

УДК 523.43520.8535

ТЕРМИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ МАРСА ПРИ ПОМОЩИ ФУРЬЕ-СПЕКТРОМЕТРА ACS TIRVIM НА БОРТУ КА EXOMARS TGO: МЕТОД РЕШЕНИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ

© 2023 г. П. В. Власов^{a,*}, Н. И. Игнатьев^a, О. И. Кораблев^a, А. А. Федорова^a, А. В. Григорьев^b,
Д. В. Пацаев^a, И. А. Маслов^a, А. В. Шакун^a, С. Герле^c, Д. Грасси^d, Л. В. Засова^a

^aИнститут космических исследований РАН (ИКИ РАН), Москва, Россия

^bАвстралийский национальный университет, Канберра, Австралия

^cLMD/IPSL, Париж, Франция

^dINAF-IAPS, Рим, Италия

*e-mail: pavel.vlasov@phystech.edu

Поступила в редакцию 31.05.2023 г.

После доработки 10.07.2023 г.

Принята к публикации 15.07.2023 г.

В данной работе представлен метод решения обратной задачи термического зондирования по калиброванным данным эксперимента ACS TIRVIM на борту КА ExoMars Trace Gas Orbiter. Фурье-спектрометр TIRVIM диапазона 1.7–17 мкм в составе приборного комплекса ACS на борту ExoMars TGO работает в надирном режиме и в режиме солнечных затмений на орбите вокруг Марса. Основной научной задачей TIRVIM в надирном режиме наблюдений является постоянный мониторинг тепловой структуры марсианской атмосферы и общего содержания аэрозолей и водяного пара по измерениям в диапазоне 5–16.7 мкм ($600\text{--}2000\text{ см}^{-1}$). Для обработки надирных измерений TIRVIM был разработан алгоритм, позволяющий восстановить вертикальный температурный профиль от поверхности до 60 км, температуру поверхности и общее содержание пыли и водяного льда в атмосфере по полученному TIRVIM спектру в диапазоне $600\text{--}1250\text{ см}^{-1}$, а также общее содержание водяного пара по измерениям в диапазоне $1250\text{--}1830\text{ см}^{-1}$. Метод обработки широко использует наработки предыдущих похожих экспериментов с учетом особенностей спектров TIRVIM. Разработанным методом было обработано 2.28×10^6 спектров, полученных TIRVIM в надир регулярными измерениями, для которых была восстановлена тепловая структура до 60 км высоты и содержание аэрозолей в атмосфере, а также дополнительно получено и обработано 2.3×10^5 специально усредненных спектров TIRVIM, для которых проведено восстановление общего содержания водяного пара в атмосфере Марса.

Ключевые слова: Марс, ExoMars TGO, ACS TIRVIM, термическое зондирование, атмосфера, обратная задача, тепловая структура, аэрозоли, водяной пар

DOI: 10.31857/S0320930X23060087, **EDN:** DHQOZM

ВВЕДЕНИЕ

Активное исследование атмосферы и поверхности Марса началось в 1950-е годы наземными телескопами, затем было продолжено серией запусков межпланетных станций. Основные научные задачи космических аппаратов (КА) на орбите Марса — исследование суточной и сезонной динамики температурных полей атмосферы, изучение аэрозольной активности, исследование циклов H_2O и CO_2 в атмосфере, поиск воды на поверхности и в подповерхностных слоях, исследование полярных шапок, детектирование в атмосфере малых газовых составляющих (например, поиски CH_4) и т.д. — оставались практически неизмен-

ными на протяжении десятилетий и по-прежнему сохраняют свою актуальность.

Одним из важнейших методов изучения климата Марса с орбиты является зондирование в надир в ИК-диапазоне спектра, обработка измерений которого представляет собой решение обратной задачи переноса теплового излучения. Прямая задача переноса излучения состоит в получении спектра уходящего теплового излучения поверхности планеты, которое проходит через ее атмосферу и взаимодействует с молекулами газа и находящимися в атмосфере аэрозолями. Измеряемый прибором спектр зависит от конструкции и характеристик самого прибора, от состава атмосферы, вертикального профиля температуры-

давления, свойств поверхности, а также вертикального распределения и оптических свойств аэрозолей. Решение обратной задачи заключается в восстановлении вертикальных профилей температуры, общего содержания аэрозолей (пыли и водяного льда) и водяного пара в атмосфере, а также температуры поверхности по измеренному прибором спектру уходящего излучения в ИК-диапазоне. При этом спектральные характеристики конкретного прибора — рабочий диапазон, разрешение и величина шума — влияют на детали метода решения обратной задачи, поэтому особенности алгоритмов обработки отличаются для разных экспериментов, несмотря на единый метод зондирования.

Данные, полученные в ИК-диапазоне в ходе ряда орбитальных экспериментов за много марсианских лет (МУ) наблюдений, предоставили информацию о вертикальном распределении температуры и свойствах аэрозолей в атмосфере Марса, существенно продвинув понимание ее структуры и динамики. В частности, эксперименты IRTM на борту КА Viking Orbiters (Martin и др., 1979) и IRIS на борту КА Mariner-9 (Santee, Crisp, 1993; Zasova и др., 2001; 2002) позволили получить первые данные о вертикальной структуре температуры тропосферы Марса для некоторых климатических условий. Однако, в целом, у IRTM и IRIS было крайне мало измерений для систематического комплексного наблюдения атмосферы. Большой вклад в изучение, как температурных полей, так и аэрозолей в атмосфере, внес эксперимент TES на борту КА MGS (Smith, 2004), благодаря которому были исследованы оптические свойства частиц пыли и облаков водяного льда, а также изучена зонально усредненная тепловая структура. Но следует отметить, что у TES/MGS было крайне ограниченное время наблюдения, в результате чего атмосфера Марса исследовалась только в дневное время суток. Наконец, фурье-спектрометр PFS на борту КА Mars Express (Grassi и др., 2005) предоставил качественные измерения сезонных вариаций аэрозолей за несколько марсианских лет непрерывных наблюдений (Giuranna и др., 2021; Wolkenberg и др., 2020), включая несколько глобальных пылевых бурь (GDS). В то же время у PFS/MEх было небольшое географическое покрытие, а покрытие по местному времени не позволило построить полный суточный цикл температуры атмосферы.

Эксперимент ACS TIRVIM на борту КА ExoMars TGO предоставляет качественно новую возможность непрерывного мониторинга марсианской атмосферы и поверхности благодаря низкой круговой орбите TGO и специальной стратегии наблюдений в надир с большим покрытием по местному времени, которые впервые позволяют изучать суточный цикл тепловой структуры и вариаций содержания аэрозолей. Благодаря подоб-

ной конфигурации и режиму наблюдений по измерениям TIRVIM была подробно изучена сезонная эволюция общего содержания пыли в начале и в разгар глобальной пылевой бури МУ 34, а также быстрая реакция тепловой структуры на изменение содержания пыли в атмосфере (Vlasov и др., 2022). Кроме того, были исследованы тепловые суточные приливы в атмосфере Марса во время летнего солнцестояния в северном полушарии (Fan и др., 2022).

ЭКСПЕРИМЕНТ ACS TIRVIM НА БОРТУ КА EXOMARS TGO

Совместная российско-европейская экспедиция по изучению Марса ExoMars TGO (Trace Gas Orbiter) стартовала 14 марта 2016 г. и начала свою полноценную работу в марте 2018 г. (Vago и др., 2015). Одним из инструментов на орбитальном КА ExoMars TGO является разработанный в Институте космических исследований РАН комплекс приборов ACS (Atmospheric Chemistry Suite), включающий в себя блок электроники и три спектрометра ИК диапазона — NIR (Near InfraRed), MIR (Middle InfraRed) и TIRVIM (Thermal InfraRed) (Korablev и др., 2018). Фурье-спектрометр теплового ИК-диапазона 1.7–17 мкм ($590\text{--}5900\text{ см}^{-1}$) ACS TIRVIM на основе интерферометра Майкельсона широко использует предыдущие разработки ИКИ РАН в области фурье-спектрометрии и работает в двух различных режимах наблюдения: в режиме солнечных затмений и в надир (Shakun и др., 2018). Основная научная задача TIRVIM в надирном режиме наблюдений — постоянный мониторинг температур атмосферы и поверхности, а также общего содержания пыли, водяного льда и водяного пара в атмосфере по измерениям в спектральном диапазоне 5–16.7 мкм ($600\text{--}2000\text{ см}^{-1}$). Особенность эксперимента в том, что на низкой (~400 км) почти круговой орбите TGO совершает 12 оборотов вокруг Марса за сутки, благодаря чему непрерывные в течение 54 суток измерения TIRVIM в надир покрывают полный суточный цикл марсианской погоды в диапазоне широт от $\approx 75^\circ$ ю.ш. до $\approx 75^\circ$ с.ш. Всего за период основных научных измерений с 13 марта 2018 г. по 2 декабря 2019 г. TIRVIM получил 2.28×10^6 надирных спектров.

При наблюдениях в надир TIRVIM работает как в стандартном режиме без усреднения интерферограмм, так и в режиме с бортовым усреднением по 8 последовательных интерферограмм, причем каждое измерение интерферограммы занимает 0.36 с. Радиометрическая калибровка надирных данных TIRVIM была выполнена в соответствии с методикой, описанной в (Revercomb и др., 1988). Приборный шум NESR (noise equivalent spectral radiance) достигает минимальных зна-

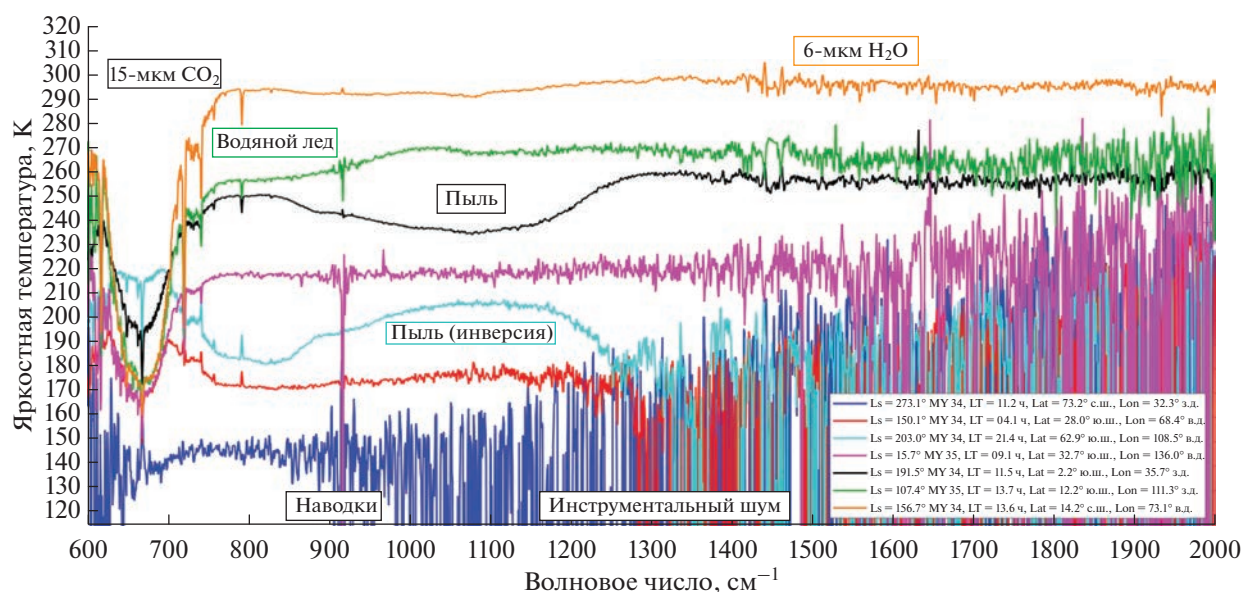


Рис. 1. Примеры надирных спектров TIRVIM в единицах яркостной температуры в диапазоне 600–2000 см^{-1} для набора разных климатических условий на Марсе: экватор днем (оранжевый), сезон афелия MY 35 днем (зеленый), начало глобальной пылевой бури (GDS) MY 34 на экваторе утром (черный), весна в средних северных широтах утром (сиреневый), разгар GDS MY 34 вечером в околополярных южных широтах (голубой), ночь в средних южных широтах (красный), утро на северном полюсе (синий).

чений в интервале 700–800 см^{-1} и приблизительно равен 0.3 и 0.1 $\text{мВт/м}^2/\text{ср/см}^{-1}$ для режимов без усреднения и с бортовым усреднением, соответственно. При этом соотношение сигнал/шум при измерениях в надир имеет максимум на $\nu \sim 770 \text{ см}^{-1}$, достигая ~ 1500 при наиболее теплых условиях на дневной стороне Марса в режиме с усреднением. Полное поле зрения прибора (FOV) равно 2.8° , что замечает $\sim 20 \text{ км}$ след на поверхности Марса при наблюдениях с орбиты 400 км. В режиме без усреднения размытие следа из-за орбитального движения КА со скоростью 3 км/с незначительно, а в режиме с усреднением по 8 интерферограмм след на поверхности дополнительно удлиняется еще на $\sim 20 \text{ км}$. Аппаратная функция TIRVIM с аподизацией Хэмминга (Мороз и др., 1985) имеет полную ширину на полувысоте $\text{FWHM} = 1.17 \text{ см}^{-1}$ в надирном режиме измерений.

На рис. 1 представлен набор полученных TIRVIM спектров уходящего излучения в единицах яркостной температуры, демонстрирующих главные особенности диапазона 600–2000 см^{-1} для разных климатических условий на Марсе. Спектральный диапазон 600–780 см^{-1} содержит глубокую колебательно-вращательную 15-мкм полосу поглощения CO_2 , форма которой сильно зависит от вертикального профиля давления-температуры от поверхности до 60–70 км, что позволяет использовать эту полосу для восстановления профиля температуры. При этом часть спектра на волновых числах 600–665 см^{-1} игнорируется из-

за высокого приборного шума в некоторых измерениях.

Другая часть измеряемого спектра в диапазоне 780–1250 см^{-1} зависит преимущественно от температуры марсианской поверхности и от общего содержания аэрозолей в атмосфере, поскольку содержит глубокие полосы поглощения пыли и водяного льда (Clancy и др., 2003; Wolff, Clancy, 2003). При этом достаточно слабыми линиями поглощения CO_2 в этой области и линиями H_2O на волновых числах от 1100 см^{-1} можно пренебречь, так как их поглощение в целом не влияет на форму спектра. Линии поглощения O_3 в диапазоне 950–1100 см^{-1} также можно не учитывать из-за крайне низкого содержания озона в атмосфере Марса. Примеры глубоких полос поглощения показаны на рис. 1 в случае пыли в начале глобальной пылевой бури (GDS) MY 34 (черный) и в случае пояса облаков водяного льда в сезон афелия в MY 35 (зеленый). Полоса пыли также иногда может наблюдаться в инверсии — например, вечером в разгар GDS MY 34 (рис. 1, голубой).

Стоит отметить, что верхняя граница используемого спектрального диапазона (1250 см^{-1}) может быть уменьшена во избежание некорректной интерпретации восстановленного содержания пыли в случаях слишком низкого соотношения сигнал/шум в данной части спектра, что справедливо для некоторых ночных и околополярных измерений (например, рис. 1, красный и синий). То же верно и для водяного льда (например, рис. 1,

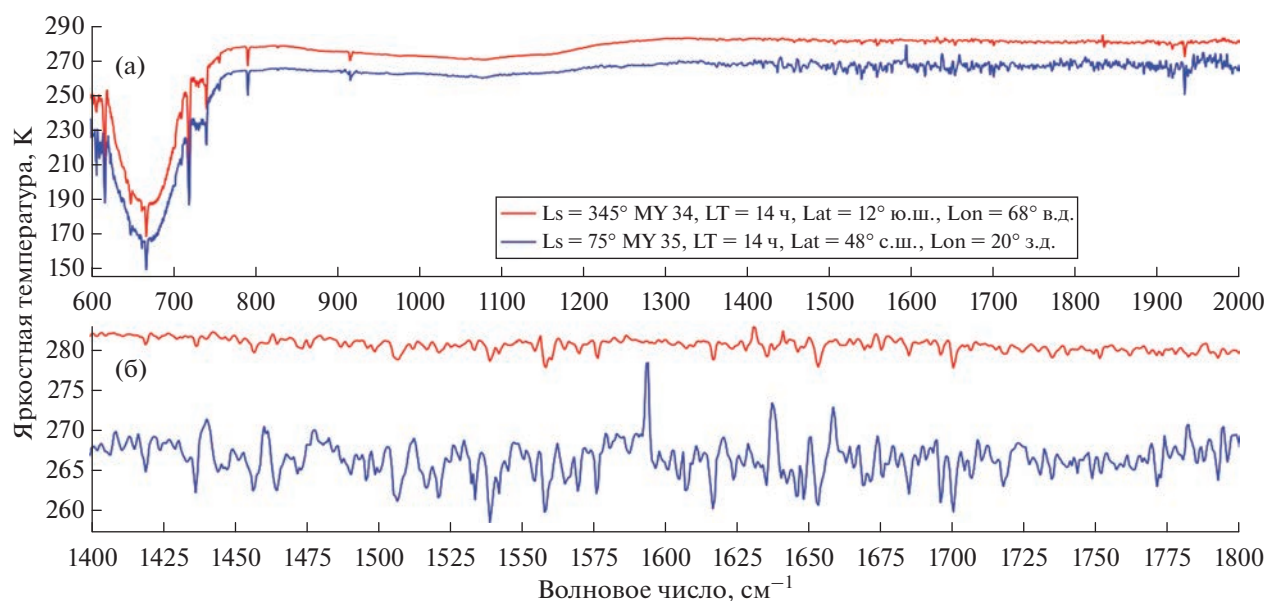


Рис. 2. Примеры усредненных надирных измерений TIRVIM в единицах яркостной температуры: (а) — спектр целиком в диапазоне $600\text{--}2000\text{ см}^{-1}$; (б) — участок спектра в диапазоне $1400\text{--}1800\text{ см}^{-1}$, где наблюдается 6-мкм полоса поглощения H_2O . Линии H_2O различимы (красный) и теряются (синий) на фоне приборного шума.

синий). Интервал $890\text{--}950\text{ см}^{-1}$ целиком исключается из рассмотрения из-за наблюдаемой искусственной особенности спектра в виде пика, которая вызвана акустическими возмущениями, создаваемыми холодильником детектора TIRVIM. При этом форма и ширина пика наводки варьируются от спектра к спектру (например, рис. 1, зеленый и сиреневый).

Диапазон $1250\text{--}1830\text{ см}^{-1}$ содержит как полосы поглощения CO_2 , так и фундаментальную 6-мкм полосу поглощения H_2O , по которой можно восстановить общее содержание водяного пара в атмосфере Марса. Для удобства используется не весь диапазон, а участок $1400\text{--}1600\text{ см}^{-1}$ с наиболее сильными линиями H_2O и более высоким соотношением сигнал/шум, а также реже подвергавшийся искусственным искажениям спектра. Кроме того, в диапазоне $1830\text{--}2000\text{ см}^{-1}$ наблюдается полоса поглощения CO_2 , но она существенно слабее 15-мкм полосы и видна лишь при сильном сигнале в дневное время (например, рис. 1, оранжевый), поэтому не представляет интерес в рамках данной задачи. С целью повышения соотношения сигнал/шум и различения линий H_2O на фоне шума спектры TIRVIM усредняются для интервала значений широт, долгот, местного времени и сезона (интервалы усреднения зависят от конкретной научной задачи). Примеры таких усредненных спектров продемонстрированы на рис. 2 для случаев, когда линии H_2O различимы (красный), и когда они теряются на фоне шума даже в дневное время (синий).

МЕТОДОЛОГИЯ

Самосогласованное восстановление параметров атмосферы Марса, а именно профиля температуры атмосферы как функции высоты, температуры поверхности, общего содержания аэрозолей (частиц пыли и облаков водяного льда) и водяного пара в атмосфере, является обратной задачей по отношению к прямой задаче переноса излучения в атмосфере в тепловом ИК-диапазоне спектра. Она относится к классу некорректно поставленных обратных задач. Мы используем нелинейный метод оптимальной оценки с итерационным решением обратной задачи (Rodgers, 2000).

Следует отметить, что за годы исследования атмосфер были разработаны похожие алгоритмы решения обратной задачи, однако обычно они создавались для конкретных планет (чаще всего Земли) и приборов, пусть и по сути своей основаны на схожих принципах. Адаптация собственного алгоритма восстановления параметров атмосферы Марса на основе уже разработанных для экспериментов TES/MGS (Conrath и др., 2000) и PFS/MEx (Grassi и др., 2005) позволяет оптимизировать его работу с учетом специфики исследуемой атмосферы (состав, диапазоны температур и давлений, наличие аэрозолей и т.д.), сокращая время вычислений и проверяя результат восстановления на физическую реалистичность. И что более важно, детали собственного алгоритма позволяют, во-первых, учесть особенности получаемых в надирном канале данных TIRVIM, спектральные и шумовые характеристики прибора,

включая паразитные наводки, а во-вторых, стратегию наблюдений в эксперименте TIRVIM/TGO, что включает в себя геометрию и покрытие наблюдений.

Модель переноса излучения в атмосфере Марса

Предполагается, что атмосфера Марса находится в состоянии локального термодинамического равновесия на всех рассматриваемых высотах. При этом в задаче отраженный от поверхности нисходящий тепловой поток излучения атмосферы мал, и им можно пренебречь. Солнечное излучение, слабое в данном спектральном диапазоне, также можно исключить из рассмотрения. В общем виде уравнение переноса излучения, которое связывает интенсивность излучения I вдоль направления поля зрения с вертикальным профилем температуры $T(h)$, можно представить выражением (1) (Тимофеев, Васильев, 2003):

$$\mu \frac{dI_v(h)}{dh} = -(k_v(h) + \sigma_v(h))(I_v(h) - B_v(T(h))) + \frac{1}{4\pi} \sigma_v(h) \int_{4\pi} \chi_v(h, \bar{r}) I_v(\bar{r}) d\Omega, \quad (1)$$

$$\mu = \cos \theta,$$

где h — высота над поверхностью, k [см⁻¹] — коэффициент поглощения, σ [см⁻¹] — коэффициент рассеяния, χ — безразмерная фазовая функция рассеяния, θ — зенитный угол эмиссии, $B(T)$ — функция Планка равновесного излучения; индекс v (волновое число) указывает на то, что рассматриваемые величины являются спектральными.

Интеграл в правой части интегро-дифференциального уравнения (1) отвечает за рассеяние излучения на аэрозолях. При потоковой обработке большого количества спектров мы пренебрегаем многократным рассеянием на аэрозолях даже в случае сильной пылевой бури или плотных облаков водяного льда в силу большого расчетного времени при использовании существующих методов учета рассеяния. Данное упрощение значительно ускоряет и упрощает расчеты.

В приближении плоскопараллельной атмосферы (которое является верным ввиду тонкой атмосферы Марса, а также низкой почти круговой орбиты TGO и близкими к нулю надирными углами наблюдения TIRVIM) и без учета многократного рассеяния на аэрозолях уравнение переноса излучения (1) имеет решение в виде:

$$I_v(h) = I_v^0 \exp\left(-\int_0^h k_v(h') \frac{dh'}{\mu}\right) + \int_0^h k_v(h') B_v(T(h')) \exp\left(-\int_{h'}^h k_v(h'') \frac{dh''}{\mu}\right) \frac{dh'}{\mu}, \quad (2)$$

где k_v — полный коэффициент молекулярной и аэрозольной экстинкций.

Первый член решения (2) представляет собой тепловое излучение поверхности Марса, ослабленное или усиленное в атмосфере взаимодействием с молекулами газов и частицами аэрозолей. Поверхность при этом предполагается ламбертовой с планковской функцией излучения, что дает нижнее граничное условие:

$$I_v(0) = I_v^0 = \varepsilon_v B_v(T_{\text{surf}}), \quad (3)$$

где ε_v — излучательная способность поверхности, а T_{surf} — температура поверхности. Излучательная способность поверхности для конкретного географического региона может быть взята из расчетных моделей или из измерений. Мы использовали данные наблюдений TES/MGS (Smith и др., 2000).

Наконец, для удобства перехода в уравнениях от высот h к уровням давления в логарифмическом масштабе $z = -\ln p$ (где p задано в атмосферах), решение уравнения (2) в точке детектора прибора на КА можно записать в виде:

$$I_v = I_v^0 t_v(z_{\text{surf}}, \mu) + \int_{z_{\text{surf}}}^z k_v(z) B_v(T(z)) t_v(z, \mu) \frac{dz}{\mu},$$

$$t_v(z, \mu) = \exp\left(-\int_z^z k_v(z') \frac{dz'}{\mu}\right) = \exp(-\tau_v(z, \mu)), \quad (4)$$

$$z = -\ln p,$$

где τ_v и t_v — оптическая толщина и функция пропускания атмосферы соответственно вдоль луча зрения от уровня z с давлением p [в атм] до точки КА. Для алгоритма восстановления была использована конечная форма уравнения переноса излучения (4).

Для моделирования спектра, получаемого TIRVIM в режиме наблюдений в надир, на луче зрения прибора монохроматически рассчитывается перенос излучения в диапазоне 600–1830 см⁻¹ на равномерной спектральной сетке с шагом 0.01 см⁻¹ согласно формуле (4), после чего результирующая интенсивность излучения сворачивается с аппаратной функцией TIRVIM с FWHM = 1.17 см⁻¹. Как показывает опыт работы со схожим с TIRVIM по спектральным и шумовым характеристикам фурье-спектрометром PFS/MEx (Haus, Titov, 2000), шага 0.01 см⁻¹ по волновому числу достаточно для расчета коэффициентов молекулярного поглощения и переноса излучения (учитывая свертку с аппаратной функцией) с погрешностью в пределах шума TIRVIM, что позволяет оптимизировать вычислительное время без ущерба точности результата.

Расчет коэффициентов экстинкции

Молекулярная экстинкция в (4) в данной задаче определяется исключительно молекулярным поглощением, которое обусловлено дискретными переходами между колебательными и вращательными уровнями энергии молекул газов, присутствующих в атмосфере Марса. В спектральном диапазоне TIRVIM при наблюдениях в надири фигурируют линии поглощения CO_2 , H_2O и O_3 , но линиями поглощения O_3 в области $950\text{--}1100\text{ см}^{-1}$ можно пренебречь из-за крайне низкого содержания озона в атмосфере Марса, поэтому рассматриваются только две газовые компоненты.

Для аккуратного вычисления молекулярного поглощения CO_2 и H_2O совместно использовались спектроскопические базы данных HITRAN 2020 (Gordon и др., 2022) и CDSD для 296 К (Perevalov, Tashkun, 2008) для тех линий CO_2 , которых нет в HITRAN. Как известно, коэффициент молекулярного поглощения для отдельной спектральной линии k_{ij} перехода между i -м и j -м уровнями энергии молекулы можно записать в виде:

$$k_{ij} = S_{ij} f_{ij}(\nu - \nu_{ij}), \quad \int_{-\infty}^{\infty} k_{ij}(\nu) d\nu = S_{ij}, \quad (5)$$

где S_{ij} — интенсивность спектральной линии поглощения, $a f_{ij}(\nu - \nu_{ij})$ — ее контур, описывающий вызванное уширением частотное распределение коэффициента поглощения с центром в ν_{ij} (Тимофеев, Васильев, 2003). Интенсивность линии на одну молекулу можно вычислить по формуле:

$$S_{ij}(T) = S_{ij}(T_{\text{ref}}) \frac{Q(T_{\text{ref}})}{Q(T)} \times \frac{\exp(-c_2 E''/T) (1 - \exp(-c_2 \nu_{ij}/T))}{\exp(-c_2 E''/T_{\text{ref}}) (1 - \exp(-c_2 \nu_{ij}/T_{\text{ref}}))}, \quad (6)$$

где константа $c_2 = 1.4387769\text{ см} \cdot \text{К}$, E'' — энергия низшего состояния перехода и интенсивность с учетом изотопного состава $S_{ij}(T_{\text{ref}})$ при $T_{\text{ref}} = 296\text{ К}$ берутся из базы данных (Gordon и др., 2022). Статистическая сумма $Q(T)$ изотопа молекулы вычисляется интерполяцией между предрасчитанными значениями Q для разных T (Gamache и др., 2017).

Столкновительное уширение, описываемое лоренцевским контуром с полушириной на полувысоте α_L , и уширение из-за эффекта Доплера с полушириной α_D описываются формулами (7) и (8) соответственно (Тимофеев, Васильев, 2003):

$$f_L(\nu - \nu_{ij}) = \frac{1}{\pi(\nu - \nu_{ij})^2 + \alpha_L^2}, \quad (7)$$

$$\alpha_L = \alpha_{0L} \left(\frac{P}{P_{\text{ref}}} \right) \left(\frac{T_{\text{ref}}}{T} \right)^n,$$

$$f_D(\nu - \nu_{ij}) = \frac{1}{\alpha_D \sqrt{\pi}} \exp\left(-\frac{(\nu - \nu_{ij})^2}{\alpha_D^2}\right), \quad (8)$$

$$\alpha_D = \frac{\nu_{ij}}{c} \sqrt{\frac{2RT}{\mu}}, \quad \alpha'_D = \alpha_D \sqrt{\ln 2},$$

где α_{0L} — полуширина из базы данных при $P_{\text{ref}} = 1$ атм и $T_{\text{ref}} = 296\text{ К}$, n — коэффициент температурной зависимости уширения, μ — молярная масса изотопа, R — универсальная газовая постоянная. Полное уширение под действием обоих механизмов описывается контуром Фойгта, выражающимся интегралом свертки:

$$f_V(\nu - \nu_{ij}) = \int_{-\infty}^{\infty} f_D(\nu' - \nu_{ij}) f_L(\nu - \nu') d\nu', \quad (9)$$

$$f_V = F(\alpha_L / \alpha'_D),$$

который можно приближенно вычислить, используя аппроксимацию (Kuntz, 1997). Для учета отличия далеких крыльев линий CO_2 от лоренцевского контура в ИК-диапазоне $600\text{--}1830\text{ см}^{-1}$ мы использовали формфактор, имеющий температурную зависимость (Москаленко, Паржин, 1981):

$$\begin{cases} f_V^*(\nu - \nu_{ij}) = f_V(\nu - \nu_{ij}) \exp(-a(|\nu - \nu_{ij}| - 4.0)^b), \\ |\nu - \nu_{ij}| > 4.0, \\ a(T) = 0.3 + 1.195 \times \left(\frac{T}{300.0} - 1.0 \right) + \\ + 1.3875 \times \left(\frac{T}{300.0} - 1.0 \right)^2, \\ b(T) = 0.4 - 0.65 \times \left(\frac{T}{300.0} - 1.0 \right) + \\ + 0.375 \times \left(\frac{T}{300.0} - 1.0 \right)^2. \end{cases} \quad (10)$$

Следует учитывать, что атмосфера Марса состоит преимущественно из углекислого газа, поэтому для линий поглощения CO_2 в качестве лоренцевой полуширины следует брать коэффициент самоуширения из базы данных, а для молекул H_2O коэффициент уширения именно в CO_2 . Для 6-мкм полосы поглощения H_2O в диапазоне $1250\text{--}1830\text{ см}^{-1}$ мы использовали объединенную базу расчетных и эмпирических коэффициентов столкновительного уширения $\text{H}_2\text{O}\text{--}\text{CO}_2$ (Brown, 2007; Gamache и др., 2016).

Для ускоренного расчета коэффициентов молекулярного поглощения в ходе вычислений ис-

пользуются предрассчитанные для набора из 40 давлений от $P_{\max} = 1.2 \times 10^{-2}$ атм до $P_{\min} = 3.6 \times 10^{-10}$ атм (с постоянным шагом в логарифмическом масштабе) и в диапазоне температур от $T_{\min} = 70$ К до $T_{\max} = 305$ К (с шагом в 5 К) коэффициенты поглощения для CO_2 в диапазоне $400\text{--}1450$ см^{-1} и для H_2O в диапазоне $1200\text{--}1830$ см^{-1} (с постоянным шагом 0.01 см^{-1}). Несмотря на то, что некоторые тонкие спектральные линии могут грубо прописываться с шагом 0.01 см^{-1} , что влияет на монохроматические и свернутые с аппаратной функцией спектры излучения и пропускания, моделирование спектров уходящего излучения в атмосфере Марса в полосе 15 мкм для фурье-спектрометра PFS/MEх, имеющего схожие с TIRVIM уровень шума и спектральное разрешение, показало, что для модельного спектра расчет коэффициентов молекулярного поглощения и переноса излучения с данным шагом по волновому числу не приводит к погрешностям выше уровня шума (Haus, Titov, 2000).

Спектральные коэффициенты аэрозольной экстинкции рассчитываются как произведение спектральных сечений экстинкции и концентраций соответствующих аэрозольных компонент. Спектральные сечения экстинкции и альbedo однократного рассеяния частиц пыли и водяного льда заранее вычислены в соответствии с теорией Ми для широкого диапазона значений эффективных радиусов частиц, которые бывают в атмосфере (Clancy и др., 2003; Wolff, Clancy, 2003), причем в случае облаков водяного льда это также было сделано для интервала температур $80\text{--}270$ К, чтобы корректно учесть облака водяного льда в холодных верхних слоях атмосферы (Iwabuchi, Yang, 2011; Mastrapa и др., 2009). Вертикальные профили концентрации и эффективных размеров частиц конструируются из моделей или на основе наблюдений.

Восстановление вертикального температурного профиля

Алгоритм восстановления вертикального профиля температуры, использованный в данной работе, основан на нелинейном методе оптимальной оценки (Rodgers, 2000) и аналогичен подходу, который применялся для обработки измерений TES/MGS (Conrath и др., 2000) и PFS/MEх (Grassi и др., 2005), но с учетом особенностей спектров TIRVIM в рамках эксперимента ExoMars TGO.

Форма глубокой 15-мкм полосы CO_2 , состоящей из большого количества сильных линий поглощения, существенно зависит от вертикального профиля температуры-давления. Для восстановления профиля температуры от поверхности до высот $60\text{--}70$ км используется крыло полосы поглощения CO_2 измеренного спектра в диапазоне

$665\text{--}780$ см^{-1} , причем на центр полосы влияет, прежде всего, поглощение в верхних слоях атмосферы, а поглощение в нижних слоях формирует край полосы.

Для использования уравнения (4) в численной форме вертикальный профиль температуры $T(z)$ должен быть определен на m дискретных атмосферных уровнях давления p от поверхности до верхних слоев атмосферы, в которых поглощение излучения влияет на конечный спектр (вариации температуры на уровнях выше ≈ 70 км над поверхностью никак не влияют даже на центр полосы поглощения). При этом в диапазоне $665\text{--}780$ см^{-1} выбираются $m = 53$ волновых чисел (спектральных каналов в спектре TIRVIM), для которых справедливо уравнение (4) в линеаризованном виде, связывающее приращение интенсивности излучения в точке КА в выбранном спектральном канале с вариациями температурного профиля на разных уровнях z . Линеаризованный набор из m уравнений для спектральных каналов можно записать в матричном виде:

$$\begin{cases} \Delta I = K \times \Delta T, \\ \Delta I = I_{\text{meas}} - I \\ \Delta T = T_{\text{atm}} - T, \end{cases} \quad (11)$$

где K — матрица функциональных производных размера $m \times m$, ΔI и ΔT — векторы отклонения модельной интенсивности излучения I от измеренной I_{meas} и отклонения температуры T от реальной T_{atm} ; K_{ij} — функциональная производная интенсивности I для волнового числа ν_i по температуре T на атмосферном уровне p_j .

Учитывая, что обратная задача является нелинейной и некорректно поставленной, ее решение мы ищем нелинейным методом оптимальной оценки с помощью итерационной процедуры, которая рассчитывает модельный спектр, наилучшим образом соответствующий измеренному в рамках выбранного критерия. Согласно выражению 5.10 в пятой главе Rodgers (2000), вертикальный температурный профиль, используемый для вычисления этого наиболее подходящего модельного спектра, определяется как решение обратной задачи, данное в итерационной форме:

$$\begin{cases} \Delta T^{(n)} = W \times \Delta I^{(n)}, \\ \Delta I^{(n)} = I_{\text{meas}} - I^{(n)} - K \times (T_0 - T^{(n)}) \\ \Delta T^{(n)} = T^{(n+1)} - T_0, \end{cases} \quad (12)$$

где $I^{(n)}$ и $T^{(n)}$ — соответственно интенсивность модельного спектра излучения в точке КА и вертикальный профиль температуры, использованный при его расчете на n -й итерации; T_0 — априорный профиль температуры, фиксируемый в ходе итераций (который мы для удобства также используем как начальное приближение $T^{(1)}$ для старта

итераций). Матрица W в (12) определяется по формуле:

$$W = SK^T (KSK^T + E)^{-1}. \quad (13)$$

Профиль T_0 может быть оценен по яркостной температуре самого измеренного спектра в области 15-мкм полосы поглощения или взят из климатических моделей. В данной работе мы следовали подходу, описанному Guerlet и др. (2022), и использовали усредненную климатологию за 29–33 MY (пять полных марсианских лет до начала работы TIRVIM без глобальных пылевых бурь) из базы данных Mars Climate Database v5.3 (MCD) (Millour и др., 2018), построенной на основе численного моделирования при помощи LMD Mars Global Climate Model (GCM) (Forget и др., 1999).

Корреляционная матрица S из системы уравнений (13) отражает статистическую корреляцию между атмосферными уровнями и может быть задана выражением:

$$S_{ij} = \sigma_i \sigma_j \exp \left(-\frac{(z_i - z_j)^2}{2c^2} \right), \quad (14)$$

где σ — априорная неопределенность T , закладываемая со значением $\Delta T = 60$ К для всех рассматриваемых уровней атмосферы; $c = 0.75$ — радиус корреляции в единицах шкалы высоты для давления z (Conrath и др., 2000).

Матрица инструментальной погрешности измерения E из системы уравнений (13) для ACS TIRVIM считается диагональной и может быть записана как:

$$E_{ij} = N_i N_j \delta_{ij}, \quad (15)$$

где N — вектор эквивалентной шуму спектральной интенсивности (NESR), δ — символ Кронекера.

Элементы матрицы K с функциональными производными интенсивности излучения I в i -м спектральном канале по температуре T на j -м атмосферном уровне с давлением p_j можно аппроксимировать следующим образом (Conrath и др., 2000):

$$K_{ij} = \frac{\partial I(v_i)}{\partial T(z_j)} = \frac{\partial B(v_i, T(z_j))}{\partial T(z_j)} \frac{\partial t(v_i, \mu, z_j)}{\partial z_j}. \quad (16)$$

Функциональные производные в общем случае также могут быть вычислены и напрямую путем варьирования температурного профиля на уровнях высоты и перерасчетом модельного спектра излучения для варьированного профиля.

Согласно Rodgers (2000), апостериорная ковариационная матрица ошибок C и погрешности восстановленного профиля температуры T рассчитываются по формуле:

$$\begin{cases} \Delta T_i = \sqrt{C_{ii}} \\ C = S - SK^T (KSK^T + E)^{-1} KS. \end{cases} \quad (17)$$

Погрешности восстановления температуры атмосферы находятся в широком интервале значений: от нескольких градусов в нижних слоях до десятков градусов на предельных высотах 60–70 км. Масштаб погрешностей также зависит от зашумленности спектра в области полосы 15 мкм и локальных климатических условий (широта, время суток и т.д.). Следует также отметить, что полученные температуры на m уровнях атмосферы не являются полностью независимыми величинами, реальное число независимых температур определяется числом степеней свободы, или следом матрицы $A = WK = SK^T(KSK^T + E)^{-1}K$ (Rodgers, 2000).

Восстановление температуры поверхности и общего содержания аэрозолей

Поскольку надирные спектры в целом слабо чувствительны к вертикальному распределению содержания аэрозолей, в данной задаче восстанавливается лишь их общее содержание в виде оптических толщин экстинкции пыли и водяного льда для заранее определенных волновых чисел. При этом вертикальный профиль концентрации каждой аэрозольной компоненты восстановить нельзя, используется априорный профиль концентрации из моделей и масштабируется множителем, который, по сути, и восстанавливается (Grassi и др., 2005). Исключения составляют вырожденные случаи, когда даже большие вариации содержания аэрозолей практически не влияют на спектр. Для удобства мы используем волновые числа в максимумах спектральных сечений экстинкции восстанавливаемых параметров (1075 см^{-1} для частиц пыли и 825 см^{-1} для облаков водяного льда), которые определены по измерениям TES/MGS (Clancy и др., 2003; Wolff, Clancy, 2003). Для одновременного восстановления трех параметров (температуры поверхности T_{surf} , оптических толщин экстинкции пыли τ_{dust} и облаков водяного льда τ_{ice}) выбираются спектральные каналы в спектральном диапазоне $800\text{--}1250 \text{ см}^{-1}$. Линиями поглощения CO_2 в этой области спектра, линиями O_3 в диапазоне $950\text{--}1100 \text{ см}^{-1}$ и линиями H_2O в области $1100\text{--}1250 \text{ см}^{-1}$ можно пренебречь, поскольку их поглощение не влияет на форму спектра в целом. Из интервала $900\text{--}950 \text{ см}^{-1}$ также исключены искусственные спектральные особенности, вызванные акустическими возмущениями, создаваемыми холодильником детектора TIRVIM. Таким образом, восстановление вертикального профиля температуры и восста-

новление оптических толщин аэрозолей с температурой поверхности отделены друг от друга.

Итерационная схема самосогласованного восстановления трех искоемых параметров имеет вид, аналогичный (12), но из-за диагональности корреляционной матрицы S размера 3×3 вместо матрицы функциональных производных K общего вида используются только три вектора функциональных производных K_{Tsurf} , K_{dust} и K_{ice} , что упрощает систему уравнений:

$$\begin{cases} T_{\text{surf}}^{(n+1)} = T_{\text{surf}}^{(n)} + \sigma_{\text{Tsurf}} K_{\text{Tsurf}}^T V \Delta I \\ \tau_{\text{dust}}^{(n+1)} = \tau_{\text{dust}}^{(n)} + \sigma_{\text{dust}} K_{\text{dust}}^T V \Delta I \\ \tau_{\text{ice}}^{(n+1)} = \tau_{\text{ice}}^{(n)} + \sigma_{\text{ice}} K_{\text{ice}}^T V \Delta I \\ \Delta I = I_{\text{meas}} - I^{(n)}, \end{cases} \quad (18)$$

где σ_{Tsurf} , σ_{dust} , σ_{ice} — априорные погрешности соответствующих восстановленных параметров, ΔI — вектор отклонения модельной интенсивности излучения I от измеренной I_{meas} . Матрица V является аналогом W и определяется по формуле:

$$V = (\sigma_{\text{Tsurf}} K_{\text{Tsurf}} K_{\text{Tsurf}}^T + \sigma_{\text{dust}} K_{\text{dust}} K_{\text{dust}}^T + \sigma_{\text{ice}} K_{\text{ice}} K_{\text{ice}}^T + E)^{-1}, \quad (19)$$

где E — матрица инструментальной погрешности измерения.

Погрешности ΔT_{surf} , $\Delta \tau_{\text{dust}}$, $\Delta \tau_{\text{ice}}$ соответствующих восстановленных параметров рассчитываются по формулам:

$$\begin{cases} \Delta T_{\text{surf}} = \sqrt{C_{\text{Tsurf}}}, \quad \Delta \tau_{\text{dust}} = \sqrt{C_{\text{dust}}}, \quad \Delta \tau_{\text{ice}} = \sqrt{C_{\text{ice}}} \\ C_{\text{Tsurf}} = \sigma_{\text{Tsurf}} - \sigma_{\text{Tsurf}} K_{\text{Tsurf}}^T V K_{\text{Tsurf}} \sigma_{\text{Tsurf}} \\ C_{\text{dust}} = \sigma_{\text{dust}} - \sigma_{\text{dust}} K_{\text{dust}}^T V K_{\text{dust}} \sigma_{\text{dust}} \\ C_{\text{ice}} = \sigma_{\text{ice}} - \sigma_{\text{ice}} K_{\text{ice}}^T V K_{\text{ice}} \sigma_{\text{ice}}. \end{cases} \quad (20)$$

При этом в ряде случаев нельзя восстановить общее содержание пыли или водяного льда (или оба сразу), что уменьшает количество искоемых параметров и упрощает уравнения (18)–(20) соответствующим образом. Для корректного значения полученной погрешности необходимо выбрать не более трех спектральных каналов (меньше, если какие-то величины не восстанавливаемы), чтобы задача не получилась переопределенной.

Восстановление общего содержания водяного пара

Восстановление общего содержания водяного пара в атмосфере Марса производится в последнюю очередь, уже после определения общего содержания аэрозолей и восстановления тепловой структуры. 6-мкм полоса H_2O расположена в широком спектральном диапазоне 1300–1900 cm^{-1} и хорошо наблюдается в светлой половине суток, но удобнее всего использовать диапазон 1400–

1600 cm^{-1} с наиболее сильными линиями H_2O и более высоким соотношением сигнал/шум.

Полная карта излучательной способности поверхности Марса была получена TES/MGS для диапазонов 300–500 и 800–1300 cm^{-1} , но для волновых чисел свыше 1300 cm^{-1} отсутствует база данных ϵ_v , следовательно, необходимо специально сконструировать спектральную функцию, выполняющую роль излучательной способности поверхности в диапазоне 1300–1830 cm^{-1} . С этой целью в указанном спектральном интервале выбираются 63 окна прозрачности без линий поглощения CO_2 и H_2O , для которых фиксируется среднее значение измеренного TIRVIM спектра. После чего в каждом окне методом бинарного поиска (в ходе которого производится расчет модельного спектра излучения для широкого набора значений ϵ_v с использованием восстановленных ранее атмосферных параметров) находится значение ϵ_v , для которого модельная интенсивность совпадает с измеренной. Наконец, полученная излучательная способность гладко соединяется с данными TES, образуя непрерывную функцию.

Вертикальный профиль относительного содержания водяного пара берется из базы данных MCD и фиксируется в ходе восстановления аналогично профилям концентраций аэрозолей, поскольку 6-мкм полоса H_2O при надирном зондировании с разрешением TIRVIM не содержит достаточной информации о вертикальном распределении водяного пара, мы можем лишь масштабировать априорный профиль (Montmessin, Ferron, 2019). В итоге, итерационная схема восстановления общего содержания H_2O в атмосфере имеет вид, аналогичный выражениям (18)–(19) для аэрозолей, только восстанавливается всего один параметр — высота столба воды P_{vap} в осажденных микронах:

$$\begin{cases} P_{\text{vap}}^{(n+1)} = P_{\text{vap}}^{(n)} + \sigma_{\text{vap}} K_{\text{vap}}^T (\sigma_{\text{vap}} K_{\text{vap}} K_{\text{vap}}^T + E)^{-1} \Delta I \\ \Delta I = I_{\text{meas}} - I^{(n)}. \end{cases} \quad (21)$$

Погрешность восстановления содержания атмосферного водяного пара ΔP_{vap} рассчитывается аналогично выражению (20) независимо в семи выбранных спектральных каналах с самыми сильными линиями воды, после чего усредняется:

$$\begin{cases} \Delta P_{\text{vap}} = \sqrt{C_{\text{vap}}} \\ C_{\text{vap}} = \sigma_{\text{vap}} - \sigma_{\text{vap}} K_{\text{vap}}^T \times \\ \times (\sigma_{\text{vap}} K_{\text{vap}} K_{\text{vap}}^T + E)^{-1} K_{\text{vap}} \sigma_{\text{vap}}. \end{cases} \quad (22)$$

Следует особо отметить, что в общем случае спектры TIRVIM достаточно зашумлены в диапазоне 1400–1600 cm^{-1} для корректного разрешения линий H_2O даже в случае горячей поверхности

днем в летний сезон (например, рис. 1, зеленый) и, как следствие, высокого соотношения сигнал/шум. Поскольку значение приборного шума TIRVIM в этом диапазоне может достигать значения $1 \text{ мВт/м}^2/\text{ср/см}^{-1}$, в измерениях с $T_{\text{surf}} < 215 \text{ К}$ весь полезный сигнал обычно подавлен шумом, что, по сути, исключает возможность восстанавливать общее содержание водяного пара в ночное время.

Общая итерационная схема

Общую схему алгоритма восстановления вертикального температурного профиля атмосферы, температуры поверхности и общего содержания пыли, водяного льда и водяного пара можно описать следующим образом.

Шаг 1. Начало итераций для обработки одного измерения.

Для запуска итерационной процедуры и выполнения первой итерации обработки конкретного измерения необходимы начальные знания об атмосфере и поверхности для данного региона, сезона и местного времени. Априорный вертикальный профиль температуры атмосферы строится на основе данных MCD (Millour и др., 2018) и также используется как начальное приближение. Начальная температура поверхности может быть оценена как усредненная яркостная температура измеренного спектра в диапазоне $780\text{--}800 \text{ см}^{-1}$. Состав атмосферы (вертикальные профили относительного содержания газов), давление у поверхности и вертикальный профиль универсальной газовой постоянной также извлекаются из MCD и не меняются в ходе итераций. Оптические свойства аэрозолей (эффективные радиусы частиц и соответствующие им сечения экстинкции) и профили концентрации конструируются на основе наблюдений, после чего вычисляются начальные оптические толщины экстинкции пыли и водяного льда. Оптические свойства поверхности (спектральная излучательная способность) для данного региона берутся из наблюдений TES/MGS (Smith и др., 2000). Стоит отметить, что в ходе потоковой обработки серии последовательных измерений при определенных условиях в качестве априорного вертикального профиля температуры можно взять восстановленный для предыдущего измерения профиль, что может сильно сократить количество необходимых итераций.

Шаг 2. Расчет модельного спектра $I^{(n)}$ на n -й итерации.

Модельный спектр $I^{(n)}$ монохроматически рассчитывается на заданной спектральной сетке с использованием вертикального профиля температуры $T^{(n)}$, температуры поверхности T_{surf} и общего содержания аэрозолей (оптических толщин

экстинкции частиц пыли τ_{dust} и облаков водяного льда τ_{ice}), вычисленных на предыдущей итерации (или с использованием априорных значений, если $n = 1$). После чего вычисленный спектр сворачивается с аппаратной функцией TIRVIM.

Шаг 3. Анализ сходимости модельного спектра к измеренному на n -й итерации.

В качестве критерия сходимости модельного спектра к измеренному рассчитывается величина χ^2 в диапазоне от 665 до 1250 см^{-1} . По умолчанию значение верхней границы спектрального диапазона, в котором мы сравниваем измеренный и модельный спектры, устанавливается на 1250 см^{-1} , но в случае низкого соотношения сигнал/шум или странных спектров (засветка из солнечного канала, артефакты калибровки и т.д.) оно уменьшается до меньших волновых чисел, чтобы избежать некорректной интерпретации содержания аэрозолей. После первой итерации в любом случае требуется еще одна, чтобы проверить эволюцию значения χ^2 . В данной версии алгоритма задано, что, если значение χ^2 на n -й итерации уменьшается более чем на 1% относительно χ^2 на предыдущей итерации, цикл продолжится. В противном случае или при большом значении количества итераций (для сокращения времени вычислений установлен предел в $n_{\text{max}} = 10$ итераций), цикл следует прервать, и процедура сразу переходит к шагу 6. Обычно $5\text{--}10$ итераций достаточно для восстановления параметров с хорошим соответствием модельного спектра измеренному TIRVIM в смысле минимального χ^2 .

Шаг 4. Вычисление нового приближения вертикального температурного профиля на n -й итерации.

Новый вертикальный профиль температуры $T^{(n+1)}$ вычисляется на n -й итерации согласно уравнениям (12)–(16), после чего рассчитывается новый вертикальный профиль давления и плотности в гидростатическом приближении с использованием значений давления у поверхности и вертикальных профилей содержания газов и универсальной газовой постоянной из MCD.

Шаг 5. Вычисление нового приближения температуры поверхности и общего содержания аэрозолей на n -й итерации.

Новые значения температуры поверхности T_{surf} и оптических толщин экстинкции частиц пыли τ_{dust} и облаков водяного льда τ_{ice} совместно восстанавливаются согласно формулам (18)–(19) с использованием вертикального профиля температуры $T^{(n)}$ на n -й итерации.

Шаг 6. Завершение цикла итераций.

После достижения минимума значения χ^2 в интервале $665\text{--}1250 \text{ см}^{-1}$ в пределах n_{max} или после достижения максимального числа итераций

цикл завершается. В противном случае цикл продолжается, и процедура возвращается к шагу 2 для следующей итерации. Восстановленными величинами для данного измерения считаются вертикальный профиль температуры до высот 60–70 км, температура поверхности и оптические толщины экстинкции компонент аэрозолей, для которых рассчитан модельный спектр, наилучшим образом соответствующий измеренному в смысле минимальной величины χ^2 . Погрешности восстановленных величин определяются согласно выражениям (17) и (20).

Шаг 7. Восстановление общего содержания водяного пара (опционально).

С использованием восстановленных параметров (общего содержания аэрозолей и вертикальной тепловой структуры) согласно выражению (21) производится восстановление общего содержания водяного пара при помощи еще одной итерационной процедуры до наилучшего соответствия модельного спектра измеренному в смысле минимального χ^2 в диапазоне 1400–1600 см^{-1} . Погрешность восстановленного содержания H_2O в атмосфере вычисляется по формуле (22). Данный шаг применим только для спектров с высоким соотношением сигнал/шум, поэтому в данной задаче общее содержание H_2O в атмосфере восстанавливается лишь для специально усредненных спектров TIRVIM.

Шаг 8. Запись данных и переход к следующему измерению TIRVIM.

В общей сложности, с использованием описанного алгоритма без восстановления общего содержания H_2O в атмосфере было обработано 2.28×10^6 спектров, полученных TIRVIM регулярными измерениями в нади́р. Кроме того, для анализа сезонных вариаций содержания водяного пара в атмосфере Марса было дополнительно получено и обработано 2.3×10^5 специально усредненных спектров с восстановлением общего содержания H_2O (в осажденных микронах).

На рис. 36 продемонстрирован ряд примеров восстановленных вертикальных профилей температуры от поверхности до 60 км, температуры поверхности и общего содержания аэрозолей по нади́рным измерениям TIRVIM для разных климатических условий. Модельные спектры, наилучшим образом соответствующие измеренным спектрам и рассчитанные для восстановленных параметров, изображены на рис. 3а в том же цвете, что и температура, сами измеренные спектры TIRVIM выполнены в черном цвете. В частности, представлены: дневная тепловая структура в сезон афе́лия МУ 35 в “поясе” облаков водяного льда в районе экватора (синий), разогретая атмосфера утром в начале (зеленый) и днем в разгар (красный) глобальной пылевой бури МУ 34 с большим содер-

жанием пыли в средних северных широтах осенью. Региональная пылевая буря МУ 34 в конце зимы в северном полушарии представлена спектром с инверсной полосой пыли и разогретой утренней атмосферой (оранжевый). Вечерняя тепловая структура в начале лета в северном полушарии ближе к полюсу отображена в сиреновом цвете, а ночная структура в начале осени в средних южных широтах — в голубом. Наконец, осенний дневной температурный профиль в южных полярных широтах (желтый) демонстрирует типичный для данного сезона полярный динамический нагрев атмосферы на высотах ~40 км и холодный “полярный вихрь” ниже в тропосфере, образованные вследствие циркуляции Хэдли (McCleese и др., 2010).

Плотное покрытие непрерывных измерений TIRVIM по поверхности и по местному времени позволяет накапливать восстановленные данные и получать суточный ход средней зональной тепловой структуры атмосферы для разных сезонов на Марсе для интервала широт от 75° ю.ш. до 75° с.ш. Кроме того, оно позволяет строить пространственные карты среднего общего содержания аэрозолей и водяного пара в атмосфере. Так, в частности, по наблюдениям TIRVIM в нади́р была исследована в динамике эволюция глобальной пылевой бури МУ 34 (начало развития и пик бури) и реакция тепловой структуры атмосферы и поверхности на выброс частиц пыли в атмосферу (Vlasov и др., 2022).

Рис. 4 демонстрирует примеры восстановленного общего содержания водяного пара по усредненным измерениям TIRVIM в диапазоне 600–1800 см^{-1} в дневное время в летние сезоны в соответствующих полушариях с повышенным содержанием H_2O в атмосфере Марса: днем в южном полушарии (красный) и утром в северном (синий). Благодаря проведенному усреднению измерений TIRVIM в интервалах $\pm 2^\circ$ по широте, $\pm 2^\circ$ по сезону L_s (solar longitude), ± 1 ч по местному времени и по всем долготам, полоса поглощения H_2O становится различимой на фоне уменьшенного шума (рис. 4а). Для усредненных измерений также представлена восстановленная тепловая структура (рис. 4б).

Ограничения восстановления параметров

Функциональных производные K для разных спектральных каналов из (16) как функции высоты, по сути, определяют верхний предел чувствительности по высоте. Лучше всего восстанавливаются температуры на высотах ниже ~40 км, так как весовые функции для выбранных каналов наиболее узкие и имеют четкий максимум. Алгоритм едва чувствителен к высотам 40–60 км, поскольку соответствующие производные не имеют

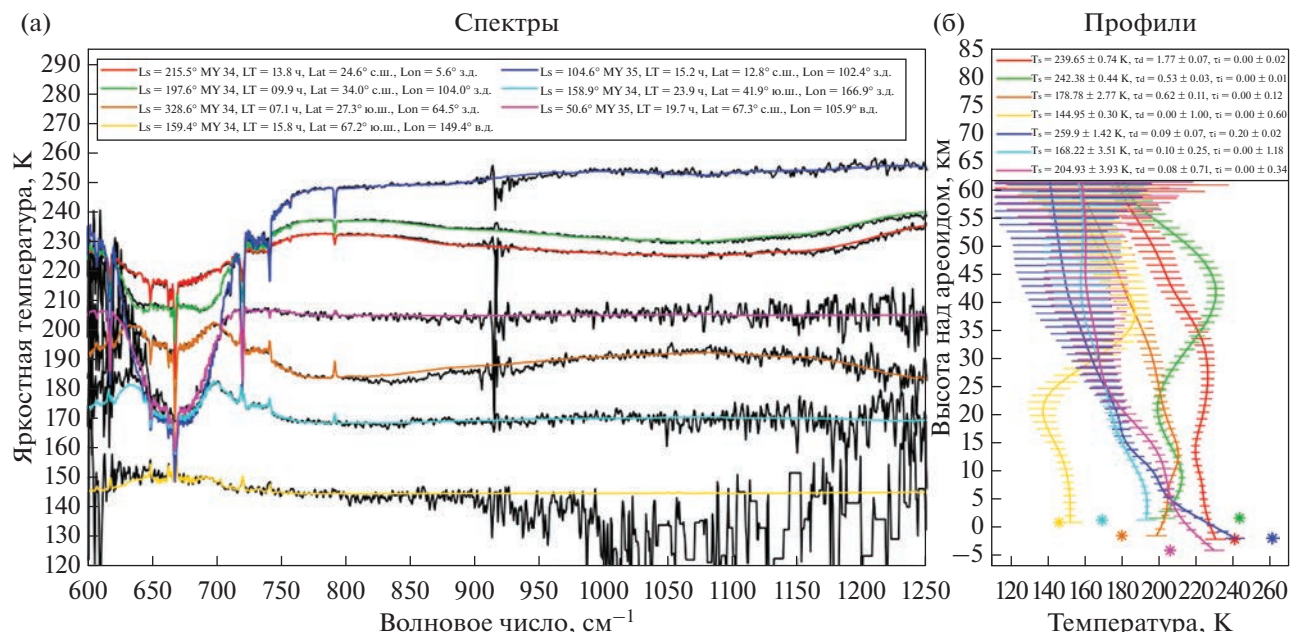


Рис. 3. Примеры восстановленной вертикальной тепловой структуры и общего содержания аэрозолей по надирным измерениям TIRVIM для набора климатических условий на Марсе: (а) — измеренные спектры в диапазоне 600–1250 см⁻¹ (черный) и рассчитанные для восстановленных параметров модельные спектры (цветные), наилучшим образом соответствующие измеренным; (б) — восстановленные вертикальные профили температуры, температура поверхности и общее содержание пыли и водяного льда, на графике температура поверхности отображена в виде “звездочки”.

там острых максимумов и приближаются к нулю. При этом температура выше 60–70 км не может быть восстановлена для наблюдений в надир — линии поглощения CO₂ уже слабые при данных давлениях, и температурные вариации не влияют на центр 15-мкм полосы поглощения. Вертикальное разрешение восстанавливаемого профиля температуры определяют элементы матрицы осредняющих ядер $A = WK = SK^T(KSK^T + E)^{-1}K$ для разных спектральных каналов как функции высоты, свидетельствуя о том, что оно составляет от нескольких км в нижних слоях атмосферы до 20–25 км в тропопauзе (на высоте 40–50 км над поверхностью) и выше. Следует отметить, что осредняющие ядра образуют практически такой же набор функций от высоты для разных каналов, как и функциональные производные, поэтому весовые функции также дают представление о вертикальном разрешении.

На рис. 5 представлены два примера наборов функциональных производных для некоторых спектральных каналов от центра до дальнего края полосы поглощения CO₂, которые получены для модельных спектров излучения, рассчитанных для восстановленных профилей температуры по измерениям TIRVIM до начала глобальной пылевой бури. Функции для дневного экваториального измерения ($LT = 14.0$ ч, $L_s = 185.2^\circ$, $Lat = 2.4^\circ$ ю.ш., $Lon = 173.7^\circ$ з.д.) на рис. 5а и для ночного полярного ($LT = 5.0$ ч, $L_s = 182.3^\circ$, $Lat = 73.1^\circ$ ю.ш.,

$Lon = 46.0^\circ$ в.д.) на рис. 5б отражают тот факт, что вертикальное разрешение и предельная высота восстановления варьируются от наблюдения к наблюдению и зависят от тепловой структуры и соотношения сигнал/шум в полосе 15 мкм. Видно, что в случае низкого соотношения сигнал/шум при полярных или ночных измерениях (рис. 5б) чувствительность по отношению к температуре выше ~40 км существенно ухудшается.

В задаче восстановления общего содержания аэрозолей при определенных условиях может проявиться вырожденность, из-за которой невозможно корректно восстановить искомые параметры. Согласно уравнению переноса излучения (2)–(3), в случае, если температура поверхности мало отличается от температуры атмосферы на слоях с существенной аэрозольной экстинкцией, в спектре уходящего излучения не будет формироваться глубокая полоса поглощения (или эмиссии) даже при высоком содержании соответствующей аэрозольной компоненты. В модельных спектрах при таких условиях большие вариации оптической толщины вызывают слабые вариации модельной интенсивности излучения. Подобная тепловая структура приводит к “плоским” в единицах яркостной температуры спектрам в диапазоне 780–1250 см⁻¹, для которых алгоритм восстановления может равновероятно прийти к величинам оптической толщины τ_{dust} или τ_{ice} в широком интервале значений (от нуля до предельного) в

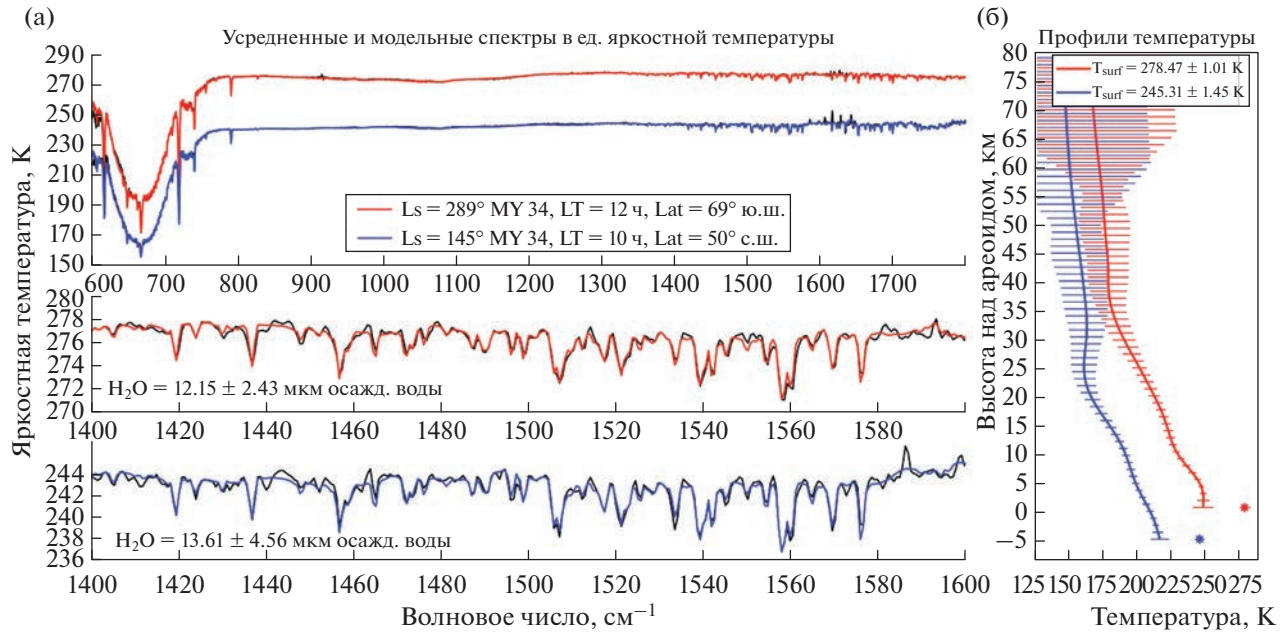


Рис. 4. Примеры восстановленного общего содержания водяного пара в летние сезоны с повышенным содержанием H_2O в атмосфере по усредненным надирным измерениям TIRVIM днем в южном полушарии (красный) и утром в северном (синий): (а) – измеренные спектры (черный) и рассчитанные для восстановленных параметров модельные спектры (цветные), наилучшим образом соответствующие измеренным, значение общего содержания H_2O дано в осажденных микро-нах; (б) – восстановленная тепловая структура, температура поверхности отображена в виде “звездочки”.

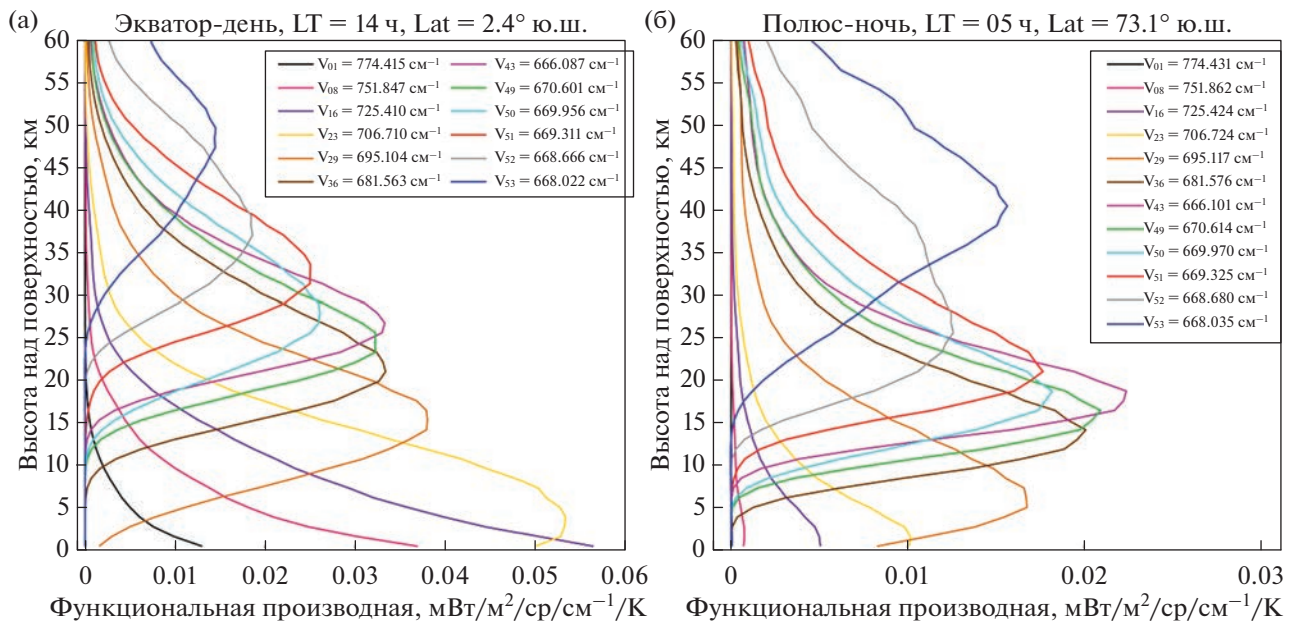


Рис. 5. Функциональные производные (весовые функции) для набора спектральных каналов восстановления температуры атмосферы как функции высоты над поверхностью, построенные в ходе расчета модельных спектров излучения: (а) – для дневного экваториального измерения TIRVIM; (б) – для ночного полярного измерения.

силу отсутствия явного глобального минимума χ^2 . В случае же частичной вырожденности, когда видна неглубокая полоса поглощения или эмис-

сии, а температурный профиль начинает существенно отклоняться от температуры поверхности на высотах до 60 км, значение восстанавлива-

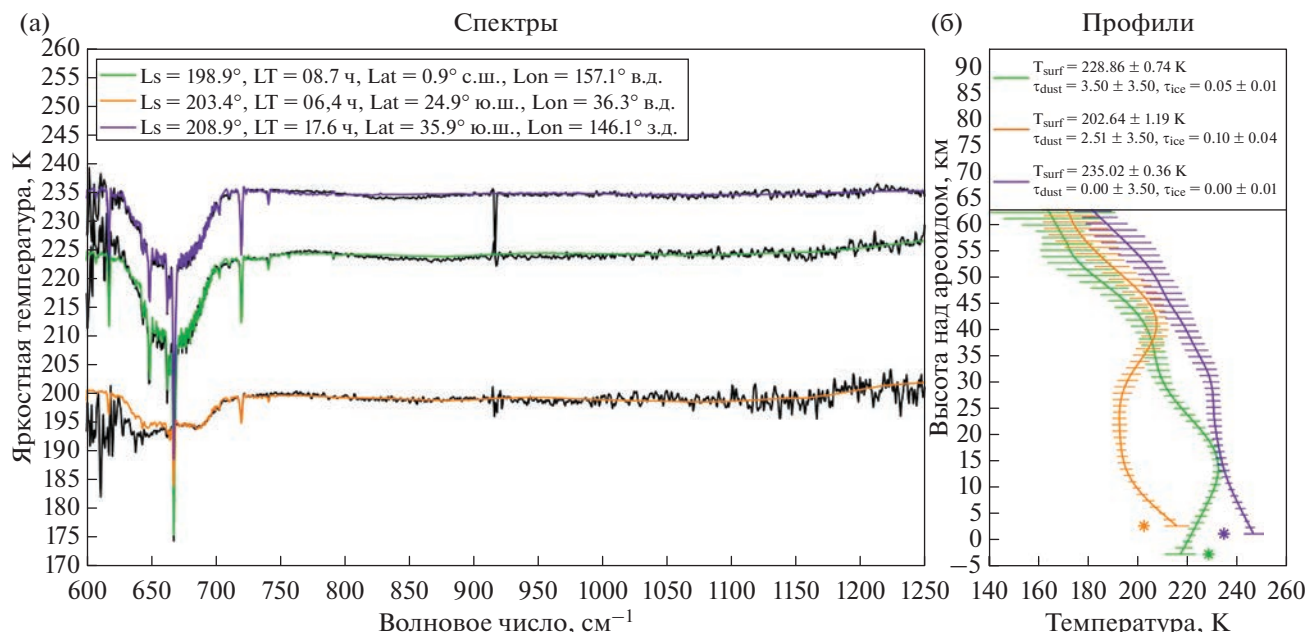


Рис. 6. Примеры вырожденных случаев в задаче восстановления общего содержания пыли по надирным измерениям TIRVIM: (а) — измеренные спектры (черный) и рассчитанные для восстановленных параметров модельные спектры (цветные), наилучшим образом соответствующие измеренным; (б) — восстановленные вертикальные профили температуры, температура поверхности и общее содержание пыли и водяного льда, на графике температура поверхности отображена в виде “звездочки”. Полоса поглощения пыли не наблюдается во время глобальной пылевой бури МУ 34 в утренние (зеленый, оранжевый) и вечерние часы (фиолетовый).

емой толщины τ будет сильно зависеть от априорного вертикального профиля концентрации соответствующей компоненты аэрозолей, что также искажает результат в случае неверного априорного предположения. Следует отметить, что вырождение в задаче восстановления содержания аэрозолей не оказывает значимого влияния на восстановление вертикальной тепловой структуры.

В случае восстановления общего содержания пыли вырожденность особо заметно проявилась во время наблюдения глобальной пылевой бури МУ 34, когда TIRVIM систематически регистрировал “плоские” спектры в регионах с явно высоким содержанием пыли по данным других экспериментов (Montabone и др., 2020). Примеры таких спектров продемонстрированы на рис. 6а в случае утренних измерений (зеленый, оранжевый) и вечернего измерения TIRVIM в разгар бури (фиолетовый). Большая часть измерений TIRVIM вблизи экватора и в средних широтах в разгар бури в интервале $L_s = 198^\circ$ – 209° проводилась в утренние и вечерние часы, когда на двух–трех шкалах высоты по давлению над поверхностью (где находится основная масса пыли) контраст температуры атмосферы с температурой поверхности был незначительным (рис. 6б). С учетом наличия приборного шума и наводок в полученных спектрах, алгоритм восстановления не мог

корректно определить оптическую толщину экстинкции пыли, поскольку, например, модельные спектры для решений с $\tau_{dust} = 0.0$ и $\tau_{dust} = 3.0$ одинаково хорошо согласовывались с измеренным спектром в смысле минимума χ^2 на всем диапазоне. Данная вырожденность в итоге привела к искусственному сужению пространственного распределения содержания пыли и систематическому занижению ее содержания в северном полушарии в разгар бури (Vlasov и др., 2022). Кроме того, в случае холодной поверхности Марса и низкого соотношения сигнал/шум в диапазоне 950 – 1250 см⁻¹, полоса поглощения пыли становится малоразличимой на фоне приборного шума, что существенно затрудняет ночные и околополярные измерения содержания пыли.

В восстановлении общего содержания атмосферного водяного льда также может возникать аналогичное вырождение, как продемонстрировано на рис. 7. Особо явно оно проявляется для околополярных измерений в любое время суток, когда температура поверхности столь же холодная, как и атмосферные уровни с наибольшим присутствием водяного льда, в результате чего в полученных спектрах излучения не наблюдается характерная полоса поглощения льда. Как видно по спектрам на рис. 7, подобная вырожденность наблюдается как в ночное время (синий), так и в дневное (сиреневый). В случае полярных ночных

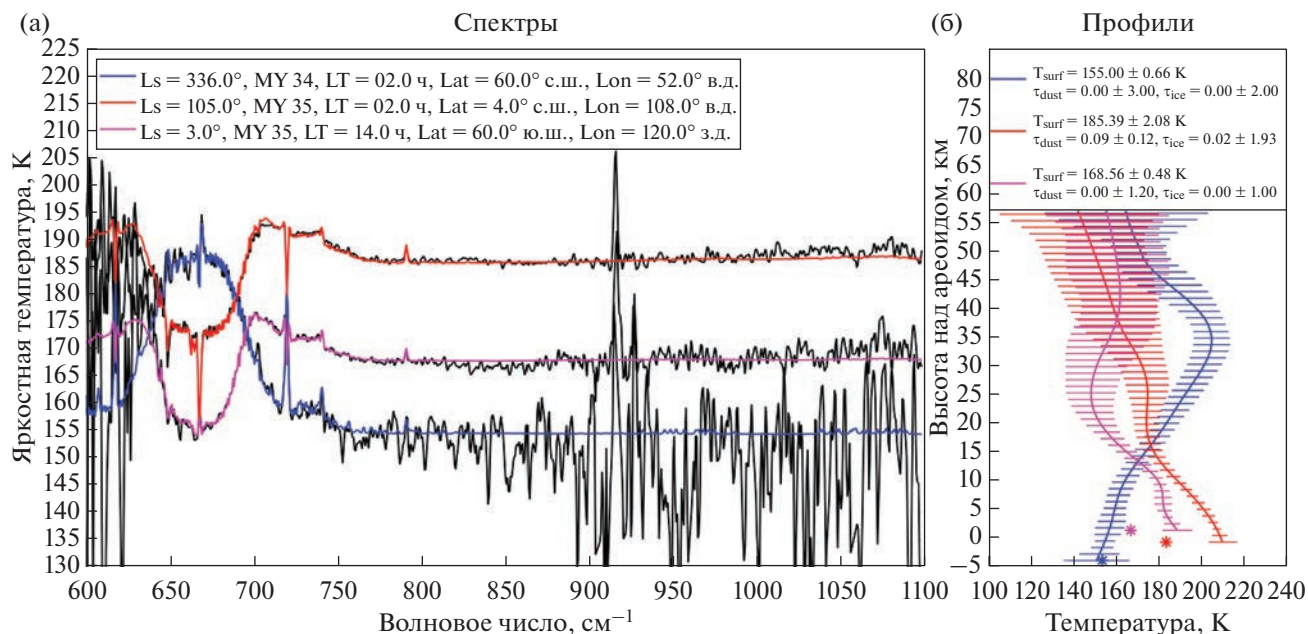


Рис. 7. Примеры вырожденных случаев в задаче восстановления общего содержания водяного льда по надирным измерениям TIRVIM: (а) — измеренные спектры (черный) и рассчитанные для восстановленных параметров модельные спектры (цветные), наилучшим образом соответствующие измеренным; (б) — восстановленные вертикальные профили температуры, температура поверхности и общее содержание пыли и водяного льда, на графике температура поверхности отображена в виде “звездочки”. Полоса поглощения и сезонные облака водяного льда не наблюдаются на северном полюсе ночью (синий), на южном полюсе днем (сиреневый) и в сезон афелия MY 35 ночью (красный).

измерений дополнительные трудности в наблюдении полосы льда создает слишком низкое соотношение сигнал/шум (рис. 7а, синий). Таким образом, наблюдать сезонные вариации облаков водяного льда на околополярных широтах в надир с помощью TIRVIM практически невозможно. По этой же причине водяной лед также трудно детектировать в ночное время и для экваториальных и средних широт. В частности, регулярный “пояс” облаков водяного льда в сезон афелия наблюдается в надир только в светлое время суток, когда температурный контраст облачного слоя и поверхности становится заметным (рис. 3, синий), при этом для ночных измерений спектры TIRVIM не содержат полосы поглощения льда или сильно зашумлены (рис. 7а, красный).

Наконец, восстановление общего содержания водяного пара ограничено, прежде всего, величиной инструментального шума, не всегда исчезающего при усреднении даже большого количества данных. В тех случаях, когда в силу малого усреднения или холодной поверхности спектральный шум прибора сравним по величине с глубиной самых сильных линий поглощения H_2O в диапазоне $1400\text{--}1600\text{ см}^{-1}$, корректная интерпретация глубины линий и содержания водяного пара затруднительна. Как уже было отмечено ранее, высокий относительно уровня сигнала шум полностью ис-

ключает возможность наблюдения ночного водяного пара по полосе 6 мкм.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОоды

Фурье-спектрометр TIRVIM в составе российского комплекса приборов ACS работал на борту КА ExoMars TGO на орбите вокруг Марса в период с 13 марта 2018 г. по 2 декабря 2019 г. в двух режимах наблюдения: в надир в диапазоне $5\text{--}16.7\text{ мкм}$ ($600\text{--}2000\text{ см}^{-1}$) и в режиме солнечных затмений в диапазоне $1.7\text{--}17\text{ мкм}$ ($590\text{--}5900\text{ см}^{-1}$). Его основной научной задачей при измерениях в надир является постоянный мониторинг тепловой структуры и содержания аэрозолей в атмосфере Марса, причем низкая ($\sim 400\text{ км}$) почти круговая орбита TGO и плотное покрытие измерений по времени предоставляют возможность наблюдения суточного цикла параметров атмосферы.

Для обработки данных TIRVIM был адаптирован метод решения обратной задачи термического зондирования, использующий наработки в предыдущих экспериментах, но с учетом приборных характеристик и особенностей спектров, полученных TIRVIM. Метод позволяет по надирному спектру уходящего излучения, измеренному TIRVIM в диапазоне $600\text{--}780\text{ см}^{-1}$, который содержит глубокую 15-мкм полосу поглощения CO_2 , вос-

становить вертикальный профиль температуры атмосферы Марса от поверхности до высоты 60 км в широком интервале климатических условий; а также по измерениям в диапазоне 780–1250 см⁻¹ определить температуру поверхности и общее содержание частиц пыли и облаков водяного льда в виде оптических толщин экстинкции на волновых числах в максимумах их поглощения (1075 см⁻¹ для пыли и 825 см⁻¹ для водяного льда). Кроме того, по спектрам с высоким соотношением сигнал/шум в диапазоне 1400–1600 см⁻¹, в котором наблюдается 6-мкм полоса H₂O, разработанный метод позволяет восстановить общее содержание водяного пара (в микронах осажженной воды) в атмосфере Марса в светлое время суток.

У зондирования в надир в тепловом ИК-диапазоне спектра есть ограничения возможности мониторинга температуры, а также содержания аэрозолей и водяного пара. Во-первых, детали 15-мкм полосы поглощения CO₂, наблюдаемой со спектральным разрешением TIRVIM, ограничивают вертикальное разрешение восстанавливаемого температурного профиля до нескольких км возле поверхности и до 20–25 км в верхней тропосфере. Более того, значения спектрального разрешения и инструментального шума измерений TIRVIM также устанавливают верхний предел чувствительности к восстановлению на 40–70 км, который зависит от уровня сигнала. Во-вторых, низкий температурный контраст между поверхностью и содержащими аэрозоли слоями атмосферы приводит к вырожденности в восстановлении соответствующих компонент аэрозолей и отсутствию полос поглощения или эмиссии в измеряемых спектрах даже в случае повышенного содержания пыли или водяного льда. Подобная тепловая структура наблюдалась в утренние и вечерние часы во время глобальной пылевой бури, а также днем в полярных областях в случае водяного льда.

Кроме того, недостаточно высокое соотношение сигнал/шум в спектрах TIRVIM в случае некоторых ночных и околополярных наблюдений с холодной марсианской поверхностью не позволяет корректно интерпретировать полосы поглощения или эмиссии пыли и водяного льда, затрудняя мониторинг сезонных вариаций. Схожим образом, низкий сигнал не дает различить линии H₂O на фоне шума в усредненных измерениях, что исключает возможность ночного мониторинга водяного пара.

В итоге, всего с использованием описанного метода было обработано 2.28×10^6 непосредственно надирных спектров TIRVIM для изучения тепловой структуры и содержания аэрозолей и дополнительно 2.3×10^5 спектров, необходимых для анализа вариаций водяного пара в атмосфере

Марса, полученных путем усреднения регулярных измерений TIRVIM.

Авторы выражают благодарность Министерству науки и высшего образования РФ за финансовую поддержку.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Мороз В.И., Делер В., Устинов Е.А., Шефер К., Засова Л.В., Шпенкух Д., Дьячков А.В., Дюбуа Р., Линкин В.М., Эртель Д., и 7 соавторов. Инфракрасный эксперимент на АМС “Венера-15” и “Венера-16”. Предварительные результаты анализа спектров в области полос поглощения H₂O и SO₂ // Космич. исслед. 1985. Т. 23. № 2. С. 236–247.
- Москаленко Н.И., Паржун С.Н. Исследование спектров поглощения углекислого газа при повышенных давлениях // Всесоюз. симп. по распространению лазерного излучения в атмосфере. Томск: ИОА СО АН СССР, 1981. С. 110–113.
- Тимофеев Ю.М., Васильев А.В. Теоретические основы атмосферной оптики. СПб.: Наука, 2003. 474 с.
- Brown L. R. CO₂-broadened water in the pure rotation and v₂ fundamental regions // J. Molec. Spectrosc. 2007. V. 246. № 1. P. 1–21.
<https://doi.org/10.1016/j.jms.2007.07.010>
- Clancy R. T., Wolff M. J., Christensen P. R. Mars aerosol studies with the MGS TES emission phase function observations: Optical depths, particle sizes, and ice cloud types versus latitude and solar longitude // J. Geophys. Res.: Planets. 2003. V. 108. № E9. id. 5098.
<https://doi.org/10.1029/2003JE002058>
- Conrath B. J., Pearl J. C., Smith M. D., Maguire W. C., Christensen P. R., Dason S., Kaelberer M. S. Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer (TES) observations: Atmospheric temperatures during aerobraking and science phasing // J. Geophys. Res.: Planets. 2000. V. 105. № E4. P. 9509–9519.
<https://doi.org/10.1029/1999JE001095>
- Fan S., Guerlet S., Forget F., Bierjon A., Millour E., Ignatiev N., Shakun A., Grigoriev A., Trokhimovskiy A., Montmessin F., Korablev O. Thermal tides in the Martian atmosphere near northern summer solstice observed by ACS/TIRVIM on board TGO // Geophys. Res. Lett. 2022. V. 49. № 7. id. e2021GL097130.
<https://doi.org/10.1029/2021GL097130>
- Forget F., Hourdin F., Fournier R., Hourdin C., Talagrand O., Collins M., Lewis S. R., Read P. L., Huot J.-P. Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to above 80 km // J. Geophys. Res.: Planets. 1999. V. 104. № E10. P. 24155–24175.
<https://doi.org/10.1029/1999JE001025>
- Gamache R. R., Farese M., Renaud C. L. A spectral line list for water isotopologues in the 1100–4100 cm⁻¹ region for application to CO₂-rich planetary atmospheres // J. Molec. Spectrosc. 2016. V. 326. P. 144–150.
<https://doi.org/10.1016/j.jms.2015.09.001>
- Gamache R. R., Roller C., Lopes E., Gordon I. E., Rothman L. S., Polyansky O. L., Zobov N. F., Kyuberis A. A., Tennyson J., Yurchenko S. N., and 9 co-authors. Total internal partition sums for 166 isotopologues of 51 molecules important in planetary atmospheres: Application to HI-

- TRAN2016 and beyond // *J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer*. 2017. V. 203. P. 70–87.
<https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2017.03.045>
- Giuranna M., Wolkenberg P., Grassi D., Aronica A., Aoki S., Scaccabarozzi D., Saggin B., Formisano V. The current weather and climate of Mars: 12 years of atmospheric monitoring by the Planetary Fourier Spectrometer on Mars Express // *Icarus*. 2021. V. 353. id. 113406.
<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2019.113406>
- Gordon I.E., Rothman L.S., Hargreaves R.J., Hashemi R., Karlovets E., Skinner F., Conway E.K., Hill C., Kochanov R.V., Tan Y., and 78 co-authors. The HITRAN2020 molecular spectroscopic database // *J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer*. 2022. V. 277. id. 107949.
<https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2021.107949>
- Grassi D., Ignatiev N.I., Zasova L.V., Maturilli A., Formisano V., Bianchini G.A., Giuranna M. Methods for the analysis of data from the Planetary Fourier Spectrometer on the Mars Express mission // *Planet. and Space Sci.* 2005. V. 53. № 10. P. 1017–1034.
<https://doi.org/10.1016/j.pss.2005.01.006>
- Guerlet S., Ignatiev N., Forget F., Fouchet T., Vlasov P., Bergeron G., Young R.M.B., Millour E., Fan S., Tran H., and 5 co-authors. Thermal structure and aerosols in Mars' atmosphere from TIRVIM/ACS onboard the ExoMars Trace Gas Orbiter: Validation of the retrieval algorithm // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2022. V. 127. id. e2021JE007062.
<https://doi.org/10.1029/2021JE007062>
- Haus R., Titov D.V. Sensitivity of temperature retrieval in the Martian atmosphere to transmittance simulation accuracy and instrumental noise // *Planet. and Space Sci.* 2000. V. 48. № 5. P. 473–481.
[https://doi.org/10.1016/S0032-0633\(00\)00020-9](https://doi.org/10.1016/S0032-0633(00)00020-9)
- Iwabuchi H., Yang P. Temperature dependence of ice optical constants: Implications for simulating the single-scattering properties of cold ice clouds // *J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer*. 2011. V. 112. № 15. P. 2520–2525.
<https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2011.06.017>
- Korablev O., Montmessin F., Trokhimovskiy A., Fedorova A.A., Shakun A.V., Grigoriev A.V., Moshkin B.E., Ignatiev N.I., Forget F., Lefèvre F., and 64 co-authors. The Atmospheric Chemistry Suite (ACS) of three spectrometers for the ExoMars 2016 Trace Gas Orbiter // *Space Sci. Rev.* 2018. V. 214. id. 7.
<https://doi.org/10.1007/s11214-017-0437-6>
- Kuntz M. A new implementation of the Humlicek algorithm for the calculation of the Voigt profile function // *J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer*. 1997. V. 57. № 6. P. 819–824.
[https://doi.org/10.1016/S0022-4073\(96\)00162-8](https://doi.org/10.1016/S0022-4073(96)00162-8)
- Martin T.Z., Peterfreund A.R., Miner E.D., Kieffer H.H., Hunt G.E. Thermal infrared properties of the Martian atmosphere: 1. Global behavior at 7, 9, 11, and 20 μm // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. № B6. P. 2830–2842.
<https://doi.org/10.1029/JB084iB06p02830>
- Mastrapa R.M., Sandford S.A., Roush T.L., Cruikshank D.P., Dalle Ore C. M. Optical constants of amorphous and crystal H_2O -ice: 2.5–22 mm ($4000\text{--}455\text{ cm}^{-1}$) optical constants of H_2O -ice // *Astrophys. J.* 2009. V. 701. № 2. P. 1347–1356.
<https://doi.org/10.1088/0004-637X/701/2/1347>
- McCleese D.J., Heavens N.G., Schofield J.T., Abdou W.A., Bandfield J.L., Calcutt S.B., Irwin P.G.J., Kass D.M., Kleinböhl A., Lewis S.R., and 7 co-authors. Structure and dynamics of the Martian lower and middle atmosphere as observed by the Mars Climate Sounder: Seasonal variations in zonal mean temperature, dust, and water ice aerosols // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2010. V. 115. № E12. id. 2010JE003677.
<https://doi.org/10.1029/2010JE003677>
- Millour E., Forget F., Spiga A., Vals M., Zakharov V., Montabone L., Lefèvre F., Montmessin F., Chaufray J.-Y., López-Valverde M.A., and 5 co-authors. MCD/GCM Development team. The Mars climate database (version 5.3) // From Mars Express to ExoMars Scientific Workshop. ESA-ESAC Madrid. 27–28 February, 2018. P. 2.
- Montabone L., Spiga A., Kass D.M., Kleinboehl A., Forget F., Millour E. Martian year 34 column dust climatology from Mars Climate Sounder observations: Reconstructed maps and model simulations // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2020. V. 125. id. e2019JE006111.
<https://doi.org/10.1029/2019JE006111>
- Montmessin F., Ferron S. A spectral synergy method to retrieve martian water vapor column abundance and vertical distribution applied to Mars Express SPICAM and PFS nadir measurements // *Icarus*. 2019. V. 317. P. 549–569.
<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2018.07.022>
- Perevalov V.I., Tashkun S.A. CDSD-296 (Carbon Dioxide Spectroscopic Databank): Updated and Enlarged Version for Atmospheric Applications // The 10th HITRAN Database Conference, Harvard-Smithsonian Center for Astrophysics. Zenodo. 22–24 June, 2008. id 17520.
<https://doi.org/10.5281/zenodo.17520>
- Revercomb H.E., Bujs H., Howell H.B., LaPorte D.D., Smith W.L., Sromovsky L.A. Radiometric calibration of IR Fourier transform spectrometers: Solution to a problem with the High-Resolution Interferometer Sounder // *Appl. Optics*. 1988. V. 27. № 15. P. 3210–3218.
<https://doi.org/10.1364/AO.27.003210>
- Rodgers C.D. Inverse methods for atmospheric sounding: Theory and practice // *World Scientific*. 2000. p. 256.
<https://doi.org/10.1142/3171>
- Santee M., Crisp D. Thermal structure and dust loading of the Martian atmosphere during late southern summer: Mariner 9 revisited // *J. Geophys. Res.: Planets*. 1993. V. 98. № E2. P. 3261–3279.
<https://doi.org/10.1029/92JE01896>
- Shakun A., Ignatiev I., Luginin M., Grigoriev A., Moshkin B., Grassi D., Arnold G., Maturilli A., Kungurov A., Markarov V., and 11 co-authors. ACS/TIRVIM: Calibration and first results // *Conf. Infrared remote sensing and instrumentation XXVI. SPIE*. 2018. id. 107650E.
<https://doi.org/10.1117/12.2322163>
- Smith M.D., Bandfield J.L., Christensen P.R. Separation of atmospheric and surface spectral features in Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer (TES) spectra // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2000. V. 105. № E4. P. 9589–9607.
<https://doi.org/10.1029/1999JE001105>

- Smith M.D.* Interannual variability in TES atmospheric observations of Mars during 1999–2003 // *Icarus*. 2004. V. 167. № 1. P. 148–165.
<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2003.09.010>
- Vago J., Witasse O., Svedhem H., Baglioni P., Haldemann A., Gianfiglio G., Blancquaert T., McCoy D., de Groot R.* ESA ExoMars program: The next step in exploring Mars // *Sol. Syst. Res.* 2015. V. 49. № 7. P. 518–528.
<https://doi.org/10.1134/S0038094615070199>
- Vlasov P., Ignatiev N., Guerlet S., Grassi D., Korablev O., Grigoriev A., Shakun A., Patsaev D., Maslov I., Zasova L., and 7 co-authors.* Martian atmospheric thermal structure and dust distribution during the MY 34 global dust storm from ACS TIRVIM nadir observations // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2022. V. 127. id. e2022JE007272.
<https://doi.org/10.1029/2022JE007272>
- Wolff M.J., Clancy R.T.* Constraints on the size of Martian aerosols from Thermal Emission Spectrometer observations // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2003. V. 108. № E9. id. 5097.
<https://doi.org/10.1029/2003JE002057>
- Wolkenberg P., Giuranna M., Smith M.D., Grassi D., Amoroso M.* Similarities and differences of global dust storms in MY 25, 28, and 34 // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2020. V. 125. id. e2019JE006104.
<https://doi.org/10.1029/2019JE006104>
- Zasova L., Grassi D., Formisano V., Maturilli A.* The Martian atmosphere in the region of the great volcanoes: Mariner 9 IRIS data revisited // *Planet. and Space Sci.* 2001. V. 49. P. 977–992.
[https://doi.org/10.1016/S0032-0633\(01\)00040-X](https://doi.org/10.1016/S0032-0633(01)00040-X)
- Zasova L., Formisano V., Grassi D., Ignatiev N., Maturilli A.* Martian winter atmosphere at North high latitudes: Mariner 9 IRIS data revisited // *Adv. Space Res.* 2002. V. 29. № 2. P. 151–156.
[https://doi.org/10.1016/S0273-1177\(01\)00563-4](https://doi.org/10.1016/S0273-1177(01)00563-4)