

DOI: 10.25702/KSC.2588-0039.2019.42.242-245

ЭТАЛОННЫЕ РАСЧЕТЫ ПОЛЯ СОЛНЕЧНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В НИЖНЕЙ И СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

Е.А. Федотова, И.В. Мингалев, К.Г. Орлов

ФГБНУ "Полярный геофизический институт", г. Апатиты, Россия
e-mails: mingalev_i@pgi.ru; godograf87@mail.ru; orlov@pgia.ru

Аннотация. В данной работе представлены результаты расчетов потоков солнечного излучения в атмосфере Земли на средних широтах в диапазоне $2000\text{-}50000\text{ см}^{-1}$, выполненных с разрешением по частоте 0.001 см^{-1} при наличии облачных слоев нижнего, среднего и верхнего ярусов, обладающих большой оптической толщиной. Целью работы было исследование границ изменения скорости нагрева атмосферы солнечным излучением, при наличии указанных облачных слоев, а также влияния этих слоев на поле собственного излучения атмосферы.

Введение. Расчеты поля солнечного излучения в атмосфере Земли с высоким спектральным разрешением (Line by Line) проводились многими исследователями в России и за рубежом. Эти расчеты выполняются обычно либо с целью интерпретации данных дистанционного зондирования атмосферы, либо с целью проверки точности различных параметризаций коэффициентов молекулярного поглощения атмосферных газов, которые используются в радиационных блоках моделей общей циркуляции атмосферы. В этой работе мы рассмотрели, как влияют на потоки солнечного излучения и на скорость нагрева воздуха каждый из трех облачных слоев: нижнего, среднего и верхнего ярусов (Мазин, Хргиан, 1989). При расчетах потоков солнечного излучения использовалось приближение горизонтальной однородной атмосферы и учитывалось молекулярное и аэрозольное рассеяние (Ленюль, 1990; Тимофеев и др., 2003; Нагирнер, 2001; Сушкевич, 2006). Важное отличие наших расчетов от работ других авторов заключается в более высоком разрешении по высоте и зенитному углу.

Методика расчетов. Поле солнечного излучения можно представить в виде суммы прямого (не рассеянного) излучения и рассеянного излучения (один и более раз). Интенсивности прямого солнечного излучения рассчитываются по аналитическим формулам. Если в некоторой точке на поверхности Земли высота Солнца над горизонтом превышает 50 градусов, то для расчета каждой из указанных составляющих солнечного излучения в вертикальном столбе над этой точкой можно использовать приближение горизонтально однородной атмосферы. В противном случае, при расчетах прямого излучения необходимо учитывать трехмерную неоднородность атмосферы, а при расчете рассеянного излучения можно использовать приближение горизонтально однородной атмосферы. В этом приближении рассеянные составляющие солнечного излучения зависят от высоты, а также от зенитного и азимутального углов. Каждую из этих составляющих можно разбить на две части. Первая из этих частей не зависит от азимутального угла, а вторая зависит от него. Можно показать, что в случае горизонтально однородной атмосферы вторая часть не вносит вклада в нагрев атмосферного газа. Таким образом, для расчета скоростей нагрева атмосферного газа солнечным излучением достаточно рассчитать прямое солнечное излучение, а также не зависящую от азимутального угла часть рассеянного солнечного излучения, для расчета которой можно применять те же методы, что и при расчете собственного излучения атмосферы.

Для численного решения одномерного по пространству уравнения переноса рассеянного солнечного излучения применялся вариант метода дискретных ординат, изложенный в работе (Игнатьев и др., 2015). В расчетах использовались равномерная сетка по высоте с шагом 200 метров и равномерная сетка по зенитным углам с шагом менее 9 градусов. Коэффициенты молекулярного поглощения атмосферных газов рассчитывались с использованием спектроскопической базы данных HITRAN 2012 по стандартной теории, согласно которой суммируются вклады различных линий поглощения при обрезании крыльев линий на расстоянии 25 см^{-1} от центра линии, и с учетом континуального поглощения водяного пара и углекислого газа, которое было задано с помощью эмпирической модели MT CKD (Mlawer et al., 2012). Отметим, что главное отличие наших расчетов от работ других авторов заключается в более высоком разрешении по высоте.

Результаты расчетов. В расчетах использовались вертикальные профили температуры и концентраций основных атмосферных газов, рассчитанные по эмпирической модели NRLMSISE-00 для условий июля над северной Атлантикой на широте 55° , а также вертикальные профили объемных долей малых газовых составляющих, нормированный коэффициент экстинкции, альbedo однократного рассеяния и параметр

асимметрии для аэрозольных частиц в облаках, построенные по экспериментальным данным, приведенным в монографии (Тимофеев и др., 2003), а также приведенная в (Мингалев и др., 2017) зависимость от высоты коэффициента экстинкции в верхнем, среднем и нижнем облачных слоях при длине волны 0.5 мкм. Оптическая толщина облачных слоев была взята большей и близкой к максимально наблюдаемой. В атмосфере рассматриваются три типа фоновых аэрозолей: континентальные, морские и стратосферные аэрозоли. Оптические параметры этих аэрозолей и вертикальные профили их концентрации взяты из работы (McClatchey, 1986). Также использовался стандартный спектр солнечного излучения на верхней границе атмосферы 2000 ASTM Standard Extraterrestrial Spectrum Reference E-490-00, представленный на сайте <https://www.nrel.gov/grid/solar-resource/spectra-astm-e490.html>.

На рис. 1 приведены вертикальные профили скорости нагрева воздуха за счет переноса солнечного излучения в атмосфере и вертикальные профили нисходящих и восходящих потоков энергии излучения в интервалах частот 2000- 50000 см⁻¹, рассчитанные при зенитном угле Солнца -42,353°, альбедо поверхности 5% и при отсутствии облаков. Нисходящие потоки состоят из прямого и рассеянного излучения, а восходящие только из рассеянного. На рис. 2 представлены те же самые профили, рассчитанные при тех же условиях и при наличии среднего облачного слоя в интервале высот от 3 до 6 км.

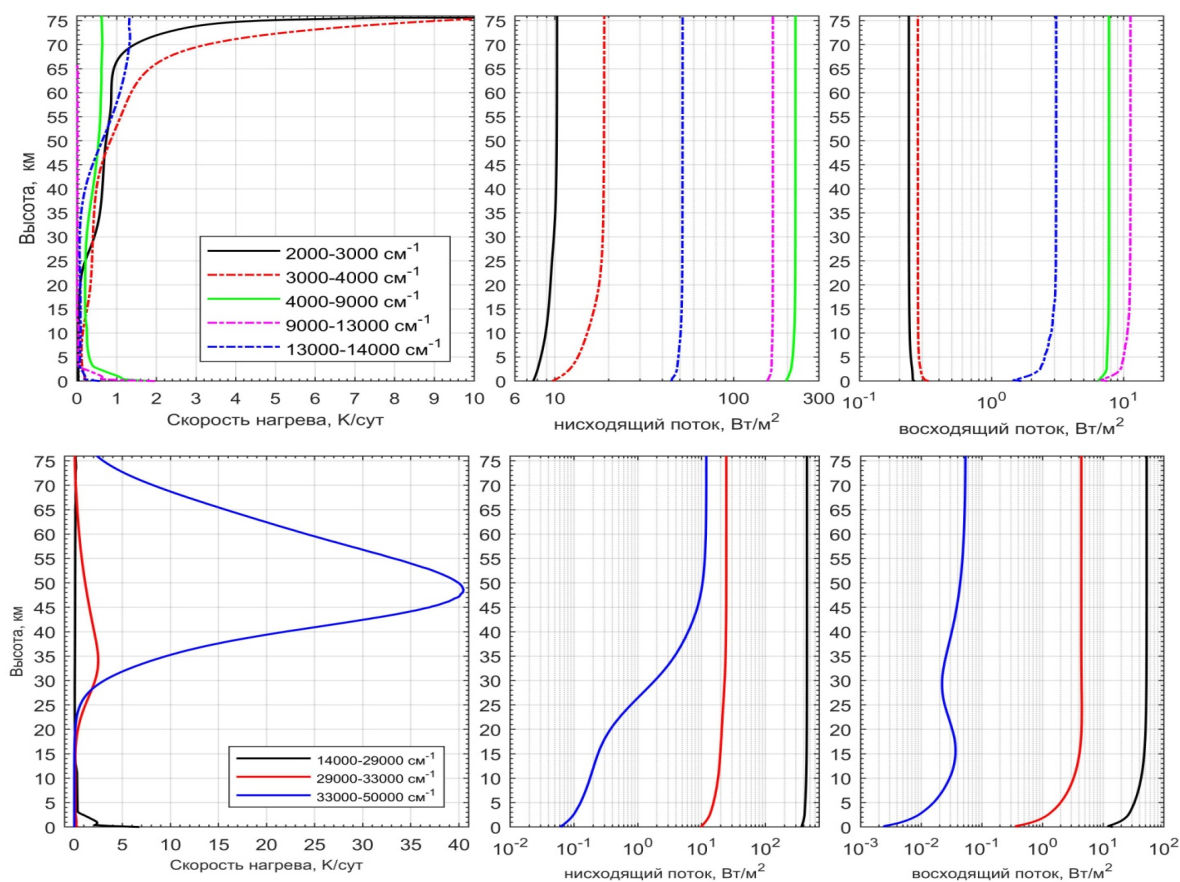


Рисунок 1. Вертикальные профили скорости нагрева-охлаждения воздуха и восходящего и нисходящего потоков энергии за счет переноса солнечного излучения в атмосфере в интервалах частот от 2000 до 3000 см⁻¹, от 3000 до 4000 см⁻¹, от 4000 до 9000 см⁻¹, от 9000 до 13000 см⁻¹ и от 13000 до 14000 см⁻¹ (вверху) и от 14000 до 29000 см⁻¹, от 29000 до 33000 см⁻¹ и от 33000 до 50000 см⁻¹ (внизу) при отсутствии облаков и наличии фоновых аэрозолей.

Анализ рис. 1 показывает, что в интервалах частот от 2000 до 4000 см⁻¹ скорость нагрева воздуха существенно зависит от высоты и достигает значений 2-10 К/сут на высотах более 65 км, а на высотах менее 30 км эта скорость не превышает 0,5 К/сут. При этом нагрев на высотах более 60 км происходит за счет полос поглощения СО₂. Нисходящие потоки излучения в этих интервалах частот на высотах более 30 км мало изменяются, а ниже 30 км плавно убывают с уменьшением высоты в 1,5-2 раза. Восходящие потоки в этих интервалах частот примерно в 50-100 раз меньше восходящих и на высотах более 20 км мало изменяются, а ниже 20 км слабо возрастают с уменьшением высоты. В интервале частот от 4000 до 13000 см⁻¹ скорость нагрева воздуха на высотах более 3 км слабо зависит от высоты и не превышает значений 0,6 К/сут, а на высотах менее 3 км эта скорость достигает значений 0,4-2 К/сут за счет фоновых аэрозолей. Нисходящий

поток излучения в этом интервале частот на высотах более 3 км мало изменяется, а ниже 3 км незначительно убывает с уменьшением высоты. Восходящий поток в этом интервале частот примерно в 20 раз меньше восходящего и на высотах более 20 км мало изменяется, а ниже 20 км слабо убывает с уменьшением высоты. В интервале частот от 13000 до 14000 см^{-1} скорость нагрева воздуха на высотах от 3 до 35 км слабо зависит от высоты и не превышает значений 0,2 К/сут. Нисходящий поток излучения в этом интервале частот на высотах более 10 км мало изменяется, а ниже 10 км незначительно убывает с уменьшением высоты. Восходящий поток в этом интервале частот примерно в 17 раз меньше восходящего и на высотах более 15 км мало изменяется, а ниже 15 км слабо убывает с уменьшением высоты.

В интервале частот от 14000 до 29000 см^{-1} скорость нагрева воздуха на высотах более 3 км слабо зависит от высоты и не превышает значений 0,3 К/сут, а на высотах менее 3 км эта скорость из-за поглощения фоновыми аэрозолями плавно возрастает с уменьшением высоты и достигает значений 5-6 К/сут у поверхности Земли. Нисходящий поток излучения в этом интервале частот на высотах более 3 км практически не меняется, а ниже 3 км незначительно убывает с уменьшением высоты. Восходящий поток в этом интервале плавно увеличивается на высотах ниже 15 км, а выше 15 км практически постоянный. В интервале частот от 29000 до 33000 см^{-1} скорость нагрева воздуха на высотах от 0 до 20 км и выше 65 км слабо зависит от высоты и не превышает значений 0,3 К/сут, на высотах от 20 до 65 км плавно меняется с высотой и достигает максимального значения около 3 К/сут на высоте 34 км. Нисходящий поток излучения в этом интервале частот на высотах более 12 км мало изменяется, а ниже 12 км незначительно убывает с уменьшением высоты. Восходящий поток в этом интервале частот примерно в 5 раз меньше восходящего, причем на высотах более 15 км он изменяется незначительно, а ниже 15 км убывает с уменьшением высоты.

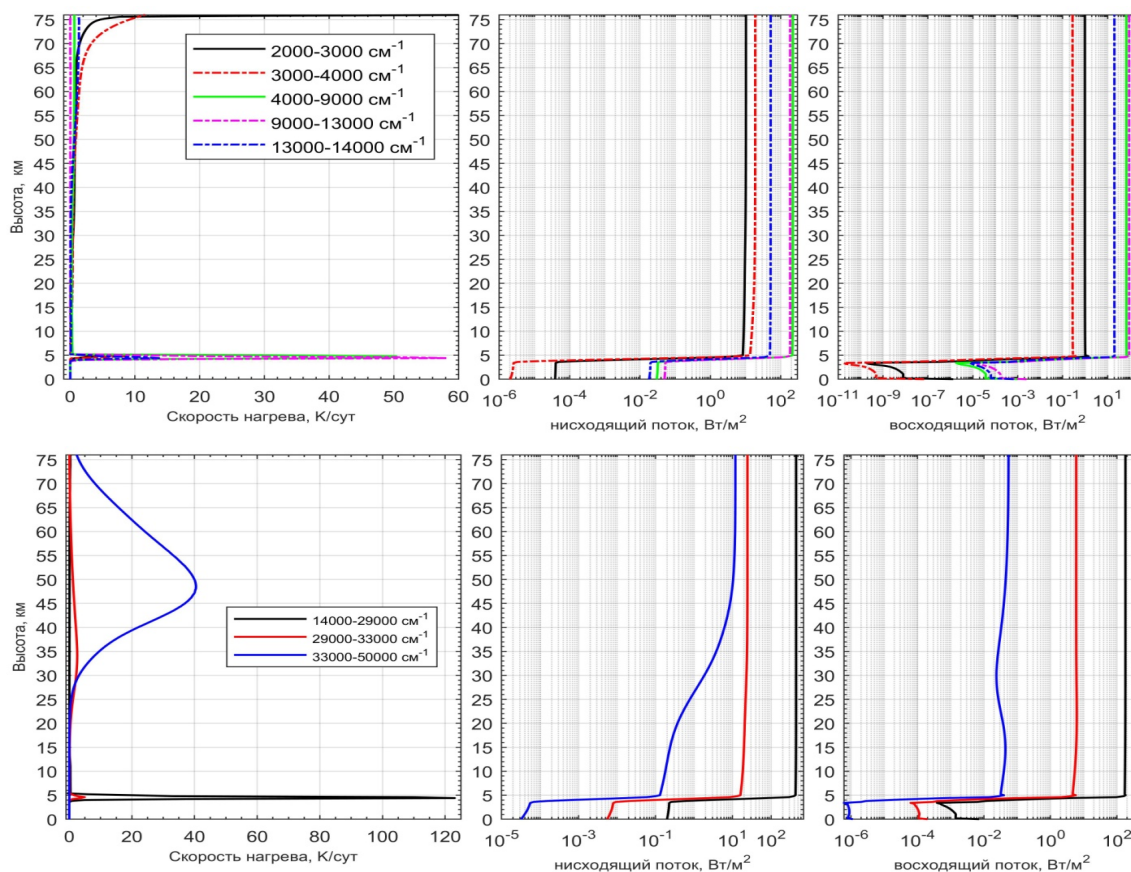


Рисунок 2. Вертикальные профили скорости нагрева-охлаждения воздуха и восходящего и нисходящего потоков энергии за счет переноса солнечного излучения в атмосфере в интервалах частот от 2000 до 3000 см^{-1} , от 3000 до 4000 см^{-1} , от 4000 до 9000 см^{-1} , от 9000 до 13000 см^{-1} и от 13000 до 14000 см^{-1} (вверху) и от 14000 до 29000 см^{-1} , от 29000 до 33000 см^{-1} и от 33000 до 50000 см^{-1} (внизу) при наличии облаков среднего яруса.

В интервале частот от 33000 до 50000 см^{-1} скорость нагрева воздуха на высотах более 25 км существенно зависит от высоты и достигает максимального значения 40,5 К/сут на высоте 48 км, а на высотах ниже 20 км эта скорость практически нулевая. Нисходящий поток в этом интервале частот на высотах более 55 км мало изменяется, а ниже 55 км существенно убывает с уменьшением высоты, причем у поверхности Земли он

примерно в 200 меньше чем на высотах более 55 км. Восходящий поток излучения в этом интервале частот на высотах более 55 км меняется несущественно и примерно в 200 раз меньше восходящего, на высотах от 30 до 55 км убывает с уменьшением высоты, на высотах от 15 до 30 км возрастает с уменьшением высоты.

Анализ рис. 2 показывает, что в середине среднего облачного слоя на высоте 4,5 км скорость нагрева воздуха за счет переноса солнечного излучения атмосферы в интервале частот от 2000 до 4000 см^{-1} достигает значений 5- 8 К/сут, в интервале частот от 4000 до 13000 см^{-1} значений 104 К/сут, в интервале частот от 13000 до 14000 см^{-1} значений 14 К/сут, в интервале частот от 14000 до 29000 см^{-1} значений 123 К/сут, в интервале частот от 29000 до 33000 см^{-1} значений 5 К/сут, а в интервале частот от 33000 до 50000 см^{-1} эта скорость близка к нулю. Ниже среднего облачного слоя нисходящие потоки в частотном интервале от 2000 до 4000 см^{-1} по сравнению с безоблачным случаем уменьшаются примерно в 200000- 500000 раз, в интервале от 4000 до 13000 см^{-1} – в 3000 раз, в интервале от 13000 до 14000 см^{-1} – в 2000 раз, в интервале от 14000 до 50000 см^{-1} – в 2000 раз. Восходящий поток выше среднего облачного слоя увеличился по сравнению с безоблачным случаем в частотном интервале от 2000 до 4000 см^{-1} в 1,2- 4,5 раза, в интервале от 4000 до 9000 см^{-1} – в 11 раз, в интервале от 9000 до 13000 см^{-1} – в 9 раз, в интервале от 13000 до 29000 см^{-1} – в 4 раза, в интервале от 29000 до 33000 см^{-1} – в 1,5 раза, а в интервале от 33000 до 50000 см^{-1} практически не изменился.

Закключение. Проведенные расчеты показали, что в безоблачной атмосфере на высотах более 20 км нагрев солнечным излучением обусловлен потоками излучения в частотных интервалах от 2000 до 9000 см^{-1} и от 29000 до 50000 см^{-1} . При этом на высотах от 60 до 76 км нагрев происходит в основном за счет полос поглощения углекислого газа и озона, а на высотах от 30 до 60 км - преимущественно за счет поглощения озона в полосе Хартли. Скорость нагрева воздуха на высотах более 20 км существенно зависит от высоты и достигает максимального значения примерно 45 К/сут на высоте около 48 км. При этом потоки солнечного излучения в частотном интервале от 9000 до 29000 см^{-1} дают очень малый относительный вклад в скорость нагрева. В диапазоне высот от 3 до 20 км суммарная скорость нагрева не превышает 1 К/сут и обусловлена поглощением в частотном интервале от 3000 до 9000 см^{-1} . На высотах ниже 3 км скорость нагрева увеличивается с уменьшением высоты и достигает значений около 2 К/сут у поверхности, причем основной вклад в нагрев вносит поглощение фоновыми атмосферными аэрозолями в частотном интервале от 3000 до 29000 см^{-1} .

Появление на высотах ниже 15 км любого облачного слоя большой оптической толщины практически не меняет скорость нагрева воздуха и нисходящие потоки излучения выше облачного слоя. Для излучения с частотой менее 33000 см^{-1} внутри облачного слоя скорость нагрева достигает больших значений, 230 К/сут в нижнем слое, 260 К/сут в среднем слое и 410 К/сут в верхнем слое. При этом внутри облачного слоя нисходящие потоки быстро убывают с высотой, а восходящие потоки внутри облачного слоя и выше него существенно увеличиваются. По сравнению с безоблачным случаем нисходящие потоки ниже облачного слоя уменьшаются на 3-6 порядков, а восходящие потоки в облачном слое и выше него увеличиваются в 2-10 раз. Появление облачных слоев практически не меняет скорость нагрева внутри и ниже этих слоев за счет поглощения излучения с частотой большей 33000 см^{-1} , поскольку это излучение почти полностью поглощается озоном в вышележащих слоях атмосферы.

Большая скорость нагрева воздуха солнечным излучением внутри облачных слоев будет нарушать термодинамическое равновесие в атмосфере, и вызывать существенную вертикальную конвекцию.

Литература

1. Игнатъев Н.И., Мингалев И.В., Родин А.В., Федотова Е.А. Новый вариант метода дискретных ординат для расчета собственного излучения в горизонтально однородной атмосфере // Журн. вычислит. математики и математ. физики. 2015. т. 55. № 10. с. 109–123.
2. Ленобль Ж. Перенос радиации в рассеивающих и поглощающих атмосферах. Л.: Гидрометиздат, 1990. 264 с.
3. Мазин И.П., Хргиан А.Х. Облака и облачная атмосфера: справ. Л.: Гидрометиздат, 1989. 646 с.
4. Мингалев И.В., Федотова Е.А., Орлов К.Г. Влияние оптически толстых слоев на нагрев атмосферы собственным излучением // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. т. 14. № 5. с. 100–108.
5. Нагирнер Д.И. Лекции по теории переноса излучения: учеб. пособие. СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2001. 284 с.
6. Сушкевич Т.А. Математические модели переноса излучения. М.: БИНОМ, Лаборатория знаний, 2006. 661 с.
7. Тимофеев Ю.М., Васильев А.В. Теоретические основы атмосферной оптики. СПб.: Наука, 2003. 474 с.
8. McClatchey R.A., Bolle H.-J., Kondratyev K.Ya. A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation // World Climate Research Programme. International Association For Meteorology And Atmospheric Physics, Radiation Commission. 1986. WCP 112, WMO/TD-No. 24. 60 p.
9. Mlawer E.J., Payne V.H., Moncet J., Delamere J.S., Alvarado M.J., Tobin D.C. Development and recent evaluation of the MT CKD model of continuum absorption // Philosophical Transactions of the Royal Society. 2012. Vol. 370. pp. 2520-2556.