

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, CO₂, CH₄, N₂O, O₃, облака. В каждом спектральном интервале для нисходящего и восходящего потоков решаются следующие уравнения:

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

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

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

где $F_n^{\downarrow}, F_n^{\uparrow}$ 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):

$$\begin{aligned}\tau &= \sum \tau_i, \\ \omega &= \frac{\sum \omega_i \tau_i}{\tau}, \\ g &= \frac{\sum g_i \omega_i \tau_i}{\omega \tau},\end{aligned}$$

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):

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

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):

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

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

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

Здесь A_{dif} и A_{dir} - альbedo 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 CO₂. 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.

Рисунок 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 охлаждаются со скоростью примерно 20 Вт/м².

На рис.5 Представлены радиационные форсинги для основных малых газовых составляющих, в том числе непрямого эффекта первого рода (уменьшение радиуса облачных капель) для сульфатного аэрозоля и морской соли.

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

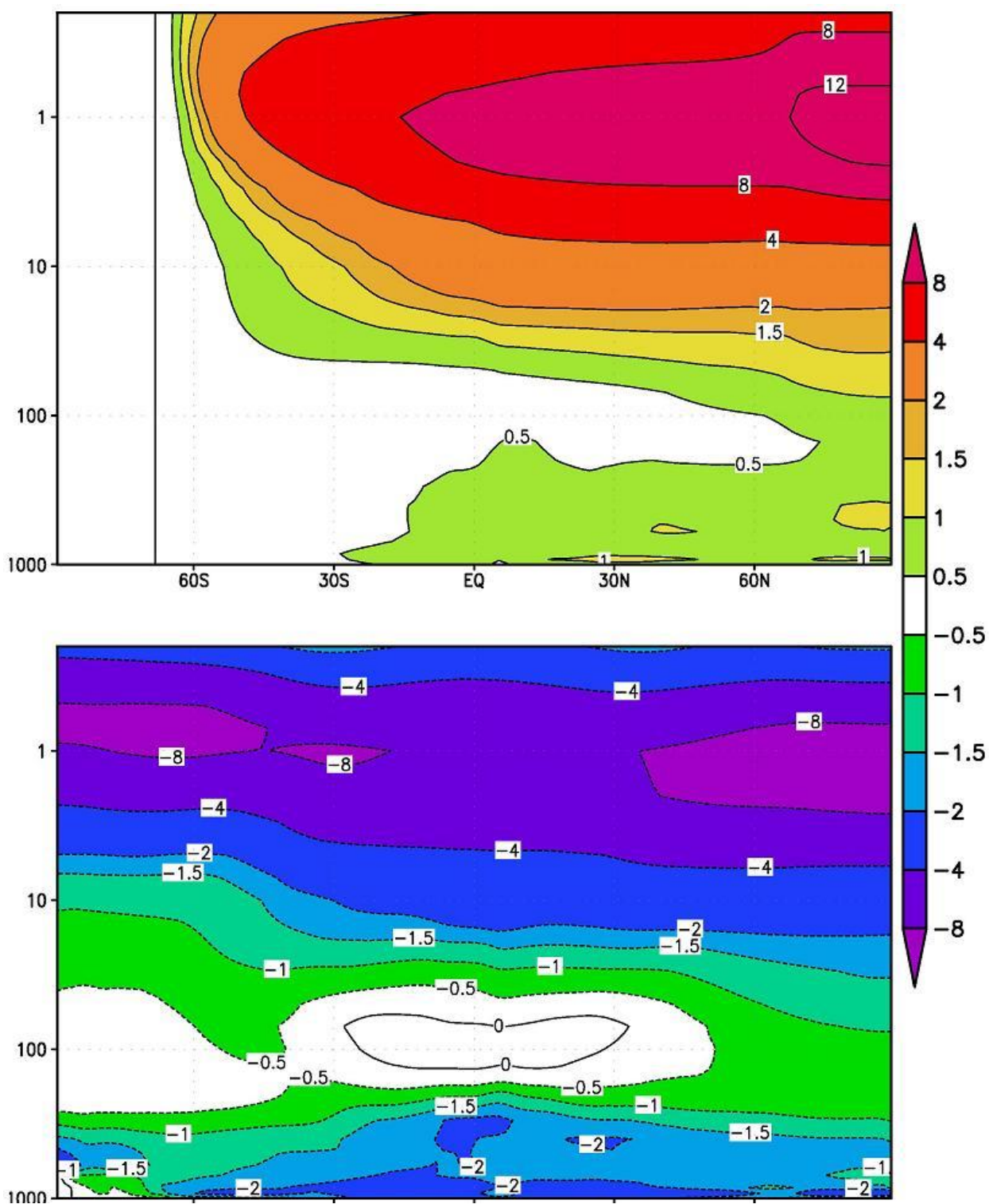


Рис.1. Радиационное нагревание (К/сут) на различных высотах и широтах, осредненное вдоль долготы, в солнечном (вверху) и тепловом (внизу) диапазоне для июня в модели климата.

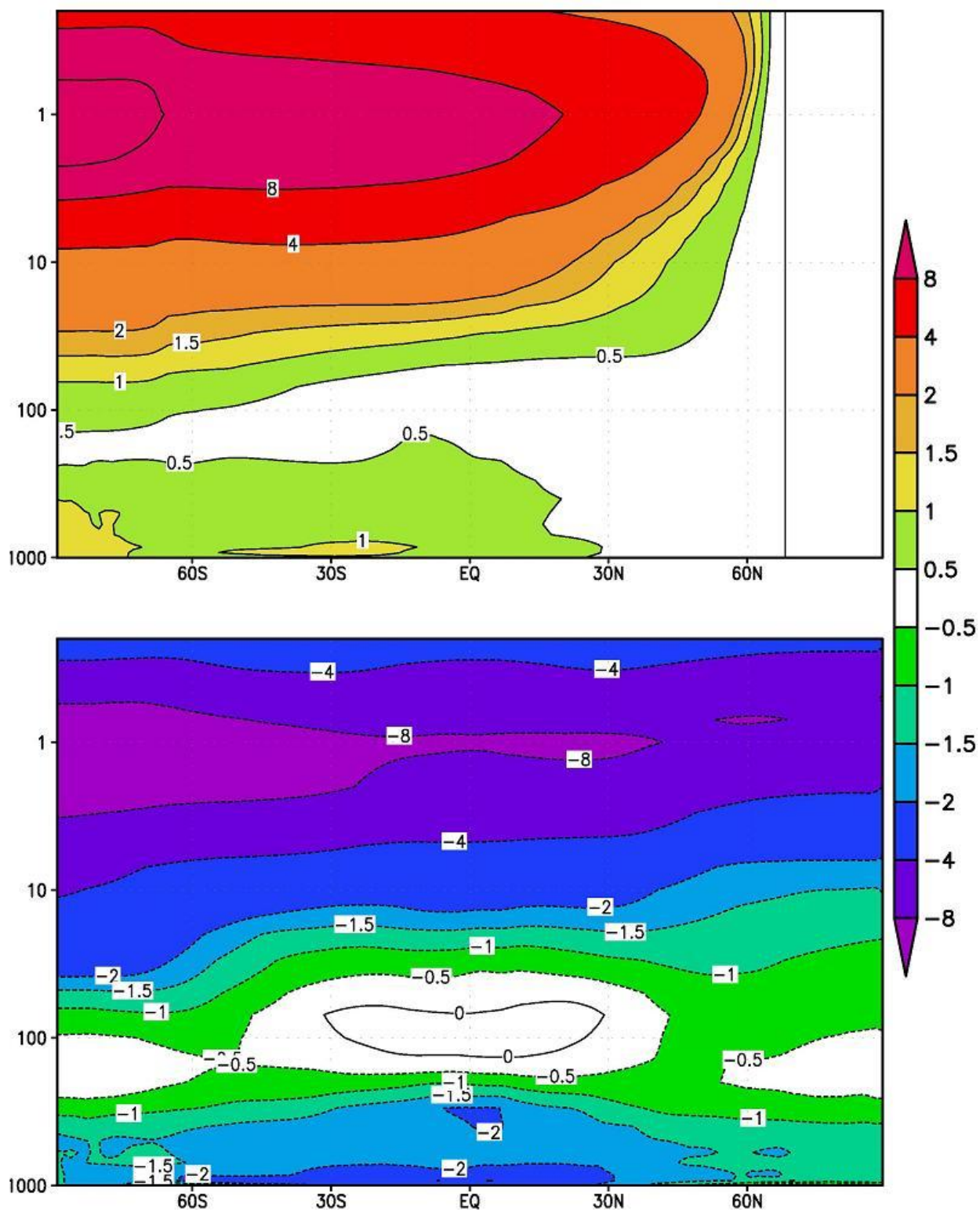


Рис.2. Радиационное нагревание (К/сут) на различных высотах и широтах, осредненное вдоль долготы, в солнечном (вверху) и тепловом (внизу) диапазоне для декабря в модели климата.

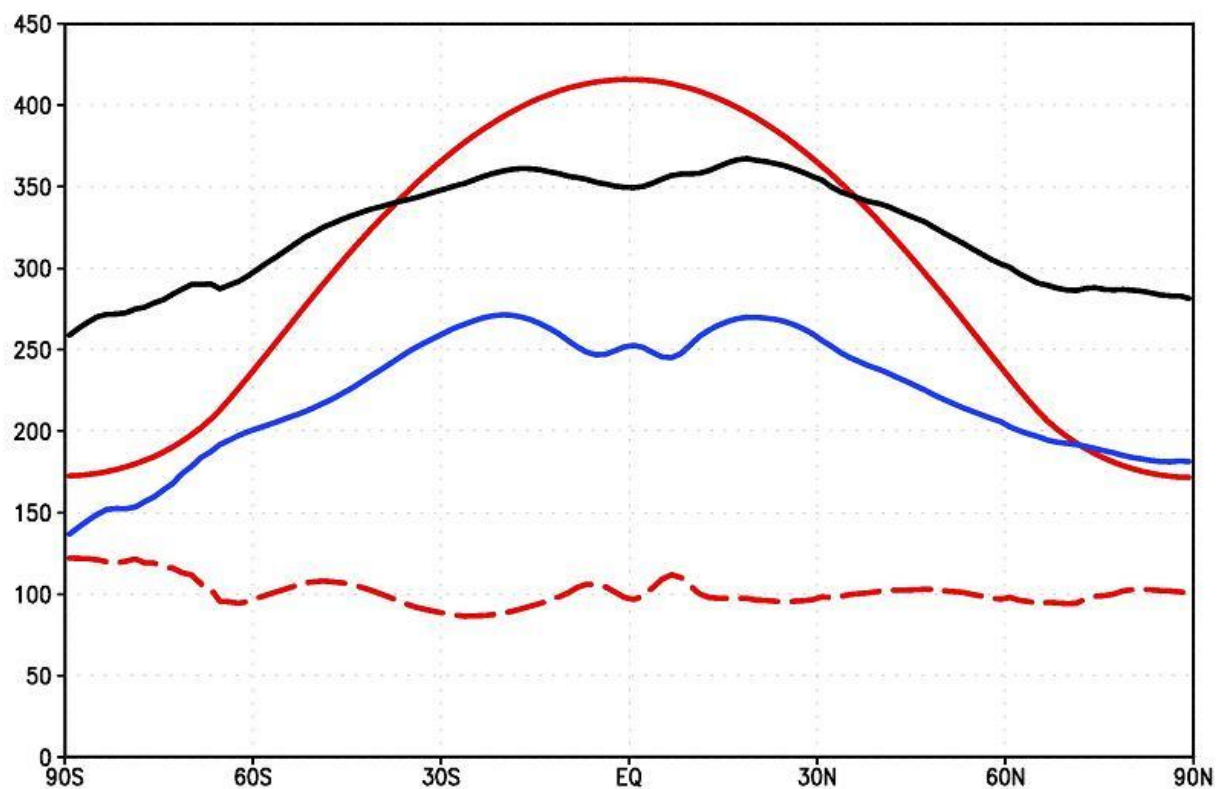


Рис.3. Среднегодовые потоки радиации (W/m^2), осредненные вдоль долготы, на верхней границе атмосферы в модели климата. Сплошная красная линия – приходящая солнечная радиация, штриховая красная линия – уходящая солнечная, синяя – уходящая тепловая, черная – сумма уходящей солнечной и тепловой.

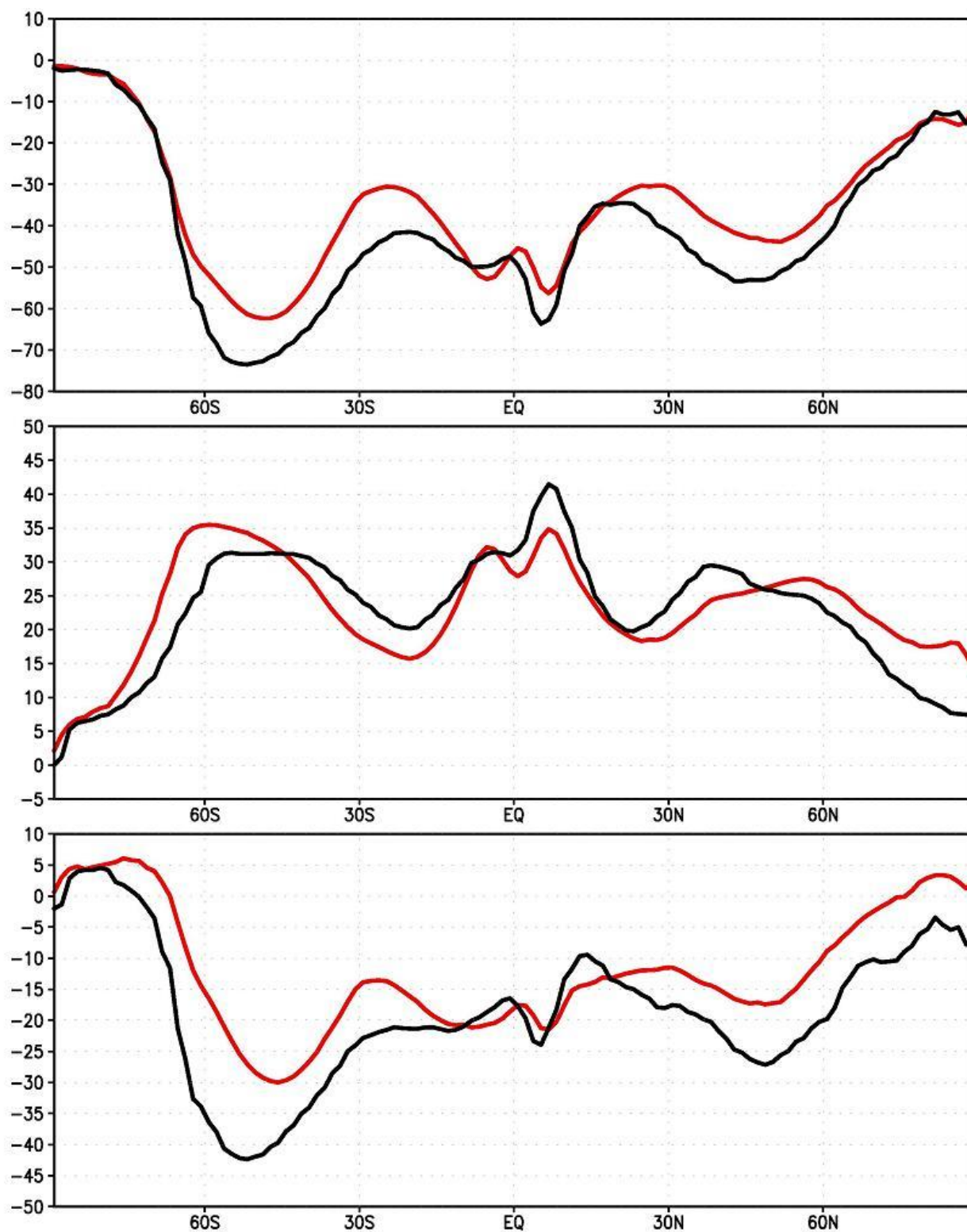


Рис.4. Радиационно-облачный форсинг (W/m^2) на верхней границе атмосферы по данным модели климата (красный) и данных CERES, Loeb et al. (2009) (черный) в солнечном диапазоне (вверху), тепловом диапазоне (в середине) и их сумма (внизу).

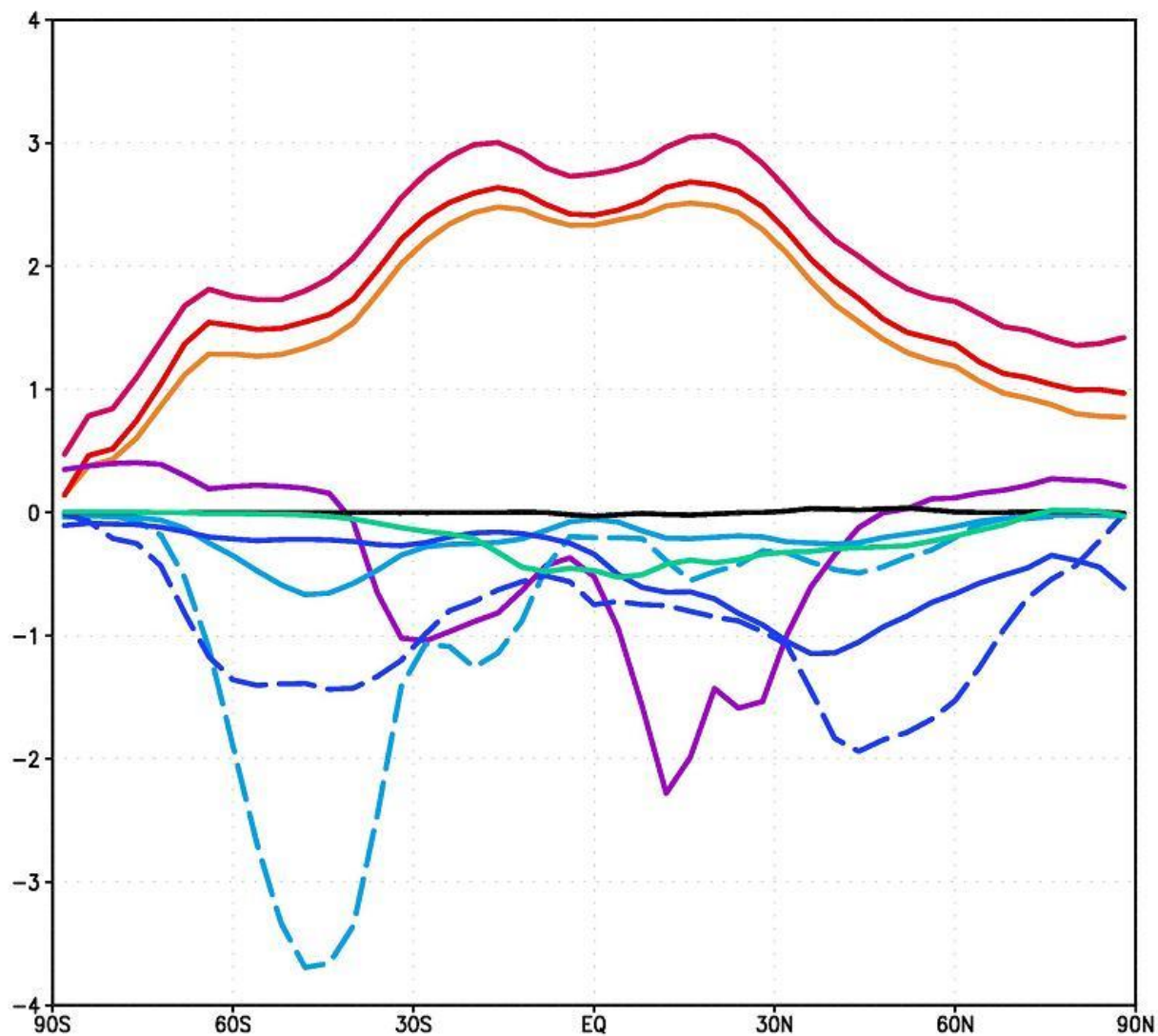


Рис.5. Радиационные форсинги ($\text{Вт}/\text{м}^2$) на верхней границе атмосферы вследствие наличия в атмосфере CO_2 (темно-красный, значения умножены на 0.1), CH_4 (красный), N_2O (оранжевый), минеральной пыли (фиолетовый), сульфатного аэрозоля (сплошной синий – прямой эффект, штриховой синий – не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

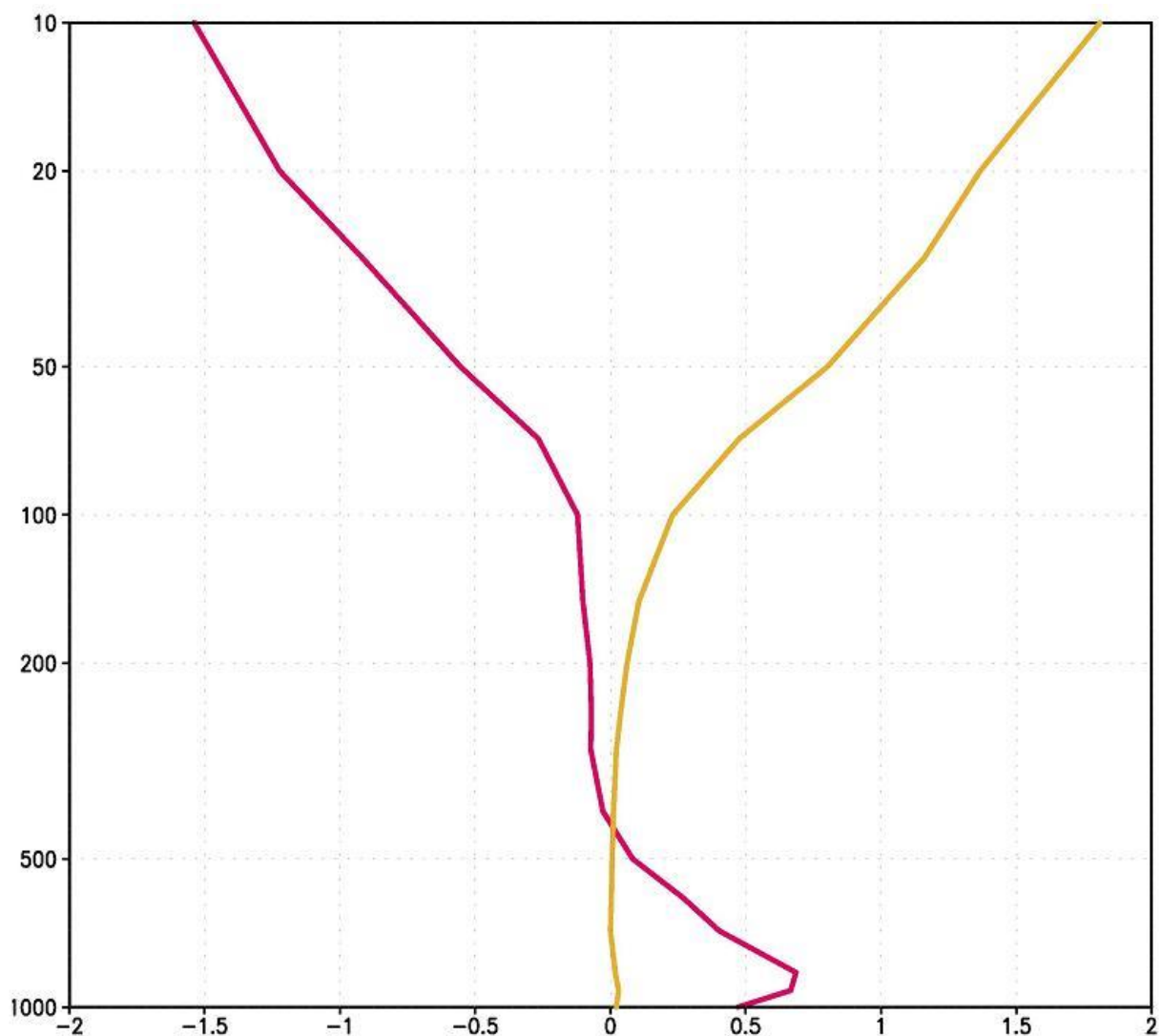


Рис.6. Скорость радиационного нагрева (К/сут) вследствие наличия озона (желтый) и CO₂ (темно-красный) в модели.

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 CO₂ and O₃ 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 CO₂ 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.