

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА

МОДЕЛЬНЫЕ РАСЧЕТЫ СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА В АТМОСФЕРЕ ПО УХОДЯЩЕМУ ИЗЛУЧЕНИЮ ЗЕМЛИ

© 2023 г. С. А. Шишигин*

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева
Сибирского отделения Российской академии наук, Томск, Россия

*E-mail: ssa@iao.ru

Поступила в редакцию 05.07.2022 г.

Рассмотрена модель атмосферы в виде последовательности однородных слоев толщиной 100 метров от поверхности Земли до высоты 40 километров. Параметры слоев определены для стандартной атмосферы. Выбраны спектральные участки $1002\text{--}1003$ и $1020\text{--}1021\text{ см}^{-1}$ с противоположной зависимостью коэффициента поглощения озона от изменения его температуры. Данная модель трансформировалась в один эффективный однородный слой. Вклад в уходящее излучение атмосферы в выбранных спектральных участках полосы поглощения озона ($1002\text{--}1003$ и $1020\text{--}1021\text{ см}^{-1}$) равен вкладам в уходящее излучение Земли всеми неоднородными слоями, их составляющими. Показана возможность корректировки температуры подстилающей поверхности Земли. Рассмотрена методика расчета содержания озона в атмосфере по уходящему излучению Земли.

Ключевые слова: атмосфера, слой, озон, температура, ИК излучение, спектр, метод

DOI: 10.31857/S0205961423010104, EDN: MNMFZE

ВВЕДЕНИЕ

Озон в атмосфере полностью поглощает жесткое УФ излучение Солнца с длиной волны менее 280 нм, значительно ослабляя его действие на клетки живых организмов, и определяет ультрафиолетовый климат на планете. Мониторинг состояния озонового слоя, исследования возможного влияния на него антропогенного воздействия являются актуальными в настоящее время (Александров и др., 1992), (Крученицкий, Статников, 2020).

Основным методом измерения с земной поверхности общего содержания озона в атмосфере является квазимонохроматический метод в спектральном участке 290–370 нм. Погрешность спектрофотометра Добсона и озонометра М-83 может достигать 10% и более (Ромашкина, 1984).

В тропосфере содержание озона очень мало, изменчиво во времени и по высоте (Белан, 2010), (Звягинцев и др., 2016). Известно, что максимальная плотность озона наблюдается на высоте 18–26 км, которая уменьшается с ростом широты. Сезонные и широтные колебания содержания озона происходят в основном в слое атмосферы 0–25 км. Наблюдаются также заметные суточные колебания суммарного озона в атмосфере (Александров и др., 1982), (Седунов и др., 1991).

Информацию о содержании озона в атмосфере получают также на основе существующих методик восстановления атмосферного озона по данным измерений уходящего инфракрасного

излучения из атмосферы спутниковыми радиометрами.

Существующие методики восстановления атмосферного озона по данным измерений современных ИК-зондировщиков показывают, что при определении общего содержания озона достигается точность порядка 3–10% в зависимости от широты, сезона, состояния атмосферы (Тимофеев и др., 2021). Основные трудности и ограничения детектирования озона по результатам измерений спутниковых ИК-зондировщиков связаны с влиянием вариации температуры подстилающей поверхности и вертикального профиля атмосферы, наличием аэрозольных слоев в поле зрения радиометра и его спектральным разрешением регистрации уходящего излучения Земли (Успенский и др., 2005), (Кашкин и др., 2015).

Разрешение спутниковых приборов для наземного зондирования (AIRS, IASI, IMG, TANSO-FTS, ИКФС-2) лежат в пределах $\sim 0.2\text{--}0.6\text{ см}^{-1}$. Повышение точности контроля содержания озонового слоя требует развития и совершенствование физико-математических моделей атмосферы и алгоритмов обработки дистанционных измерений (Фалалеева, Фомин, 2016).

Корреляционный радиометр по сравнению с другими приборами газоанализа имеет сверхвысокое спектральное разрешение регистрируемого излучения из-за использования фильтра в виде кюветы с исследуемым газом (Шишигин, 2017). Устраняется в регистрируемом сигнале радио-

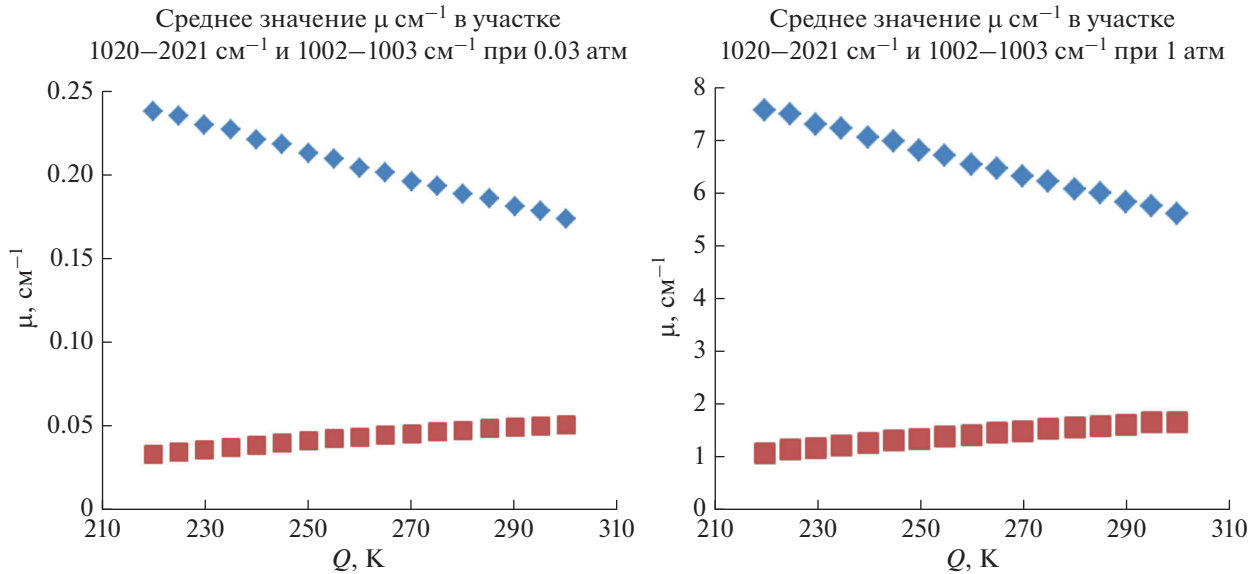


Рис. 1. Зависимость средних значений коэффициента поглощения озона от температуры.

метра неселективное взаимодействие излучения со средой. (Виролайнен, Поляков, 2004). Обработка сигналов регистрации уходящего излучения в единичных спектральных участках радиометрами осложняется неоднородностью атмосферы.

В статье рассмотрена методика корректировки температуры подстилающей поверхности Земли и состояния озонового слоя в безоблачной атмосфере. Проведены модельные расчеты содержания озона в воздухе с помощью варьирования эффективной температуры всей толщи атмосферы.

ВЫБОР СПЕКТРАЛЬНОГО ДИАПАЗОНА ИЗЛУЧЕНИЯ ДЛЯ РЕГИСТРАЦИИ РАДИОМЕТРОМ

В участке спектра 990–1025 см⁻¹ полосы поглощения O₃ наблюдается минимальное присутствие линий поглощения только молекул H₂O и CO₂, слабо влияющих на ослабление уходящего излучения Земли. Рассматривается возможность определения общего содержания озона по уходящему излучению атмосферы одновременно в двух спектральных участках с противоположной зависимостью коэффициента поглощения излучения исследуемого газа от изменения его температуры.

На рис. 1 приведены зависимости средних значений молекулярных коэффициентов поглощения озона в спектральных участках 1020–1021 см⁻¹ (верхняя линия) и 1002–1003 см⁻¹ (нижняя линия) при давлениях 1 и 0.03 атм от температуры. Изменение среднего значения молекулярного коэффициента поглощения озона пропорционально изменению температуры:

$$\Delta\mu \approx \mu(Q_2 - Q_1) = \mu\Delta Q. \tag{1}$$

ОСНОВНЫЕ СООТНОШЕНИЯ ДЛЯ РАСЧЕТА СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА В АТМОСФЕРЕ

Уходящее излучение атмосферы S в дальнем инфракрасном участке Δν для неоднородной атмосферы представим в виде суммы светимостей поверхности Земли и усредненных по спектру (треугольные скобки) горизонтальных однородных слоев:

$$\langle S \rangle \approx \Delta\nu \left(P_3 \left\langle \prod_{k=1}^n T_k \right\rangle + \sum_{k=1}^n B_k \left\langle (1 - T_k) \prod_{i=k+1}^n T_i \right\rangle \right), \tag{2}$$

где P₃ – светимость поверхности земли, B – среднее значение светимости абсолютно черного тела в спектральном участке Δν. T_k – спектральная плотность пропускания излучения k элементарным слоем атмосферы в участке Δν. Солнечной радиацией в дальней инфракрасной области спектра пренебрегаем. Аэрозольное ослабление излучения в дальней ИК области спектра для слабо замутненной атмосферы незначительно и его не учитываем (Зуев, 1970).

Количество однородных слоев можно значительно уменьшить последовательным объединением двух соседних слоев в один при условии, что вклад в мощность уходящего излучения атмосферы в исследуемом спектральном участке равен вкладам в мощность уходящего излучения Земли неоднородными слоями, их составляющими (Шишигин, 2017).

Рассмотрена модель атмосферы в виде последовательности однородных 100 метровых слоев до

Таблица 1. Параметры модели атмосферы

H , км	T , К	P , атм	O_2 , %	N_2 , %	CH_4 , $10^{-4}\%$	CO_2 , $10^{-4}\%$	CO , $10^{-4}\%$	N_2O , $10^{-4}\%$	O_3 , $10^{-4}\%$	H_2O , $10^{-4}\%$	N , cm^{-3} 10^{-19}
0	288	1	21	78	1.6	370	0.250	0.420	0.027	7730	2.550
1	282	0.891	21	78	1.6	370	0.250	0.400	0.026	6800	2.300
2	275	0.787	21	78	1.6	370	0.250	0.400	0.024	5000	2.100
3	269	0.694	21	78	1.6	370	0.250	0.400	0.024	3700	1.900
4	263	0.611	21	78	1.6	370	0.250	0.400	0.027	2600	1.700
5	256	0.535	21	78	1.6	370	0.250	0.400	0.027	1800	1.530
6	249	0.467	21	78	1.6	370	0.200	0.400	0.029	1000	1.370
7	243	0.407	21	78	1.6	370	0.180	0.400	0.033	500	1.230
8	236	0.353	21	78	1.6	370	0.150	0.400	0.041	240	1.100
9	230	0.305	21	78	1.6	370	0.120	0.400	0.052	50	0.970
10	223	0.262	21	78	1.5	370	0.100	0.400	0.070	10	0.860
12	217	0.192	21	78	1.45	370	0.080	0.400	0.123	8	0.650
14	217	0.141	21	78	1.40	370	0.060	0.400	0.213	7	0.470
16	217	0.103	21	78	1.32	370	0.050	0.400	0.857	6	0.350
18	217	0.075	21	78	1.25	370	0.008	0.400	2	4.50	0.250
20	217	0.055	21	78	1.20	370	0.005	0.400	3.333	4.00	0.180
22	219	0.040	21	78	1.10	370	0.005	0.350	4.286	4.20	0.140
24	221	0.029	21	78	1.00	370	0.005	0.300	5	4.40	0.100
26	223	0.022	21	78	0.90	370	0.005	0.200	5.714	4.50	0.070
28	225	0.016	21	78	0.80	370	0.005	0.150	6	4.60	0.050
30	227	0.012	21	78	0.70	370	0.005	0.100	4.444	4.70	0.045
32	229	0.009	21	78	0.65	370	0.007	0.080	3.750	4.80	0.040
34	235	0.008	21	78	0.60	370	0.008	0.070	3.714	5.00	0.035
36	245	0.007	21	78	0.58	370	0.010	0.060	3.333	6.00	0.030
38	255	0.006	21	78	0.53	370	0.020	0.050	2.917	6.50	0.024
40	265	0.003	21	78	0.50	370	0.030	0.040	3.333	7.00	0.012

высоты 40 километров. Параметры слоев определены для стандартной атмосферы (табл. 1).

При расчетах коэффициентов поглощения, спектров ослабления ИК излучения атмосферными газами использовалась информационная система "СПЕКТРА" ИОА СО РАН (Михайленко и др. 2005). Спектральное разрешение составляло 0.001 см^{-1} .

Используемая модель атмосферы преобразована в виде одного эффективного однородного слоя 1–40 км, и последовательности эффективных однородных слоев 1–15, 16–17, 18–19, 20–21, 22–23, 24–25, 26–27, 28–29, 30–31, 32–33, 34–35, 36–40 км, без изменения мощности уходящего излучения атмосферы спектрального участка ($1002\text{--}1003 \text{ см}^{-1}$) и ($1020\text{--}1021 \text{ см}^{-1}$).

Погрешность задания профиля температуры атмосферы искажает истинное значение функции пропускания эффективного слоя атмосферы. Это приводит к значительной ошибке определения содержания исследуемого газа в атмосфере по уходящему излучению Земли.

Мощности уходящего излучения в узких спектральных участках $\Delta\nu_1$, $\Delta\nu_2$ для их соответствующих эффективных температур Q_{v1} и Q_{v2} однородного слоя атмосферы представим в виде:

$$\begin{cases} S_{1M} = \Delta\nu_1 (P_{31}(Q_3)T_1(Q_{v1}) + (1 - T_1(Q_{v1}))B_1(Q_{v1})) \\ S_{2M} = \Delta\nu_2 (P_{32}(Q_3)T_2(Q_{v2}) + (1 - T_2(Q_{v2}))B_2(Q_{v2})) \end{cases} \quad (3)$$

Средние значения функции пропускания T_1 , T_2 однородного слоя с концентрацией озона n и толщиной L в спектральных участках частот $\Delta\nu_1$, $\Delta\nu_2$, от изменения эффективных температур данного слоя равны:

$$\begin{cases} T_1 = \exp((- \mu_1 - \Delta\mu_1)nL) = T_1 \exp(-\tau_1\Delta Q_1) \\ T_2 = \exp((- \mu_2 - \Delta\mu_2)nL) = T_2 \exp(-\tau_2\Delta Q_2) \end{cases} \quad (4)$$

Зависимость мощности уходящего излучения от температуры воздуха и температуры поверхности Земли в рассматриваемой модели атмосферы можно записать в виде:

$$\left\{ \begin{array}{l} S_{M1} = \Delta v_1 (P_{31}(Q_3) T_1 \exp(-\tau_1 K_1 \Delta Q_1) + \\ + (1 - T_1 \exp(-\tau_1 K_1 \Delta Q_1)) B_1(Q_1 + K_1 \Delta Q_1)) \\ S_{M2} = \Delta v_2 (P_{32}(Q_3) T_2 \exp(-\tau_2 K_1 \Delta Q_2) + \\ + (1 - T_2 \exp(-\tau_2 K_1 \Delta Q_2)) B_2(Q_2 + K_1 \Delta Q_2)) \end{array} \right. , \quad (5)$$

где

$$\tau_1 = \frac{1}{\Delta Q_1} \ln \left[\frac{\frac{1}{\Delta v_1} S_{M1} - B_1(Q_1 + \Delta Q_1)}{T_1 (P_{31}(Q_3) - B_1(Q_1 + \Delta Q_1))} \right], \quad (6)$$

$$\tau_2 = \frac{1}{\Delta Q_2} \ln \left[\frac{\frac{1}{\Delta v_2} S_{M2} - B_2(Q_2 + \Delta Q_2)}{T_2 (P_{32}(Q_3) - B_2(Q_2 + \Delta Q_2))} \right],$$

K_1 дополнительный коэффициент, позволяющий варьировать эффективные температуры слоя для рассматриваемых спектральных участков. $K_1 = 1$ при определении $\Delta Q_1, \Delta Q_2$ из расчетов уходящего излучения в каждом выбранном спектральном участке со стандартным вертикальным профилем температуры атмосферы (табл. 1) и с профилем уменьшенном на 2 градуса в каждом 100 метровом слое.

Изменение концентрации озона n в слое атмосферы на $\Delta n \ll n$ приводит к изменению пропускания слоя в δT раз и может быть записано в виде $\delta T = e^{-\mu \Delta n L} \approx 1 - \mu \Delta n L = 1 - \mu \Delta N$.

Изменение мощности уходящего излучения в спектральных участках $\Delta v_1, \Delta v_2$ равно:

$$\left\{ \begin{array}{l} \Delta S_{M1} = \langle S_{M1} \rangle - \langle S_{v1\Delta n} \rangle \approx (P_{31} - B_1) T_1 \mu_1 \Delta N \Delta v_1 \\ \Delta S_{M2} = \langle S_{M2} \rangle - \langle S_{v2\Delta n} \rangle \approx (P_{32} - B_2) T_2 \mu_2 \Delta N \Delta v_2 \end{array} \right. . \quad (7)$$

Где $\langle S_{v1\Delta n} \rangle, \langle S_{v2\Delta n} \rangle$ усредненная по спектру светимость атмосферы в участке $\Delta v_1, \Delta v_2$ при изменении концентрации газа в слое атмосферы на Δn .

Чувствительность величины мощности уходящего излучения к содержанию исследуемого газа в слое равна соответственно;

$$\left\{ \begin{array}{l} C_1 = \Delta S_{M1} / \Delta N \\ C_2 = \Delta S_{M2} / \Delta N \end{array} \right. . \quad (8)$$

$\Delta S_{1M}, \Delta S_{2M}$ изменение мощности уходящего излучения в исследуемых участках спектра полосы поглощения озона при увеличении содержания озона в эффективном модельном слое атмосферы на ΔN . Отличие содержания исследуемого газа в слое от модельного при мощности прошедшего слой излучения S_1 (1002–1003 см⁻¹), S_2 (1020–1021 см⁻¹), определяется из соотношений:

$$\left\{ \begin{array}{l} \Delta N_1 = \Delta S_1 / C_1 = (S_{M1} - S_1) / C_1 \\ \Delta N_2 = \Delta S_2 / C_2 = (S_{M2} - S_2) / C_2 \end{array} \right. . \quad (9)$$

При решении обратной задачи излучательную способность подстилающей поверхности используют результаты моделирования поверхности (Успенский и др. 2021).

В дополнение к существующим физическим или статистическим алгоритмам “обращения” данных атмосферных зондировщиков (Тимофеев и др., 2021) рассматривается возможность определения эффективной температуры подстилающей поверхности Земли и уменьшения влияния неточности задания вертикального профиля температуры атмосферы при определении общего содержания озона.

Последовательность шагов при реализации предложенной методики оценки содержания озона в атмосфере состоит в выборе двух спектральных участков полосы поглощения озона с противоположной зависимостью коэффициентов поглощения излучения.

Представление выбранной модели атмосферы в виде однородного эффективного слоя для каждого спектрального участка с соответствующими параметрами среднего коэффициента пропускания, эффективной температуры данного слоя.

Рассчитываются мощности уходящего излучения Земли для рассматриваемой модели атмосферы при двух значениях содержания озона в воздухе и двух близких профилях температуры атмосферы и определяются коэффициенты C_1, C_2 (8), а также τ_1, τ_2 (6).

Используя экспериментально регистрируемые мощности уходящего излучения Земли в выбранных спектральных участках в безоблачной атмосфере, рассчитываются массивы возможных отличий содержания озона в воздухе от используемой модели $\Delta N_1, \Delta N_2$ (9) при изменении эффективной температуры слоя атмосферы с помощью коэффициента K_1 (5) и вариаций температуры подстилающей поверхности, из которых определяется минимальная разность $|\Delta N_1 - \Delta N_2|$. Температуры подстилающей поверхности и однородного слоя атмосферы при данном условии соответствуют эффективной температуре Земли, температуре эффективного слоя.

Определяется взаимосвязь коэффициентов калибровки C_1, C_2 в зависимости от возможных сценариев отклонения от модели содержания озона только в нижних или верхних слоях атмосферы.

Используя значения эффективных температур слоя всей атмосферы и поверхности Земли, полученных ранее, рассчитываются массивы возможных отличий содержания озона в воздухе от используемой модели $\Delta N_1, \Delta N_2$ (9) во всем диапазоне изменений C_1, C_2 .

Общее содержание озона в атмосфере N_a определяется из соотношения $N_a = N_m + (\Delta N_1 + \Delta N_2) / 2$ при минимальная разность $|\Delta N_1 - \Delta N_2|$, наблюдаемой при всех изменениях C_1, C_2 . N_m - количество молекул озона в столбе воздуха модели атмосферы.

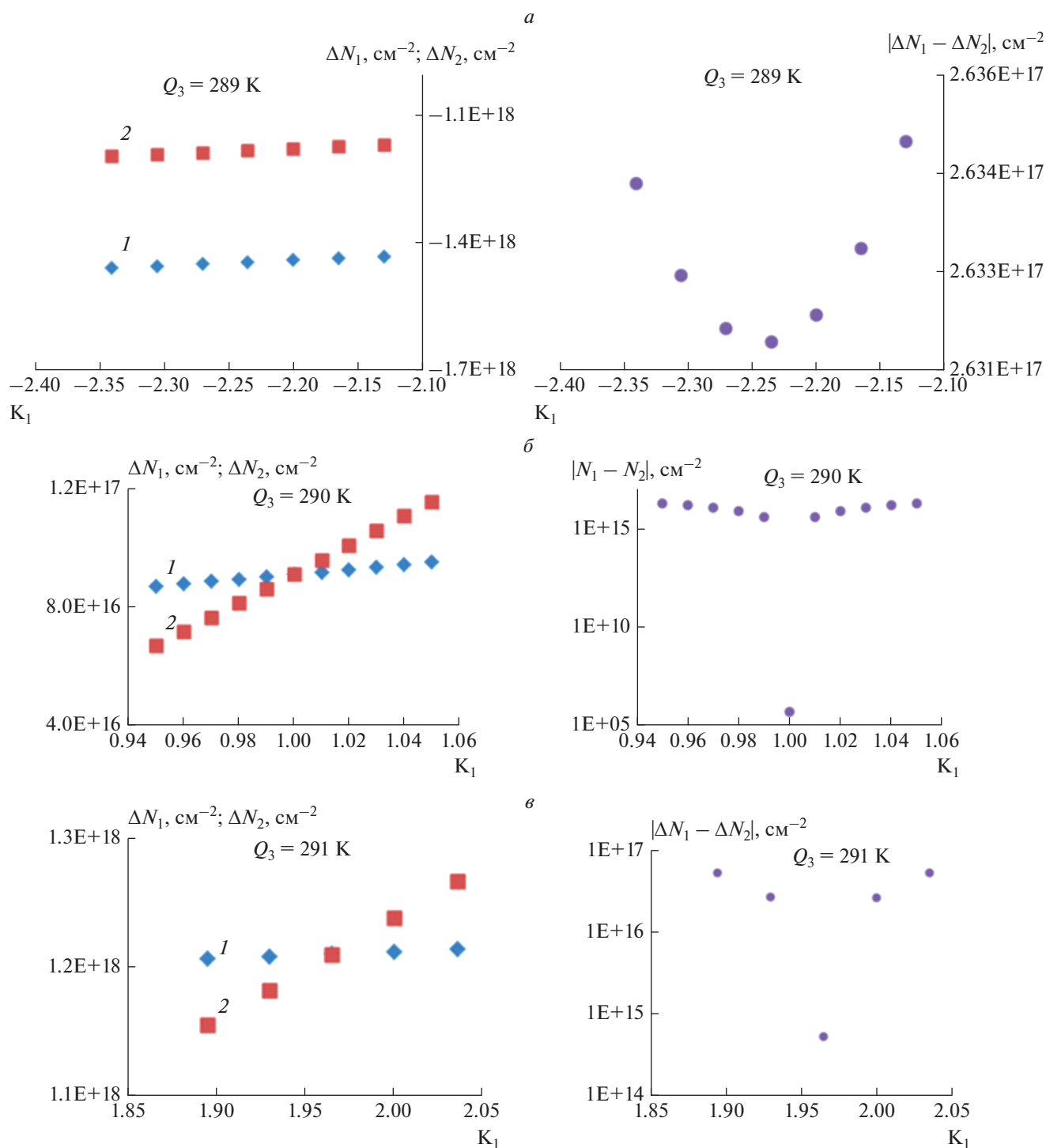


Рис. 2. Зависимость рассчитанных отклонений содержания озона по уходящему излучению в спектральных участках $1002\text{--}1003\text{ см}^{-1}$ (1), $1020\text{--}1021\text{ см}^{-1}$ (2) в атмосфере от модельного при их минимальной разницы и температурах поверхности Земли в алгоритме расчета 289 (а), 290 (б), 291 К (в).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭФФЕКТИВНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

Контроль количества озона в сложном эффективном слое атмосферы рассматривается в двух

спектральных участках с коэффициентами каллибровки (8), при $\Delta N = \Delta N_0, \text{ см}^{-2}$ равной добавкам 1% озона в каждом 100 метровом слое атмосферы. $N_0 = 9.09 \times 10^{18} \text{ см}^{-2}$ — количество молекул

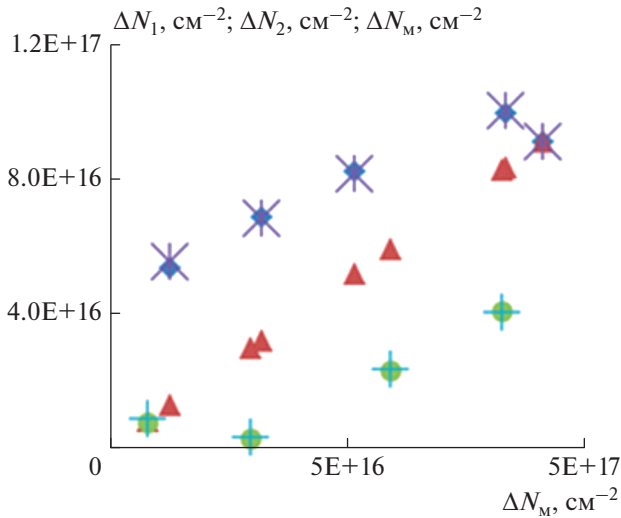


Рис. 3. Сравнение рассчитанных по уходящему излучению изменений содержания озона в атмосфере при увеличении его в нижних ΔN_1 (\blacklozenge), ΔN_2 (\times) и в верхних слоях ΔN_1 (\bullet), ΔN_2 ($+$) при $Q_3 = 290$ К с модельными ΔN_M (\blacktriangle).

озона в столбе воздуха до высоты 40 км в модели атмосферы.

Рассчитаны эталонные мощности уходящего излучения $S_{\Sigma 1}$ (1002–1003 см^{-1}), $S_{\Sigma 2}$ (1020–1021 см^{-1}) от поверхности Земли при температуре 290 К и суммарного излучения всех 100 метровых слоев модели атмосферы с 1% добавками. Для эталонных мощностей уходящего излучения $S_{\Sigma 1}$, $S_{\Sigma 2}$ получены зависимости отклонения содержания озона от содержания его в используемой модели атмосферы ΔN_1 , ΔN_2 , разницы $|\Delta N_1 - \Delta N_2|$ при изменении

ее эффективной температуры коэффициентом K_1 (с шагом 0.001) и температуры поверхности Земли Q_3 используя соотношение (9).

На рис. 2 приведены результаты модельных расчетов отклонения содержания озона в воздухе от используемой модели по уходящему излучению $S_{\Sigma 1} = 7.27 \times 10^{-6}$ Вт/см ср, $S_{\Sigma 2} = 4.97 \times 10^{-6}$ Вт/см ср. Кривые 1, 2 соответствуют зависимостям ΔN_1 , ΔN_2 , (слева), $|\Delta N_1 - \Delta N_2|$ (справа) от изменения модельной температуры атмосферы.

Расчеты проведены также с парами эталонных мощностей $S_{\Sigma 1}$ (1002–1003 см^{-1}), $S_{\Sigma 2}$ (1020–1021 см^{-1}), полученных суммированием уходящего излучения Земли при температуре 290 К и излучения всех 100 метровых слоев модели атмосферы, но с добавками 1% озона поочередно только в нижних или верхних слоях. Нижние слои от поверхности Земли до 17, 21, 25, 33, 40 км, а верхние слои 34–40, 28–40, 22–40, 16–40 км. Слои выбраны в порядке увеличения добавки молекул озона.

Анализ зависимости аналогичных расчетов добавки содержания озона ΔN_1 , ΔN_2 от изменения озона только в некоторых выше приведенных слоях модели атмосферы ΔN_M с неизменными калибровочными коэффициентами C_1 , C_2 показал, что разность $\Delta N_1 - \Delta N_2$ в этих случаях минимальна также при совпадении температуры подстилающей поверхности в модельном и эталонном уходящем излучении, но значения ΔN_1 , ΔN_2 значительно отличаются от ΔN_M .

На рис. 3 показано сравнение рассчитанных по уходящему излучению ΔN_1 , ΔN_2 при увеличении озона в нижних или в верхних слоях модели на ΔN_M при $Q_3 = 290$ К. При отклонении содержания озона менее одного процента в рассматрива-

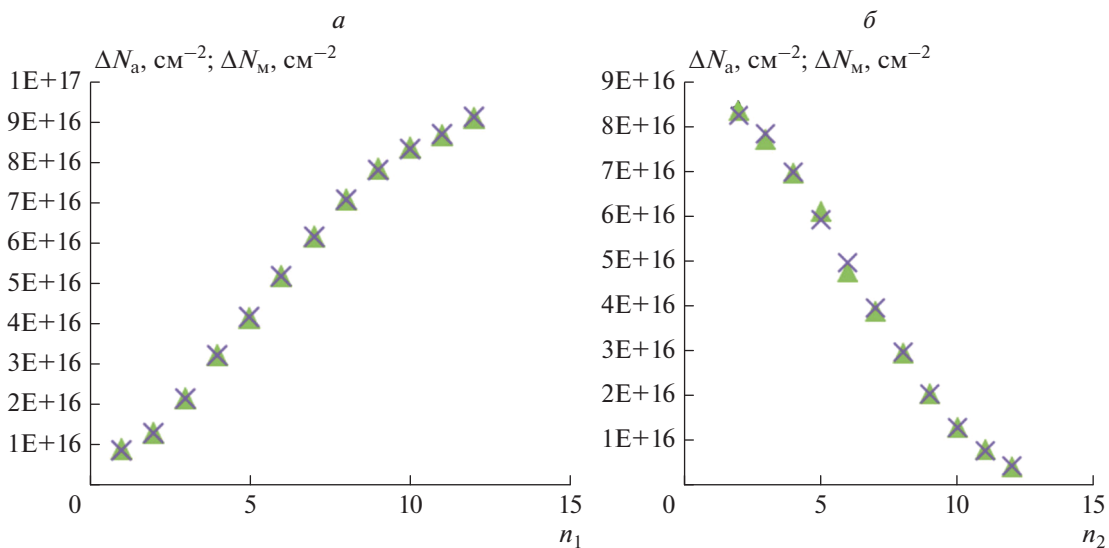


Рис. 4. Модельные и расчетные изменения содержания озона в воздухе при его увеличении в нижних (а) и в верхних (б) слоях атмосферы.

Таблица 2. Калибровка уходящего излучения Земли

n	$\Delta N_M \text{ см}^{-2}$ 1% в слое	$S_{M1} \text{ Вт/см ср}$ 1002–1003 см^{-2}	$S_{M2} \text{ Вт/см ср}$ 1020–1021 см^{-2}	$C_1 (\text{Вт/см ср})/\text{см}^{-2}$ 1002–1003 см^{-2}	$C_2 (\text{Вт/см ср})/\text{см}^{-2}$ 1020–1021 см^{-2}
	0	7.27×10^{-6}	4.91×10^{-6}		
$n_2 = 1$	4.25×10^{15}	7.27×10^{-6}	4.91×10^{-6}	-2.58×10^{-24}	-4.73×10^{-24}
$n_2 = 2$	7.84×10^{15}	7.27×10^{-6}	4.91×10^{-6}	-1.19×10^{-24}	-2.47×10^{-24}
$n_2 = 3$	1.3×10^{16}	7.27×10^{-6}	4.91×10^{-6}	-5.16×10^{-25}	-1.35×10^{-24}
$n_2 = 4$	2.03×10^{16}	7.27×10^{-6}	4.91×10^{-6}	-1.74×10^{-25}	-6.76×10^{-25}
$n_2 = 5$	2.96×10^{16}	7.27×10^{-6}	4.91×10^{-6}	6.98×10^{-26}	-2.68×10^{-26}
$n_2 = 6$	3.94×10^{16}	7.27×10^{-6}	4.91×10^{-6}	2.20×10^{-25}	2.15×10^{-25}
$n_2 = 7$	4.96×10^{16}	7.27×10^{-6}	4.91×10^{-6}	3.34×10^{-25}	2.52×10^{-25}
$n_2 = 8$	5.89×10^{16}	7.27×10^{-6}	4.91×10^{-6}	4.09×10^{-25}	4.55×10^{-25}
$n_2 = 9$	6.97×10^{16}	7.27×10^{-6}	4.91×10^{-6}	4.85×10^{-25}	6.44×10^{-25}
$n_2 = 10$	7.82×10^{16}	7.27×10^{-6}	4.90×10^{-6}	5.46×10^{-25}	8.40×10^{-25}
$n_2 = 11$	8.24×10^{16}	7.27×10^{-6}	4.90×10^{-6}	5.67×10^{-25}	9.49×10^{-25}
$n_1 = 1$	8.48×10^{15}	7.27×10^{-6}	4.90×10^{-6}	6.13×10^{-24}	6.26×10^{-24}
$n_1 = 2$	1.27×10^{16}	7.27×10^{-6}	4.90×10^{-6}	4.41×10^{-24}	5.17×10^{-24}
$n_1 = 3$	2.12×10^{16}	7.27×10^{-6}	4.90×10^{-6}	3.08×10^{-24}	4.09×10^{-24}
$n_1 = 4$	3.19×10^{16}	7.27×10^{-6}	4.90×10^{-6}	2.34×10^{-24}	3.28×10^{-24}
$n_1 = 5$	4.13×10^{16}	7.27×10^{-6}	4.90×10^{-6}	2.00×10^{-24}	2.87×10^{-24}
$n_1 = 6$	5.15×10^{16}	7.26×10^{-6}	4.90×10^{-6}	1.75×10^{-24}	2.54×10^{-24}
$n_1 = 7$	6.13×10^{16}	7.26×10^{-6}	4.90×10^{-6}	1.45×10^{-24}	2.27×10^{-24}
$n_1 = 8$	7.06×10^{16}	7.26×10^{-6}	4.90×10^{-6}	1.45×10^{-24}	2.06×10^{-24}
$n_1 = 9$	7.79×10^{16}	7.26×10^{-6}	4.89×10^{-6}	1.36×10^{-24}	1.91×10^{-24}
$n_1 = 10$	8.31×10^{16}	7.26×10^{-6}	4.89×10^{-6}	1.30×10^{-24}	1.91×10^{-24}
$n_1 = 11$	8.66×10^{16}	7.26×10^{-6}	4.89×10^{-6}	1.27×10^{-24}	1.74×10^{-24}
$n_1 = 12$	9.09×10^{16}	7.26×10^{-6}	4.90×10^{-6}	1.08×10^{-24}	1.44×10^{-24}

емой модели атмосферы относительная ошибка определение общего содержания озона может достигать 0.5%.

Эффективная температура подстилающей поверхности Земли, соответствующая исследуемому уходящему излучению Земли, наблюдается при минимальной разности расчетных значений изменений содержания озона в атмосфере по уходящему излучению одновременно в двух спектральных участках с противоположной зависимостью коэффициента поглощения излучения исследуемого газа от изменения его температуры.

КОРРЕКТИРОВКА СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА В АТМОСФЕРЕ

Перераспределение озона внутри атмосферы приводит к изменению мощности уходящего излучения, соответственно, меняются калибровочные коэффициенты. Это приводит к значительной погрешности рассчитанного содержания озона в атмосфере даже при известной эффективной тем-

пературы подстилающей поверхности Земли (рис. 3).

Рассмотрены сценарии изменения коэффициентов калибровки при изменении содержания озона последовательно в нижних слоях атмосферы и соответственно в верхних слоях. В табл. 2 приведены значения добавок молекул озона в слой модельной атмосферы, мощности уходящего излучения Земли в спектральных участках 1002–1003, 1020–1021 и калибровочные коэффициенты C_1 , C_2 . n_1 – номера нижних слоев, в которые внесены добавки озона 1 – (1–15 км), 2 – (1–17 км.), 3 – (1–19 км), 4 – (1–21 км), 5 – (1–23 км), 6 – (1–25 км), 7 – (1–27 км), 8 – (1–29 км), 9 – (1–31 км), 10 – (1–33 км), 11 – (1–35 км), 12 – (1–40 км). n_2 – номера верхних слоев, в которые внесены добавки озона 12 – (36–40 км), 11 – (34–40 км), 10 – (32–40 км), 9 – (30–40 км), 8 – (28–40 км), 7 – (26–40 км), 6 – (24–40 км), 5 – (22–40 км), 4 – (20–40 км), 3 – (18–40 км), 2 – (16–40 км).

Взаимосвязь калибровочных коэффициентов в рассматриваемых спектральных диапазонах при из-

менении содержания озона последовательно в нижних слоях атмосферы более надежно описываются полиномом 6 степени с 4 знаками после запятой со средней ошибкой аппроксимации ~ 0.0305%:

$$(C_2)_h = -a_1 C_1^6 + a_2 C_1^5 - a_3 C_1^4 + a_4 C_1^3 - a_5 C_1^2 + a_6 C_1 + a_7.$$

Изменения озона в верхних слоях описываются полиномом 6 степени с 4 знаками после запятой со средней ошибкой аппроксимации ~ 0.0455%: $(C_2)_v = a_1 C_1^6 - a_2 C_1^5 + a_3 C_1^4 - a_4 C_1^3 + a_5 C_1^2 - a_6 C_1 + a_7$ (URL: planetcalc.ru, 2022).

Проведен расчет изменения содержания озона в атмосфере ΔN_a см⁻² от модельного при минимуме разности отклонения расчетных значений изменения содержания озона в атмосфере по уходящему излучению Земли S_{M1} , S_{M2} в спектральных участках 1002–1003 и 1020–1021 см⁻¹ с использованием аппроксимационной взаимосвязи калибровочных коэффициентов. Модельные ΔN_m и расчетные ΔN_a изменения содержания озона в атмосфере при его увеличении в нижних и верхних слоях атмосферы приведены на рис. 4.

Использование взаимосвязи калибровочных коэффициентов в рассматриваемых спектральных диапазонах приводит к повышению точности контроля состояния озонового слоя в атмосфере. Относительная погрешность определения общего содержания озона в модельных расчетах не превышает 0.025%

Проведенные исследования показывают возможность контролировать изменения озонового слоя атмосферы по данным измерений уходящего инфракрасного излучения из атмосферы спутниковыми радиометрами с уточнением эффективной температуры подстилающей поверхности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выбраны участки спектра 1002–1003, 1020–1021 см⁻¹ с противоположной зависимостью коэффициента поглощения излучения от изменения температуры газа для контроля озонового слоя Земли по уходящему излучению атмосферы. В спектральном интервале 990–1025 см⁻¹ наблюдается минимальное присутствие линий поглощения не измеряемых атмосферных газов.

Минимальное значение разности изменения содержания озона в атмосфере, рассчитанное по уходящему излучению Земли в каждом из двух спектральных участков при вариации температуры подстилающей поверхности и температуры эффективного слоя атмосферы, соответствует параметрам исследуемой атмосферы.

Результаты исследования могут быть использованы в качестве методики для обработки спектров уходящего излучения в полосах поглощения других парниковых газов.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александров Э.Л., Кароль И.Л., Ракитова Л.Р., Седунов Ю.С., Хргиан А.Х.* Атмосферный озон и изменения глобального климата. Л.: Гидрометеоздат. 1982. 167 с.
- Александров Э.Л., Израэль Ю.А., Кароль И.Л., Хргиан А.Х.* Озоновый щит Земли и его изменения. СПб.: Гидрометеоздат. 1992. 288 с.
- Белан Б.Н.* Озон в атмосфере. Томск: Изд-во ИОА СО РАН. 2010. 488 с.
- Виролойнен Я.А., Поляков А.В.* Учет рассеяния излучения в наземных газо-корреляционных измерениях общего содержания метана. // Исследование Земли из космоса. 2004. № 4. С. 1–7.
- Звягинцев А.М., Иванова Н.С., Никифорова М.П., Кузнецова И.Н., Варгин П.Н.* Содержание озона над территорией Российской Федерации в первом квартале 2016 г. // Метеорол. и гидролог. 2016. № 5. С. 124–130.
- Зуев В.Е.* Распространение видимых и инфракрасных волн в атмосфере. М: Сов. радио. 1970. 496 с.
- Кашкин В.Б., Рублева Т.В., Хлебопрос Р.Т.* Стратосферный озон: вид с космической орбиты. Красноярск: СФУ, 2015. 218 с
- Крученицкий Г.М., Статников К.А.* Сезонная и долговременная изменчивость зонально осредненных полей ОСО. // Оптика атмосферы и океана. 2020. Т. 33. № 01. С. 56–61.
- Михайленко С.Н., Бабиков Ю.Л., Головкин В.Ф.* Информационно-вычислительная система “Спектроскопия атмосферных газов”. Структура и основные функции. // Оптика атмосферы и океана. 2005. Т. 18. № 09. С. 765–776.
- Ромашкина К.И.* Усовершенствованная методика градуировки озонметра М-83 по свету от зенита неба // Тр.ГГО. 1984. Вып. 472. С. 74–82.
- Седунов Ю.С., Авдюшин С.И., Борисенков Е.П., Волковицкий Н.Н., Петров Н.Н., Рейтенбах Р.Г., Смирнов В.И., Черников А.А.* Атмосфера. Справочник (справочные данные, модели). Л.: Гидрометеоздат, 1991. 509 с.
- Тимофеев Ю.М., Неробелов Г.М., Поляков А.В., Виролойнен Я.А.* Спутниковый мониторинг озоносферы // Метеорология и гидрология. 2021. № 12. С. 71–79.
- Успенский А.Б., Троценко А.Н., Рублев А.Н.* Проблемы и перспективы анализа и использования данных спутниковых ИК-зондировщиков высокого спектрального разрешения. // Исслед. Земли из космоса. 2005. № 5. С. 18–33.
- Фалалеева В.А., Фомин Б.А.* Спектроскопические проблемы в прямых задачах спутникового зондирования атмосферы и пути их преодоления // Оптика атмосферы и океана. 2016. Т. 29. № 9. С. 733–738.
- Шишигин С.А.* Метод корреляционной спектроскопии для анализа спектра уходящего излучения атмосферы // Оптика атмосферы и океана. 2017. Т. 30. № 2. С. 134–138.
- Шишигин С.А.* Погрешность определения эффективной температуры слоев воздуха и подстилающей поверхности Земли в используемой модели атмосферы при расчетах содержания метана. // Оптика атмосферы и океана. 2021. Т. 34. № 09. С. 711–715.
- URL: planetcalc.ru/8731 (дата обращения: 20. 03.2022)

Model Calculations of Ozone Content in the Atmosphere by Earth's Outgoing Radiation

S. A. Shishigin

V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tomsk, Russia

The model of the atmosphere in the form of a sequence of homogeneous layers 100 meters thick from the surface of the Earth to a height of 40 kilometers is considered. Layer parameters are defined for the standard atmosphere. Spectral sections 1002–1003 and 1020–1021 cm^{-1} with opposite dependence of ozone absorption coefficient on its temperature change are selected. This model was transformed into one efficient homogeneous layer. The contribution to the outgoing radiation of the atmosphere in the selected spectral regions of the ozone absorption band (1002–1003 and 1020–1021 cm^{-1}) is equal to the contributions to the outgoing radiation of the Earth by all non-uniform layers constituting them. The possibility of adjusting the temperature of the Earth's underlying surface is shown. The method of calculating the ozone content in the atmosphere by the outgoing radiation of the Earth is considered.

Keywords: atmosphere, layer, ozone, temperature, IR radiation, spectrum, method

REFERENCES

- Alexandrov E.L., Karol I.L., Rakipova L.R., Sedunov J.S., Hrgian A.H.* Atmosferniy ozon i izmeneniya global'nogo klimata [Atmospheric ozone and changes in the global climate]. L.: Hydrometeoizdat. 1982. 167 p. (In Russian).
- Alexandrov E.L., Israel J.A., Karol I.L., Hrgian A.H.* Ozonoviy schit Zemli i ego izmeneniya [Ozone shield of the Earth and its changes]. St. Petersburg: Hydrometeoizdat. 1992. 288 p. (In Russian).
- Belan B.N.* Ozon v atmosfere [Ozone in the atmosphere]. Tomsk: Publishing House of IOA SB RAS. 2010. 488 p. (In Russian).
- Virolainen Ya.A., Polyakov A.V.* Utset rasseyaniya izlutseniya v nazemnikh gazo-korrelyakhionnikh izmereniyah obschego soderzhaniya metana [Accounting for radiation scattering in terrestrial gas-correlation measurements of the total methane content // Earth exploration from space]. 2004. № 4. P. 1–7. (In Russian).
- Zvyagintsev A.M., Ivanova N.S., Nikiforova M.P., Kuznetsova I.N., Vargin P.N.* Soderzhanie ozona nad territoriy Rossiyskoy Federakhii v pervom kvartale 2015 g. [Ozone content over the territory of the Russian Federation in the first quarter of 2016] // Meteorol. and hydrologist. 2016. № 5. P. 124–130. (In Russian).
- Zuev V.E.* Rasprostranenie vidimikh i infrakrasnikh voln v atmosfere [Propagation of visible and infrared waves in the atmosphere]. M: Soviet radio. 1970. 496 p. (In Russian).
- Kashkin V.B., Rubleva T.V., Khlebopros R.T.* Stratosferniy ozon: vid s kosmitseskoj orbitik [Stratospheric ozone: a view from space orbit]. Krasnoyarsk: SFU, 2015. 218 p. (In Russian).
- Kruchenitsky G.M., Statnikov K.A.* Sezonnaya i dolgovremennaya izmensivost' zonal'no osrednennikh poley OSO [Seasonal and long-term variability of zonal averaged fields of OCO] // Optics of the atmosphere and ocean. 2020. V. 33. № 01. P. 56–61. (In Russian).
- Mikhailenko S.N., Babikov Yu.L., Golovko V.F.* Informakhionno-viktsislitel'naya sistema "Spektroskopiya atmosfernih gazov." Struktura i osnovnie funkkhii. [Information and computer system "Spectroscopy of atmospheric gases." Structure and basic functions] // Optics of the atmosphere and ocean. 2005. V. 18. № 09. P. 765–776. (In Russian).
- Romashkina K.I.* Usovershenstvannaya metodika graduirovki ozonometra M-83 po svetu ot zenita neba [Improved method of calibrating the ozone meter M-83 by light from the zenith of the sky] // Tr. GGO. 1984. Iss. 472. P. 74–82. (In Russian).
- Sedunov Y.S., Avdyushin S.I., Borisenkov E.P., Volkovitsky N.N., Petrov N.N., Reitenbach R.G., Smirnov V.I., Chernikov A.A.* Atmosfera. Spravotsnik (spravotsnie dannie, modeli) [Atmosphere. Reference book (reference data, models)]. L.: Hydrometeoizdat, 1991. 509 p. (In Russian).
- Timofeev Yu.M., Nerobelov G.M., Polyakov A.V., Virolainen Ya.A.* Sputnikoviky monitoring ozonosferik [Satellite monitoring of the ozonosphere] // Meteorology and hydrology. 2021. № 12. P. 71–79. (In Russian).
- Uspensky A.B., Trotsenko A.N., Rublev A.N.* Problemi i perspektivi analiza i ispol'zovaniya dannikh sputnikovikh IK-zondirovshchikov viksokogo spektral'nogo razresheniya [Problems and prospects for analyzing and using data from satellite infrared probes of high spectral resolution] // Earth exploration from space. 2005. № 5. P. 18–33. (In Russian).
- Falaleeva V.A., Fomin B.A.* Spektroskopitseskie problemi v pryamikh zadatsah sputnikovogo zondirovaniya atmosferi i puti ih preodoleniya [Spectroscopic problems in direct problems of satellite sensing of the atmosphere and ways to overcome them] // Optics of the atmosphere and ocean. 2016. V. 29. № 9. P. 733–738. (In Russian).
- Shishigin S.A.* Metod korrelyakhionnoy spektroskopii dlya analiza spectra uhodyaschego izlutseniya atmosferik [Correlation spectroscopy method for analyzing the spectrum of the outgoing radiation of the atmosphere] // Optics of the atmosphere and ocean. 2017. V. 30. № 2. P. 134–138. (In Russian).
- Shishigin S.A.* Pogreshnost' opredeleniya effektivnoy temperaturi sloev vozduha i podstilayushey poverhnosti Zemli v ispol'suemoy modeli atmosferi pri rastsetah soderzhaniya metana [Error in determining the effective temperature of air layers and the underlying surface of the Earth in the used atmospheric model when calculating methane content] // Optics of the atmosphere and ocean. 2021. V. 34. № 09. P. 711–715. (In Russian).

URL: planetcalc.ru/8731 (accessed date: 20. 03.2022).