

УЧРЕЖДЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК  
ИНСТИТУТ КОСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РАН



Пр-2163

**Г. Р. Хайруллина, Н. М. Астафьева**

# **КВАЗИДВУХЛЕТНИЕ КОЛЕБАНИЯ В АТМОСФЕРЕ ЗЕМЛИ**

**ОБЗОР: НАБЛЮДЕНИЕ И МЕХАНИЗМЫ  
ФОРМИРОВАНИЯ**

Представлено к печати  
зам. директора ИКИ РАН  
Р. Р. Назировым

**МОСКВА  
2011**

**Квазидвухлетние колебания в атмосфере Земли.  
Обзор: наблюдение и механизмы формирования**

**Г. Р. Хайруллина, Н. М. Астафьева**

*Учреждение Российской академии наук  
Институт космических исследований РАН (ИКИ РАН), Москва*

Квазидвухлетние колебания (КДК) — хорошо известные межгодовые атмосферные колебания, механизмы формирования которых еще окончательно не выяснены — пример высокочастотных квазирегулярных изменений атмосферы (и климата) Земли на межгодовых масштабах. Представлен обзор работ, посвященных истории открытия КДК зонального ветра в стратосфере Земли и выявлению механизмов их формирования, а также описаны данные наблюдения КДК различных характеристик атмосферы — это, как правило, данные наземных наблюдений, полученные в виде локальных (точечных) измерений. Приведен обзор результатов численного и лабораторного моделирования КДК, описаны механизмы их формирования и теоретические модели, способные воспроизводить близкие к реальным колебания. Обсуждаются связи квазидвухлетних колебаний с меридиональной циркулирующей атмосферой, конвективными процессами в тропиках и с активностью тропического циклогенеза. В приложении представлены характеристики волн, возникающих в нижних слоях тропической стратосферы и способствующих генерации квазидвухлетних колебаний.

**Ключевые слова:** квазидвухлетние колебания, открытие, наблюдения, моделирование, физические механизмы, обзор.

**Quasi-Biennial Oscillation of the Earth's Atmosphere.  
Review: Observations and Physical Mechanisms**

**G. R. Khairullina, N. M. Astafieva**

*Space Research Institute (IKI RAN), Moscow*

The quasi-biennial oscillation (QBO) — a well-known interannual atmospheric variability, mechanisms of their formation have not been completely found out — an example of high-frequency quasi-regular variability of an atmosphere (and climate) of the Earth on interannual scales. There is the review of researches devoted to the history of discovery of QBO zone wind in the stratosphere of the Earth and the identification of mechanisms of their formation, and also there are described the observational data of the quasi-biennial oscillations of various characteristics of the atmosphere — the data of ground-based observations obtained in the form of local measurements. There is the review of the results of the numerical and laboratory models of QBO, there are described mechanisms of formation of QBO and the theoretical models, which are unable to generate similar to a realistic oscillations. There are discussed on the relationship between the QBO and the meridional atmospheric circulation, the tropical convection, the activity of tropical cyclogenesis. There are presented characteristics of the waves forced at lower layers of the tropical stratosphere and help to drive the QBO in the appendix.

**Keywords:** quasi-biennial atmospheric oscillations, observations, physical mechanisms, review.

Квазидвухлетние колебания (КДК) — одно из хорошо известных межгодовых атмосферных колебаний, механизмы формирования которых еще окончательно не выяснены. КДК — яркий пример высокочастотных квазирегулярных изменений атмосферы (и климата) Земли на межгодовых масштабах. Они модулируют планетарные волны и оказывают влияние на атмосферную ситуацию средних широт, воздействуют на процессы генерации и общую циркуляцию озона и других примесей в атмосфере, а также взаимодействуют с таким важным для системы океан — атмосфера (и климатической системы) явлением как Эль-Ниньо. Накоплены многочисленные свидетельства о наличии КДК характеристик атмосферы Земли. Число работ, посвященных различным аспектам КДК, — изучение структуры, механизма формирования, связи с атмосферной циркуляцией, тропическим циклогенезом и т.д. — непрерывно растет. Однако многие вопросы до конца не исследованы, поэтому изучение КДК остается актуальным.

В настоящей работе представлен довольно подробный обзор работ, посвященных истории открытия КДК, выявлению механизмов их формирования, а также описаны данные наблюдения КДК различных характеристик атмосферы — это, как правило, данные наземных наблюдений, полученные в виде локальных (точечных) измерений. Только приборы, установленные на искусственных спутниках Земли, могут обеспечить глобальные наблюдения в виде полей с необходимыми для дальнейшего анализа пространственной частотой и временной регулярностью. Первые результаты изучения КДК по данным спутникового мониторинга, предоставляющим информацию в виде глобальных полей наблюдаемых характеристик, представлены в работах [Астафьева и др., 2008; Федулов, Астафьева, 2008; Хайруллина, Астафьева, 2010,

2011], где приведены результаты анализа полей радиояркой температуры на частотах, несущих информацию о влаго- и водосодержании атмосферы, т.е. изучена структура КДК в тропосфере, поскольку более 95% атмосферного водяного пара находится в тропосфере.

Работа состоит из трех разделов и приложения. *В первом разделе* изложена история открытия КДК и представлены данные наблюдений КДК зонального стратосферного ветра, температуры воздуха и других климатических характеристик. *Во втором разделе* приведен обзор результатов численного и лабораторного моделирования КДК, описаны механизмы формирования КДК и теоретические модели, способные воспроизводить близкие к реальным КДК колебания. *В третьем разделе* описаны связи КДК с меридиональной циркуляцией атмосферы, конвективными процессами в тропиках и с активностью тропического циклогенеза. *В приложении* приведены характеристики волн, возникающих в нижних слоях тропической стратосферы и способствующих генерации квазидвухлетних колебаний.

## **1. КВАЗИДВУХЛЕТНИЕ КОЛЕБАНИЯ В АТМОСФЕРЕ ЗЕМЛИ**

Квазидвухлетние колебания — наиболее значимая из высокочастотных квазирегулярных компонент межгодовых колебаний атмосферы и климата Земли. КДК могут отражать как глобальные климатические изменения, так и локальные структурные особенности климатической системы Земли, поскольку они проявляются в различных атмосферных и климатических параметрах: в скорости зонального ветра, в распределении озона, температуры и давления воздуха, облачности и др. В первой главе представлен обзор работ, посвященных изучению КДК, начиная с истории их открытия до настоящего времени.

### **1.1. Открытие квазидвухлетних колебаний**

История КДК началась на рубеже XIX—XX вв., когда были обнаружены две системы ветров — ветры Кракатау и Берсона. 27 августа 1883 г. произошло одно из самых мощных извержений вулкана Кракатау (6° с. ш., 105° в. д.). Огромное количество вулканического вещества было выброшено в атмосферу и, попав в экваториаль-

ную стратосферу, в течение двух недель обогнуло с востока на запад весь земной шар. В результате метеорологи получили первое представление о ветрах в нижней стратосфере, дующих с востока на запад, — эти ветры получили название восточных ветров Кракатуа (*Krakatau easterlies*). Ветры западного направления, дующие на высотах около 15 км (120 Мб, вблизи тропопаузы), обнаружил А. Берсон (A. Berson), запуская в 1908 г. метеозонды над озером Виктория в тропической Африке, — эти ветры получили название западных ветров Берсона (*Berson westerlies*). Достаточно полные обзоры открытия КДК представлены в работах [Maruyama, 1997; Labitzke, van Loon, 1999; Hamilton, 1998].

В первой половине XX в. наблюдения проводились с помощью метеозондов. Полученным таким образом локальных данных не хватало для того, чтобы обнаружить наслоение друг на друга ветров восточного (Кракатуа) и западного (Берсона) направлений в тропической стратосфере. В 50-х гг. прошлого столетия, в результате анализа данных радиозондирования верхней атмосферы после ядерных испытаний на Маршалловых островах, были обнаружены изменения направления ветра в стратосфере: из месяца в месяц и из года в год ветры Кракатуа сменялись ветрами Берсона и наоборот [Palmer, 1954]. Через несколько лет была выявлена периодичность обнаруженных колебаний: с помощью данных наблюдений на расположенном вблизи экватора острове Рождества (2° ю. ш.) П. Грейстоун (P. Graystone) начертил рисунок двухлетней смены направления скорости ветра по высоте и таким образом показал постепенную смену сверху вниз восточного и западного направлений скорости зонального ветра [Graystone, 1959].

Открытие квазидвухлетних колебаний было сделано только в начале шестидесятых годов XX в. Это крупное открытие в физике атмосферы принадлежит Р. Риду (R.J. Reed, США) и Р. Эбдону (R.A. Ebdon, Англия), которые изучали явление независимо друг от друга.

В январе 1960 г. Р. Рид представил работу «Стратосферная циркуляция» на 40-м Юбилейном собрании Американского метеорологического общества в Бостоне [Reed et al., 1961]. В работе были использованы данные радиозонда (аэростата), полученные на острове Гуанчжоу в Китае. Оказалось, что в экваториальной стратосфере направление ветра периодически меняется с восточного на западное и наоборот. Эти ветровые потоки зарождаются на высоте свыше 30 км (13 Мб) и движутся вниз, проходя через

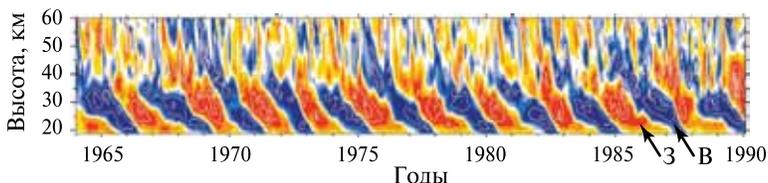
стратосферу со скоростью 1 км/мес. При этом смена направления ветра происходит через 13...14 мес одновременно по всему экватору, так что полный цикл колебания занимает 26...28 мес.

В это же время Р. Эбдон на основе тех же данных наблюдений за период 1954—1959 гг. показал наличие двухлетнего периода колебаний скорости зонального ветра [*Ebdon*, 1960]. Изучение данных, полученных на острове Гуанчжоу за период с января 1954 г. по январь 1960 г. на высоте ~20 км (60 Мб), показало, что период колебаний ветра составляет 25...27 мес, а не ровно 2 года [*Ebdon*, *Veryard*, 1961]. Дополнительное использование в этой работе данных наблюдений на других экваториальных станциях позволило сделать вывод о том, что колебания ветра происходят одновременно по всему экваториальному поясу и что опускание однонаправленных фаз скорости экваториального ветра с уровня ~10 до ~60 Мб (с высоты ~32 до ~20 км) занимает около года. Кроме того, анализ изменений температуры воздуха в стратосфере показал, что полный цикл колебаний температуры стратосферного воздуха также составляет ~26 мес.

Отметим, что близкие к квазидвухлетним колебания климатических характеристик во внетропических широтах были выявлены более ста лет назад еще в XIX в. задолго до открытия КДК в приэкваториальной стратосфере. А. И. Воейков отметил чередование теплых и холодных зим в северо-западных и юго-восточных регионах России [*Воейков*, 1891]. Таким образом, история открытия КДК началась в конце XIX столетия и продолжалась более полувека. Термин QBO — Quasi-Biennial-Oscillation (или КДК) ввели Д. К. Ангелл и Д. Коршовер [*Angell*, *Korshover*, 1964], которые изучали колебания скорости зонального ветра на основе анализа данных долгопериодных наблюдений.

## 1.2. Колебания зонального стратосферного ветра (наблюдения)

На рис. 1.1 (см. с. 7) представлено высотно-временное распределение среднемесячной скорости среднего зонального ветра в экваториальной стратосфере (без учета сезонных циклов), полученное на основе анализа данных наблюдений экваториальных радиозондов и метеорологических ракет за 1964—1990 гг. [*Gray et al.*, 2001]. Распределение скорости зонального ветра ниже 31 км (11 Мб) построено по данным экваториальных радиозондов, полу-



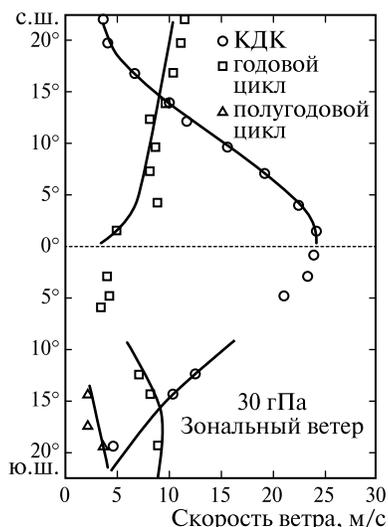
**Рис. 1.1.** Распределение среднемесячной скорости зонального ветра; изолинии проведены с интервалом 6 м/с

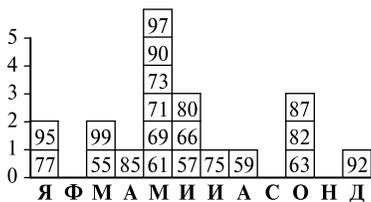
ченным на острове Гуанчжоу ( $2,8^\circ$  с. ш.) с января 1964 г. по август 1967 г., на Мальдивских островах ( $0,7^\circ$  ю. ш.) с сентября 1967 г. по декабрь 1975 г. и в Сингапуре ( $1,4^\circ$  с. ш.) с января 1976 г. по февраль 1990 г.; выше 31 км — по данным метеорологических ракет, запущенных в Кваджалейне ( $8,7^\circ$  с. ш.) и на острове Вознесения ( $8,0^\circ$  ю. ш.).

Разными оттенками синего и оранжевого цветов на рис. 1.1 показаны зоны западного и восточного ветра (для примера две из них отмечены стрелками и буквами З и В). Распределение демонстрирует периодическую смену направления скорости среднего зонального ветра на высотах 20...40 км (60...3 Мб) с периодом от 22 до 34 мес (средний период немного больше 28 мес) и медленное опускание разнонаправленных фаз скорости; скорость для восточного и западного направлений достигает  $\sim 20$  м/с. Выше 40 км ( $\sim 3$  Мб) смена направления скорости среднего зонального ветра неперiodическая; скорость для восточного и западного направлений составляет  $\sim 5$  м/с.

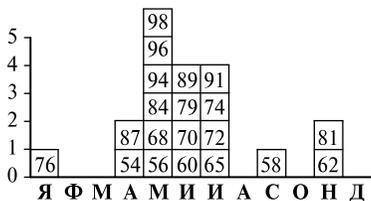
На рис. 1.2 представлены широтная структура скорости среднего зонального ветра и

**Рис. 1.2.** Скорость зонального ветра на высоте 30 Мб и результаты гармонического анализа; сплошной линией показаны исходные данные, значками — амплитуды годового (прямоугольники), полугодового цикла (треугольники) и КДК (круги)





**Рис. 1.3.** Гистограммы количества переходов между режимами восточного и западного ветра на уровне 50 Мб — от восточного к западному ветру (вверху) и от западного к восточному (внизу) (буквы на оси — 1-я буква месяца)



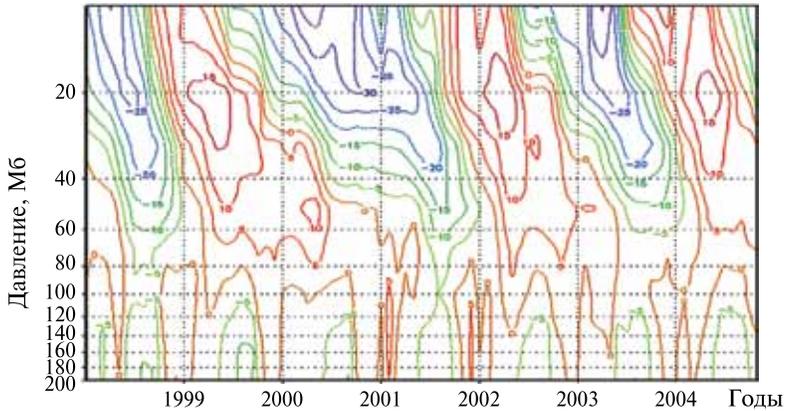
результаты гармонического анализа скорости на высоте 30 Мб (24,5 км) [Dunkerton, Delisi, 1985], построенные по данным за долгий период времени, полученным в результате радиозондирования стратосферы на станциях, находящихся в тропических широтах.

Представленный рисунок свидетельствует, в частности, что амплитуда КДК симметрична по широте с максимумом над экватором. Схожая структура КДК получена на основе метеорологических исследований [Pawson, Fiorino, 1998; Randel et al., 1999].

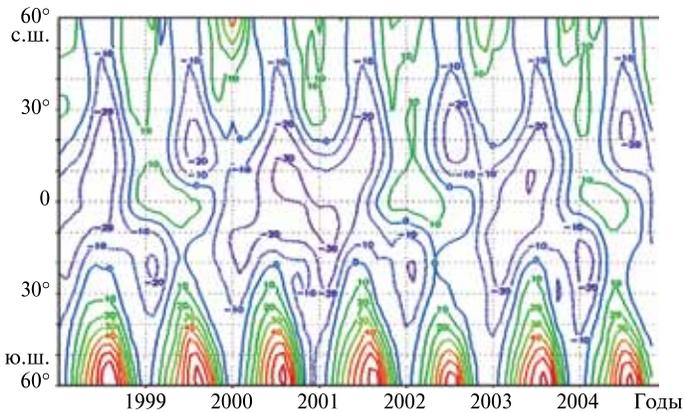
Квазидвухлетние колебания не являются строго двухлетними, однако сезонная смена фазы колебаний наблюдается. Переходы между режимами восточного и западного ветра на высоте 50 Мб (21 км) происходят в основном поздней весной или летом [Dunkerton, 1990]. На рис. 1.3 представлена гистограмма количества переходов между режимами восточного и западного ветра, и наоборот [Pawson et al., 1993]. Переходы сгруппированы по месяцам, в ячейках указаны две последние цифры года прошлого столетия.

На рис. 1.4 и 1.5 (см. с. 9) приведено высотное-временное и широтно-временное распределение скорости среднего зонального ветра в стратосфере, построенное по результатам реанализа NCEP (National Centers for Environmental Prediction) за 7 лет с 1998 по 2005 г. [Kistler et al., 2001]. Синим и зеленым цветами на рис. 1.4 и синим на рис. 1.5 показаны зоны западного ветра с отрицательными значениями скорости.

На рис. 1.4 изолинии скорости проведены с интервалом 5 м/с. Видна периодическая смена направления среднего зонального ветра (с периодом от 24 до 30 мес) и медленное опускание разнонаправленных фаз скорости с высоты более 10 Мб (32 км) со средней скоростью 1...2 км/мес. Максимальная скорость зонального ветра достигается на высотах около 10...20 Мб (32...26,5 км) и составляет



**Рис. 1.4.** Высотно-временное распределение скорости зонального ветра на экваторе на уровне от 200 до 10 Мб



**Рис. 1.5.** Широтно-временное распределение скорости зонального ветра на уровне 20 Мб

для западного (отрицательного) направления  $\sim 30$  м/с, для восточного (положительного) —  $\sim 15$  м/с.

На рис. 1.5 изолинии скорости проведены с интервалом 10 м/с. Рисунок 1.5 демонстрирует несимметричную относительно экватора широтную структуру среднего зонального ветра в стратосфере. В зоне тропиков, кроме узкой приэкваториальной области, смена направления ветра с восточного на западное происходит

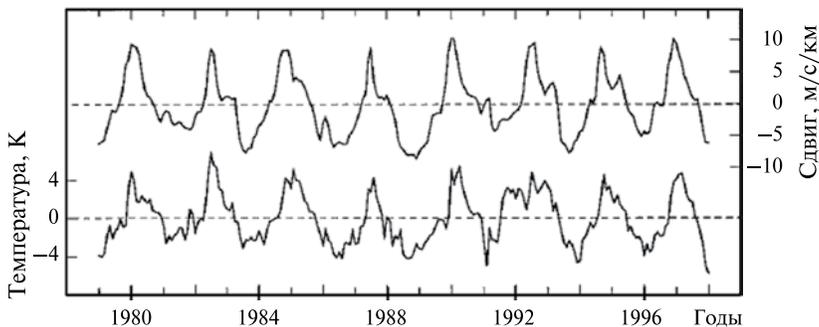
в Северном полушарии примерно на полгода раньше, чем в Южном. В более высоких широтах в обоих полушариях наблюдается годовая модуляция среднего зонального ветра, с доминирующим восточным ветром в Южном полушарии.

Результаты изучения данных наблюдений экваториального стратосферного ветра на изобарических поверхностях 70, 50, 40, 30, 20, 15 и 10 Мб (19,5; 21; 22,5; 24,5; 26,5; 29 и 32 км) за период 1953—1997 гг. методами вейвлет-анализа, спектрального анализа высокого разрешения и анализа отображения окружности приведены в работе [Груздев, Безверхний, 1999]. Показано, что КДК скорости экваториального стратосферного ветра на всех указанных стратосферных уровнях проявляются в основном в виде двух режимов с периодами 2 и 2,5 года (то же получено в работах [Dunkerton, Gruzdev, 1997; Безверхний, Груздев, 1998]). Режимы колебаний сменяют друг друга, вызывая многолетние вариации периода КДК. На верхних стратосферных уровнях с изменением периода меняется амплитуда КДК — большему периоду соответствует большая амплитуда. Наличие колебаний с комбинационными частотами свидетельствует о нелинейном характере взаимодействия годовой и квазидвухлетней цикличности в атмосфере.

Таким образом, ряд работ, посвященных исследованию межгодовых колебаний скорости зонального ветра в стратосфере, показал, что КДК зонального ветра наблюдаются над тропическими широтами с максимумом амплитуды над экватором и над средними широтами, где амплитуда КДК мала. В высоких широтах в обоих полушариях в стратосфере и в тропосфере наблюдается годовая модуляция среднего зонального ветра. Следует отметить, что дальнейшие более детальные наблюдения выявили нарушение симметрии широтной структуры КДК стратосферного ветра [Kistler et al., 2001].

### **1.3. Колебания температуры воздуха (наблюдения)**

Квазидвухлетние колебания зонального ветра непосредственно связаны с аналогичными колебаниями температуры тропической стратосферы. КДК тропической температуры являются результатом баланса между термическим ветром и вертикальным сдвигом зонального ветра [Andrews et al., 1987]. На рис. 1.6 (см. с. 11) представлены результаты сравнения временных рядов измерений температуры на уровне 30 Мб (24,5 км) в Сингапуре (без учета се-

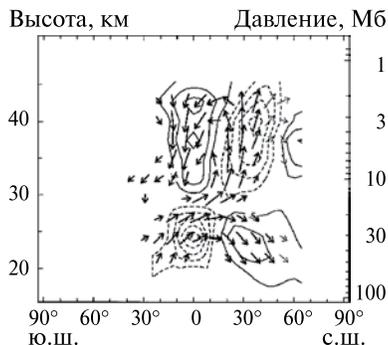


**Рис. 1.6.** Изменение вертикального сдвига ветра (вверху) и экваториальной температуры (внизу)

зонных циклов) с соответствующим вертикальным сдвигом зонального ветра в высотной зоне 30...50 Мб (24,5...21 км) [Randel et al., 1999]. Прослеживается хорошая корреляция между КДК вертикального сдвига зонального ветра и колебаниями отклонений экваториальной температуры. Небольшие отклонения экваториальной температуры, наблюдаемые около тропопаузы, простираются вниз с вариациями амплитуды температуры около  $\pm 0,5$  К [Angell, Korshover, 1964]. Квазидвухлетние колебания отклонений температуры проникают в среднюю и верхнюю стратосферу, где они находятся в противофазе с такими же отклонениями температуры в нижней стратосфере.

На рис. 1.7 приведен пример отклонений температуры по широте, связанных с восточной фазой КДК зонального ветра в течение зимы 1994 г., данные наблюдения на высотах до 45 км (1,8 Мб) получены в метеорологическом центре Великобритании [Randel et al., 1999]. Стрелками показана скорость остаточной

**Рис. 1.7.** Отклонения температуры и скорость остаточной средней циркуляции; изолинии отрицательных отклонений температуры показаны пунктирными линиями, положительных — сплошными ( $\pm 0,5$ ; 1,0; 1,5 К и т.д.), скорость показана стрелками



средней циркуляции  $(\overline{v^*}, \overline{w^*})$ ,  $\overline{v^*}$  и  $\overline{w^*}$  — широтная и вертикальная компоненты скорости. Хотя данные наблюдений недооценивают величину КДК температуры, на рисунке видна сдвинутая по фазе вертикальная структура — характерная особенность, которая также наблюдалась в данных спутниковых наблюдений за долгий период времени.

В работе [Randel, Cobb, 1994] приводятся результаты линейного регрессионного анализа серии временных рядов общего озона и стратосферной температуры, полученной по данным микроволнового мониторинга на высоте 13...22 км (180...45 Мб) за период 1979–1992 гг. Регрессионный анализ позволил выделить определенные сигналы: линейную тенденцию, солнечный цикл, КДК, ЮКЭН (Южное Колебание — Эль-Ниньо) во временных рядах данных. На рис. 1.8 представлена широтно-временная диаграмма коэффициентов регрессионного анализа, связанных с КДК температуры стратосферного воздуха [Randel, Cobb, 1994]. Положительные значения коэффициентов регрессионного анализа наблюдаются в широтном диапазоне  $10^\circ$  с. ш. —  $10^\circ$  ю. ш. с небольшим максимумом во второй половине года; отрицательные значения — в субтропических широтах в диапазоне  $20...50^\circ$  широты в каждом полушарии.

Субтропические экстремумы асимметричны относительно экватора — величина минимума в Южном полушарии в два раза больше, чем минимума в Северном. Почти идентичный результат наблюдается в распределении озона. Поскольку отклонения температуры тесно связаны с вариациями меридиональной циркуляции атмосферы, элементы глобальной циркуляции, связанные с КДК, также асимметричны относительно точки солнцестояния (см. рис. 1.7). Максимальные отрицательные значения коэффициентов



в полярных областях в Южном полушарии наблюдаются в период октябрь–декабрь и в Северном полушарии — в зимний период (то же полу-

**Рис. 1.8.** Широтно-временная диаграмма коэффициентов регрессионного анализа, связанных с КДК стратосферной температуры

чено в [Angell, Korshover, 1964; Holton, Tan, 1980; Dunkerton, Baldwin, 1992]).

Исследование межгодовой изменчивости распределения температуры у поверхности, а также в тропосфере и стратосфере с анализом тенденций эволюции этих характеристик при изменении термического режима земной климатической системы проведено группой И. И. Мохова [Mokhov et al., 1994; Mokhov et al., 1995; Мохов и др., 1997]. Показано, что КДК температуры воздуха достаточно четко проявляются в средних и высоких широтах; амплитуды КДК в тропических и внетропических широтах вполне сопоставимы (отметим, что это не наблюдается для других климатических характеристик [Kistler et al., 2001]). В работе [Мохов и др., 1997] приводятся результаты изучения различных среднемесячных рядов изменения приповерхностной температуры для Северного и Южного полушарий за последние более чем сто лет, в том числе для разных широтных зон и отдельно над сушей и океаном, содержащие отклонения приповерхностной температуры от среднего годового хода за 1950–1979, 1951–1980 и 1951–1975 гг., соответственно. В частности, анализировались ряды Джонса глобальной температуры за 1854–1994 гг. [Jones et al., 1991], за 1880–1993 гг. [Wilson, Hansen, 1994] и за 1881–1993 гг. (за исключением широтной области 60...90°с. ш.) [Vinnikov et al., 1994]. Также проводился анализ среднесезонных данных за 1958–1992 гг. [Angel, 1994], содержащих отклонения температуры относительно климатологической средней температуры за 1958–1977 гг. в разных слоях тропосферы, нижней стратосферы и у поверхности для разных полушарий и различных широтных зон, полученные с использованием аэрологического зондирования. Данные наблюдений анализировались методом спектрального оценивания и методом Берга. Анализ квазидвухлетней цикличности приповерхностной температуры выявил связь интенсивности КДК и амплитуды годового хода температуры. При этом КДК температуры в целом ослабляются (даже срываются) при глобальном потеплении, сопровождающемся уменьшением в целом амплитуды годового хода приповерхностной температуры. Подобная тенденция достаточно четко проявляется при сравнении температурных спектров для многолетних подпериодов в течение последнего столетия с различными средними температурными режимами и относительно слабыми трендами (с большой квазистационарностью режимов). Выявлено, что КДК температуры тропосферы (стратосферы) в целом

ослабляются (усиливаются) при приповерхностном и тропосферном потеплении. Эти тенденции связаны с общей тенденцией уменьшения (увеличения) амплитуды годового хода температуры тропосферы (стратосферы).

Исследование межгодовых вариаций содержания озона [Angell, Korshover, 1964; Angell, Korshover, 1967; Sitnov, 2004; Kiss et al., 2007] и давления воздуха [Рязанова, 1967] также показало наличие КДК. Изучение межгодовой изменчивости радиотеплового поля Земли над Мировым океаном по данным микроволнового спутникового мониторинга выявило наличие КДК, а также 4...5-летних колебаний в тропосфере над Атлантическим и Тихим океанами [Астафьева и др., 2008; Федулов, Астафьева, 2008; Хайрулина, Астафьева, 2010, 2011].

Таким образом, ряд исследований показал наличие КДК температуры воздуха в стратосфере и тропосфере во внетропических и тропических широтах, а также содержания озона, давления воздуха и распределения радиояркой температуры.

## **2. МОДЕЛИРОВАНИЕ (ЧИСЛЕННОЕ И ЛАБОРАТОРНОЕ) КВАЗИДВУХЛЕТНИХ КОЛЕБАНИЙ И МЕХАНИЗМЫ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ**

Сведения о КДК скорости зонального стратосферного ветра в атмосфере Земли можно кратко суммировать следующим образом. КДК зонального ветра наблюдаются в экваториальной стратосфере на высотах ~16...50 км (100...1 Мб); смена направления скорости ветра происходит сверху вниз без потери величины скорости; распространяющиеся вниз западная и восточная фазы среднего зонального ветра сменяют друг друга с периодом от 22 до 34 мес (в среднем немного больше 28 мес). Три характерные особенности среднего зонального ветра в экваториальной стратосфере, которые теория должна объяснить, следующие: квазидвухлетняя периодичность, наличие зонально-симметричных западных ветров на экваторе и нисходящее распространение без потери скорости.

В начале 60-х гг. XX в. во времена открытия КДК не было ни данных наблюдений тропических атмосферных волн, ни теории, объясняющей их существование. Модели, описывающие наличие КДК, изначально включали в себя следующий ряд предпосылок: некоторые внутренние механизмы обратной связи, естественный период атмосферного колебания, внешний процесс или некоторая

комбинация этих механизмов. Все эти предпосылки не объяснили, например такую характерную особенность КДК, как нисходящее распространение без потери скорости.

Попытка воспроизвести КДК в численной модели с искусственным источником высокой температуры и через экваториальные волны планетарного масштаба, распространяющиеся к экватору приведена в [Wallace, Holton, 1968]. Показано, что передача углового момента от планетарных волн не может объяснить нисходящее распространение КДК без потери скорости. Важное заключение работы: единственный способ воспроизвести КДК — иметь движущую силу (источник импульса), которая распространяется вниз с экваториальным ветром.

*Численная модель Линдсена—Холтона.* Изучение поглощения гравитационных волн на критических уровнях дало толчок к пониманию того, как возбуждаются КДК [Booker, Bretherton, 1967]. В двумерной численной модели [Lindzen, Holton, 1968] КДК возбуждаются широким спектром распространяющихся вертикально вверх гравитационных волн. Показано, что колебания возникают на основе внутреннего механизма, включающего двустороннюю обратную связь между гравитационными волнами и средним зональным потоком. Первая часть связи — воздействие среднего потока на распространяющиеся волны (и, следовательно, на потоки импульса). Вторая часть — воздействие потоков импульса на средний поток. В модели Линдсена—Холтона использовалась параметризация взаимодействия гравитационных волн со средним потоком. Полученное в результате моделирования колебание представляло собой распространяющийся вниз восточный и западный ветер. Важное заключение работы — период колебания управлялся, в частности, потоками импульса волны и, следовательно, был возможен некоторый диапазон периодов.

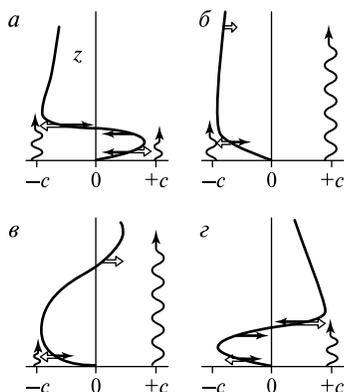
В конце 1960 г. параллельно с теорией КДК разрабатывалась теория экваториальных волн. Решения включали волны Россби, смешанные гравитационные волны Россби, распространяющиеся в западном направлении, и волны Кельвина, распространяющиеся в восточном направлении. Получены распространяющиеся на запад гравитационные волны Россби [Maruyama, 1967]. Выявлены экваториальные волны Кельвина в нижней стратосфере и показано, что при распространении волны возникает восходящий поток, обладающий западным импульсом, который может вносить вклад

в западное ускорение КДК [Wallace, Kousky, 1968a]. Восточное ускорение в теории экваториальных волн вносили гравитационные волны Россби [Bretherton, 1969].

В усовершенствованной двумерной модели [Holton, Lindzen, 1972], разработанной в 1968 г., основной механизм формирования КДК в экваториальной стратосфере связан с нелинейным взаимодействием вертикально распространяющихся экваториальных волн с зональным ветром. Основным носителем этого взаимодействия предполагались планетарные волны — смешанные гравитационные волны Россби и волны Кельвина. В основе механизма лежало взаимодействие волн и среднего потока на критических уровнях, где фазовая скорость волны равна скорости основного потока. Впоследствии было показано, что энергии этих волн недостаточно и необходимо рассматривать весь спектр экваториальных волн, возникающих в тропической тропосфере и распространяющихся вертикально вверх в стратосферу, взаимодействуя с КДК.

*Модель Пламба.* Механизм формирования КДК, предложенный Р. Пламбом [Plumb, 1977], состоит в том, что возбуждение КДК основывается на взаимодействии вертикально распространяющихся планетарных волн со средним потоком, который является функцией высоты. В модели Пламба рассматриваются две распространяющиеся вверх гравитационные волны, возбужденные на нижней границе, с одинаковыми амплитудами и равными, но противофазными скоростями. Предполагается, что волны квазилинейные (взаимодействуют со средним потоком, но не друг с другом), устойчивые, гидростатические и не изменены вращением Земли. Суперпозиция этих волн полностью соответствует «стоячей» волне. Поскольку каждая компонента волны распространяется вертикально, ее амплитуда уменьшается торможением, которое создает воздействие на средний поток посредством конвергенции вертикального потока зонального импульса. Эта сила локально ускоряет средний поток в направлении распространения зональной доминирующей волны. Конвергенция потока импульса зависит от скорости распространения вверх и, следовательно, от вертикальной структуры зонально усредненного ветра. С волнами равной амплитуды, но с противофазными скоростями средний поток находится в равновесии, если же вертикальная диффузия сильная, тогда равновесие нарушается, и любое небольшое отклонение будет расти со временем.

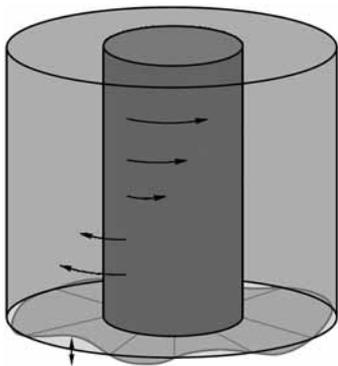
**Рис. 2.1.** Схема эволюции среднего зонального потока в представлении Пламба (показана половина цикла). Двойные стрелки соответствуют ускорению, создаваемому волной, одинарные — ускорению, создаваемому вязкостью; волнистые линии показывают проникновение восточной и западной волн



Вариация зональноусредненного ветра спускается в зависимости от времени, как показано на рис. 2.1 (см. с. 17) [Plumb, 1984]. Каждая волна распространяется вертикально вверх, ее групповая скорость уменьшается. Волна затухает, когда она сталкивается с зоной сдвига, где разница  $|\bar{u} - c|$  мала ( $\bar{u}$  — зонально усредненная скорость ветра;  $c$  — зональная фазовая скорость волны). Когда зона сдвига спускается (рис. 2.1а), слой западного (положительного) ветра становится настолько узким, что вязкая диффузия разрушает западный ветер на нижних уровнях. Это позволяет западной волне свободно распространяться на высокие уровни через восточное среднее течение (рис. 2.1б), где диссипация и результирующее западное ускорение постепенно создают новый западный режим, который распространяется вниз (рис. 2.1в, з). Описанный процесс повторяется, но с зоной западного сдвига, спускающейся над восточным сдвигом, приводя к формированию восточного режима на низком уровне. Когда восточный ветер на низком уровне разрушается, восточная волна проникает на верхние уровни, где формируется новый восточный режим.

Вся последовательность, описанная выше, представляет собой один цикл нелинейного колебания. Период колебаний определяется западным и восточным начальным потоком импульса на нижней границе, атмосферной массой. В приближении Буссинеска получено [Plumb, 1977], что период КДК обратно пропорционален потоку импульса. То же самое верно в квазисжимаемой атмосфере, но уменьшение плотности атмосферы с высотой приводит к значительно более короткому периоду колебаний.

*Лабораторный эксперимент Р. Пламба и А. МакЭвана* [Plumb, McEwan, 1978], в нем использована концепция модели Холтона—



**Рис. 2.2.** Схема установки лабораторного эксперимента в кольцевом сосуде с жидкостью

Линдсена [Holton, Lindzen, 1972]. Схема лабораторной установки представлена на рис. 2.2.

Нижняя граница кольцевого сосуда с жидкостью — это гибкая мембрана, колебания которой вверх и вниз создают стоячую волну. Волна с периодом  $\tau$  представляет собой две волны одинакового периода, распространяющиеся навстречу друг другу:

$$A \cos\left(\frac{2\pi t}{\tau}\right) = \frac{A}{2} \cos\left(\frac{2\pi t}{\tau} - n\varphi\right) + \frac{A}{2} \cos\left(\frac{2\pi t}{\tau} + n\varphi\right), \quad (1)$$

где  $A$  — амплитуда стоячей волны;  $t$  — время;  $\varphi$  — азимутальный угол;  $n$  — число волн, укладываемых вдоль окружности сосуда. Эксперимент показал, что возбуждаемая движением дна стоячая волна генерирует в жидкости вращательное движение, которое меняет направление с периодом много больше  $\tau$ . При этом уровень нулевой скорости вращения перемещается по вертикали с постоянной скоростью.

Лабораторный эксперимент подтвердил возможность возникновения КДК в результате работы механизма, заключающегося в попеременном воздействии экваториальных волн, распространяющихся в противоположных направлениях.

Наблюдаемые амплитуды волн Кельвина и смешанных гравитационных волн Россби могут быть достаточными для возбуждения КДК только в идеализированных моделях атмосферы. Для того чтобы были достигнуты реалистические периоды КДК, необходимо увеличить амплитуды волн на три порядка — это было показано в радиационно-динамически-фотохимической модели [Gray, Pyle, 1989]. Результаты исследований [Dunkerton, 1991a, 1997; McIntyre, 1994] также показали, что смешанные гравитационные волны Россби и волны Кельвина не могут обеспечить достаточную силу (импульс) для возбуждения КДК с наблюдаемым

периодом. Должен быть дополнительный поток импульса от широкого спектра гравитационных волн, подобных тем, которые были предложены в модели Холтона – Линдсена.

**Модель Белмонта – Дарта**, описывающая динамику КДК в продольно-симметричной атмосфере, представлена в работе [Belmont, Dartt, 1968]. Во вращающейся атмосфере температура и зоны ветров тесно связаны между собой и, соответственно, нагревание или механическое воздействие силы (т.е., применение силы в уравнениях импульса) могут дать начало отклику скорости. Как было отмечено ранее, механическое применение силы, обусловленное потоками импульса волны, является существенным для возбуждения КДК. Связь между температурой и полем ветра должна приниматься во внимание при объяснении особенностей структуры КДК. Система модельных уравнений, описывающих эволюцию продольно-симметричной атмосферы, при условии механического применения силы, выглядит следующим образом:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - 2\Omega \sin \varphi v = F, \quad (2)$$

$$2\Omega \sin \varphi \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{R}{aH} \frac{\partial T}{\partial \varphi} = 0, \quad (3)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + w \frac{HN^2}{R} = -\alpha T, \quad (4)$$

$$\frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} v \cos \varphi + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_0 w) = 0, \quad (5)$$

здесь  $F$  — приложенная сила;  $t$  — время;  $z$  и  $\varphi$  — вертикальная координата и широта;  $\Omega$  и  $a$  — угловая частота вращения и радиус Земли;  $u$ ,  $v$  и  $w$  — зональная составляющая ветра, широтная и вертикальная компоненты скорости;  $\rho_0$  — плотность, пропорциональная  $\exp(-z/H)$ ;  $H$  — локальная характеристика слоев атмосферы, зависящая от температуры и свойств среды;  $T$  — отклонение от исходной температуры  $T_0$ ;  $\alpha$  — постоянный коэффициент длинноволнового нагревания или охлаждения;  $N^2$  — квадрат частоты плавучести (показатель статической устойчивости), который определяется как  $N^2 \equiv \frac{R}{H} \left( \frac{dT_0}{dz} + \frac{kT_0}{H} \right)$ , здесь  $T_0$  — профиль исход-

ной температуры, зависящей только от  $z$  и  $k = R/c_p$ , где  $c_p$  — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении;  $R$  — газовая постоянная.

Уравнение (2) показывает, что продольное ускорение равно приложенной силе  $F$  (предполагается, что она является функцией широты, высоты и времени) плюс силе Кориолиса, т. е. отклик на приложенную силу не просто эквивалентен ускорению — часть приложенной силы уравновешивается силой Кориолиса. Уравнение (3) является уравнением термического ветра, связывающим поле продольной скорости и температуры, — оно следует из предположения, что атмосфера находится в гидростатическом и геострофическом равновесии. Согласно уравнению (4) скорость изменения температуры равна адиабатическому нагреванию плюс адиабатическое изменение температуры, связанное с вертикальным движением (адиабатическое нагревание выражено членом  $\alpha T$  в правой части уравнения). Уравнение (5) — уравнение неразрывности.

Система уравнений (2)–(5) содержит четыре неизвестных:  $\frac{\partial u}{\partial t}$ ,  $\frac{\partial T}{\partial t}$ ,  $v$  и  $w$ . Используя метод Гарсия [Garcia, 1987] и предполагая, что временная зависимость является чисто гармонической (т. е. представив силу  $F$  и продольную скорость  $u$  в виде  $F(\varphi, z, t) = \text{Re}(\hat{F}(\varphi, z)e^{i\omega t})$  и  $u(\varphi, z, t) = \text{Re}(\hat{u}(\varphi, z)e^{i\omega t})$ , можно преобразовать систему уравнений (2)–(5) в уравнение с одним неизвестным:

$$\begin{aligned} \frac{1}{\cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left( \frac{1}{\cos \varphi} \left( \frac{\cos \varphi}{\sin \varphi} \hat{u} \right) \right) + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left( \rho_0 \left( 1 + \frac{\alpha}{i\omega} \right) \frac{4\Omega^2 a^2 \sin \varphi}{N^2} \frac{\partial \hat{u}}{\cos \varphi \partial z} \right) = \\ = \frac{1}{i\omega} \frac{1}{\cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left( \frac{1}{\cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left( \frac{\cos \varphi}{\sin \varphi} \hat{F} \right) \right). \end{aligned} \quad (6)$$

Эллиптический оператор в левой части уравнения (6), действующий на  $\hat{u}$ , соответствует хорошо известному свойству вращающихся стратифицированных систем, которые локализованы примененной силой, и порождает нелокальный отклик. Для колебаний с периодом 2 года  $\omega \approx 10^{-7} \text{ с}^{-1}$ ; скорость ньютоновского охлаждения  $\alpha$  для нижней стратосферы обычно принимается равной приблизительно  $5 \cdot 10^{-7} \text{ с}^{-1}$ , что соответствует временному масштабу около 20 сут. Таким образом, коэффициент  $1 + \alpha/(i\omega)$ ,

входящий во второй член левой части уравнения (6), может быть аппроксимирован как  $\alpha/(iw)$ .

Анализ уравнения (6) показывает, что, когда сила вращения слабая, т. е., когда значение  $\sin \varphi$  мало, основной баланс состоит в равновесии между примененной силой и первым членом в левой части уравнения. Это означает, что ускорение равно приложенной силе. В большинстве случаев второй член в левой части уравнения играет главную роль в балансе, демонстрируя, что сила Кориолиса должна существенно погашать приложенную силу в уравнении (2). Согласно [Haynes, 1998] количественное сравнение двух членов в левой части уравнения (6) может быть проведено путем сравнения геометрических масштабов — масштаба высоты  $D$  и масштаба широты  $L$  для скорости  $\dot{y}$ . В низких широтах  $\sin \varphi$  пропорционален  $\varphi$  и, следовательно, отношение второго

члена в левой части (6) к первому равно  $\frac{4\Omega^2 L^4 \alpha}{a^2 D^2 N^2 w}$ . Отсюда следует, что, если  $L \ll \left(\frac{aDN}{2\Omega}\right)^{1/2} \left(\frac{w}{\alpha}\right)^{1/4}$ , то ускорение примерно равно

приложенной силе. Это явление можно назвать «тропическим откликом», он становится заметным, если широтный масштаб  $L$

достаточно мал. С другой стороны, если  $L \gg \left(\frac{aDN}{2\Omega}\right)^{1/2} \left(\frac{w}{\alpha}\right)^{1/4}$ , то

приложенная сила в основном погашается вращающим моментом Кориолиса и большая часть отклика на приложенную силу проявляется как средняя меридиональная циркуляция. Это явление можно назвать «внетропическим откликом» (отметим, что для внетропических широт необходимо несколько иное масштабирование).

Физической причиной отличия между тропическим и внетропическим откликами является связь полей скорости и температуры во вращающейся системе, выраженная уравнением (3), вместе с уменьшением температуры, следующим из (4). В высоких широтах приложенная сила, изменяющаяся на достаточно большом временном масштабе, погашается силой Кориолиса вследствие возникновения средней меридиональной циркуляции. Эта циркуляция вызывает аномалии температуры, которые оказывают влияние на тепловое затухание, т. е. фактически на затухание отклика скорости и ограничение его амплитуды. В низких широтах сила дает начало ускорению, а тепловое затухание незначительно влияет на отклик скорости, т. е. скорости в низких широтах имеют

более длинную «память», чем скорости в высоких широтах [Scott, Haynes, 1998]. Таким образом, можно ожидать, что КДК формируются только (или, в основном) в низких широтах.

Численные эксперименты [Lindzen, Holton, 1968] в двумерной модели показали, что вращающий момент Кориолиса уменьшает амплитуду колебаний ветра за пределами экватора. В работе [Haynes, 1998] сделано предположение, что переход от тропического к внетропическому режиму может задать широтный масштаб КДК. Эксперименты в простой численной модели, где момент силы обеспечивается большой по широте областью мелкомасштабных гравитационных волн, показали переход около  $10^\circ$  широты.

Таким образом, долгопериодное колебание, которое возбуждается, если в поле зональной скорости действует вызванная волной сила, вероятно, воспроизводится только в тропиках, поскольку в высоких широтах сила будет уравниваться вращающим моментом Кориолиса. По этой причине одномерные модели, в которых опущена сила Кориолиса, могут описывать тропическое колебание. Однако они не могут воспроизводить широтную структуру, которая возникает, в частности, при увеличении вращающего момента Кориолиса с широтой.

*Другие механизмы генерации КДК* предложены в ряде работ. Например, механизмы, связанные с термодинамическим [Trenberth, 1975; Brier, 1978; Nicholls, 1978; Meehi, 1993] и динамическим [Munnich et al., 1991] взаимодействием атмосферы и океана. Согласно этим исследованиям, атмосферные КДК связаны с колебаниями, возникающими в верхнем квазиоднородном слое океана и имеющими близкий к двум годам период. Механизм возбуждения КДК, связанный с термодинамическим параметрическим резонансом, предложен в работе [Петухов, 1982]. Аналитический и численный подход показал в зонально осредненном случае наличие КДК в тропических широтах в полях ветра, температуры и давления в стратосфере. Возможность параметрического резонанса была показана и экспериментально [Бубнов, Гледзер, 1981]. Оказалось, однако, что такая модель КДК отличается высокой чувствительностью к стратосферным характеристикам.

*Малопараметрическая модель ИВМ РАН* [Кулямин и др., 2008]. Механизм возбуждения КДК на основе нелинейного взаи-

моделирования вертикально распространяющихся экваториальных волн разных масштабов (планетарных и гравитационных волн) с зональным потоком описан в работах [Кулямин и др., 2008, 2009]. Механизм взаимодействия длинных волн со средним течением был осознан [Holton, Lindzen, 1972], однако механизм взаимодействия коротких волн остался неясным. В работе [Кулямин и др., 2008] описан процесс возникновения колебаний зонального ветра на основе простых параметрических моделей. Исследованы механизмы возбуждения КДК под воздействием двух типов экваториальных волн:

- взаимодействие длинных планетарных волн (смешанные волны Кельвина, Россби и гравитационные с периодами 1...4 сут и зональной длиной волны более 1000 км) со средним потоком на критических уровнях — за основу взята описанная выше модель Пламба [Plumb, 1977];
- взаимодействие коротких стратосферных гравитационных волн (с периодами значительно меньше суток и зональными длинами волн ~10...100 км) со средним потоком — за основу взята параметризация Хинса [Hines, 1997a, b].

Такое разделение имело большое значение для построения модели общей циркуляции, так как генерация длинных волн является внутренним процессом, а короткие волны имеют подсеточный масштаб и для их учета используется параметризация.

Основные результаты моделирования колебаний зональной скорости на основе модели Пламба следующие: полученные колебания близки к реалистичным КДК; получена зависимость периода от параметров модели, однако область значений параметров, при которых решение имело вид предельного цикла с такой зависимостью периода, мала; оказалось, что энергии реальных длинных волн недостаточно для формирования КДК. Решающую роль в моделировании взаимодействия на критических уровнях играло вертикальное разрешение, поскольку процесс передачи количества движения от волн зональному течению происходит в узкой области критических уровней, где скорость потока близка к фазовой скорости конкретной волны, в результате волна в данной зоне полностью поглощалась.

В малопараметрической модели, построенной на основе модели Хинса, для реализации механизма смены фаз в модель включен процесс вертикальной диффузии, величина которого

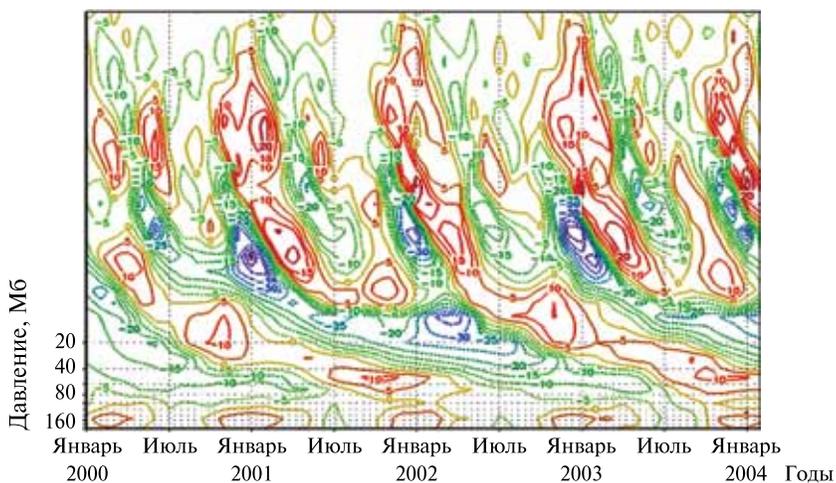
обусловила характер полученного решения. Процесс возбуждения КДК на основе обрушения гравитационных волн рассматривался с помощью параметризации гравитационно-волнового сопротивления Хинса. Данная параметризация основана на теории доплеровского смещения средней части спектра гравитационных волн в область более высоких вертикальных волновых чисел, при которых происходит обрушение волны и передача среднему течению количества движения и энергии. Основной результат состоит в следующем: механизм обрушения гравитационных волн способен сам по себе сформировать колебания зональной скорости на экваторе в верхней атмосфере; в результате подбора параметров получены колебания, близкие к реалистичным КДК; найдена зависимость периода КДК от параметров модели, однако область значений параметров, при которых решение имело вид предельного цикла, мала, поскольку колебания сильно чувствительны к параметрам модели. Отметим, что, как и в модели Пламба, энергии реальных длинных волн оказалось недостаточно для формирования КДК, и используемые в модели Хинса характеристики гравитационных волн не соответствовали реальным значениям.

Малопараметрическая модель [Кулямин и др., 2008], построенная на объединении обоих описанных выше механизмов формирования КДК — взаимодействие среднего потока с планетарными волнами и обрушение гравитационных волн — дала более реалистичную картину КДК на экваторе. Совместная работа двух механизмов происходит следующим образом: поглощение длинных волн осуществляется в нижней части стратосферы — там находится максимум амплитуды колебаний, возбуждаемых этими механизмами, а обрушение коротких волн — в верхней ее части. Гравитационные волны играют второстепенную роль в формировании периода КДК, доставляя достаточное количество движения для его реализации в верхних слоях стратосферы — происходит перераспределение потока от гравитационных волн, вследствие изменения профиля средней скорости. Механизм возбуждения колебаний от гравитационно-волнового сопротивления также реализуется, но подстраивается под колебания в нижних стратосферных слоях. Таким образом, показано, что ключевая роль в формировании периода и несимметрии восточной и западной фаз принадлежит длинным планетарным волнам, а короткие волны подкачивают в колебательную систему недостающую дополнительную энергию. По-видимому, имеет место механизм

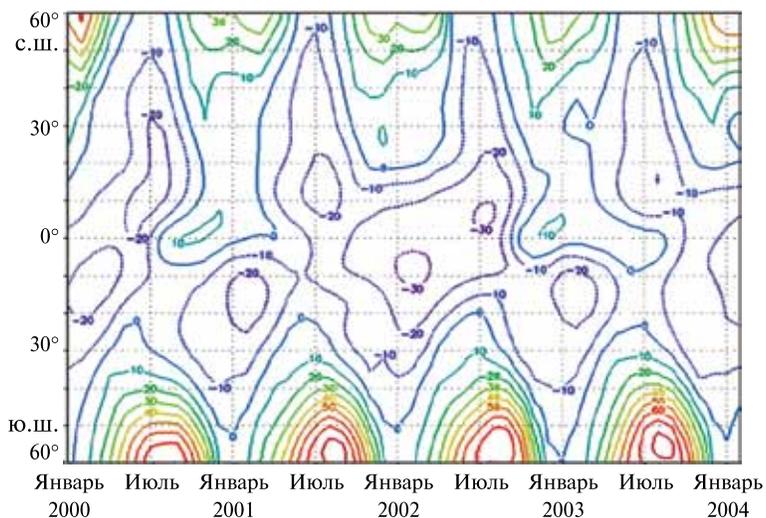
синхронизации двух систем. Отмечено, что для адекватного воспроизведения процесса поглощения длинных волн на критических уровнях необходимо более подробное вертикальное разрешение, чем использованное, что и было сделано в следующей работе.

Основной задачей этой работы [Кулямин и др., 2009] являлось построение модели, воспроизводящей КДК с реалистичными характеристиками, в которой действуют оба механизма — поглощение длинных волн и обрушение коротких гравитационных волн. Для решения проблемы были использованы трехмерные модели общей циркуляции атмосферы с высоким вертикальным разрешением (ИВМ РАН  $2^\circ \times 2,5^\circ \times 39$  и  $2^\circ \times 2,5^\circ \times 80$ ), в которые включена параметризация гравитационно-волнового сопротивления Хинса. Полное описание уравнений модели общей циркуляции ИВМ РАН, структуры и алгоритма ее реализации приведено в работе [Алексеев и др., 1998]. Ключевое значение в модели играла вертикальная диффузия в стратосфере (поскольку смена положительной и отрицательной фазы цикла зонального ветра осуществляется за счет процесса вертикального перемешивания), которая была учтена с помощью параметризации гравитационно-волнового сопротивления. Этот процесс влиял на динамику горизонтальной скорости в модели и являлся необходимой частью обоих механизмов генерации КДК. Главный результат работы, полученный по модели общей циркуляции ИВМ РАН  $2^\circ \times 2,5^\circ \times 80$ : модель описывает КДК и воспроизводит близкие к наблюдаемым колебания. КДК возбуждались двумя механизмами: взаимодействие планетарных волн со средним зональным потоком и обрушение гравитационных волн. Показана синхронизация этих двух процессов между собой. Подтверждено, что при совместном включении двух волновых источников ведущую роль в формировании периода и несимметрии восточной и западной фаз КДК играют планетарные волны, а короткие волны подкачивают в колебательную систему дополнительную энергию. КДК скорости зонального ветра получены в узкой широтной области стратосферы — от  $10^\circ$  с. ш. до  $10^\circ$  ю. ш. В более высоких широтах, выше  $15^\circ$  широты, КДК в обоих полушариях не возбуждались.

На рис. 2.3 и 2.4 (см. с. 26) [www.inm.ras.ru/library/seminars/s3-gik/QVO.ppt] приведено высотно-временное и широтно-временное распределение скорости среднего зонального ветра в стратосфере и мезосфере, полученное на основе модели ИВМ РАН  $2^\circ \times 2,5^\circ \times 80$  [Кулямин и др., 2009] за 4 года — с 2000 по 2004 г.



**Рис. 2.3.** Высотно-временное распределение зонального ветра на экваторе на уровне 200...0,003 Мб



**Рис. 2.4.** Широтно-временное распределение зонального ветра на уровне 20 Мб

На рис. 2.3 изолинии скорости проведены с интервалом 5 м/с, пунктиром показаны зоны восточного ветра. КДК наблюдаются на высотах ~10...60 Мб (32...20 км); максимальная скорость зонального ветра составляет для восточного (отрицательного) направления ~30 м/с, для западного (положительного) — ~10 м/с. Выше ~10 Мб (32 км) прослеживается полугодовая модуляция среднего зонального ветра. Максимальная скорость ветра составляет для восточного направления ~35 м/с, для западного — ~20 м/с. Реализована несимметрия двух фаз двухлетнего цикла с преобладанием зоны восточных ветров. Зоны максимумов амплитуды слегка занижены по сравнению с данными наблюдений, однако относительно более низкое расположение максимума западного ветра также воспроизведено. Скорость опускания зоны смены направлений ветра также соответствует реальным данным. В модели воспроизведена реалистичная полугодовая гармоника в верхней стратосфере и мезосфере.

На рис. 2.4 изолинии скорости проведены с интервалом 10 м/с; пунктиром выделены зоны восточного ветра. Широтно-временное распределение зонального ветра на уровне 20 Мб (26,5 км) демонстрирует КДК в широтной области 10° с. ш. — 10° ю. ш. В более высоких широтах в обоих полушариях наблюдается годовая модуляция среднего зонального ветра, с доминирующим восточным ветром в Южном полушарии.

В модели ИВМ РАН  $2 \times 2,5 \times 80^\circ$  воспроизведена несимметричная относительно экватора широтная структура среднего зонального ветра в стратосфере. Авторам модели удалось воспроизвести картину колебаний зонального ветра, похожую на полученную по данным наблюдений (по результатам реанализа NCEP). Отметим, что сравнение результатов, полученных на основе модели ИВМ РАН  $2^\circ \times 2,5^\circ \times 80$  (см. рис. 2.3 и 2.4), с результатами реанализа NCEP (см. рис. 1.4 и 1.5) показывает согласие структуры квазидвухлетних колебаний, но различающиеся величины максимальной скорости зонального ветра для восточного и западного направлений на уровне 200...10 Мб. По результатам модели ИВМ РАН  $2^\circ \times 2,5^\circ \times 80$  максимальная скорость составляет для западного направления ~10 м/с, для восточного — ~30 м/с; по результатам реанализа NCEP — для западного направления ~30 м/с, для восточного — ~15 м/с. Восточные характеристики КДК, полученные в модели Института Макса Планка MAECHAM5 [Giorgetta et al., 2006] при высоком разрешении и заниженных частотах

гравитационных волн, также находятся в согласии с результатами модели ИВМ РАН  $2^\circ \times 2,5^\circ \times 80$ .

Таким образом, несмотря на значимость КДК скорости среднего зонального стратосферного ветра для динамики атмосферы и межгодовых изменений климата и на то, что об их существовании известно довольно давно, в настоящее время лишь немногие климатические модели способны воспроизводить это явление [Giorgetta et al., 2006; Кулямин и др., 2008, 2009]. Причина в том, что механизмы формирования КДК достаточно сложны и до конца не изучены. Считается, что КДК возбуждаются в приэкваториальных широтах взаимодействием средних зональных потоков и распространяющихся вертикально экваториальных волн, генерируемых в тропосфере, — главным образом это волны Кельвина и смешанные гравитационные волны Россби (в энергоактивной экваториальной зоне эти волны могут возбуждаться конвективными возмущениями). Характеристики волн, возникающих в нижних слоях тропической стратосферы и способствующих генерации КДК, описаны в приложении.

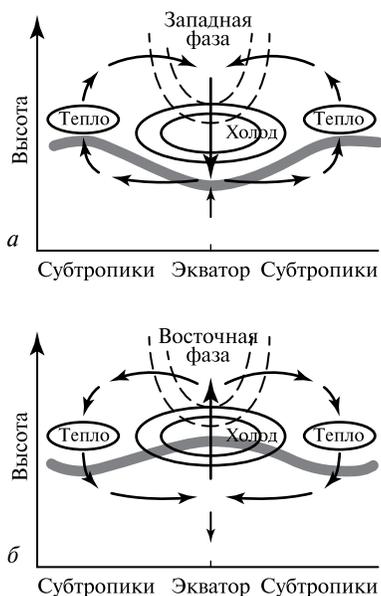
### **3. КВАЗИДВУХЛЕТНИЕ КОЛЕБАНИЯ ЗОНАЛЬНОГО ВЕТРА, АТМОСФЕРНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ И ТРОПИЧЕСКИЙ ЦИКЛОГЕНЕЗ**

Имеются многочисленные сведения о связях КДК с меридиональной циркуляцией атмосферы, конвективными процессами в тропиках и с активностью тропического циклогенеза (эта связь в некоторых исследованиях оспаривается).

#### **3.1. Меридиональная циркуляция атмосферы и конвекция в тропиках**

Результаты исследований [Plumb, Bell, 1982; Huesmann, Hitchman, 2001] показали, что КДК скорости зонального ветра в тропической стратосфере оказывают влияние на меридиональную циркуляцию: вариации скорости западного ветра, спускающегося в тропической стратосфере, вызывают отклонения воздушных движений, направленных к экватору. При западной фазе КДК эти вариации в тропических широтах приводят к опусканию и нагреванию тропосферы, а во внетропических широтах — к подъему и охлаждению тропопаузы, рис. 3.1а (см. с. 29) [Trepte, 1993] (обратный процесс при восточной фазе КДК представлен на рис. 3.1б).

**Рис. 3.1.** Схема меридиональной циркуляции при западной (а) и восточной (б) фазе КДК зонального ветра; штриховые линии — изолинии скорости зонального ветра; сплошные — отклонения изотерм; толстые серые — тропопауза



Предполагается [Gray et al., 1992; Reid, Gage, 1985], что тропическая конвекция в тропопаузе более глубокая при восточной фазе КДК и более мелкая при западной фазе. Результаты исследований [Huesmann, Hitchman, 2001] показали, что КДК скорости зонального ветра в тропической стратосфере модулируют ветер в верхней тропической тропосфере.

Связанные вихревые колебания в верхней тропосфере могут быть еще одним механизмом, с помощью которого КДК модулируют конвекцию. Слабые замкнутые вихри на верхней границе облаков ведут к оттоку массы, что в свою очередь, способствует росту облаков [Montgomery, Farrell, 1993; Knox, 1997; Mecikalski, Tripoli, 2003]. Западная фаза КДК может привести к отклонениям антициклонических вихрей в тропиках в верхней тропосфере, стимулируя таким образом рост конвективных облаков, проникающих в тропопаузу. Обратный процесс происходит при восточной фазе КДК. Чем глубже конвективное облако, тем большее его диаметр [Byers, Braham, 1949; Gagin et al., 1985; Rosenfeld, Gagin, 1989]. Протяженные конвективные облака приводят к сильной конвергенции массы воздуха, влажности и энергии в низких высотах, что, в свою очередь, способствует формированию большого количества конвективных облаков [Ulanski, Garstang, 1978; Gray et al., 1992; Mapes, 1993; Knaff, 1993]. Таким образом, большая вертикальная протяженность конвекции, связанной с КДК, должна привести к большему количеству облаков (т.е. к большей горизонтальной протяженности и большей частоте), небольшая вертикальная протяженность — к меньшему количеству облаков.

Результаты более подробного исследования связи КДК скорости зонального ветра с глубокой конвекцией представлены в [Collimore et al., 2003]. Главный результат работы следующий: в тропиках восточная фаза КДК приводит к подъему границы тропопаузы, что позволяет конвекции проникнуть глубже, чем обычно. Глубокие облака, которые, как правило, имеют больший диаметр, чем мелкие, приводят к сильной конвергенции массы воздуха, влажности и энергии на низких высотах, что ускоряет процесс формирования конвективных облаков, т.е. более глубокие облака приводят к увеличению количества облаков. Во внетропических широтах, где влияние КДК на высоту тропопаузы слабее, сильные сдвиги зонального ветра поперек тропосферы могут уменьшать конвекцию. Обратный процесс происходит при западной фазе КДК. Таким образом, показано, что вариации границы тропопаузы могут быть первичным механизмом, посредством которого КДК связаны с конвекцией, сдвиг поперек тропопаузы — вторичный механизм.

Результаты исследований [Holton, Tan, 1980, 1982; Dunkerton, Badlwin, 1991; Погосян и Павловская, 1977; Погосян, 1973] показали, что связь КДК скорости зонального ветра с циркуляцией стратосферы и тропосферы умеренных и высоких широт может быть обусловлена изменением условий вертикального и меридионального распространения планетарных волн во внетропических широтах. При восточной фазе КДК зона восточного ветра смещается в более высокие широты, ограничивая меридиональное распространение планетарных волн, что должно приводить к более интенсивному взаимодействию волн со средним потоком во внетропической стратосфере и ослаблению полярного вихря. Показано, что в зимний период в полярной области средняя высота геопотенциальных поверхностей между западной и восточной фазами КДК при западной фазе КДК меньше, чем при восточной, а в умеренных широтах напротив — больше, т.е. стратосферный полярный вихрь при западной фазе КДК интенсивнее, чем при восточной фазе.

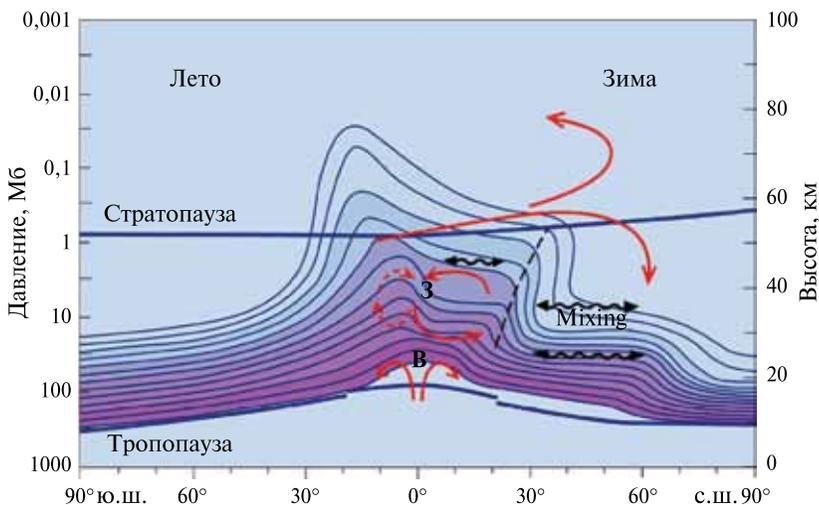
Для проверки данной гипотезы сопоставлены вариации волновой активности в стратосфере и тропосфере при разных фазах КДК скорости зонального ветра [Девятова и Мордвинов, 2009]. В работе приводятся результаты вычисления разности геопотенциальных высот между западной и восточной фазами КДК по данным реанализа NCEP/NCAR (National Centers for Environmental

Prediction / National Center for Atmospheric Research) за период с 1960 по 2005 г. [Kalnay et al., 1996]. Распределение разности геопотенциальных высот рассчитывалось раздельно для периодов с ноября по декабрь и с января по март из-за различия циркуляционных процессов в эти периоды. Фаза КДК определялась по среднемесячным значениям скорости экваториального зонального ветра на высоте 50 Мб (21 км). Результаты исследования не дали убедительных свидетельств в пользу гипотезы о связи экваториальных КДК в низкоширотной стратосфере с волновой активностью зимней атмосферы в Северном полушарии и интенсивностью полярного вихря. Показано, что такая связь может быть лишь в период установления зимней циркуляции; в конце зимы более высокий уровень волновой активности отмечается не в восточной, а в западной фазе КДК. Возможно, существует независимое внетропическое КДК в пределах всего полушария, имеющее глубокую вертикальную протяженность от нижней тропосферы до стратосферы.

Квазидвухлетние колебания скорости зонального ветра могут быть связаны с другими низкочастотными процессами системы океан-атмосфера, в частности, с процессом ЮКЭН (Южное Коледание – Эль-Ниньо) и с явлением Эль-Ниньо, влияние которого проявляется в воздействии на амплитуды планетарных волн в тропосфере [Gray et al., 1992; Baldwin, Dunkerton, 1998].

Атмосферная циркуляция характеризуется крупномасштабным подъемом воздушных масс в тропиках, распространением к полюсу в верхней тропосфере и в стратосфере, и опусканием в средних широтах. Перенос примесей в пределах, внутри и из стратосферы — результат крупномасштабной атмосферной циркуляции и физических процессов, связанных с волнами [Holton et al., 1995]. Поскольку КДК зонального ветра непосредственно связаны с аналогичными колебаниями температуры тропической стратосферы, связь КДК с распределением различных примесей и их переносом к полюсам (через модуляцию динамических процессов в стратосфере) представляется закономерной [Randel, Cobb, 1994; Holton et al., 1995; Randel et al., 1999].

На рис. 3.2 (см. с. 32) представлены схема средней меридиональной циркуляции и перенос различных долгоживущих примесей, таких как  $N_2O$  и  $CH_4$  [Baldwin et al., 2001]. Изолинии схематично показывают изоплеты долгоживущего вертикально стратифицированного трассера (примеси) в зимний период Северного полушария,



**Рис. 3.2.** Распределение КДК скорости ветра и средняя адвекция; изолинии схематично показывают изоплеты выбранного трассера зимой Северного полушария на уровне 40 Мб

когда КДК находятся в восточной фазе (при экваториальном восточном ветре) на высоте ~40 Мб (22,5 км).

Резкий подъем воздушных масс в тропиках является причиной широкого максимума плотности трассера (примеси) в средней и верхней стратосфере. Экстратропические вариации не симметричны относительно экватора вследствие наличия КДК, а также из-за сезонного цикла взаимодействия (перемешивания) планетарных волн. Сплошные стрелки вблизи экватора показывают вариации циркуляции, связанные с восточной фазой КДК: в нижней части стратосферы вариации (и изоплеты трассера) почти симметричны относительно экватора (область обозначена буквой «В»). В средней стратосфере вариации связаны с западной фазой КДК (область обозначена буквой «З») и несимметричны относительно экватора (южная часть показана пунктиром). Эта асимметрия отражается в асимметричных относительно экватора изоплетах трассера. В дополнение к адвекции на трассер влияют волновые движения, схематично представленные на рисунке волнистыми горизонтальными стрелками. Область с резким уменьшением скорости на высоте ~5 Мб (37 км) между экватором

и субтропиками в Северном полушарии выглядит как ступенька лестницы в правой части рис. 3.2. Вторая ступенька лестницы формируется под влиянием волновых движений в средних широтах в области низкого градиента потенциальной завихренности, окружающей полярный вихрь [McIntyre, Palmer, 1983]. Под влиянием волновых движений ступенька лестницы также может сформироваться на высоте  $\sim 3$  Мб (40 км) на широтах 10...20° с. ш. [Dunkerton, O'Sullivan, 1996].

Аналогичные тенденции обнаружены в процессах переноса атмосферных примесей, образующихся в результате различных антропогенных воздействий или вулканической активности [Trepte, Hitchman, 1992; Jones et al., 1998]. Важной также представляется связь КДК с углеродным циклом в атмосфере.

### 3.2. Активность тропического циклогенеза

Связь КДК скорости зонального ветра с активностью тропических ураганов в Атлантике впервые показана в работе [Gray, 1984a, b]. Обнаружено, что в Атлантике при западной фазе КДК активность тропических ураганов сильнее, чем при восточной фазе КДК. На протяжении многих лет в сезонном прогнозе активности тропических ураганов, разработанном В. Греем (W. M. Gray) в университете штата Колорадо, КДК использовались в качестве одного из предикторов. Однако в последнее время в таких прогнозах КДК как предиктор не используются [Klotzbach, 2007a, b].

Проведены исследования возможной связи КДК с активностью тропического циклогенеза в северо-западной части Тихого океана [Chan, 1995; Baik, Paek, 1998; Lander, Guard, 1998; Ho et al., 2009], в северо-восточной части Тихого океана [Whitney, Hobgood, 1997], в северной части Индийского океана [Balachandran, Guhathakurta, 1999] и в южной части Индийского океана [Jury, 1993; Jury et al., 1999]. До сих пор механизмы связи КДК с активностью тропических ураганов не известны. Проведены попытки объяснить ее влиянием КДК на изменение циклогенеза Атлантики [Shapiro, 1989; Hess, Elsner, 1994; Landsea et al., 1998], поскольку существуют КДК вертикального сдвига ветра [Gray, 1984a, b]. Как известно, тропосферный сдвиг ветра влияет на формирование и развитие тропических циклонов, однако КДК ограничены нижней стратосферой и слабо проявляются в верхней тропосфере. Проводились также попытки объяснить такую связь посредством

влияния КДК на статическую устойчивость [Knaff, 1993] или на вертикальное распространение восточных волн [Shapiro, 1989].

Однозначный вывод о существовании связи КДК с активностью тропических ураганов над акваториями Мирового океана сделать трудно. В работе [Camargo, Sobel, 2010] проведено исследование наличия связи между КДК и активностью тропических ураганов над Атлантикой. Анализ данных за период времени до 1983 г., приведенный в работе [Gray, 1984a, b], показал наличие такой связи, однако она не была обнаружена при анализе данных за последующий период времени. Возможно, противоположные результаты, полученные в работах [Gray, 1984a, b; Camargo, Sobel, 2010], являются статистически случайными. Попытка объяснить нарушение связи между КДК и тропическим циклогенезом влиянием Эль-Ниньо, солнечной активности, вулканической деятельности и т. д. не выявила такого влияния.

Изучение КДК радиотеплового поля Земли показало [Хайруллина, Астафьева, 2011], что КДК проявляются в очень важной для тропического циклогенеза характеристике — в интегральном влагозапасе тропосферы, что свидетельствует скорее о наличии связи между КДК и тропическим циклогенезом, чем о ее отсутствии.

Таким образом, несмотря на то, что КДК среднего зонального стратосферного ветра — тропическое явление и ряд работ показал наличие возможных связей с циркулирующей стратосферы и тропосферы, распределением различных примесей и их переносом к полюсам, с конвекцией и с активностью тропических циклонов, тем не менее, пока трудно сделать однозначный вывод о существовании устойчивых связей КДК и тропического циклогенеза и вопрос требует дальнейшего исследования.

#### **Приложение. ВОЛНЫ В НИЖНИХ СЛОЯХ ТРОПИЧЕСКОЙ СТРАТОСФЕРЫ, СПОСОБСТВУЮЩИЕ ГЕНЕРАЦИИ КВАЗИДВУХЛЕТНИХ КОЛЕБАНИЙ**

В тропической атмосфере существует широкий спектр волн, многие из которых способствуют генерации КДК. Многочисленные наблюдения привели к заключению, что сочетание волн Кельвина, гравитационных волн Россби, инерционно-гравитационных и мелкомасштабных гравитационных волн обеспечивает большую часть потока импульса, необходимого для возбуждения КДК

[Dunkerton, 1997]. Перечисленные волны возникают в тропической тропосфере и распространяются вертикально, взаимодействуя с КДК. Конвекция играет существенную роль в генерации тропических волн. Моды формируются за счет поперечного распространения, преломления и отражения в экваториальном волноводе, горизонтальный размер которого зависит от волновых свойств, например, от точки поворота, где внутренняя частота волн равна локальной инерционной частоте.

Волны, образованные за пределами тропиков и распространяющиеся по направлению к экватору, — такие как планетарные волны Россби в зимнем полушарии, могут оказывать некоторое влияние на КДК в верхней стратосфере [Ortland, 1997]. В районе экватора на высотах ~20...23 км КДК относительно хорошо защищены от вторжения внетропических планетарных волн [O'Sullivan, 1997].

Вертикально распространяющиеся волны, способствующие генерации КДК, — это либо волны с медленным вертикальным групповым распространением, подвергающиеся поглощению (из-за радиационного или механического затухания) с такой скоростью, что их импульс передается в амплитуду КДК, либо волны с быстрым групповым распространением вверх до критического уровня со скоростью в пределах диапазона скоростей КДК ветра [Dunkerton, 1997]. Высота, на которой передается импульс, зависит от вертикальной групповой скорости: волны с очень медленной вертикальной групповой скоростью распространяются в пределах нескольких километров от тропопаузы [Li et al., 1997]; волны с большой вертикальной групповой и фазовой скоростью вне диапазона скоростей КДК распространяются свободно через КДК.

Выделяют три категории волн, имеющих отношение к КДК:

- волны Кельвина и гравитационные волны Россби (см. п. П1) — экваториально захваченные волны, имеющие периоды более 3 сут, волновые числа от 1 до 4 (им соответствуют зональные длины волн более 10 000 км);
- инерционно-гравитационные волны (см. п. П2) — экваториально захваченные или не захваченные волны, имеющие периоды 1...3 сут, волновые числа от 4 до 40 (зональные длины волн ~1000...10 000 км);
- гравитационные волны (см. п. П3) с периодами менее 1 сут и волновыми числами более 40 (зональные длины волн ~10...1000 км).

Волны с горизонтальными длинами менее 10 км захватываются на тех высотах тропосферы, где они сформировались и, как считается, не играют важной роли в динамике средней атмосферы.

### **П1. Волны Кельвина и гравитационные волны Россби**

Волны Кельвина и гравитационные волны Россби обнаружены на основе данных радиоветровых зондов [Yanai, Maruyama, 1966; Wallace, Kousky, 1968*b*]. Эти наблюдения были важны для развития теории КДК, разработанной в [Holton, Lindzen, 1972]. Обзор наблюдений экваториальных волн представлен в [Wallace, 1973; Holton, 1975; Cornish, Larsen, 1985; Andrews et al., 1987; Dunkerton, 1997]. Объяснение возбуждения экваториальных волновых мод основывается на сравнении параметров волны (например, соотношение горизонтального масштаба и частоты), широтной структуры (например, симметрия или антисимметрия относительно экватора) и связь фаз атмосферных характеристик (например, компонент ветра и температуры).

Данные радиоветровых зондов за длительный период времени были использованы для получения сезонных и КДК ветра, связанных с изменением активности волн Кельвина и гравитационных волн Россби вблизи экватора [Maruyama, 1991; Dunkerton, 1991*b*, 1993; Shiotani, Horinouchi, 1993; Sato et al., 1994; Wikle et al., 1997]. Квазидвухлетние изменения активности волн Кельвина, наблюдающиеся в колебаниях зонального ветра и температуры, согласуются с ожидаемым усилением этих волн в нисходящей зоне западного сдвига. Ежегодные изменения активности гравитационных волн Россби наблюдаются в нижней экваториальной стратосфере.

Результаты наблюдения экваториально захваченных волн на основе температурных данных и данных о движении различных примесей, полученных на основе данных спутникового мониторинга представлены в работах [Salby et al., 1984; Randel, 1990; Ziemke, Stanford, 1994; Canziani et al., 1995; Kawamoto et al., 1997; Shiotani et al., 1997; Mote et al., 1998; Canziani, Holton, 1998]. В верхних слоях стратосферы обнаружены волны с полугодовым периодом и в нижней экваториальной стратосфере — с квазидвухлетним периодом. Слабые температурные колебания, связанные с вертикально распространяющимися экваториальными волнами, трудно обнаружить. На основе спутниковых данных обычно вос-

становливают только волны с низкими зональными волновыми числами (например, 1...6). Тем не менее, спутниковые наблюдения ценны благодаря их глобальному покрытию, дополняющему локальные данные наблюдений, полученных от сети радиоветровых зондов.

Численные исследования, проведенные на основе двумерных моделей, показали, что волны Кельвина и гравитационные волны Россби не могут обеспечить достаточный поток импульса для возбуждения реалистичных КДК [Gray, Pyle, 1989; Dunkerton, 1991a, 1997]. Необходимый для генерации КДК поток импульса волн должен быть в 2...4 раза больше, чем наблюдаемый. Трехмерное моделирование подтвердило необходимость дополнительных потоков импульса волн [Takahashi, Boville, 1992; Hayashi, Golder, 1994; Takahashi, 1996]. Поэтому большой интерес представляет исследование роли более мелкомасштабных инерционно-гравитационных и гравитационных волн в генерации КДК.

## **П2. Инерционно-гравитационные волны**

Экваториальные инерционно-гравитационные волны, распространяющиеся в восточном направлении, наблюдаются при западной фазе КДК; волны, распространяющиеся в западном направлении, — при восточной фазе КДК. Данные радиоветровых зондов с высоким временным и вертикальным разрешением предоставили возможность провести анализ временных и вертикальных изменений фазы волн.

Результаты исследования инерционно-гравитационных волн в экваториальной области на основе анализа трехчасовых данных радиоветрового зонда над точкой с координатами (8,5° ю. ш., 23,5° з. д.) представлены в [Cadet, Teitelbaum, 1979]. Наблюдения проводились при восточной фазе КДК скорости ветра. Показано, что волны распространялись в западном направлении, вертикальная структура волн схожа со структурой коротковолновых (< 1,5 км) инерционно-гравитационных волн с периодами около 30...40 ч.

Результаты исследования инерционно-гравитационных волн в экваториальной области на основе данных наблюдений скорости ветра (при западной фазе КДК) и температуры, полученных с временным интервалом в 6 ч и с вертикальным разрешением 150 м над Индонезией (7,6° ю. ш., 112,7° в. д.) в течение

24 дней (февраль-март 1990 г.), представлены в работе [Tsuda et al., 1994a, b].

На рис. П1 (см. с. 39) представлено высотно-временное распределение температуры и короткопериодной — менее 4 сут — компоненты скорости, направленной на север. Распределение демонстрирует опускание фаз в нижней стратосфере (~16 км).

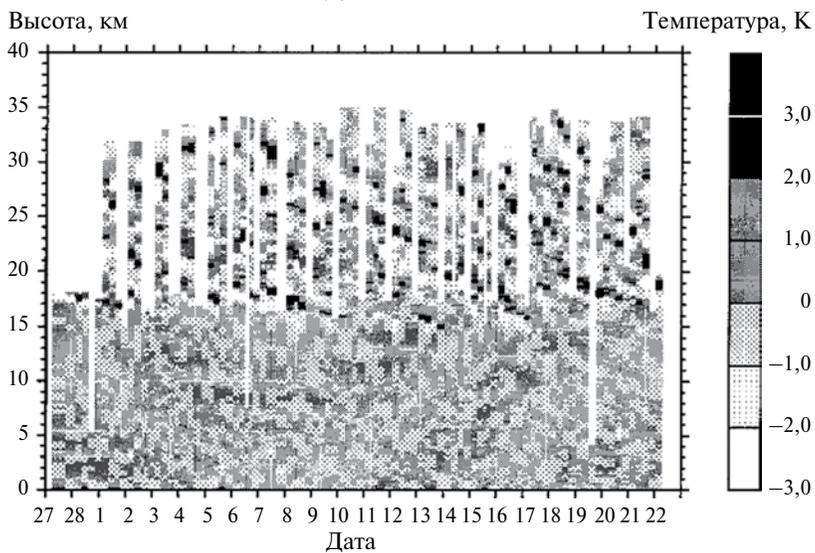
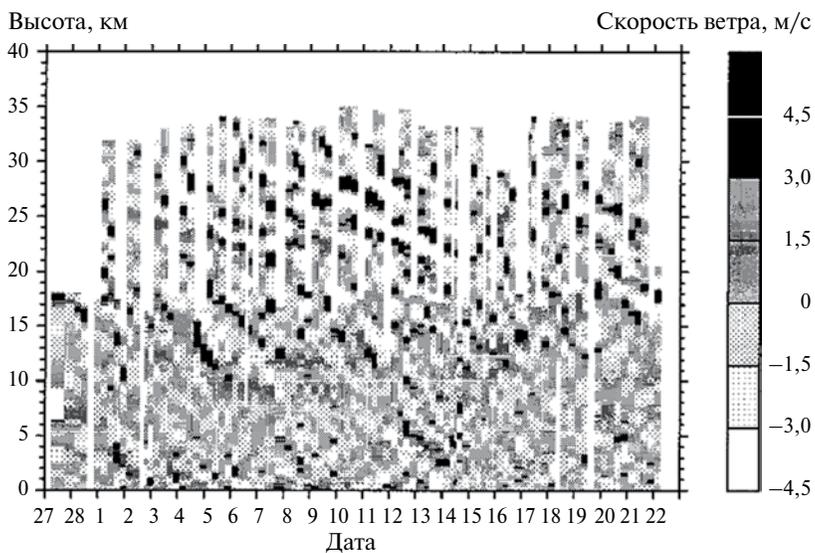
Вертикальная длина волны составляет ~3 км, период — ~2 сут. Амплитуды колебаний горизонтального ветра и температуры составили ~3 м/с и ~2 К, соответственно. Похожая структура обнаружена в распределениях зонального и меридионального ветра. На основе годографического анализа, в предположении, что эти колебания вызваны инерционно-гравитационных волнами, показано, что большая часть волн распространяется в восточном направлении и вверх в нижней стратосфере [Tsuda et al., 1994b]. Похожие особенности обнаружены в последующих наблюдениях над Бандунгом в Индонезии (107,6° в.д., 6,9° ю.ш.) при западной фазе КДК за период с ноября 1992 г. по апрель 1993 г. [Shimizu, Tsuda, 1997].

Результаты исследования экваториальных инерционно-гравитационных волн на основе данных радиоветрового зонда над Сингапуром (1,4° с.ш., 104,0° в.д.) за 10 лет представлены в работах [Maгууама, 1994; Sato et al., 1994]. Проведен анализ повторяющихся из года в год 1...3-суточных колебаний волн в нижней стратосфере. Использована выборка волн по их периодам, так как частоты приземных волн инвариантны в стационарном зональном потоке. Оказалось, что КДК волн с периодами короче нескольких суток достаточно устойчивы.

Результаты анализа ковариации возмущений зонального ветра и производной температуры по времени за период 1...3 сут представлены в работе [Maгууама, 1994]. Оценка вертикального потока зонального импульса на единицу плотности  $\overline{u'w'}$  получена из термодинамического уравнения для адиабатических движений

$$\frac{\partial \overline{T'}}{\partial t} u' = - \left[ \frac{\overline{TN}^2}{g} \right] \frac{c}{\hat{c}} \overline{u'w'}, \quad (7)$$

где  $T$  — температура;  $t$  — время;  $u$  и  $w$  — зональная и вертикальная компоненты скорости ветра;  $c$  — приземная горизонтальная фазовая скорость;  $\hat{c} = c - \bar{u}$  — внутренняя горизонтальная фазовая скорость волны,  $\bar{u}$  — скорость зонального потока; черта над



**Рис. П1.** Распределение короткопериодной ( $< 4$  сут) компоненты скорости, направленной на север (слева), и температуры (справа) над Индонезией в период февраль-март 1990 г.

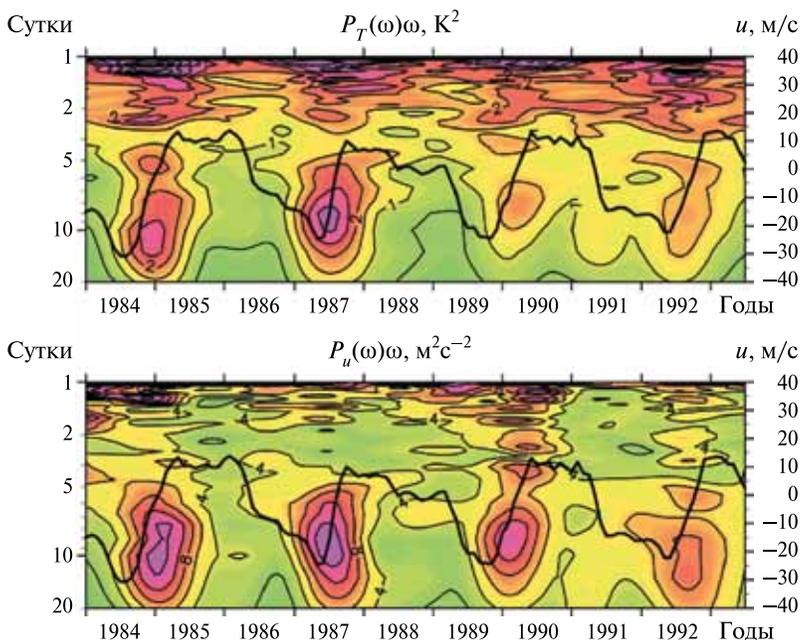
переменными обозначает усреднение по времени. Так как значение  $\hat{c}$  не определено по данным наблюдений, оценку можно провести только при достаточно малых  $\bar{u}$  в предположении, что  $\hat{c}/c \approx 1$ . Показано, что поток импульса  $\overline{u'w'}$  в основном положительный, его величина сравнима с потоком импульса волн Кельвина при западной фазе КДК.

Результаты исследования межгодовых колебаний энергетических спектров возмущений скорости горизонтального ветра и температуры над Сингапуром в диапазоне периодов от 1 до 20 сут представлены в работе [Sato et al., 1994]. Максимальные значения  $T$  и  $u$  наблюдались вблизи тропопаузы у волн с периодом около 10 сут, близким к периоду волн Кельвина. В нижней стратосфере период волн Кельвина уменьшался с высотой, например, от 9 сут на 20 км (60 Мб) до 6 сут на 30 км (13 Мб). Максимальное значение широтной компоненты скорости ветра наблюдалось ниже тропопаузы при периоде около 5 сут, соответствующем периоду гравитационных волн Россби. В нижней стратосфере период гравитационных волн Россби уменьшался с высотой, в соответствии с результатами исследования [Dunkerton, 1993], полученными на основе данных радиовеетрового зонда в тропиках Тихого океана. Обнаружено, что спектральные амплитуды у волн с периодами  $< 2...3$  сут такие же большие, как и у волн Кельвина и у гравитационных волн Россби.

На рис. П2 (см. с. 41) представлено изменение во времени энергетических спектров колебаний горизонтального ветра и температуры над Сингапуром, усредненных по высоте в диапазоне 20...25 км (60...25 Мб) [Sato et al., 1994]; сплошной жирной линией показаны КДК исследуемого временного ряда. Доминирующие пики амплитуд  $T$  и  $u$  наблюдаются в 1...3-суточном диапазоне периодов в обеих фазах КДК и около периода 10 сут при западной фазе КДК, соответствующего периоду волн Кельвина [Maruyama, 1991, 1994].

На рис. П3 (см. с. 42) представлены квадратурный спектр и коспектр горизонтального ветра и температуры [Sato et al., 1994]; сплошной линией показаны КДК исходного ряда.

Квадратурный спектр  $Q_{Tu}(\omega)$  соответствует ковариации зонального ветра и производной температуры по времени. Большие отрицательные значения коэффициентов спектра около периода 10 сут при западной фазе КДК дали положительный поток

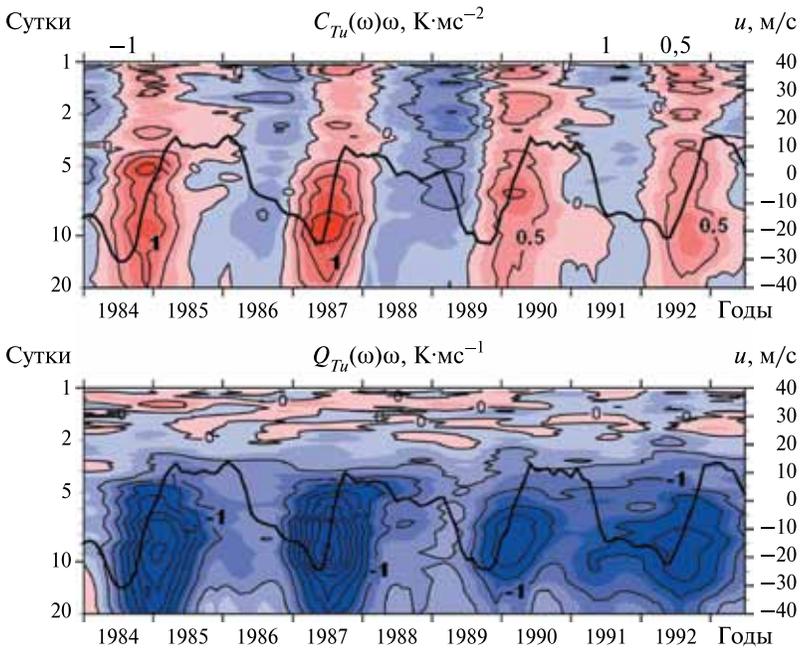


**Рис. П2.** Энергетические спектры колебаний  $T$  (вверху) и  $u$  (внизу); интервалы между контурами равны  $0,5 \text{ K}^2$  и  $2 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$ , соответственно

импульса  $\overline{u'w'}$ , связанный с волнами Кельвина [Maruyama, 1991, 1994]. Эта тенденция не очевидна на коротких периодах в квадратурном спектре.

Синхронизация с КДК прослеживается в коспектре  $C_{Tu}(\omega)$  во всем диапазоне частот. Положительные и отрицательные значения коэффициентов спектра наблюдаются при западной и восточной фазах, соответственно. Такая характерная особенность не может быть объяснена на основе классической теории экваториальных волн [Matsumo, 1966], которая предсказывает, что ковариация возмущений  $T$  и  $u$  практически нулевая.

В работе [Dunkerton, 1995] представлены результаты теоретического и численного анализа ковариации возмущений  $T$  и  $u$  двумерных инерционно-гравитационных волн в зональном потоке с вертикальным сдвигом, полученные из соотношения для медленно меняющихся устойчивых консервативных несжимаемых волн:



**Рис. ПЗ.** Коспектр (вверху) и квадратурный спектр (внизу)  $T$ - и  $u$ -компонент; интервал между контурами 0,5 К и 0,5 м/с, соответственно

$$\overline{T'u'} = \left[ \frac{TN^2}{2gk|\hat{c}|} \right] u'_z \overline{u'w'}. \quad (8)$$

Этот анализ также проведен и для трехмерных экваториально захваченных волн [Dunkerton, 2001]. Согласно (8), ковариация пропорциональна вертикальному сдвигу и вертикальному потоку горизонтального импульса. Знак ковариации определяется вертикальным сдвигом, не зависящим от горизонтального и вертикального направления распространения инерционно-гравитационных волн, что качественно согласуется с данными наблюдений (см. рис. ПЗ).

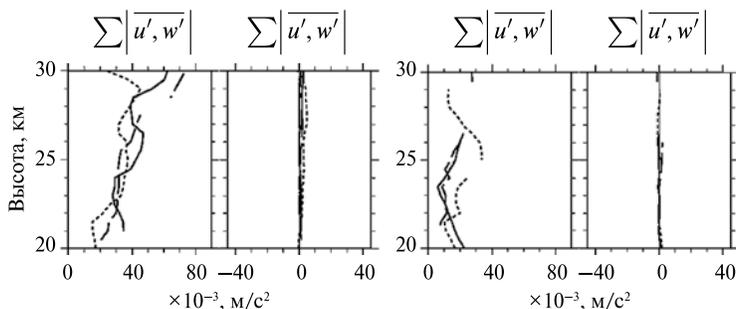
Результаты прямой и косвенной оценки потока импульса короткопериодных (1...3 сут) волн на основе данных квадратурного спектра и коспектра возмущений  $T$  и  $u$ , полученных в [Sato et al., 1994], представлены в работе [Sato, Dunkerton, 1997]. Волны Кель-

вина распространяются только в восточном направлении, инерционно-гравитационные волны — в восточном и в западном направлениях. Таким образом, квадратурный спектр есть остаток от вычитания положительных и отрицательных значений потоков импульса. Коспектр соответствует сумме абсолютных значений положительных и отрицательных потоков импульса. Используя косвенную оценку потоков импульса из коспектра и прямую оценку из квадратурного спектра, можно получить отдельно положительные и отрицательные части потоков импульса.

Прямая оценка потока импульса для волн Кельвина (период 5...20 сут) дала значения в диапазоне  $(2...9) \cdot 10^{-3} \text{ (м/с)}^2$ , что согласуется с косвенной оценкой в пределах ошибки и подтверждает правильность косвенного метода.

Отметим, что поток импульса, выраженный в паскалях, равен произведению плотности воздуха на скорость; часто изменение плотности воздуха опускается и получающийся «поток» выражается в  $\text{м/с}^2$ . В тропической тропопаузе плотность приблизительно равна 0,1 в единицах МКС, что обеспечивает простое преобразование между двумя определениями потока.

На рис. П4 показан поток импульса, оцененный для короткопериодных (1...3 сут) волн. При западной фазе волн косвенная оценка потока импульса дает  $(20...60) \cdot 10^{-3} \text{ м/с}^2$ , прямая оценка —  $(0...4) \cdot 10^{-3} \text{ м/с}^2$ ; при восточной фазе косвенная оценка дает значения  $(10...30) \cdot 10^{-3} \text{ м/с}^2$ , прямая оценка — почти ноль. Расхождение между результатами косвенной и прямой оценки указывает на



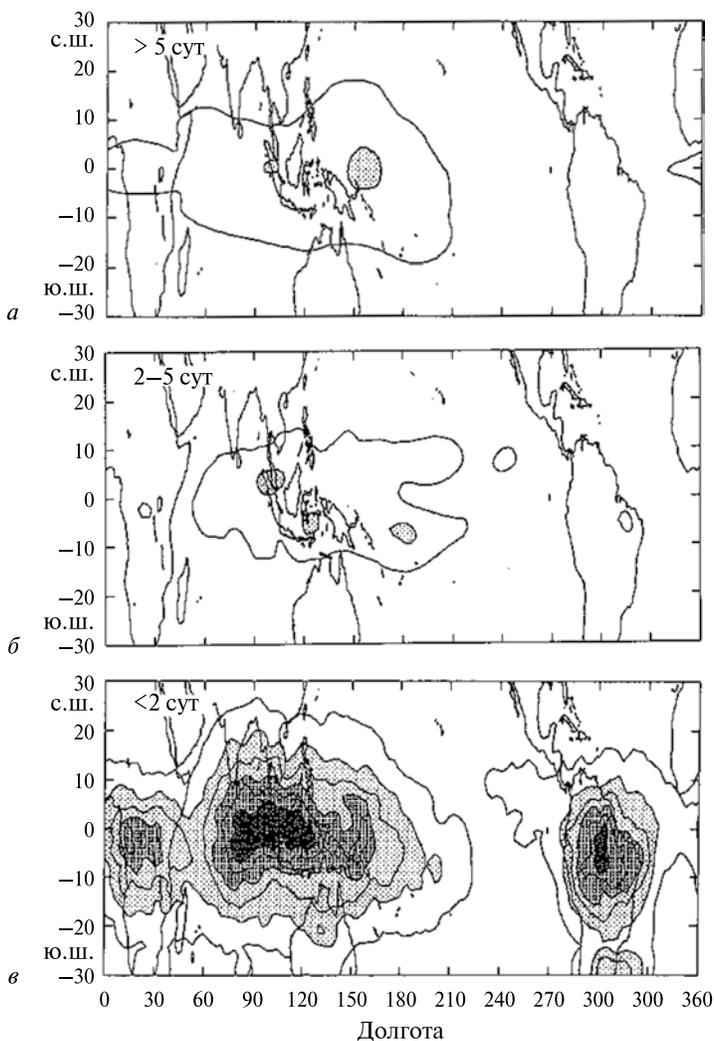
**Рис. П4.** Поток импульса короткопериодных (1...3 сут) волн при западной (слева) и восточной (справа) фазе; в левой части каждого рисунка показана косвенная оценка потока импульса, в правой — прямая

большую разницу между положительными и отрицательными потоками импульса.

Неопределенность в косвенной оценке связана с принятой структурой волны. С одной стороны, если иметь в виду экваториальный захват волн, значения потока импульса должны быть уменьшены на 30...70 %, с другой стороны, если принять во внимание высокочастотные волны (с периодами короче 1 сут), поток импульса должен быть намного больше представленного на рис. П4. При учете этой неопределенности среднечастотные гравитационные или инерционно-гравитационные волны имеют существенный поток импульса по сравнению с волнами Кельвина и гравитационными волнами Россби.

Согласно результатам анализа, представленным в работе [Sato, Dunkerton, 1997], потоки импульса, вызванные гравитационными волнами, распространяющимися в восточном и западном направлениях, почти равны; западные волны доминируют в западной фазе. Это согласуется с результатами, представленными в [Caded, Teitelbaum, 1979; Tsuda et al., 1994b], где восточные (западные) гравитационные волны являются доминирующими в восточной (западной) фазе. Показано, что для двух волн с равными потоками импульса, но разными собственными частотами, амплитуды  $u$  и  $T$  больше для волн с меньшей внутренней частотой. Восточные (западные) гравитационные волны, имеющие маленькие внутренние фазовые скорости, не были найдены в западной (восточной) фазе, вероятно, потому что эти волны поглощаются на критических уровнях на более низких высотах. Восточные (западные) гравитационные волны, имеющие большие внутренние фазовые скорости, не обнаружены в данных радиозонда, потому что вертикальные длины волн слишком велики и амплитуды  $u$  и  $T$  — слишком малы. Таким образом, в западной (восточной) фазе западные (восточные) гравитационные волны имеют небольшие внутренние фазовые скорости и, следовательно, короткие вертикальные длины.

Результаты анализа активности экваториальных волн в стратосфере на основе данных глобальной конвективной картины с высоким разрешением, построенной по данным шести спутников с учетом некоторых предположений о связи колебаний облаков со свойствами возбуждаемых волн, представлены в работе [Bergman, Salby, 1994]. На рис. П5 (см. с. 45) показано распределение вертикальной компоненты потока Эллиасена — Пальма, полученное на основе данных глобальной конвективной картины.



**Рис. П5.** Географическое распределение вертикальной компоненты потока Эллиасена—Пальма для экваториальных волн с периодами  $> 5$  сут (*a*),  $2 \dots 5$  сут (*б*), и  $< 2$  сут (*в*); единицы — произвольные, контур приращения — линейный

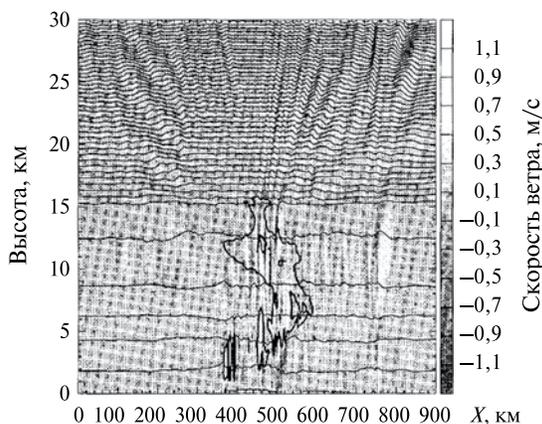
Волны с периодами  $< 2$  сут имеют большой поток Эллиасена—Пальма, чем долгопериодные волны (см. рис. П.5). Возбуждение короткопериодных волн наблюдается над африканским, американским континентами и в широкой области от Индийского океана до западного тропического Тихого океана.

Анализ, представленный в [Bergman, Salby, 1994], не дает количественной оценки фактических потоков волн, но предполагает, что средние и мелкомасштабные волны вносят значительный вклад в КДК. Из этого анализа следует, что вклад от средних и мелкомасштабных волн больше приблизительно на 2,5 порядка, чем от экваториальных волн планетарного масштаба; большая часть фазовых скоростей мелкомасштабных волн лежит в диапазоне скоростей КДК ветра [Dunkerton, 1997].

Возбуждение инерционно-гравитационных волн тропической конвекцией происходит либо через процесс самоорганизации, в которой волны и конвекция «поддерживают» друг друга, либо в результате нерегулярной случайной активности, когда конвективные элементы вторгаются на слои выше стратифицированного слоя. Самоорганизация волн и конвекции происходят в основном на более длинных пространственных (горизонтальных) и временных масштабах [Takayabu et al., 1996; Wada et al., 1999; Wheeler, Kiladis, 1999].

### П3. Гравитационные волны

Конвекция играет существенную роль в генерации высокочастотных гравитационных волн в тропиках. На основе численного моделирования конвекции получены высокочастотные гравитационные волны на высотах выше конвективных облаков [Fovell et al., 1992; Alexander, Pfister, 1995; Alexander, Holton, 1997]. Теория предсказывает тесную связь высокочастотных волн в низкой стратосфере с конвекцией, потому что направление распространения энергии преимущественно вертикально для волн с высокой собственной частотой,  $\hat{\omega} = N \cos \theta$ , где  $\theta$  — угол между вертикалью и линией постоянной фазы или направлением вектора групповой скорости. При таком моделировании высокочастотные волны несут существенный поток импульса, предполагается, что они играют важную роль в генерации КДК [Alexander, Holton, 1997]. На рис. П6 (см. с. 47) представлены стратосферные гравитационные волны в диапазоне высот 0...30 км, шкала вертикальной скорости

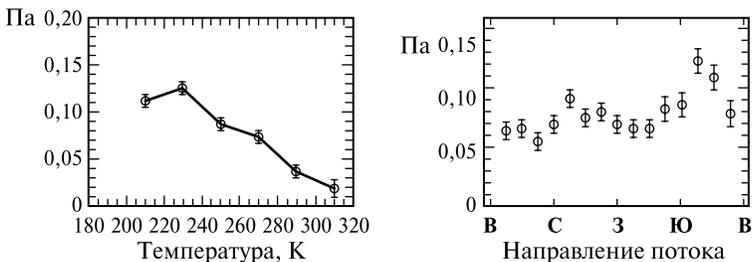


**Рис. П6.** Стратосферные гравитационные волны над тропической зоной конвекции; справа — цветовая шкала вертикальной скорости

охватывает масштаб  $\pm 1,2$  м/с. Тонкими линиями показаны контуры потенциальной температуры в интервале 10 К, толстые линии — контуры штормового облака.

Анализ наблюдательных данных выявил высокоамплитудные высокочастотные гравитационные волны в средней стратосфере над тропосферной зоной конвекции [Larsen et al., 1982; Sato, 1992, 1993; Sato et al., 1995]. Эти наблюдения дали существенные значения вертикального потока импульса  $\sim 0,3$  (м/с)<sup>2</sup> на высоте 0,03 Мб (80 км) [Sato, 1993]; порядок величины среднего зонального потока оказался слишком велик — больше необходимого для того, чтобы тропические гравитационные волны оказались важными для генерации КДК [Dunkerton, 1997].

На основе данных самолета NASA ER-2 при полетах над Панамой и северной Австралией обнаружены волны с короткой горизонтальной длиной  $< 150$  км, связанные с конвекцией кучевых облаков [Pfister et al., 1986, 1993a, 1993b]. По этим данным получены наибольшие значения потока импульса короткопериодных волн на высотах  $\sim 0,1$  Мб (60 км) над самыми высокими облаками, располагающихся к северу от Австралии [Alexander, Pfister, 1995]. Выявлена корреляция между потоком импульса гравитационных волн и температурой воздуха [Alexander et al., 2000]. В левой части рис. П7 (см. с. 48) представлена зависимость потока импульса гравитационных волн в стратосфере от температуры в верхних слоях



**Рис. П7.** Зависимость потока импульса гравитационных волн от температуры (слева) и от направления распространения потока импульса (справа)

облаков, располагающихся к северу от Австралии, в течение января-февраля 1987 г. В правой части рис. П7 представлена зависимость потока импульса гравитационных волн от направления распространения потока импульса.

Показана связь сезонных циклов гравитационных волн с периодом муссонных сезонов в течение декабря-февраля на основе однолетних данных наблюдения радиозонда на широте  $\sim 12^\circ$  ю.ш. [Allen, Vincent, 1995]. Предполагалось, что конвекция является важным источником муссонных сезонов. Последующий анализ шестилетних данных наблюдений на широте  $\sim 12^\circ$  ю.ш. показал такую же корреляцию с муссонными сезонами, но с модуляцией КДК ветра [Vincent, Alexander, 2000]. Месяцы с максимальными значениями потока импульса совпали с самыми сильными восточными ветрами. Показана корреляция между активностью инерционно-гравитационных волн и конвекцией в тропиках [Karoly et al., 1996].

Таким образом, результаты наблюдений показали, что средние и высокочастотные атмосферные волны способствуют генерации КДК. Однако неопределенность остается в спектре потока импульса волн — в фактическом значении потока и в относительном вкладе различных частей спектра. Хотя поток импульса в мезомасштабных волнах локально очень велик, необходимо знать пространственное и временное распределение этих волн, чтобы оценить их роли в генерации КДК. Имеющиеся наблюдения недостаточны для этой цели. Для среднемасштабных волн непонятно, какие волны имеют большое значение для возбуждения КДК, необходима более точная оценка их фазовых скоростей, модальной структуры и характеристик поглощения.

## Литература

- [Алексеев и др., 1998] *Алексеев В. А., Володин Е. М., Галин В. Я., Дымников В. П., Лыкосов В. Н.* Моделирование современного климата с помощью атмосферной модели ИВМ РАН: Препринт ИВМ РАН. N. 2086-B98. М.: ИВМ РАН, 1998. 215 с.
- [Астафьева и др., 2008] *Астафьева Н. М., Раев М. Д., Комарова Н. Ю.* Региональная неоднородность климатических изменений // Современная проблема дистанц. зондирования Земли из космоса. 2008. Вып. 5. Т. 2. С. 410–418.
- [Безверхний, Груздев, 1998] *Безверхний В. А., Груздев А. Н.* Долговременные вариации квазидвухлетней цикличности атмосферного озона и экваториального стратосферного ветра // Докл. АН. 1998. Т. 363. № 1. С. 110–113.
- [Бубнов, Гледзер, 1981] *Бубнов Б. М., Гледзер Е. Б.* О возможности деления частоты в простых конвективных течениях // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1981. Т. 17. № 12. С. 1258–1264.
- [Воейков, 1891] *Воейков А. И.* (1891) Чередование теплых и холодных зим // Метеорологический вестн. 1891. № 9. С. 409–422.
- [Груздев, Безверхний, 1999] *Груздев А. Н., Безверхний В. А.* Многолетние вариации квазидвухлетней цикличности экваториального стратосферного ветра // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1999. Т. 35. № 6. С. 773–785.
- [Девятова, Мордвинов, 2009] *Девятова Е. В., Мордвинов В. И.* Влияние квазидвухлетнего колебания ветра в низкоширотной стратосфере на волновую активность атмосферы в Северном полушарии // Физика околоземного космич. пространства. Междунар. Байкал. молодежн. науч. шк. по фундам. физике (БШФФ-2009). 2009. С. 74–77.
- [Кулямин и др., 2008] *Кулямин Д. В., Володин Е. М., Дымников В. П.* Моделирование квазидвухлетних колебаний зонального ветра в экваториальной стратосфере. 1. Малопараметрические модели // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 1. С. 5–20.
- [Кулямин и др., 2009] *Кулямин Д. В., Володин Е. М., Дымников В. П.* Моделирование квазидвухлетних колебаний зонального ветра в экваториальной стратосфере. 2 // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 1. С. 43–61.
- [Мохов и др., 1997] *Мохов И. И., Безверхний В. А., Елисеев А. В.* Квазидвухлетняя цикличность температурного режима атмосферы и тенденции ее изменения // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1997. Т. 33. № 5. С. 579–587.
- [Петухов, 1982] *Петухов В. К.* Два механизма колебания температуры в термодинамической модели системы тропосфера-стратосфера // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1982. Т. 18. № 2. С. 126–137.
- [Погосян, 1973] *Погосян Х. П.* О некоторых особенностях цикличности ветра в экваториальной стратосфере // Метеорология и гидрология. 1973. № 9. С. 14–26.

- [Погосян, Павловская, 1977] *Погосян Х.П., Павловская А.А.* Аномалии атмосферной циркуляции приземного давления и температуры в связи с квазидвухлетней цикличностью. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 78 с.
- [Рязанова, 1967] *Рязанова А.А.* О проявлениях квазидвухлетней цикличности в стратосферных процессах высоких и средних широт // Тр. ЦАО. 1967. Вып. 76. С. 100–106.
- [Федулов, Астафьева, 2008] *Федулов К.В., Астафьева Н.М.* Циркуляция атмосферы и структура климатических изменений (по данным спутникового мониторинга): Препринт ИКИ РАН. Пр-2149. М.: ИКИ РАН, 2008. 32 с.
- [Хайруллина, Астафьева, 2010] *Хайруллина Г.Р., Астафьева Н.М.* Квазидвухлетние колебания в структуре радиотеплового поля над Атлантическим океаном по данным микроволнового спутникового мониторинга // Соврем. проблемы дистанц. зондирования Земли из космоса. 2010. Т. 7. № 3. С. 53–61.
- [Хайруллина, Астафьева, 2011а] *Хайруллина Г.Р., Астафьева Н.М.* Квазидвухлетние колебания радиотеплового поля тропической зоны Атлантики // Исслед. Земли из космоса. 2011. № 4.
- [Хайруллина, Астафьева, 2011б] *Хайруллина Г.Р., Астафьева Н.М.* Широтно-временная структура квазидвухлетних колебаний радиотеплового поля (тропосферы) // Соврем. проблемы дистанц. зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8.
- [Alexander et al., 2000] *Alexander M.J., Beres J., Pfister L.* Tropical stratospheric gravity waves and cloud correlations // J. Geophysical Research. 2000. V. 22. N. 105. P. 299–310.
- [Alexander, Holton, 1997] *Alexander M.J., Holton J.R.* A model study of zonal forcing in the equatorial stratosphere by convectively induced gravity waves // J. Atmospheric Science. 1977. V. 54. P. 408–419.
- [Alexander, Pfister, 1995] *Alexander M.J., Pfister L.* Gravity wave momentum flux in the lower stratosphere over convection // Geophysical Research Letters. 1995. V. 22. P. 2029–2032.
- [Allen, Vincent, 1995] *Allen S.J., Vincent R.A.* Gravity wave activity in the lower atmosphere: Seasonal and latitudinal variations // J. Geophysical Research. 1995. V. 100. P. 1327–1350.
- [Andrews et al., 1987] *Andrews D.G., Holton J.R., Leovy C.B.* Middle Atmosphere Dynamics. San Diego, Calif.: Academic, 1987. 489 p.
- [Angell, 1994] *Angell J.K.* Global, hemispheric, and zonal temperature anomalies derived from radiosonde record // Trends 93: A Compendium of Data on Global Change / ORNL/CDIAC–65. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tenn., 1994. P. 636–672.
- [Angell, Korshover, 1964] *Angell J.K., Korshover J.* Quasi-biennial variations in temperature, total ozone, and tropopause height // J. Atmospheric Science. 1964. V. 21. P. 479–492.
- [Angell, Korshover, 1967] *Angell J.K., Korshover J.* Biennial variation in spring-time temperature and total ozone in extratropical latitudes // Monthly Weather Review. 1967. V. 95. P. 757–762.

- [Baik, Paek, 1998] *Baik J.-J., Paek J.-S.* A climatology of sea surface temperature and the maximum intensity of western North Pacific tropical cyclones // *J. Meteorological Society of Japan*. 1998. V. 76. P. 129–137.
- [Balachandran, Guhathakurta, 1999] *Balachandran S., Guhathakurta P.* On the influence of QBO over North Indian Ocean and depression tracks // *Meteorology and Atmospheric Physics*. 1999. V. 70. P. 111–118.
- [Baldwin, 2001] *Baldwin M.P., Gray L.J., Dunkerton T.J., Hamilton K., Haynes P.H., Randel W.J., Holton J.R., Alexander M.J., Hirota I., Horinouchi T., Jones D.B.A., Kinnnersley J.S., Marquardt C., Sato K., Takahashi M.* (2001) The Quasi Biennial Oscillation // *Rev. Geophysics*. 2001. V. 39. N. 2. P. 179–229.
- [Baldwin, Dunkerton, 1998] *Baldwin M.P., Dunkerton T.J.* Quasi-biennial modulations of the Southern Hemisphere stratospheric polar vortex // *Geophysical Research Letters*. 1998. V. 25. N. 17. P. 3343–3346.
- [Belmont, Dartt, 1968] *Belmont A.D., Dartt D.G.* Variation with longitude of the quasi-biennial oscillation // *Monthly Weather Rev.* 1968. V. 96. P. 767–777.
- [Bergman, Salby, 1994] *Bergman J.W., Salby M.L.* Equatorial wave activity derived from fluctuations in observed convection // *J. Atmospheric Science*. 1994. V. 51. P. 3791–3806.
- [Booker, Bretherton, 1967] *Booker J.R., Bretherton F.P.* The critical layer for internal gravity waves in a shear flow // *J. Fluid Mechanics*. 1967. V. 27. P. 513–539.
- [Bretherton, 1969] *Bretherton F.P.* Momentum transport by gravity waves // *Quart. J. Royal Meteorological Soc.* 1969. V. 95. P. 213–243.
- [Brier, 1978] *Brier G.W.* The quasi-biennial oscillation and feedback processes in the atmosphere-ocean-earth system // *Monthly Weather Rev.* 1978. V. 106. P. 938–946.
- [Byers, Braham, 1949] *Byers H.R., Braham R.R.J.* The Thunderstorm. U.S. Government Printing Office, 1949. 287 p.
- [Cadet, Teitelbaum, 1979] *Cadet D., Teitelbaum H.* Observational evidence of internal inertia-gravity waves in the tropical stratosphere // *J. Atmospheric Science*. 1979. V. 36. P. 892–907.
- [Camargo, Sobel, 2010] *Camargo S.J., Sobel A.H.* Revisiting the influence of the Quasi-biennial oscillation on tropical cyclone activity // *J. Climate*. 2010. V. 23. P. 5810–5825.
- [Canziani et al., 1995] *Canziani P.O., Holton J.R., Fishbein E., Froidevaux L.* Equatorial Kelvin wave variability during 1992 and 1993 // *J. Geophysical Research*. 1995. V. 100. P. 5193–5202.
- [Canziani, Holton, 1998] *Canziani P.O., Holton J.R.* (1998) Kelvin waves and the quasi-biennial oscillation: An observational analysis // *J. Geophysical Research*. 1998. V. 103. P. 31509–31521.
- [Chan, 1995] *Chan J.C.L.* Tropical cyclone activity in the western North Pacific in relation to the stratospheric quasi-biennial oscillation // *Monthly Weather Review*. 1995. V. 123. P. 2567–2571.
- [Collimore et al., 2003] *Collimore C.C., Martin D.W., Hitchman M.H., Huesmann A., Waliser D.E.* On the Relationship between the QBO and tropical deep convection // *J. Climate*. 2003. V. 16. P. 2552–2568.

- [Cornish, Larsen, 1985] *Cornish C.R., Larsen M.F.* A review of synoptic scale wave perturbations in the equatorial stratosphere // *J. Atmospheric and Terrestrial Physics*. 1985. V. 47. P. 769–780.
- [Dunkerton, 1990] *Dunkerton T.J.* Annual variation of deseasonalized mean flow acceleration in the equatorial lower stratosphere // *J. Meteorological Society of Japan*. 1990. V. 68. P. 499–508.
- [Dunkerton, 1991a] *Dunkerton T.J.* Nonlinear propagation of zonal winds in an atmosphere with Newtonian cooling and equatorial wave driving // *J. Atmospheric Science*. 1991. V. 48. P. 236–263.
- [Dunkerton, 1991b] *Dunkerton T.J.* Intensity variation and coherence of 3- to 6-day equatorial waves // *Geophysical Research Letters*. 1991. V. 18. P. 1469–1472.
- [Dunkerton, 1993] *Dunkerton T.J.* Observation of 3–6 day meridional wind oscillations over the tropical Pacific, 1973–1992: Vertical structure and interannual variability // *J. Atmospheric Science*. 1993. V. 50. P. 3292–3307.
- [Dunkerton, 1995] *Dunkerton T.J.* Horizontal buoyancy flux of internal gravity waves in vertical shear // *J. Meteorological Society of Japan*. 1995. V. 73. P. 747–755.
- [Dunkerton, 1997] *Dunkerton T.J.* The role of gravity waves in the quasi-biennial oscillation // *J. Geophysical Research*. 1997. V. 102. P. 26053–26076.
- [Dunkerton, 2001] *Dunkerton T.J.* Quasi-biennial and subbiennial variations of stratospheric trace constituents derived from HALOE observations // *J. Atmospheric Science*. 2001. V. 58. P. 7–25.
- [Dunkerton, Badlwin, 1991] *Dunkerton T.J., Badlwin M.P.* Quasi-biennial modulation of planetary-wave fluxes in the Northern Hemisphere winter // *J. Atmospheric Science*. 1991. V. 48. N. 8. P. 1043–1061.
- [Dunkerton, Badlwin, 1992] *Dunkerton T.J., Baldwin M.P.* Modes of interannual variability in the stratosphere // *Geophysical Research Letters*. 1992. V. 19. P. 49–52.
- [Dunkerton, Delisi, 1985] *Dunkerton T.J., Delisi D.P.* Climatology of the equatorial lower stratosphere // *J. Atmospheric Science*. 1985. V. 42. P. 376–396.
- [Dunkerton, Gruzdev, 1997] *Dunkerton T.J., Gruzdev A.N.* Long-term variation in interannual quasi-periodicities of total ozone // *Stratospheric Processes and their Role in Climate. Proceedings of the First SPARC General Assembly. WCRP-99/WMO/TD-NO.814*, 1997. V. 1. P. 87–90.
- [Dunkerton, O’Sullivan, 1996] *Dunkerton T.J., O’Sullivan D.J.* Mixing zone in the tropical stratosphere above 10 mbar // *Geophysical Research Letters*. 1996. V. 23. P. 2497–2500.
- [Ebdon, 1960] *Ebdon R.A.* Notes on the wind flow at 50 mb in tropical and subtropical regions in January 1957 and in 1958 // *Quart. J. Royal Meteorological Soc.* 1960. V. 86. P. 540–542.
- [Ebdon, Veryard, 1961] *Ebdon R.A., Veryard R.G.* Fluctuations in equatorial stratospheric winds // *Nature*. 1961. V. 189. P. 791–793.
- [Fovell, 1992] *Fovell R., Durran D., Holton J.R.* Numerical simulations of convectively generated stratospheric gravity waves // *J. Atmospheric Science*. 1992. V. 49. P. 1427–1442.
- [Gagin et al., 1985] *Gagin A., Rosenfeld D., Lopez R.E.* The relationship between height and precipitation characteristics of summertime convective cells in South Florida // *J. Atmospheric Science*. 1985. V. 42. P. 84–94.

- [Garcia, 1987] *Garcia R. R.* On the mean meridional circulation of the middle atmosphere // *J. Atmospheric Science*. 1987. V. 41. P. 2113–2125.
- [Giorgetta et al., 2006] *Giorgetta M. A., Manzini E., Roeckner E.* et al. Climatology and Forcing of the Quasi-Biennial Oscillation in the MAECHAM5 Model // *J. Climate*. 2006. V. 19. № 16. P. 3882–1901.
- [Gray et al., 1992] *Gray W. M., Scheaffer J. D., Knaff J. A.* Influence of the stratospheric QBO on ENSO variability // *J. Meteor. Soc. Japan*, 1992. V. 70. P. 975–995.
- [Gray et al., 2001] *Gray L. J., Phipps S. J., Dunkerton T. J., Baldwin M. P., Drysdale E. F., Allen M. R.* A data study of the influence of the upper stratosphere on Northern Hemisphere stratospheric sudden warmings // *Quart. J. Royal Meteorological Soc.* 2001. V. 127. P. 1985–2003.
- [Gray, 1984a] *Gray W. M.* Atlantic seasonal hurricane frequency. Part I: El-Niño and 30-MB quasi-biennial oscillation influences // *Monthly Weather Review*. 1984. V. 112. P. 1649–1688.
- [Gray, 1984b] *Gray W. M.* Atlantic seasonal hurricane frequency. Part II: Forecasting its variability // *Monthly Weather Review*. 1984. V. 112. P. 1669–1683.
- [Gray, Pyle, 1989] *Gray L. J., Pyle J. A.* A two-dimensional model of the quasi-biennial oscillation in ozone // *J. Atmospheric Science*. 1989. V. 46. P. 203–220.
- [Graystone, 1959] *Graystone P.* Meteorological office discussion — Tropical meteorology // *Meteorological Mag.*, 1959. V. 88. P. 113–119.
- [Hamilton, 1998] *Hamilton K.* Observations of tropical stratospheric winds before World War II // *Bull. American Meteorological Soc.* 1998. V. 79. P. 1367–1371.
- [Hayashi, Golder, 1994] *Hayashi Y., Golder D. G.* Kelvin and mixed Rossby gravity waves appearing in the GFDL “SKYHI” general circulation model and the FGGE data set: Implications for their generation mechanism and role in the QBO // *J. Meteorological Society of Japan*. 1994. V. 72. P. 901–935.
- [Haynes, 1998] *Haynes P. H.* The latitudinal structure of the quasi-biennial oscillation // *Quart. J. Royal Meteorological Soc.* 1998. V. 124. P. 2645–2670.
- [Hess, Elsner, 1994] *Hess J. C., Elsner J. B.* Historical developments leading to current forecast models of Atlantic hurricane activity // *Bull. American Meteorological Soc.* 1994. V. 75. P. 1611–1621.
- [Hines, 1997a] *Hines C. O.* Doppler spread parametrization of gravity wave momentum deposition in the middle atmosphere. Part 1, Basic formulation // *J. Atmospheric and Terrestrial Physics*. 1997. V. 59. N. 4. P. 371–386.
- [Hines, 1997b] *Hines C. O.* Doppler-spread parameterization of gravity wave momentum deposition in the middle atmosphere. Part 2. Broad and quasi-monochromatic spectra, and implementation // *J. Atmospheric and Terrestrial Physics*. 1997. V. 59. N. 4. P. 387–400.
- [Ho et al., 2009] *Ho C.-H., Kim H.-S., Jeong J.-H., Jeong S.-W.* Son Influence of stratospheric quasibiennial oscillation on tropical cyclone tracks in the western North Pacific // *Geophysical Research Letters*. 2009. V. 36. P. L06702.

- [Holton et al., 1995] *Holton J. R., Haynes P. H., McIntyre M. E., Douglass A. R., Hood R. B., Pfister L.* Stratosphere-troposphere exchange // *Rev. Geophysics*. 1995. V. 33. P. 403–439.
- [Holton, 1975] *Holton J. R.* The Dynamic Meteorology of the Stratosphere and Mesosphere. Meteor. Monographs. V. 15. Boston: American Meteorological Soc., 1975. 319 p.
- [Holton, Lindzen, 1972] *Holton J. R., Lindzen R. S.* An updated theory for the quasi-biennial cycle of the tropical stratosphere // *J. Atmospheric Science*. 1972. V. 29. P. 1076–1080.
- [Holton, Tan, 1980] *Holton J. R., Tan H. C.* The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb // *J. Atmospheric Science*. 1980. V. 37. P. 2200–2208.
- [Holton, Tan, 1982] *Holton J. R., Tan H. C.* The quasi-biennial oscillation in the Northern Hemisphere lower stratosphere // *J. Meteorological Society of Japan*. 1982. V. 60. N. 1. P. 140–147.
- [Huesmann, Hitchman, 2001] *Huesmann A. S., Hitchman M. H.* The stratospheric quasibiennial oscillation in the NCEP reanalyses: Climatological structures // *J. Geophysical Research*. 2001. V. 106. P. 11859–11874.
- [Jones et al., 1991] *Jones P. D., Wigley T. M. L., Farmer G.* Marine and land temperature data sets: a comparison and look at recent trends // *Greenhouse-Gas-Indiced Climate Chacge: A Critical Appraisal of Simulations and Observations* / Ed. Shlesinger M. E. Amsterdam: Elsevier Science Publishers B. V., 1991. P. 153–172.
- [Jones et al., 1998] *Jones D. B. A., Schneider H. R., McElroy M. B.* Effects of the quasi-biennial oscillation on the zonally averaged transport of tracers // *J. Geophysics. Res.* 1998. V. 103. P. 11235–11249.
- [Jury et al., 1999] *Jury M. R., Pathack B., Parker B.* Climatic determinants and statistical prediction of tropical cyclone days in the Southwest Indian Ocean // *J. Climate*. 1999. V. 12. P. 1738–1746.
- [Jury, 1993] *Jury M. R.* A preliminary study of climatological associations and characteristics of tropical cyclones in the SW Indian Ocean // *Meteorology and Atmospheric Physics*. 1993. V. 51. P. 101–115.
- [Kalnay et al., 1996] *Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds R., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K. C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R., Joseph D.* The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // *Bull. American Meteorological Soc.* 1996. V. 77. P. 437–471.
- [Karoly et al., 1996] *Karoly D. J., Roff G. L., Reeder M. J.* Gravity wave activity associated with tropical convection detected in TOGA COARE sounding data // *Geophysical Research Letters*. 1996. V. 23. P. 261–264.
- [Kawamoto et al., 1997] *Kawamoto N., Shiotani M., Gille J. C.* Equatorial Kelvin waves and corresponding tracer oscillations in the lower stratosphere as seen in LIMS data // *J. Meteorological Society of Japan*. 1997. V. 75. P. 763–773.
- [Kiss et al., 2007] *Kiss P., Muller R., Janosi I. M.* Long-range correlations of extrapolar total ozone are determined by the global atmospheric circulation // *Nonlinear Processes in Geophysics*. 2007. V. 14. P. 435–442.

- [Kistler et al., 2001] *Kistler R., Kalnay E., Collins W., Saha S., White G., Woolen J., Chelliah M., Ebisuzaki W., Kanamitsu M., Kousky V., van den Dool H., Jenne R., Fiorino M.* The NCEP/NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation // *Bull. American Meteorological Soc.* 2001. V. 82. № 2. P. 247–266.
- [Klotzbach, 2007a] *Klotzbach P.J.* Recent developments in statistical prediction of seasonal Atlantic basin tropical cyclone activity // *Tellus.* 2007. V. 59. P. 511–518.
- [Klotzbach, 2007b] *Klotzbach P.J.* Revised prediction of seasonal Atlantic basin tropical cyclone activity from 1 August // *Weather and Forecasting.* 2007. V. 22. P. 937–949.
- [Knaff, 1993] *Knaff J.A.* Evidence of a stratospheric QBO modulation of tropical convection. Dep. of Atmospheric Science, Colorado State University, Fort Collins, CO. 1993. Paper 520. 91 p.
- [Knox, 1997] *Knox J.A.* Generalized nonlinear balance criteria and inertial stability // *J. Atmospheric Science.* 1997. V. 54. P. 967–985.
- [Labitzke, van Loon, 1999] *Labitzke K., van Loon H.* *The Stratosphere.* N. Y.: Springer-Verlag, 1999. 179 p.
- [Lander, Guard, 1998] *Lander M.A., Guard C.P.* A look at global tropical cyclone activity during 1995: Contrasting high Atlantic activity with low activity in other basins // *Monthly Weather Rev.* 1998. V. 126. P. 1163–1173.
- [Landsea et al., 1998] *Landsea C.W., Bell G.D., Gray W.M., Goldenberg S.B.* The extremely active 1995 Atlantic hurricane season: Environmental conditions and verification of seasonal forecasts // *Monthly Weather Rev.* 1998. V. 126. P. 1174–1193.
- [Larsen et al., 1982] *Larsen M.F., Schwartz W.E., Woodman R.F.* Gravity wave generation by thunderstorms observed with a vertically pointing 430-MHz radar // *Geophysical Research Letters.* 1982. V. 9. P. 571–574.
- [Li et al., 1997] *Li X., Read P.L., Andrews D.G.* Mode selection, wave breaking and parametric sensitivity in the quasi-biennial oscillation // *Quart. J. Royal Meteorological Soc.* 1997. V. 123. P. 2041–2068.
- [Lindzen, Holton, 1968] *Lindzen R.S., Holton J.R.* A theory of the quasi-biennial oscillation // *J. Atmospheric Science.* 1968. V. 25. P. 1095–1107.
- [Mapes, 1993] *Mapes B.E.* (1993) Gregarious tropical convection // *J. Atmospheric Science.* 1993. V. 50. P. 2026–2037.
- [Maruyama, 1967] *Maruyama T.* Large-scale disturbances in the equatorial lower stratosphere // *J. Meteorological Society of Japan.* 1967. V. 45. P. 196–199.
- [Maruyama, 1991] *Maruyama T.* Annual and QBO-synchronized variations of lower-stratospheric equatorial wave activity over Singapore during 1961–1989 // *J. Meteorological Society of Japan.* 1991. V. 69. P. 219–232.
- [Maruyama, 1994] *Maruyama T.* Upward transport of westerly momentum due to disturbances of the equatorial lower stratosphere in the period range of about 2 days—Singapore data analysis for 1983–1993 // *J. Meteorological Society of Japan.* 1994. V. 72. P. 423–432.
- [Maruyama, 1997] *Maruyama T.* The quasi-biennial oscillation (QBO) and equatorial waves — A historical review // *Papers in Meteorology and Geophysics.* 1997. V. 48. P. 1–17.

- [Matsuno, 1966] *Matsuno T.* Quasi-geostrophic motions in the equatorial area // *J. Meteorological Society of Japan.* 1966. V. 44. P. 25–43.
- [McIntyre, 1994] *McIntyre M. E.* (1994) The quasi-biennial oscillation (QBO): Some points about the terrestrial QBO and the possibility of related phenomena in the solar interior // *Solar Engine and Its Influence on the Terrestrial Atmosphere and Climate* / Ed. E. Nesme-Ribes. N. Y.: Springer-Verlag, 1994. P. 293–320.
- [McIntyre, Palmer, 1983] *McIntyre M. E., Palmer T. N.* Breaking planetary waves in the stratosphere // *Nature.* 1983. V. 305. P. 593–600.
- [Mecikalski, Tripoli, 2003] *Mecikalski J. R., Tripoli G. J.* Influence of upper tropospheric inertial stability on the convective transport of momentum // *Quart. J. Royal Meteorological Soc.* 2003. V. 129. N. 590. P. 1537–1563.
- [Meehi, 1993] *Meehi G. A.* A coupled air-sea biennial mechanism in the tropical Indian and Pacific regions: role of the ocean // *J. Climate.* 1993. V. 6. P. 31–41.
- [Mokhov et al., 1994] *Mokhov I. I., Bezverkhny V. A., Elisee A. V., Petukhov V. K., Senatorsky A. O.* Intra-decadal climate oscillation global and regional tendencies of change // *Annales Geophysicae.* 1994. V. 12. Suppl. II. P. C529.
- [Mokhov et al., 1995] *Mokhov I. I., Bezverkhny V. A., Elisee A. V., Petukhov V. K.* (1995) Quasi-biennial climate oscillation: Global and regional tendencies of change // *IUGG XXI General assembly. Boulder, CO, USA: Abstr. Week B.* 1995. P. B259.
- [Montgomery, Farrell, 1993] *Montgomery M. T., Farrell B. F.* Tropical cyclone formation // *J. Atmospheric Science.* 1993. V. 50. P. 285–310.
- [Mote et al., 1998] *Mote P. W., Dunkerton T. J., Pumphrey H. C.* Subseasonal variations in lower stratospheric water vapor // *Geophysical Research Letters.* 1998. V. 25. P. 2445–2448.
- [Munnich et al., 1991] *Munnich M., Cane M. A., Zebiak S. E.* A study of self-excited oscillations of the tropical ocean-atmosphere system. Part 2: Nonlinear cases // *J. Atmospheric Science.* 1991. V. 48. P. 1238–1248.
- [Nicholls, 1978] *Nicholls N.* Air-sea interaction and the quasi-biennial oscillation // *Monthly Weather Review.* 1978. V. 106. P. 1505–1508.
- [O’Sullivan, 1997] *O’Sullivan D.* Interaction of extratropical Rossby waves with westerly quasi-biennial oscillation winds // *J. Geophysical Research.* 1997. V. 102. P. 19461–19469.
- [Ortland, 1997] *Ortland D. A.* Rossby wave propagation into the tropical stratosphere observed by the High Resolution Doppler Imager // *Geophysical Research Letters.* 1997. V. 24. P. 1999–2002.
- [Palmer, 1954] *Palmer C. E.* The general circulation between 200 mb and 10 mb over the equatorial Pacific // *Weather.* 1954. V. 9. P. 3541–3549.
- [Pawson et al., 1993] *Pawson S., Labitzke K., Lenschow R., Naujokat B., Rajewski B., Wiesner M., Wohlfart R.-C.* Climatology of the Northern Hemisphere stratosphere derived from Berlin analyses. Part 1. Monthly means. Technical rep. Ser. A. 7(3). Berlin: Freie Univ., 1993.
- [Pawson, Fiorino, 1998] *Pawson S., Fiorino M.* A comparison of reanalyses in the tropical stratosphere. Part 1. Thermal structure and the annual cycle // *Climate Dynamics.* 1998. V. 14. P. 631–644.
- [Pfister et al., 1986] *Pfister L., Starr W., Craig R., Loewenstein M., Legg M.* Small-scale motions observed by aircraft in the tropical lower stratosphere:

- Evidence for mixing and its relationship to large scale flows // *J. Atmospheric Science*. 1986. V. 43. P. 3210–3225.
- [Pfister et al., 1993a] *Pfister L., Chan K.R., Bui T.P., Bowen S., Legg M., Gary B., Kelly K., Proffitt M., Starr W.* Gravity waves generated by a tropical cyclone during the STEP tropical field program: A case study // *J. Geophysical Research*. 1993. V. 98. P. 8611–8638.
- [Pfister et al., 1993b] *Pfister L., Scott S., Loewenstein M., Bowen S., Legg M.* Mesoscale disturbances in the tropical stratosphere excited by convection: Observations and effects on the stratospheric momentum budget // *J. Atmospheric Science*. 1993. V. 50. P. 1058–1075.
- [Plumb, 1977] *Plumb R.A.* The interaction of two internal waves with the mean flow: Implications for the theory of the quasi-biennial oscillation // *J. Atmospheric Science*. 1977. V. 34. P. 1847–1858.
- [Plumb, 1984] *Plumb R.A.* The quasi-biennial oscillation, in *Dynamics of the Middle Atmosphere* / Ed. J.R. Holton, T. Matsuno. Tokyo: Terra Sci., 1984. P. 217–251.
- [Plumb, Bell, 1982] *Plumb R.A., Bell R.C.* A model of the quasi-biennial oscillation on an equatorial beta-plane // *Quart. J. Royal Meteorological Soc.* 1982. V. 108. P. 335–352.
- [Plumb, McEwan, 1978] *Plumb R.A., McEwan A.D.* The instability of a forced standing wave in a viscous stratified fluid: A laboratory analogue of the quasi-biennial oscillation // *J. Atmospheric Science*. 1978. V. 35. P. 1827–1839.
- [Randel et al., 1990] *Randel W.J., Wu F., Swinbank R., Nash J., O'Neill A.* Global QBO circulation derived from UKMO stratospheric analyses // *J. Atmospheric Science*. 1999. V. 56. P. 457–474.
- [Randel, 1990] *Randel W.J.* Kelvin wave induced trace constituent oscillations in the equatorial stratosphere // *J. Geophysical Research*. 1990. V. 95. P. 18641–18652.
- [Randel, Cobb, 1994] *Randel W.J., Cobb J.B.* Coherent variations of monthly mean total ozone and lower stratospheric temperature // *J. Geophysical Research*. 1994. V. 99. P. 5433–5447.
- [Reed et al., 1961] *Reed R.J., Campbell W.J., Rasmussen L.A., Rogers R.G.* Evidence of a downward propagating annual wind reversal in the equatorial stratosphere // *J. Geophysical Research*. 1961. V. 66. P. 813–818.
- [Reid, Gage, 1985] *Reid G.C., Gage K.S.* Interannual variations in the height of the tropical tropopause // *J. Geophysical Research*. 1985. V. 90. P. 5629–5635.
- [Rosenfeld, Gagin, 1989] *Rosenfeld D., Gagin A.* Factors governing the total rainfall yield from continental convective clouds // *J. Applied Meteorology*. 1989. V. 28. P. 1015–1030.
- [Salby et al., 1984] *Salby M.L., Hartmann D.L., Bailey P.L., Gille J.C.* Evidence for equatorial Kelvin modes in Nimbus-7 LIMS // *J. Atmospheric Science*. 1984. V. 41. P. 220–235.
- [Sato et al., 1994] *Sato K., Hasegawa F., Hirota I.* Short-period disturbances in the equatorial lower stratosphere // *J. Meteorological Society of Japan*. 1994. V. 72. P. 859–872.
- [Sato et al., 1995] *Sato K., Hashiguchi H., Fukao S.* Gravity waves and turbulence associated with cumulus convection observed with the UHF/VHF clear-air Doppler radars // *J. Geophysical Research*. 1995. V. 100. P. 7111–7119.

- [Sato, 1992] *Sato K.* Vertical wind disturbances in the afternoon of midsummer revealed by the MU radar // *Geophysical Research Letters*. 1992. V. 19. P. 1943–1946.
- [Sato, 1993] *Sato K.* Small-scale wind disturbances observed by the MU radar during the passage of Typhoon Kelly // *J. Atmospheric Science*. 1993. V. 50. P. 518–537.
- [Sato, Dunkerton, 1997] *Sato K., Dunkerton T.J.* (1997) Estimates of momentum flux associated with equatorial Kelvin and gravity waves // *J. Geophysical Research*. 1997. V. 102. P. 26247–26261.
- [Scott, Haynes, 1998] *Scott R.K., Haynes P.H.* Internal interannual variability of the extratropical stratospheric circulation: The low latitude flywheel // *Quart. J. Royal Meteorological Soc.* 1998. V. 124. P. 2149–2173.
- [Shapiro, 1989] *Shapiro L.J.* The relationship of the quasi-biennial oscillation to Atlantic tropical storm activity // *Monthly Weather Review*. 1989. V. 117. P. 1545–1552.
- [Shimizu, Tsuda, 1997] *Shimizu A., Tsuda T.* Radiosonde observations of equatorial atmosphere dynamics over Indonesia // *J. Geophysical Research*. 1997. V. 102. P. 26159–26172.
- [Shiotani et al., 1997] *Shiotani M., Gille J.C., Roche A.E.* Kelvin waves in the equatorial lower stratosphere as revealed by Cryogenic Limb Array Etalon Spectrometer temperature data // *J. Geophysical Research*. 1997. V. 102. P. 26131–26140.
- [Shiotani, Horinouchi, 1993] *Shiotani M., Horinouchi T.* Kelvin wave activity and the quasi-biennial oscillation in the equatorial lower stratosphere // *J. Meteorological Soc. of Japan*. 1993. V. 71. P. 175–182.
- [Sitnov, 2004] *Sitnov S.A.* QBO effects manifesting in ozone, temperature, and wind profiles // *Annales Geophysicae*. 2004. V. 22. N. 5. P. 1495–1512.
- [Takahashi, 1996] *Takahashi M.* Simulation of the stratospheric quasi-biennial oscillation using a general circulation model // *Geophysical Research Letters*. 1996. V. 23. P. 661–664.
- [Takahashi, Boville, 1992] *Takahashi M., Boville B.A.* A three-dimensional simulation of the equatorial quasi-biennial oscillation // *J. Atmospheric Science*. 1992. V. 49. P. 1020–1035.
- [Takayabu et al., 1996] *Takayabu Y.N., Lau K.-M., Sui C.-H.* Observation of a quasi-2-day wave during TOGA COARE // *Monthly Weather Rev.* 1996. V. 124. P. 1892–1913.
- [Trenberth, 1975] *Trenberth K.E.* A quasi-biennial standing wave in the Southern Hemisphere and interrelations with sea surface temperature // *Quart. J. Royal Meteorological Soc.* 1975. V. 101. P. 55–74.
- [Trepte, 1993] *Trepte C.R.* Tracer transport in the lower stratosphere: Ph. D. dissertation. Univ. of Wisconsin, Madison, 1993. 169 p.
- [Trepte, Hitchman, 1992] *Trepte C.R., Hitchman M.H.* Tropical stratospheric circulation deduced from satellite aerosol data // *Nature*. 1992. V. 355. P. 626–628.
- [Tsuda et al., 1994a] *Tsuda T., Murayama Y., Wiryosumarto H., Harijono S.W.B., Kato S.* Radiosonde observations of equatorial atmospheric dynamics over Indonesia, 1, Equatorial waves and diurnal tides // *J. Geophysical Research*. 1994. V. 99. P. 10491–10506.

- [Tsuda et al., 1994b] *Tsuda T., Murayama Y., Wiryosumarto H., Harijono S. W. B., Kato S.* Radiosonde observations of equatorial atmospheric dynamics over Indonesia, 2, Characteristics of gravity waves // *J. Geophysical Research*. 1994. V. 99. P. 10507–10516.
- [Ulanski, Garstang, 1978] *Ulanski S. L., Garstang M.* The role of surface divergence and vorticity in the life cycle of convective rainfall. Part I: Observation and analysis // *J. Atmospheric Science*. 1978. V. 35. P. 1047–1062.
- [Vincent, Alexander, 2000] *Vincent R. A., Alexander M. J.* Gravity waves in the tropical lower stratosphere: An observational study of seasonal and interannual variability // *J. Geophysical Research*. 2000. V. 105. P. 17971–17982.
- [Vinnikov et al., 1994] *Vinnikov K. Ya., Groisman P. Ya., Luginna K. M.* Global and hemispheric temperature record // *Trends 93: A Compendium of Data on Global Change / ORNL/CDIAC-65*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge Nat. Lab., Tenn., 1994. P. 615–627.
- [Wada et al., 1999] *Wada K., Nitta T., Sato K.* Equatorial inertia-gravity waves in the lower stratosphere revealed by TOGACOARE IOP data // *J. Meteorological Society of Japan*. 1999. V. 77. P. 721–736.
- [Wallace, 1973] *Wallace J. M.* General circulation of the tropical lower stratosphere // *Rev. of Geophysics*. 1973. V. 11. P. 191–222.
- [Wallace, Holton, 1968] *Wallace J. M., Holton J. R.* A diagnostic numerical model of the quasi-biennial oscillation // *J. Atmospheric Science*. 1968. V. 25. P. 280–292.
- [Wallace, Kousky, 1968a] *Wallace J. M., Kousky V. E.* Observational evidence of Kelvin waves in the tropical stratosphere // *J. Atmospheric Science*. 1968. V. 25. P. 900–907.
- [Wallace, Kousky, 1968b] *Wallace J. M., Kousky V. E.* On the relation between Kelvin waves and the quasi-biennial oscillation // *J. Meteorological Society of Japan*. 1968. V. 46. P. 496–502.
- [Wheeler, Kiladis, 1999] *Wheeler M., Kiladis G. N.* Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber-frequency domain // *J. Atmospheric Science*. 1999. V. 56. P. 374–399.
- [Whitney, Hobgood, 1997] *Whitney L. D., Hobgood J.* The relationship between sea surface temperature and maximum intensities of tropical cyclones in the eastern North Pacific // *J. Climate*. 1997. V. 10. P. 2921–2930.
- [Wikle et al., 1997] *Wikle C. K., Madden R. A., Chen T.-C.* Seasonal variations of upper tropospheric and lower stratospheric equatorial waves over the tropical Pacific // *J. Atmospheric Science*. 1997. V. 54. P. 1895–1909.
- [Wilson, Hansen, 1994] *Wilson H., Hansen J.* Global and hemispheric temperature anomalies from instrumental surface air temperature records // *Trends 93: A Compendium of Data on Global Change / ORNL/CDIAC-65*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tenn., 1994. P. 609–614.
- [Yanai, Maruyama, 1966] *Yanai M., Maruyama T.* Stratospheric wave disturbances propagating over the equatorial Pacific // *J. Meteorological Society of Japan*. 1966. V. 44. P. 291–294.
- [Ziemke, Stanford, 1994] *Ziemke J. R., Stanford J. L.* Quasi-biennial oscillation and tropical waves in total ozone // *J. Geophysical Research*. 1994. V. 99. P. 23041–23056.

## Оглавление

1. Квазидвухлетние колебания в атмосфере Земли . . . . .	4
1.1. Открытие квазидвухлетних колебаний . . . . .	4
1.2. Колебания зонального стратосферного ветра (наблюдения). . . . .	6
1.3. Колебания температуры воздуха (наблюдения) . . . . .	10
2. Моделирование (численное и лабораторное) квазидвухлетних колебаний и механизмы их формирования. . . . .	14
3. Квазидвухлетние колебания зонального ветра, атмосферная циркуляция и тропический циклогенез. . . . .	28
3.1. Меридиональная циркуляция атмосферы и конвекция в тропиках . . . . .	28
3.2. Активность тропического циклогенеза. . . . .	33
Приложение. Волны в нижних слоях тропической стратосферы, способствующие генерации квазидвухлетних колебаний . . . . .	34
П1. Волны Кельвина и гравитационные волны Россби. . . . .	36
П2. Инерционно-гравитационные волны . . . . .	37
П3. Гравитационные волны . . . . .	46
Литература . . . . .	48