

УДК 523.43

МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОТОДИССОЦИИ ВОДЯНОГО ПАРА В СЕЗОН ПЫЛЕВЫХ БУРЬ НА МАРСЕ

© 2022 г. Д. С. Шапошников^{а, *}, А. С. Медведев^б, А. В. Родин^{а, с}

^аМосковский физико-технический институт (НИУ), Москва, Россия

^бИнститут исследований Солнечной системы им. Макса Планка, Гёттинген, Германия

^сИнститут космических исследований РАН, Москва, Россия

*e-mail: shaposhnikov@phystech.edu

Поступила в редакцию 28.04.2021 г.

После доработки 11.06.2021 г.

Принята к публикации 12.06.2021 г.

В рамках данной работы с помощью трехмерной численной модели общей циркуляции атмосферы Марса MAOAM (Martian Atmosphere: Observation and Modeling), также известной как MPI-MGCM (Max Planck Institute Martian general circulation model), проведено моделирование гидрологического цикла планеты в сезон пылевых бурь 28 и 34 марсианского года (MҮ28 и MҮ34). Проведена количественная оценка фотодиссоциации водяного пара под воздействием солнечного излучения на длине волны Лайман-альфа. Результаты моделирования сравниваются с отдельными профилями, полученными со спектрометром Atmospheric Chemistry Suite (ACS), установленным на КА ExoMars Trace Gas Orbiter (TGO). Модель MAOAM имеет спектральное динамическое ядро и успешно предсказывает температурный режим Марса за счет использования физических параметризаций, характерных как для земных моделей, так и для марсианских. Гидродинамический блок модели включает схему переноса, микрофизику водяного пара и льда, гетерогенную нуклеацию, седиментацию, фотодиссоциацию и обмен воды с поверхностью. Исследования показывают влияние пылевых бурь как на общее содержание водяного пара в атмосфере, так и на его вертикальное распределение. Более интенсивная накачка водяного пара в верхнюю атмосферу во время пылевых бурь обеспечивает более интенсивную фотодиссоциацию водяного пара (в отдельные сезоны до 6.5 тонн в секунду суммарно во всей атмосфере). Самая сильная фотодиссоциация наблюдается на высотах от 50 до 80 км для MҮ34 и от 70 до 80 км для MҮ28. Диссоциировавший водяной пар затем потенциально может стать источником диссипации водорода в космос с последующим уменьшением массы воды на планете.

Ключевые слова: Марс, гидрологический цикл, численное моделирование, атмосфера, климат, модель общей циркуляции, фотодиссоциация водяного пара

DOI: 10.31857/S0320930X22010054

ВВЕДЕНИЕ

Исследования планет и малых тел Солнечной системы имеют первостепенное значение для понимания процессов их происхождения и развития. Однако, прежде всего, они дают ключ к нахождению вероятных путей будущей эволюции нашей собственной планеты и пониманию того, как сохранить Землю пригодной для жизни для будущих поколений.

Марс — четвертая от Солнца планета в Солнечной системе и самая близкая к Земле по климатическим условиям среди других планет. В настоящее время Марс является самой интересной и наиболее изученной планетой Солнечной системы после Земли. Климатические условия на Марсе, хотя и непригодны для высокоразвитых форм жизни, во многом схожи с земными условиями. Предположительно, в прошлом климат Марса

мог быть более теплым и влажным; на его поверхности была жидкая вода и даже шли дожди. Марс является наиболее вероятным пунктом назначения пилотируемой миссии и до сих пор является единственной планетой, кроме Земли, обладающей перспективами с точки зрения освоения человеком (Коротеев, 2006; Sheehan, 1996).

Климат Марса в основном определяется процессами, происходящими в его атмосфере, такими как движение воздушных масс, конвективное и турбулентное перемешивание, перенос излучения и пассивных примесей. При этом точные и систематические измерения атмосферных полей, таких как скорости ветра, пока невозможны на других планетах. Следовательно, неизвестные параметры могут быть получены на основе численных экспериментов путем построения численных

климатических моделей общей, или глобальной атмосферной циркуляции (МГЦ).

Один из ключевых научных вопросов современных исследований Марса — крайне скудное количество воды в его климатической системе. Если малое количество водяного пара в атмосфере определяется в основном низкими температурами, характерными для Марса, то относительно небольшие, по сравнению с Землей, запасы воды в поверхностных и подповерхностных резервуарах планеты должны быть связаны с масштабными потерями воды планетой в течение ее геологической истории. В то же время вода в ее различных проявлениях — важный элемент современного марсианского климата и чувствительный маркер метеорологии в атмосфере. Она влияет на климат Марса в том числе за счет удаления пыли из атмосферы в процессе образования облаков через ускоренную седиментацию ядер конденсации. По современным представлениям, одним из основных путей потери воды планетой является ее диссоциация под действием солнечного излучения и дальнейшая диссипация легчайшего элемента — водорода (Heavens и др., 2018).

Распределение по планете и скорость фотодиссоциации воды в атмосфере Марса до сих пор являются дискуссионным вопросом. Современные трехмерные модели атмосферы Марса не воспроизводят процессы диссипации водяного пара из верхней атмосферы с необходимой точностью. Сложность точного расчета динамики атмосферы приводит к появлению большого количества техник ассимиляции данных (Lewis и др., 2016; Holmes и др., 2018; Streeter и др., 2020), при которых наблюдаемые профили используются для корректировки моделей. При этом одномерные модели успешно показывают сильное влияние воды из верхней и средней атмосферы на скорость диссипации водорода (Krasnopolsky, 2019), а также предлагают методы по оценке этой скорости в зависимости от высоты поднятия воды (Chaffin и др., 2017; Neary и др., 2020).

Одной из первых моделей, достаточно точно описывающей поведение водяного пара в верхней атмосфере Марса без применения ассимиляции данных, стала трехмерная модель МАОАМ (Martian Atmosphere: Observation and Modeling), также известная как MPI-MGCM (Max Planck Institute Martian general circulation model), разрабатываемая учеными из Германии, России, США и Японии (Hartogh и др., 2005; 2007; Medvedev, Hartogh, 2007; Medvedev и др., 2011; Shaposhnikov и др., 2018). Модель включает гидродинамический блок, учитывающий фотодиссоциацию водяного пара на длине волны Лайман-альфа. В данной работе фокус исследования находится на оценке влияния пылевых бурь на количество и интенсивность фотодиссоциации водяного пара,

что в свою очередь, является важным этапом в понимании потерь атмосферой Марса.

В следующих разделах приводятся описания модели МАОАМ и постановки численного эксперимента. Затем анализируется влияние пылевых сценариев 28 и 34 марсианских годов (MУ28 и MУ34) на глобальный гидрологический цикл. Далее исследуется фотодиссоциация водяного пара на протяжении года в различных проекциях. В завершении статьи приводится сравнение модельных профилей температуры и водяного пара с измерениями, выполненными с помощью инфракрасного спектрометра Atmospheric Chemistry Suite (ACS), установленного на космическом аппарате ExoMars Trace Gas Orbiter (TGO).

ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ И ЭКСПЕРИМЕНТА

Модель МАОАМ имеет спектральное динамическое ядро и успешно предсказывает циркуляцию и температурный режим Марса за счет использования физических параметризаций, характерных как для земных моделей (вертикальная турбулентная диффузия, физика поверхности, гравитационные волны), так и для марсианских: нагрев в полосах CO_2 в ближнем ИК-диапазоне, влияние пыли, параметризация излучения в полосе CO_2 15 мкм с учетом нарушения локального термодинамического равновесия (Kutepov и др., 1998). Для расчета радиационного влияния пыли применяется двухпоточная схема переноса излучения (Nakajima и др., 2000). Модель использует точную топографию Марса, основанную на измерениях лазерного альтиметра Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA), и данные о термической инерции поверхности, полученные с прибором Thermal Emission Spectrometer (TES) на КА Mars Global Surveyor (MGS). МГЦ МАОАМ охватывает область атмосферы от поверхности до средней термосферы (~160 км). Расчетная сетка представлена 67 вертикальными уровнями давления, высота расположения которых зависит от рельефа (Simmons, Burridge, 1981; Simmons, Chen, 1991), а также спектральным разрешением T21 в горизонтальной плоскости (примерно 5.6 градусов). Численные свойства динамического ядра и точная параметризация гравитационных волн подсеточного масштаба (Medvedev, Yigit, 2019; Yigit и др., 2009) позволяют модели хорошо воспроизводить нагрев атмосферы на полюсах (Hartogh и др., 2007) и в мезосфере (Medvedev и др., 2011, 2015).

Гидрологический блок модели был подробно описан в предыдущих статьях (Shaposhnikov и др., 2016; 2018; 2019). Блок включает полулагранжеву схему переноса пассивных примесей, а также микрофизику водяного пара и льда. Ледяные облака образуются всякий раз, когда водяной пар конденсируется на облачных ядрах конденсации

(CCN). Отдельно рассчитываются скорость гетерогенной нуклеации и скорость роста частиц льда (Jacobson, 2005). Размеры CCN разбиты на четыре диапазона (Shaposhnikov и др., 2018). Для каждого диапазона применяется двухмоментная схема с отдельным отслеживанием массы льда и количества частиц (Rodin, 2002). Размер частиц льда определяет их микрофизические свойства и скорость осаждения. Плотность CCN в каждом диапазоне рассчитывается на основе бимодального логнормального распределения пыли (Fedorova и др., 2014), как описано в статье Shaposhnikov и др. (2018, раздел 2.2). Атмосфера не является консервативной, потери воды происходят за счет фотодиссоциации на длине волны Лайман-альфа, а также через открытые граничные условия на верхней границе атмосферы. Поток воды из верхней термосферы отсутствует. Скорость фотодиссоциации воды рассчитывается с помощью формул (1)–(2) из статьи Anbar и др. (1993).

В этом исследовании мы используем три определенных сценария пыли, то есть зависимости общей прозрачности пыли в столбе атмосферы от широты и сезона. Первый основан на измерениях прозрачности пыли в течение MY28 (2006–2007) (Medvedev и др., 2013), второй — на MY34 (2017–2019) (Montabone и др., 2020; Kuroda и др., 2020), последний сценарий берет за основу многолетние измерения MGS-TES и MEX-PFS (Planetary Fourier Spectrometer, Mars Express) с искусственно удаленными глобальными пылевыми бурями (Medvedev и др., 2011). Отдельно восстанавливаются вертикальные профили пыли (Conrath, 1975; Medvedev и др., 2013).

Модель была инициализирована с помощью распределения водяного пара и льда, полученного в наших предыдущих расчетах (Shaposhnikov и др., 2019). Моделирование проводилось для интервала времени в течение нескольких марсианских лет, пока модель не достигла квазистабильного состояния. Остальные использованные параметры описаны в работе (Medvedev и др., 2016; Yiğit и др., 2018).

Обратная связь схем нуклеации и роста частиц может приводить к численным ошибкам, которые влияют на общее количество воды в атмосфере (Navarro и др., 2014; Shaposhnikov и др., 2018). Чтобы подавить нестабильность и повысить точность, для микрофизики и других модельных процессов применяется шаг по времени 10 с.

ПЫЛЕВОЙ ШТОРМ И ГЛОБАЛЬНЫЙ ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Количество и распределение водяного пара, который в дальнейшем подвергается фотодиссоциации, напрямую зависит от концентрации водяного пара в атмосфере и интенсивности солнечного излучения. Распределение водяного пара

в период пылевого шторма MY28 хорошо изучено и неоднократно публиковалось (Fedorova и др., 2014; Shaposhnikov и др., 2018). Данных про распределение водяного пара в сезон MY34 на данный момент не так много, так же, как и моделей, которые бы успешно воспроизводили экспериментальные данные (например, Neary и др., 2020). Здесь и далее для отсчета марсианских сезонов будет использоваться понятие солнечной долготы (L_s), которая определяется как угол, отсчитываемый от линии Марс–Солнце, во время весеннего равноденствия в северном полушарии.

В данной работе на рис. 1 представлено сравнение результатов моделирования глобального распределения осаждаемого водяного пара в течение года с использованием сценариев пыли MY34 (рис. 1а) и MY28 (рис. 1б), а также “беспылевого” сценария (рис. 1в). Видно, что различия между пылевыми сценариями приводят к небольшим отличиям глобального цикла в пределах 10–15 осаждаемых микрон. Известно, что наибольшим образом пылевой шторм влияет на концентрацию водяного пара в термосфере (Shaposhnikov и др., 2019). Из-за того, что по массе количество воды убывает с ростом высоты экспоненциально, изменение ее концентрации в верхней атмосфере слабо влияет на осаждаемую массу. Тем не менее определенные изменения заметны. В первую очередь, пылевой шторм уменьшает температуру поверхности и увеличивает температуру в тропосфере. Это приводит к тому, что интегральное содержание водяного пара в столбе атмосферы снижается в отдельные сезоны.

На рис. 1а видно, что в момент начала пылевого шторма MY34 примерно на $L_s = 195^\circ$ количество водяного пара севернее экватора уменьшилось с ~20 до 10–15 осаждаемых микрон. Данный эффект возник из-за временного уменьшения испарения с северной полярной шапки. Пылевой шторм MY28 (рис. 1б) начинается значительно позже, примерно на $L_s = 240^\circ$, когда испарение с северной полярной шапки уже закончилось и в самом разгаре испарение с южной. Из-за того, что шторм MY28 развивается более плавно, чем MY34, существенное влияние на интегральные значения водяного пара он приобретает не с начала шторма, а ближе к завершению, примерно с $L_s = 280^\circ$. После $L_s = 300^\circ$ падение количества воды наблюдается на экваторе от ~3 до 2 осаждаемых микрон в столбе. Вместе с тем, на $L_s = 250^\circ$ на 30° с.ш. образуется вторичный максимум концентрации водяного пара, который хорошо подтверждается в наблюдениях (Trokhimovskii и др., 2015) и объясняется более интенсивной меридиональной циркуляцией при шторме. Аналогичный максимум возникает в сценарии MY34, однако он менее выражен из-за общего снижения массы воды.

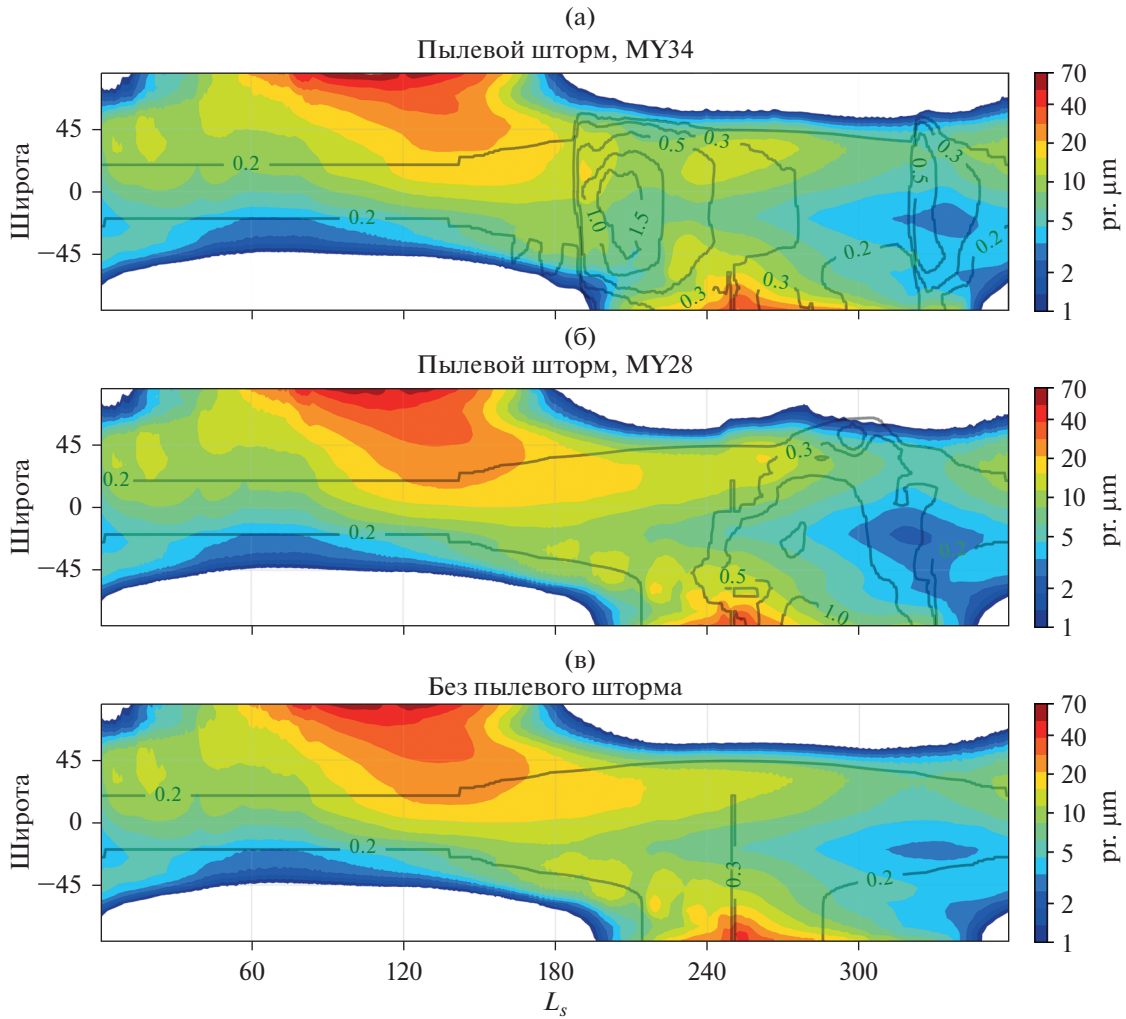


Рис. 1. Сравнение результатов моделирования глобального распределения осаждемого водяного пара (в мкм) в течение года с использованием сценариев пыли MY34 (а) и MY28 (б), а также сценария без пылевого шторма (в). Контурными показана суммарная непрозрачность атмосферы из-за пыли. По вертикали указана широта, по горизонтали – время в L_s .

ФОТОДИССОЦИАЦИЯ ВОДЯНОГО ПАРА

Обсудив влияние пылевого шторма на глобальный гидрологический цикл, можно перейти к основной теме данной работы – исследованию фотодиссоциации водяного пара. Для этого рассмотрим широтное и высотное распределение водяного пара в течение года (рис. 2). Можно ожидать, что максимум фотодиссоциированной воды должен наблюдаться в тех местах, где, с одной стороны, достаточная концентрация водяного пара и плотность атмосферы, но, с другой стороны, куда проникает достаточное количество фотонов. Часть продуктов диссоциации затем рекомбинирует обратно, а часть улетает под действием механизмов диссипации атмосферы или участвует в циклах химических реакций. В данной работе мы не рассматриваем механизмы рекомбинации, переноса и диссипации в космическое простран-

ство, а ограничиваемся только исследованием фотодиссоциации. Причем, как известно, основной вклад в нее вносит диссоциация на длине волны Лайман-альфа 121.567 нм (Anbar и др., 1993), поэтому расчет диссоциации проводился только для данной линии.

Процесс диссоциации воды можно формализовать следующим выражением:



Скорость диссоциации $J_{\text{H}_2\text{O}}$ на длине волны Лайман-альфа рассчитывается как:

$$J_{\text{H}_2\text{O}} = \sigma_{\text{H}_2\text{O}} F_{Ly} s_f \exp(-\tau), \quad (2)$$

где $\sigma_{\text{H}_2\text{O}} = 1.59 \times 10^{-17} \text{ см}^2$ – эффективное сечение водяного пара на длине волны Лайман-альфа (Kley, 1984), $F_{Ly} = 2.32 \times 10^{11} \text{ фотонов/см}^2 \text{ с}$ – по-

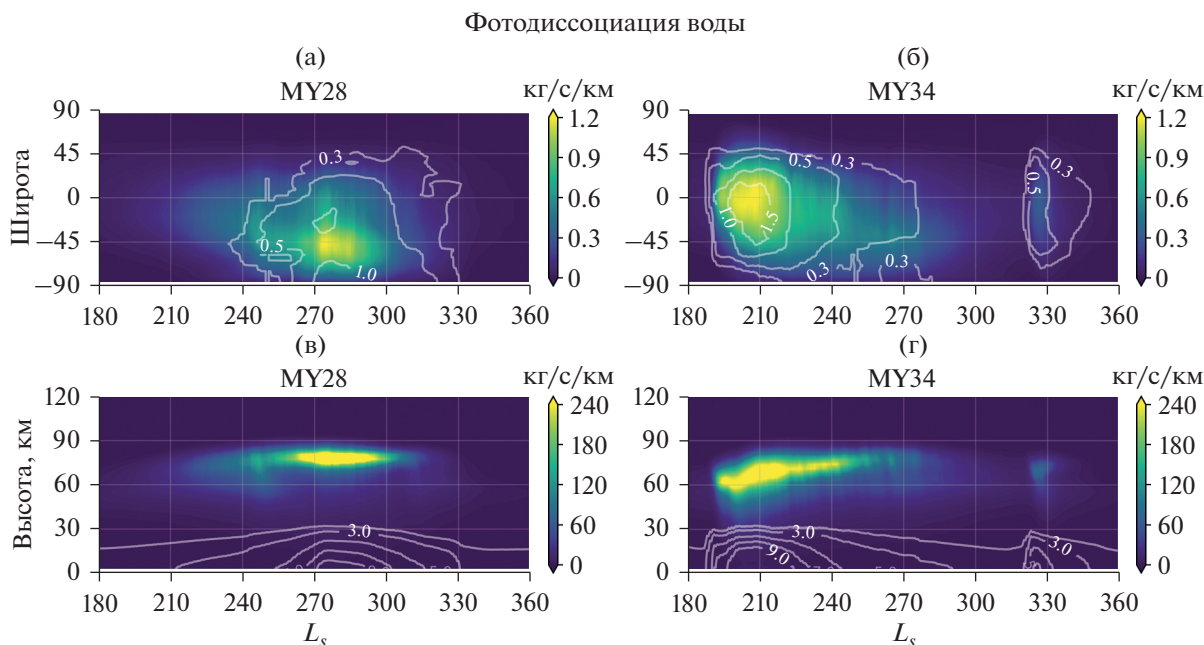


Рис. 2. Показана зависимость скорости фотодиссоциации водяного пара в кг/с/км в течение года от широты (а, б) и высоты (в, г) для моделирования с использованием пылевых сценариев MY28 (а, в) и MY34 (б, г). В первой строке (а, б) скорость зависит от расстояния по широтам, во второй (в, г) — от высоты. Контурами показана суммарная непрозрачность атмосферы из-за пыли (а, б) и относительная концентрация пыли в ppm (в, г).

ток солнечной радиации (EUV) в Лайман-альфа у Земли (Lean, Skumanich, 1983), s_f — масштабный коэффициент, равный квадрату отношения расстояний Солнце–Земля и Солнце–Марс, $\tau = \sigma_{CO_2} \rho_{CO_2}$ — замутненность атмосферы для данного уровня и зенитного угла, $\sigma_{CO_2} = 7.44 \times 10^{-22} \text{ см}^2$ — эффективное сечение CO_2 в Лайман-альфа (Watanabe и др., 1953), а ρ_{CO_2} плотность CO_2 атмосферы, преобразованная в единицы СГС. Зависимость от солнечного цикла ($F_{10.7}$ — поток солнечного излучения на 10.7 см) и корректировка на квантовый выход реакции в данной работе не учитывались, также как и ослабление излучения на длине волны Лайман-альфа другими малыми составляющими атмосферы.

Таким образом, зная в любой точке атмосферы степень диссоциации, можно вычислить скорость диссоциации в ячейках вычислительной сетки в кг/с. Так как размеры ячеек по широтам, долготам и высотам не равномерны, то для более корректного представления необходимо нормировать полученную скорость на соответствующий линейный размер в км. В результате получим график, изображенный на рис. 2 для MY28 и MY34.

На рис. 2 видно, что, как и можно было предположить, максимум скорости фотодиссоциации наблюдается в разгар пылевого шторма. Это связано с тем, что пыль разогревает атмосферу, усиливая циркуляцию, что позволяет воде подняться

на достаточную высоту для начала процесса диссоциации. Во время шторма MY28 в сезон $L_s = 270^\circ - 290^\circ$ на 45° ю.ш. наблюдается максимальная скорость диссоциации до 1 кг/с на км по широте (рис. 2а). В то же время максимальная скорость при шторме MY34 фиксируется на экваторе в сезон $L_s = 200^\circ - 220^\circ$ и достигает нескольких больших значений (рис. 2б). Более интенсивная фотодиссоциация во время шторма MY34 по сравнению с MY28 связана с более интенсивным поднятием водяного пара из-за более сильного шторма. Также стоит обратить внимание на то, что остаточный шлейф скоростей диссоциации в MY34 (рис. 2б) наклонен к югу. Это связано с началом лета в южном полушарии, меридиональной циркуляцией и перераспределением водяного пара на юг.

Интересно также рассмотреть распределение скорости диссоциации по высоте. На рис. 2в и 2г приведены скорости фотодиссоциации в зависимости от высоты до 120 км для пылевого шторма MY28 и MY34, соответственно. Видно, что наиболее интенсивная диссоциация наблюдается не в начале шторма MY28, а ближе к его завершению с примерно $L_s = 260^\circ$ и доходит до 240 кг/с на 1 км высоты. Надо обратить внимание, что величина обусловлена нормировкой на высоту, а не на расстояние по широте, как в предыдущем случае. В то же время наиболее интенсивно вода диссоциирует в узком 10 км слое на высоте ~ 80 км. Вы-

Таблица 1. Параметры профилей (орбит)

Название	L_s , угл. град	Широта, угл. град	Долгота, угл. град	Время, локальный час
2358N2	187.1	80.2	152.4	16.8
2451N2	191.6	-76.6	171.5	4.6
3755N2	257.5	58.0	36.6	14.8
3857N3	262.8	-38.4	54.7	19.5

сота максимума достаточно стабильна, а интенсивность коррелирует с уровнем запыленности.

Отличия диссоциации воды в сценарии пылевого шторма МУ34 от МУ28 заключаются в более раннем начале диссоциации, которая, к тому же, происходит на более низкой высоте. Уже начиная с $L_s = 200^\circ$ и с 50 до 75 км наблюдается достаточно интенсивная фотодиссоциация. Со временем высота диссоциации растет и достигает значений, аналогичных сценарию МУ28. Также хорошо заметен вторичный максимум диссоциации, наблюдаемый на $L_s = 320^\circ$ – 330° на высоте 70 км, связанный со вторичным штормом, который произошел на Марсе в конце МУ34.

Чтобы лучше понять масштабы фотодиссоциации водяного пара, достаточно привести интегральные значения скорости, которые достигают 6.5 тонн/с для МУ34 во время глобального шторма, 1.5 тонн/с во вторичный и 5.3 тонн/с для МУ28. При этом более половины потерь происходят в основном слое фотодиссоциации, который можно локализовать от 70 до 90 км для МУ28 и от 60 до 80 км для МУ34. Понятно, что в масштабах всей массы воды в атмосфере это доли процента в день, кроме того часть атомов затем рекомбинирует обратно и таким образом возвращается в гидрологический цикл, а часть так никогда и не покинет планеты из-за малых длин пробега на этих высотах. Тем не менее можно утверждать, что такой фактор потери воды планетой нельзя игнорировать на временных промежутках порядка года и более и нужно учитывать при разработке климатических моделей.

СРАВНЕНИЕ С ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМИ ДАННЫМИ

В последней части нашей работы приведем сравнение вертикальных профилей плотности водяного пара и температуры, полученных в численном эксперименте со сценарием пылевого шторма МУ34, с реальными наблюдаемыми данными. Из-за сложностей с прямым наблюдением фотодиссоциации, сравниваются вертикальные профили водяного пара для подтверждения корректности работы модели. Для этого взяты одни из последних опубликованных данных по 34 марсианскому году, полученных с помощью прибора

Atmospheric Chemistry Suite (ACS), установленного на космическом аппарате ExoMars Trace Gas Orbiter (TGO). Инструмент ACS разработан в Институте космических исследований Российской академии наук (ИКИ РАН) при участии научных организаций из Франции, Германии, Италии и других стран Евросоюза. Прибор состоит из трех спектрометров разного волнового диапазона: NIR (Near-IR) работает на длинах волн 0.7–1.6 мкм, MIR (Mid-IR) охватывает диапазон 2.3–4.2 мкм и TIRVIM детектирует 1.7–17 мкм.

Для сравнения с данными модели было выбрано несколько профилей, полученных с помощью NIR (Fedorova и др., 2020). В табл. приведены параметры профилей, также называемых “орбиты”.

Сравнение профилей представлено на рис. 3. Каждый профиль соответствует определенному локальному времени, широте, долготе и сезону. Также на экспериментальные профили нанесена ошибка наблюдений. Данные численного эксперимента приведены для такого же локального времени, широты, долготы и сезона. Горизонтальные линии показывают разброс значений за ± 12 ч (т.е. за сутки) от указанного времени. Видно, что суточный разброс значений довольно большой – порядка 15% для температуры и несколько порядков для водяного пара. Такой разброс обусловлен приливными колебаниями, которые возникают в течение дня из-за перемещения подсолнечной точки. В результате прогревания атмосферы возникают волновые явления, которые приводят к значительным флуктуациям концентрации водяного пара. Без знания начальных условий для всех атмосферных полей модель не может точно предсказать количество водяного пара на определенной высоте в конкретный момент времени. Поэтому сравнение модельных данных всегда производится с указанием естественной изменчивости. С учетом данной оговорки и границ применимости модель достаточно точно воспроизводит указанные профили водяного пара и температуры. До 80% точек на графиках совпадают с моделью или находятся в одном диапазоне флуктуаций. Наиболее точно модель воспроизводит поведение водяного пара и температуры в тропосфере. Совпадение в термосфере хуже, в том числе, возможно, из-за увеличения ошибок наблюдения.

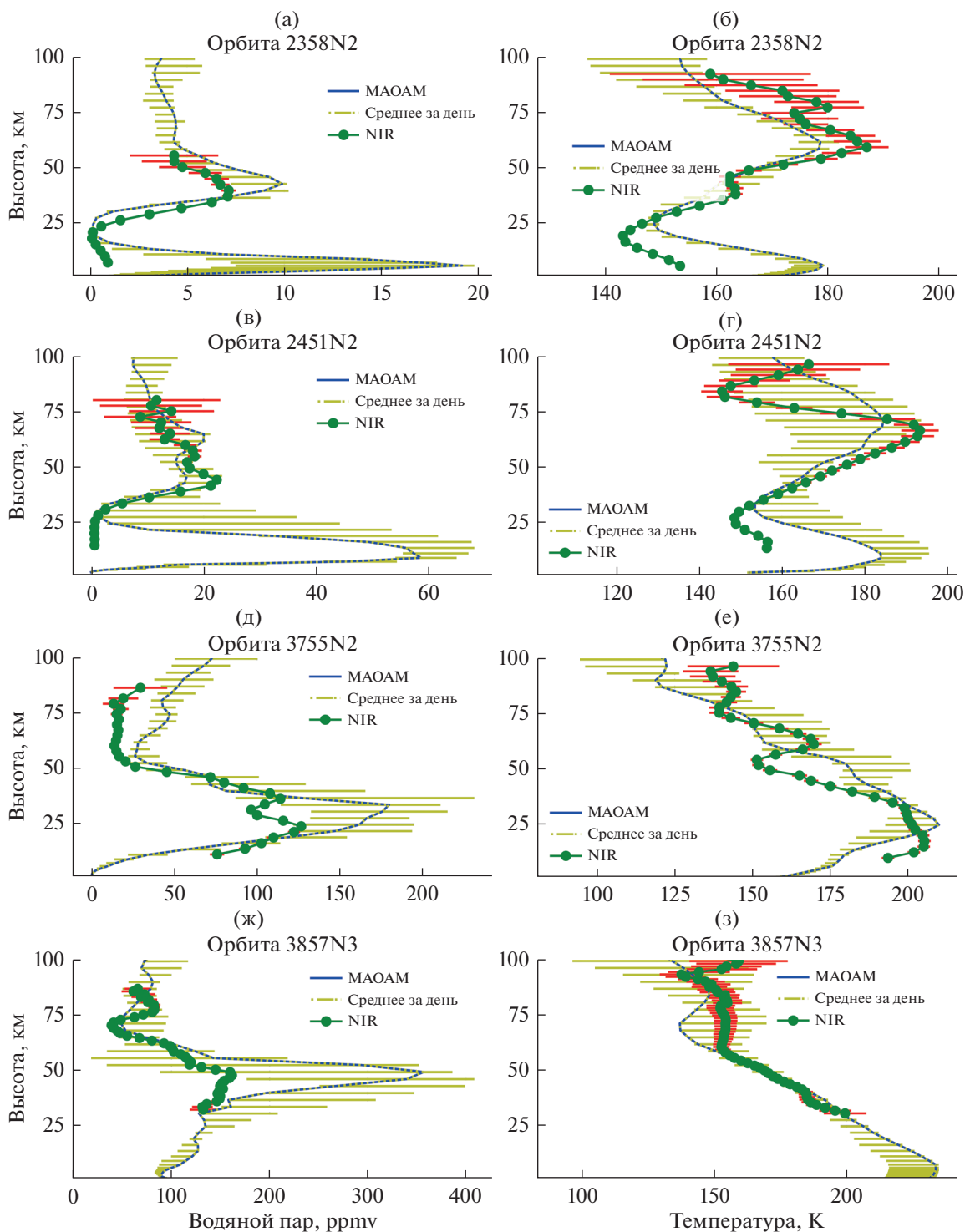


Рис. 3. Сравнение отдельных профилей (орбит) водяного пара (а, в, д, ж) и температуры (б, г, е, з), полученных с помощью канала ближнего инфракрасного диапазона (NIR, длина волны 0.7–1.7 мкм) спектрометра ACS-TGO (маркеры – показаны ошибки наблюдений) с результатами моделирования с использованием пылевого сценария MY34 модели MAOAM (пунктир – показан разброс значений за сутки). Каждая строка соответствует своим координатам и локальному времени (см. табл. 1).

ВЫВОДЫ

В рамках данного исследования с помощью трехмерной численной модели общей циркуляции атмосферы МАОАМ (Martian Atmosphere: Observation and Modeling), также известной как МРІ-МГСМ (Max Planck Institute Martian general circulation model), было проведено моделирование гидрологического цикла Марса с использованием сценариев пылевого шторма для 28 и 34 марсианского года (МУ28 и МУ34), а также базового сценария без пылевого шторма.

Исследования показали слабое влияние пылевых штормов на интегральное содержание водяного пара в столбе атмосферы. Время и сила влияния прямо зависят от интенсивности шторма. Для обоих сценариев с пылевым штормом изменения не превышают 10–15 осажденных микрон в сторону уменьшения количества воды из-за охлаждения поверхности и уменьшения скорости испарения с полярных шапок. Тем не менее, несмотря на уменьшение общей массы воды в атмосфере, ее концентрация в верхней атмосфере в момент шторма, наоборот значительно увеличивается.

Увеличение высоты поднятия водяного пара во время шторма приводит к резкому усилению фотодиссоциации на высоте от 50 до 80 км для МУ34 и от 70 до 80 км для МУ28. При этом суммарная скорость диссоциации достигает 6.5 тонн в секунду во всей атмосфере в сценарии МУ34 и 5.3 тонн в секунду в сценарии МУ28. Более раннее и резкое начало пылевого шторма в сценарии МУ34 (примерно на $L_s = 195^\circ$) приводит также к возникновению более раннего максимума скорости фотодиссоциации в этот сезон.

Сравнение данных моделирования сценария МУ34 с наблюдениями со спектрометром NIR (Near-IR) прибора Atmospheric Chemistry Suite (ACS), установленного на космическом аппарате ExoMars Trace Gas Orbiter (TGO), показывают хорошее совпадение профилей водяного пара и температуры с учетом суточных вариаций и ошибок наблюдений. Данные моделирования МРІ-МГСМ можно найти в Интернете по адресу <https://mars.mipt.ru>, <https://zenodo.org/record/4716445> (Shaposhnikov и др., 2021).

Авторы благодарят Дениса Беляева за помощь с экспериментальными данными. Работа частично поддержана грантом Российского научного фонда № 20-72-00110.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Коротеев А.С. Пилотируемая экспедиция на Марс. М.: Российская академия космонавтики имени К.Э. Циолковского, 2006. 360 с.

Anbar A.D., Allen M., Nair H.A. Photodissociation in the atmosphere of Mars: Impact of high resolution, tempera-

ture-dependent CO₂ cross-section measurements // J. Geophys. Res.: Planets. 1993. V. 98. № E6. P. 10925–10931.

Chaffin M.S., Deighan J., Schneider N.M., Stewart A.I.F. Elevated atmospheric escape of atomic hydrogen from Mars induced by high-altitude water // Nature geoscience. 2017. V. 10. № 3. P. 174–178.

Conrath B.J. Thermal structure of the Martian atmosphere during the dissipation of the dust storm of 1971 // Icarus. 1975. V. 24. № 1. P. 36–46.

Fedorova A.A. et al. Evidence for a bimodal size distribution for the suspended aerosol particles on Mars // Icarus. 2014. V. 231. P. 239–260.

Fedorova A.A. et al. Stormy water on Mars: The distribution and saturation of atmospheric water during the dusty season // Science. 2020. V. 367. № 6475. P. 297–300.

Jacobson M.Z. Fundamentals of atmospheric modeling. Cambridge univ. press, 2005.

Hartogh P. et al. Description and climatology of a new general circulation model of the Martian atmosphere // J. Geophysical Research: Planets. 2005. V. 110. № E11.

Hartogh P., Medvedev A.S., Jarchow Ch. Middle atmosphere polar warmings on Mars: Simulations and study on the validation with sub-millimeter observations // Planet. and Space Sci. 2007. V. 55(9). P. 1103–1112, <https://doi.org/10.1016/j.pss.2006.11.018>

Heavens N.G. et al. Hydrogen escape from Mars enhanced by deep convection in dust storms // Nature Astronomy. 2018. V. 2. № 2. P. 126–132.

Holmes J.A. et al. A reanalysis of ozone on Mars from assimilation of SPICAM observations // Icarus. 2018. V. 302. P. 308–318.

Kley D. Ly(α) absorption cross-section of H₂O and O₂ // J. atmospheric chemistry. 1984. V. 2. № 2. P. 203–210.

Krasnopolsky V.A. Photochemistry of water in the Martian thermosphere and its effect on hydrogen escape // Icarus. 2019. V. 321. P. 62–70.

Kuroda T., Medvedev A.S., Yiğit E. Gravity Wave Activity in the Atmosphere of Mars During the 2018 Global Dust Storm: Simulations With a High-Resolution Model // J. Geophys. Res.: Planets. 2020. V. 125. № 11. P. e2020-JE006556.

Kutepov A.A., Gusev O.A., Ogibalov V.P. Solution of the non-LTE problem for molecular gas in planetary atmospheres: Superiority of accelerated lambda iteration // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf. 1998. V. 60. P. 199–220.

Lean J.L., Skumanich A. Variability of the Lyman alpha flux with solar activity // J. Geophys. Res.: Space Phys. 1983. V. 88. № A7. P. 5751–5759.

Lewis S.R. et al. The solsticial pause on Mars: 1. A planetary wave reanalysis // Icarus. 2016. V. 264. P. 456–464.

Nakajima T., Tsukamoto M., Tsushima Y., Numaguti A., Kimura T. Modeling of the radiative process in an atmospheric general circulation model // Appl. Optics. 2000. V. 39(27). P. 4869–4878.

Navarro T., Madeleine J.-B., Forget F., Spiga A., Millour E., Montmessin F., Maattanen A. Global climate modeling of the Martian water cycle with improved microphysics and radiatively active water ice clouds // J. Geophys. Res. 2014. V. 119. № 7. P. 1479–1495.

- Neary L. et al.* Explanation for the increase in high-altitude water on Mars observed by NOMAD during the 2018 global dust storm // *Geophysical Research Letters*. 2020. V. 47. № 7. P. e2019GL084354.
- Medvedev A.S., Yiğit E.* Gravity waves in planetary atmospheres: Their effects and parameterization in global circulation models // *Atmosphere*. 2019. V. 10(9). 531. <https://doi.org/10.3390/atmos10090531>
- Medvedev A.S., Hartogh P.* Winter polar warmings and the meridional transport on Mars simulated with a general circulation model // *Icarus*. 2007. V. 186. P. 97–110.
- Medvedev A.S., Yiğit E., Hartogh P., Becker E.* Influence of gravity waves on the Martian atmosphere: General circulation modeling // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116.
- Medvedev A.S. et al.* General circulation modeling of the Martian upper atmosphere during global dust storms // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2013. V. 118. № 10. P. 2234–2246.
- Medvedev A.S., Gonzalez-Galindo F., Yiğit E., Feofilov A.G., Forget F., Hartogh P.* Cooling of the Martian thermosphere by CO₂ radiation and gravity waves: An inter-comparison study with two general circulation models // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2015. V. 120. P. 913–927.
- Medvedev A.S. et al.* Comparison of the Martian thermospheric density and temperature from IUVS/MAVEN data and general circulation modeling // *Geophys. Res. Lett.* 2016. V. 43. Iss. 7. P. 3095–3104. <https://doi.org/10.1002/2016GL068388>
- Montabone L. et al.* Martian year 34 column dust climatology from Mars Climate Sounder observations: Reconstructed maps and model simulations // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2020. V. 125. № 8. P. e2019JE006111.
- Rodin A.V.* On the moment method for the modeling of cloud microphysics in rarefied turbulent atmospheres: I. Condensation and mixing // *Sol. Syst. Res.* 2002. V. 36. № 2. P. 97–106.
- Shaposhnikov D.S., Rodin A.V., Medvedev A.S.* The water cycle in the general circulation model of the Martian atmosphere // *Sol. Syst. Res.* 2016. V. 50. № 2. P. 90–101.
- Shaposhnikov D.S. et al.* Modeling the hydrological cycle in the atmosphere of Mars: Influence of a bimodal size distribution of aerosol nucleation particles // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2018. V. 123. № 2. P. 508–526.
- Shaposhnikov D.S. et al.* Seasonal water “pump” in the atmosphere of Mars: Vertical transport to the thermosphere // *Geophys. Res. Lett.* 2019. V. 46. № 8. P. 4161–4169.
- Shaposhnikov D.S. et al.* Simulation of water vapor photodissociation during the dust storm season on Mars [Data set]. Zenodo. 2021. <https://doi.org/10.5281/zenodo.4716445>
- Sheehan W.* The Planet Mars: A History of Observation and Discovery. Tucson: Univ. Arizona Press, 1996. 270 p.
- Simmons A.J., Burridge D.M.* An energy and angular-momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinates // *Mon. Wea. Rev.* 1981. V. 109. P. 758–766.
- Simmons A.J., Chen J.* The calculation of geopotential and the pressure gradient in the ECMWF atmospheric model: Influence on the simulation of the polar atmosphere and on temperature analyses // *Q. J. R. Met. Soc.* 1991. V. 117. P. 29–58.
- Streeter P.M. et al.* Surface warming during the 2018/Mars Year 34 Global Dust Storm // *Geophys. Res. Lett.* 2020. V. 47. № 9. P. e2019GL083936.
- Trokhimovskiy A. et al.* Mars’ water vapor mapping by the SPICAM IR spectrometer: Five martian years of observations // *Icarus*. 2015. V. 251. P. 50–64.
- Watanabe K., Inn E.C.Y., Zelikoff M.* Absorption coefficients of oxygen in the vacuum ultraviolet // *J. Chem. Phys.* 1953. V. 21. № 6. P. 1026–1030.
- Yiğit E., Medvedev A.S., Aylward A.D., Hartogh P., Harris M.J.* Modeling the effects of gravity wave momentum deposition on the general circulation above the turbopause // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. P. 14.
- Yiğit E., Medvedev A.S., Hartogh P.* Influence of gravity waves on the climatology of high-altitude Martian carbon dioxide ice clouds // *Annales Geophys.* 2018. V. 36. P. 1631–1646.