в тропосфере, а также связи между низкочастотными колебаниями на разных высотах стратомезосферы и тропосферы. Для исследования этих связей во второй части работы проведен взаимный корреляционный анализ низкочастотных вариаций на разных уровнях атмосферы по данным архива ERA-Interim.

2. НОРМАЛЬНЫЕ МОДЫ НИЗКОЧАСТОТНЫХ КОЛЕБАНИЙ В АТМОСФЕРЕ. МЕТОДИКА

Используем для анализа собственных колебаний в атмосфере уравнение квазигеострофического потенциального вихря в баротропном приближении [9, 10]

$$\frac{\partial(\Delta - L_0^2)\psi}{\partial t} = \frac{1}{a^2} \left[\frac{\partial\psi}{\partial\mu} \frac{\partial\Delta\psi}{\partial\lambda} - \frac{\partial\psi}{\partial\lambda} \frac{\partial\Delta\psi}{\partial\mu} \right] - \frac{2\Omega}{a^2} \frac{\partial\psi}{\partial\lambda} - r\Delta\psi - K\Delta^2(\Delta\psi), \quad (1)$$

где ψ – функция тока, связанная с вектором горизонтальной скорости соотношением $\mathbf{v} = \mathbf{k} \times \nabla\psi = \left(-\mathbf{i} \frac{\partial\psi}{\partial y}, \mathbf{j} \frac{\partial\psi}{\partial x} \right)$, a – радиус Земли, Ω – угловая скорость вращения Земли, $L_0 \equiv \sqrt{gh}/l \approx \sqrt{gh}/2\Omega \sin 45^\circ$ – радиус Россби–Обухова, r – коэффициент релеевского трения (диссипация в пограничном слое), принят равным $(10 \text{ дней})^{-1}$, K – коэффициент турбулентной вязкости. Вообще говоря, параметризация вязкости в квазигеострофическом приближении представляет собой нетривиальную задачу [12]. Для расширения инерционного интервала энстрофии обычно используют гипервязкость вида $F = (-1)^{N+1} k\Delta^N(\Delta\psi)$, $N > 1$, а коэффициенты N и k подбирают из тех или иных соображений [13]. Для моделирования процессов выше планетарного пограничного слоя турбулентной вязкостью часто вообще пренебрегают [7]. Так как нас интересовали не абсолютные, а относительные характеристики неустойчивостей, мы использовали турбулентную вязкость только для подавления мелкомасштабных возмущений.

Как мы уже отмечали во Введении, свойства этого уравнения, возникающие в модели неустойчивости хорошо изучены в ряде работ, из которых выделим работы В.П. Дымникова с соавторами [7–9]. Неустойчивости и колебания, возникающие в данной модели, зависят от ряда факторов, в первую очередь, от структуры среднего потока. Изменяя структуру среднего потока, можно пытаться воспроизвести реальные колебания.

После линеаризации уравнение для возмущений функции тока принимает вид:

$$\frac{\partial(\Delta - L_0^2)\psi'}{\partial t} = \frac{1}{a^2} \times \left[\frac{\partial\psi'}{\partial\mu} \frac{\partial\Delta\bar{\psi}}{\partial\lambda} - \frac{\partial\psi'}{\partial\lambda} \frac{\partial\Delta\bar{\psi}}{\partial\mu} + \frac{\partial\bar{\psi}}{\partial\mu} \frac{\partial\Delta\psi'}{\partial\lambda} - \frac{\partial\bar{\psi}}{\partial\lambda} \frac{\partial\Delta\psi'}{\partial\mu} \right] - \frac{2\Omega}{a^2} \frac{\partial\psi'}{\partial\lambda} - r\Delta\psi' - K\Delta^2(\Delta\psi') \quad (2)$$

или в операторной форме:

$$\frac{\partial(\Delta - L_0^2)\psi'}{\partial t} = D\psi', \quad (3)$$

где $\bar{\psi}$ – средняя функция тока, ψ' – возмущения функции тока.

Если представить решение (3) в виде нормальной моды $\psi' = \exp(\sigma t) \psi'_0(\lambda, \varphi)$ [7], где $\sigma, \psi'_0(\lambda, \varphi)$ – комплексные частота и фаза колебаний, и подставить в уравнение (3), то мы приходим к задаче на собственные значения и собственные функции линейаризованного дифференциального оператора D , зависящего от структуры среднего потока $\bar{\psi}$

$$D\psi'_0 = \sigma\psi'_0. \quad (4)$$

Задание ψ' в виде нормальной моды позволяет перейти от решения дифференциального эволюционного уравнения к более простой задаче на собственные функции и собственные значения оператора, не требующей начальных условий, выбора численной схемы и т.п. Для вычисления D мы использовали метод коэффициентов взаимодействия, а для расчета частот колебаний σ и собственных векторов ψ'_0 – стандартную процедуру `LA_EIGENPROBLEM` языка программирования `IDL` [13].

Основными структурными образованиями в барическом поле зимней стратосферы Северного полушария, определяющими $\bar{\psi}$, являются циклонический вихрь над полюсом и антициклон над северной частью Тихого океана. Средние функции тока этих образований задавались в виде гауссиан $\bar{\psi} \sim \exp\{-kp^2\}$. Здесь p – ортодромия – расстояние между центром вихря и произвольной точкой на сфере, k – коэффициент, характеризующий “ширину” гауссианы. В радианах “ширина” гауссианы связана с коэффициентом k соотношением $\Delta = 1/\sqrt{2k}$. Для расчета собственных значений и собственных векторов оператора D применялся метод Галеркина, в качестве базисных функций использовались сферические гармоники до $n = 13$. Решение спектральной задачи (4) позволило выделить класс решений в виде экспоненциально растущих (или затухающих) со временем колебаний.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

Расчеты показали, что для различных значений k все нормальные моды циклонического вихря над полюсом являются затухающими. Это означает, что осесимметричное течение, моделируемое простой гауссианой, является устойчивым, по крайней мере, для выбранных параметров циклонического вихря. Интересную структуру, близкую к осевой симметрии, имели первая и пятая моды. По структуре они были близки к крутильным колебаниям, однако имели очень боль-

шой период, значительно превышающий периоды колебаний других нормальных мод. Далее были рассмотрены нормальные моды высокоширотного антициклона. Первая мода оказалась неустойчивой, имела квазидипольную структуру и малое характерное время возрастания амплитуды (менее суток). Вторая мода была почти стационарна, имела зональную структуру, асимметричную относительно экватора, и с периодом приблизительно 38 сут смещалась на восток. Третья мода была симметрична относительно экватора и затухала примерно в 7 раз быстрее, чем вторая мода. Эта мода также имела зональную структуру, однако с периодом 24 сут смещалась не в восточном, а в западном направлении. Остальные моды были разнообразны по форме и быстро затухали со временем.

Затем были рассмотрены нормальные моды суммы циклонического вихря над полюсом и антициклона. На рис. 1 приведены вещественные компоненты первых трех нормальных мод. Наиболее быстро растущей модой, также как и для одиночного антициклона, оказалась мода, имеющая квазидипольную структуру. Можно предположить, что эта мода поддерживает циклон на полюсе и, возможно, играет важную роль в его стационаровании. Вторая мода имела очень сложную пространственную структуру, и только третья мода напоминала по форме крутильные колебания [14].

Особенностью крутильных колебаний в тропосфере является хорошо выраженный меридиональный дрейф со скоростью примерно 6 градусов в сутки. В стратосфере вариации имеют несколько иной характер и напоминают периодические смены знака колебаний зональной скорости, давления и температуры. Однако, смена знака, так же, как и в тропосфере, может вызываться меридиональным дрейфом возмущений.

Изменения со временем нормальных мод определяются соотношением

$$\begin{aligned} \psi' &= \text{Re}(e^{-i\sigma t} \psi_0(x, y, \xi)) = \\ &= (\psi_{0r} + i\psi_{0i}) e^{-i(\sigma_r + i\sigma_i)t} = \\ &= e^{\sigma_i t} (\psi_{0r} \cos \sigma_r t + \psi_{0i} \sin \sigma_r t). \end{aligned}$$

На рис. 2 показаны изменения со временем за 28 сут в стереографической проекции третьей нормальной моды комбинации циклонический вихрь над полюсом + антициклон, рассчитанные по приведенной выше формуле. Структура моды и ее изменения очень напоминают крутильные колебания, выделенные по данным наблюдений [14]. Период колебаний моды составляет 18 сут.

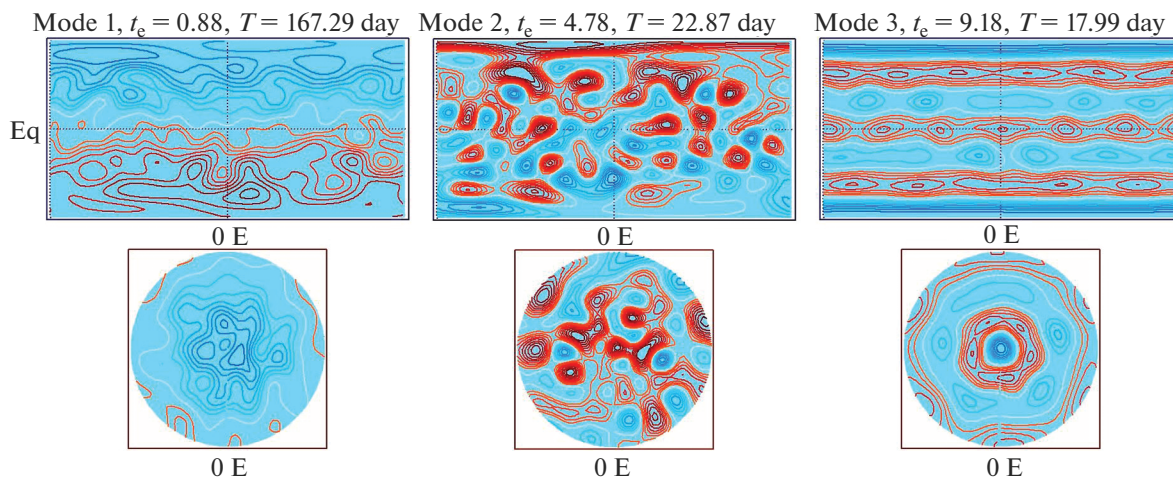


Рис. 1. Вещественные компоненты первых 3 нормальных мод комбинации циклонический вихрь над полюсом + антициклон в высоких широтах, ранжированных по характерным временам скорости роста амплитуды. На рисунок нанесены нормированные изолинии функции тока нормальных мод ψ'_0 в диапазоне -0.9 – $+0.9$, красным цветом – положительные значения, синим – отрицательные значения. Центр антициклона имел координаты 60° с.ш., 100° в.д., $\Delta = 9^\circ$. t_e – характерное время возрастания амплитуды в e раз, T – период колебаний нормальной моды (сут).

В целом, комбинация циклонического вихря над полюсом и антициклона в высоких широтах оказалась более неустойчивой, чем циклонического вихря и одиночного антициклона. Если в одиночном антициклоне неустойчивой была только одна мода, имеющая антисимметричную относительно экватора квазидипольную структуру, то комбинация циклонического вихря над полюсом и антициклона имела пять неустойчивых мод и, следовательно, больше возможностей для развития неустойчивостей и генерации колебаний.

Необходимо, однако, принимать во внимание то, что нормальные моды представляют лишь потенциальную возможность развития колебаний с определенной пространственной структурой. Для реального возникновения таких колебаний необходимо, чтобы такую же пространственную структуру имели возмущения среднего потока в начальный момент времени или же источник завихренности в уравнении динамики вихря. В проведенном исследовании мы также не акцентировали внимание на таких важных вопросах, как зависимость нормальных мод от степени последней сферической гармоники в разложении функции тока, или выборе модели двумерной турбулентной вязкости. Для нас был важен ответ на принципиальный вопрос – могут ли какие-либо нормальные моды для реалистичных конфигураций среднего потока иметь форму зонально-симметричных колебаний. Мы получили положительный ответ. Степень устойчивости и даже период колебаний этих мод пока менее важны, поскольку тесным

образом связаны с неизвестным механизмом их возбуждения.

4. ИССЛЕДОВАНИЕ СВЯЗИ МЕЖДУ НИЗКОЧАСТОТНЫМИ КОЛЕБАНИЯМИ НА РАЗНЫХ УРОВНЯХ АТМОСФЕРЫ

Как мы уже отмечали, исследование вертикальной структуры реальных колебаний важно для оценки возможности воспроизведения колебаний в простой баротропной модели. В работе [5] мы выполнили подобное исследование для метеовеличин, осредненных вдоль широтных кругов. Колебания осредненных величин в диапазоне 10–30 суток происходили практически синхронно в протяженных по высоте областях, что, в общем, подтверждает возможность использования баротропной модели. Однако полученные в модельных расчетах осесимметричные колебания, скорее всего, являются лишь первым и, возможно, грубым приближением реальных колебаний, зависящих от топографии подстилающей поверхности. Поэтому в данной работе мы исследовали вертикальную структуру колебаний в зависимости не только от широты, но и от долготы. Для анализа вертикальной структуры колебаний был использован метод одноточечных корреляций со сдвигом во времени [15]. В этом методе коэффициенты корреляции рассчитываются между вариациями метеорологических величин в узлах пространственной сетки и некоторым “реперным” временным рядом. Этим “реперным” рядом может быть вре-

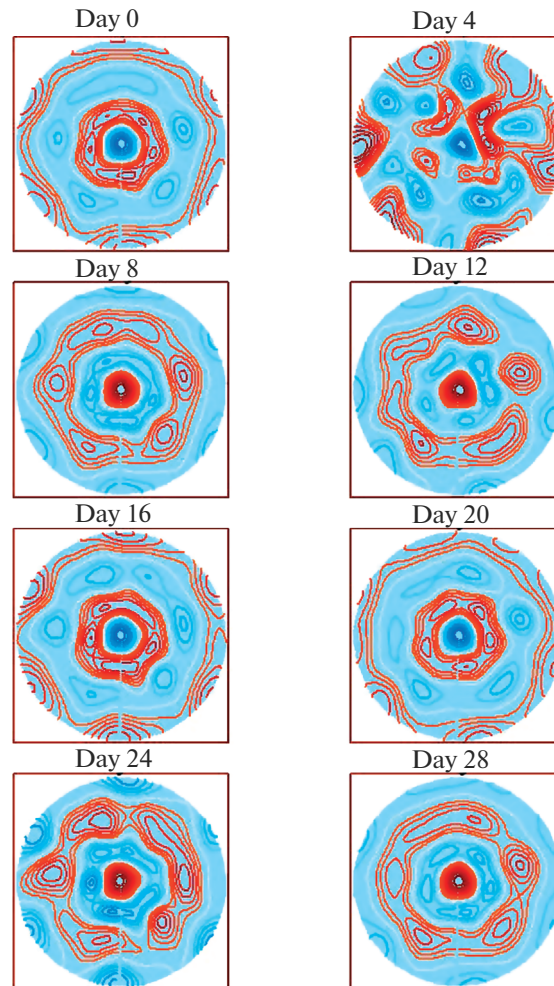


Рис. 2. Изменения со временем за 28 сут в стереографической проекции третьей нормальной моды комбинации циклонический вихрь над полюсом + антициклон.

менной ряд вариаций средней зональной величины на некотором уровне атмосферы вдоль выбранного широтного круга. Если же в качестве “реперного” ряда выбрать временной ряд изменений метеорологического параметра в фиксированных узлах сетки, то распределение коэффициентов корреляции будет отражать пространственную структуру и эволюцию регулярных колебаний в выбранных регионах.

В качестве реперных точек мы выбрали точки вдоль широтных кругов 55° и 30° с.ш., на долготах 20° , 110° в.д., 70° , 160° з.д. Широта 55° приблизительно соответствует среднему положению полярного фронта в атмосфере. Колебания метеорологических величин в этой широтной полосе имеют большую амплитуду практически во всех частотных диапазонах. Можно предположить, что в области полярнофронтального струйного течения наиболее благоприятны условия проникновения колебаний в верхние слои атмосферы. Вблизи широт-

ной полосы 30° с.ш. располагается субтропическое струйное течение.

Оценим надежность оценки коэффициентов корреляции. В принципе, при статистическом оценивании любых параметров случайной величины могут быть использованы разные методы – метод максимального правдоподобия, метод максимальной апостериорной вероятности, минимума риска [16]. Чаще всего исследователи не затрудняют себя анализом различных методов оценивания и считают априорную информацию отсутствующей, функцию потерь неизвестной, а распределение случайных величин нормальным. К нашему случаю эти предположения применимы с оговорками, касающимися числа степеней свободы. Однако возможные поправки, обусловленные наличием в процессе регулярных или периодических возмущений не очень существенны, поскольку число измерений велико и оценки коэф-

коэффициентов корреляции получаются с высокой степенью достоверности.

Первичной величиной для анализа являются коэффициенты корреляции. Число измерений во всех случаях, при любых сдвигах по времени велико, поэтому распределение вероятности выборочных значений коэффициента корреляции можно считать нормальным с математическим ожиданием, равным истинному значению коэффициента

корреляции ρ и дисперсией, равной $Dr = \frac{(1 - \rho^2)^2}{n}$,

где n – число степеней свободы [16]. Достоверность оценок коэффициентов корреляции определяется распределением шума, поэтому $\rho = 0$. При аппроксимации распределения вероятностей выборочных коэффициентов корреляции нормальным распределением связь между пороговым значением коэффициента корреляции и пороговым значением нормально распределенной случайной величины задается соотношением $\rho_n = U_n/n$, где U_n – пороговое значение нормализованной случайной величины, соответствующее заданной интегральной вероятности ошибки. При интегральной вероятности ошибки 5% и числе степеней свободы 20 соотношение принимает вид $\rho_n = U_n/\sqrt{n} = 1.64/\sqrt{20} = 0.37 \approx 0.4$ [16]. Если дополнительно усреднить результат за 10 лет (при условии сохранения генеральной совокупности) порог обнаружения понижается еще примерно в три раза, т.е. принимает значение 0.1–0.2. Это означает, что все значения коэффициентов корреляции, приводимые далее на рисунках, рассчитываются с высокой степенью достоверности, что, конечно, не означает высокую степень связи величин на разных уровнях и в разные моменты времени. Статистика в данном случае не может нам ничем помочь и при оценке связи приходится опираться на субъективные эвристические оценки. На наш взгляд, значения коэффициентов корреляции 0.2–0.4 при дополнительном условии подобия пространственных структур корреляционных полей на разных уровнях атмосферы и в разные моменты времени вполне могли бы указывать на физическую связность процессов.

В расчетах использовались данные о высоте изобарических поверхностей (hgt) архива Era-Interim. Вариации hgt предварительно отфильтровывались в диапазоне 10–30 суток. Относительно каждой из выбранных реперных точек за 90 сут, начиная с 1 января выбранного года, рассчитывались одноточечные корреляции в узлах сетки на всех изобарических поверхностях архива со сдвигами по времени от –10 до +8 сут. Это позволяло выделять не только структуру, но и

динамику колебаний не только по горизонтали, но и по вертикали. Если корреляции затухают при удалении снизу вверх от поверхности с реперными точками, можно предположить, что источник колебаний находится внизу, возможно, в тропосфере. Если, наоборот, корреляции ослабевают и меняют свою структуру при движении сверху вниз от поверхности с реперными точками, то источником колебаний, вероятно, являются какие-то процессы в верхних слоях атмосферы. Для снижения уровня шума рассчитанные коэффициенты корреляции усреднялись за 10-летние интервалы времени.

Рассмотрим сначала “интегральные” характеристики колебаний, “распространяющихся” снизу вверх. На рис. 3 приведены расчеты максимальных значений абсолютных величин коэффициентов корреляции ($max(abs)$), рассчитанных на разных уровнях атмосферы относительно вариаций hgt на уровне 500 гПа вдоль широтного круга 55° с.ш. в точках с координатами по долготе 20, 110° в.д., 70, 160° з.д. Нанесены изокорреляты превышающие значения 0.5, т.е. все рассчитанные значения коэффициентов корреляции значимые. Видно, что колебания, возникающие в тропосфере, быстро ослабевают при прохождении тропопаузы, хотя и прослеживаются до верхних слоев стратосферы. Какие либо принципиально отличающиеся особенности в разных долготных интервалах отсутствуют. Для оценки возможных изменений в распространении колебаний со временем на рис. 3е приведены расчеты максимальных значений коэффициентов корреляции для реперной точки 55° с.ш., 110° в.д. за интервал времени с 1985 по 1995 г. Распределения коэффициентов корреляции за разные интервалы времени похожи. Видно, однако, что в стратосфере в 1985–1995 гг. колебания относительно нулевого момента времени наблюдались на 1–2 сут позднее, чем в тропосфере. В 1979–1989 гг. колебания на всех высотах происходили практически синхронно.

Аналогичные расчеты, выполненные для реперных точек, лежащих вдоль широтного круга 30° с.ш., приведены на рис. 4. В разных долготных интервалах условия распространения возмущений по вертикали существенно отличаются. Быстрее всего возмущения затухают при распространении вверх над Восточной Азией (110° в.д.), а медленнее всего – над Тихим океаном (160° з.д.). Над Европой и Западной Атлантикой условия распространения примерно одинаковы.

Рассмотрим теперь распространение возмущений “сверху вниз”. Особый интерес представляют возмущения, возникающие на уровнях 1 и 10 гПа. На рис. 5 приведены результаты расчетов

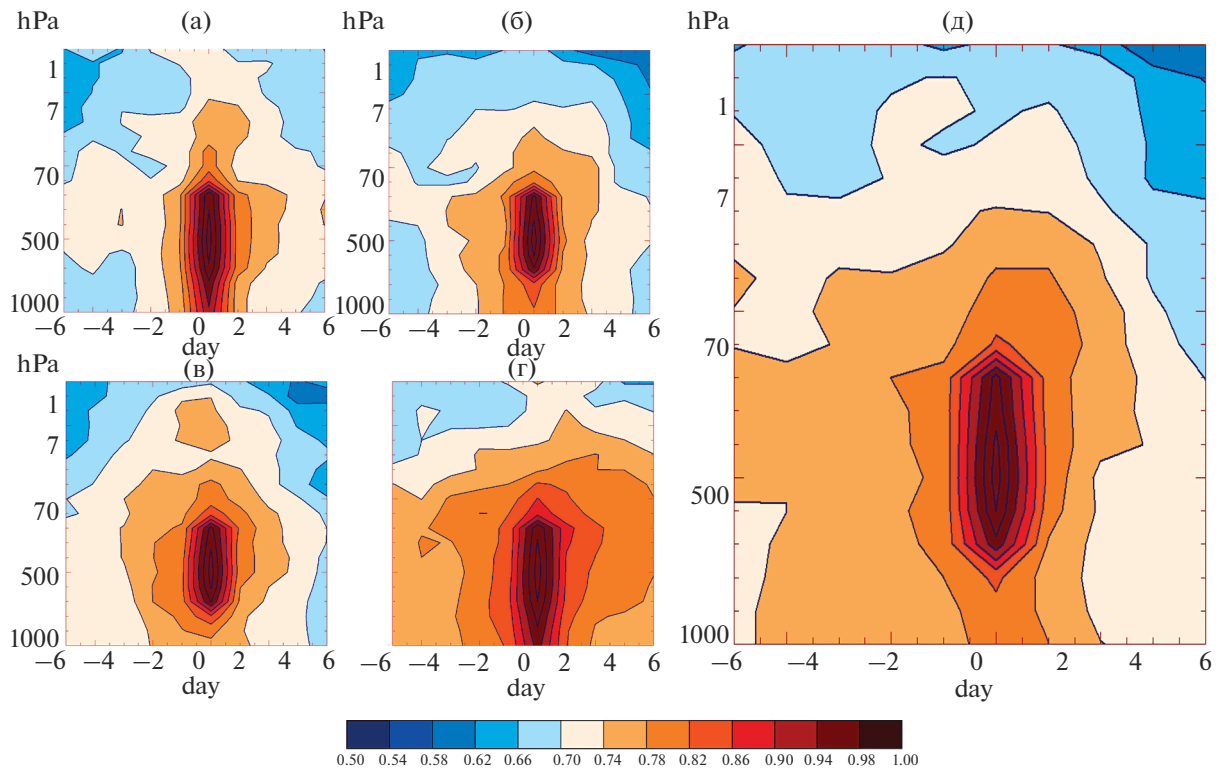


Рис. 3. Распределения по вертикали и в зависимости от сдвига по времени максимальных значений абсолютных величин коэффициентов корреляции вариаций высот изобарических поверхностей относительно реперного ряда вариаций hgt в точках вдоль широтного круга 55° с.ш. с координатами по долготе $20, 110^\circ$ в.д.; $70, 160^\circ$ з.д. (а, б, в, г, д) на изобарической поверхности 500 гПа, усредненных за 10-летний период с 1985 по 1995 гг. и в точке с координатами 55° с.ш., 110° в.д. за период с 1979 по 1989 годы (д).

максимальных значений абсолютных величин коэффициентов корреляции, рассчитанных на разных уровнях атмосферы относительно вариаций hgt на уровне 1 гПа (а) и 10 гПа (б) в точках вдоль широтного круга 55° с.ш. с координатами по долготе $20, 110^\circ$ в.д., $70, 160^\circ$ з.д. Видно, что вариации, возникающие в стратосфере, лучше проникают в нижнюю стратосферу и тропосферу (особенно в западном полушарии), чем вариации, возникающие в тропосфере, и проникающие в верхние слои атмосферы. Действительно, если максимальные значения коэффициентов корреляции для вариаций на верхних уровнях стратосферы относительно вариаций в тропосфере составляют 0.5 и выше, то для вариаций, возникающих на верхних уровнях, корреляции в тропосфере начинаются со значений 0.7 и выше. Очевидно, все рассчитанные значения коэффициентов корреляции значимые. Видимо, в стратосфере вариации почти баротропны и, следовательно, применима модель, использованная для расчета нормальных мод в первом разделе,

На рис. 6 аналогичные расчеты приведены для широтного круга 30° с.ш. Корреляция между низ-

кочастотными вариациями hgt в стратосфере и тропосфере оказывается неожиданно высокой и в тропической зоне.

Для проверки полученных выводов мы сопоставили распределения корреляционных полей, рассчитанных относительно реперных точек на поверхности 500 гПа, 1 и 10 гПа. На основании анализа интегральных характеристик можно было бы предположить, что и структуры корреляционных полей на разных уровнях должны быть похожими. Оказалось, однако, что это не так или не совсем так.

На рис. 7 приведены распределения коэффициентов корреляции вариаций hgt на уровнях $500, 100, 10$ и 1 гПа относительно реперного ряда вариаций hgt в точке с координатами 55° ю.ш. 110° в.д. на изобарической поверхности 500 гПа, усредненные за 10-летний период с 1979 по 1989 гг. Распределения коэффициентов корреляции приведены для нулевого сдвига по времени. Изокоррелянты на нижнем уровне ($500/500$ гПа) имеют сложную структуру. В тропической области выделяется область положительных аномалий. Эту же область можно увидеть в корреляциях на уровне

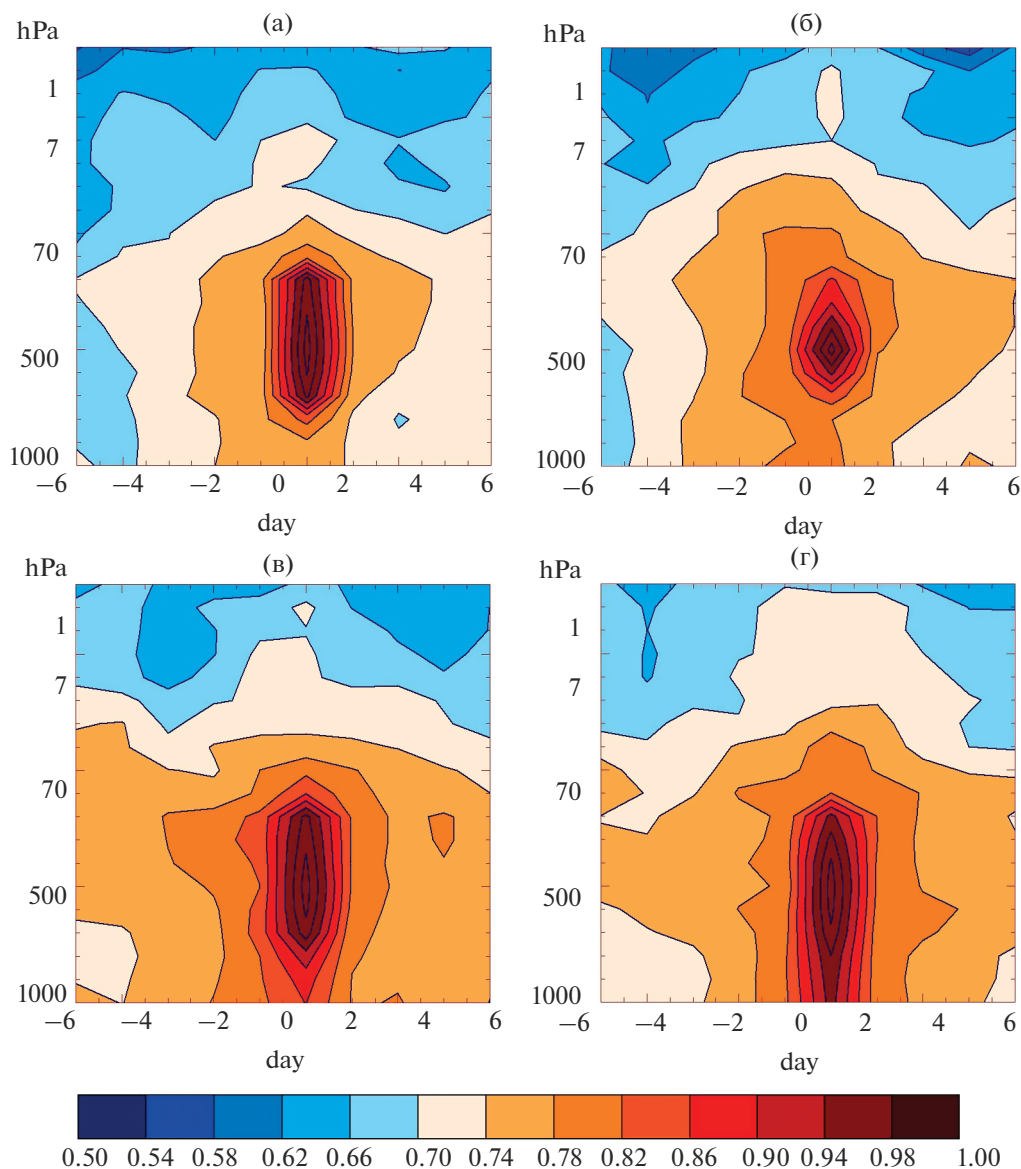


Рис. 4. Распределения максимальных значений абсолютных величин коэффициентов корреляции вариаций высот изобарических поверхностей относительно реперного ряда вариаций *hgt* вдоль широтного круга 30° с.ш. в точках с координатами по долготе 20, 110° в.д., 70, 160° з.д. (а, б, в, г) на изобарической поверхности 500 гПа, усредненных за 10-летний период с 1985 по 1995 г.

100 гПа. Корреляции, значительно превышающие шум, наблюдаются в Центральной и Восточной Азии и в западной части Тихого океана. В нижней стратосфере (100 гПа) структура колебаний мало отличается от структуры на уровне 500 гПа, разве лишь аномалии в распределении коэффициентов корреляции несколько развернуты по часовой стрелке. Структура аномалий в распределении поля коэффициентов существенно меняется на уровне 10 гПа. Уменьшается и амплитуда аномалий. Еще более слабыми являются вариации на уровне 1 гПа.

Рассмотрим теперь, как ведут себя колебания, “распространяющиеся” сверху вниз. На рис. 8 приведены распределения полей изокоррелят вариаций *hgt* на уровнях 1, 10, 100 и 500 гПа относительно вариаций реперного ряда *hgt* в выбранной точке на уровне 1 гПа при нулевом сдвиге по времени.

Колебания на уровне 1 гПа имеют совсем иную структуру, чем на уровне 500 гПа — они более крупномасштабны, а положительная аномалия соответствует всему евроазиатскому континенту. По

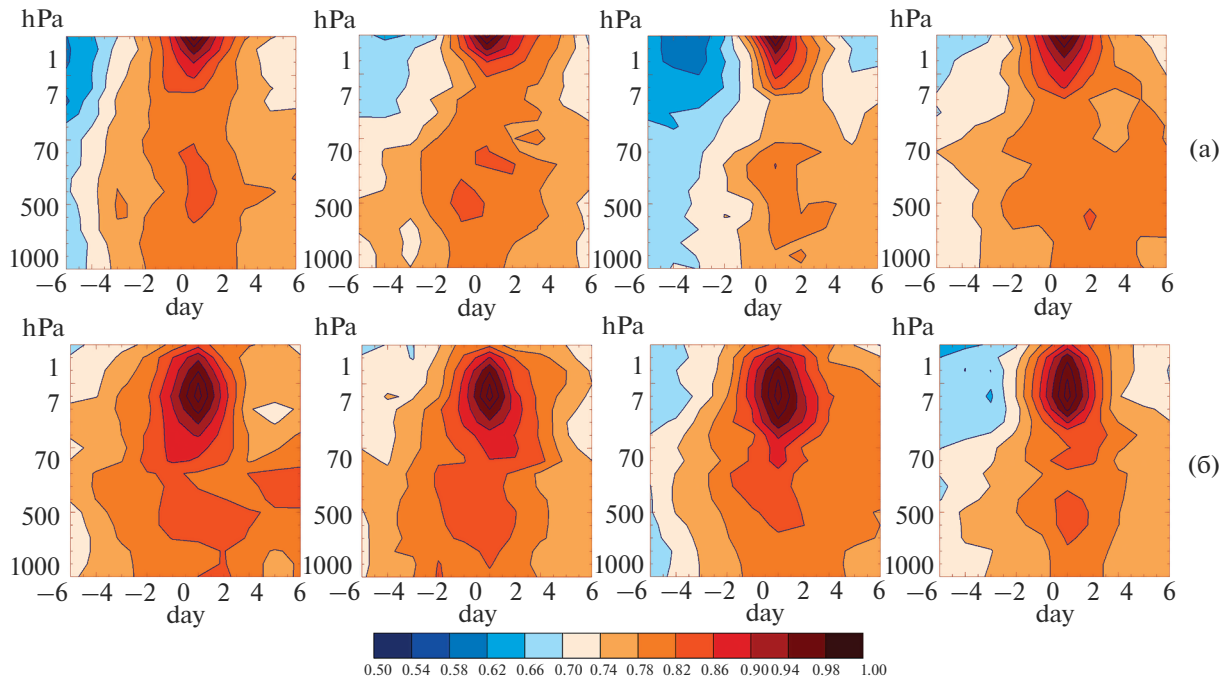


Рис. 5. Распределения максимальных значений абсолютных величин коэффициентов корреляции вариаций высот изобарических поверхностей относительно реперного ряда вариаций hgt в точках вдоль широтного круга 55° с.ш. с координатами по долготе $20, 110^\circ$ в.д., $70, 160^\circ$ з.д. (слева направо) на изобарической поверхности 1 (а) и 10 гПа (б), усредненных за 10-летний период с 1985 по 1995 г.

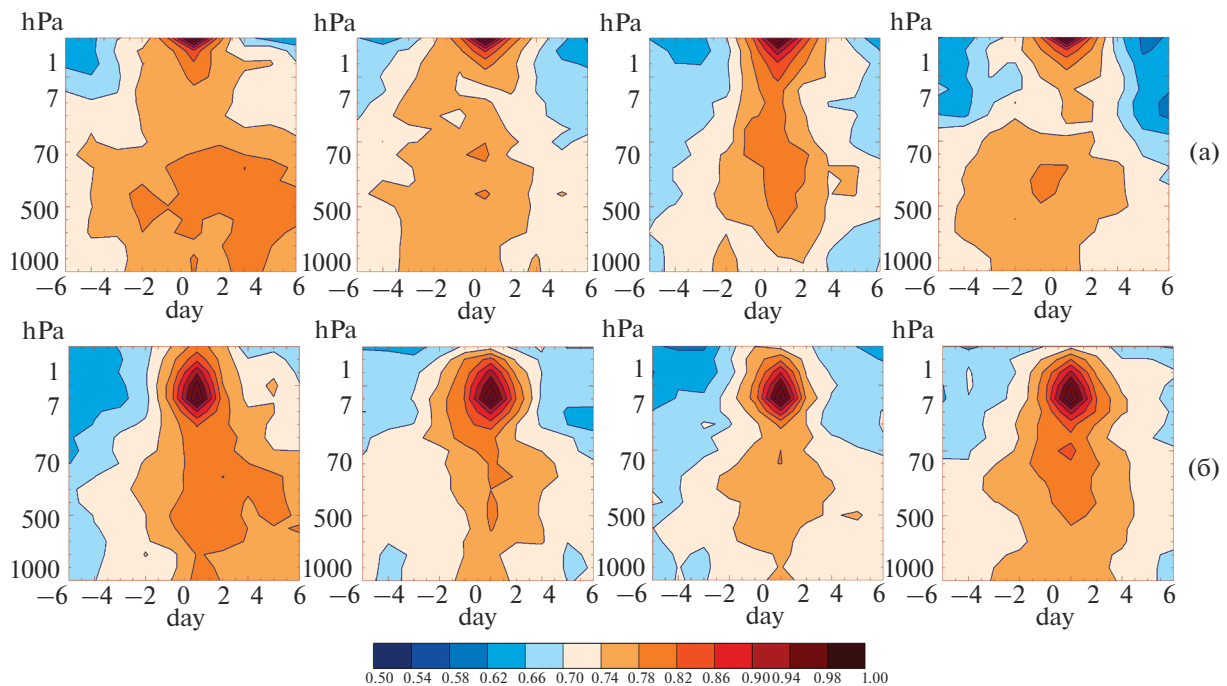


Рис. 6. Распределения максимальных значений абсолютных величин коэффициентов корреляции вариаций высот изобарических поверхностей относительно реперного ряда вариаций hgt в точках вдоль широтного круга 30° с.ш. с координатами по долготе $20, 110^\circ$ в.д., $70, 160^\circ$ з.д. (слева направо) на изобарической поверхности 1 (а) и 10 гПа (б), усредненных за 10-летний период с 1985 по 1995 г.

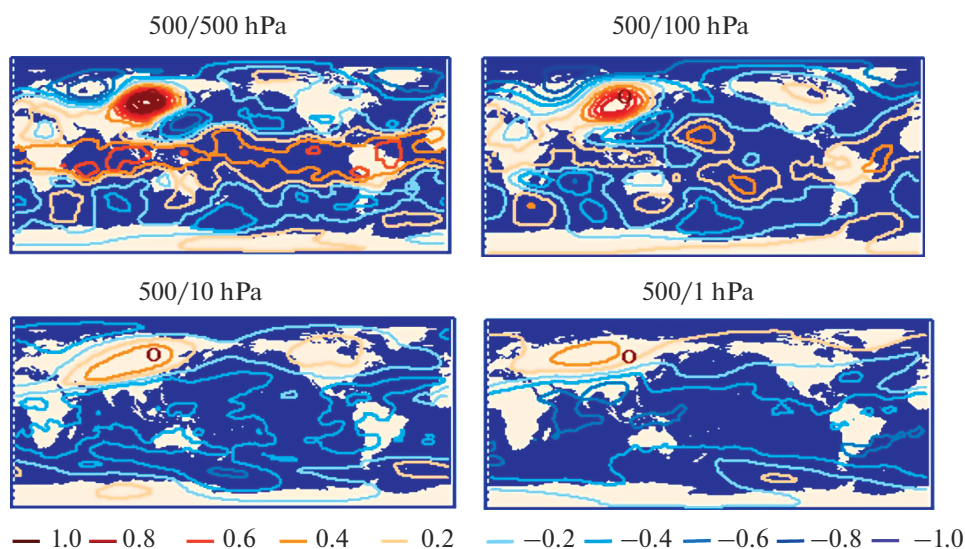


Рис. 7. Распределения коэффициентов корреляции вариаций высоты изобарических поверхностей 500, 100, 10 и 1 гПа относительно реперного ряда вариаций *hgt* в точке с координатами 55° ю.ш. 110° в.д. на изобарической поверхности 500 гПа при нулевом сдвиге по времени, усредненные за 10-летний период с 1979 по 1989 г.

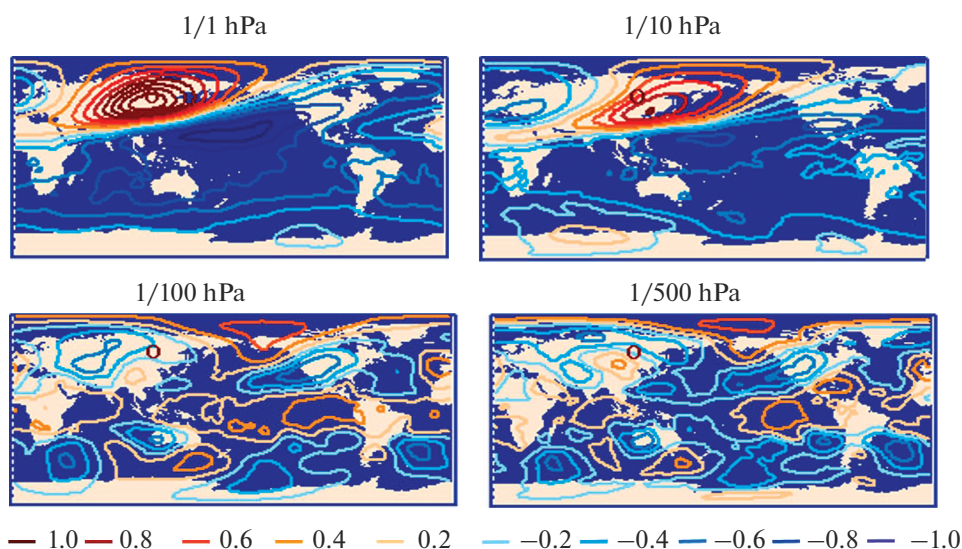


Рис. 8. Распределения коэффициентов корреляции вариаций высоты изобарических поверхностей 1, 10, 100 и 500 гПа относительно реперного ряда вариаций *hgt* в точке с координатами 55° с.ш. 110° в.д. на изобарической поверхности 1 гПа, усредненные за 10-летний период с 1985 по 1995 гг.

мере “погружения” в нижние слои атмосферы возрастает уровень шума, однако колебания, которые наблюдались на более высоких уровнях, прослеживаются вплоть до тропопаузы. И даже на уровне 500 гПа мы видим следы этих колебаний (особенно в полярной области).

На уровне 10 гПа структуры поля корреляций несколько развернуты вдоль широтных кругов против часовой стрелки относительно аномалий на уровне 1 гПа. Аномалии образуют знакопеременные спирали, стягивающиеся вследствие ме-

ридионального переноса к северу. “Стягивание” спиралей к полярной области сопровождается формированием, разрушением и сменой знака зонально-симметричных областей преобладающей полярности. Видимо, эти смены знака аномалий барического поля мы и наблюдаем при анализе динамики зонально симметричных вариаций метеорологических величин в форме смены знака “конвективных валов”. На уровнях 100 и 500 гПа структура аномалий совершенно другая, а амплитуда значительно меньше. Видимо, мы имеем дело с ко-

лебаниями, которые или возникают во всей толще стратосферы или на каких-то более низких уровнях, например, в нижней стратосфере.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучен один из возможных механизмов расщепки низкочастотных зонально-симметричных колебаний в средней атмосфере — собственные колебания среднего потока, обусловленного циклоническим вихрем над полюсом и высокоширотным антициклоном. Для расчетов использовалась баротропная квазигеострофическая модель. Условием применимости данной модели является конвективная устойчивость течения. Это условие выполняется в средней атмосфере и, возможно, в тропосфере, но только для крупномасштабных процессов. Оказалось, что некоторые из наиболее неустойчивых мод комбинации циклонический вихрь над полюсом + антициклон в высоких широтах действительно напоминают реальные колебания, развивающиеся в атмосфере, в частности, крутильные колебания.

Для исследования вертикальной структуры низкочастотных колебаний в тропосфере и стратосфере использован метод односточечных корреляций со сдвигом во времени. Расчеты “интегральных” характеристик корреляционных полей показали, что низкочастотные колебания, возникающие в тропосфере, слабо проникают в верхние слои атмосферы. Однако возмущения, развивающиеся в стратосфере, можно проследить в верхней части тропосферы. Анализ пространственной структуры корреляционных полей подтвердил выводы, полученные по интегральным характеристикам. Возмущения в верхней стратосфере прослеживаются до тропопаузы и даже до уровня 500 гПа. Колебания в тропосфере на уровне 500 гПа, в свою очередь, проникают в стратосферу, однако все же в меньшей степени, чем колебания, “распространяющиеся” сверху вниз. Можно предположить, что горизонтальная структура возмущений складывается под влиянием структуры поля скорости на каждом из уровней, при этом сам источник возмущений может иметь баротропный характер и развиваться почти синхронно во всей стратосфере и, возможно, тропосфере. Баротропный характер возмущений позволяет предположить, что использованная для изучения неустойчивостей квазигеострофическая баротропная модель неплохо описывает реальные динамические процессы в средней атмосфере.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России (субсидия № 075-ГЗ/Ц3569/278).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Lott F., Robertson A.W., Ghil M.* Mountain Torques and Northern Hemisphere Low-Frequency Variability. Part I: Hemispheric Aspects // *J. Atmos. Sci.* 2004. V. 61. P. 1259–1271.
2. *Lejona's H., Madden R.A.* Mountain torques caused by normal-mode global Rossby waves, and the impact on atmospheric angular momentum // *J. Atmos. Sci.* 2000. V. 57. P. 1045–1051.
3. *Feldstein S.B.* An Observational Study of the Intraseasonal Poleward Propagation of Zonal Mean Flow Anomalies // *J. Atmos. Sci.* 1998. V. 55. P. 2516–2529.
4. *Lee S., Son S-W., Grise K., Feldstein S.B.* A Mechanism for the Poleward Propagation of Zonal Mean Flow Anomalies // *Meteorology and Atmospheric Science.* 2007. V. 64. P. 849–868.
5. *Зоркальцева О.С., Мордвинов В.И., Погорельцев А.И., Домбровская Н.С.* Динамика среднезональных характеристик циркуляции в средней атмосфере // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2020. Т. 56. № 4. С. 433–445.
6. *Zorkaltseva O.S., Mordvinov V.I., Devyatova E.V., Dombrovskaya N.S.* Method for calculating torsional oscillations in Earth's atmosphere from NCEP/NCAR, ERA-2, ECMWF ERA-40, and ERA-INTERIM // *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 2019. V.5. P. 69–76.
7. *Дымников В.П., Скиба Ю.Н.* Баротропная неустойчивость зонально - несимметричных атмосферных потоков. Москва: Наука, 1986. 104 с.
8. *Дымников В.П., Филатов А.Н.* Устойчивость крупномасштабных атмосферных процессов. М.: Отдел вычислительной математики АН СССР, 1988. 140 с.
9. *Дымников В.П.* Устойчивость и предсказуемость крупномасштабных атмосферных процессов, М.: ИВМ РАН, 2007. 283 с.
10. *Holton J.R.* An Introduction to Dynamic Meteorology, Fourth Edition, Elsevier. 2004. V. 88. 535 p.
11. *Гандин Л.С., Дубов А.С.* Численные методы краткосрочного прогноза погоды, Л.: Гидромет. изд-во, 1968. 427 с.
12. *Данилов С.Д., Гурарий Д.* Квазидвумерная турбулентность // *УФН.* 2000. Т. 170. № 9. С. 921–969.
13. *Мордвинов В.И., Десяткова Е.В., Томозов В.М.* Гидродинамические неустойчивости в тахоклине, обусловленные вариациями толщины слоя и неоднородностями среднего потока // *Солнечно-земная физика.* 2013. Т.23. С. 3–8.
14. *Мордвинов В.И., Иванова А.С., Десяткова Е.В.* Возбуждение Арктической и Антарктической осцилляций крутильными колебаниями // *Солнечно-земная физика.* 2009. Т. 13. С. 55–65.
15. *Уоллес Дж., Блэкмон М.* Крупномасштабные динамические процессы в атмосфере. М.: Мир, 1988. 428 с.
16. *Корн Г., Корн Т.* Справочник по математике. М.: Наука, 1984. 831 с.

Normal Mode as a Cause of Large-Scale Variations in the Troposphere and Stratosphere

V. I. Mordvinov¹, * and O. S. Zorkaltseva¹

¹ *Institute of solar-terrestrial physics SB RAS, 126A Lermontov street, Irkutsk, 664033 Russia*

**e-mail: v_mordv@mail.iszf.irk.ru*

In the study of zonal-averaged meteorological fields in the middle atmosphere, synchronous oscillations (in phase or in antiphase) were detected, occupying extended latitudinal bands. The lines of separation of the ascending and descending movements coincided with the average climatic position of the jet streams. It is shown that similar eigenmodes occur in a simple barotropic quasi-geostrophic model. This is possible if the average velocity field is determined by a Polar vortex and a high latitude stratospheric anticyclone. To study the vertical structure of low-frequency oscillations in the troposphere and stratosphere, the method of one-point lag correlations was used. The oscillations propagating from the troposphere to higher layers and from the stratosphere to the troposphere are considered. It turned out that the low-frequency oscillations that occur in the troposphere, weakly penetrate into the upper atmosphere. However, disturbances developing in the stratosphere can be traced to the upper part of the troposphere. The perturbations are barotropic in nature and, consequently, the quasi-geostrophic barotropic model used to study instabilities describes the real dynamic processes in the stratosphere quite well.

Keywords: troposphere, stratosphere, low-frequency variability, torsional oscillations