Представление радиационных потоков в модели климата ИВМ РАН

Е.М. Володин (ИВМ РАН)

Введение

Правильный расчет радиационных потоков в климатической модели является важным, так как именно радиационные притоки тепла в первую очередь определяют сам климат. Эти потоки являются также первопричиной и всей динамики атмосферы. В настоящей работе будут сформулированы основные принципы, лежащие в основе радиационного блока климатической модели ИВМ РАН.

Весь рассматриваемый диапазон частот излучения делится на две части: тепловой и солнечный. Как известно, и в солнечной, и в тепловой части спектра, зависимость оптической толщины атмосферы сильно варьируется в зависимости от длины волны. Максимумы оптической толщины обусловлены наличием возбужденных состояний молекул различных малых газовых составляющих. Количество спектральных максимумов (пиков) составляет величину порядка нескольких тысяч как в солнечном, так и в тепловом диапазоне. Для точного расчета атмосферной радиации требуется вычислять потоки излучения отдельно для каждого спектрального интервала, содержащего пик. Такие расчеты, называемые в англоязычной литературе “line by line” возможны, но заняли бы слишком много компьютерного времени, если бы применялись в климатических моделях. Один из способов сэкономить компьютерное время состоит в разбиении всего спектрального диапазона на меньшее количество спектральных интервалов.

Тепловой диапазон

Весь тепловой диапазон разбит на 10 спектральных интервалов. При вычислении функций пропускания учитываются следующие малые газовые составляющие: водяной пар, CO_2, CH_4, N_2O, O_3, облака. В каждом спектральном интервале для нисходящего и восходящего потоков решаются следующие уравнения:

$$F^{\downarrow}_{\Delta\nu}(p) = -\int_0^p B_{\Delta\nu}[T(p')]\frac{\partial\tau_{\Delta\nu}(p,p')}{\partial p'}dp',$$

$$F^{\uparrow}_{\Delta\nu}(p) = B_{gr}\tau_{\Delta\nu}(p,p_s) + \int_p^{p_s} B_{\Delta\nu}[T(p')]\frac{\partial\tau_{\Delta\nu}(p,p')}{\partial p'}dp',$$

$$B_{gr} = \delta_{\Delta\nu}B_{\Delta\nu}(T_s) + (1-\delta_{\Delta\nu})F^{\downarrow}_{\Delta\nu}(p_s),$$

где $F^{\downarrow}_n, F^{\uparrow}_n$ потоки нисходящего и восходящего излучения, p, p_s - давление в атмосфере и на подстилающей поверхности, $T_s, \delta_{\Delta\nu}$ - температура и излучательная способность этой поверхности, $B_{\Delta\nu}(T)$ - функция Планка, проинтегрированная по спектральному участку $\Delta\nu$, $\tau_{\Delta\nu}(p,p')$ - функция пропускания диффузного излучения между уровнями p и p'.

Замена интегралов в приведенных выше выражениях конечными суммами приведет к достаточно простым выражениям для нисходящего и восходящего потоков в виде таких сумм (индексы $\Delta\nu$ для простоты опущены):

$$F_n^{\downarrow} = -\sum_{m=1}^{n-1} B_m^*(\tau_{nm} - \tau_{nm+1}), n = 2, N,$$

$$F_n^{\uparrow} = B_{gr}\tau_{nN} + \sum_{m=n}^{N-1} B_m^*(\tau_{nm} - \tau_{nm+1}), n = 1, N-1,$$

где $F_n^{\downarrow}, F_n^{\uparrow}$ - потоки на уровне n, где индекс n - относится к границе слоя, τ_{nm} - функция пропускания всех поглотителей атмосферы в рассматриваемом спектральном участке между уровнями n и m, N - число границ слоев, B_m^* - некоторая средняя величина функции Планка в слое, B_{gr} - излучение подстилающей поверхности. Функции пропускания взяты из таблиц, приведенных в (Chou et al., 1991; Chou, Kouvaris, 1993; Chou et al., 1993). Точность этих таблиц удовлетворительна до высоты примерно в 60 км. Более детальное изложение алгоритма расчета радиации можно найти в работах (Алексеев и др., 1997; Галин, 1998).

Солнечный диапазон

Для расчета потоков радиации в солнечном спектре мы применяем приближенные схемы учета эффектов рассеяния и поглощения в атмосфере на основе метода δ-Эддингтона (Briegleb, 1992). Поглощающие компоненты в атмосфере представлены H_2O, CO_2, O_3, O_2, аэрозолем, облаками. В модели учтены релеевское и аэрозольное ослабление, рассеяние в облаках, отражение от подстилающей поверхности с рассчитываемым альбедо в зависимости от меняющегося характера поверхности. Исходя из свойств поглощения и рассеяния облаков, солнечный спектр первоначально разбивается на 4 крупных интервала (Slingo, 1989). Облака могут быть капельными, кристаллическими и смешанного типа. Для каждого типа облаков рассчитываются оптические толщины слоев τ, альбедо однократного рассеяния ω, параметр асимметрии индикатрисы рассеяния g в зависимости от водозапаса облаков и радиуса капель или кристаллов. Оптические параметры аэрозоля τ, ω, g рассчитываются в самостоятельном аэрозольном блоке модели и используются здесь.

Для учета селективного поглощения газовых компонент атмосферы H_2O, CO_2, O_3, O_2 требуется ввести дополнительное разбиение каждого из 4-х введенных интервалов на частичные подинтервалы в зависимости от поглощающих свойств рассматриваемых газов. В работе (Briegleb, 1992) приведены такие подинтервалы вместе с коэффициентами поглощения атмосферных газов, методом вычисления эффективных

масс и оптических толщин в каждом из них. В итоге общее число интервалов в солнечном спектре вырастает до 18. Из них 8 первых полностью охватывают область поглощения озона в ультрафиолетовом и видимом диапазонах спектра 0.2 - 0.7 мкм. Последние три интервала относятся к слабому поглощению углекислого газа. Водяной пар представлен остальными 7 интервалами, для которых коэффициенты поглощения получены из представления функции пропускания в виде k-распределений. В нашей модели мы используем эти результаты. Следует отметить, что необходимость такого способа учета поглощения газовых компонент увеличивает время расчета притоков.

Для того чтобы получить суммарные оптические характеристики τ, ω, g каждого конкретного модельного слоя от присутствия в нем совокупности различных рассеивающих и поглощающих субстанций, мы используем формулы из работы (Cess, 1985):

$$\tau = \sum \tau_i,$$
$$\omega = \frac{\sum \omega_i \tau_i}{\tau},$$
$$g = \frac{\sum g_i \omega_i \tau_i}{\omega \tau},$$

где суммирование распространяется на все компоненты ослабления слоя. Для применения метода δ-Эддингтона необходимо дополнительно масштабировать найденные параметры τ, ω, g в каждом слое по формулам (Cess, 1985):

$$\tau' = \tau(1 - \omega f),$$
$$\omega' = \omega \frac{(1 - f)}{(1 - \omega f)},$$
$$g' = \frac{(g - f)}{(1 - f)},$$
$$f = g^2.$$

Метод δ-Эддингтона сводится к необходимости решения следующей системы линейных дифференциальных уравнений для потоков нисходящей Q и восходящей U радиации в каждом отдельном спектральном интервале (King, Harshvardhan, 1986):

$$\frac{dD}{d\tau} = \gamma_2 U - \gamma_1 D + f_1,$$
$$\frac{dU}{d\tau} = \gamma_1 U - \gamma_2 D + f_2,$$
$$f_1 = \pi S_0 \omega \gamma_4 e^{-\tau/\mu_0},$$
$$f_2 = -\pi S_0 \omega \gamma_3 e^{-\tau/\mu_0}$$

с граничными условиями при τ =0 и $\tau = \tau_0$ соответственно:

$$D_1 = 0,$$
$$U_{L+1} = A_{dif} D_{L+1} + A_{dir} \pi S_0 \mu_0 e^{\tau_0/\mu_0}.$$

Здесь A_{dif} и A_{dir} - альбедо подстилающей поверхности для диффузного и прямого излучений, S_0 - доля солнечной энергии в рассматриваемом спектральном интервале, μ_0 - косинус зенитного угла Солнца, τ_0 - полная оптическая толщина атмосферы с учетом всех компонент ослабления, свойственных для данного спектрального интервала, τ - оптическая толщина атмосферы, рассчитываемая от верхней границы атмосферы до данного уровня, $L = N - 1$ число слоев, N - число границ слоев.

Климатология радиационных притоков в модели

Приведем скорости радиационного нагревания в атмосфере на высотах от поверхности до 60 км, обусловленные взаимодействием атмосферы с тепловым и солнечным излучением для июня и декабря (рис. 1 и рис. 2). В верхней стратосфере нагревание в солнечном диапазоне достигает в летнем полушарии 8-12 К/сут и обусловлено в основном поглощением озоном ультрафиолетового излучения. В тропосфере нагревание в солнечном диапазоне составляет 0.5-1 К/сут. Длинноволновое выхолаживание составляет в стратосфере 4-8 градусов и обусловлено в первую очередь наличием CO_2. В среднем оно практически полностью компенсирует солнечное нагревание. В тропосфере длинноволновое выхолаживание составляет 1-2 К/сут и обусловлено наличием в первую очередь водяного пара и облаков.

Рис. 3 представляет среднегодовые потоки солнечного и теплового излучения на верхней границе атмосферы.

Радиационно-облачный форсинг на верхней границе атмосферы в солнечном и тепловом диапазоне по данным модели и наблюдений CERES (Loeb et al., 2009)

представлены на рис. 4. В солнечном диапазоне облака оказывают охлаждающее влияние на климатическую систему, в тепловом – нагревают ее, но суммарно охлаждают со скоростью примерно 20 Вт/м2.

На рис. 5 представлены радиационное форсинги для основных малых газовых составляющих, в том числе непрямой эффект первого рода (уменьшение радиуса облачных капель) для сульфатного аэрозоля и морской соли.

Рис. 6. представляет вертикальный профиль радиационного нагревания вследствие наличия двух атмосферных составляющих, вносящих наибольший вклад в радиационное нагревание, – углекислого газа и озона.

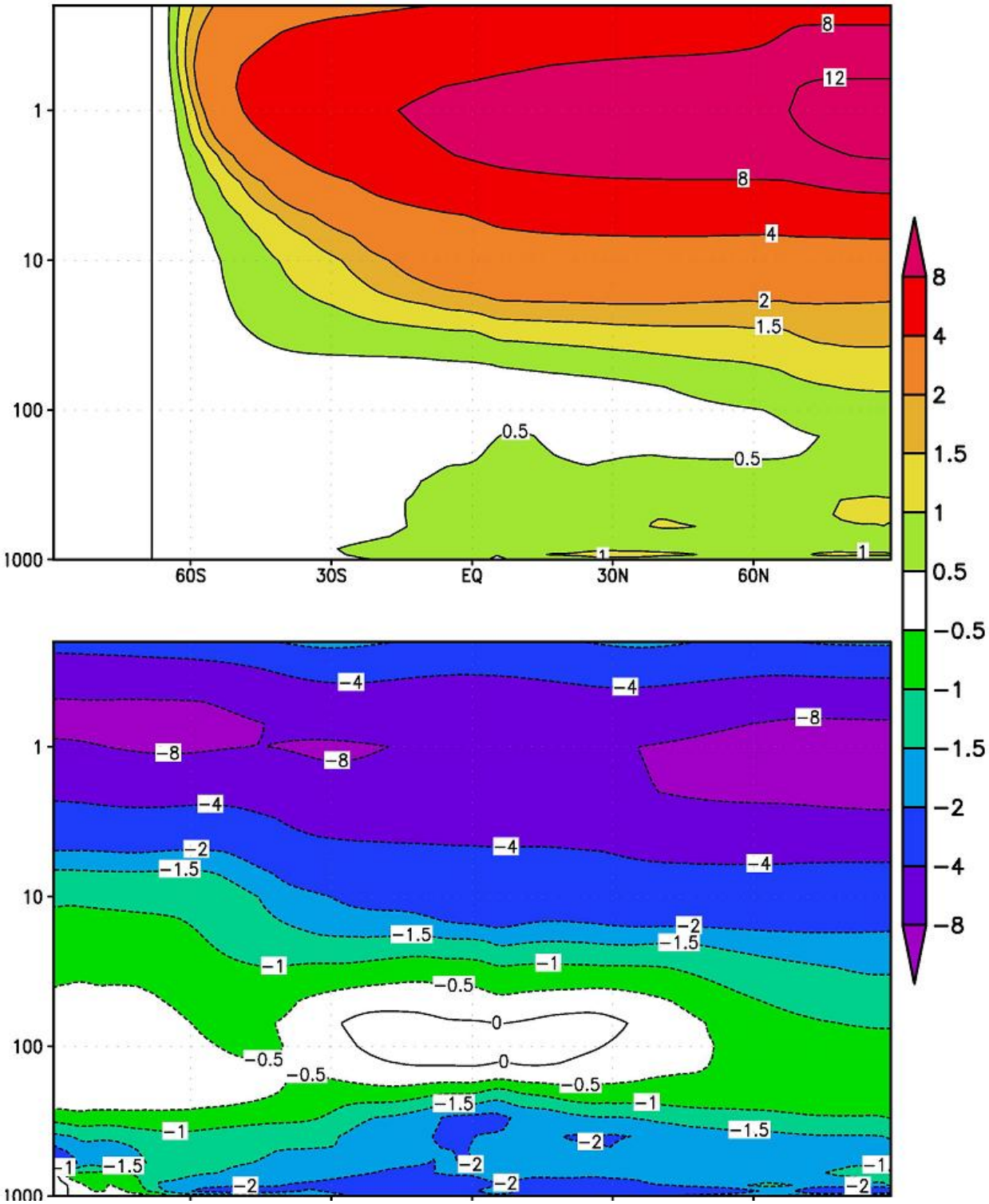

Рис. 1. Радиационное нагревание (К/сут) на различных высотах и широтах, осредненное вдоль долготы, в солнечном (вверху) и тепловом (внизу) диапазоне для июня в модели климата.

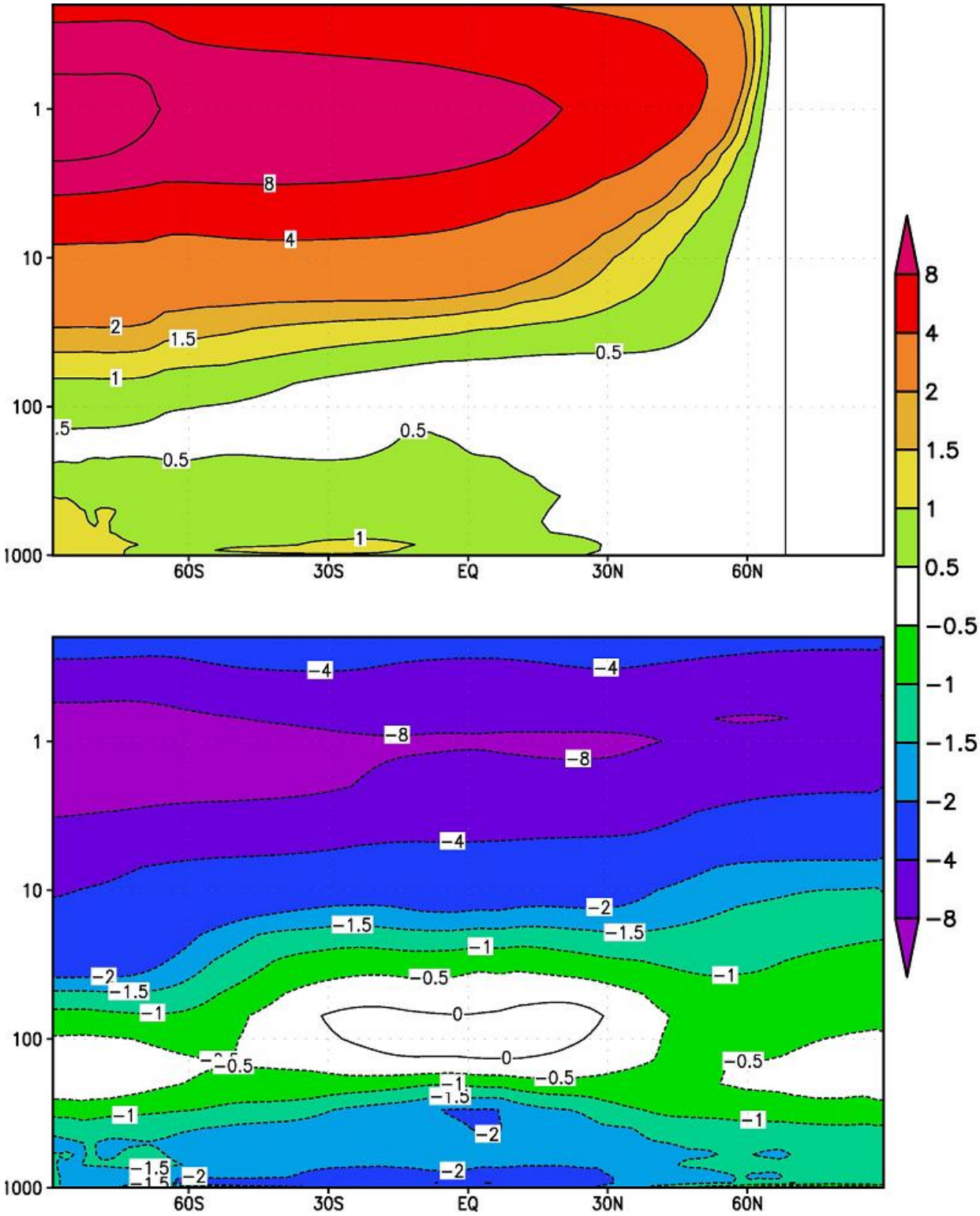

Рис. 2. Радиационное нагревание (К/сут) на различных высотах и широтах, осредненное вдоль долготы, в солнечном (вверху) и тепловом (внизу) диапазоне для декабря в модели климата.

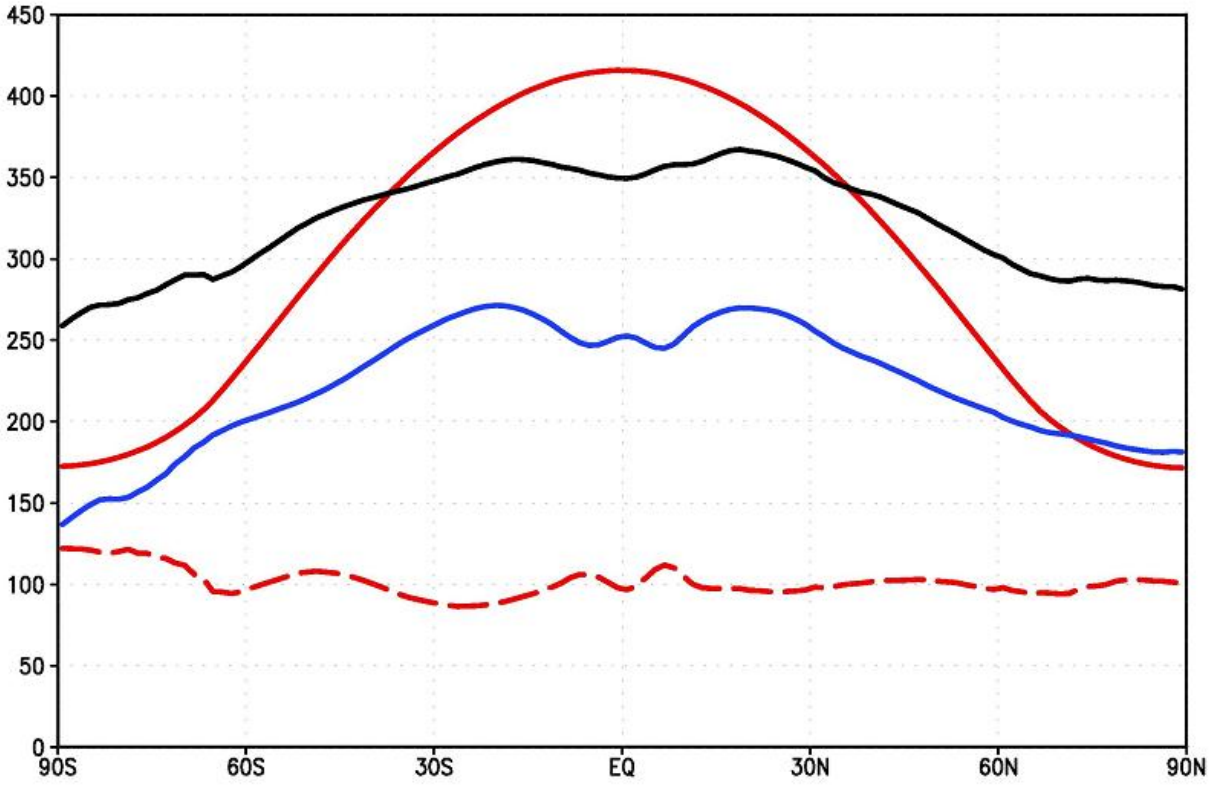

Рис. 3. Среднегодовые потоки радиации (Вт/м^2), осредненные вдоль долготы, на верхней границе атмосферы в модели климата. Сплошная красная линия – приходящая солнечная радиация, штриховая красная линия – уходящая солнечная, синяя – уходящая тепловая, черная – сумма уходящей солнечной и тепловой.

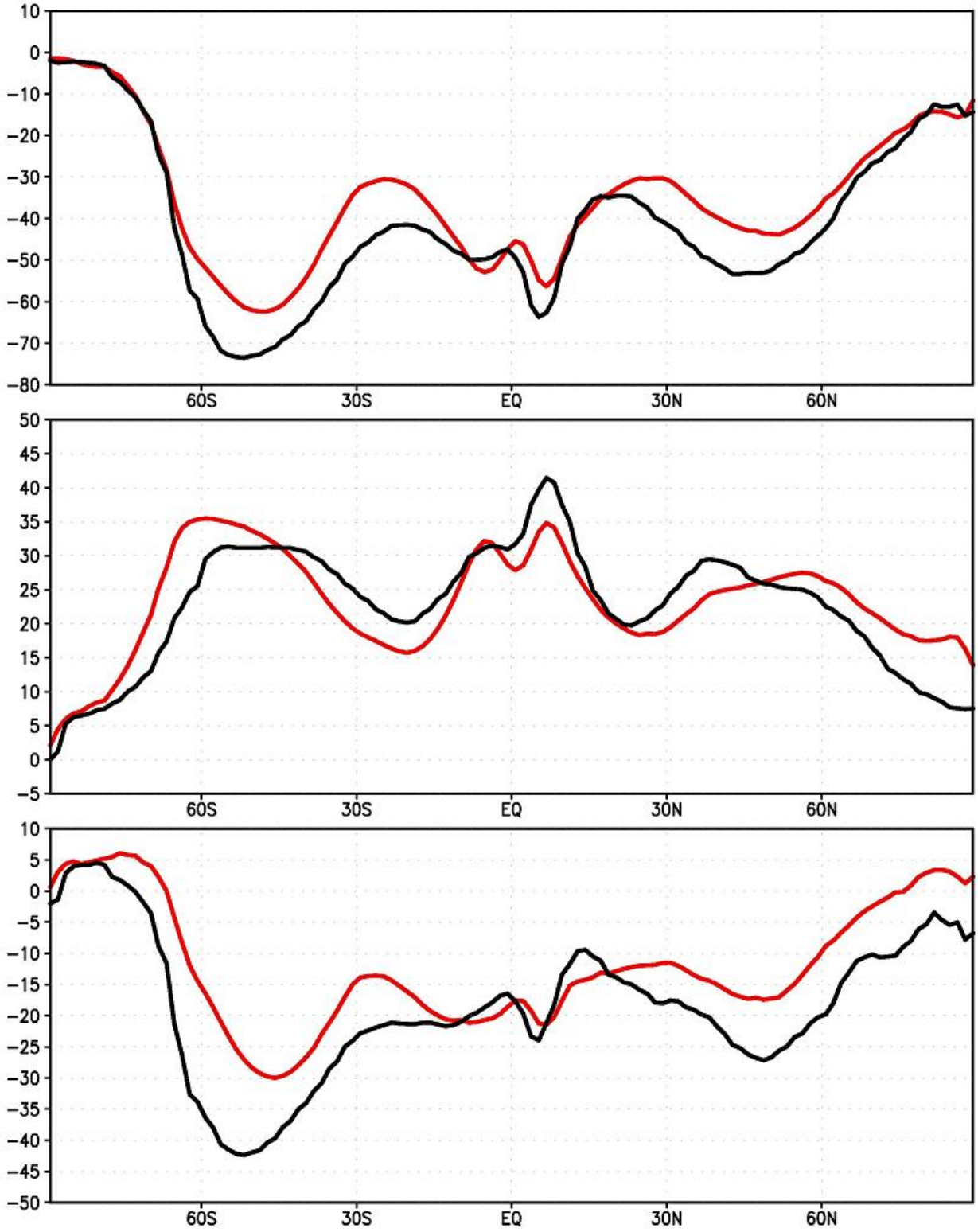

Рис. 4. Радиационно-облачный форсинг (Вт/м^2) на верхней границе атмосферы по данным модели климата (красный) и данных CERES, Loeb et al. (2009) (черный) в солнечном диапазоне (вверху), тепловом диапазоне (в середине) и их сумма (внизу).

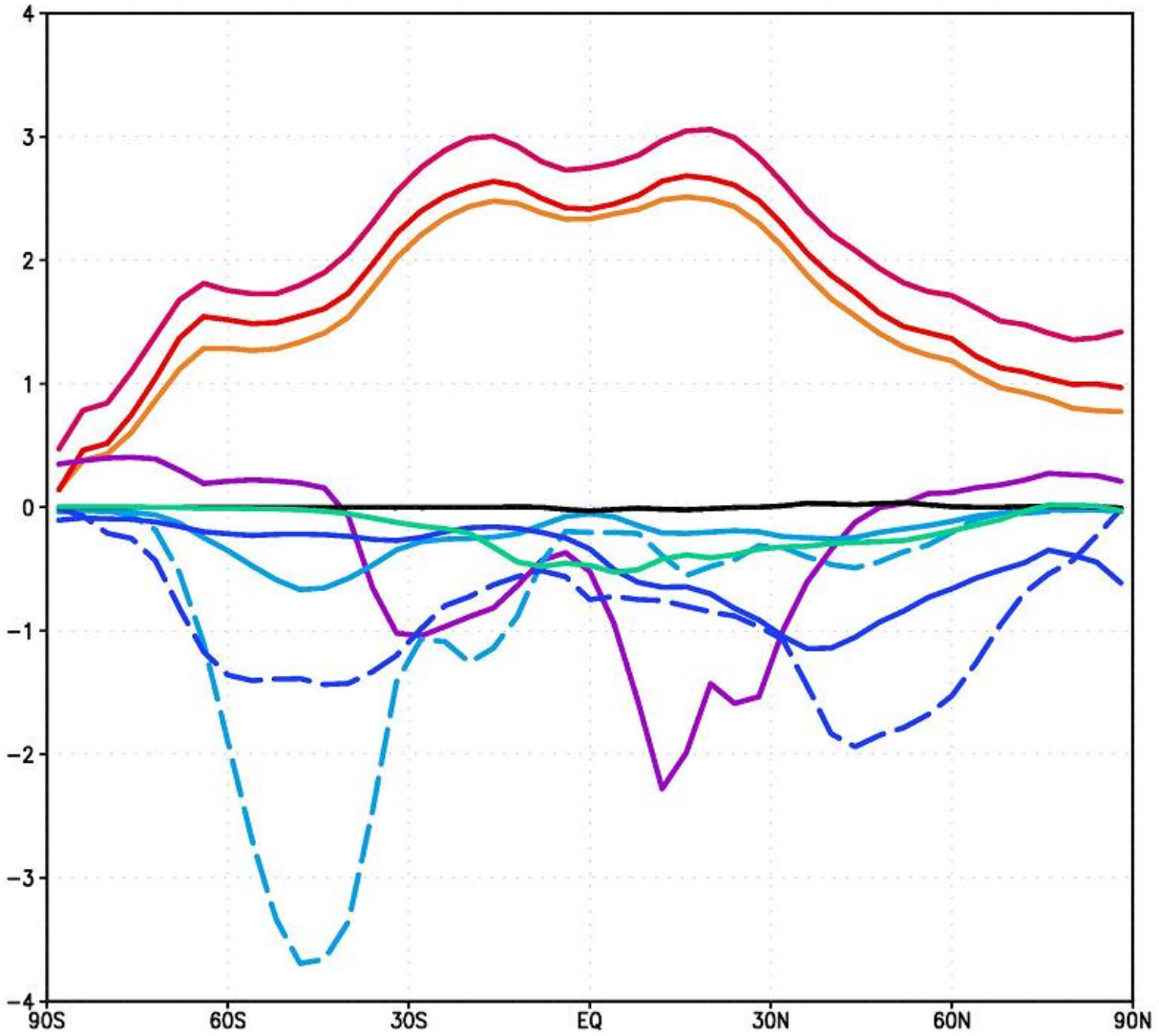

Рис. 5. Радиационные форсинги (Вт/м^2) на верхней границе атмосферы вследствие наличия в атмосфере CO_2 (темно-красный, значения умножены на 0.1), CH_4 (красный), N_2O (оранжевый), минеральной пыли (фиолетовый), сульфатного аэрозоля (сплошной синий – прямой эффект, штриховой синий – непрямой эффект), морской соли (сплошной голубой – прямой эффект, штриховой голубой – непрямой эффект), органического углерода (зеленый), сажи (черный).

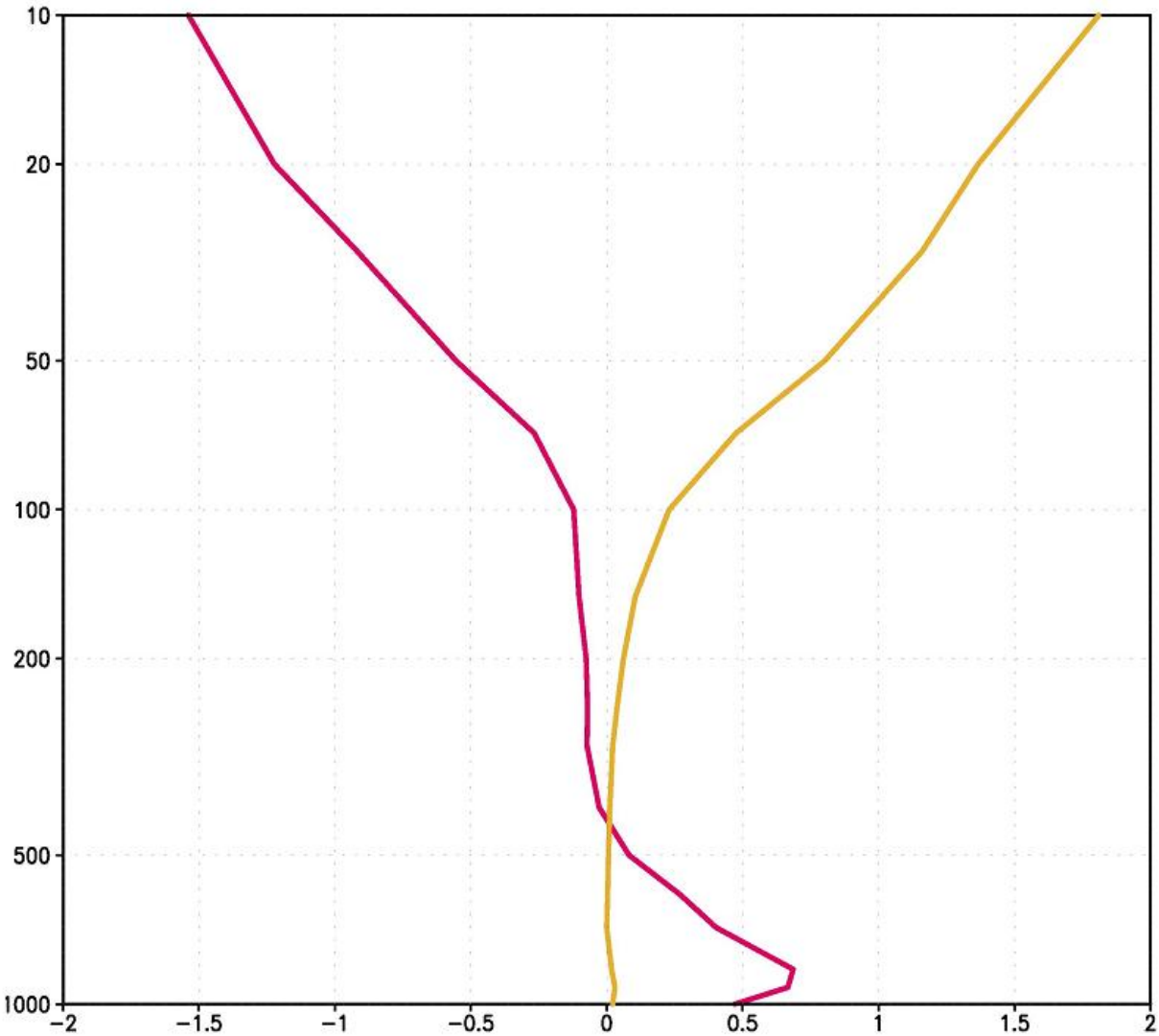

Рис. 6. Скорость радиационного нагревания (К/сут) вследствие наличия озона (желтый) и CO_2 (темно-красный) в модели.

Литература

Алексеев В.А., Володин Е.М., Галин В.Я., Дымников В.П., Лыкосов В.Н. Описание модели общей циркуляции атмосферы ИВМ РАН, версия 1997 года. // Препринт ИВМ РАН. № 2086-В98. 180 с.

Галин В.Я. Формирование радиационных притоков тепла в модели общей циркуляции атмосферы // Изв. РАН . Физика атмосферы и океана, 1998, том 34, № 3, с. 380-389.

Briegleb B.P. Delta - Eddington approximation for solar radiation in the NCAR community climate model. J. Geophys. Res., 1992, V 97,No.D7, p.7603-7612.

Chou M.-D., Kouvaris L. Calculations of transmission functions in the infrared CO_2 and O_3 bands. J. Geophys. Res, 1991, V 96, No.D5, p.9003-9012.

Chou M.-D., Kratz D.P., Ridgway W. Infrared radiation parameterizations in numerical climate models // J.Climate, 1991, V.4, p.424-437.

Chou M.-D., Ridgway W., Yan M.-H. One-parameter Scaling and Exponential-sum fitting for water vapor and CO_2 infrared transmission functions. J.Atm.Sci., 1993, V.50, No.14, p.2294-2303.

Loeb, N. G., et al., 2009: Toward optimal closure of the Earth's top-of-atmosphere radiation budget. J. Climate, 22, 748–766.

Slingo A. A GCM parameterization for shortwave radiative properties of water clouds. J.Atm.Sci, 1989, V.46, No.10, p.1419-1427.