

Моделирование потоков солнечного излучения с использованием высотных профилей концентрации водяного пара, характерных для условий Западной Сибири

Т.Ю. Чеснокова, Т.Б. Журавлева, Ю.В. Воронина,
Т.К. Складнева, Н.Я. Ломакина, А.В. Ченцов*

*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН
634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1*

Поступила в редакцию 10.06.2011 г.

Представлены результаты моделирования потоков солнечного излучения на длине волны 0,2–5 мкм в безоблачной атмосфере с использованием региональных моделей высотного распределения температуры, давления и концентрации водяного пара, характерных для летних (июль) и зимних (январь) условий Западной Сибири и широтных метеомоделей AFGL. Проведено сравнение потоков восходящей и нисходящей радиации, вычисленных с различными высотными профилями концентрации водяного пара при постоянном значении влагосодержания в столбе атмосферы. Для увеличения эффективности массовых радиационных расчетов создан электронный архив, содержащий аппроксимации функции пропускания излучения атмосферными газами рядами экспонент для базового набора значений влагосодержания в интервале 0,5–3 г/см³ с использованием базы данных спектроскопической информации HITRAN-2008.

Ключевые слова: высотные профили, концентрация, атмосферный радиационный перенос, водяной пар; altitude profiles, concentration, atmospheric radiative transfer, water vapour.

Введение

Поглощение и излучение радиации в земной атмосфере существенно зависят от водяного пара, концентрация которого изменяется в широких пределах в зависимости от высоты, сезона, физико-географических условий. Для моделирования потоков солнечного излучения необходимо знать не только общее содержание H₂O в атмосфере, но и высотный профиль концентрации водяного пара C_{H₂O}(z). К сожалению, измерения C_{H₂O}(z) не всегда регулярны и довольно дорогостоящи, тогда как информация об общем содержании водяного пара в столбе атмосферы W более доступна, — в частности на основе данных наземных фотометрических и спутниковых измерений. В настоящей статье рассмотрено влияние профилей концентрации водяного пара (при заданном значении W) на потоки солнечной радиации в типичных условиях Западной Сибири.

1. Модели распределения концентрации водяного пара по высоте

Широтные метеомодели AFGL [1], часто используемые в радиационных расчетах, не всегда

адекватно описывают концентрацию атмосферных газов для заданного региона. В работе [2] на основе климатического районирования по температурно-влажностному и ветровому режиму пограничного слоя атмосферы на территории Западной Сибири выделены 4 района, границы которых изменяются в зависимости от сезона (рис. 1).

Для каждого из них по данным двухсрочных (00 и 12 ч GMT) радиозондовых наблюдений в 2000–2009 гг. на 8 аэрологических станциях (Салехард, Туруханск, Ханты-Мансийск, Александровское, Верхнее Дуброво, Омск, Новосибирск и Емельяново) построены локальные статистические модели температуры и массовой доли водяного пара до высоты 1,6 км. Выше этого уровня локальные модели температуры и влажности совмещены с региональными моделями [2, 3] методом линейной интерполяции до высоты 30 км. В соответствии с этой классификацией г. Томск принадлежит районам 2.2.4 (январь) и 2.4.3 (июль).

На рис. 2 представлены высотные профили концентрации водяного пара для летних и зимних условий по данным разных метеомоделей [1–4]. Профиль C_{H₂O}(z) для января в районе 2.2.4 наиболее близок к профилю метеомодели для зимы полярных широт AFGL5, а для июля в районе 2.4.3 более всего соответствует профилям метеомодели для лета средних широт AFGL2 и ИОА [3, 4].

Сравнительный анализ значений влагосодержания в столбе атмосферы W для рассматриваемых районов, полученных на основе радиозондовых измерений и многолетних спутниковых данных

* Татьяна Юрьевна Чеснокова (ches@iao.ru); Татьяна Борисовна Журавлева (ztb@iao.ru); Юлия Викторовна Воронина (yulia@iao.ru); Татьяна Константиновна Складнева (tatyana@iao.ru); Наталья Яковлевна Ломакина (lnya@iao.ru); Ченцов Алексей Владимирович.

(2000–2009 гг.) MODIS/TERRA (<http://modis.gsfc.nasa.gov>), представлен в табл. 1.

В летние месяцы общее влагосодержание атмосферы, восстановленное по результатам радиозондирования, находится в удовлетворительном согласии с данными спутниковых наблюдений. В зимние месяцы значения W , полученные по радиозондо-

вым данным, превышают спутниковые примерно в 2 раза. Последнее обстоятельство обусловлено, по всей видимости, различными подходами к измерению влажности и восстановлению влагосодержания в столбе атмосферы, наиболее значимо проявляющихся в зимних условиях при небольшом содержании H_2O в атмосфере.

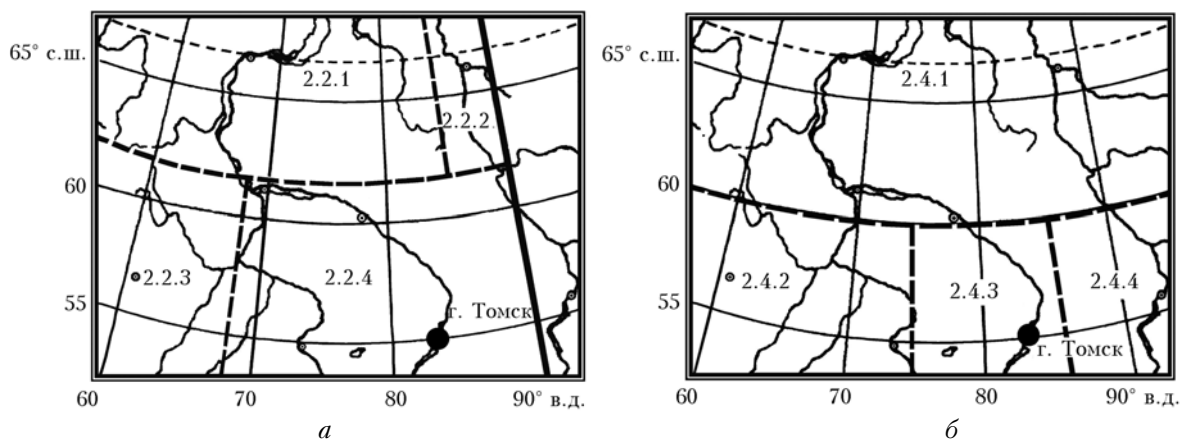


Рис. 1. Климатическое районирование территории Западной Сибири по температурно-влажностному и ветровому режимам пограничного слоя атмосферы: а – январь, б – июль

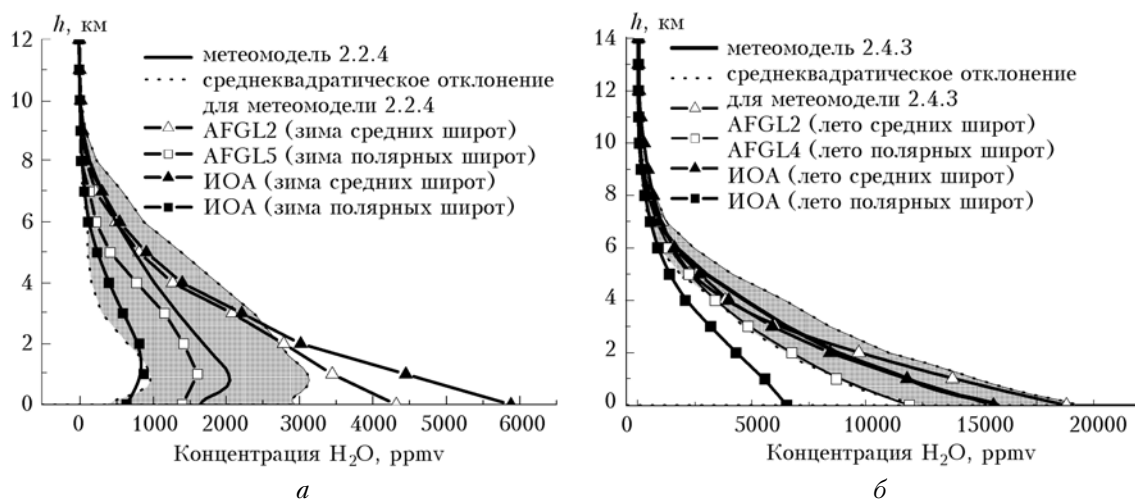


Рис. 2. Высотные профили концентрации водяного пара для зимних (а) и летних (б) метеомоделей: AFGL [1]; 2.2.4, 2.4.3 [2, 3]; ИОА [4]

Таблица 1

Общее влагосодержание атмосферы в районах Западной Сибири [2], г/см², по данным радиозондовых, фотометрических и спутниковых наблюдений

Высота	Январь				Июль			
	Район							
	2.2.1 62–67° с.ш. 60–85° в.д.	2.2.2 62–67° с.ш. 85–90° в.д.	2.2.3 54–62° с.ш. 60–68° в.д.	2.2.4 54–62° с.ш. 68–90° в.д.	2.4.1 60–67° с.ш. 60–90° в.д.	2.4.2 54–60° с.ш. 60–75° в.д.	2.4.3 54–60° с.ш. 75–85° в.д.	2.4.4 54–60° с.ш. 85–93° в.д.
<i>Спутниковые данные [http://modis.gsfc.nasa.gov]</i>								
Весь столб атмосферы	0,17	0,14	0,27	0,24	2,01	2,46	2,34	2,27
<i>Радиозондовые данные [2]</i>								
0–30 км	0,49	0,39	0,62	0,55	2,50	2,66	2,73	2,74
0–1,6 км	0,21	0,15	0,29	0,24	1,22	1,36	1,41	1,43
<i>Фотометр (Томск) [5]</i>								
Весь столб атмосферы	–	–	–	0,24 ± 0,10	–	–	2,20 ± 0,21	–

Отметим, что спутниковые данные относительно W_0 в районах 2.2.4 (январь) и 2.4.3 (июль) находятся в хорошем согласии с данными фотометрических измерений, полученными в г. Томске [5].

2. Моделирование потоков солнечного излучения в атмосфере с использованием различных профилей водяного пара

Для оценки влияния профилей концентрации водяного пара мы сравнили результаты моделирования потоков солнечной радиации с использованием региональных моделей $C_{H_2O}(z)$ [2, 3], характерных для летних и зимних месяцев в различных районах Западной Сибири, и модели AFGL [1].

При вычислении потоков излучения спектральный интервал 0,2–5 мкм представлялся в виде объединения 30 полос [6]. Для учета молекулярного поглощения использована параметризация функции пропускания атмосферными газами рядами экспонент (метод « k -распределения») [7–9]. Параметры разложения функции пропускания рассчитывались на основе базы данных HITRAN-2008 [10] и модели континуума водяного пара MT_CKD v.2.4 (http://rtweb.aer.com/continuum_frame.html) с учетом вертикальных профилей давления и температуры, представленных в рассматриваемых моделях. Для учета спектрального хода солнечной постоянной использовались данные работы [11].

Радиационные расчеты выполнены с учетом поглощения всеми атмосферными газами, информация о которых представлена в метеомодели AFGL. Используемые профили $C_{H_2O}(z)$ нормировались таким образом, чтобы для каждого из сезонов содержание водяного пара в столбе атмосферы было одинаковым ($W = 1,9$ г/см² – летом и 0,24 г/см² – зимой). Общее содержание озона полагалось равным 336 и 355 е.Д. для лета и зимы согласно данным спутникового сканера TOMS (<ftp://toms.gsfc.nasa.gov>). Общее содержание CO₂ в атмосфере составляло 380 ppm [12].

В первом численном эксперименте анализировались потоки излучения в различных спектральных интервалах $S_{i,k}(z)$ для молекулярной атмосферы без учета рэлеевского рассеяния (индекс « i » соответствует номеру спектральной полосы, а индекс « k » – номеру профиля $C_{H_2O}(z)$ в k -м районе Западной Сибири). На рис. 3 представлены абсолютные ($\Delta S_{i,k}$) и относительные ($\delta S_{i,k}$) различия потоков излучения на уровне подстилающей поверхности $z = 0$ по отношению к профилю $C_{H_2O}(z)$ в районе, к которому принадлежит г. Томск:

$$\Delta S_{i,k} = S_{i,k^*} - S_{i,k},$$

$$\delta S_{i,k} = (S_{i,k^*} - S_{i,k}) / S_{i,k^*} \cdot 100\%,$$

где $k^* = 2.2.4$ – в январе и 2.4.3 – в июле.

При заданных параметрах расчета наибольшее относительное различие ($>1\%$, рис. 3, *a, б*) наблюдается в полосах умеренного и сильного поглощения водяного пара в спектральных диапазонах 2,5–3,5 мкм (январь) и 4,0–4,5 мкм (июль), в пределах которых значения потоков малы вследствие малых значений спектральной солнечной постоянной в этих интервалах. Наибольшие абсолютные отличия $\Delta S_{i,k}$ имеют место в полосах поглощения H₂O в пределах спектрального диапазона 0,9–1,5 мкм с максимумом около 1,4 мкм (рис. 3, *в, з*), т.е. в относительно слабых полосах, где поглощение солнечной радиации не насыщено.

Во втором численном эксперименте рассматривалось влияние вертикальных профилей $C_{H_2O}(z)$ на потоки восходящей и нисходящей радиации на различных атмосферных уровнях $F(z)$ в молекулярно-аэрозольной атмосфере при одинаковом общем содержании водяного пара W . При моделировании радиационных потоков использовалась модель континентального аэрозоля WCP [13]. Значение аэрозольной оптической толщины на длине волны 0,55 мкм было выбрано равным 0,12, что соответствует модальному значению для г. Томска [14]; спектральный ход альбедо подстилающей поверхности соответствовал типу «мозаика» [15]; зенитный угол Солнца полагался равным 60°.

Рассмотрим различие потоков, вычисленных с разными метеомоделями: $\Delta F_k = F_{k^*} - F_k$, где индекс « k » соответствует номеру профиля $C_{H_2O}(z)$ в k -м районе Западной Сибири, а индекс « k^* » – метеомодели лета средних широт (AFGL2). Представленные на рис. 4 результаты показывают, что различия в высотных профилях водяного пара не оказывают существенного влияния на нисходящие потоки суммарной радиации, измеряемые на уровне подстилающей поверхности, в то время как в тропосфере различия в нисходящих потоках могут изменяться от –6 до 4 Вт/м². Восходящие потоки менее чувствительны к вариации профилей водяного пара.

На основе потоков суммарной радиации были вычислены также скорости радиационного выхолаживания (скорость изменения температуры воздуха T во времени t) на различных уровнях атмосферы z :

$$\frac{dT}{dt} = \frac{g}{c_p} \frac{dF(z)}{dp(z)},$$

где F – суммарный поток на уровне z ; p – давление воздуха; c_p – удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; g – ускорение свободного падения. На рис. 5 представлены скорости радиационного выхолаживания атмосферы, вычисленные с использованием профилей водяного пара AFGL2 [1] и региональных летних метеомodelей [2, 3] (нормированных на одинаковое общее содержание H₂O), и их различие. Наблюдаемое в пределах тропопаузы максимальное расхождение не превышало 0,5 К/сут.

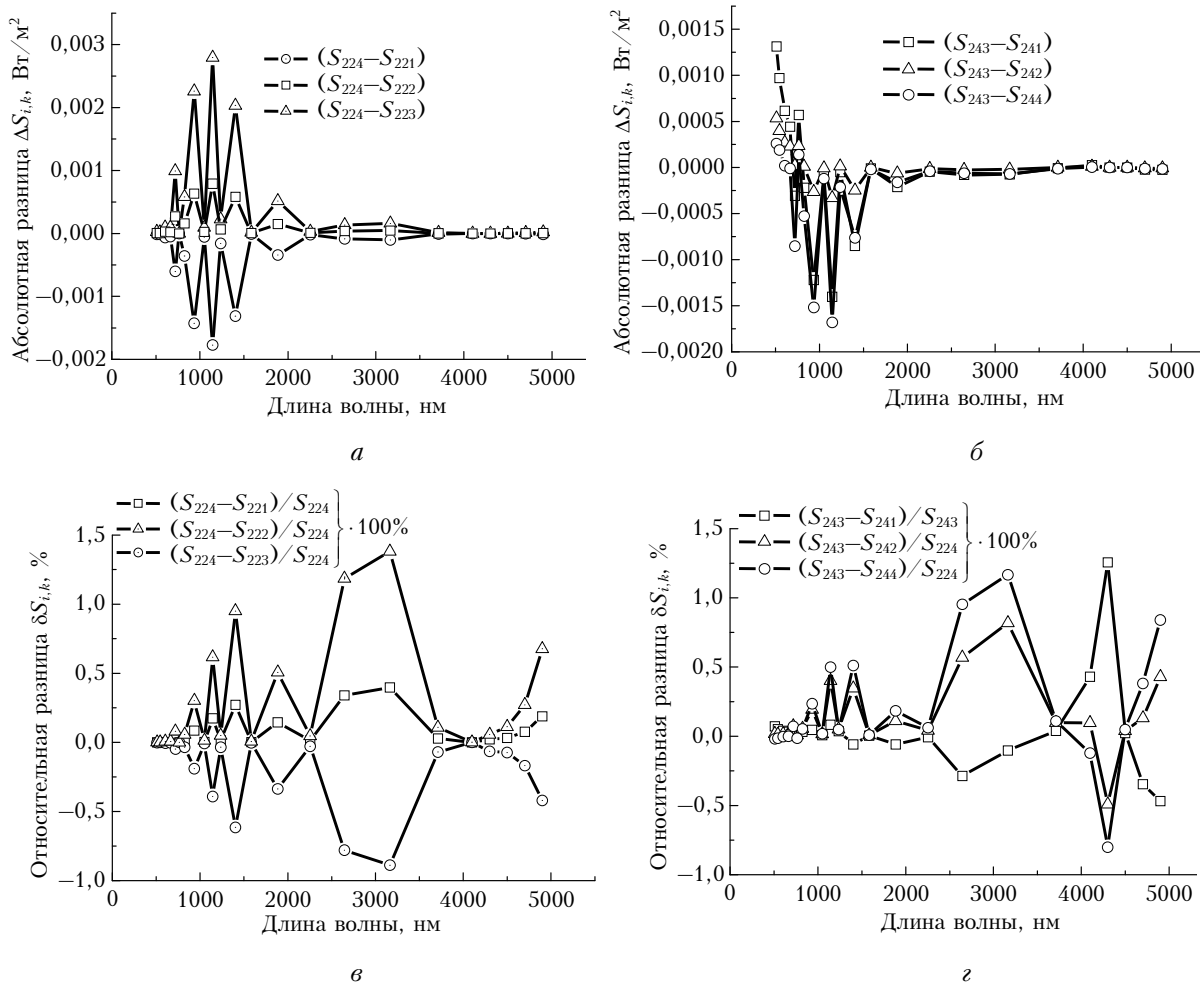


Рис. 3. Абсолютная и относительная разница между потоками излучения на уровне подстилающей поверхности, вычисленными с использованием разных региональных метеомоделей, нормированных на одинаковое общее содержание водяного пара для Западной Сибири: *а, в* – январь, *б, г* – июль

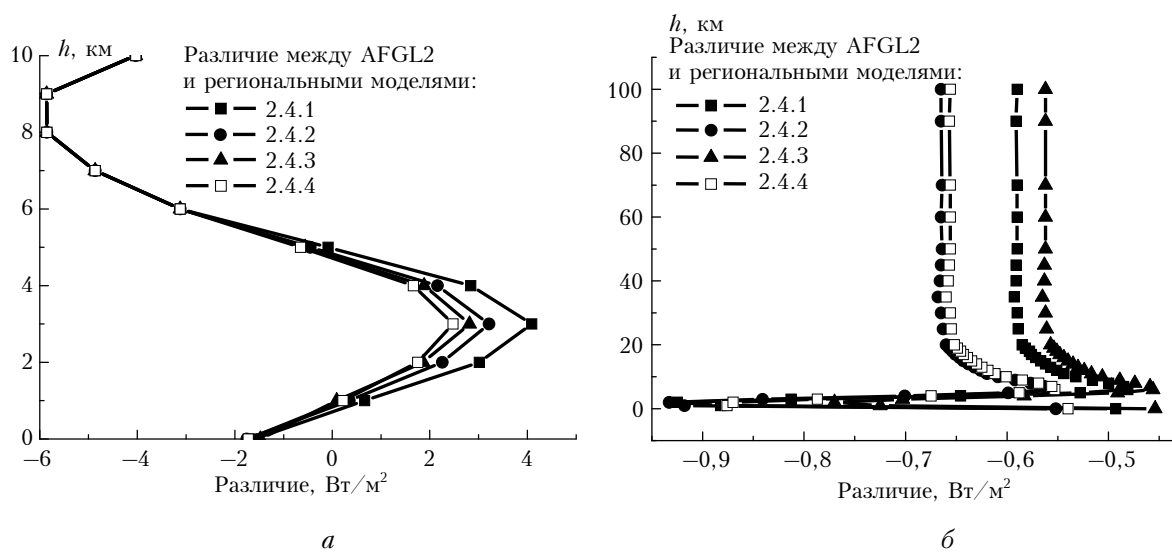


Рис. 4. Различия в потоках в диапазоне 0,2–5 мкм, вычисленных с использованием профилей водяного пара AFGL2 и региональных моделей: *а* – нисходящие потоки; *б* – восходящие потоки

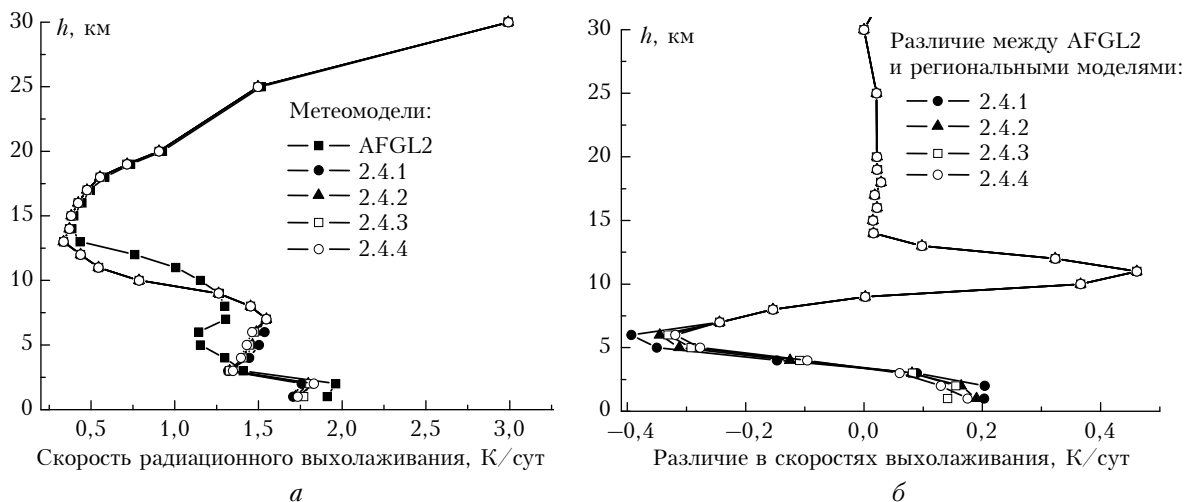


Рис. 5. Значения скоростей выхолаживания атмосферы (а) и их различие (б), вычисленные с использованием профилей водяного пара AFGL2 и региональных летних метеомоделей

3. Электронный архив аппроксимаций функции пропускания атмосферными газами рядами экспонент

При проведении массовых радиационных расчетов часто возникает необходимость моделирования потоков восходящего и нисходящего излучения при различных значениях общего содержания водяного пара в атмосфере при неизменных характеристиках других атмосферных газов. Следствием этого являются многократные вычисления аппроксимаций функции пропускания атмосферными газами в диапазоне $\Delta\lambda = (\lambda_1, \lambda_2)$ методом « k -распределений»:

$$T_{\Delta\lambda}(m) = \frac{1}{\Delta\lambda} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} T(m, \lambda) d\lambda = \sum_{i=1}^{N_{\text{exp}}} C_i \exp\left(-m \int_0^{H_{\text{atm}}} \kappa(\chi_i, z) dz\right),$$

где m – оптическая масса атмосферы (в направлении на Солнце); H_{atm} – высота верхней границы атмосферы; $\kappa(\chi_i, z)$ – эффективный коэффициент поглощения в пространстве кумулятивных частот χ ; C_i – гауссовские квадратуры; N_{exp} – число членов ряда экспонент.

Отличия значений гауссовских квадратур и кумулятивных коэффициентов поглощения обусловлены исключительно изменчивостью H_2O . В связи с этим для увеличения эффективности моделирования потоков солнечной радиации мы предлагаем использовать следующий подход: сначала рассчитать банк данных кумулятивных коэффициентов

поглощения и гауссовских квадратур методом « k -распределения» для опорных значений влагосодержания $\{W_k\}$, а затем подобрать интерполяционные формулы для $\kappa(\chi_i, z)$ и C_i , соответствующих промежуточным значениям влагосодержания, которые позволят с достаточной точностью вычислять радиационные характеристики.

Банк данных кумулятивных коэффициентов поглощения был рассчитан на основе базы данных HITRAN-2008 для высотного распределения температуры, давления и концентрации водяного пара, характерных для летних условий района 2.4.3 в Западной Сибири, и влагосодержания $0,5 \leq W \leq 3 \text{ г/см}^2$ с шагом $0,2 \text{ г/см}^2$. Общее содержание CO_2 и O_3 полагалось равным 380 ppm и 336 е.Д. соответственно. Профили остальных газов соответствовали метеомоделям AFGL. Для получения значений $\kappa(\chi_i, z)$ и C_i при произвольном значении W мы использовали линейную интерполяцию.

Для оценки точности предложенного подхода мы сравнили потоки, вычисленные с исходными кумулятивными коэффициентами поглощения для набора произвольных значений $W = W^*$ и коэффициентами из нашего банка данных, интерполированными на заданные значения W^* . Результаты, представленные в табл. 2, 3, показывают, что различия между исходными и интерполированными коэффициентами поглощения не оказывают заметного влияния на вычисление потоков солнечного излучения и радиационного форсинга аэрозоля на границах атмосферы: расхождение между ними не превышает 0,1%.

Таблица 2

Приходящий на поверхность Земли (F_{total}) и восходящий на верхней границе атмосферы (F_{up}) потоки солнечного излучения, Вт/м²

Поток	Влагосодержание W , г/см ²					
	0,6		1,9		2,9	
	Коэффициент поглощения					
	точный	интерполированный	точный	интерполированный	точный	интерполированный
F_{total} (0 км)	480,456	480,431	453,416	453,456	441,717	441,755
F_{up} (100 км)	171,029	171,020	160,013	160,029	155,333	155,347

Радиационный форсинг аэрозоля, Вт/м ²						
Высота, км	Влагодержание W , г/см ²					
	0,6		1,9		2,9	
	Коэффициент поглощения					
	точный	интерполи- рованный	точный	интерполи- рованный	точный	интерполи- рованный
0	-48,877	-48,875	-47,384	-47,385	-46,7	-46,702
100	8,222	8,223	8,808	8,807	9,039	9,039

Заключение

Для оценки влияния профилей концентрации водяного пара $C_{H_2O}(z)$ (при фиксированном влагодержании) на результаты моделирования потоков солнечной радиации для типичных условий Западной Сибири рассмотрены профили H_2O для четырех районов Западной Сибири в сравнении с широтными метеомоделями AFGL. Отмечено, что профили $C_{H_2O}(z)$ для района, к которому согласно классификации [2] относится г. Томск, в январе и июле наиболее близки к профилям метеомоделей AFGL для зимы полярных широт и лета средних широт соответственно.

В летних условиях различие потоков суммарной радиации на уровне подстилающей поверхности, рассчитанных с использованием четырех западносибирских профилей H_2O , не превышает 0,5 Вт/м² и отличается от расчетов с профилем AFGL2 в пределах 2 Вт/м². В то же время в пределах тропосферы на высоте ~3 км максимальное различие потоков с учетом региональных особенностей [2] возрастает до 2 Вт/м², а по отношению к модели AFGL2 увеличивается до 4 Вт/м². Влияние вертикальных профилей $C_{H_2O}(z)$ на потоки восходящей радиации менее значимо и не превышает 1 Вт/м². Для увеличения эффективности радиационных расчетов использован созданный нами электронный архив, позволяющий аппроксимировать функции пропускания атмосферными газами при вариациях влагодержания. Архив рассчитан с использованием базы данных спектроскопической информации HITRAN-2008 и вертикального профиля водяного пара для региона 2.4.3 Западной Сибири.

Полученные оценки свидетельствуют о том, что в отсутствие информации о вертикальном распределении концентрации H_2O в задачах, связанных с оценками коротковолновой радиации на нижней границе атмосферы, могут быть использованы модельные профили $C_{H_2O}(z)$ (в частности, локальные модели [2] для территории Западной Сибири). Однако на более высоких атмосферных уровнях (2–12 км) использование модельных профилей водяного пара вместо реальных может стать причиной более существенного расхождения экспериментальных и модельных потоков солнечной радиации и скоростей выхолаживания.

Кроме того, следует иметь в виду, что согласно результатам последних лабораторных измерений [16, 17] континуальное поглощение водяного пара во всех окнах прозрачности ближнего ИК-диапа-

зона в среднем на порядок превышает предсказания модели MT_CKD v.2.4 (http://rtweb.aer.com/continuum_frame.html), которая использовалась в данных расчетах. Это может обусловить более высокую чувствительность расчетных потоков радиации к особенностям профиля концентрации водяного пара (в частности, поскольку континуальное поглощение пропорционально квадрату давления водяного пара и имеет сильную температурную зависимость). Этот вопрос требует дополнительного исследования, которое планируется провести в наших будущих работах.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 09-05-00961-а, Программы 11.1 ОНЗ РАН и государственных контрактов № 14.740.11.0204 и 02.740.11.0674.

1. Anderson G., Clough S., Kneizys F., Chetwynd J., Shettle E. AFGL Atmospheric Constituent Profiles (0–120 km) // Air Force Geophys. Labor. AFGL-TR-86-0110. Environ. Res. Paper. 1986. N 954. 25 p.
2. Комаров В.С., Ломакина Н.Я. Статистические модели пограничного слоя атмосферы Западной Сибири. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2008. 222 с.
3. Зуев В.Е., Комаров В.С. Статистические модели температуры и газовых составляющих атмосферы Л.: Гидрометеоздат, 1986. 264 с.
4. Ипполитов И.И., Комаров В.С., Мицель А.А. Оптико-метеорологическая модель атмосферы для применения в задачах моделирования лидарных измерений и расчета распространения радиации. Спектроскопические методы зондирования атмосферы. Новосибирск: Наука, 1985. С. 4–44.
5. Сакерин С.М., Береснев С.А., Горда С.Ю., Кабанов Д.М., Корниенко Г.И., Маркелов Ю.И., Михалев А.В., Николашкин С.В., Панченко М.В., Поддубный В.А., Польшин В.В., Смирнов А.В., Тацилин М.А., Турчинович С.А., Турчинович Ю.С., Холбен Б.Н., Еремича Т.А. Характеристики годового хода спектральной аэрозольной оптической толщи атмосферы в условиях Сибири // Оптика атмосфер и океана. 2009. Т. 22, N 6. С. 566–574.
6. Журавлева Т.Б., Кабанов Д.М., Сакерин С.М., Фирсов К.М. Моделирование прямого радиационного форсинга аэрозоля для типичных летних условий Сибири. Часть 1: Метод расчета и выбор входных параметров // Оптика атмосфер и океана. 2009. Т. 22, N 2. С. 163–172.
7. Фирсов К.М., Чеснокова Т.Ю. Новый метод учета перекрытия полос поглощения атмосферных газов при параметризации уравнения переноса // Оптика атмосфер и океана. 1998. Т. 11, N 4. С. 410–415.
8. Фирсов К.М., Чеснокова Т.Ю., Белов В.В., Серебренников А.Б., Пономарев Ю.Н. Применение метода к-распределения при решении уравнение переноса коротковолнового излучения в пространственной неод-

- нородной атмосфере // Оптика атмосфер. и океана. 2001. Т. 14, № 9. С. 776–781.
9. Журавлева Т.Б., Фирсов К.М. Алгоритмы расчетов спектральных потоков солнечной радиации в облачной и безоблачной атмосфере // Оптика атмосфер. и океана. 2004. Т. 17, № 11. С. 903–911.
 10. Rothman L.S., Gordon I.E., Barbe A., Benner D.C., Bernath P.F., Birk M., Boudon V., Brown L.R., Campargue A., Champion J.-P., Chance K., Coudert L.H., Dana V., Devi V.M., Fally S., Flaud J.-M., Gamache R.R., Goldman A., Jacquemart D., Kleiner I., Lacombe N., Lafferty W.J., Mandin J.-Y., Massie S.T., Mikhailenko S.N., Miller C.E., Moazzen-Ahmadi N., Naumenko O., Nikitin A.V., Orphal J., Perevalov V.I., Perrin A., Predoi-Cross A., Rinsland C.P., Rotger M., Simecková M., Smith M.A.H., Sung K., Tashkun S.A., Tennyson J., Toth R.A., Vandaele A.C., Vander Auwera J. The HITRAN 2008 molecular spectroscopic database // J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer. 2009. V. 110, N 9–10. P. 533–572.
 11. Fontenla J., White O.R., Fox P.A., Avert E.H., Kurucz R.L. Calculation of solar irradiances. I. Synthesis of the solar spectrum // Astrophys. J. 1999. N 518. P. 480–500.
 12. Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Давыдов Д.К., Иноуё Г., Максюттов Ш., Мачида Т., Фофонов А.В. Вертикальное распределение парниковых газов над Западной Сибирью по данным многолетних измерений // Оптика атмосфер. и океана. 2009. Т. 22, № 5. С. 457–464.
 13. A preliminary cloudless standart atmosphere for radiation computation. World Climate Research Programme. WCP-112, WMO/TD N 24. 1986. 60 p.
 14. Сакерин С.М., Кабанов Д.М. Спектральная зависимость аэрозольной оптической толщи атмосферы в области спектра 0,37–4 мкм // Оптика атмосфер. и океана. 2007. Т. 20, № 2. С. 156–164.
 15. Hook S.J. ASTER Spectral Library: Johns Hopkins University (JHU) spectral library; Jet Propulsion Laboratory (JPL) spectral library; The United States Geological Survey (USGS-Reston) spectral library, 1998. Dedicated CD-ROM, Version 1.2 (см. также <http://speclib.jpl.nasa.gov>).
 16. Baranov Yu.I., Lafferty W.J. The water-vapour continuum and selective absorption in the 3 to 5 μm spectral region at temperatures from 311 to 363 K // J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer. 2011. V. 112. P. 1304–1313. doi: 10.1016/j.jqsrt.2011.01.024.
 17. Ptashnik I.V., McPheat R.A., Shine K.P., Smith K.P., Williams R.G. Water vapor self-continuum absorption in near-infrared windows derived from laboratory measurements // J. Geophys. Res. 2011. (in press). doi:10.1029/2011JD015603.

T.Yu. Chesnokova, T.B. Zhuravleva, Yu.V. Voronina, T.K. Sklyadneva, N.Ya. Lomakina, A.V. Chentsov.
Solar radiation fluxes modeling using the altitude profiles of water vapour concentration for typical conditions of Western Siberia.

The modeling results of solar radiation fluxes of 0.2–5 μm in the cloudless atmosphere, using altitude distribution models of temperature, pressure, water vapour concentration for summer (July) and winter (January) conditions of Western Siberia and AFGL latitudinal meteorological models are presented. A comparison of upward and downward fluxes, calculated with different altitude profiles of water vapour concentration at the constant value of H₂O atmospheric total column amount is carried out. To increase the efficiency of mass radiative calculations, the electronic archive, containing the approximation of the atmospheric gases transmission function by a series of exponents for basic set of the water vapour total column amount values in range of 0.5–3 g/cm², using the spectroscopic database HITRAN-2008, is created.