

Л.И. Несмелова, О.Б. Родимова, С.Д. Творогов

**ОБ ИЗМЕНЕНИИ ТЕПЛОВЫХ РАДИАЦИОННЫХ ПОТОКОВ И СКОРОСТЕЙ  
ВЫХОЛАЖИВАНИЯ ПРИ ВАРИАЦИЯХ ПОГЛОЩАЮЩИХ МАСС***Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск*

Поступила в редакцию 16.07.99 г.

Проведены расчеты тепловых радиационных потоков и скоростей выхолаживания с помощью аппроксимационных формул для функций пропускания. Получены распределения вкладов отдельных спектральных интервалов в радиационные потоки и скорости выхолаживания в зависимости от высоты. Исследовано поведение этих распределений при изменениях поглощающих масс водяного пара и углекислого газа в атмосфере.

**1. Введение**

Исследование воздействия атмосферных примесей на поведение высотного хода температуры изучается, как правило, в рамках одномерных радиационно-конвективных моделей. К настоящему времени опубликовано большое количество работ, в которых методом line-by-line радиационные потоки и скорости выхолаживания найдены для различных стандартных моделей атмосферы, а также при изменении концентраций некоторых малых газовых составляющих. Отметим среди них работу [1], в которой расчет радиационных величин рассмотрен с повышенным вниманием к точности вычислений. В препринтах [2, 3] приведены таблицы высотного хода потоков и скоростей для модельных атмосфер, рекомендованных программой ICRCCM с целью сравнения результатов радиационных программ.

В [4, 5] проведены детальные расчеты профилей скоростей выхолаживания и их спектрального распределения для длинноволновой области спектра с учетом водяного пара, углекислого газа, озона, метана, окислов азота и углеводородов в рамках тропической атмосферы, лета и зимы средних широт. Показано, что вклад водяного пара сильно зависит от длины волны. Для возмущений в нижней тропосфере максимальный отклик наблюдается в атмосферном окне прозрачности 8–12 мкм, в то время как возмущения в верхней тропосфере приводят к максимальному отклику в колебательно-вращательных полосах (< 8 мкм) и в чисто вращательной полосе (> 12 мкм).

В работе [6] специальное внимание обращено на то, как разброс в определении модельных концентраций и температур влияет на вычисленные скорости выхолаживания. Влияние изменений в составе атмосферы на уходящее излучение  $F$  и парниковый эффект  $G = E - F$  ( $E$  – излучение поверхности) изучалось в работе [7], где вновь исследовались влияние удвоения содержания  $\text{CO}_2$  на эти величины, а также вклад, связанный с вертикальными возмущениями в содержании водяного пара, для атмосфер арктической зимы и тропического лета. В качестве возмущений при расчете уходящего излучения рассматривалось пропорциональное увеличение концентраций  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  во всей толще атмосферы, а также отдельное увеличение кон-

центрации  $\text{H}_2\text{O}$  в одном из трех высотных интервалов: поверхность – 800, 800–500 и 500 мбар – верхняя граница атмосферы. Картина высотно-спектрального распределения разностей скоростей выхолаживания была получена для пропорционального увеличения концентраций  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  для атмосфер арктической зимы и тропического лета.

Расчеты радиационных потоков, которые нужно производить в цитированных line-by-line исследованиях, достаточно трудоемки и требуют больших затрат машинного времени. Поэтому задачи, которые здесь решаются, сводятся, как правило, к «однократному» расчету, т. е., например, профиль скорости выхолаживания просчитывается при заданных концентрациях изучаемых веществ и для данной модели атмосферы. Для нахождения качественных особенностей поведения концентраций типа катастрофического роста или падения температур в будущем такой однократный расчет явно недостаточен.

Мы хотим определенным образом систематизировать подход к анализу влияния вариаций малых газовых составляющих на радиационные потоки, скорости выхолаживания и, в конечном счете, на тенденции изменения высотного хода температуры. В качестве первой задачи предполагаются нахождение высотно-спектрального распределения изменений радиационных потоков и скоростей выхолаживания при вариациях газового состава и локализация вариаций газового состава и областей (по высоте и по спектру), где изменения максимальны. В дальнейшем будет найден стационарный высотный ход температуры в рамках простой радиационной модели и проведен его качественный анализ при допущении критических вариаций газового состава. В конечном счете предполагаются line-by-line расчеты для тех областей параметров, которые будут определены в простой радиационной модели. Предметом обсуждения в настоящей статье является первая задача.

Отметим, что поскольку речь идет о простой модели и дальнейшем качественном анализе, нам сейчас не нужны слишком большие точности расчета. Желательно, однако, чтобы расчеты по модели были достаточно быстрыми и обеспечивали возможность исследования большого числа ситуаций. Поэтому на данной стадии мы предпочли использовать более простой, чем line-by-line, метод расчета функций пропускания. В работе [8] получены формулы

для функций пропускания водяного пара, углекислого газа и озона, аппроксимирующие результаты line-by-line расчетов в области  $0-3000 \text{ см}^{-1}$ , разбитой на десять характерных спектральных интервалов. С помощью этих формул авторы [8] исследовали поведение скоростей выхолаживания для отдельных спектральных интервалов и различных моделей атмосферы, получив приемлемое согласие с более точными расчетами. Используя эти формулы, мы провели ряд расчетов длинноволновых радиационных потоков и скоростей выхолаживания, получив распределения вкладов отдельных спектральных интервалов в радиационные потоки и скорости выхолаживания в зависимости от высоты. С одной стороны, эти распределения интересовали нас сами по себе – в поисках ответа на вопрос, не является ли отклик системы на изменения концентраций газовых составляющих селективным по высоте и по спектральным диапазонам. С другой стороны, как уже говорилось, полученные распределения должны далее помочь в выборе диапазонов изменения параметров при исследовании изменений температуры согласно сформулированной нами модели.

## 2. Результаты расчета

Чтобы производить расчеты радиационных потоков и скоростей выхолаживания с достаточной точностью, нужно обойти несколько подводных камней. Наиболее серьезный из них касается интегрирования по высоте (давлению). Поскольку, как уже говорилось, нашей целью является получение главным образом качественных выводов о спектральном и высотном поведении потоков и скоростей выхолаживания и в связи с этим проведение большого числа расчетов, нам хотелось ограничиться минимальной точностью, при которой еще сохраняются качественные особенности высотного хода упомянутых величин. Мы выбрали стандартную 33-слойную модель атмосферы [9] и вычисленные в середине слоя значения функции Планка, характеризующие этот слой. В данной статье все расчеты проведены для модели атмосферы лета средних широт.

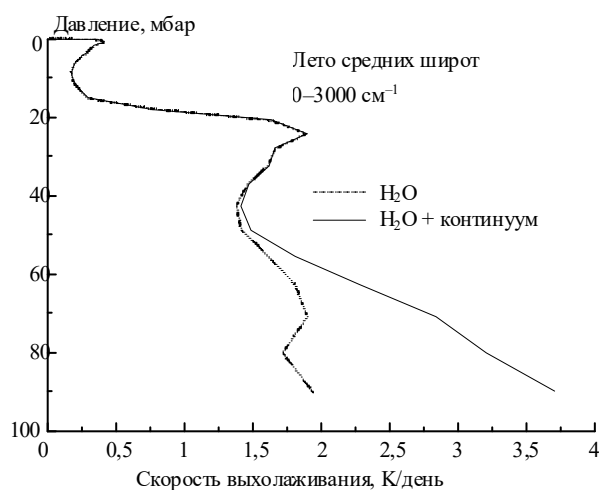


Рис. 1. Скорости выхолаживания, обусловленные водяным паром, для атмосферы лета средних широт без учета континуума

Рис. 1 показывает результаты расчетов скорости выхолаживания. Сравнение с line-by-line расчетами из работы [11] показывает, что в целом характер высотной зави-

симости и изменения в ней благодаря учету континуума качественно совпадают. Расхождения вблизи поверхности есть следствие нашего выбора высотной сетки. Расхождения же в области максимума скорости выхолаживания на больших высотах обусловлены различными формами континуума, используемыми в [11] и при выводе формул для функций пропускания в [8].

Имея в виду названные ограничения, мы попробовали выяснить, каким образом влияет на спектральное и высотное распределение скоростей выхолаживания и самих радиационных потоков изменение концентраций водяного пара и углекислого газа. Такие распределения могут быть представлены в виде трехмерных изображений, как, например, на рис. 2 для скорости выхолаживания.

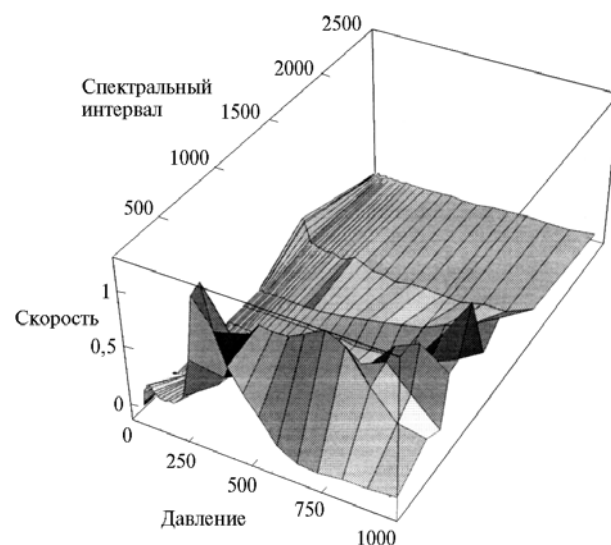


Рис. 2. Спектрально-высотное распределение скоростей выхолаживания, обусловленное стандартным высотным распределением концентраций водяного пара для атмосферы лета средних широт

В последних работах (см. [4,5,7]), посвященных этому предмету, такие картины представляют в двумерном варианте, изображая интервалы значений третьей координаты различными цветами. Следуя [8], мы приняли следующее разбиение спектра на интервалы:  $0-340$ ,  $340-540$ ,  $540-620$ ,  $620-720$ ,  $720-800$ ,  $800-980$ ,  $980-1100$ ,  $1100-1380$ ,  $1380-1900$ ,  $1900-3000 \text{ см}^{-1}$ . При построении графиков в качестве частоты, характеризующей интервал, выбиралась частота середины интервала. Для характеристики происходящих изменений мы использовали обычные и относительные разности скоростей и потоков.

### 2.1. Учет континуального поглощения

Континуальное поглощение водяным паром, само по себе сравнительно небольшое, играет существенную роль в формировании уходящего излучения Земли. Рассмотрим, как учет континуума водяного пара отражается на упомянутых распределениях в рамках наших расчетов. Рис. 3 показывает спектрально-высотное распределение обычных и относительных разностей скоростей выхолаживания между случаями  $\text{H}_2\text{O}$  и  $(\text{H}_2\text{O}+\text{континуум})$ . Континуальное поглощение учитывается нами, как и в работе [8], в интервале  $540-1380 \text{ см}^{-1}$ .

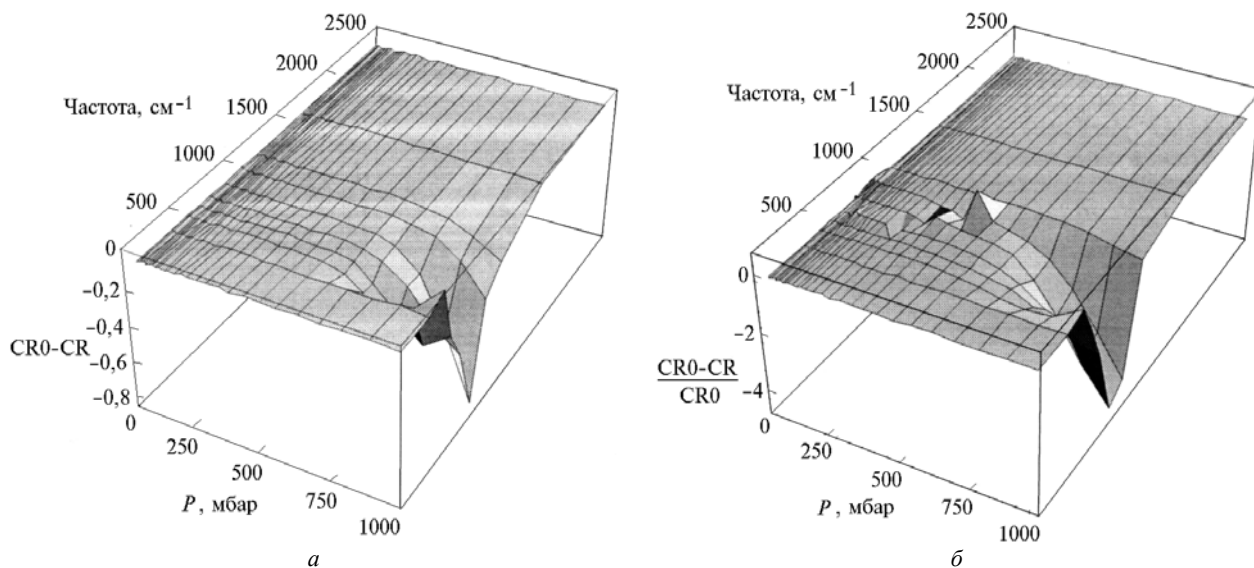


Рис. 3. Обычные (а) и относительные (б) разности скоростей выхолаживания (CR) в зависимости от давления и спектрального интервала

В этом интервале и наблюдаются наибольшие изменения скоростей выхолаживания, которые, в общем, тяготеют к поверхности и отрицательны, что означает рост скорости выхолаживания при учете континуума. Можно, однако, увидеть области немонотонного изменения, что более заметно на рисунке, дающем относительные разности скоростей. Более детальное рассмотрение

позволяет выделить спектральный интервал  $540\text{--}620\text{ см}^{-1}$ , в котором учет континуума дает максимальное изменение в скоростях выхолаживания не на поверхности Земли, а при давлении  $\sim 800$  мбар (рис. 4). Отметим также, что наибольшие значения относительных разностей скоростей выхолаживания приходятся на другие спектральные интервалы.

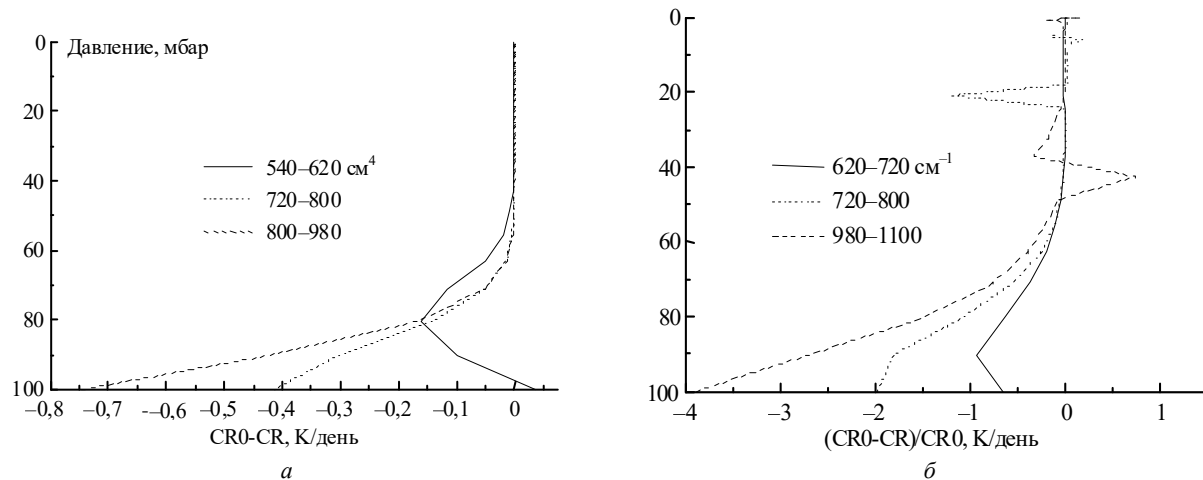


Рис. 4. Обычные (а) и относительные (б) разности скоростей выхолаживания, соответствующие случаям ( $\text{H}_2\text{O}$ ) и ( $\text{H}_2\text{O}$ +континуум) в зависимости от давления для спектральных интервалов, где они имеют наибольшие значения

Далее было рассмотрено влияние изменения температурной зависимости континуального поглощения (определяющая ее константа менялась от 1500 до 4000 вместо 1800) на скорости выхолаживания. Рис. 5 иллюстрирует происходящие изменения для обычных и относительных разностей скоростей выхолаживания. Наибольшие изменения в скоростях выхолаживания сосредоточены в высотном интервале  $\sim 900\text{--}600$  мбар с максимумами, несколько смещенными по высоте в зависимости от спектрального интервала (рис. 5,а). Локализованный отклик наблюдается для относительных разностей скоростей. Так, изменение

температурной зависимости более всего сказалось в интервале  $980\text{--}1100\text{ см}^{-1}$  при давлении  $\sim 400$  мбар на относительных разностях скоростей выхолаживания (рис. 5,б).

Учет континуума приводит к плавным изменениям в потоках излучения. Суммарный поток более всего меняется у поверхности, причем его наибольшее изменение (увеличение на  $15\text{--}20\text{ Вт/м}^2$ ) приходится на интервал  $620\text{--}980\text{ см}^{-1}$ . Это изменение суммарного потока происходит за счет нисходящего потока, восходящий поток меняется незначительно во всех спектральных интервалах.

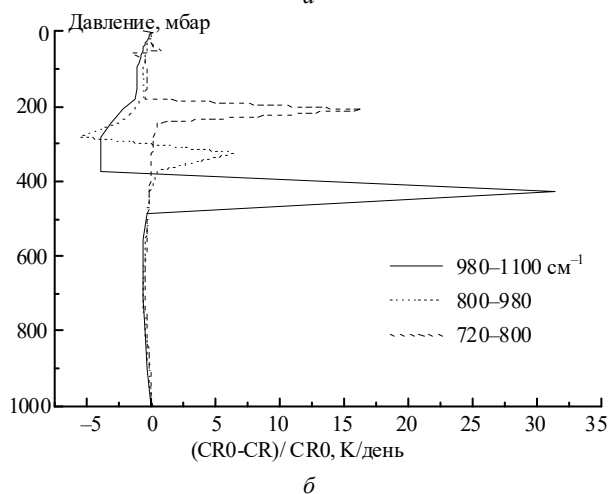
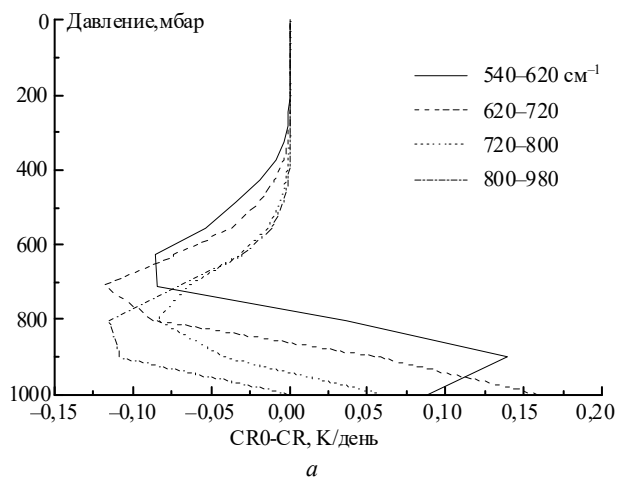


Рис. 5. Обычные (а) и относительные (б) разности скоростей выхолаживания, соответствующие случаям ( $H_2O$ +континуум) и ( $H_2O$ +континуум (1800→4000)) в зависимости от давления для спектральных интервалов, где они имеют наибольшие значения

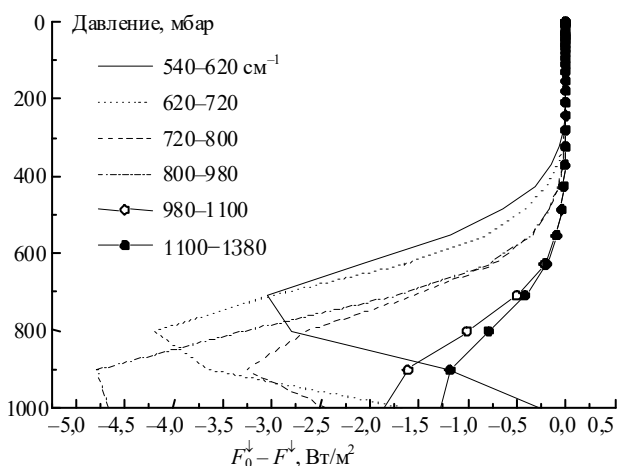


Рис. 6. Разности нисходящих потоков, соответствующие случаям ( $H_2O$ +континуум) и ( $H_2O$ +континуум (1800→4000))

Такое изменение температурной зависимости континуального поглощения, как при рассмотрении скоростей, проявляется в локализации максимального отклика на различных высотах в зависимости от спектрального интервала (рис. 6). В интервале  $540-620\text{ см}^{-1}$  максимальное изменение

нисходящего потока в результате изменения температурной зависимости происходит на высоте  $\sim 700$  мбар, максимумы в других спектральных интервалах располагаются ближе к поверхности.

## 2.2. Влияние изменения количества водяного пара

Пропорциональное изменение количества водяного пара на всех высотах (увеличение либо уменьшение на 25%) проявляется в локализации максимального отклика в разностях скоростей выхолаживания на различных высотах в зависимости от спектрального интервала (рис. 7). Что касается относительной роли включения континуума и пропорционального изменения концентраций, то учет континуума гораздо существеннее влияния изменения концентраций. Кроме того, на суммарную скорость выхолаживания изменение концентраций в отсутствие континуума влияет значительно меньше, чем в его присутствии.

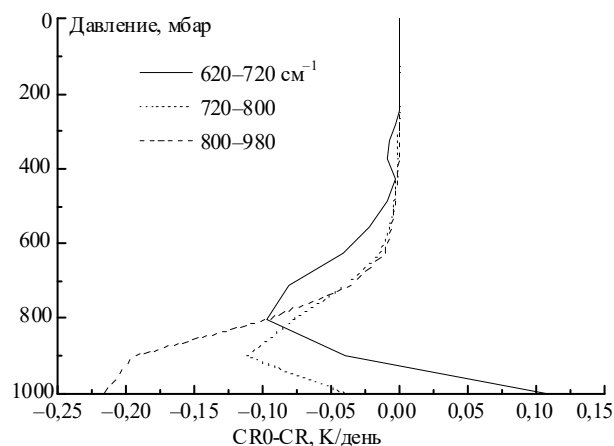


Рис. 7. Разности скоростей выхолаживания, соответствующие случаям ( $H_2O$  + континуум) и ( $H_2O$  + континуум) ( $1,25\rho_{H_2O}$ ) в зависимости от давления для спектральных интервалов, где они имеют наибольшие значения

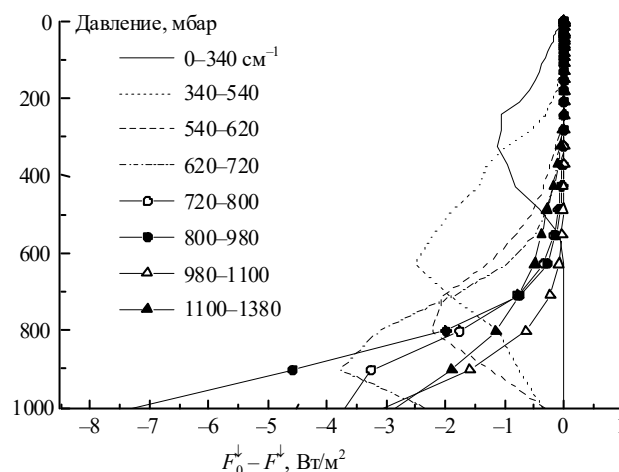


Рис. 8. Разности нисходящих потоков, соответствующие случаям ( $H_2O$ +континуум) и ( $H_2O$ +континуум) ( $1,25\rho_{H_2O}$ )

Как и в случае учета континуума, изменения восходящего потока при росте концентраций водяного пара невелики и монотонны и изменения в суммарном потоке повторяют изменения, происходящие в нисходящем потоке. Пропорциональное изменение количества водяного пара на всех вы-

сотах (увеличение либо уменьшение на 25%) вызывает отклик в разностях нисходящих потоков на определенной высоте для первых четырех спектральных интервалов, причем

высота максимального отклика уменьшается с ростом частоты (рис. 8). Для остальных участков спектра максимальный отклик локализован на поверхности.

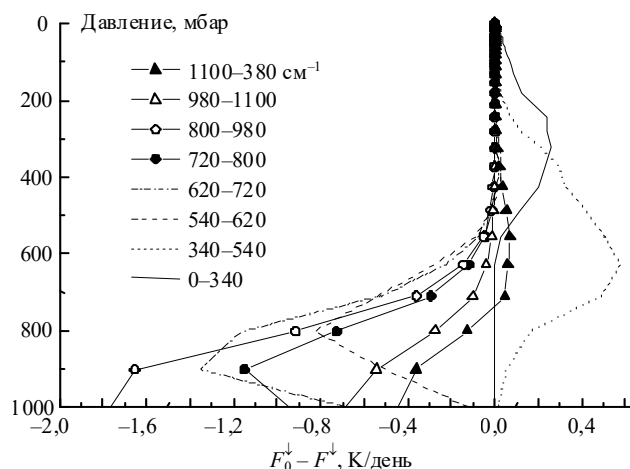
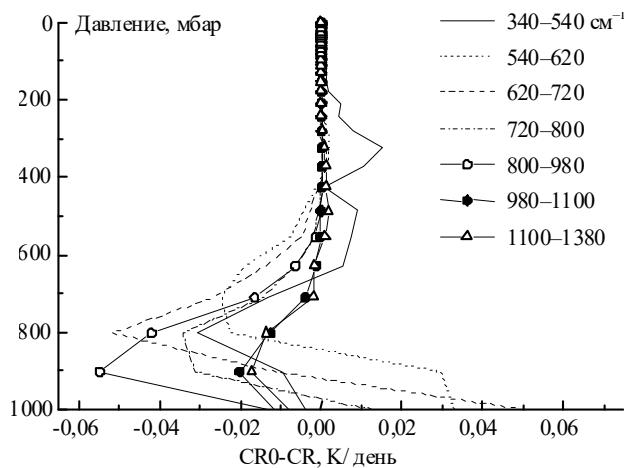
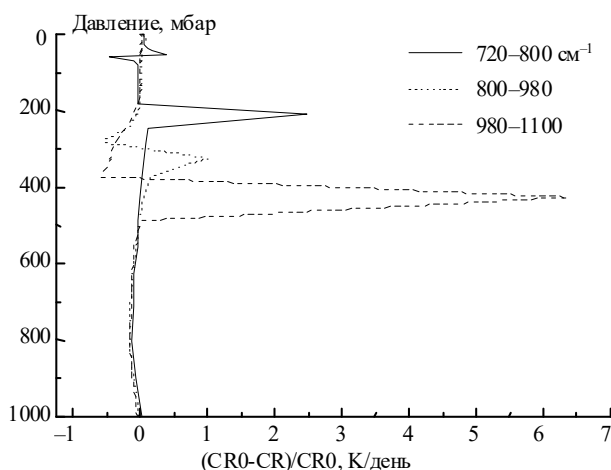


Рис. 9. Разности нисходящих потоков, соответствующие случаям ( $H_2O$ +континуум) и ( $H_2O$ +континуум) ( $0,95\rho_{H_2O}$  с 4-го слоя)



а



б

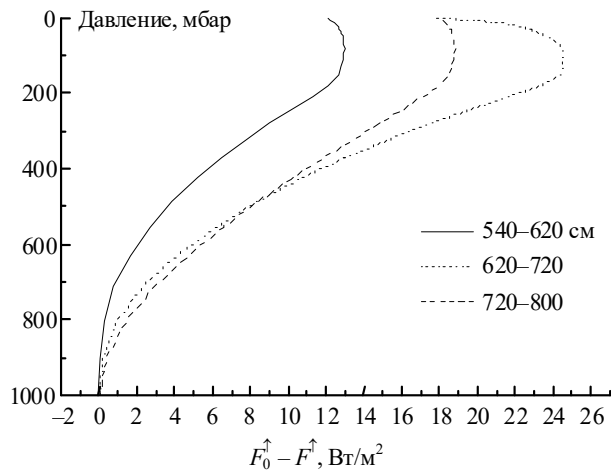
Рис. 10. Обычные (а) и относительные (б) разности скоростей выхолаживания, соответствующие случаям ( $H_2O$  + континуум) и ( $H_2O$  + континуум) ( $0,95\rho_{H_2O}$  с 4-го слоя) в зависимости от давления для спектральных интервалов, где они имеют наибольшие значения

Таким образом, оказалось, что при «всеобщем» изменении концентраций водяного пара изменения скоростей локализованы по высоте и по спектру, причем место локализации не совпадает с наибольшими значениями самих скоростей. Далее надо было выяснить, не могут ли такие селективные отклики появиться при изменении концентраций  $H_2O$  в отдельных высотных интервалах. Мы попробовали уменьшить содержание водяного пара выше  $\sim 2$  км (начиная с 4-го слоя) на 5%, оставив концентрацию вблизи поверхности неизменной. Результаты показаны на рис. 9 для разностей нисходящих потоков и на рис. 10 для обычных и относительных разностей скоростей выхолаживания. Хорошо локализованные максимумы в относительных разностях скоростей наблюдаются при малых давлениях, однако к ним надо относиться с большой осторожностью, так как на этих высотах сами скорости выхолаживания очень малы и потому их изменения могут определяться с большой ошибкой.

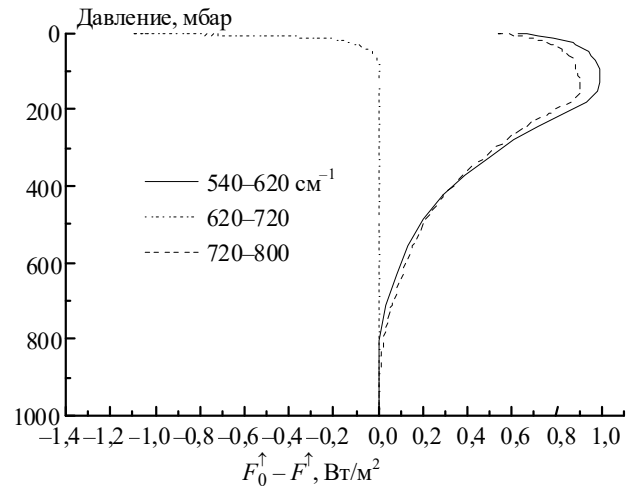
### 2.3. Учет поглощения $CO_2$

Включение поглощения  $CO_2$  было произведено в спектральном интервале  $540-800\text{ см}^{-1}$ , как в [8]. Учет поглощения  $CO_2$ , как видно из рис. 11, сказывается и на восходящих и на нисходящих потоках, причем восходящие потоки более меняются на больших высотах, начиная с  $\sim 400$  мбар, а нисходящие испытывают максимальные изменения на  $\sim 700-500$  мбар.

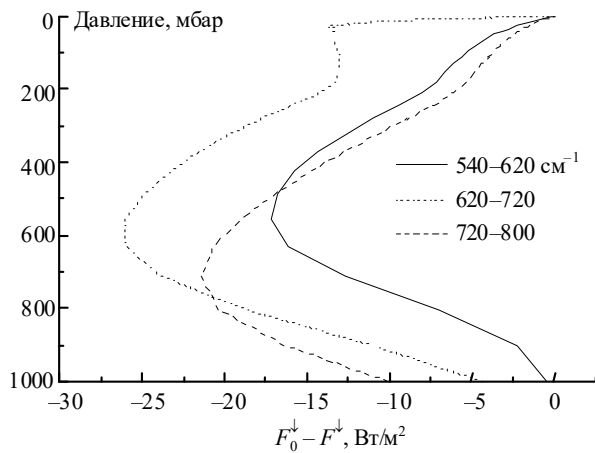
Удвоение концентраций  $CO_2$  приводит к аналогичным изменениям в потоках (рис. 12), за исключением интервала  $620-720\text{ см}^{-1}$ , где удвоение концентрации  $CO_2$  практически не сказывается на потоках. Большие локализованные отклики имеются в относительных изменениях скоростей выхолаживания (рис. 13), однако они наиболее велики на больших высотах и потому требуют более внимательного рассмотрения. Небольшой размытый максимум наблюдается при давлении  $\sim 700$  мбар.



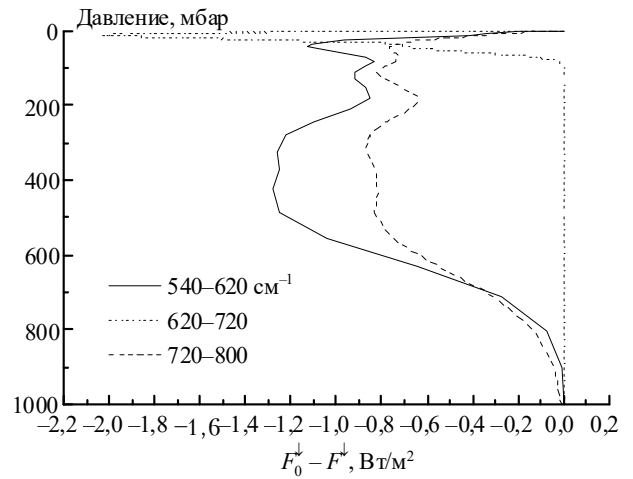
*a*



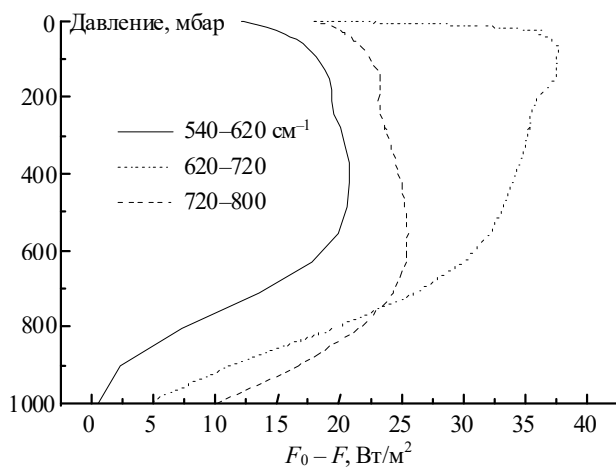
*a*



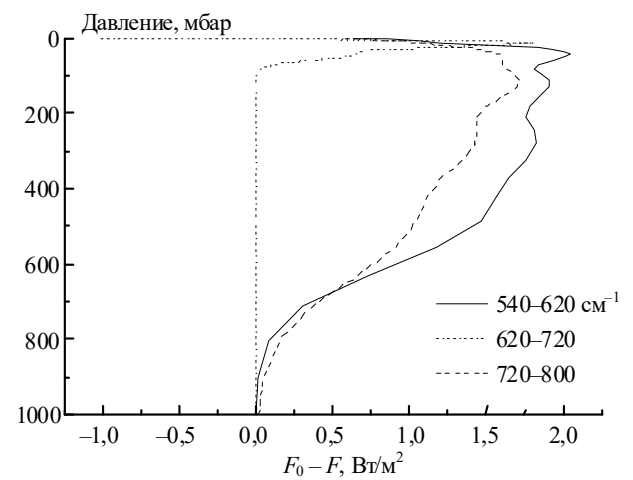
*б*



*б*



*в*



*в*

Рис. 11. Разности восходящих (*a*), нисходящих (*б*) и суммарных (*в*) потоков, соответствующие случаям ( $\text{H}_2\text{O} + \text{континуум}$ ) и ( $\text{H}_2\text{O} + \text{континуум} + \text{CO}_2(3,55 \cdot 10^{-4})$ )

Рис. 12. Разности восходящих (*a*), нисходящих (*б*) и суммарных (*в*) потоков, соответствующие случаям ( $\text{H}_2\text{O} + \text{континуум} + \text{CO}_2(3,55 \cdot 10^{-4})$ ) и ( $\text{H}_2\text{O} + \text{континуум} + \text{CO}_2(7,0 \cdot 10^{-4})$ )

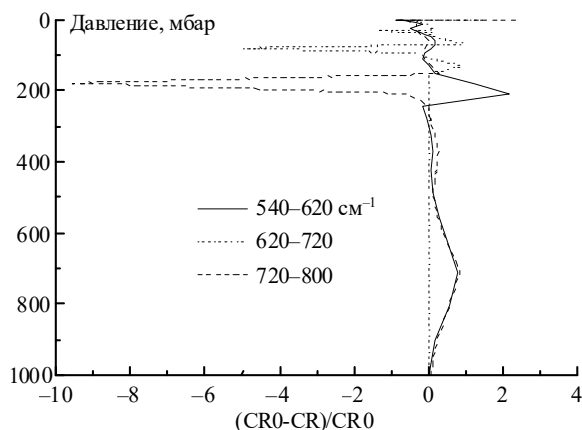


Рис. 13. Относительные разности скоростей выхолаживания, соответствующие случаям ( $\text{H}_2\text{O} + \text{континуум} + \text{CO}_2$  ( $3,55 \cdot 10^{-4}$ )) и ( $\text{H}_2\text{O} + \text{континуум} + \text{CO}_2$  ( $7,0 \cdot 10^{-4}$ ))

### 3. Заключение

Результаты проведенных расчетов показывают, что скорости выхолаживания и радиационные потоки реагируют на изменение концентраций поглощающих веществ избирательно по высоте и по спектру. Для определенного типа вариаций количеств поглощающих веществ можно указать характерные изменения в потоках или скоростях. Так, изменения температурной зависимости континуального поглощения приводит к изменению скорости выхолаживания в интервале  $620\text{--}980\text{ см}^{-1}$  на высоте  $\sim 800\text{--}900$  мбар и к наибольшему изменению относительной скорости выхолаживания в интервале  $980\text{--}1100\text{ см}^{-1}$  на высоте  $\sim 400$  мбар. При увеличении количества водяного пара на всех высотах скорость выхолаживания в интервале  $800\text{--}980\text{ см}^{-1}$  более всего уменьшается на поверхности Земли, а в интервале  $620\text{--}720\text{ см}^{-1}$  максимум уменьшения приходится на высоту  $\sim 800$  мбар. При изменении количества водяного пара выше 4 км максимум изменений относительной скорости приходится на 400 мбар и относится к интервалу  $980\text{--}1100\text{ см}^{-1}$ . Об изменении концентрации  $\text{CO}_2$  можно судить по изменению относительной скорости выхолаживания на уровне 200 мбар в спектральном интервале  $720\text{--}800\text{ см}^{-1}$ . Как уже говорилось, на таких высотах к количественным выводам о скоростях нужно относиться с

осторожностью, тем не менее детектирование изменений по локализованным откликам в скоростях или потоках представляется интересным, так что дальнейшие исследования в этом направлении необходимы.

Таким образом, если бы можно было измерять скорости выхолаживания непосредственно, то по их реакции в определенных высотных и спектральных интервалах можно было бы судить о глобальном изменении концентраций. Некоторые возможности для этого представляют и изменения потоков, как это видно из приведенных выше рисунков.

Далее предполагаем детализировать вариации концентраций, задавая их изменение в определенных высотных слоях, чтобы подтвердить или опровергнуть селективность отклика на эти вариации радиационных потоков и скоростей выхолаживания. Надеемся, что это позволит выделить критические значения вариаций, которые будут далее фигурировать при исследовании качественных изменений высотного хода температуры.

Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований, грант № 97-05-65985.

1. Feigelson E.M., Fomin B.A., Gorchakova I.A. et al. // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. N. D5. P. 8985–9001.
2. Fomin B.A., Gershonov J.V. Table of the benchmark calculations of atmospheric fluxes for the JCRCCM test cases. Part I. Long-wave clear sky results. Preprint IAE – 5981/1. Moscow, 1996. 52 p.
3. Fomin B.A., Gershonov J.V. Table of the benchmark calculations of atmospheric fluxes for the JCRCCM test cases. Part II. Short-wave results. Preprint IAE – 5990/1. Moscow, 1996. 42 p.
4. Clough S.A., Jacono M.J., Moncet J.-L. // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 15761–15785.
5. Clough S.A., Jacono M.J. // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. P. 16519–16535.
6. Baer F., Arsky N., Charney J.J., Ellingson R.G. // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. N D21. P. 26589–26603.
7. Brindley H.E., Harries J.E. // JQSRT. 1998. V. 60. N 2. P. 151–180.
8. Chou M.-D., Ridgway W.L., Yan M. M.-H. // J. Atmos. Sci. 1993. V. 50. N 14. P. 2294–2303.
9. McClatchey R.A., Fenn R.W., Selby J.E.A., Volz F.E., Garing J.S. Optical properties of the atmosphere. Rep. AFCRL-71-0279. 85 p. Air Force Cambridge Res. Lab., Bedford, Mass., 1971.
10. Ellingson R.G., Ellis J., Fels S. // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. N D5. P. 8929–8953.
11. Clough S.A., Jacono M.J., Moncet J.-L. Proc. of the 14<sup>th</sup> Annual Review Conference of Atmospheric Transmission Models. 11–12 June 1991 // PL-TR-92-2059 Special Reports, N 267. P. 250–262. Abreu L.W., Kneizys F.X., eds., Massachusetts, 01731–5000. 1992.

#### *Nesmelova L.I., Rodimova O.B., Tvorogov S.D. On Changes in Longwave Radiative Fluxes and Cooling Rates under Variation of Absorber Amounts.*

Calculations of longwave radiative fluxes and cooling rates with the use of approximative formulas for transmission functions are made. Distributions of certain spectral interval contributions to radiative fluxes and cooling rates depending on height are obtained. Behavior of the distributions under variations of water vapor and carbon dioxide amounts in the atmosphere is investigated.