

## Методика восстановления концентрации $\text{CO}_2$ в полосе 15 мкм по данным измерений спектрометра ИКФС-2 на борту КА «Метеор-М» № 2

П. В. Власов, Е. Д. Стариченко, Н. И. Игнатъев, А. Ю. Трохимовский,  
А. А. Фёдорова, О. И. Кораблев, А. А. Ломакин

*Институт космических исследований РАН, Москва, 117997, Россия  
E-mail: pavel.vlasov@phystech.edu*

Рассматривается возможность восстановления концентрации  $\text{CO}_2$  как одного из ключевых парниковых газов в земной атмосфере по данным измерений серии фурье-спектрометров ИКФС-2 (инфракрасный фурье-спектрометр), установленных на космических аппаратах «Метеор-М» № 2 и наблюдающих Землю в надир в спектральном диапазоне 5–15 мкм. Рабочий диапазон ИКФС-2 содержит глубокую полосу поглощения  $\text{CO}_2$  в области 15 мкм, форма которой зависит от вертикального профиля давления – температуры и от содержания самого  $\text{CO}_2$ . Вследствие чего данная полоса обычно используется для восстановления профиля температуры от поверхности до 60 км при известном содержании диоксида углерода. В работе исследуется возможность и точность восстановления содержания самого  $\text{CO}_2$  по измерениям в полосе 15 мкм. Восстановление температуры атмосферы Земли и концентрации малых газовых составляющих представляет собой обратную задачу по отношению к расчёту переноса излучения в тепловом инфракрасном диапазоне спектра. Для её решения был применён итерационный нелинейный метод оптимальной оценки. Использованный алгоритм — адаптация успешно работающей методики обработки данных фурье-спектрометра TIRVIM (*англ.* Thermal InfraRed) на борту ExoMars Trace Gas Orbiter в аналогичной задаче термического зондирования атмосферы Марса в том же спектральном диапазоне. Получено, что колебания температуры нижней атмосферы в несколько градусов влияют на измеряемый ИКФС-2 спектр столь же сильно, как и вариации концентрации  $\text{CO}_2$  в десятки объёмных частей на миллион. С учётом неопределённости профиля температуры в масштабе поля зрения спектрометра, из-за грубости пространственно-временного разрешения и неточностей самих погодных данных, погрешности восстанавливаемого общего содержания  $\text{CO}_2$  слишком велики для использования надирных измерений в полосе 15 мкм для построения глобальных карт и отслеживания многолетних трендов содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере.

**Ключевые слова:** земная атмосфера, «Метеор-М» № 2, ИКФС-2, парниковые газы, концентрация  $\text{CO}_2$ , полоса поглощения, термическое зондирование, обратная задача, температура

Одобрена к печати: 15.12.2025  
DOI: 10.21046/2070-7401-2026-23-2-95-110

### Введение

Углекислый газ считается одним из ключевых парниковых газов в атмосфере Земли, заметно влияя на её климат. В этой связи построение глобальных карт распределения  $\text{CO}_2$  и отслеживание сезонных и многолетних трендов его общего содержания представляет собой актуальную задачу. В настоящее время существует много способов детектирования  $\text{CO}_2$  и отслеживания его концентрации: наземные станции (Wunch et al., 2011), метеорологические аэростаты, приборы на орбите вокруг Земли (Crisp et al., 2017; Yokota et al., 2009), работающие в разных спектральных диапазонах.

Термическое зондирование в надир в инфракрасном (ИК) диапазоне спектра является одним из важнейших методов изучения климата Земли с орбиты (Успенский и др., 2021). Обработка измерений, полученных этим методом, состоит в решении обратной задачи переноса теплового излучения. При этом прямая задача переноса излучения заключается в расчёте спектра уходящего теплового излучения поверхности Земли, которое взаимодействует с молекулами газа и аэрозолями атмосферы. Измеряемая прибором интенсивность излучения зависит как от конструкции и характеристик самого прибора, так и от состава и структуры атмосферы.

Решение обратной задачи в данном случае включает в себя восстановление вертикального профиля температуры и температуры поверхности, содержания аэрозолей и концентрации малых газовых составляющих. При этом характеристики конкретного прибора влияют на детали выбранного метода решения обратной задачи, вследствие чего особенности алгоритмов обработки отличаются для разных экспериментов. Здесь исследуется возможность одновременного восстановления температурных профилей и содержания  $\text{CO}_2$  по измерениям спектрометра ИКФС-2 (инфракрасный фурье-спектрометр) в диапазоне 5–15 мкм. Задача определения содержания углекислого газа по измерениям ИКФС-2 полосы 15 мкм уже была проанализирована в рамках регрессионного подхода (Голомолзин и др., 2022), однако в том случае температура атмосферы была фактически исключена из рассмотрения. В свою очередь, в нашей работе был применён физико-математический подход в виде решения обратной задачи и расчёта переноса излучения и исследовано влияние температуры на восстанавливаемую концентрацию  $\text{CO}_2$  и погрешность полученного результата.

## Эксперимент ИКФС-2 на КА «Метеор-М» № 2

Серия инфракрасных фурье-спектрометров ИКФС-2 установлена на космических аппаратах (КА) «Метеор-М» № 2. Регулярные измерения приборов стартовали в марте 2015 г. и продолжаются по настоящее время. Основная научная задача ИКФС-2 состоит в постоянном мониторинге термодинамических параметров и состава атмосферы. В частности, сюда входит измерение вертикальных профилей температуры и влажности, а также концентрации озона и других малых газовых составляющих по спектрам интенсивности уходящего теплового излучения Земли (Timofeyev et al., 2019).

Прибор номинально работает в спектральном диапазоне  $660\text{--}2000\text{ см}^{-1}$  (5–15 мкм), фактическое разрешение доступных калиброванных спектров с аподизацией функцией Гаусса составляет  $0,7\text{ см}^{-1}$  в диапазоне  $660\text{--}1210\text{ см}^{-1}$  и  $1,4\text{ см}^{-1}$  на  $1210\text{--}2000\text{ см}^{-1}$  соответственно. Реальное значение инструментального шума NESR (*англ.* noise equivalent spectral radiance) достигает минимума в  $0,1\text{ мВт}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{ср}^{-1}\cdot\text{см}$  на 13 мкм, где расположены окно прозрачности и полоса поглощения  $\text{O}_3$ , и растёт вплоть до  $2\text{ мВт}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{ср}^{-1}\cdot\text{см}$  в центре полосы поглощения  $\text{CO}_2$  на 15 мкм. Ширина полосы обзора ИКФС-2 варьируется от 1000 до 2500 км в зависимости от режима сканирования, при этом пространственный шаг сетки меняется от 60 до 110 км (Головин и др., 2013). Особенность стратегии измерений заключается в том, что за сутки спектрометр обеспечивает полное покрытие земной поверхности. Поле зрения FOV (*англ.* field of view) прибора составляет 40 мрад, что с орбиты высотой 820 км приводит к области обзора на земной поверхности диаметром  $\sim 35$  км. Калиброванные данные ИКФС-2 уровня L2 с сопутствующей геометрией наблюдений частично доступны в открытом виде на сайте ФГБУ НИЦ «Планета» (<http://planet.rssi.ru/calval/public-ikfs>). В рабочем диапазоне спектрометра детектируются сразу несколько важных газовых полос поглощения, используемых для восстановления параметров атмосферы. На *рис. 1* (см. с. 97) отображены примеры калиброванных спектров, полученных ИКФС-2 в июле 2025 г. для набора климатических условий и демонстрирующих их ключевые спектральные особенности в данном диапазоне.

Самый важный в рамках исследуемой задачи спектральный интервал измерений  $660\text{--}800\text{ см}^{-1}$  содержит центр и коротковолновое крыло глубокой колебательно-вращательной полосы поглощения  $\text{CO}_2$  на 15 мкм, форма которой существенно зависит как от концентрации самого диоксида углерода, так и от вертикального профиля давления – температуры. Вследствие чего данная полоса обычно используется для восстановления профиля температуры от поверхности до верхнего предела чувствительности (около 60 км). В этом исследовании анализируются влияние концентрации углекислого газа на форму полосы и погрешность восстановления содержания  $\text{CO}_2$  по данным ИКФС-2.

Яркая температура спектра в районе окна прозрачности на  $900\text{ см}^{-1}$  даёт приближительную оценку температуры поверхности в ясную погоду без аэрозольного загрязнения. При этом, например, на *рис. 1* (жёлтый спектр) видно, что в облачную погоду в диапазоне

$700\text{--}1000\text{ см}^{-1}$  наблюдается широкая полоса поглощения водяного аэрозоля в верхних облачных слоях выше эффективного излучающего слоя, что дополнительно затрудняет восстановление требуемых параметров. На данном этапе работ мы ограничились измерениями над сушей, а также исключили из рассмотрения любые аэрозоли, природного и антропогенного характера, что отсекает большую часть измерений с попавшими в поле зрения ИКФС-2 облаками.

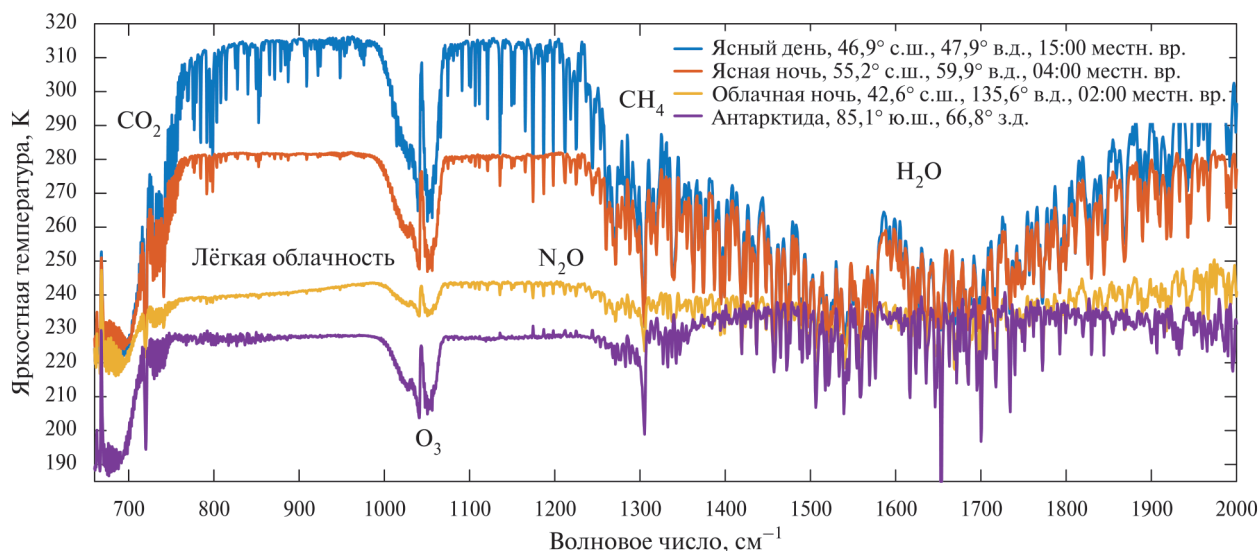


Рис. 1. Набор измеренных в июле 2025 г. ИКФС-2 спектров в единицах яркостной температуры в диапазоне  $660\text{--}2000\text{ см}^{-1}$  для разных климатических условий: ясный день (синий цвет), ясная ночь (оранжевый), облачная ночь (жёлтый) и полярная ночь в Антарктиде (фиолетовый)

В диапазоне  $950\text{--}1100\text{ см}^{-1}$  расположена сильная полоса поглощения  $\text{O}_3$ , которая активно используется для восстановления содержания озона на нескольких уровнях высоты (Polyakov et al., 2025). Диапазон  $1250\text{--}2000\text{ см}^{-1}$  содержит широкую полосу поглощения  $\text{H}_2\text{O}$  на 6 мкм, включающую информацию о распределении водяного пара в атмосфере Земли. В некоторых случаях, например над Антарктидой (см. рис. 1, фиолетовый спектр), из-за температурной инверсии может наблюдаться эмиссия линий воды. Аналогичным образом более узкий диапазон  $1100\text{--}1400\text{ см}^{-1}$  включает в себя небольшие полосы  $\text{N}_2\text{O}$  и  $\text{CH}_4$ , которые могут быть различены на фоне полосы  $\text{H}_2\text{O}$  и позволяют определить общее содержание соответствующих газовых компонент.

## Метод обработки

Алгоритмы расчёта молекулярного поглощения и переноса излучения основаны на успешно работающей методике обработки данных фурье-спектрометра TIRVIM (англ. Thermal InfraRed) на борту КА ExoMars TGO (англ. Trace Gas Orbiter) (Korablev et al., 2018) в аналогичной задаче термического зондирования атмосферы Марса в том же спектральном диапазоне (Власов и др., 2023). Восстановление параметров атмосферы представляет собой обратную задачу по отношению к задаче переноса излучения в тепловом ИК-диапазоне. Она относится к классу некорректно поставленных обратных задач, и для её решения был использован нелинейный метод оптимальной оценки (Rodgers, 2000).

Метод был адаптирован к атмосфере Земли и данным ИКФС-2. Для решения задачи вводился ряд допущений: атмосфера Земли полагалась находящейся в состоянии локального термодинамического равновесия на всех рассматриваемых высотах, а солнечное излучение и отражённый от поверхности нисходящий тепловой поток излучения атмосферы считались

пренебрежимо малы. Кроме того, в данном исследовании были полностью исключены случаи с атмосферой, содержащей аэрозоли в виде облаков, пыли, сажи, дыма и пр. Работа сосредоточена исключительно на задаче влияния содержания CO<sub>2</sub> на спектр излучения, измеряемый ИКФС-2, и возможности его восстановления с адекватной точностью в чистой атмосфере.

### **Расчёт переноса излучения в атмосфере Земли в тепловом ИК-диапазоне**

Для моделирования данных, получаемых ИКФС-2, требовалось рассчитать перенос излучения в рабочем диапазоне спектрометра на луче зрения прибора по уровням высоты от поверхности до КА. Уравнение переноса излучения, связывающее интенсивность излучения  $I$  вдоль направления поля зрения с вертикальным профилем температуры  $T$ , использовалось в приближении плоскопараллельной атмосферы и без учёта рассеяния (Тимофеев, Васильев, 2003). Поверхность Земли при этом предполагалась ламбертовой с планковской функцией излучения, а её излучательная способность для конкретного географического региона была взята из базы данных CAMEL (*англ.* Combined ASTER MODIS Emissivity over Land) (Loveless et al., 2021). В ходе обработки данных была проведена её дополнительная коррекция в окнах прозрачности и коротковолновой части полосы CO<sub>2</sub> в случаях явного несоответствия расчётов наблюдаемой интенсивности излучения.

Модельный спектр уходящего излучения монохроматически рассчитывался в диапазоне 660–2000 см<sup>-1</sup> на равномерной спектральной сетке с шагом 0,01 см<sup>-1</sup> на луче зрения прибора по уровням высоты от поверхности до ~80 км. После чего результирующая интенсивность излучения сворачивалась с аппаратной функцией ИКФС-2 в виде гауссиан шириной 0,7 и 1,4 см<sup>-1</sup>. Аналогичная работа с фурье-спектрометрами TES (*англ.* Thermal Emission Spectrometer) (Conrath et al., 2000) и PFS (*англ.* Planetary Fourier Spectrometer) (Grassi et al., 2005) при исследованиях атмосферы Марса показала, что шаг 0,01 см<sup>-1</sup> по волновому числу достаточен для расчёта молекулярного поглощения и переноса излучения с погрешностью в пределах приборного шума (Haus, Titov, 2000).

### **Расчёт молекулярного поглощения**

Для вычисления молекулярного поглощения H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, имеющих детектируемые полосы в рабочем диапазоне ИКФС-2, были рассчитаны параметры линий поглощения и их спектральные контуры, вызванные уширением. Спектроскопические параметры молекул брались из баз данных HITRAN 2020 (Gordon et al., 2022) и CDSD-296 (*англ.* Carbon

Dioxide Spectroscopic Databank) (Perevalov, Tashkun, 2008). Статистические суммы  $Q(T)$  изотопов молекул вычислялись с использованием предварительно рассчитанных значений  $Q$  для разной  $T$  (Gamache et al., 2017). В качестве формы линий для всех газов, за исключением H<sub>2</sub>O, использовался контур Фойгта, учитывающий оба механизма уширения линий в воздухе (как за счёт столкновений молекул, так и из-за эффекта Доплера), приближённо вычисляемый при помощи аппроксимации (Kuntz, 1997). Коэффициенты поглощения линий воды, имеющих суперлоренцовский контур, рассчитывались с учётом наличия сильного непрерывного поглощения в крыльях линий по модели MT\_CDK (Mlawer et al., 2023). Кроме того, учёт интерференции линий CO<sub>2</sub> в полосе 15 мкм даёт заметную поправку к коэффициенту поглощения (Clough, 2008) в земной атмосфере, такая поправка посчитана (Lamougeux et al., 2015) и была использована в ходе расчётов.

Для получения молекулярного поглощения в ходе решения задачи использовался набор предварительно вычисленных коэффициентов с постоянным шагом 0,01 см<sup>-1</sup>. Набор коэффициентов поглощения был рассчитан для 52 значений давления от  $P_{\max} = 1,25$  атм до  $P_{\min} = 2,54 \cdot 10^{-7}$  атм и в диапазоне температуры от  $T_{\min} = 160$  К до  $T_{\max} = 340$  К с шагом в 5 К, что покрывает все климатические условия в земной атмосфере до высот ~80 км.

### Алгоритм восстановления вертикального температурного профиля и температуры поверхности

Алгоритм восстановления температуры поверхности, вертикального профиля температуры воздуха и содержания малых газовых составляющих, который применялся в настоящей работе, — это адаптация методики обработки данных TIRVIM/TGO (Власов и др., 2023). Отличия заключаются в особенностях спектров ИКФС-2 в смысле их спектрального разрешения и наблюдаемых деталей, а также в земной климатологии. Алгоритм основан на нелинейном методе оптимальной оценки (Rodgers, 2000) для класса некорректно поставленных обратных задач, который широко применяется в похожих экспериментах термического зондирования атмосфер планет в тепловом ИК-диапазоне.

В ходе решения обратной задачи вертикальный профиль температуры  $T(p)$  определялся на дискретных атмосферных уровнях давления  $p$  от поверхности до верхнего предела чувствительности, а само уравнение переноса излучения линейризовалось для выбранных спектральных каналов. Поскольку форма глубокой полосы 15 мкм, состоящей из большого количества линий поглощения CO<sub>2</sub>, существенно зависит от вертикального профиля температуры-давления, спектральные каналы отбирались в области поглощения в диапазоне 665–766 см<sup>-1</sup>. В данной полосе CO<sub>2</sub> каждому каналу приблизительно соответствуют атмосферные уровни от поверхности до 60 км, при этом поглощение в верхних слоях атмосферы влияет сильнее на центр полосы, а в нижних слоях — на её край. В конечном итоге было отобрано 43 спектральных канала, в которых поглощение других газов минимально, и они слабо влияют на процесс восстановления температуры или содержания CO<sub>2</sub>. В задаче восстановления вертикального температурного профиля концентрация диоксида углерода была зафиксирована, играя роль заданной априорной величины в качестве параметра, не варьировавшегося в ходе восстановления. Несмотря на общую чувствительность спектра в полосе 15 мкм к вариациям содержания CO<sub>2</sub>, его одновременное восстановление с температурным профилем осложнено по ряду причин.

Решение обратной задачи искалось итерационно путём расчёта модельного спектра, наилучшим образом соответствующего измеренному спектру. Конечное решение определялось в виде:

$$\left. \begin{aligned} \Delta T^{(n)} &= W \times \Delta I^{(n)} \\ \left\{ \begin{aligned} \Delta I^{(n)} &= I_{meas} - I^{(n)} - K \times (T_0 - T^{(n)}) \\ \Delta T^{(n)} &= T^{(n+1)} - T_0 \end{aligned} \right. \\ W &= S \times K^T \times (K \times S \times K^T + E)^{-1}, \quad K_{ij} = \frac{\partial I(v_i)}{\partial T(z_j)}, \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

где  $I^{(n)}$  и  $T^{(n)}$  — соответственно интенсивность модельного спектра излучения в точке КА и вертикальный профиль температуры, использованный при его расчёте на  $n$ -й итерации;  $I_{meas}$  — измеренная интенсивность излучения;  $T_0$  — начальный профиль температуры;  $K$  — матрица частных производных (функций чувствительности);  $S$  — корреляционная матрица;  $E$  — матрица инструментальной погрешности измерения;  $z = -\ln p$ ;  $v$  — волновое число.

Матрица  $S$  температурного профиля, отражающая статистическую корреляцию между атмосферными уровнями, задавалась с априорной неопределённостью  $T$  в 30 К для всех рассматриваемых уровней. Элементы  $K$  с частными производными интенсивности излучения  $I$  в  $i$ -м спектральном канале по температуре  $T$  на  $j$ -м атмосферном уровне с давлением  $p_j$  вычислялись напрямую путём варьирования температурного профиля и перерасчётом модельного спектра излучения. Набор таких производных как функций высоты при восстановлении дневного температурного профиля показан на *рис. 2а* (см. с 100) для некоторых спектральных каналов в полосе CO<sub>2</sub>.

Несмотря на отбор в полосе CO<sub>2</sub> на 15 мкм спектральных каналов с минимальным наличием поглощения прочих газов, некорректное априорное содержание водяного пара всё равно приводило к явным искажениям производных  $K$  и, как следствие, неверным восстановленным

параметрам. Поэтому для корректного определения  $K$  перед основным итерационным циклом и в его середине выполнялись дополнительные расчёты с целью уточнения общего содержания H<sub>2</sub>O с использованием текущего профиля температуры. Кроме этого, в некоторых случаях требовалась коррекция излучательной способности поверхности из базы данных CAMEL не только в окнах прозрачности, но и в коротковолновой части полосы 15 мкм с низким газовым поглощением. Для этого несколько раз за итерационный цикл проводились дополнительные расчёты, в ходе которых варьировалась излучательная способность до соответствия модельного спектра, рассчитанного при постоянной по высоте концентрации CO<sub>2</sub> в 420 ppmv и температурном профиле на текущей итерации, измеренному спектру с заданной точностью.

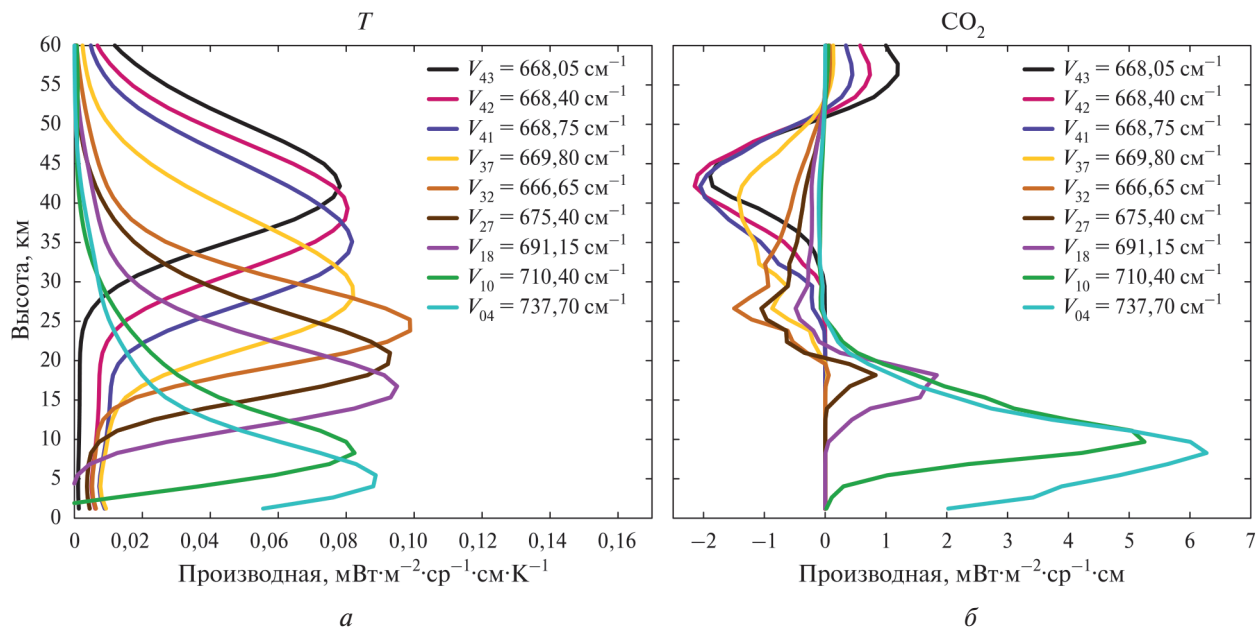


Рис. 2. Частные производные интенсивности излучения в модельном спектре для спектральных каналов по температуре атмосферы (а) и логарифму (со знаком «-») относительного содержания CO<sub>2</sub> (б) как функции высоты над поверхностью до 60 км

В качестве начального профиля температуры  $T_0$  для старта итераций использовался априорный профиль из модели ERA5 global atmospheric reanalysis (Hersbach et al., 2023) с данными от поверхности до высоты 80 км. Поскольку рассматривается исключительно чистая от аэрозолей атмосфера, средняя яркостная температура в диапазоне 910–920 см<sup>-1</sup> (окно прозрачности с минимумом линий CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O) даёт точную оценку для температуры поверхности (с учётом излучательной способности поверхности из базы данных CAMEL и величины континуального поглощения водяного пара). На высотах больше 60 км (верхний предел чувствительности) восстановленная температура гладко достраивалась до априорного профиля  $T_0$ . Профиль давления на каждой итерации корректировался в предположении о гидростатическом равновесии атмосферы.

Апостериорная ковариационная матрица ошибок  $C$ , диагональные элементы которой определяют погрешности восстановленного профиля температуры  $T$ , и матрица осредняющих ядер  $A$  (Rodgers, 2000) вычисляются как:

$$\left\{ \begin{aligned} \Delta T_i &= \sqrt{C_{ii}}, \\ C &= S - S \times K^T \times (K \times S \times K^T + E)^{-1} \times K \times S, \\ A &= W \times K = S \times K^T \times (K \times S \times K^T + E)^{-1} \times K, \end{aligned} \right. \quad (2)$$

причём величина следа матрицы  $A$  определяет значение числа степеней свободы DOFs (англ. degrees of freedom) в диапазоне 15–20 для  $T(p)$  в зависимости от спектра. Погрешность восста-

новления температуры по данным ИКФС-2 составляет несколько градусов в нижних слоях, с небольшим уменьшением в верхней тропосфере и далее с ростом ближе к верхнему пределу чувствительности (см. рис. 3в и 7г).

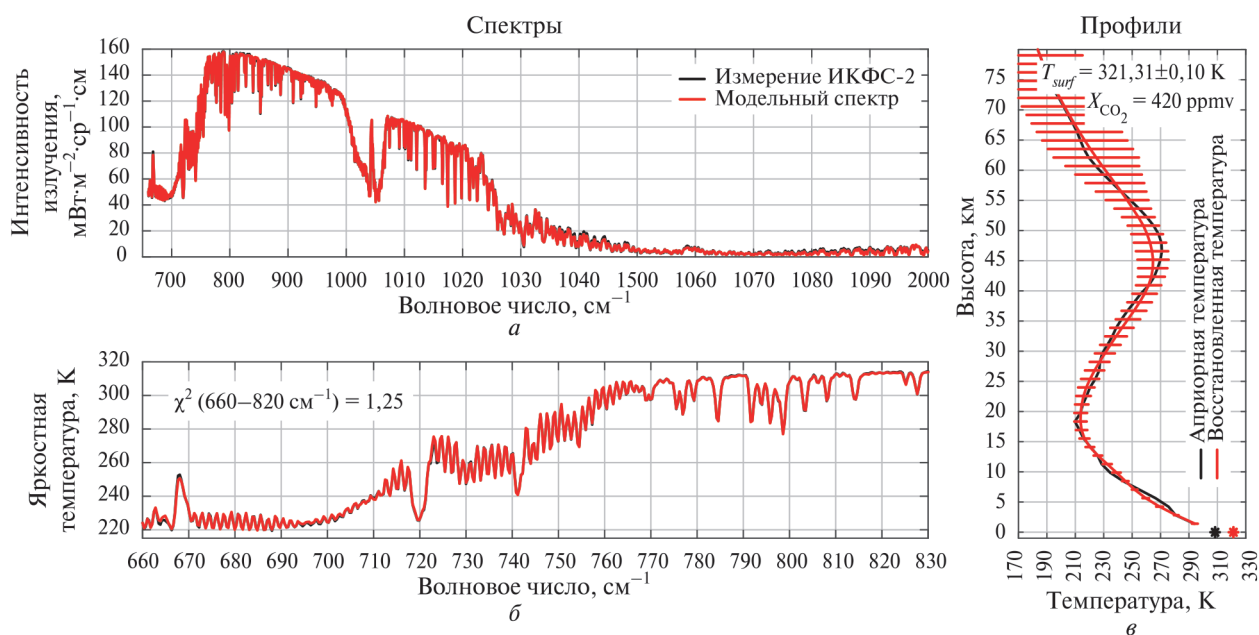


Рис. 3. Измеренный ИКФС-2 (чёрный цвет) спектр и наилучшим образом соответствующий ему модельный (красный) спектр (а); участок спектра, содержащий полосу поглощения CO<sub>2</sub> (б); восстановленный вертикальный профиль температуры (красный) в сравнении с модельным профилем (чёрный), температура поверхности отображена «звёздочкой» (в)

### Алгоритм восстановления общего содержания малых газовых составляющих в задаче восстановления температуры

Восстановление концентрации малых газовых составляющих в атмосфере Земли в процессе восстановления температурного профиля проводилось несколько раз за основной итерационный цикл по мере уточнения восстанавливаемой температуры и излучательной способности поверхности. Анализ измерений ИКФС-2 профилей концентрации газовых компонент продемонстрировал, что фактическое число степеней свободы для N<sub>2</sub>O и CH<sub>4</sub> составляет ~1, а для O<sub>3</sub> DOFs ≈ 3...4 (Garkusha et al., 2017). Мы упростили задачу и ограничились восстановлением лишь общего содержания H<sub>2</sub>O, O<sub>3</sub>, N<sub>2</sub>O и CH<sub>4</sub>. В этом случае восстанавливался не сам вертикальный профиль концентрации, а всего один параметр — масштабный множитель к модельному априорному профилю. В первую очередь восстанавливалась концентрация O<sub>3</sub> по измерениям интенсивности излучения в полосе 9,6 мкм и H<sub>2</sub>O аналогично по полосе 6 мкм и отдельным линиям в окнах прозрачности. После чего определялось относительное содержание N<sub>2</sub>O и CH<sub>4</sub>, линии поглощения которых перемешаны с линиями H<sub>2</sub>O. Восстановление концентрации CO<sub>2</sub> представляет собой отдельную задачу и рассмотрено в следующем разделе, здесь она была зафиксирована как априорный параметр. В итоге схема восстановления общего содержания малой газовой составляющей P<sub>trace</sub> имела следующий вид:

$$\left\{ \begin{array}{l} P_{trace}^{(n+1)} = P_{trace}^{(n)} + \sigma_{trace} K_{trace}^T \times (\sigma_{trace} K_{trace} \times K_{trace}^T + E)^{-1} \times \Delta I, \\ \Delta I = I_{meas} - I^{(n)}, \\ C_{trace} = \sigma_{trace} - \sigma_{trace} K_{trace}^T \times (\sigma_{trace} K_{trace} \times K_{trace}^T + E)^{-1} \times K_{trace} \sigma_{trace}, \quad \Delta P_{trace} = \sqrt{C_{trace}}, \end{array} \right. \quad (3)$$

где  $K_{trace}$  — частные производные по содержанию;  $\sigma_{trace}$  — априорная неопределённость масштабного множителя;  $C_{trace}$  определяет апостериорную ошибку. Пример ночного измерения ИКФС-2 с заметными полосами поглощения O<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub> и наилучшим образом соответствующих ему модельных спектров продемонстрирован на рис. 4.

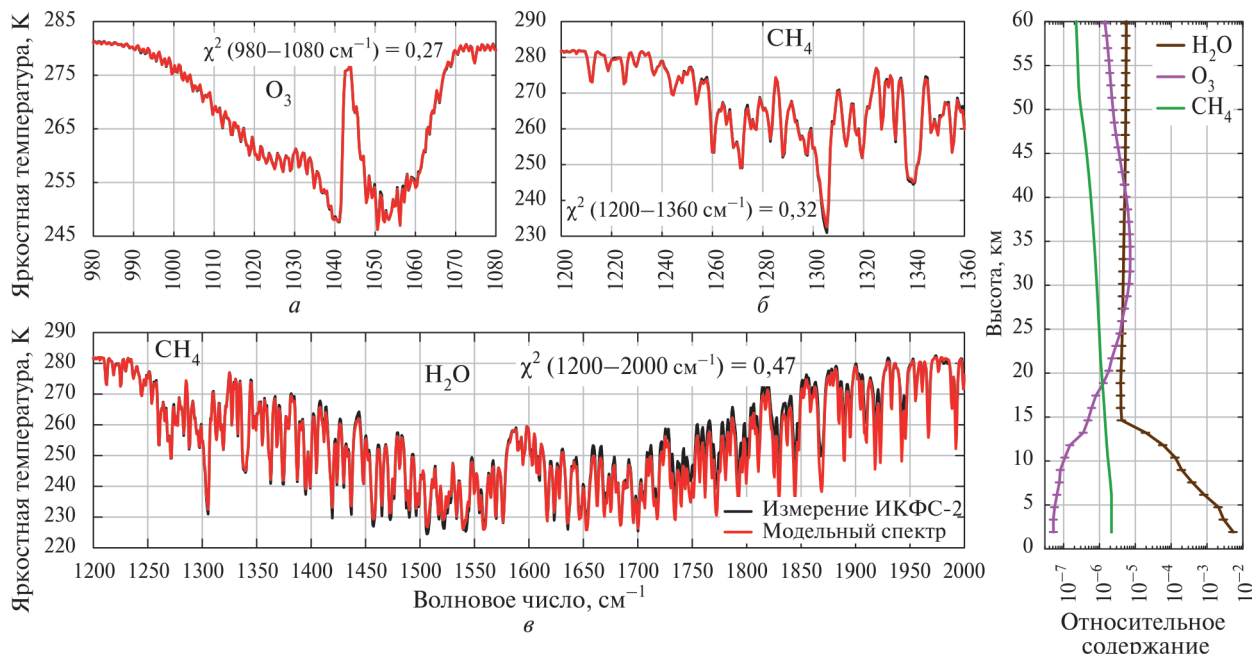


Рис. 4. Участки спектра (измеренный ИКФС-2 — чёрный цвет, соответствующий ему наилучшим образом модельный спектр — красный) в единицах яркостной температуры, содержащие глубокую полосу поглощения O<sub>3</sub> (а), полосу поглощения CH<sub>4</sub> на фоне полосы поглощения водяного пара (б), широкую полосу поглощения H<sub>2</sub>O (в); восстановленные вертикальные профили относительного содержания H<sub>2</sub>O, O<sub>3</sub>, CH<sub>4</sub> (г)

В некоторых случаях излучательная способность поверхности, взятая из базы данных SAMEL высокого пространственного разрешения 0,05 ppmv для наблюдаемого ИКФС-2 географического региона, не согласовывалась с измеренным спектром излучения в разных диапазонах. Это может быть связано с тем, что в SAMEL представлены среднемесячные данные, не учитывающие мгновенные изменения погоды. Поэтому для коррекции расчётная излучательная способность несколько раз за итерационный цикл (по мере уточнения величины континуального поглощения H<sub>2</sub>O) варьировалась в окнах прозрачности до наилучшего соответствия модельного и измеренного спектров, аналогично тому, как было проделано для коротковолновой части полосы 15 мкм CO<sub>2</sub>.

### Алгоритм восстановления концентрации углекислого газа

Алгоритм восстановления профиля концентрации CO<sub>2</sub> математически полностью аналогичен алгоритму восстановления вертикального температурного профиля с той разницей, что в этом случае фиксируются уже температура воздуха и температура поверхности, а частные производные  $K$  в уравнении (1) берутся по логарифму концентрации CO<sub>2</sub> (со знаком «-»). Набор таких производных как функций высоты для профиля концентрации углекислого газа в случае дневного измерения показан на рис. 2б для спектральных каналов в полосе поглощения 15 мкм. Полученные погрешности концентрации CO<sub>2</sub>, согласно выражению (2), в этом случае варьировались в диапазоне 20–50 ppmv в зависимости от уровня давления — высоты. В то же время известно, что углекислый газ равномерно перемешан в атмосфере Земли на

рассматриваемых высотах, что позволяет упростить задачу и восстанавливать всего один параметр — постоянное по высоте содержание  $\text{CO}_2$ .

В свою очередь, алгоритм восстановления постоянного по высоте относительного содержания углекислого газа полностью аналогичен описанному для малых газовых составляющих методу, за тем исключением, что температура атмосферы и температура поверхности теперь становятся фиксированными априорными данными. Здесь удобнее всего было использовать спектральный канал в диапазоне  $760\text{--}790\text{ см}^{-1}$ , исключая выделяющиеся линии углекислого газа и воды в свёрнутом с аппаратной функцией спектре излучения. В этом случае, согласно выражению (3), погрешность восстановления относительного содержания  $\text{CO}_2$  составляла около 2 ppmv, что может быть применимо для анализа распространённости и изменчивости глобального содержания диоксида углерода. Таким образом, дальнейшее исследование неопределённости определяемой концентрации  $\text{CO}_2$  по измерениям ИКФС-2 полосы 15 мкм сводится к точности используемых априорных данных — излучательной способности поверхности и температурного профиля.

## Результат

### Оценка чувствительности в задачах восстановления температуры и концентрации углекислого газа

На рис. 5 продемонстрирована развёртка по волновым числам матрицы частных производных  $K$  по температуре воздуха от поверхности до 75 км, на которой хорошо видны области чувствительности модельного спектра уходящего излучения к изменениям температуры на уровнях высоты.

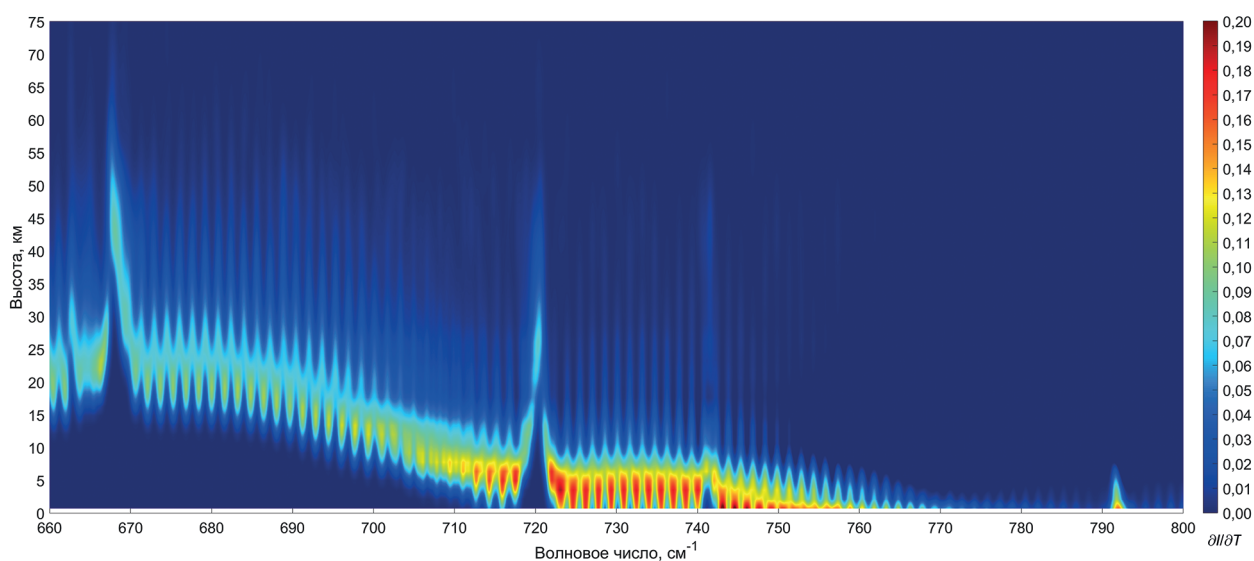


Рис. 5. Развёртка по волновым числам частных производных интенсивности излучения в модельном спектре по температуре как функций высоты от поверхности

Производные получены для спектра излучения, рассчитанного для профиля температуры на средних широтах летом в ясную погоду. Видно, что на центр полосы  $\text{CO}_2$  влияет, прежде всего, поглощение в слоях атмосферы на высотах 40–60 км. Поглощение в нижних слоях формирует край полосы: часть крыла на  $670\text{--}710\text{ см}^{-1}$  чувствительна к температуре на высотах от 10 до 40 км, а край полосы от 710 до  $760\text{ см}^{-1}$  определяется по большей части температурой тропосферы Земли.  $Q$ -ветви поглощения  $\text{CO}_2$  на  $720$  и  $741\text{ см}^{-1}$  исключаются из рассмотрения. Температура выше 60 км не восстанавливается по наблюдениям в надири, по-

скольку линии  $\text{CO}_2$  на этих уровнях слабые из-за низкого давления, в результате чего температурные вариации уже не влияют на полосу 15 мкм. Кроме того, имеется предел чувствительности в нижней атмосфере, так как на высотах ниже 5 км производные не имеют выраженных максимумов, что увеличивает погрешность восстановления температуры внизу тропосферы.

Для анализа чувствительности модельных спектров излучения к концентрации  $\text{CO}_2$  была выполнена аналогичная процедура, как и при восстановлении температуры, но уже для профиля относительного содержания  $\text{CO}_2$ . В ходе расчёта температура поверхности, профили температуры и давления фиксировались, а численные частные производные интенсивности уходящего излучения вычислялись не по самой концентрации  $\text{CO}_2$ , а по её натуральному логарифму (со знаком «-»). Развёртка по волновым числам подобного набора производных  $K$  изображена на рис. 6, а выборка из функций для некоторых спектральных каналов продемонстрирована на рис. 2б. Оба графика отражают тот факт, что на коротковолновое крыло полосы 15 мкм  $\text{CO}_2$  сильнее всего влияет поглощение в тропосфере, а на центры ветвей полосы — в верхних слоях, но с обратным знаком. На полосу в целом больше всего влияет углекислый газ в нижних слоях атмосферы, поскольку там сосредоточена основная масса газа. Однако, несмотря на наличие такой зависимости при фиксированной температуре, в силу одновременного влияния температуры в нижних слоях и концентрации  $\text{CO}_2$  на коротковолновое крыло полосы, восстановление постоянного по высоте относительного содержания  $\text{CO}_2$  затруднено, если имеется заметная неопределённость в температурных априорных данных.

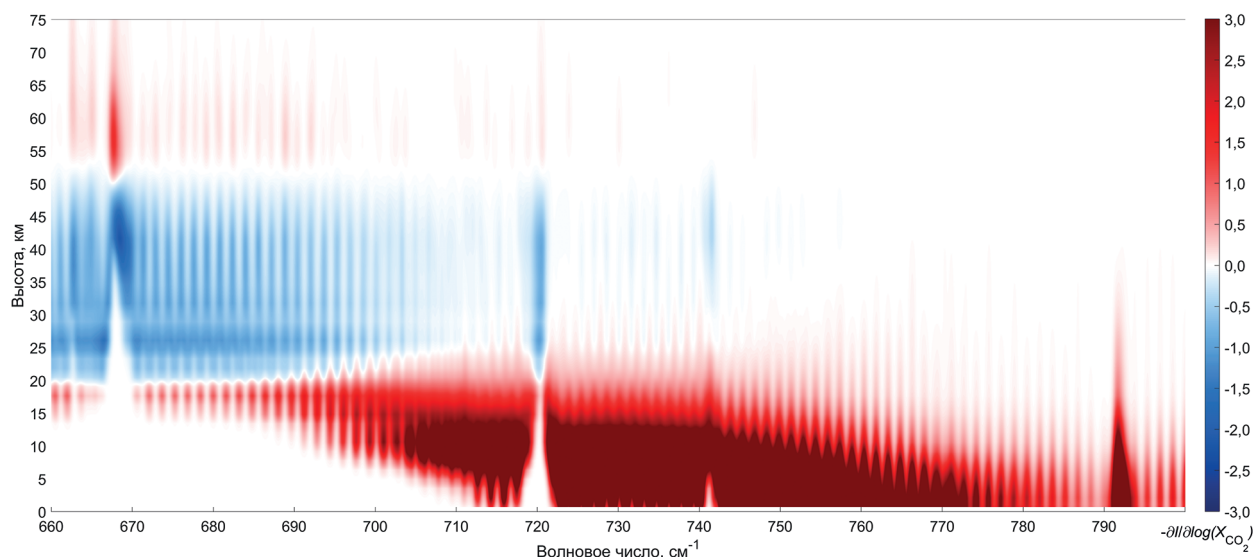


Рис. 6. Развёртка по волновым числам частных производных интенсивности излучения в модельном спектре по натуральному логарифму (со знаком «-») концентрации  $\text{CO}_2$  как функций высоты от поверхности

### **Неопределённость в задаче восстановления концентрации углекислого газа относительно априорных данных**

С точки зрения спектроскопии изменение концентрации  $\text{CO}_2$  влияет только на силу линий поглощения пропорционально парциальному давлению газовой компоненты, но не на их ширину, поскольку линия малой газовой составляющей уширяется за счёт давления всего воздуха. В то же время сила линий существенно зависит от температуры атмосферы, колебания которой также слегка меняют их ширину (Тимофеев, Васильев, 2003). В итоге даже небольшие вариации температурного профиля заметно влияют на расчётный спектр, порождая изменения интенсивности излучения того же масштаба, что и за счёт значительных вариаций

содержания CO<sub>2</sub>. Кроме того, параметризация далёких крыльев линий диоксида углерода вносит вклад в расчёт поглощения в коротковолновой части полосы 15 мкм. В данном случае мы пользовались готовой базой линий CO<sub>2</sub>, учитывающей разные спектроскопические особенности линий в полосе.

В целях демонстрации возникающей взаимной неопределённости концентрации углекислого газа и вариаций температуры для дневного и ночного измерения ИКФС-2 и для набора фиксированных априорных значений концентрации CO<sub>2</sub> (постоянной по высоте) в диапазоне 370–470 ppmv была решена обратная задача и проанализированы восстановленные температурные профили. Семейство полученных температурных профилей и соответствующих им модельных спектров интенсивности излучения для ночного измерения ИКФС-2 показано на рис. 7. Отклонения восстановленной температуры  $\Delta T$  при разном содержании CO<sub>2</sub> от полученной температуры при 420 ppmv приведены в сравнении с погрешностью восстановления. Представленная иллюстрация даёт возможность сделать несколько выводов.

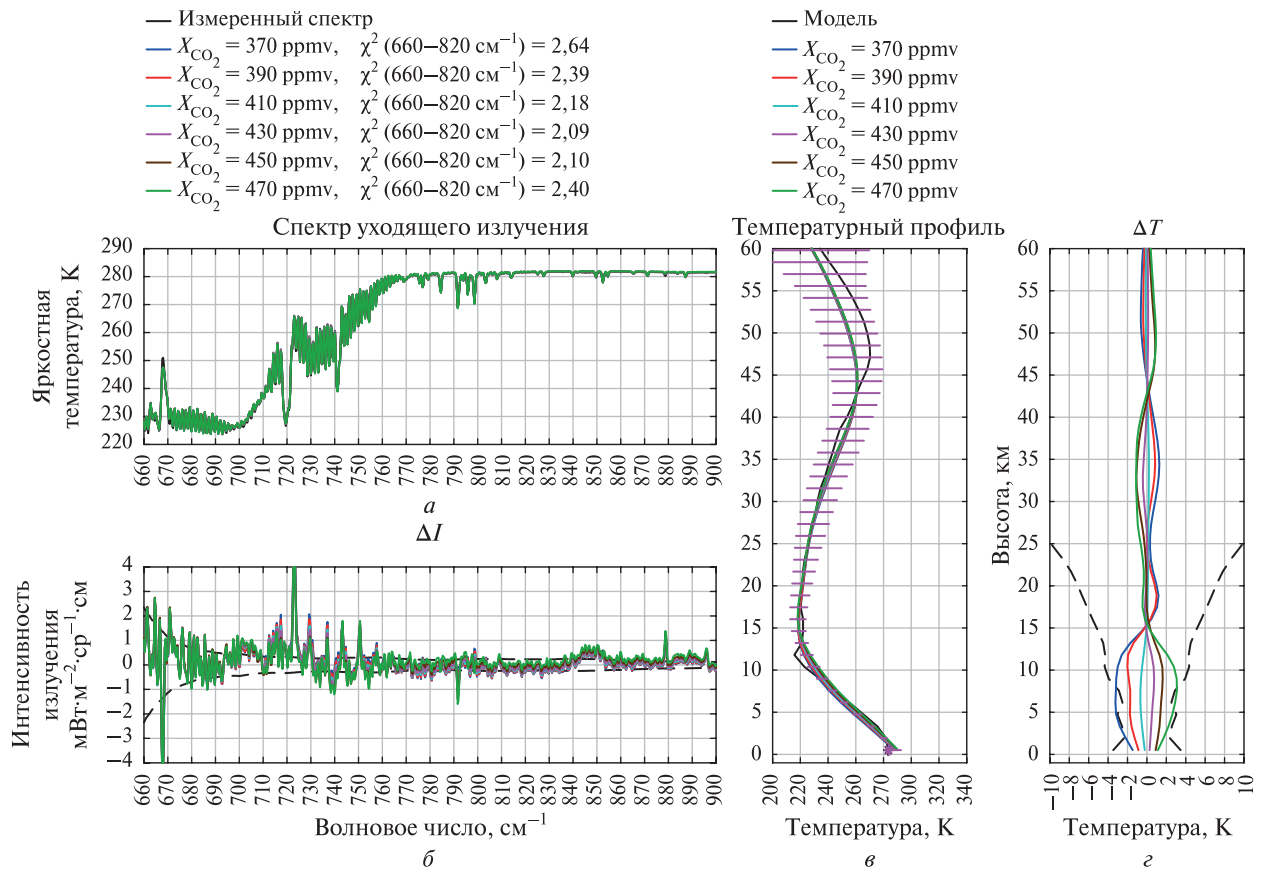


Рис. 7. Ночное измерение ИКФС-2 и соответствующие ему модельные спектры для набора априорных содержаний CO<sub>2</sub> в диапазоне 370–470 ppmv (а); отклонение модельных спектров от измеренного, пунктирной линией отображён шум прибора (б); восстановленные температурные профили (в); отклонение температурных профилей от решения при содержании CO<sub>2</sub> в 420 ppmv, пунктирной линией обозначена погрешность восстановления (г)

Во-первых, на графике с измеренным спектром и набором модельных спектров рис. 7б по значению невязки  $\chi^2$  видно, что в целом все модельные спектры, рассчитанные с разным априорным содержанием CO<sub>2</sub> в интервале 370–470 ppmv, достаточно хорошо соответствуют измеренному спектру. Тем не менее наблюдается небольшой локальный минимум  $\chi^2$  в диапазоне 430–450 ppmv ( $\chi^2 = 2,07$  при относительном содержании  $X_{\text{CO}_2} = 440 \text{ ppmv}$ ) для ночного измерения. Для дневного измерения был получен аналогичный минимум в диапазоне 410–430 ppmv ( $\chi^2 = 1,25$  при  $X_{\text{CO}_2} = 420 \text{ ppmv}$ ). Локальные минимумы для априорного содер-

жания  $\text{CO}_2$  достаточно широкие относительно полученной ранее погрешности около 2 ppmv, что свидетельствует об имеющейся неопределённости. Значения  $\chi^2 > 1$  обусловлены в большей степени не до конца откорректированной излучательной способностью поверхности и неточностями спектроскопических расчётов, чем неверными предположениями о самой концентрации  $\text{CO}_2$ .

Во-вторых, температурный график *рис. 7г* чётко демонстрирует, что серьёзное увеличение содержания диоксида углерода компенсируется ростом температуры всего на несколько градусов в тропосфере, влияющей больше всего на край полосы  $\text{CO}_2$ , где выбирается спектральный канал восстановления. В верхних слоях атмосферы изменения концентрации  $\text{CO}_2$  уравниваются колебаниями температуры меньшего масштаба. В целом вариации температуры в пределах 3 К не превышают погрешность восстановления. Таким образом, реальная неопределённость восстанавливаемого общего содержания  $\text{CO}_2$  связана с погрешностью используемых в расчётах самих априорных данных. Неточность априорной температуры можно грубо оценить из нескольких соображений.

Для начала необходимо учесть, что погодные модели и базы данных обладают конечным пространственным и временным разрешением, поэтому могут не отображать совсем мелко-масштабные вариации температуры. Более того, направление луча зрения прибора обычно не совпадает с узлами сетки, на которой определена температура. Также имеется и собственная ненулевая погрешность используемых данных. Поэтому в совокупности можно заложить неопределённость не менее 1 К для самих значений температуры из данных. Подобные рассуждения применимы и по отношению к базам данных используемой излучательной способности поверхности, но она частично корректируется в ходе расчётов. Кроме этого, существуют естественные вариации температуры воздуха в масштабе отпечатка поля зрения ИКФС-2 на поверхности Земли, диаметр которого составляет  $\sim 35$  км. Реальная температура атмосферы может меняться на 1–2 К в таком пространственном масштабе в зависимости от особенностей рельефа, времени суток, погодных и прочих условий. Температура поверхности также может колебаться по схожим причинам, внося неопределённость в интегральное излучение в поле зрения прибора и влияя на крыло полосы поглощения в диапазоне  $760\text{--}790\text{ см}^{-1}$ , по которому восстанавливается содержание  $\text{CO}_2$ .

Таким образом, в рассматриваемой задаче требуемая точность определения содержания  $\text{CO}_2$  нивелируется вариациями температурного профиля в 2–3 К, что в пределах погрешности восстановления температуры. В частности, на *рис. 3* видно, что вычисленный температурный профиль на несколько градусов отличается от априорного профиля из базы данных, но при этом модельный спектр интенсивности излучения достаточно хорошо соответствует измерению ИКФС-2 с учётом всех особенностей задачи. Для повышения точности требуются дополнительные априорные знания о состоянии атмосферы в области наблюдения, однако даже те ограничения, что связаны с колебаниями температуры в пределах поля зрения спектрометра, обойти никак нельзя. Альтернативой может быть использование солнечных каналов наблюдения и других полос  $\text{CO}_2$  вместо термического зондирования в полосе 15 мкм.

## Заключение

Одна из наиболее актуальных и важных климатических задач — отслеживание многолетнего тренда и построение глобальных карт распределения содержания  $\text{CO}_2$  — одного из ключевых парниковых газов в атмосфере Земли. Сейчас существует множество способов измерения концентрации углекислого газа, и одним из них является термическое зондирование в полосе поглощения  $\text{CO}_2$  на 15 мкм с орбиты при помощи фурье-спектрометров ИКФС-2, установленных на КА «Метеор-М» № 2. У данного метода есть как свои преимущества в виде плотного покрытия данных ИКФС-2 практически всей планеты за сутки, так и недостатки в виде сильной чувствительности измеряемой полосы поглощения к колебаниям реальной температуры воздуха.

Полоса углекислого газа на 15 мкм обычно используется для восстановления вертикального температурного профиля воздуха планеты при известном фиксированном содержании CO<sub>2</sub>. Измерения ИКФС-2 в спектральном диапазоне 660–2000 см<sup>-1</sup> позволяют восстанавливать температуру от поверхности до высот около 60 км с погрешностью в несколько градусов и осуществлять глобальный мониторинг температуры воздуха и поверхности Земли, а также определять относительное содержание некоторых малых газовых составляющих в атмосфере — O<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O. С другой стороны, восстановление концентрации самого CO<sub>2</sub> по этой же полосе поглощения сопряжено с рядом ограничений. В случае определения постоянного на всех рассматриваемых высотах относительного содержания CO<sub>2</sub> как одного параметра в предположении равномерного смешивания газа ошибка восстановления составляет всего около 2 ppmv. Однако подобная точность недостижима из-за неопределённости самой температуры воздуха и других климатических данных, которые используются в качестве априорных.

Исследование показало, что даже небольшие вариации априорной температуры воздуха в тропосфере в несколько градусов порождают неопределённость восстанавливаемого общего содержания CO<sub>2</sub> в десятки объёмных частей на миллион. Подобная недостаточная точность информации складывается как из конечности пространственно-временного разрешения используемых баз климатических данных по температуре и излучательной способности поверхности, так и из существующей погрешности самих величин. Но что самое важное, во время наблюдений невозможно исключить в общем случае естественные вариации температуры воздуха в отпечатке поля зрения ИКФС-2 диаметром ~35 км на поверхности Земли. Подобные мелкомасштабные изменения температуры воздуха легко наблюдаются в природе и связаны с локальными особенностями рельефа, течением суток, местной погодой и т. д. В итоге некоторая неопределённость температурного профиля в 2–3 К всегда присутствует в любых используемых априорных данных, что не позволяет восстановить общее содержание CO<sub>2</sub> с погрешностью лучше десятков объёмных частей на миллион описываемым способом. Таким образом, для более точного определения концентрации углекислого газа в атмосфере Земли вместо термического зондирования атмосферы в полосе 15 мкм лучше использовать солнечные каналы наблюдения и другие полосы CO<sub>2</sub>.

Работа выполнена при поддержке темы «Эмиссия» (государственная регистрация № 125111112878-8).

## Литература

1. Власов П. В., Игнатьев Н. И., Кораблев О. И. и др. Термическое зондирование атмосферы Марса при помощи фурье-спектрометра ACS TIRVIM на борту КА ExoMars TGO: метод решения обратной задачи // *Астрономический вестн.* 2023. Т. 57. № 6. С. 503–520. <https://doi.org/10.31857/S0320930X23060087>.
2. Головин Ю. М., Завелевич Ф. С., Никулин А. Г. и др. Бортовые инфракрасные фурье-спектрометры для температурно-влажностного зондирования атмосферы Земли // *Исслед. Земли из космоса.* 2013. № 6. С. 25–37. <https://doi.org/10.7868/S0205961413060018>.
3. Голомолзин В. В., Рублев А. Н., Киселева Ю. В. и др. Определение общего содержания диоксида углерода над территорией России по данным отечественного космического аппарата «Метеор-М» № 2 // *Метеорология и гидрология.* 2022. № 4. С. 79–95. <https://doi.org/10.52002/0130-2906-2022-4-79-95>.
4. Тимофеев Ю. М., Васильев А. В. Теоретические основы атмосферной оптики. СПб.: Наука, 2003. 474 с.
5. Успенский А. Б., Тимофеев Ю. М., Козлов Д. А., Черный И. В. Развитие методов и средств дистанционного температурно-влажностного зондирования земной атмосферы. // *Метеорология и гидрология.* 2021. № 12. С. 33–44. <https://doi.org/10.52002/0130-2906-2021-12-33-44>.
6. Clough T. Status of the LBLRTM forward model: IASI validations. 4<sup>th</sup> Annual Advanced High Spectral Resolution Infrared Observations Workshop. SSEC, EUMETSAT, CIMSS, 2008.
7. Conrath B. J., Pearl J. C., Smith M. D. et al. Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer (TES) observations: Atmospheric temperatures during aerobraking and science phasing // *J. Geophysical Research: Planets.* 2000. V. 105. Iss. E4. P. 9509–9519. <https://doi.org/10.1029/1999JE001095>.

8. Crisp D., Pollock H. R., Rosenberg R. et al. The on-orbit performance of the Orbiting Carbon Observatory-2 (OCO-2) instrument and its radiometrically calibrated products // *Atmospheric Measurement Techniques*. 2017. V. 10. Iss. 1. P. 59–81. <https://doi.org/10.5194/amt-10-59-2017>.
9. Gamache R. R., Roller C., Lopes E. et al. Total internal partition sums for 166 isotopologues of 51 molecules important in planetary atmospheres: Application to HITRAN2016 and beyond // *J. Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*. 2017. V. 203. P. 70–87. <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2017.03.045>.
10. Garkusha A. S., Polyakov A. V., Timofeyev Yu. M. Analysis of capabilities for satellite monitoring of atmospheric gaseous composition using IRFS-2 instrument // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2017. V. 53. No. 9. P. 1016–1018. <https://doi.org/10.1134/S0001433817090377>.
11. Gordon I. E., Rothman L. S., Hargreaves R. J. et al. The HITRAN2020 molecular spectroscopic database // *J. Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*. 2022. V. 277. Article 107949. <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2021.107949>.
12. Grassi D., Ignatiev N. I., Zasova L. V. et al. Methods for the analysis of data from the Planetary Fourier Spectrometer on the Mars Express Mission // *Planetary and Space Science*. 2005. V. 53. Iss. 10. P. 1017–1034. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2005.01.006>.
13. Haus R., Titov D. V. Sensitivity of temperature retrieval in the Martian atmosphere to transmittance simulation accuracy and instrumental noise // *Planetary and Space Science*. 2000. V. 48. Iss. 5. P. 473–481. [https://doi.org/10.1016/S0032-0633\(00\)00020-9](https://doi.org/10.1016/S0032-0633(00)00020-9).
14. Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al. ERA5 hourly data on pressure levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). 2023. <https://doi.org/10.24381/cds.bd0915c6>.
15. Korablev O., Montmessin F., Trokhimovskiy A. et al. The Atmospheric Chemistry Suite (ACS) of three spectrometers for the ExoMars 2016 Trace Gas Orbiter // *Space Science Reviews*. 2018. V. 214. Article 7. <https://doi.org/10.1007/s11214-017-0437-6>.
16. Kuntz M. A new implementation of the Humlicek algorithm for the calculation of the Voigt profile function // *J. Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*. 1997. V. 57. Iss. 6. P. 819–824. [https://doi.org/10.1016/S0022-4073\(96\)00162-8](https://doi.org/10.1016/S0022-4073(96)00162-8).
17. Lamouroux J., Régalia L., Thomas X. et al. CO<sub>2</sub> line-mixing database and software update and its tests in the 2.1 μm and 4.3 μm regions // *J. Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*. 2015. V. 151. P. 88–96. <http://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2014.09.017>.
18. Loveless M., Borbas E. E., Knuteson R. et al. Climatology of the Combined ASTER MODIS Emissivity over Land (CAMEL) Version 2 // *Remote Sensing*. 2021. V. 13. Iss. 1. Article 111. <https://doi.org/10.3390/rs13010111>.
19. Mlawer E. J., Cady-Pereira K. E., Mascio J., Gordon I. E. The inclusion of the MT\_CKD water vapor continuum model in the HITRAN molecular spectroscopic database // *J. Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*. 2023. V. 306. Article 108645. <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2023.108645>.
20. Perevalov V. I., Tashkun S. A. CDSD-296 (Carbon Dioxide Spectroscopic Databank): Updated and enlarged version for atmospheric applications // *The 10<sup>th</sup> HITRAN Database Conf. Harvard-Smithsonian Center for Astrophysics. Zenodo*, 2008. <https://doi.org/10.5281/zenodo.17520>.
21. Polyakov A., Virolainen Y., Nerobelov G. et al. Assessing total and tropospheric ozone via IKFS-2 infrared measurements on Meteor-M No. 2 // *Atmosphere*. 2025. V. 16. Iss. 7. Article 777. <https://doi.org/10.3390/atmos16070777>.
22. Rodgers C. D. *Inverse methods for atmospheric sounding: Theory and practice*. Singapore: World Scientific, 2000. 256 p. <https://doi.org/10.1142/3171>.
23. Timofeyev Y. M., Uspensky A. B., Zavelevich F. S. et al. Hyperspectral infrared atmospheric sounder IKFS-2 on “Meteor-M” No. 2 — Four years in orbit // *J. Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*. 2019. V. 238. Article 106579. <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2019.106579>.
24. Wunch D., Toon G. C., Blavier J.-F. L. et al. The Total Carbon Column Observing Network // *Philosophical Transactions A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. 2011. V. 369. Iss. 1943. P. 2087–2112. <https://doi.org/10.1098/rsta.2010.0240>.
25. Yokota T., Yoshida Y., Eguchi N. et al. Global concentrations of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> retrieved from GOSAT: First preliminary results // *Sola*. 2009. V. 5. P. 160–163. <https://doi.org/10.2151/sola.2009-041>.

## Methodology of CO<sub>2</sub> concentration retrieval from IKFS-2 spectrometer 15- $\mu$ m measurements on board Meteor-M No. 2 satellite

P. V. Vlasov, E. D. Starichenko, N. I. Ignatiev, A. Yu. Trokhimovskiy,  
A. A. Fedorova, O. I. Korablev, A. A. Lomakin

*Space Research Institute RAS, Moscow 117997, Russia*  
*E-mail: pavel.vlasov@phystech.edu*

The research explores the possibility of CO<sub>2</sub> concentration retrieval as one of the key greenhouse gases in the Earth's atmosphere from IKFS-2 (Infrared Fourier Spectrometer) measurements on board Meteor-M No. 2 spacecrafts that are observing the Earth in nadir in the spectral range of 5–15  $\mu$ m. The IKFS-2 operating range contains a deep CO<sub>2</sub> absorption band in the 15  $\mu$ m region whose shape depends on the vertical pressure–temperature profile and CO<sub>2</sub> mixing ratio. Therefore, this absorption band is typically used to retrieve the temperature profile from the surface up to 60 km of altitude with known CO<sub>2</sub> content. Here, we study the possibility and accuracy of CO<sub>2</sub> content retrieval from measurements in the 15- $\mu$ m band. The retrieval of the vertical temperature profile and trace gases concentrations is the inverse problem with respect to radiative transfer calculation in the thermal infrared spectral region. The solution is sought using the iterative nonlinear optimal estimation method. The approach is an adaptation of a successfully operating method for processing nadir data from the TIRVIM (Thermal InfraRed) measurements on board ExoMars Trace Gas Orbiter in a similar problem of thermal sounding of the Martian atmosphere in the same spectral range. Fluctuations in the temperature of the lower atmosphere of several K are found to affect the radiation measured by IKFS-2 as strongly as variations in CO<sub>2</sub> concentration of tens of ppmv. Taking into account the uncertainty of the temperature profile at the scale of the spectrometer field of view, the coarseness of the spatiotemporal resolution and the inaccuracies of the weather data, the errors in the retrieved CO<sub>2</sub> content are too high to use 15- $\mu$ m nadir measurements to create global maps and track long-term trends in atmospheric CO<sub>2</sub> abundance.

**Keywords:** Earth atmosphere, Meteor-M No. 2, IKFS-2, greenhouse gases, CO<sub>2</sub> concentration, absorption band, thermal sounding, inverse problem, temperature

Accepted: 15.12.2025

DOI: 10.21046/2070-7401-2026-23-2-95-110

### References

1. Vlasov P. V., Ignatiev N. I., Korablev O. I. et al., Thermal sounding of the Martian atmosphere using the ACS TIRVIM FT-IR spectrometer on board ExoMars TGO: method for solving the inverse problem, *Solar System Research*, 2023, V. 57, No. 6, pp. 516–532, <https://doi.org/10.1134/S0038094623060084>.
2. Golovin Yu. M., Zavelevich F. S., Nikulin A. G. et al., Spaceborne infrared Fourier-transform spectrometers for temperature and humidity sounding of the Earth's atmosphere, *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2014, V. 50, pp. 1004–1015, <https://doi.org/10.1134/S0001433814090096>.
3. Golomolzin V. V., Rublev A. N., Kiseleva Yu. V. et al., Retrieve of total column carbon dioxide over Russia from Meteor-M No. 2 satellite data, *Russian Meteorology and Hydrology*, 2022, V. 47, pp. 304–314, <https://doi.org/10.3103/S1068373922040069>.
4. Timofeev Yu. M., Vasiliev A. V., *Teoreticheskie osnovy atmosfernoï optiki* (Theoretical basics of atmospheric optics), Saint Petersburg: Nauka, 2003, 474 p. (in Russian).
5. Uspensky A. B., Timofeev Yu. M., Kozlov D. A., Chernyi I. V., Development of methods and instruments for remote temperature and humidity sensing of the Earth's atmosphere, *Russian Meteorology and Hydrology*, 2021, V. 46, pp. 821–829, <https://doi.org/10.3103/S1068373921120037>.
6. Clough T., Status of the LBLRTM forward model: IASI validations, *4<sup>th</sup> Annual Advanced High Spectral Resolution Infrared Observations Workshop*, SSEC, EUMETSAT, CIMSS, 2008.
7. Conrath B. J., Pearl J. C., Smith M. D. et al., Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer (TES) observations: Atmospheric temperatures during aerobraking and science phasing, *J. Geophysical Research: Planets*, 2000, V. 105, Iss. E4, pp. 9509–9519, <https://doi.org/10.1029/1999JE001095>.

8. Crisp D., Pollock H. R., Rosenberg R. et al., The on-orbit performance of the Orbiting Carbon Observatory-2 (OCO-2) instrument and its radiometrically calibrated products, *Atmospheric Measurement Techniques*, 2017, V. 10, Iss. 1, pp. 59–81, <https://doi.org/10.5194/amt-10-59-2017>.
9. Gamache R. R., Roller C., Lopes E. et al., Total internal partition sums for 166 isotopologues of 51 molecules important in planetary atmospheres: Application to HITRAN2016 and beyond, *J. Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 2017, V. 203, pp. 70–87, <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2017.03.045>.
10. Garkusha A. S., Polyakov A. V., Timofeyev Yu. M., Analysis of capabilities for satellite monitoring of atmospheric gaseous composition using IRFS-2 instrument, *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2017, V. 53, No. 9, pp. 1016–1018, <https://doi.org/10.1134/S0001433817090377>.
11. Gordon I. E., Rothman L. S., Hargreaves R. J. et al., The HITRAN2020 molecular spectroscopic database, 12. *J. Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 2022, V. 277, Article 107949, <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2021.107949>.
13. Grassi D., Ignatiev N. I., Zasova L. V. et al., Methods for the analysis of data from the Planetary Fourier Spectrometer on the Mars Express Mission, *Planetary and Space Science*, 2005, V. 53, Iss. 10, pp. 1017–1034, <https://doi.org/10.1016/j.pss.2005.01.006>.
14. Haus R., Titov D. V., Sensitivity of temperature retrieval in the Martian atmosphere to transmittance simulation accuracy and instrumental noise, *Planetary and Space Science*, 2000, V. 48, Iss. 5, pp. 473–481, [https://doi.org/10.1016/S0032-0633\(00\)00020-9](https://doi.org/10.1016/S0032-0633(00)00020-9).
15. Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al., *ERA5 hourly data on pressure levels from 1940 to present*, Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS), 2023, <https://doi.org/10.24381/cds.bd0915c6>.
16. Korablev O., Montmessin F., Trokhimovskiy A. et al., The Atmospheric Chemistry Suite (ACS) of three spectrometers for the ExoMars 2016 Trace Gas Orbiter, *Space Science Reviews*, 2018, V. 214, Article 7, <https://doi.org/10.1007/s11214-017-0437-6>.
17. Kuntz M., A new implementation of the Humlicek algorithm for the calculation of the Voigt profile function, *J. Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 1997, V. 57, Iss. 6, pp. 819–824, [https://doi.org/10.1016/S0022-4073\(96\)00162-8](https://doi.org/10.1016/S0022-4073(96)00162-8).
18. Lamouroux J., Régalia L., Thomas X. et al., CO<sub>2</sub> line-mixing database and software update and its tests in the 2.1 μm and 4.3 μm regions, *J. Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 2015, V. 151, pp. 88–96, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jqsrt.2014.09.017>.
19. Loveless M., Borbas E. E., Knuteson R. et al., Climatology of the Combined ASTER MODIS Emissivity over Land (CAMEL) Version 2, *Remote Sensing*, 2021, V. 13, Iss. 1, Article 111, <https://doi.org/10.3390/rs13010111>.
20. Mlawer E. J., Cady-Pereira K. E., Mascio J., Gordon I. E., The inclusion of the MT\_CKD water vapor continuum model in the HITRAN molecular spectroscopic database, *J. Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 2023, V. 306, Article 108645, <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2023.108645>.
21. Perevalov V. I., Tashkun S. A., CDS-296 (Carbon Dioxide Spectroscopic Databank): Updated and enlarged version for atmospheric applications, *The 10<sup>th</sup> HITRAN Database Conf., Harvard-Smithsonian Center for Astrophysics*, Zenodo, 2008, <https://doi.org/10.5281/zenodo.17520>.
22. Polyakov A., Virolainen Y., Nerobelov G. et al., Assessing total and tropospheric ozone via IKFS-2 infrared measurements on Meteor-M No. 2, *Atmosphere*, 2025, V. 16, Iss. 7, Article 777, <https://doi.org/10.3390/atmos16070777>.
23. Rodgers C. D., *Inverse methods for atmospheric sounding: Theory and practice*, Singapore: World Scientific, 2000, 256 p., <https://doi.org/10.1142/3171>.
24. Timofeyev Y. M., Uspensky A. B., Zavelevich F. S. et al., Hyperspectral infrared atmospheric sounder IKFS-2 on “Meteor-M” No. 2 — Four years in orbit, *J. Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 2019, V. 238, Article 106579, <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2019.106579>.
25. Wunch D., Toon G. C., Blavier J.-F. L. et al., The Total Carbon Column Observing Network, *Philosophical Transactions A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 2011, V. 369, Iss. 1943, pp. 2087–2112, <https://doi.org/10.1098/rsta.2010.0240>.
26. Yokota T., Yoshida Y., Eguchi N. et al., Global concentrations of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> retrieved from GOSAT: First preliminary results, *Sola*, 2009, V. 5, pp. 160–163, <https://doi.org/10.2151/sola.2009-041>.