

УДК 551.511.32

ВЫСОТНО-ШИРОТНАЯ СТРУКТУРА ВЕРТИКАЛЬНОЙ КОМПОНЕНТЫ ВЕТРА МИГРИРУЮЩЕГО СУТОЧНОГО ПРИЛИВА В ОБЛАСТИ ВЫСОТ 80–100 км

© 2012 г. Е. Г. Мерзляков*, Ю. И. Портнягин*, Т. В. Соловьева*,
А. И. Погорельцев**, Е. В. Суворова**

* Научно-производственное объединение “Тайфун”
249038 Обнинск, Калужская обл., ул. Победы, 4

** Российский государственный гидрометеорологический университет
195196 Санкт-Петербург, Малоохтинский просп., 98

E-mail: eugmer@typhoon.obninsk.ru

Поступила в редакцию 11.01.2011 г.,
после доработки 17.03.2011 г.

На основе эмпирических среднемесячных данных о параметрах колебаний горизонтальной составляющей скорости ветра суточного мигрирующего прилива рассчитаны высотно-широтные распределения параметров колебаний вертикальной составляющей скорости ветра суточного прилива в области мезосферы и нижней термосферы (80–100 км). Исходные данные получены по результатам спутниковых наблюдений мезосферы и нижней термосферы в диапазоне высот 90–120 км и по результатам наземного зондирования этой области радиометеорным методом и методом частичных отражений в диапазоне высот 80–100 км. Выполнено сравнение полученных распределений с результатами численного моделирования мигрирующего суточного прилива с помощью модели глобальной циркуляции средней и верхней атмосферы. Показано, что с точностью до ошибок измерений модели дают хорошо согласующиеся распределения параметров мигрирующего суточного прилива. Особенностью полученных эмпирических распределений амплитуды вертикальной составляющей скорости ветра является наличие трех областей повышенных значений амплитуды: в окрестностях экватора и широт 30°N и 30°S , которые отмечаются во все сезоны. Максимальные значения амплитуды колебаний вертикальной компоненты скорости ветра составляют примерно 0.1 м/сек. Оценки дивергенции потока Элиассена–Пальма дают величины порядка $10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1} \cdot \text{сут}^{-1}$.

Ключевые слова: мезосфера, нижняя термосфера, суточный прилив, вертикальный ветер.

1. ВВЕДЕНИЕ

В предшествующей работе [1] авторами была построена высотно-широтная структура амплитуд и фаз колебаний вертикальной составляющей скорости ветра, связанных с полусуточным мигрирующим приливом, для характерных сезонов года: периодов солнцестояния и равноденствия. Расчет вертикальной скорости ветра проводился на основе эмпирической модели горизонтальной составляющей скорости ветра полусуточного прилива, в основе которой лежат данные многолетних наземных измерений скорости ветра, выполненных радиометеорным методом (MR-радары) и методом частичных отражений (MF-радары). В данной работе речь пойдет о мигрирующем суточном приливе, основным источником которого является термический нагрев за счет поглощения солнечной радиации водяным паром и озоном. Некоторые характеристики

высотно-широтных распределений параметров мигрирующего суточного прилива для горизонтальной скорости ветра были представлены в работах [2, 3], в которых анализировались данные наземных радарных измерений скорости ветра в мезосфере и нижней термосфере (МНТ). Наибольшие амплитуды приливных колебаний скорости горизонтального ветра наблюдаются на широтах 20–30 градусов в обоих полушариях, где мигрирующий суточный прилив является основным крупномасштабным регулярным колебанием. Основными модами суточного прилива являются мода (1, 1), которая соответствует вертикально распространяющемуся приливу в низких широтах, и захваченная мода (1, –1) [4]. Захваченная мода сосредоточена в высоких широтах и проявляется на высотах более 90 км [2]. Сезонный ход амплитуд колебаний скорости горизонтального ветра, вызванных суточным мигрирующим

щим приливом, характеризуется максимумами в периоды весеннего и осеннего равноденствий.

Ранее (см., например, в [3, 4]) было показано, что с высот 85–90 км значения амплитуд и фаз суточного прилива, полученные по данным MF-радаров, значительно отклоняются от значений, рассчитанных по данным спутниковых наблюдений и наблюдений с помощью MR-радаров в средних и низких широтах. Общее правило коррекции данных MF-радаров не было найдено. Для разных пунктов измерений, расположенных на разных долготах и широтах, соотношения параметров приливов, полученных по данным MF- и MR-радаров примерно в одной области пространства, различаются. Поэтому для построения эмпирических моделей суточного прилива выше высоты 90 км мы привлекли спутниковые данные. Для этих целей были использованы данные измерений горизонтальной составляющей скорости ветра, полученные с помощью прибора WINDII (Wind Imaging Interferometer), установленного на спутнике UARS (Upper Atmosphere Research Satellite) [5].

В данной работе будут представлены полуэмпирические высотно-широтные распределения параметров колебаний вертикальной составляющей скорости ветра, связанных с мигрирующим суточным приливом, для основных сезонов года. В разделе 2 обсуждаются результаты численного моделирования мигрирующего суточного прилива с помощью механистической модели циркуляции верхней атмосферы. В разделе 3 дано описание необходимой для расчетов вертикальной скорости ветра эмпирической модели горизонтального ветра, построенной с использованием результатов многолетних измерений горизонтальной скорости ветра на сети MR- и MF-радаров и данных измерений WINDII. В разделе 4 рассмотрены результаты полуэмпирического моделирования вертикального суточного приливного ветра, выполненного на основе модели горизонтального ветра, описанной в разделе 3. В разделе 5 проведено сравнение результатов численного и полуэмпирического моделирования суточных вертикальных ветров. В этом же разделе сопоставлены данные о высотно-широтной структуре суточных вертикальных ветров и данные о соответствующих распределениях температуры. Заключение дано в разделе 6.

2. ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ СУТОЧНОГО ПРИЛИВНОГО ВЕТРА И ТЕМПЕРАТУРЫ В ВЕРХНЕЙ АТМОСФЕРЕ

Для численных расчетов параметров приливных колебаний вертикального ветра и температуры была использована модель средней и верхней атмосферы (МСВА). Краткое описание модели и особенностей численных расчетов на ней приве-

дены в [1]. Детальное описание численных экспериментов можно найти в работе [6]. Поэтому перейдем к численным результатам, которые следует рассматривать как многолетние среднемесячные.

На рис. 1 показаны распределения амплитуды и фазы (времени максимума) колебаний меридиональной скорости ветра для периода весеннего равноденствия (март). В области МНТ колебания сосредоточены в основном в низких широтах. Величина амплитуды достигает значений 35 м/с. Распределение фазы свидетельствует о том, что прилив распространяется снизу вверх с вертикальной длиной волны около 30 км в лог-изобарической системе координат.

На рис. 2а представлено высотно-широтное распределение амплитуды колебаний вертикальной составляющей скорости ветра для суточного мигрирующего прилива по результатам численного моделирования циркуляции для условий марта. Основными структурами в представленных распределениях являются области наибольших значений амплитуды в окрестности экватора и вторичные максимумы амплитуды в низких широтах. В экваториальной области максимальные значения амплитуды, достигающие значений 0.12 м/с, характерны для высот 80–100 км. Два других локальных максимума расположены примерно на широтах 30°S и 30°N.

Для перехода к распределениям скоростей ветра, соответствующим осеннему равноденствию, нужно поменять местами полушария, при этом фаза меридионального ветра сдвигается на 12 часов, так что, например, для Северного полушария фаза максимума меридиональной компоненты суточного прилива примерно одна и та же в течение года. Для фазы максимума вертикальной компоненты после смены полушарий фазу изменять не нужно.

В работе [1] было введено понятие “эквивалентного” вертикального ветра для мигрирующего полусуточного прилива. Этот термин основан на связи комплексных амплитуд колебаний температуры и скорости вертикального ветра в приливах в отсутствие источников и стоков энергии колебаний в горизонтально однородной атмосфере без ветра. В случае полусуточного мигрирующего прилива скорости “эквивалентного” вертикального ветра и фактического вертикального ветра оказались близки между собой. Таким образом, можно простым преобразованием переходить от температурных колебаний к колебаниям вертикальной скорости ветра. Численные расчеты показывают, что для мигрирующего суточного прилива в МНТ распределения амплитуд колебаний скоростей “эквивалентного” вертикального ветра и вертикального ветра также подобны, хотя близкого соответствия, как в случае полусуточного прилива, нет. На высотах более 110 км и ниже

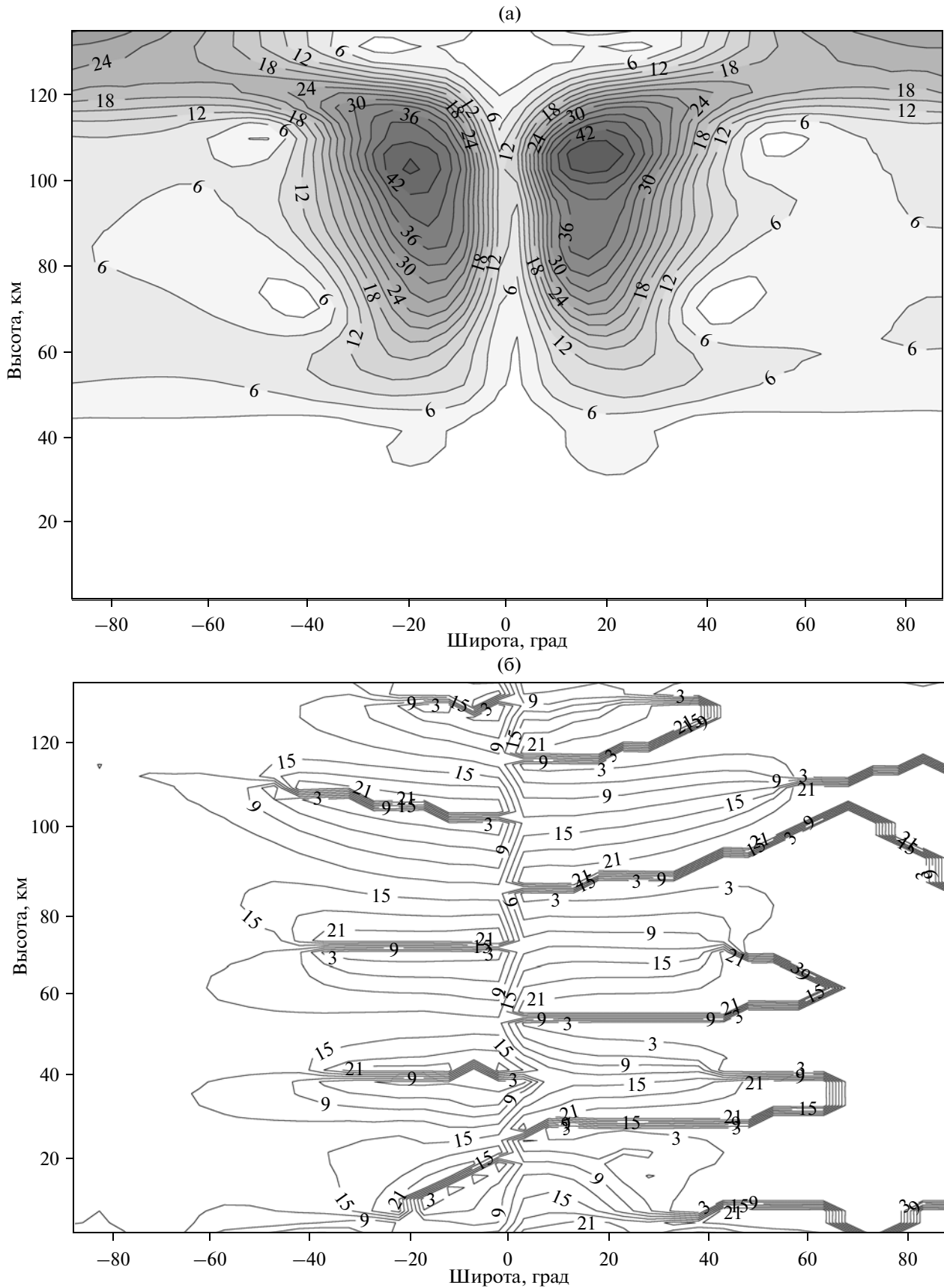


Рис. 1. Распределение амплитуды (а) и фазы (время максимума) (б) колебаний меридиональной скорости ветра для периода весеннего равноденствия (март).

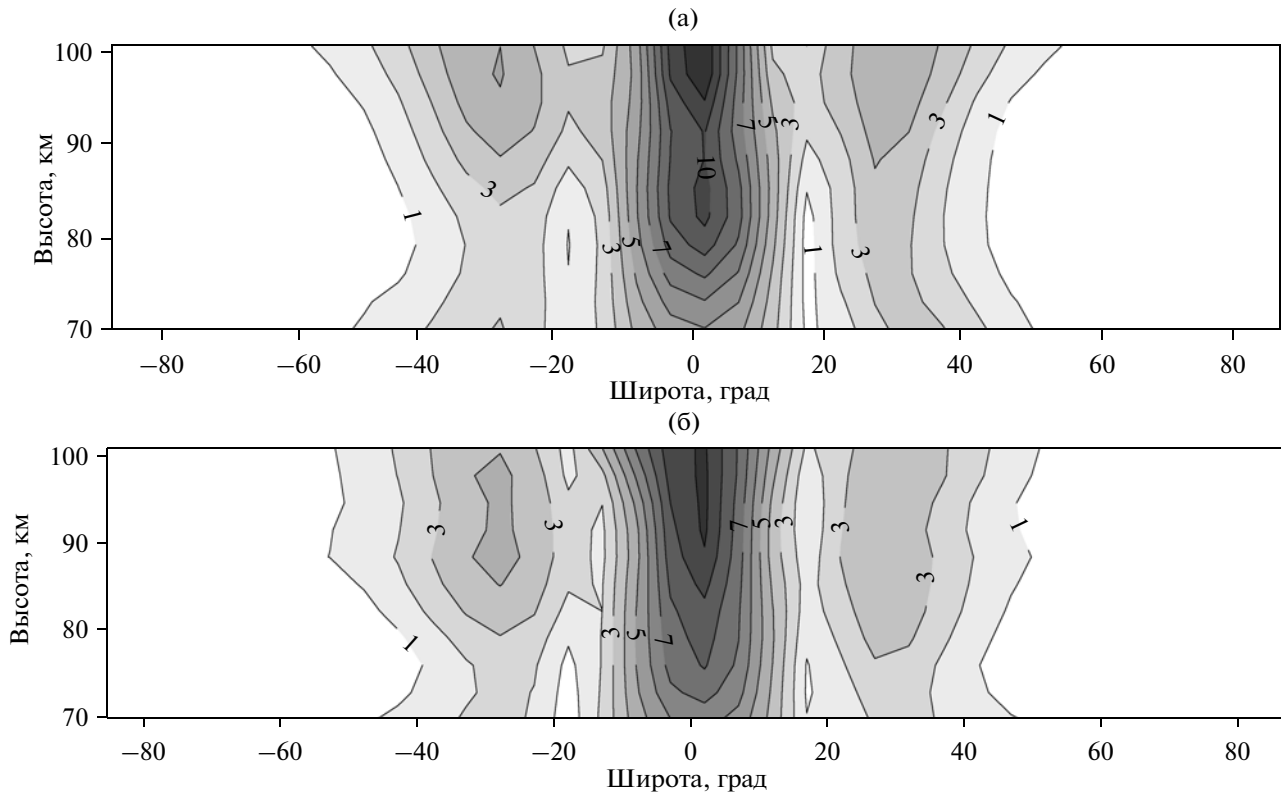


Рис. 2. а – Высотно-широтное распределение амплитуды колебаний вертикальной скорости ветра (см/с) в суточном мигрирующем приливе по результатам численного моделирования циркуляции для условий марта. б – Аналогично (а), но для амплитуды колебаний скорости “эквивалентного” вертикального ветра.

80 км есть значимые различия, которые связаны с термическим источником суточного колебания на этих высотах. На рис. 2б приведены результаты численных расчетов амплитуды и фазы суточных колебаний температуры, пересчитанных в “эквивалентный” вертикальный ветер. Таким образом, для области МНТ (80–100 км) можно воспользоваться расчетами параметров колебаний скорости вертикального ветра, чтобы оценить параметры суточных колебаний температуры. Этим мы воспользуемся в дальнейшем для приблизительного расчета значений потоков и дивергенции потока Элиассена–Пальма.

3. ЭМПИРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СУТОЧНЫХ КОЛЕБАНИЙ СКОРОСТИ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО ВЕТРА В ОБЛАСТИ МНТ

Для построения модели суточных приливных вариаций горизонтального ветра были использованы результаты многолетних измерений горизонтальной составляющей скорости ветра на сети MR- и MF-радаров. Сеть насчитывает 35 станций, расположенных на различных долготах и широтах Северного и Южного полушарий. Все станции дают информацию о вертикальном про-

филе горизонтальной составляющей скорости ветра. Данные на различных станциях получены в различные периоды времени, но в основном используются измерения за период 1990–2003 гг. Построение высотно-широтных распределений для каждой составляющей скорости ветра проводилось тем же методом, что и в [1]. Отличие состоит в том, что данные наземного зондирования использовались для построения модельных распределений до высоты 90 км. В слое 90–95 км полученные модельные распределения параметров прилива срашивались с эмпирическими модельными распределениями параметров суточных колебаний скорости горизонтального ветра, полученными в [5] из данных спутниковых измерений методом двумерной интерполяции, описанным в [1]. Эта модель охватывает по широте диапазон от 80°S до 80°N, поэтому итоговая полуэмпирическая модель также получается в этих широтных пределах и по высоте простирается до 120 км. Дополнительно отметим, что в Южном полушарии для широт выше 68° использовалась модель мигрирующего суточного прилива из работы [7]. На рис. 3 показаны высотные профили амплитуд и фаз суточного прилива, на широтах 30°S и 30°N в соответствии с обеими моделями. В области перекрытия моделей в окрестности высоты 90 км зна-

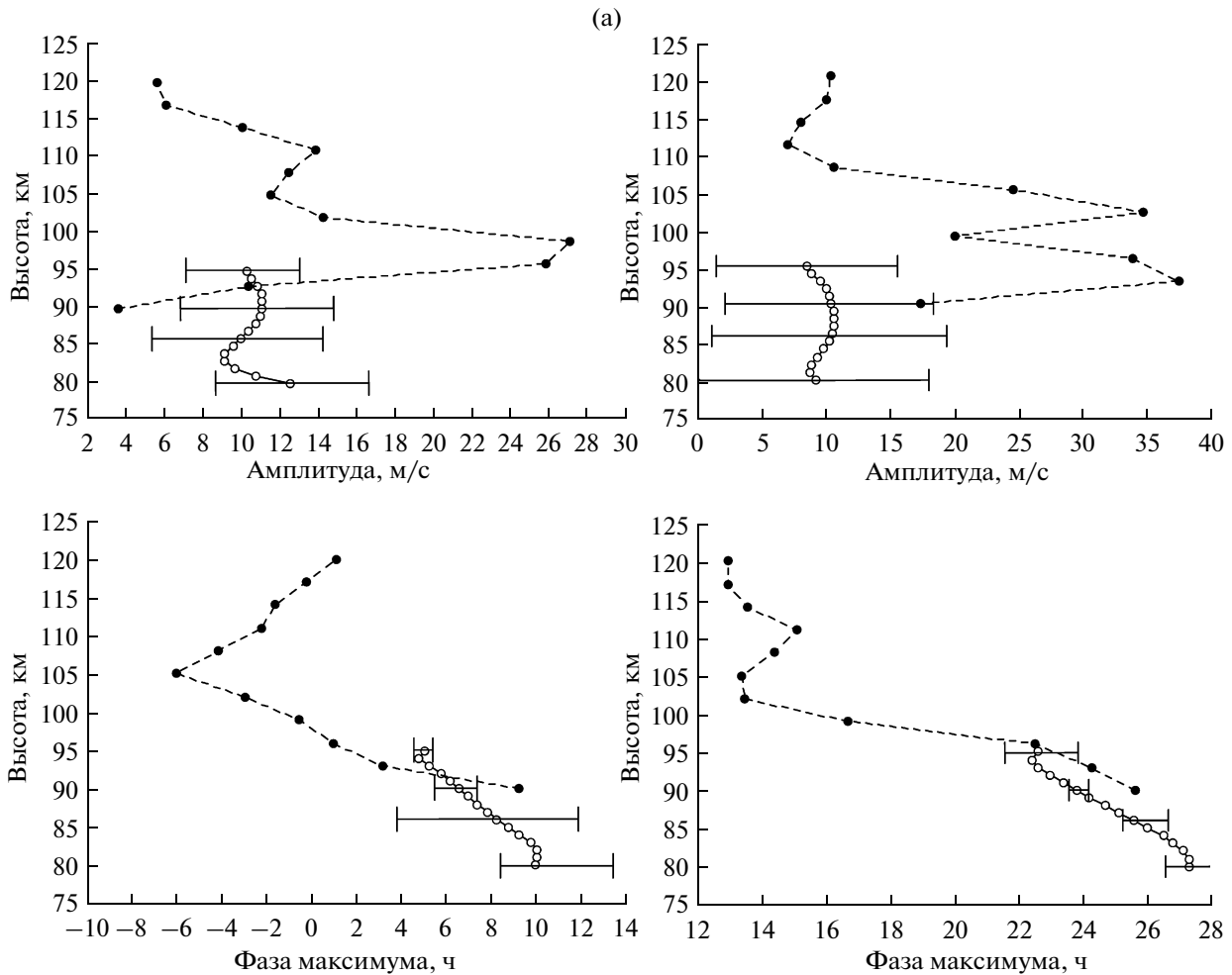


Рис. 3. а – Высотные профили: амплитуд и фаз зональной (слева) и меридиональной (справа) компонент скорости ветра в суточном приливе в марте по наземным данным и по модели WINDII для 30°N. б – Аналогично (а), но для 30°S.

чения амплитуд и фаз суточного прилива по данным двух моделей согласуются с точностью до ошибки измерений. Однако выше 90 км значения амплитуды по данным MF-радаров сильно отклоняются от значений по данным спутниковых измерений. Согласие в окрестности 90 км позволяет нам соединить модели, построенные по результатам наземных (MF- и MR-радары) и спутниковых (WINDII) наблюдений в этой области.

Весовые коэффициенты выбирались так, чтобы $\sigma_{lat} = 7.5^\circ$, $\sigma_h = 2$ км, где σ_{lat} и σ_h – стандартные отклонения весовой функции по широте и высоте соответственно. При построении модельных высотно-широтных распределений параметров прилива долгота станций не учитывается. Тем самым фактически осуществляется усреднение по долоте при фиксированном солнечном локальном времени и сохраняется только мигрирующий прилив.

Как отмечалось выше, данные наземного зондирования получены на различных станциях за

разные годы, но для каждой станции период измерений составляет не менее трех лет. Разное количество лет вносит дополнительную случайную ошибку в полученные среднемноголетние значения, которые также имеют ошибку из-за неточности измерений ветра. Чтобы оценить влияние различных вариантов усреднения на ошибку, нами были взяты наиболее длинные ряды данных для северных и южных широт и проведено сравнение среднемноголетних значений, полученных по полному ряду, со средними, вычисленными за 3-х летний период.

Полная ошибка модельных значений амплитуды, с учетом ошибки измерений, составила от 5 до 10 м/с для данных наземного зондирования. Модельные значения фазы прилива имеют случайную ошибку, достигающую 4 часов. Кроме ошибки, связанной с измерениями, модельные распределения амплитуды и фазы суточного прилива, построенные по данным наземного зондирования, характеризуются еще ошибкой метода

(б)

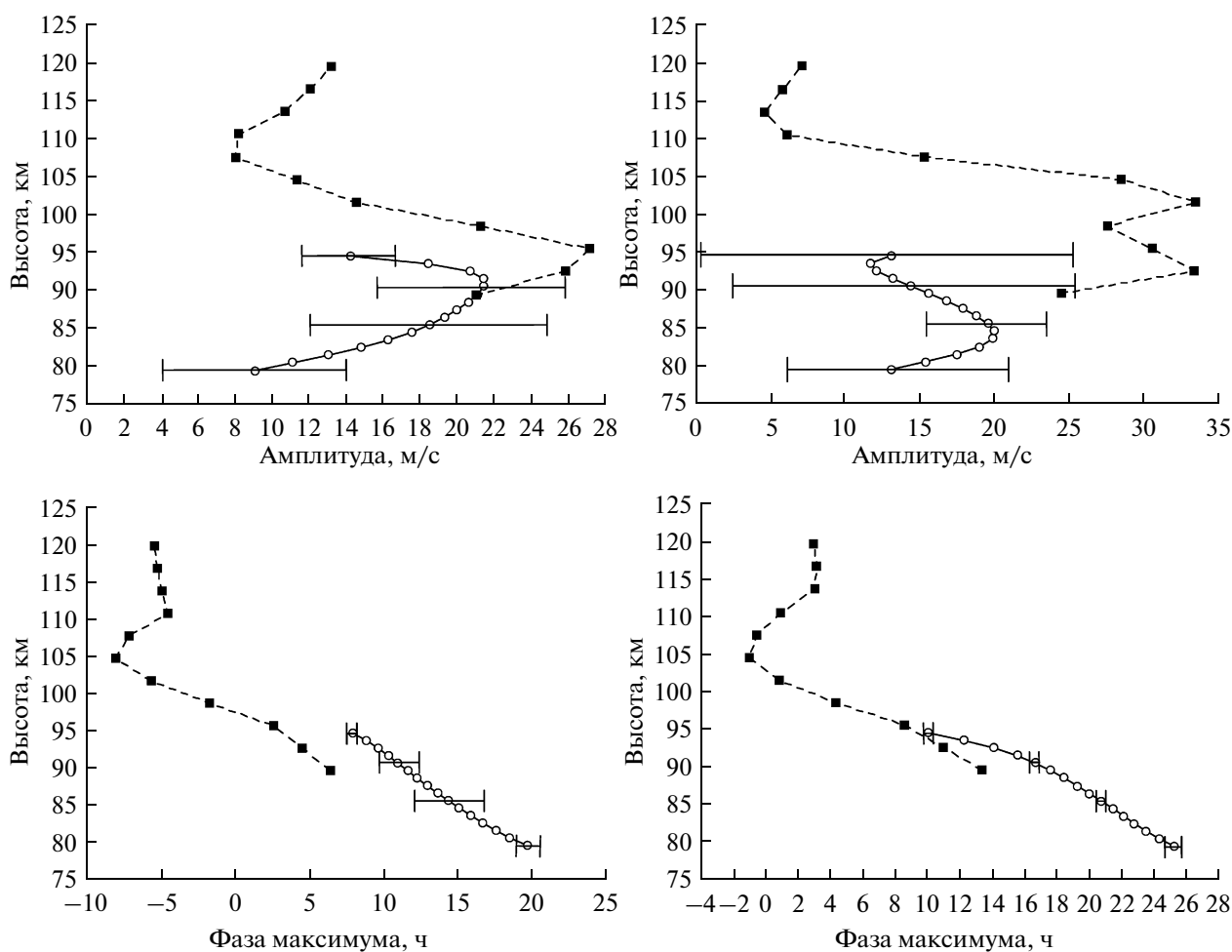


Рис. 3. Окончание.

построения модели. Она возникает из-за неполного усреднения немигрирующих приливов по долготе, поскольку станции распределены по долготам неравномерно. Для оценки методической ошибки были использованы параметры немигрирующих приливов, полученные в работе [7]. По этим данным для каждой станции можно рассчитать среднечасовую скорость ветра, обусловленного основными немигрирующими суточными приливами. Затем вместо реальных данных о суточном приливе берутся параметры суточного прилива, рассчитанные по значениям скорости ветра, обусловленного немигрирующими приливами, и выполняется построение модельных распределений по описанной выше процедуре. Методическая ошибка в отдельных ограниченных пространственных областях достигает 14 м/с (0–10°S и 20–30°S на высоте 85 км), а в среднем она составляет 5–6 м/с.

Параметры суточного прилива, полученные на основе данных спутникового зондирования, свободны от систематической ошибки. Случайная ошибка амплитуды колебаний горизонтальной составляющей скорости ветра приблизительно равна 3 м/с, а ошибка фазы в области с высокими значениями амплитуд (~20 м/с) составляет примерно 2.5 часа.

На рис. 4 показаны высотно-широтные распределения амплитуд и фаз суточных колебаний скоростей меридиональной компоненты мигрирующего прилива, построенные по данным спутниковых и наземных наблюдений для периодов солнцестояния и равноденствия. Области высоких значений амплитуд расположены примерно симметрично относительно экватора в окрестностях широт 20°S и 20°N. Распределение фаз соответствует распространению прилива снизу вверх. Вертикальная длина волны составляет примерно

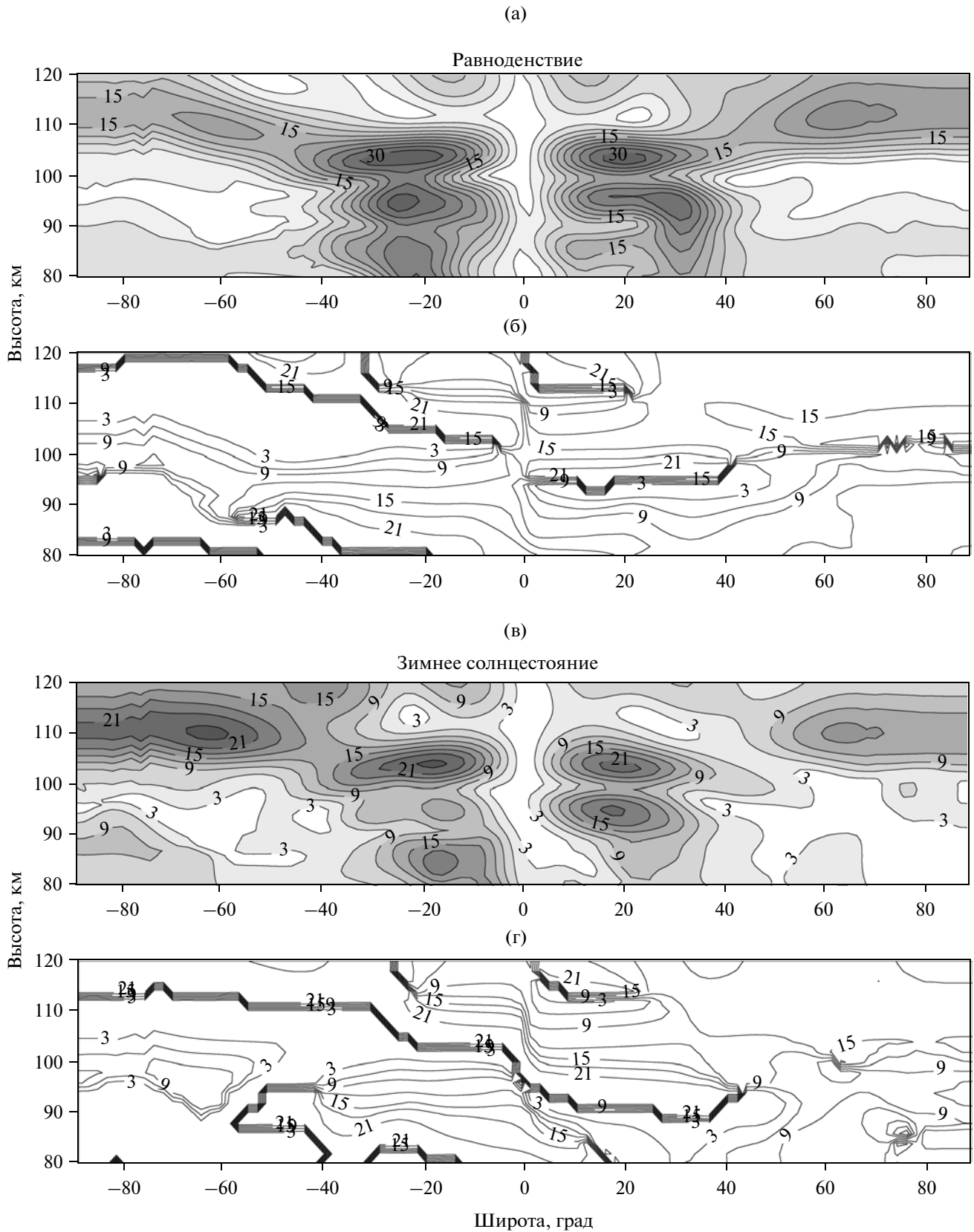


Рис. 4. Высотно-широтные распределения амплитуды (м/с) и фазы (ч) меридиональной компоненты скорости ветра в мигрирующем суточном приливе для периода равноденствия – марта (а), (б) и периода солнцестояния – декабря (в), (г).

20–25 км в низких широтах. Выше 110 км большие значения амплитуд суточного прилива наблюдаются в высоких широтах. Здесь вертикальная длина волны суточного прилива превосходит вертикальные размеры области МНТ, что соответствует появлению захваченной моды суточного прилива. Наибольшей амплитуды эта мода достигает в летнем полушарии на высотах около 110 км.

4. ПОЛУЭМПИРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВЫСОТНО-ШИРОТНЫХ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ ПАРАМЕТРОВ СУТОЧНЫХ КОЛЕБАНИЙ ВЕРТИКАЛЬНОГО ВЕТРА

Для расчета приливного вертикального ветра используется следующее уравнение:

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

где u , v и w – скорости ветра в зональном, меридиональном и вертикальном направлениях соответственно (положительные направления – на восток, север и вверх соответственно), a – радиус Земли, φ – широта, λ – долгота, $\rho_0 = \exp(-z/H)$. Уравнение (1) записано в лог-барической системе координат $z = -H \ln(p/p_0)$, где $H = 7$ км, p – давление, p_0 – давление на нижней границе (поверхности). Интегрирование уравнения ведется сверху вниз. На верхней границе модели задаются нулевые граничные значения w . Решение “забывает” граничные условия на расстоянии менее 10 км от верхней границы.

Вышеописанные ошибки параметров горизонтального приливного ветра транслируются, согласно уравнению (1), в ошибки параметров вертикального ветра. Случайная ошибка амплитуды равна примерно 0.01 м/с, методическая ошибка амплитуды составляет 0.02–0.06 м/с. Рассчитанные значения вертикальной составляющей скорости ветра считаются значимыми, если величина амплитуды колебаний ветра превосходит ошибку. Для методической ошибки мы можем получить только приближенную оценку ее величины и распределения по широте и высоте.

На рис. 5 приведены высотно-широтные распределения амплитуды и фазы вертикальной составляющей скорости ветра, обусловленной суточным приливом, для периодов солнцестояния – декабря и равноденствия – марта. Области значимых значений амплитуды выделены оттенками серого цвета. Во все сезоны на этих распределениях хорошо видны три широтные области повышенных значений амплитуды в окрестностях экватора и в окрестностях 30°N и 30°S. В декабре выделяется еще область больших значений амплитуды в полярной области Южного полушария

на высотах 100 км и более. Как указывалось ранее, это захваченный суточный прилив в летнем полушарии. Максимальные значения амплитуды колебаний вертикальной скорости ветра составляют примерно 0.08 м/с.

В работе [8] на основе спутниковых измерений температуры за 2002–2008 гг. были рассчитаны высотно-широтные распределения параметров суточных колебаний вертикальной составляющей скорости ветра. Полученные распределения характеризуются областями повышенных значений амплитуды, подобными полученным в настоящей работе.

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сравнение результатов численного моделирования циркуляции атмосферы с помощью модели МСВА и результатов полуэмпирических расчетов, описанных в главах 3 и 4, приведено на рис. 6. На рис. 6а показаны зависимости амплитуд суточных колебаний скорости вертикального ветра от широты на высотах 86, 90 и 100 км по данным численных расчетов и данным полуэмпирического моделирования для марта. На рис. 6б изображены соответствующие распределения фазы колебаний вертикальной скорости ветра. Можно отметить удовлетворительное согласие между особенностями распределений амплитуд колебаний в низких и умеренных широтах, несмотря на некоторое различие в положении максимумов и абсолютных значений амплитуд. В полуэмпирической модели мигрирующего суточного прилива распределение амплитуды по широте более сложное, по сравнению с тем, что дает МСВА. В первую очередь, это связано с тем, насколько полно в численной модели учитываются источники изменчивости приливных колебаний амплитуды. С другой стороны, эмпирическая модель основана на усреднении результатов за несколько лет. Суточный прилив в области МНТ подвержен квазидвухлетним вариациям, неполное усреднение которых приводит как к большой ошибке в значениях модельных параметрах прилива (величина ошибки была приведена ранее), так и к изменениям высотно-широтных распределений модельных параметров.

Анализ высотно-широтной структуры фаз вертикальной составляющей скорости ветра в суточном приливе для различных сезонов по данным различных методов показывает подобие этих структур в областях с большими значениями амплитуд. В этих областях наблюдается регулярное изменение фазы по высоте, соответствующее распространению колебаний снизу вверх. В целом численные расчеты и расчеты, выполненные по данным наблюдений, дают согласующиеся рас-

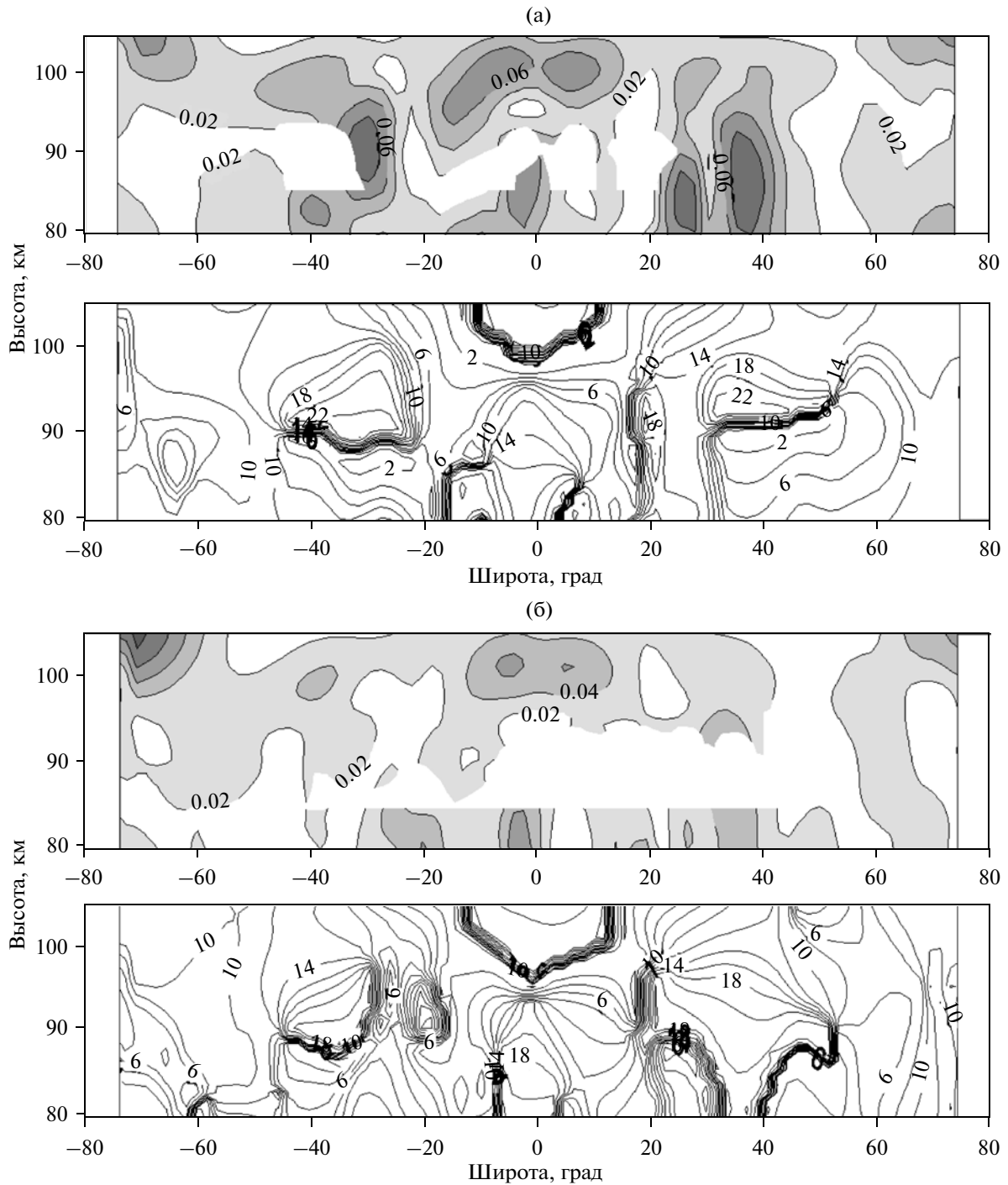


Рис. 5. Аналогично рис. 4, но для вертикальной компоненты скорости.

пределения параметров суточных колебаний вертикальной скорости ветра.

На основании результатов численного моделирования выше был сделан вывод о согласии “эффективного” вертикального ветра с фактическим вертикальным ветром. Это позволяет нам провести оценку параметров суточных колебаний

температуры по параметрам суточных колебаний вертикальной скорости ветра, рассчитанным по экспериментальным данным. В свою очередь, это позволяет рассчитать полуэмпирические потоки тепла и импульса, связанные с мигрирующим суточным приливом и оценить ускорения горизонтального потока. На рис. 7 изображены высотно-широтные распределения широтной и вертикаль-

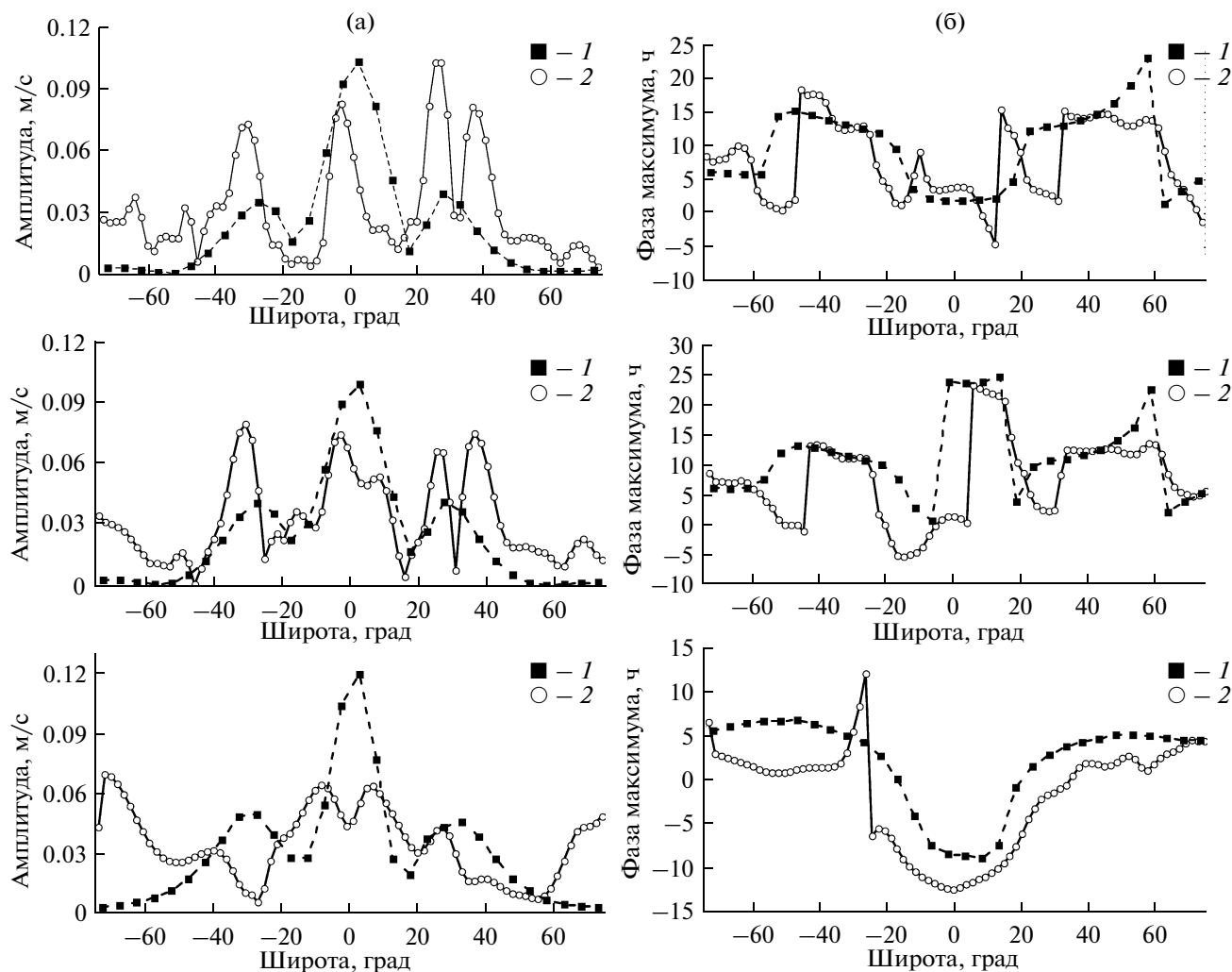


Рис. 6. а – Амплитуда суточных колебаний вертикальной скорости ветра в зависимости от широты по данным численных расчетов (1) и полумпирической модели (2) в марте на высотах (сверху вниз) 86, 90 и 100 км. б – Аналогично (а), но для фазы суточных колебаний.

ной компонент потока Элиассена–Пальма и ускорения горизонтального потока ($\text{м} \cdot \text{с}^{-1} \cdot \text{сут}^{-1}$), которое создается суточным приливом в атмосфере для условий марта. Статистически значимая величина (больше, чем среднеквадратичное отклонение) составляет приблизительно $10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1} \cdot \text{сут}^{-1}$. Отметим, что вертикальная компонента потока Элиассена–Пальма невелика по сравнению с его горизонтальным компонентом. Это объясняет тот факт, что, согласно численному моделированию, остаточная циркуляция [9] и циркуляция, определяемая в переменных Эйлера, не имеют существенных различий. Результаты оценки дивергенции потока Элиассена–Пальма, полученные нами, согласуются с результатами работ [10, 11], в которых использовались другие данные измерений скорости ветра и температуры. Создаваемые горизонтальные потоки закручиваются силой

Кориолиса и приводят к изменению преобладающего меридионального ветра, что в итоге приводит к появлению ячеистой структуры в высотно-широтной циркуляции.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе представлены высотно-широтные распределения амплитуды и фазы колебаний вертикальной составляющей скорости ветра, вызванные суточным мигрирующим приливом. Расчеты выполнены на основе эмпирической модели суточных колебаний горизонтальных составляющих скорости ветра в области МНТ. При построении модельных распределений параметров колебаний скорости горизонтального ветра мы учли особенности данных, получаемых MF-радаром. Это позволило существенно уточнить эти распределения по сравнению с [12], где амплитуды суточных колебаний горизонтальной скоро-

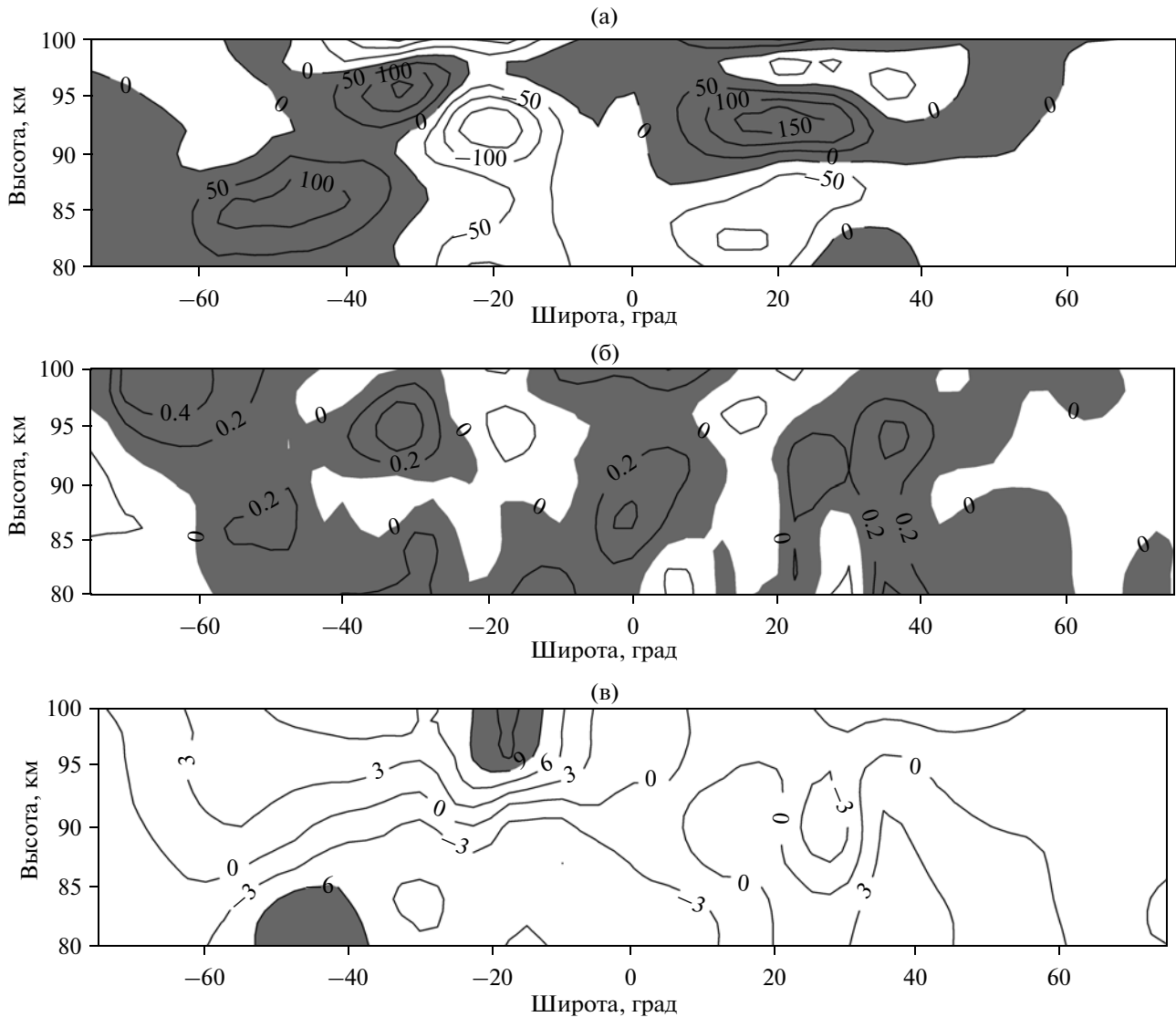


Рис. 7. Высотно-широтные распределения горизонтальной (а), вертикальной (б) компонент потока Элиассена–Пальма ($\text{м}^2/\text{с}^2$) и его дивергенции ($\text{м} \cdot \text{с}^{-1} \cdot \text{сут}^{-1}$) (в) для условий марта. Серым цветом выделены области с положительными значениями компонент потока и статистически значимыми значениями дивергенции потока.

сти ветра слишком малы, а вертикальная длина волны слишком велика в сравнении со значениями, соответствующими последним экспериментальным данным.

Проведено численное моделирование мигрирующего суточного прилива с помощью модели глобальной циркуляции средней и верхней атмосферы. Результаты численных расчетов качественно и количественно согласуются с результатами, полученными по данным спутниковых и наземных наблюдений. Модель МСВА дает те же основные структуры приливных колебаний горизонтальной и вертикальной скоростей ветра, что и полупирическая модель. Величины амплитуд колебаний горизонтальной скорости ветра находятся в согласии друг с другом, достигая значений 35 м/с в случае меридиональной компоненты и

25 м/с в случае зональной компоненты. Вертикальная составляющая скорости ветра по данным численного моделирования получилась в 2 раза больше. Амплитуда колебаний вертикальной скорости ветра составляет по данным эмпирического моделирования примерно 0.06 м/с. Наибольшие амплитуды на высотах 80–100 км наблюдаются в широтных поясах 20° – 40° обоих полушарий и на экваторе. На высотах более 90 км области больших значений амплитуды перекрываются с областями высоких значений амплитуды полусуточного прилива. Здесь следует ожидать сильные суточные вариации вертикальной скорости ветра. При измерениях в течение неполных суток, например, при ночных измерениях температуры сезонный ход измеряемой величины будет связан с

сезонным ходом амплитуд приливов, что важно учитывать при интерпретации данных [13].

Рассчитанные ускорения среднезонального потока, создаваемые суточным приливом в области МНТ, достигают величин $10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1} \cdot \text{сут}^{-1}$.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 08-05-00710. Авторы благодарны доктору Оберхейду за разрешение использовать результаты анализа немигрирующих приливов и рецензенту за полезные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Портнягин Ю.И., Мерзляков Е.Г., Соловьева Т.В. и др.* Высотно-широтная структура вертикальной компоненты ветра мигрирующего полусуточного прилива в области верхней мезосферы и нижней термосферы (80–100 км) // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2011. Т. 47. № 1. С. 1–11.
2. *Portnyagin Y.I., Solovjova T.V., Makarov N.A. et al.* Monthly mean climatology of the prevailing winds and tides in the Arctic mesosphere/lower thermosphere // Ann. Geophys. 2004. V. 22. P. 3395–3410.
3. *Pancheva D., Mukhtarov P., Andonov B.* Reply to comment on Global structure, seasonal and interannual variability of the migrating semidiurnal tide seen in the SABER/TIMED temperatures (2002–2007) by Manson et al. (2010) // Ann. Geophys. 2010. V. 28. P. 677–685.
4. *Чепмен С., Лундзен Р.* Атмосферные приливы, М.: Мир, 1972. 296 с.
4. *Jacobi Ch., Arras C., Kürschner D., Singer W. et al.* Comparison of mesopause region meteor radar winds, medium frequency radar winds and low frequency drifts over Germany // Adv. Space Res. 2009. V. 43. № 2. P. 247–252.
5. *Wang D.Y., McLandress C., Fleming E.L. et al.* Empirical model of 90–120 km horizontal winds from wind-imaging interferometer green line measurements in 1992–1993 // J. Geophys. Res. V. 102. № D6. P. 6729–6745.
6. *Погорельцев А.И.* Генерация нормальных атмосферных мод стратосферными вассилляциями // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 4. С. 463–475.
7. *Murphy D.J., Forbes J.M., Walterscheid R.L. et al.* A Climatology of Tides in the Antarctic Mesosphere and Lower Thermosphere // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. D23104. doi:10.1029/2005JD006803.
8. *Oberheide J., Wu Q., Killeen T. L. et al.* Diurnal nonmigrating tides from TIMED Doppler Interferometer wind data: Monthly climatologies and seasonal variations // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. A10S03. doi:10.2929/2005JA011491.
9. *Andrews D.G., Holton J.R., Leovy C.B.* Middle atmosphere dynamics. London: Academic Press Inc., 1987. 489 с.
10. *Zhu X., Yee J.-H., Talaat E.R. et al.* Diagnostic analysis of tidal winds and the Eliassen–Palm flux divergence in the mesosphere and lower thermosphere from TIMED/SABER temperatures // J. Atmos. Sci. 2008. V. 65. P. 3840–3859.
11. *Liberman R.* An estimate of the momentum deposition in the lower thermosphere by the observed diurnal tide // J. Atmos. Sci. 1994. V. 51. № 20. P. 3094–3105.
12. *Portnyagin Yu.* A review of mesospheric and lower thermosphere models // Adv. Space Res. 2006. V. 38. P. 2452–2460.
13. *Zhang S.P., Shepherd G.G.* The influence of the diurnal tide on the $\text{O}^{\text{I}}(\text{S})$ and OH emission rates observed by WINDII on UARS // Geophys. Res. Lett. 1999. V. 26. № 4. P. 529–532.

Altitude–Latitude Structure of the Vertical Wind Component of a Migrating Diurnal Tide in the Range of Heights from 80 to 100 km

E. G. Merzlyakov^a, Yu. I. Portnyagin^a, T. V. Solov'eva^a, A. I. Pogorel'tsev^b, and E. V. Suvorova^b

^a Typhoon Research and Production Association, ul. Pobedy 4, Obninsk, Kaluga oblast, 249038 Russia
e-mail: eugmer@typhoon.obninsk.ru

^b Russian State Hydrometeorological University, Malookhtinskii pr. 98, St. Petersburg, 195196 Russia

Received January 11, 2011; in final form, March 17, 2011

Abstract—Based on empirical monthly data on the parameters of oscillations in the horizontal component of wind velocity of a diurnal migrating tide, we calculated the altitude–latitude distributions of the parameters of oscillations in the vertical component of wind velocity of the diurnal tide in the region of the mesosphere and lower thermosphere (80–100 km). The initial data were obtained from satellite observations of the mesosphere and lower thermosphere at altitudes from 90 to 120 km and from data of ground-based sensing of this region using the radio meteor method and the method of partial reflections in the altitude range from 80 to 100 km. We compare the resulting distributions with the results of numerical modeling for a migrating diurnal tide using a model of global circulation of the middle and upper atmosphere. It is shown that, accurate to measurement errors, there is a good agreement between the distributions of parameters of the migrating diurnal tide obtained by the models. One specific feature of the empirical distributions of the amplitude of the vertical wind-velocity component is that there are three regions of increased amplitude values—in the vicinities of the equator and at 30° N and 30° S latitudes—which were observed in all seasons. The maximum value of the oscillation amplitude of the vertical wind-velocity component is approximately 0.1 m/s. The divergence of the Eliassen–Palm flux was estimated to be on the order of $10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1} \cdot \text{day}^{-1}$.

Keywords: mesosphere, lower thermosphere, diurnal tide, vertical wind.