

УДК 541.11

## ВАРИАЦИИ СКОРОСТИ ВЕТРА НА ВЕРХНЕЙ ГРАНИЦЕ ОБЛАКОВ ВЕНЕРЫ НАД ЗЕМЛЕЙ АФРОДИТЫ ПО МНОГОЛЕТНИМ УФ-НАБЛЮДЕНИЯМ VMC/VENUS EXPRESS И UVI/AKATSUKI<sup>1</sup>

© 2024 г. М. В. Пацаева<sup>a,\*</sup>, И. В. Хатунцев<sup>a</sup>, Д. В. Титов<sup>b</sup>, Н. И. Игнатъев<sup>a</sup>,  
Л. В. Засова<sup>a</sup>, Д. А. Горинов<sup>a</sup>, А. В. Тюрин<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Институт космических исследований РАН (ИКИ РАН), Москва, Россия

<sup>b</sup> Leiden Observatory, Leiden University, Leiden, Netherlands

\*e-mail: marina.pats@cosmos.ru

Поступила в редакцию 04.10.2023 г.

После доработки 30.10.2023 г.

Принята к публикации 16.11.2023 г.

Серии последовательных УФ-изображений (365 нм) облачного покрова Венеры позволяют исследовать динамику мезосферы. Беспрецедентный по продолжительности ряд таких изображений получен камерами VMC на борту космического аппарата (КА) Venus Express (ESA) и UVI на борту КА Akatsuki (JAXA) с 2006 по 2022 гг. На 10° ю. ш. наблюдаются долговременные изменения средней зональной и меридиональной скоростей ветра с периодом  $12.5 \pm 0.5$  лет. Анализ поведения среднего зонального ветра около полудня  $12 \pm 1$  ч. при фазовых углах 60°–90° в ограниченные по времени интервалы наблюдения показывает, что вблизи минимума долгопериодической зависимости торможение горизонтального потока наблюдается над областью Овды, наиболее высокой частью Земли Афродиты, как для VMC, так и для UVI. И наоборот, ускорение наблюдается над областью Овды вблизи максимума долгопериодической зависимости. Рассматриваемые долготные вариации зональной скорости простираются от экватора до средних широт (0°–40°). Меридиональная скорость показывает долготные вариации, связанные с рельефом подстилающей поверхности, вне зависимости от того, торможение или ускорение горизонтального потока наблюдается над высокогорной частью Земли Афродиты.

**Ключевые слова:** Венера, циркуляция атмосферы Венеры, гравитационные волны в атмосфере

**DOI:** 10.31857/S0320930X24020026, **EDN:** NUOOXJ

### ВВЕДЕНИЕ

УФ-изображения (365 нм) облачного покрова Венеры, полученные камерой VMC на КА Venus Express Европейского космического агентства (ESA) (Titov и др., 2006; Svedhem и др., 2009) с 2006 по 2013 гг. и камерой UVI на КА Akatsuki Японского аэрокосмического агентства (JAXA) (Nakamura и др., 2016) с 2015 г. по настоящее время, предоставили уникальную возможность почти непрерывного исследования динамики атмосферы планеты на уровне верхней границы облачного слоя ( $70 \pm 2$  км). КА Venus Express работал на высокоэллиптической полярной орбите с перигелием вблизи северного полюса Венеры, поэтому для измерений скорости горизонтального потока было доступно только южное полушарие планеты. КА Akatsuki, имея высокоэллипти-

ческую экваториальную орбиту, наблюдает оба полушария планеты, что позволяет сравнить скорости ветра в южных широтах для обеих миссий.

На основе анализа УФ-изображений, полученных VMC с 2006 по 2012 гг., Khatuntsev и др. (2013) обнаружили рост средней зональной скорости ветра на верхней границе облачного слоя в экваториальных широтах. Анализ изображений, полученных UVI, напротив, показал уменьшение средней зональной скорости. Суммарно по данным обеих миссий были выявлены долговременные квазипериодические изменения средней скорости ветра с периодом  $12.5 \pm 0.5$  года (Khatuntsev и др., 2022).

Анализ результатов, полученных визуальным методом по УФ-изображениям южного полушария Венеры при наблюдениях с VMC (Khatuntsev

<sup>1</sup> Доклад “Influence of the underlying surface on the zonal and meridional speed at the cloud top level near noon from VMC/Venus Express and UVI/Akatsuki images” сделан на The Fourteenth Moscow Solar System Symposium (14M-S3), Space Research Institute (IKI), Moscow, Russia, October 09–13, 2023.

и др., 2013), позволил установить корреляцию скорости зонального ветра с рельефом подстилающей поверхности в широтном интервале  $10^\circ \pm 5^\circ$  ю. ш. (Bertaux и др., 2016). Было показано, что расположение минимума средней скорости зонального ветра коррелирует с возвышенностями на западе Земли Афродиты (область Овды), обширным “материковым” массивом, простирающимся вдоль параллели  $10^\circ \pm 30^\circ$  ю. ш. от  $50^\circ$  до  $210^\circ$  в. д. Следуя Lindzen (1981) и Young и др. (1987), Bertaux и др. (2016) объяснили замедление зонального потока воздействием гравитационных волн, возникающих при обтекании препятствия горизонтальным потоком у поверхности, с их последующим распространением вверх и передачей момента зональному потоку. Было высказано предположение, что средняя зональная скорость увеличилась за время миссии в связи с тем, что долгота подспутниковой точки медленно дрейфовала от орбиты к орбите на запад, от горной области Овда к низменности.

Patsaeva и др. (2019) подтвердили зависимость зональной компоненты скорости ветра от рельефа подстилающей поверхности, а также обнаружили зависимость положения минимума зональной скорости от местного времени. Авторы использовали скорости ветра, полученные автоматизированным методом по изображениям VMC (Khatuntsev и др., 2013; Patsaeva и др., 2015). Вместе с тем, анализируя скорости ветра, полученные по УФ-изображениям UVI с декабря 2015 г. по март 2017 г., Noginouchi и др. (2018), наоборот, обнаружили увеличение средней зональной скорости ветра над областью Овды, и, таким образом, поставили под сомнение влияние рельефа подстилающей поверхности на динамику атмосферы на верхней границе облаков Венеры.

В данной статье рассматриваются изменения зависимости средней скорости ветра от долготы на верхней границе облаков в экваториальных широтах с 2006 по 2022 гг. для ограниченных по времени интервалов измерений. Долготные вариации зональной скорости исследовались в широтной полосе  $10^\circ \pm 5^\circ$  ю. ш., соответствующей наибольшей высоте области Овда. Также рассмотрены долготно-широтные вариации зональной и меридиональной компонент скорости ветра в зависимости от фазы 12.5-летнего цикла. Чтобы фиксировать солнечно-связанные вариации скорости горизонтального потока, интервал местного времени был ограничен диапазоном от 11 до 13 ч. Из-за особенностей орбиты Venus Express подавляющая часть векторов скорости в экваториальной области, полученных по изображениям VMC, имеет фазовые углы в интервале от  $60^\circ$  до  $90^\circ$ . Для того, чтобы исключить возможную зависимость зональной скорости от

фазового угла, выборка векторов, полученных по изображениям UVI, также была ограничена данным интервалом.

## ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ НАБОРЫ ДАННЫХ

В работе проанализированы единичные векторы скорости ветра, полученные по изображениям камеры VMC/Venus Express (Markiewicz и др., 2007; Titov и др., 2012) и камеры UVI/Akatsuki (Nakamura и др., 2016; Yamazaki и др., 2018) автоматизированным методом на дневной стороне Венеры в УФ-канале  $365 \pm 20$  нм.

КА Venus Express находился на высокоэллиптической полярной орбите Венеры с апреля 2006 г. по январь 2015 г. с высотой апоцентра 63000 км и перигентром, близким к северному полюсу, с высотой 250–350 км. Период обращения составлял около 24 ч. (Svedhem и др., 2009). Для получения векторов скорости ветра использовались изображения, полученные с восходящей ветви орбиты с разрешением от 50 до 10 км на пиксель. Оригинальные данные (изображения с соответствующей геометрией наблюдения) доступны онлайн в архиве ESA (Planetary Science Archive (PSA), <https://archives.esac.esa.int/psa/ftp/VENUS-EXPRESS/VMC/>). Методика получения векторов скорости по смещению деталей облачного покрова автоматизированным методом по паре последовательных УФ-изображений описана в (Khatuntsev и др., 2013) и (Patsaeva и др., 2015).

За весь период работы КА Venus Express на орбите VMC построила изображения более чем для 3000 орбит, примерно половина из которых была получена на дневной стороне и пригодна для отслеживания перемещения деталей облачного покрова в УФ-канале. Часть изображений не могла быть использована из-за большого количества дефектов и проблем, связанных с точностью баллистики. По оставшимся изображениям были получены векторные поля. Чтобы избежать ошибок в интерпретации результатов, для нашего предыдущего исследования долготной зависимости зональной скорости (Patsaeva и др., 2019) были отобраны орбиты, для которых удалось получить максимально полное долготно-широтное покрытие. Данная выборка состояла из 262 орбит и являлась неравномерной по времени. Качество изображений во второй половине миссии ухудшалось, поэтому 2/3 отобранных орбит было сосредоточено в первой половине миссии. Меньшее количество и более низкое качество изображений во второй половине миссии привели к худшему пространственному покрытию векторами скорости, особенно в низких и экваториальных

широтах. В частности, покрытие высокогорной области Земли Афродиты оказалось заметно хуже, чем у окружающих областей.

В данном исследовании, аналогично (Khatuntsev и др., 2022), к рассмотрению были привлечены дополнительные орбиты, не имеющие полноценного долготно-широтного покрытия, что позволило увеличить общее количество орбит приблизительно вдвое (см. Khatuntsev и др., 2022, Supplementary Materials, Table s1). В итоге это предоставило возможность исследовать долготную зависимость зональной скорости в экваториальных широтах вблизи полудня  $12 \pm 1$  ч. для ограниченных по времени интервалов на протяжении всего времени миссии Venus Express.

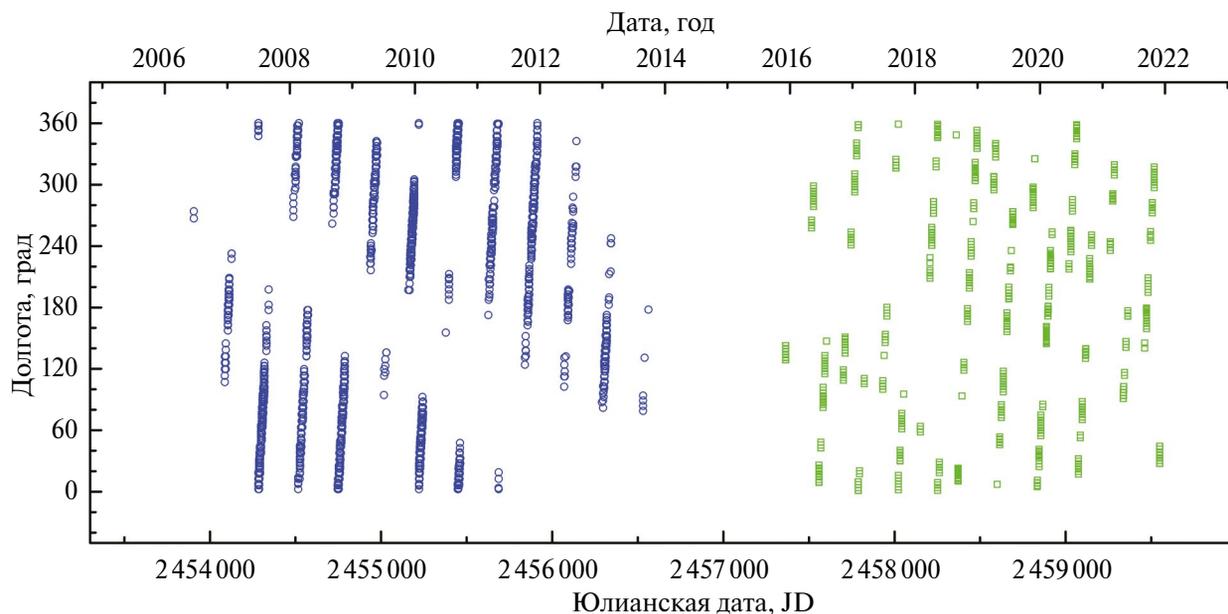
КА Akatsuki находится на высокоэллиптической экваториальной орбите (наклонение менее  $10^\circ$ ) с периодом 10.5 земных суток с декабря 2015 г. (Nakamura и др., 2016). Таким образом, для изучения доступны оба полушария Венеры: северное и южное. Высота в апоцентре составляет  $\sim 375000$  км, в перигентре  $\sim 65000$  км. Для обработки использовались изображения с разрешением от 13 до 78 км/пиксель. Калиброванная версия УФ-изображений (365 нм) VCO-V-UVI-3-CDR (Murakami и др., 2017) и соответствующая геометрия версии 3x (Murakami и др., 2018) доступны на сайте JAXA (JAXA, Akatsuki Ultraviolet Imager (UVI) Data Archive, <https://darts.isas.jaxa.jp/planet/project/akatsuki/uvi.html.en>). Хотя версия геометрии 3x учитывала несовпадение реального и расчетного положений лимба, не всегда эта коррекция была успешной. Поэтому мы визуально контролировали совпадение лимбов для изображений с наилучшим разрешением, полученных со сравнительно близкого расстояния. В случае несовпадения лимбов изображение отбрасывалось.

Как было отмечено в (Khatuntsev и др., 2022), в отличие от УФ-изображений, полученных VMC, на УФ-изображениях, полученных UVI, была усилена контрастность деталей облачного покрова. Коррекция яркости каждого пикселя выполнялась с учетом закона Миннарта (Minnaert, 1941; Limaye, Suomi, 1977; Limaye 1984) и последующим применением 2D-wavelet фильтра. Для 2D-wavelet фильтрации использовалось программное обеспечение RegiStax (<http://www.astronomie.be/registax/>) (Verrevoets и др., 2012; Lim и др., 2004). Усиление контраста УФ-изображений позволяет увеличить количество получаемых векторов скорости ветра и улучшить долготно-широтное покрытие. В связи с низким уровнем контрастности изображений данная методика ранее использовалась нами для изображений в ближнем ИК- (965 нм) (Khatuntsev и др., 2017) и видимом (513 нм) (Khatuntsev и др., 2022)

каналах камеры VMC, а также для изображений ночной стороны, полученных VIRTIS-M в канале 1.74 мкм (Gorinov и др., 2021).

Для определения векторов скорости по изображениям, полученным UVI, был использован тот же автоматизированный метод, что и для VMC. В соответствии с ранее разработанным алгоритмом, изображения, полученные в течение суток, были разделены на пары с временным интервалом 2–4 ч. Для интерполяции изображений в паре на единую долготно-широтную сетку был использован шаг  $0.7^\circ$  и  $0.5^\circ$  в зависимости от расстояния до апоцентра. Область корреляции, которая выбиралась на более раннем по времени изображении в паре, имела размер  $15^\circ \times 15^\circ$  и  $15^\circ \times 10^\circ$  соответственно. Согласно разработанной методике, каждая выбранная область данного изображения сравнивалась со всеми возможными областями того же размера на втором изображении в паре посредством расчета корреляционной функции. Каждая следующая исследуемая область на первом изображении выбиралась со смещением  $2.5^\circ$  относительно предыдущей, что увеличило количество результатов по сравнению с VMC, где величина смещения составляла  $5^\circ$ . Полученные корреляционные функции фильтровались по величине корреляционного максимума и в зависимости от качества корреляционной функции. В большинстве случаев учитывались функции, для которых величина корреляционного максимума превышала 0.7. В отдельных случаях, при недостаточном долготно-широтном покрытии векторами скорости, полученном за сутки, эта величина могла снижаться до 0.6. Таким образом, критерий отбора корреляционных функций по величине корреляционного максимума для UVI был ослаблен по сравнению с VMC, где данный критерий был равен или превышал 0.8. Высокое качество изображений, полученных UVI, вместе с усилением контраста позволило получить корреляционные функции с хорошо выделенным пиком. Дополнительно использовались ограничения для зональной ( $u$ ) и меридиональной ( $v$ ) скоростей:  $-250 \text{ м/с} < u < 0 \text{ м/с}$ ,  $-50 \text{ м/с} < v < +50 \text{ м/с}$ ,  $|u/v| \geq 3.5$ . Местное время находилось в интервале от 7 до 17.5 ч.

Количество векторов скорости за сутки зависело от доступного для исследования интервала по местному времени и наблюдаемого диапазона широт, и варьировалось в среднем от нескольких сотен до  $\sim 10$  тысяч. В связи с полярной орбитой КА Venus Express подавляющая часть векторов скорости, полученных в экваториальной области по изображениям VMC, находится в интервале фазовых углов от  $60^\circ$  до  $90^\circ$ . Таким образом, при сравнении с результатами, полученными по изображениям VMC, результаты, полученные



**Рис. 1.** Долготное покрытие измерениями (векторами скорости ветра) с 2006 по 2022 гг. в широтной полосе  $10^\circ \pm 5^\circ$  ю. ш. около полудня  $12 \pm 1$  ч. для фазового угла  $60^\circ$ – $90^\circ$ . Синими кружками обозначены измерения с VMC, зелеными квадратиками – с UVI.

по изображениям UVI, также были ограничены данным интервалом. В этом случае количество векторов сравнимо по величине для обеих миссий и составляет  $\sim 5000$  для VMC и  $\sim 6000$  для UVI. Долготное покрытие измерениями, выполненными с 2006 по 2022 гг., в широтной полосе  $10^\circ \pm 5^\circ$  ю. ш., соответствующей наибольшей высоте Земли Афродиты, представлено на рис. 1.

Так же, как и для VMC, долготная зависимость скорости для UVI исследовалась вблизи полудня  $12 \pm 1$  ч. Основной список орбит КА Akatsuki, на которых основаны исследования, можно найти в (Khatuntsev и др., 2022, Supplementary Materials, Table s2). В данном исследовании использованы дополнительные орбиты, относящиеся к первому и последнему венерианским годам наблюдений с UVI (№№ 1, 190, 191, 192, 193, 194, 195, 196, 197, 198, 199).

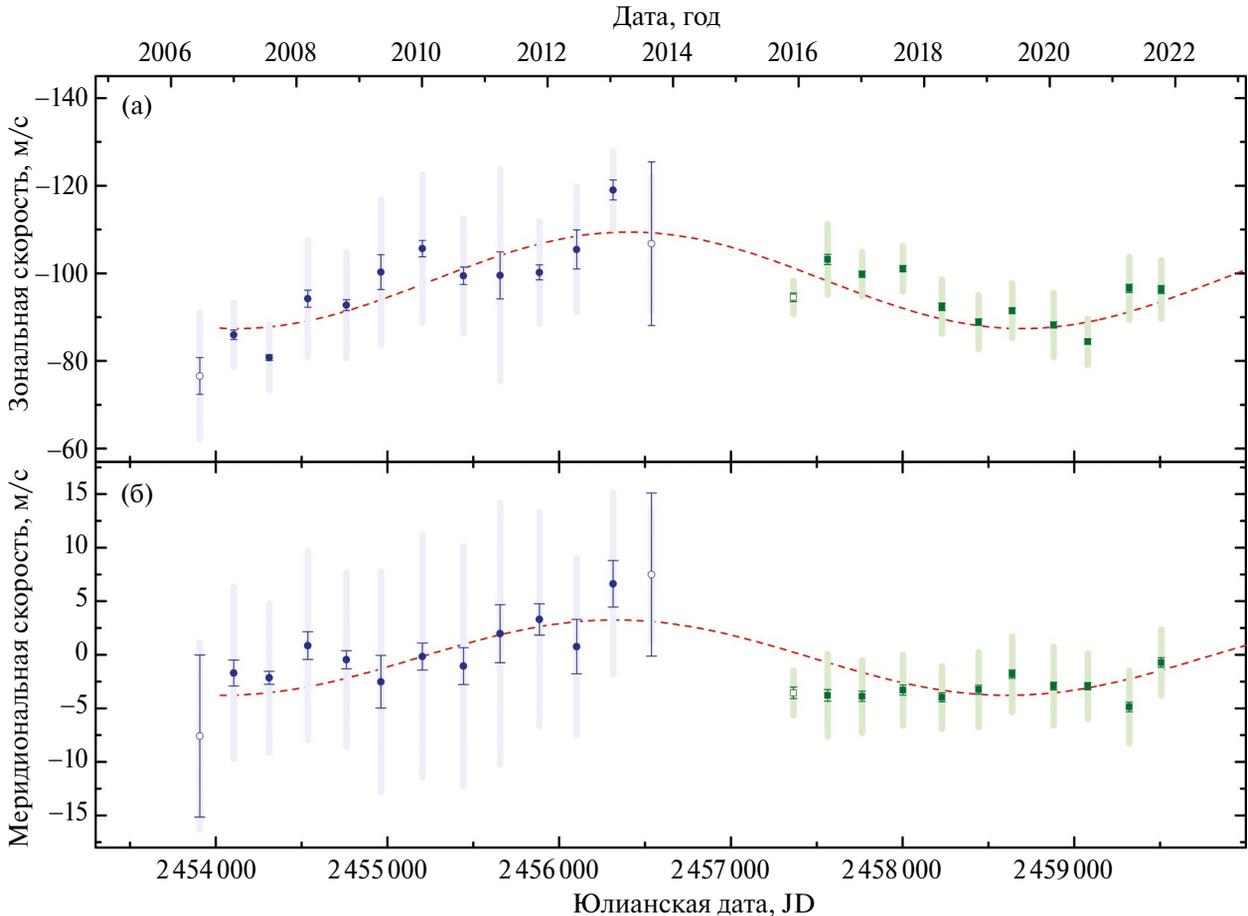
## РЕЗУЛЬТАТЫ

### *Вариации средней зональной скорости в широтной полосе $10^\circ \pm 5^\circ$ ю. ш.*

В (Khatuntsev и др., 2022) были исследованы долговременные вариации средней зональной и меридиональной скоростей ветра в околополуденное время с 2006 по 2021 гг. для параллели  $20^\circ \pm 2.5^\circ$  ю. ш. При помощи метода Лафлера–Кинмана (Lafler, Kinman, 1965) была обнаружена периодичность с периодом  $12.5 \pm 0.5$  земных года. Амплитуда аппроксимирующей синусоиды для зональной компоненты составила  $10.0 \pm 1.6$  м/с

относительно среднего  $-98.6 \pm 1.3$  м/с. Периодичность демонстрировала и меридиональная компонента. В (Khatuntsev и др., 2022) ограничения по фазовому углу для данных UVI не учитывались.

На рис. 2 представлены долговременные вариации средней зональной и меридиональной скоростей с 2006 по 2022 гг. в широтной полосе  $10^\circ \pm 5^\circ$  ю. ш. в околополуденное время  $12 \pm 1$  ч и с ограничением по фазовому углу  $60^\circ$ – $90^\circ$ , полученные автоматизированным методом по наблюдениям с VMC на Venus Express и с UVI на Akatsuki. Для зональной компоненты знак “–” указывает на направление потока с востока на запад (ретроградная суперротация), для меридиональной компоненты “+” – смещение к северу, “–” – смещение к югу вдоль меридиана. Каждая точка на графике является результатом усреднения по венерианскому году (224.7 суток) в рассматриваемой широтной полосе. При указанных ограничениях первый и последний годы наблюдений с VMC представлены сравнительно малым количеством результатов. Первый год наблюдений с UVI является результатом усреднения только за двое земных суток. Анализ на периодичность, аналогичный представленному в (Khatuntsev и др., 2022), также обнаружил период  $12.5 \pm 0.5$  года. На рис. 2 показаны аппроксимирующие синусоиды средней зональной и средней меридиональной компонент скорости ветра. Зональная компонента имеет амплитуду  $10.6 \pm 1.0$  м/с относительно среднего  $-98.9 \pm 0.7$  м/с, при этом амплитуда меридиональной компоненты составляет



**Рис. 2.** Долговременные вариации средней (а) зональной и (б) меридиональной скоростей ветра, полученные по изображениям VMC (синий) и UVI (зеленый) на широте  $10^\circ \pm 5^\circ$  ю. ш. Каждая точка является результатом усреднения по венерианскому году. Вертикальными отрезками обозначен доверительный интервал 99.6% ( $3\sigma_x$ ). Светло-голубая и светло-зеленая области соответствуют стандартному отклонению  $\sigma$ . Аппроксимирующие синусоиды отмечены красной пунктирной линией.

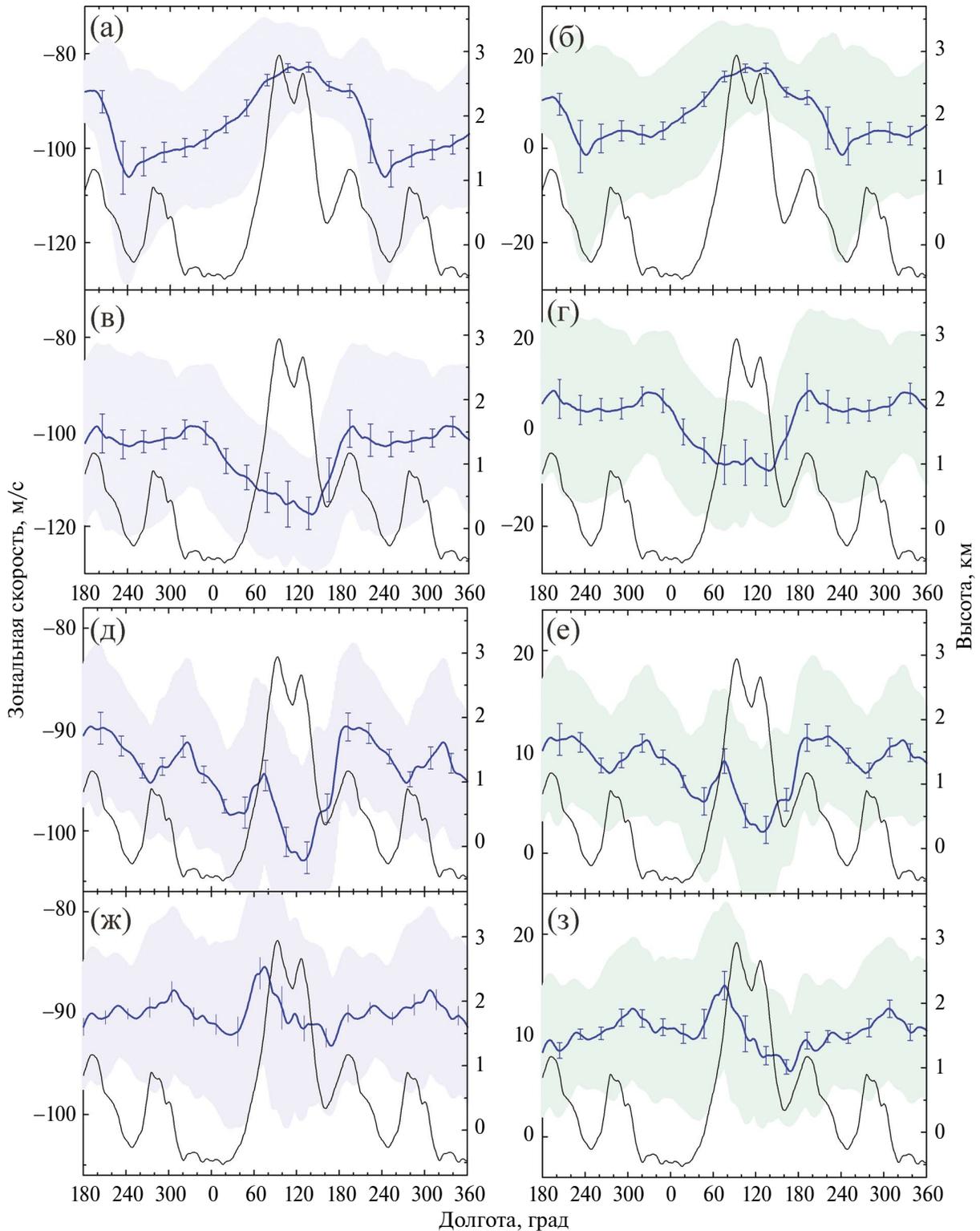
$3.4 \pm 0.4$  м/с относительно среднего  $-0.8 \pm 0.3$  м/с. Некоторые возможные причины существования долговременной квазипериодичности, такие как периодические изменения в состоянии атмосферы и периодические изменения солнечной активности, были рассмотрены нами в (Khatuntsev и др., 2022).

#### Зависимость зонального потока от долготы

Bertaux и др. (2016), используя векторы зональной скорости, полученные визуальным методом (Khatuntsev и др., 2013), исследовали долготную зависимость зональной скорости в широтной полосе  $10^\circ \pm 5^\circ$  ю. ш., соответствующей максимальным высотам Земли Афродиты (область Овды). Было обнаружено торможение зонального потока, коррелирующее с рельефом поверхности. Авторы объяснили данное явление генерируемыми высокогорьями гравитационными волнами, которые переносят момент к верхней границе облаков ( $70 \pm 2$  км), чем и замедляют зональный

поток. Увеличение средней зональной скорости за время миссии Venus Express было объяснено уменьшением наблюдаемой средней высоты поверхности, которое возникало из-за последовательного смещения планеты по долготе под орбитальным аппаратом. Недостаточное количество оценок скорости ветра во второй половине миссии не позволило исследовать этот вопрос более подробно.

Рассматриваемый в данной работе расширенный набор данных для VMC, совместно с данными для UVI предоставил возможность исследовать долготную зависимость зональной скорости в экваториальных широтах для ограниченных интервалов 12.5-летней зависимости, представленной на рис. 2. На рис. 3 (а, в, д, ж) показаны долготные вариации средней зональной скорости для VMC и UVI в широтной полосе  $10^\circ \pm 5^\circ$  ю. ш. около полудня  $12 \pm 1$  ч для фазового угла  $60^\circ - 90^\circ$ . Рис. 3 (б, г, е, з) представляет долготные вариации остаточного ряда  $u - u_{12.5}$  зональной скорости после вычитания синусоиды (см. Результаты, *Вариации*



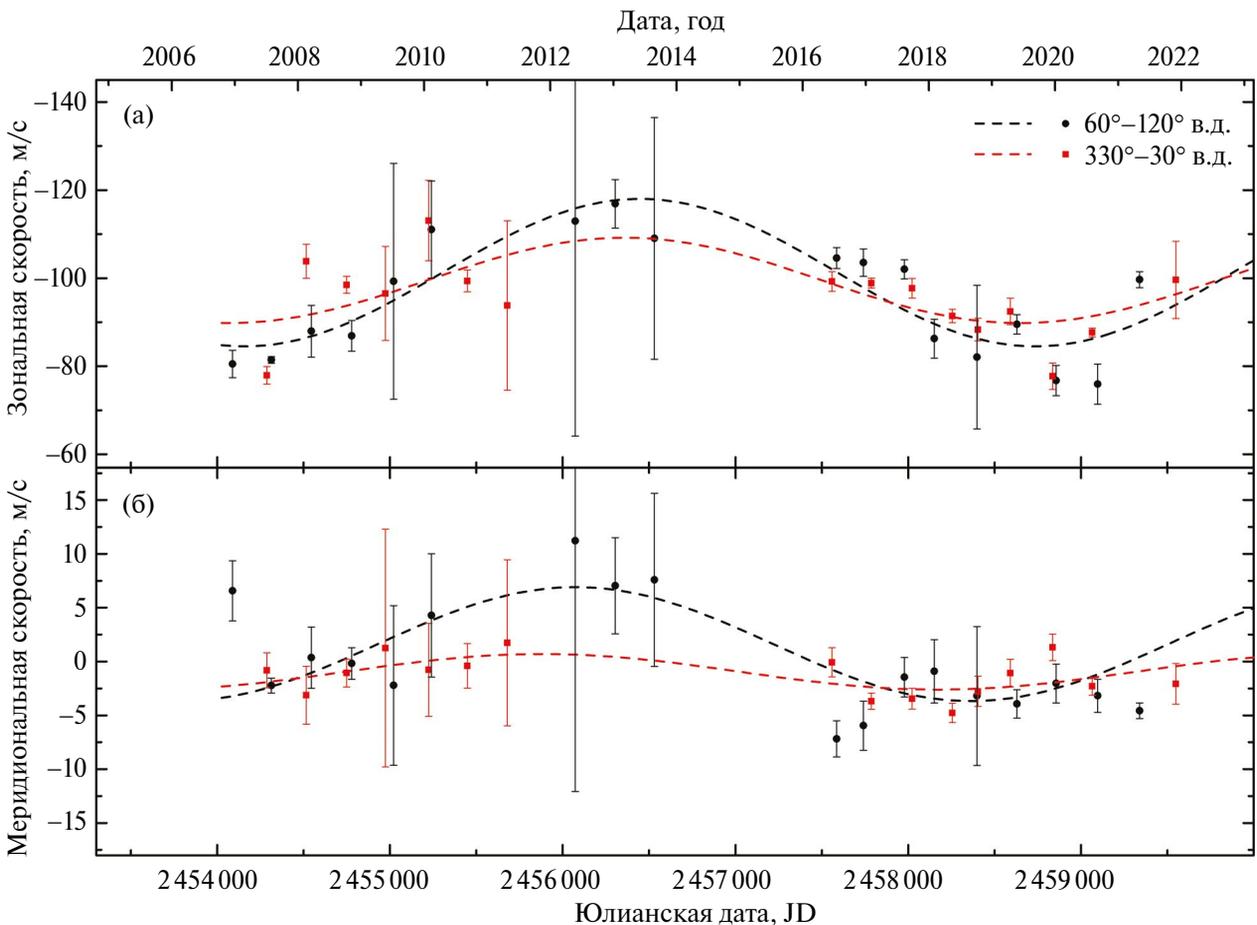
**Рис. 3.** Долготные вариации средней зональной скорости ветра, усредненные за временные интервалы, соответствующие шести венерианским годам и полученные по изображениям VMC ((а) и (в)) и UVI ((д) и (ж)) в широтной полосе  $10^{\circ} \pm 5^{\circ}$  ю. ш. Долготные вариации остаточного ряда  $u - u_{12,5}$  зональной скорости после вычитания синусоиды для VMC ((б) и (г)) и UVI ((е) и (з)). Ошибка соответствует 99.6% доверительному интервалу ( $3\sigma_{\bar{x}}$ ). Светло-голубая и светло-зеленая области соответствуют стандартному отклонению  $\sigma$ . Средняя высота рельефа поверхности в той же широтной полосе показана черной кривой.

средней зональной скорости в широтной полосе  $10^\circ \pm 5^\circ$  ю. ш.) и показывает, что зависимость зональной скорости от долготы сохраняется во всех случаях. Каждая кривая как для VMC, так и для UVI является результатом усреднения по шести венерианским годам: 2007–2010 (рис. 3а, 3б), 2010–2013 (рис. 3в, 3г), 2016–2019 (рис. 3д, 3е), 2017–2020 (рис. 3ж, 3з). Данный временной интервал усреднения выбран, чтобы обеспечить полное долготное покрытие внутри него. На оси абсцисс отмечено 1.5 полных долготных интервала ( $540^\circ$ ) для лучшей визуализации. В случае VMC величина временного интервала связана с долготным перемещением подспутниковой точки за время миссии Venus Express. Данный интервал позволяет в среднем сравнить поведение зональной скорости в первой и второй половине миссии и проследить во времени эволюцию минимума зональной скорости. При увеличении по абсолютной величине средней зональной скорости в восходящей части долгопериодической зависимости (VMC) минимум средней зональной скорости над наиболее высокой частью

Земли Афродиты (рис. 3а) сменяется максимумом (рис. 3в). Несмотря на то, что в случае UVI временные интервалы перекрываются на 4 года, рассматриваемые долготные вариации также позволяют обнаружить изменение долготной зависимости. При уменьшении по абсолютной величине средней зональной скорости в нисходящей части долгопериодической зависимости (UVI) наблюдаемый максимум зональной скорости на долготной кривой (рис. 3д) сменяется минимумом (рис. 3ж).

Как в случае VMC, так и в случае UVI увеличение зональной скорости над областями Овды и Тефии было обнаружено вблизи максимума долгопериодической зависимости. Амплитуда долготных вариаций зональной скорости выше для VMC. Разница между максимумом и минимумом долготных вариаций остаточного ряда зональной скорости составляет около 15 м/с для VMC и около 10 м/с для UVI (рис. 3б, 3г, 3е, 3з).

Зависимость скорости горизонтального потока от долготы наглядно можно продемонстрировать, если ввести дополнительную се-



**Рис. 4.** Долгопериодические вариации зональной (а) и меридиональной (б) компонент средней скорости горизонтального потока на широте  $10^\circ \pm 5^\circ$  ю. ш. над возвышенностью (черный цвет) и низменностью (красный цвет). Каждая точка является результатом усреднения по венерианскому году. Ошибка соответствует доверительному интервалу 99.6% ( $3\sigma_{\bar{x}}$ ). Пунктиром обозначены синусоиды с периодом  $12.5 \pm 0.5$  лет.

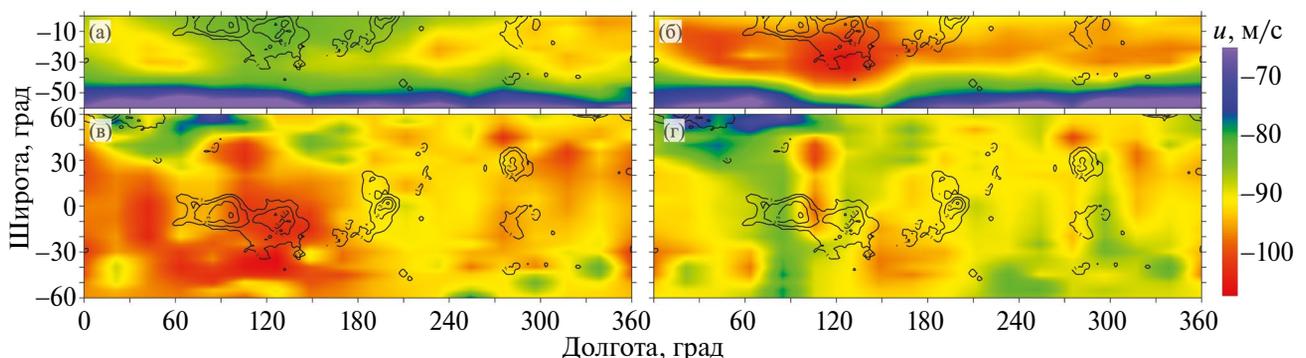
лекцию данных по этому параметру. Были выбраны две тестовые площадки: над областью Овды ( $10^\circ \pm 5^\circ$  ю. ш.,  $60^\circ$ – $120^\circ$  в. д.), где наблюдается максимальное торможение горизонтального потока, и над низменностью, соответствующей равнинам Навки и Тинатин ( $10^\circ \pm 5^\circ$  ю. ш.,  $330^\circ$ – $30^\circ$  в. д.) (см. долготный профиль рельефа поверхности, например, на рис. 3). Максимальный перепад высот между рассматриваемыми долготами составляет около 4.5 км, что соответствует, согласно модели атмосферы Венеры VIRA (Seiff и др., 1985), разнице давлений 23.4 бар (от 92.1 бар у поверхности до 68.7 бар на высоте 4.5 км). Выборка единичных измерений, используемая в данной работе, построенная для местного времени  $12 \pm 1$  ч. и фазового угла  $60^\circ$ – $90^\circ$ , позволяет исследовать долговременные вариации над этими площадками (рис. 4). Общее число точек, полученных усреднением по венерианскому году при использовании тестовых площадок, сократилось из-за недостаточного покрытия наблюдениями. По этой же причине у некоторых точек возросли ошибки среднего. По обоим наборам данных были проведены аппроксимирующие синусоиды, аналогичные представленным на рис. 2 и соответствующие периоду  $12.5 \pm 0.5$  лет. Над областью Овды амплитуды синусоид для зональной и меридиональной компонент увеличились относительно показателей средних синусоид (см. Результаты, *Вариации средней зональной скорости в широтной полосе  $10^\circ \pm 5^\circ$  ю. ш.*). Для зональной скорости наблюдается увеличение до  $16.7 \pm 2.4$  м/с при среднем значении скорости  $-101.2 \pm 1.9$  м/с, для меридиональной скорости наблюдается увеличение до  $5.3 \pm 1.4$  м/с при среднем  $+1.6 \pm 1.1$  м/с. При этом над низиной наблюдается уменьшение амплитуды: для зональной компоненты до  $9.7 \pm 4.5$  м/с при среднем  $-99.5 \pm 3.2$  м/с, для меридиональной до  $1.6 \pm 0.7$  м/с при среднем  $-1.0 \pm 0.7$  м/с.

Несмотря на возросшую погрешность, можно сделать вывод о том, что высокогорные участки

поверхности оказывают более значительное воздействие на долговременные квазипериодические вариации поля скоростей у верхней границы облаков.

#### *Долготно-широтная зависимость зональной скорости*

Изменение зональной скорости, наблюдаемое над Землей Афродиты (рис. 3), не ограничивается широтной полосой  $10^\circ \pm 5^\circ$  ю. ш. На рис. 5 показаны долготно-широтные вариации зональной скорости, усредненные за шесть первых и шесть последних венерианских лет наблюдений с VMC, а также за шесть первых и шесть последних лет наблюдений с UVI. Шестилетние интервалы соответствуют представленным на рис. 3 и в случае UVI перекрываются на 4 венерианских года. Для VMC (рис. 5а, 5б) представлены широты только южного полушария, для UVI (рис. 5в, 5г) – как южного, так и северного. В связи с тем, что долготные вариации зональной скорости сохраняются для остаточного ряда, последующее исследование проводилось для данных без вычитания синусоиды. В каждом из рассматриваемых случаев область минимума (рис. 5а, 5г) и максимума (рис. 5б, 5в) простирается от экватора до средних широт, приблизительно до  $40^\circ$ . Низкая зональная скорость на долготах  $30^\circ$ – $180^\circ$  в. д. в начале миссии Venus Express (рис. 5а) сменяется высокой во второй половине наблюдений с VMC (рис. 5б). На пространственном распределении для первых шести лет наблюдений с UVI на долготах от  $30^\circ$  до  $180^\circ$  в. д. наблюдается область максимума зональной скорости (рис. 5в). Область максимума содержит область относительно более низкой зональной скорости, которая расширяется по мере приближения к минимуму долгопериодической зависимости, распространяясь до средних широт (рис. 5г). Данная область относительного минимума зональной скорости, свидетельствующая



**Рис. 5.** Пространственное распределение средней зональной скорости ветра, усредненное за временные промежутки 2007–2010 (а), 2010–2013 (б), 2016–2019 (в), 2017–2020 (г). Черными контурами отмечены возвышенности поверхности планеты более 1 км.

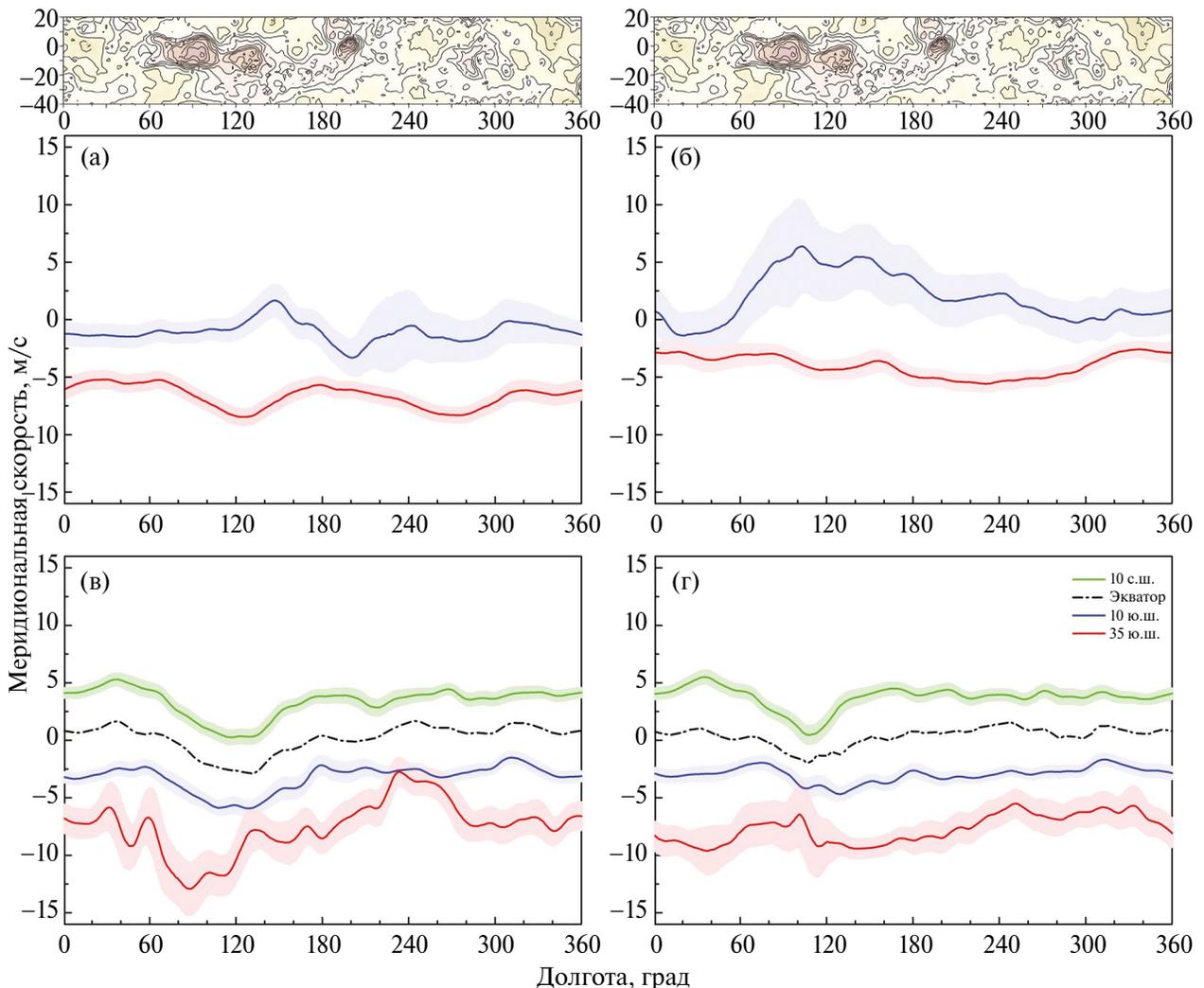
о торможении потока, остается локализованной приблизительно на  $75^\circ$  в. д., т. е. близко к области Овды, являющейся максимальной возвышенностью западной части Земли Афродиты (рис. 3, черная кривая). Таким образом, присутствие данной области торможения даже во время ускорения горизонтального потока над высокогорьем свидетельствует о сохранении влияния области Овды в доступный для исследования временной период.

По данным UVI вблизи максимума долгопериодической зависимости (рис. 5в) увеличение зональной компоненты (ускорение) наблюдается не только на долготах, соответствующих наиболее высокогорным областям Земли Афродиты ( $60^\circ$ – $140^\circ$  в. д.), но и около  $270^\circ$ – $300^\circ$  в. д., где с севера на юг расположена цепь возвышенностей, включающая область Бета, область Фебы и область Фемиды. В остальных случаях (рис. 5а,

5б, 5г) заметной связи этих возвышенностей с изменениями зональной скорости, аналогичной влиянию Земли Афродиты в данный временной период, не прослеживается.

#### Влияние рельефа на меридиональную компоненту скорости ветра

Влияние рельефа на динамику атмосферы предполагает не только изменение величины зональной скорости, но и изменение меридиональной, согласующееся с рельефом подстилающей поверхности. Долготная зависимость меридиональной скорости для  $10^\circ$  и  $25^\circ$  ю. ш., усредненная по всему объему данных, полученных с VMC, показала наличие вариаций, связанных с Землей Афродиты (Patsaeva и др., 2019). На рис. 6 показаны долготные вариации меридиональной скорости для разных широт эквато-



**Рис. 6.** Долготные вариации средней меридиональной скорости ветра на  $10^\circ \pm 5^\circ$  ю. ш. (синий),  $35^\circ \pm 5^\circ$  ю. ш. (красный),  $10^\circ \pm 5^\circ$  с. ш. (зеленый), экватор  $0^\circ \pm 5^\circ$  (черный). Меридиональная скорость усреднена за временные промежутки 2007–2010 (а), 2010–2013 (б), 2016–2019 (в), 2017–2020 (г). Ошибка соответствует 99.6% доверительному интервалу ( $3\sigma_{\bar{x}}$ ).

риальной области Венеры, полученные по данным с VMC (рис. 6а, 6б) и UVI (рис. 6в, 6г) для венерианских шестилетних интервалов наблюдений, близких к максимуму и минимуму долгопериодической зависимости средней зональной скорости. Временные интервалы соответствуют тем, которые были взяты для исследования зональной скорости. Каждая кривая является результатом усреднения данных в десятиградусной широтной полосе и показывает изменение меридиональной скорости на  $10^\circ$  и  $35^\circ$  ю. ш. для VMC. Для UVI дополнительно представлены вариации меридиональной скорости на экваторе и на  $10^\circ$  с. ш. Изменяющийся рельеф горного массива Земли Афродиты вместе с предгорьями простирается от  $50^\circ$  до  $210^\circ$  в. д. и от  $40^\circ$  ю. ш. до  $20^\circ$  с. ш. (см. рис. 5, черные контуры). Наиболее высокая часть горного массива (области Овды и Тефии) расположена от  $60^\circ$  до  $140^\circ$  в. д. и от  $20^\circ$  ю. ш. до  $5^\circ$  с. ш. В соответствии с характером динамики атмосферы Венеры, усредненный горизонтальный поток на уровне верхнего облачного слоя в дневные часы направлен от экватора к полюсу в каждом полушарии. Влияние, которое оказывает Земля Афродиты на меридиональную скорость, выражается в изменении направления горизонтального потока к северу или к югу в соответствии с особенностями рельефа в зависимости от широты. Для VMC (рис. 6а, 6б) и UVI вблизи максимума долгопериодической зависимости (рис. 6в) существенная разница в поведении кривых на долготях Земли Афродиты наблюдается в южном полушарии Венеры ( $10^\circ$  и  $35^\circ$  ю. ш., синяя и красная кривые). Для UVI вблизи минимума долгопериодической зависимости (рис. 6г) наибольшая разница фиксируется между поведением меридиональной скорости на широтах севернее и южнее наибольших высот Земли Афродиты ( $10^\circ$  с. ш. и  $35^\circ$  ю. ш., зеленая и красная кривые). Хотя долготная привязка наибольшего отличия между кривыми несколько смещается от графика к графику, зависимость направления горизонтального потока от рельефа подстилающей поверхности наблюдается во всех рассматриваемых случаях.

Смещение меридиональной компоненты в сторону положительных значений, обнаруженное на  $20^\circ$  ю. ш. по данным VMC вблизи максимума долгопериодической зависимости (Khatuntsev и др., 2022), наблюдается на всех южных экваториальных широтах (рис. 6б). На  $10^\circ$  ю. ш. средняя меридиональная скорость меняется от  $-1.1 \pm 0.1$  до  $+1.7 \pm 0.1$  м/с, изменяя направление горизонтального потока с южного на северное. В связи с отсутствием данных с 2013 по 2015 гг. подтвердить или опровергнуть подоб-

ное предполагаемое смещение меридиональной компоненты по данным UVI не представляется возможным.

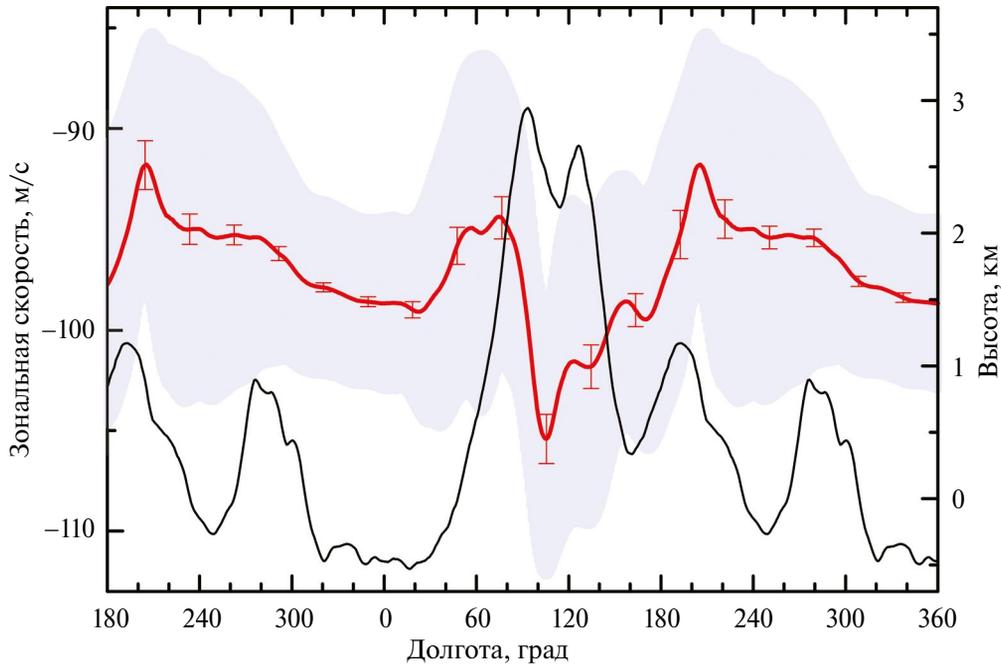
## ОБСУЖДЕНИЕ

### *Сравнение с наблюдениями с UVI на КА Akatsuki в 2015–2017 гг.*

Horinouchi и др. (2018) выявили долго-но-широтную зависимость зональной скорости по наблюдениям с UVI на КА Akatsuki с декабря 2015 г. по март 2017 г. Авторы обнаружили слабое увеличение средней зональной скорости в экваториальных широтах над областью Овды, и, таким образом, не подтвердили выводы Bertaux и др. (2016) о торможении зонального потока и влиянии рельефа поверхности на динамические процессы в атмосфере. Imai и др. (2019), исследуя зональную скорость за 2017 г., также не обнаружили значительной зависимости скорости потока от рельефа поверхности. Долготные вариации зональной скорости в широтной полосе  $10^\circ \pm 5^\circ$  ю. ш., полученные нами вблизи полудня за тот же период времени (рис. 7), показывают увеличение зональной скорости над областью Овды, и, следовательно, согласуются с результатом, представленным в работе (Horinouchi и др., 2018). Таким образом, кажущееся расхождение между выводами, сделанными в (Bertaux и др., 2016) и (Horinouchi и др., 2018), объясняется использованием разных периодов наблюдений.

### *Вариации экваториального поля ветра, связанные с рельефом поверхности*

Ключевым результатом данного исследования является доказательство взаимосвязи с рельефом подстилающей поверхности вариаций поля горизонтального ветра в экваториальных широтах Венеры, определенного по УФ-изображениям (365 нм), полученным VMC/Venus Express и UVI/Akatsuki. Проведенный ранее анализ выявил глобальную периодичность зональной циркуляции  $12.5 \pm 0.5$  лет (Khatuntsev и др., 2022, Fig. 2). В данной работе показана роль материковой возвышенности Земли Афродиты в модуляции зонального потока вблизи полудня ( $12 \pm 1$  ч.) (рис. 3 и 5). В дополнение к ранее обсуждавшемуся торможению зонального потока (Bertaux и др., 2016; Patsaeva и др., 2019), которое наблюдалось далее по течению за возвышенностью, результаты данной статьи свидетельствуют о долгопериодических вариациях самого торможения, обусловленных рельефом подстилающей поверхности.



**Рис. 7.** Долготные вариации средней зональной скорости ветра в широтной полосе  $10^\circ \pm 5^\circ$  ю. ш. около полудня  $12 \pm 1$  ч. с декабря 2015 г. по март 2017 г. (красный). Ошибка соответствует 99.6% доверительному интервалу ( $3\sigma_{\bar{x}}$ ). Светло-голубая область соответствует стандартному отклонению  $\sigma$ . Средняя высота рельефа поверхности в той же широтной полосе показана черной кривой.

На рис. 3 показаны средние долготные профили ветра для первой и второй половины миссий Venus Express и Akatsuki. На рисунке отмечен переход от замедления зонального потока примерно на 20 м/с к его ускорению примерно на 10 м/с над Землей Афродиты. Усреднение по шестилетним интервалам не позволяет в полной мере избавиться от эффектов селекции по долготе и несет искажения, связанные с предполагаемыми долговременными вариациями атмосферы. Хотя результаты, полученные для отдельных венерианских лет, как правило, имеют ограниченное долготное покрытие, они, тем не менее, позволяют создать представление об изменении долготной зависимости зональной скорости от года к году. Переход от замедления зонального потока к ускорению произошел примерно в 2010 г. и наблюдался на Venus Express. Ускорение потока над Землей Афродиты с 2010 по 2017 гг. наблюдалось как на Venus Express, так и на Akatsuki (рис. 3в, 3д). Тот же вывод можно сделать по рис. 4, “черная” синусоида получена для Земли Афродиты на широте, соответствующей максимальным высотам области Овды.

Данные, относящиеся к началу наблюдений с UVI, на фоне общего ускорения над высокогорьями Земли Афродиты фиксируют наличие относительного торможения вблизи  $75^\circ$  в. д., связанного с областью Овды (рис. 3 и рис. 5). Отсутствие наблюдений с 2013 г. по конец 2015 г. не позволяет убедиться в сохранении или отсутствии

подобного явления в более ранний отрезок времени. Данные, относящиеся ко второй половине наблюдений с VMC, показывают выраженное ускорение горизонтального потока над областью Овды без признаков торможения потока на  $75^\circ$  в. д. или каких-либо близких долготах. Возможно, слабое покрытие измерениями Земли Афродиты во второй половине наблюдений с VMC не позволяет зафиксировать данное явление.

Вместе с тем, основываясь на поведении меридиональной компоненты (см. раздел Результаты, *Влияние рельефа на меридиональную компоненту скорости ветра*), можно с осторожностью предполагать сохранение влияния рельефа поверхности на динамику атмосферы вне зависимости от того, минимум или максимум зональной скорости наблюдается над высокогорной частью Земли Афродиты.

Изменения в атмосферной циркуляции, связанные с топографией поверхности, обычно связывают с гравитационными волнами (волнами плавучести). Присутствие таких волн в атмосфере Венеры наблюдалось в нескольких экспериментах. Piccialli и др. (2014) отождествили гравитационные волны на УФ-изображениях верхней границы облаков дневной стороны планеты, полученных с камерой VMC. Мезомасштабные гравитационные волны были зафиксированы при картировании ночной стороны в ближнем ИК-диапазоне изображающим спектрометром VIRTIS-M на КА Venus Express, что соответству-

ет высотам среднего и нижнего облачного слоя (Peralta и др., 2008). Наличие в атмосфере Венеры гравитационных волн подтверждается наблюдениями в тепловом ИК-диапазоне (Fukuhara и др., 2017), а также в радиозатменных экспериментах на орбитальных аппаратах Venus Express (Tellmann и др., 2012), Magellan (Hinson, Jenkins, 1995) и Akatsuki (Imamura и др., 2017).

Гравитационные волны, возбуждаемые рельефом поверхности и достигающие верхней границы облаков, могут оказывать как прямое влияние на скорость ветра благодаря переносу момента, так и опосредованное, влияя на параметры облаков. Последнее включает в себя также изменение высоты, где формируются УФ-детали. Тропосфера Венеры (<60 км) имеет сложную слоеную структуру с чередующимися стабильными и неустойчивыми слоями и зональной скоростью, сильно растущей с высотой (Sánchez-Lavega и др., 2017; Limaе и др., 2018). И то, и другое в значительной степени влияет на распространение волн плавучести. Конвективно-неустойчивые слои, где параметр статической устойчивости близок к нулю, расположены в нижнем и среднем облачных слоях (48–57 км), а также в нижних слоях атмосферы примерно на высотах 15–35 км. Предполагается, что планетарный пограничный слой (0–5 км) обладает нейтральной стабильностью. Остальные высоты в тропосфере и мезосфере, особенно вблизи верхней границы облаков, где формируются детали УФ-изображений, обладают высокой стабильностью.

Волны плавучести в атмосфере Венеры могут формироваться либо при взаимодействии атмосферы с рельефом поверхности, особенно в горных районах, либо быть вызваны конвекцией в соседних неустойчивых слоях атмосферы (Vaker и др., 2000). Распространение волн плавучести в однородной атмосфере описывается уравнением Тейлора–Гольдштейна – дисперсионного соотношения, связывающего вертикальное  $m(z) = 2\pi/\lambda_z$  и горизонтальное  $k(z) = 2\pi/\lambda_x$  волновые числа (Salby, 2012):

$$m^2(z) = \frac{N^2}{(c - \bar{U})^2} - k^2(z) + \frac{\bar{U}_{zz}}{c - \bar{U}}, \quad (1)$$

где  $\lambda_x$  и  $\lambda_z$  – длина горизонтальной и вертикальной волн,  $c$  – фазовая скорость,  $N(z)$  – частота Брента–Вайсяля,  $U(z)$  и  $U_{zz}$  – средняя зональная скорость и ее вторая производная. Уравнение (1) устанавливает дисперсионное соотношение между волновыми числами  $k(z)$  и  $m(z)$  и свойствами атмосферы.

Уравнение (1) позволяет оценить свойства гравитационных волн, возникших при взаи-

модействии ветра с горными массивами (например, Землей Афродиты), у верхней границы облаков. Возникающие у поверхности волны плавучести имеют близкую к нулю фазовую скорость. Известные свойства атмосферы Венеры  $N^2 = 3.8 \times 10^{-4} \text{ с}^{-2}$ ,  $U \approx 100 \text{ м/с}$  и  $U_{zz} = -0.9 \times 10^{-6} \text{ с}^{-1} \text{ м}^{-1}$  на высоте 70 км (Sánchez-Lavega и др., 2017; Limaе и др., 2018) позволяют оценить вертикальную длину волны около 40 км, что согласуется с результатами численного моделирования вертикального распространения волн плавучести (Yamada и др., 2019). Это исследование также показало, что присутствие слоев с нейтральной устойчивостью в тропосфере Венеры не сильно ослабляет сравнительно длинные волны.

Вертикально распространяющиеся волны плавучести обмениваются моментом с зональной циркуляцией. Их близкая к нулю фазовая скорость обуславливает тормозящее воздействие на суперротацию. В линейной теории волн плавучести (Andrews и др., 1987) тормозящая сила выражается следующим образом:

$$\bar{X}_1 = \frac{N^2 K}{c - \bar{U}}, \quad (2)$$

где  $K = 4 \text{ м}^2/\text{с}$  – коэффициент турбулентной диффузии у верхней границы облаков. Оценки показывают, что волны, порожденные рельефом поверхности, могут приводить к замедлению потока у верхней границы облаков со скоростью около 1 м/с в день.

Vaker и др. (2000) численно смоделировали возникновение волн плавучести в устойчивом слое на 35–48 км конвекцией в соседних неустойчивых слоях, расположенных в облаках на 48–57 км и в нижней тропосфере (15–35 км). Хотя эти исследования были ограничены тропосферой (0–60 км), их результаты могут быть применены также к области устойчивой нижней мезосферы (60–80 км), что делает их полезными для нашей работы. Vaker и др. (2000) показали, что конвекция в неустойчивых слоях может порождать волны плавучести в соседних стабильных областях благодаря взаимодействию конвективных ячеек и “колонн” с зональной циркуляцией. Этот механизм похож на механизм, действующий у поверхности, где роль препятствий выполняют возвышенности рельефа, но область генерации волн расположена по высоте гораздо ближе к интересующему нас слою. Проникновение конвективных “колонн” в устойчивый слой порождает волны плавучести с характерной длиной 25–30 км в горизонтальном и 7–13 км в вертикальном направлениях. Как конвекция, так и возбужденные ею волны плавучести влияют на циркуляцию у верхней границы облаков. Согласно Vaker и др.

(2000) в конечном итоге взаимодействие конвекции и волн плавучести с зональным потоком приводит к замедлению зональной суперротации как под облаками, так и над тропопаузой (~60 км).

Asai (1970) численно исследовал взаимодействие трехмерной конвекции с полем ветра, меняющимся с высотой, и пришел к выводу, что конвективные ячейки могут переносить горизонтальный момент и энергию в вертикальном направлении, что может приводить как к замедлению, так и к ускорению потока. Этот процесс сильно зависит от размерности возмущений.

Приведенные выше результаты численного моделирования и оценки позволяют качественно объяснить влияние рельефа поверхности на циркуляцию у верхней границы облаков. Во-первых, волны плавучести с характерным размером в десятки и сотни километров, возникающие при взаимодействии атмосферы с крупными деталями рельефа, как, например, материковая возвышенность Земля Афродиты, могут распространяться до высот облачного слоя и передавать свой момент зональной циркуляции. Это обычно приводит к замедлению зонального потока со скоростью несколько метров в секунду за сутки. Во-вторых, конвекция в неустойчивой нижней и средней части облачного слоя может влиять на зональную циркуляцию как напрямую, благодаря перемещению вверх медленно движущих конвективных ячеек, так и опосредованно через возникновение волн плавучести на границе устойчивого и неустойчивого слоев вблизи 57 км (Vaker и др., 2000). Этот механизм может замедлять зональную циркуляцию у верхней границы облаков, хотя, как отметил Asai (1970), трехмерное численное моделирование показывает, что при определенных условиях возможно и ускорение потока. Направление воздействия волн плавучести зависит от особенностей конвекции, самих волн и их взаимодействия, что, в свою очередь, определяется условиями в облачном слое.

На данный момент существующие модели, в той или иной степени воспроизводящие влияние рельефа на динамику атмосферы Венеры (Herrnstein, Dowling, 2007; Мингалев и др., 2015; Fukuhara и др., 2017; Navarro и др., 2018; Yamamoto, 2019; Yamamoto и др., 2021; Lefèvre и др., 2020), не рассматривают какого-либо изменения этого влияния с течением времени.

#### *Корреляция зональной циркуляции с вариациями УФ-альbedo*

Lee и др. (2019) показали значительные вариации альbedo Венеры на длине волны 365 нм в период с 2006 по 2017 гг. Максимальное альbedo наблюдалось в 2006–2007 гг., затем уменьша-

лось до минимума в 2011–2014 гг. и восстанавливалось в 2016–2017 гг. до уровня 2008 г. Согласно Lee и др. (2020), явный максимум среднего альbedo в широтной полосе  $10^\circ \pm 5^\circ$  ю. ш., который наблюдался в первой половине миссии Venus Express (2006–2009) на долготях Земли Афродиты при фазовом угле  $75^\circ$ – $80^\circ$ , сменяется минимумом во второй половине миссии (2010–2014). Заметим, что в 2010 г. долготный профиль ветра изменился от кажущегося замедления над Землей Афродиты к небольшому ускорению, демонстрируя таким образом согласованность с УФ-альbedo. Ожидается, что низкое альbedo приводит к повышенному поглощению солнечной энергии в верхнем облачном слое, а это должно повлиять на термическую структуру и стабильность атмосферы. Для лучшего понимания взаимодействия между конвекцией, гравитационными волнами и крупномасштабной динамикой в атмосфере Венеры необходимо масштабное трехмерное моделирование тропосферной и мезосферной циркуляции.

Вариации УФ-альbedo подразумевают изменения концентрации УФ-поглотителя, его вертикального распределения. Могут ли наблюдаемые долговременные колебания скорости ветра, как и сопутствующие долготные колебания, объясняться соответствующими колебаниями высоты расположения контрастных УФ-деталей? При изменении зональной скорости ветра на  $30 \text{ м с}^{-1}$  и ее вертикальном градиенте  $2 \text{ м с}^{-1} \text{ км}^{-1}$  соответствующее изменение высоты должно быть около 15 км. Высота верхней границы облаков по наблюдениям глубины ИК-полос  $\text{CO}_2$  по данным Venus Express с 2006 по 2014 гг. (Fedorova и др., 2016) вообще не испытывала сколько-нибудь значительных изменений, коррелирующих с изменением скорости в этот же период. Конечно, УФ-поглотитель может находиться, и, по-видимому, находится выше высоты верхней границы облаков в ИК-диапазоне (определяемой как уровень единичной оптической глубины, или, точнее, уровень  $\tau(1-g) \approx 1$ , где  $g$  – показатель асимметрии индикатрисы рассеяния) и испытывать долговременные изменения, невидимые в ИК-диапазоне. И действительно, по наблюдениям солнечных затмений на Venus Express обнаружены значительные долговременные изменения концентрации частиц над облачной дымкой. Но эти изменения носили характер скачка с 2006 по 2007 гг., причем аэрозольная экстинкция на высоте 80 км на низких широтах увеличилась более чем на порядок величины, а далее концентрация надоблачной дымки была относительно постоянна (Wilquet и др., 2012). Увеличение плотности означает поднятие уровня единичной оптической толщи. Если относить контрастные УФ-детали к этому

уровню, то наблюдаемая средняя скорость ветра в период с 2006 по 2010 гг. должна была бы уменьшаться (так как скорость ветра уменьшается с ростом высоты от верхней границы облаков (см., например, Schubert, 1983), что противоречит нашим измерениям. Кроме того, при наблюдаемых размерах частиц надоблачной дымки, с которой, вероятно, связан УФ-поглотитель (см., например, Pollack и др., 1980; Perez-Hoyos и др., 2018), а именно эффективного радиуса около 0.1 мкм (см., например, Pollack и др., 1980; Luginin и др., 2016), надоблачная дымка не является полностью прозрачной и в ИК-диапазоне, и требуемые изменения в высоте уровня  $\tau \approx 1$  в УФ-диапазоне привели бы к соответствующим заметным изменениям этого уровня и в ИК-диапазоне, как минимум порядка нескольких километров, чего, как упоминалось выше, не наблюдается. Таким образом, наблюдаемые по контрастным УФ-деталюм долговременные изменения зональной скорости, как и сопутствующие долготные колебания, не могут объясняться возможными изменениями плотности частиц надоблачной дымки и характерной высоты расположения контрастных УФ-деталюм.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

В этой статье мы продолжили совместный анализ УФ-изображений (365 нм) облачного покрова Венеры, полученных камерой VMC на КА Venus Express (ESA) (Titov и др., 2006; Svedhem и др., 2009) с 2006 по 2013 гг. и камерой UVI на КА Akatsuki (JAXA) (Nakamura и др., 2016). Эти наблюдения предоставили уникальную возможность почти непрерывного исследования динамики атмосферы планеты на уровне верхней границы облачного слоя ( $70 \pm 2$  км) в течение более чем 15 лет (около 24 венерианских лет). Автоматизированным корреляционным методом по УФ-изображениям облачного покрова Венеры было получено более 5000 векторов скорости ветра для VMC и 6000 для UVI вблизи полудня ( $12 \pm 1$  ч.) в широтной полосе  $10^\circ \pm 5^\circ$  ю. ш., соответствующей максимальным высотам западной части Земли Афродиты (область Овды). Чтобы исключить влияние фазового угла, из обеих миссий были отобраны измерения, выполненные при фазовых углах от  $60^\circ$  до  $90^\circ$ .

В целом анализ подтвердил результаты, опубликованные нами ранее для полного диапазона фазовых углов (Khatuntsev и др., 2022, Fig. 2) а также выводы Horinouchi и др. (2018). На  $10^\circ$  ю. ш. наблюдаются долговременные квазипериодические изменения средней зональной и меридиональной скорости ветра с периодом  $12.5 \pm 0.5$  лет. Основным результатом данной работы является обнаружение модуляции этой долговременной

зависимости подстилающей поверхностью. В частности, торможение зонального потока наблюдается над наиболее высокой частью Земли Афродиты, областью Овды, вблизи минимума скорости в 2007–2010 гг. (рис. 3а, 3б), в то время как в 2010–2013 гг., когда скорость максимальна, поток испытывает ускорение. Эта тенденция сохраняется вплоть до  $40^\circ$  ю. ш. (рис. 5) и также присутствует в наблюдениях с UVI на Akatsuki (рис. 3в, 3г). Амплитуда модуляции средней квазипериодической зависимости (рис. 2) лежит в пределах 10–20 м/с.

Нам представляется маловероятным, что описанные выше вариации наблюдаемой скорости ветра могут быть вызваны изменениями высоты верхней границы облаков. Для объяснения вариаций скорости в 10–20 м/с потребовалось бы допустить изменение высоты облачного слоя в десять километров, что противоречит общепринятой модели облачного слоя и поля ветра. С другой стороны, результаты численного моделирования и оценки позволяют качественно объяснить влияние рельефа поверхности на циркуляцию у верхней границы облаков. Во-первых, волны плавучести с характерным горизонтальным размером в десятки и сотни километров, возникающие при взаимодействии атмосферы с крупными деталями рельефа, такими, как, например, высокогорные области Земли Афродиты, могут распространяться до облачного слоя и передавать свой момент зональной циркуляции. Это может приводить к замедлению зонального потока со скоростью в несколько метров в секунду за сутки. Во-вторых, конвекция в неустойчивых слоях облаков может влиять на зональную циркуляцию в соседних устойчивых слоях (Baker и др., 2000) как замедляя поток, так и ускоряя его в зависимости от особенностей конвекции и самих волн, что, в свою очередь, определяется условиями в облачном слое (Asai, 1970). Для более полного понимания взаимодействия волн плавучести, рельефа поверхности и конвекции необходимо трехмерное моделирование этих процессов.

М.В. Пацаева, И.В. Хатунцев, Н.И. Игнатъев, Л.В. Засова, Д.А. Горинов выражают благодарность программе Минобрнауки № 122042500018-9 за финансовую поддержку.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Мингалев И.В., Родин А.В., Орлов К.Г. Численное моделирование общей циркуляции атмосферы Венеры. Влияние рельефа поверхности и режима нагрева излучением // Астрон. вестн. 2015. Т. 49. № 1. С. 27–45. (Mingalev I.V., Rodin A.V., Orlov K.G. Numerical simulations of the global circulation of the atmosphere of Venus: Effects of surface relief and solar

- radiation heating // *Sol. Syst. Res.* 2015. V. 49. № 1. P. 24–42).  
<https://doi.org/10.1134/S0038094614060057>
- Andrews D.G., Holton J.R., Leovy C.B.* Middle atmosphere dynamics. Acad. Press, 1987. 489 p.
- Asai T.* Three-Dimensional features of thermal convection in a plane couette flow // *J. Meteorological Soc. Japan.* 1970. V. 48. № 1. P. 18–29.  
[https://doi.org/10.2151/jmsj1965.48.1\\_18](https://doi.org/10.2151/jmsj1965.48.1_18)
- Baker R.D., Schubert G., James P.W.* Convectively generated internal gravity waves in the lower atmosphere of Venus. Part II: Mean wind shear and wave–mean flow interaction // *J. Atmos. Sci.* 2000. V. 57. P. 200–215.  
[https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2000\)057<0200:CGIGWI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2000)057<0200:CGIGWI>2.0.CO;2)
- Berrevoets C., DeClerq B., George T., Makolkin D., Maxson P., Pilz B., Presnyakov P., Roel E., Weiller S.* // *Astrophysics Source Code Library*, 2012, record ascl:1206.001, 2012ascl.soft06001B.
- Bertaux J.-L., Khatuntsev I.V., Hauchecorne A., Markiewicz W.J., Marcq E., Lebonnois S., Patsaeva M., Turin A., Fedorova A.* Influence of Venus topography on the zonal wind and UV albedo at cloud top level: The role of stationary gravity waves // *J. Geophys. Res.: Planets.* 2016. V. 121. P. 1087–1101.  
<https://doi.org/10.1002/2015JE004958>
- Fedorova A., Marcq E., Luginin M., Korablev O., Bertaux J.-L., Montmessin F.* Variations of water vapor and cloud top altitude in the Venus' mesosphere from SPI-CAV/Vex observations // *Icarus.* 2016. V. 275. P. 143–162.  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2016.04.010>
- Fukuhara T., Futaguchi M., Hashimoto G.L., Horinouchi T., Imamura T., Iwagami N., Kouyama T., Murakami S., Nakamura M., Ogohara K., Sato M., Sato T.M., Suzuki M., Taguchi M., Takagi S., Ueno M., Watanabe S., Yamada M., Yamazaki A.* Large stationary gravity wave in the atmosphere of Venus // *Nature. Geosci.* 2017. V. 10. № 2. P. 85–88.  
<https://doi.org/10.1038/ngeo2873>
- Gorinov D.A., Zasova L.V., Khatuntsev I.V., Patsaeva M.V., Turin A.V.* Winds in the lower cloud level on the night-side of Venus from VIRTIS-M (Venus Express) 1.74  $\mu\text{m}$  images // *Atmosphere.* 2021. V. 12. P. 186.  
<https://doi.org/10.3390/atmos12020186>
- Herrnstein A., Dowling T.E.* Effects of topography on the spin-up of a Venus atmospheric model // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. id. E04S08.  
<http://dx.doi.org/10.1029/2006JE002804>
- Hinson D.P., Jenkins J.M.* Magellan radio occultation measurements of atmospheric waves on Venus // *Icarus.* 1995. V. 114. P. 310–327.
- Horinouchi T., Kouyama T., Lee Y.J., Murakami S., Ogohara K., Takagi M., Imamura T., Nakajima K., Peralta J., Yamazaki A., Yamada M., Watanabe S.* Mean winds at the cloud top of Venus obtained from two-wavelength UV imaging by Akatsuki // *Earth, Planets and Space.* 2018. V. 70. id. 10.  
<https://doi.org/10.1186/s40623-017-0775-3>
- Imai M., Kouyama T., Takahashi Y., Yamazaki A., Watanabe S., Yamada M., Imamura T., Sato T., Nakamura M., Murakami S., Ogohara K., Horinouchi T.* Planetary-scale variations in winds and UV brightness at the Venusian cloud top: Periodicity and temporal evolution // *J. Geophys. Res.: Planets.* 2019. V. 124. P. 2635–2659.  
<https://doi.org/10.1029/2019JE006065>
- Imamura T., Ando H., Tellmann S., Pätzold M., Häusler B., Yamazaki A., Sato T.M., Noguchi K., Futaana Y., Oschlisniok J., Limaye S., Choudhary R.K., Murata Y., Takeuchi H., Hirose C. and 24 co-authors.* Initial performance of the radio occultation experiment in the Venus orbiter mission Akatsuki // *Earth, Planets and Space.* 2017. V. 69. P. 137–147.  
<https://doi.org/10.1186/s40623-017-0722-3>
- Khatuntsev I.V., Patsaeva M.V., Titov D.V., Ignatiev N.I., Turin A.V., Limaye S.S., Markiewicz W.J., Almeida M., Roatsch Th., Moissl R.* Cloud level winds from the Venus Express Monitoring Camera imaging // *Icarus.* 2013. V. 226. P. 140–158.  
<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2013.05.018>
- Khatuntsev I.V., Patsaeva M.V., Titov D.V., Ignatiev N.I., Turin A.V., Fedorova A.A., Markiewicz W.J.* Winds in the middle cloud deck from the near-IR imaging by the Venus Monitoring Camera onboard Venus Express // *J. Geophys. Res.: Planets.* 2017. V. 122. P. 2312–2327.  
<https://doi.org/10.1002/2017JE005355>
- Khatuntsev I.V., Patsaeva M.V., Zasova L.V., Titov D.V., Ignatiev N.I., Gorinov D.A., Turin A.V.* Winds from the visible (513 nm) images obtained by the Venus monitoring camera onboard Venus Express // *J. Geophys. Res.: Planets.* 2022. V. 127. e2021JE007032.  
<https://doi.org/10.1029/2021JE007032>
- Lafler J., Kinman T.D.* An RR Lyrae star survey with the Lick 20-inch astrograph II. The calculation of RR Lyrae periods by electronic computer // *Astrophys. J. Suppl.* 1965. V. 11. P. 216.
- Lee Y.J., Jessup K.L., Perez-Hoyos S., Titov D.V., Lebonnois S., Peralta J., Horinouchi T., Imamura T., Limaye S., Marcq E., and 9 co-authors.* Long-term variations of Venus' 365-nm albedo observed by Venus Express, Akatsuki, MESSENGER, and Hubble Space Telescope // *Astron. J.* 2019. V. 158. № 3. id. 126.  
<https://doi.org/10.3847/1538-3881/ab312>
- Lee Y.J., Kopparla P., Peralta J., Schroder S.E., Imamura T., Kouyama T., Watanabe S.* Spatial and temporal variability of the 365-nm albedo of Venus observed by the camera on board Venus Express // *J. Geophys. Res.: Planets.* 2020. V. 125. id. e2019JE006271.  
<https://doi.org/10.1029/2019JE006271>
- Lefèvre M., Spiga A., Lebonnois S.* Mesoscale modeling of Venus' bow-shape waves // *Icarus.* 2020. V. 335. id. 113376.  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2019.07.010>
- Lim A., Jaenisch H., Handley J., Filipovic M., White G., Hons A., Berrevoets C., Deragopian G., Payne J., Schneider M., Edwards M.* Image resolution and performance analysis of webcams for ground-based astronomy // *Proc. SPIE. The International Soc. Optical Eng.* 2004.  
<https://doi.org/10.1117/12.549297>

- Limaye S.S., Suomi V.* A normalized view of Venus // *J. Atmos. Sci.* 1977. V. 34. P. 205–215.  
[https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1977\)034<0205:ANVOV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1977)034<0205:ANVOV>2.0.CO;2)
- Limaye S.S.* Morphology and movements of polarization features on Venus as seen from the Pioneer Orbiter Cloud Photopolarimeter data // *Icarus.* 1984. V. 57. P. 362–385.  
[https://doi.org/10.1016/0019-1035\(84\)90124-6](https://doi.org/10.1016/0019-1035(84)90124-6)
- Limaye S.S., Grassi D., Mahieux A., Migliorini A., Tellmann S., Titov D.* Venus atmospheric thermal structure and radiative balance // *Space Sci. Rev.* 2018. V. 214. id. 102.  
<https://doi.org/10.1007/s11214-018-0525-2>
- Lindzen R.S.* Turbulence and stress owing to gravity wave and tidal breakdown // *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86. P. 9707–9714.  
<https://doi.org/10.1029/JC086iC10p09707>
- Luginin M., Fedorova A., Belyaev D., Montmessin F., Wilquet V., Korablev O., Bertaux J.-L., Vandaele A.C.* Aerosol properties in the upper haze of Venus from SPICAV IR data // *Icarus.* 2016. V. 277. P. 154–170.  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2016.05.008>
- Markiewicz W.J., Titov D.V., Ignatiev N., Keller H.U., Crisp D., Limaye S.S., Jaumann R., Moissl R., Thomas N., Esposito L., Watanabe S., Fieth B., Behnke T., Szemerey I., Michalik H., and 16 co-authors.* Venus Monitoring Camera for Venus Express // *Planet. and Space Sci.* 2007. V. 55. № 12. P. 1701–1711.  
<https://doi.org/10.1016/j.pss.2007.01.004>
- Minnaert M.* The reciprocity principle in lunar photometry // *Astrophys. J.* 1941. V. 93. P. 403–410.  
<https://doi.org/10.1086/144279>
- Murakami S., Yamada M., Yamazaki A., McGouldrick K., Yamamoto Y., Hashimoto G.L.* Venus Climate Orbiter Akatsuki UVI Calibrated Data v1.0, VCO-V-UVI-3-CDR-V1.0 // NASA Planetary Data System. 2017.  
<https://doi.org/10.17597/isas.darts/vco-00003>
- Murakami S., Ogohara K., Takagi M., Kashimura H., Yamada M., Kouyama T., Horinouchi T., Imamura T.* Venus Climate Orbiter Akatsuki UVI Longitude-Latitude Map Data v1.0. // JAXA Data Arch. Transm. Syst. 2018.  
<https://doi.org/10.17597/isas.darts/vco-00016>
- Nakamura M., Imamura T., Ishii N., Abe T., Kawakatsu Y., Hirose C., Satoh T., Suzuki M., Ueno M., Yamazaki A., Iwagami N., Watanabe S., Taguchi M., Fukuhara T., Takahashi Y., and 37 co-authors.* AKATSUKI returns to Venus // *Earth, Planets and Space.* 2016. V. 68. id. 75.  
<https://doi.org/10.1186/s40623-016-0457-6>
- Navarro T., Schubert G., Lebonnois S.* Atmospheric Mountain wave generation on Venus and its influence on the solid planet's rotation rate // *Nature Geoscience.* 2018. V. 11. № 7. P. 487–491.  
<https://doi.org/10.1038/s41561-018-0157-x>
- Patsaeva M.V., Khatuntsev I.V., Patsaev D.V., Titov D.V., Ignatiev N.I., Markiewicz W.J., Rodin A.V.* The relationship between mesoscale circulation and cloud morphology at the upper cloud level of Venus from VMC/Venus Express // *Planet. and Space Sci.* 2015. V. 113. № 08. P. 100–108.  
<https://doi.org/10.1016/j.pss.2015.01.013>
- Patsaeva M.V., Khatuntsev I.V., Zasova L.V., Hauchecorne A., Titov D.V., Bertaux J.-L.* Solar Related variations of the cloud top circulation above Aphrodite Terra from VMC/Venus Express wind fields // *J. Geophys. Res.: Planets.* 2019. V. 124. P. 1864–1879.  
<https://doi.org/10.1029/2018JE005620>
- Peralta J., Hueso R., Sánchez-Lavega A., Piccioni G., Lanciano O., Drossart P.* Characterization of mesoscale gravity waves in the upper and lower clouds of Venus from VEX–VIRTIS images // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. id. E00B18.  
<https://doi.org/10.1029/2008JE003185>
- Pérez-Hoyos S., Sánchez-Lavega A., García-Muñoz A., Irwin P.G.J., Peralta J., Holsclaw G., McClintock W.M., Sanz-Requena J.F.* Venus upper clouds and the UV absorber from MESSENGER/MASCS observations // *J. Geophys. Res.: Planets.* 2018. V. 123. P. 145–162.  
<https://doi.org/10.1002/2017JE005406>
- Piccilli A., Titov D.V., Sanchez-Lavega A., Peralta J., Shalygina O., Markiewicz W.J., Svedhem H.* High latitude gravity waves at the Venus cloud tops as observed by the Venus Monitoring Camera on board Venus Express // *Icarus.* 2014. V. 227. P. 94–111.  
<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2013.09.012>
- Pollack J.B., Toon O.B., Witten R.C., Boese R., Ragert B., Tomasko M., Esposito L., Travis L., Wiedman D.* Distribution and source of the UV absorption in Venus' atmosphere // *J. Geophys. Res.* 1980. V. 85 № A13. P. 8141–8150.  
<https://doi.org/10.1029/JA085iA13p08141>
- Salby M.L.* Physics of the atmosphere and climate. Cambridge Univ. Press, 2012. 718 p.
- Sánchez-Lavega A., Lebonnois S., Imamura T., Read P., Luz D.* The atmospheric dynamics of Venus // *Space Sci. Rev.* 2017. V. 212. P. 1541–1616.  
<https://doi.org/10.1007/s11214-017-0389-x>
- Schubert G.* General circulation and dynamical state of the Venus atmosphere // *Venus / Eds: Hunten D., Colin L., Donahue T., Moroz V.I.* Tucson, AZ: Univ. Arizona Press, 1983. P. 681–765.
- Seiff A., Schofield J.T., Kliore A.J., Taylor F.W., Limaye S.S., Revercomb H.E., Sromovsky L.A., Kerzhanovich V.V., Moroz V.I., Marov M. Ya.* Models of the structure of the atmosphere of Venus from the surface to 100 kilometers altitude // *Adv. Space Res.* 1985. V. 5. № 11. P. 3–58.  
[https://doi.org/10.1016/0273-1177\(85\)90197-8](https://doi.org/10.1016/0273-1177(85)90197-8)
- Svedhem H., Titov D.V., Taylor F.W., Witasse O.* The Venus Express mission // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. id. E00B33.  
<https://doi.org/10.1029/2008JE003290>
- Tellmann S., Häusler B., Hinson D.P., Tyler G.L., Andert T.P., Bird M.K., Imamura T., Pätzold M., Remus S.* Small-scale temperature fluctuations seen by the VeRa Radio Science Experiment on Venus Express // *Icarus.* 2012. V. 221. P. 471–480.  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2012.08.023>

- Titov D.V., Svedhem H., Koschny D., Hoofs R., Barabash S., Bertaux J., Drossart P., Formisano V., Häusler B., Korablev O., Markiewicz W.J., Nevejans D., Pätzold M., Piccioni G., Zhang T.L., and 8 co-authors.* Venus Express science planning // *Planet. and Space Sci.* 2006. V. 54. P. 1279–1297. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2006.04.017>
- Titov D.V., Markiewicz W.J., Ignatiev N.I., Li Song, Li-maye S.S., Sánchez-Lavega A., Hesemann J., Almeida M., Roatsch Th., Matz K.-D., Scholten F., Crisp D., Esposito L.W., Hviid S.F., Jaumann R., Keller H.U., Moissl R.* Morphology of the cloud tops as observed by the Venus Express Monitoring Camera // *Icarus.* 2012. V. 217. P. 682–701. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2011.06.020>
- Wilquet V., Drummond R., Mahieux A., Rober S., Vandaele A.C., Bertaux J.-L.* Optical extinction due to aerosols in the upper haze of Venus: Four years of SOIR/VEX observations from 2006 to 2010 // *Icarus.* 2012. V. 217. P. 875–881. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2011.11.002>
- Yamada T., Imamura T., Fukuhara T., Taguchi M.* Influence of the cloud-level neutral layer on the vertical propagation of topographically generated gravity waves on Venus // *Earth, Planets and Space.* 2019. V. 71. id. 123. <https://doi.org/10.1186/s40623-019-1106-7>
- Yamazaki A., Yamada M., Lee Y.J., Watanabe S., Horinouchi T., Murakami S., Kouyama T., Ogohara K., Imamura T., Sato T.M., Yamamoto Y., Fukuhara T., Ando H., Sugiyama K., Takagi S., and 11 co-authors.* Ultraviolet imager on Venus orbiter Akatsuki and its initial results // *Earth, Planets and Space.* 2018. V. 70. id. 23. <https://doi.org/10.1186/s40623-017-0772-6>
- Yamamoto M.* Equatorial Kelvin-like waves on slowly rotating and/or small-sized spheres: Application to Venus and Titan // *Icarus.* 2019. V. 322. P. 103–113. <http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2019.01.008>
- Yamamoto M., Ikeda K., Takahashi M.* Atmospheric response to high-resolution topographical and radiative forcings in a general circulation model of Venus: Time-mean structures of waves and variances // *Icarus.* 2021. V. 355. id. 114154. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2020.114154>
- Young R.E., Walterscheid R.L., Schubert G., Seiff A., Linkin V.M., Lipatov A.N.* Characteristics of gravity waves generated by surface topography on Venus: Comparison with the VEGA balloon results // *J. Atmos. Sci.* 1987. V. 44. № 18. P. 2628–2639. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1987\)044%3C2628:COGWGB%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1987)044%3C2628:COGWGB%3E2.0.CO;2)