

文章编号:1007-6735(2013)06-0599-04

用一维辐射传递方程计算二氧化碳的辐射强迫

黄晓璜¹, 崔国民¹, 华泽钊¹, 徐家良²

(1. 上海理工大学 能源与动力工程学院, 上海 200093; 2. 上海气象局 上海气候中心, 上海 200030)

摘要: 为得到二氧化碳浓度变化影响下的辐射强迫值,建立了简化的大气层净辐射通量模型. 基于辐射传递方程,这个模型可以计算二氧化碳浓度变化引起的大气层每一层净辐射通量以及辐射强迫值. 与美国大气与环境研究中心(AER)的 RRTM-LW 长波辐射传输模型在同一因素下的计算结果进行比较,得到误差不超过 1%.

关键词: 二氧化碳; 辐射传递; 辐射强迫

中图分类号: TM 344.1

文献标志码: A

Calculation of Simplified Radiative Transfer Equation for Radiative Forcing of Carbon Dioxide

HUANG Xiao-huang¹, CUI Guo-min¹, HUA Ze-zhao¹, XU Jia-liang²

(1. School of Energy and Power Engineering, University of Shanghai for Science and Technology, Shanghai 200093, China;

2. Shanghai Climate Center, Shanghai Meteorological Bureau, Shanghai 200030, China)

Abstract: In order to achieve the radiative forcing caused by the change of carbon dioxide concentration, a simplified net radiation flux model of the atmosphere was established. Based on the radiative transfer equation, the model can calculate the radiative forcing and net radiation flux at each layer of the atmosphere caused by the change of concentration of carbon dioxide. Compared with the RRTM-LW long wave radiative transfer model developed by the American center for atmospheric and environmental research, under the same conditions the error is less than 1%.

Key words: carbon dioxide; radiative transfer; radiative forcing

工业革命百年以来,全球温度平均升高了 $(0.74 \pm 0.18)^\circ\text{C}$, 其产生的根源是由于人类活动造成的温室气体浓度大幅提高的结果. 由于人类生产和社会活动的急剧发展,地球大气中的 H_2O , CO_2 , CH_4 , N_2O , O_3 以及氟氯烃等温室气体的体积分数正

在增加,其中 CO_2 体积分数的增加最为显著. 根据 IPCC 报告,大气 CO_2 体积分数已经从工业革命前 280×10^{-6} 增加到 2009 年的 379×10^{-6} . 因而,需要采取措施去预测主要温室气体 CO_2 体积分数变化对气候变化的影响. 在当前国际上,采用辐射强迫

收稿日期: 2013-01-04

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(51076107);上海市重点学科建设资助项目(S30503)

第一作者: 黄晓璜(1988-),女,硕士研究生.研究方向:辐射传热及强化换热. E-mail: huangxiaohuang@126.com

通讯作者: 崔国民(1969-),男,教授.研究方向:强化传热及高效换热器. E-mail: cgm1226@163.com

RF 来表征温室气体气候效应,提示气候变化的总趋势.当 $RF > 0$ 时,它将加暖地面和对流层,当 $RF < 0$ 时,它将使地面和对流层变冷^[1].在计算 CO_2 引起的辐射强迫方法上,国际上公认并广泛应用的大气辐射模式有 AER 的大气辐射模式, Fu-Liou 模式, MODTRAN5, SBDART, SHDOM 等^[2-7].

上述大气辐射模式考虑了众多气候、气象等复杂因素,计算复杂,笔者通过对一维辐射传递方程的简化,从辐射传热的角度考虑 CO_2 的温室效应,计算并分析每一层净辐射通量及辐射强迫.为验证这种简化的模型在计算上的可靠性,引用美国大气与环境研究中心(AER)的 RRTM-LW 长波辐射传输模型进行比较分析.

1 计算方法

1.1 模型假设

建立用于计算辐射通量的计算模型,基于以下简化假设:

a. 只考虑温室气体 CO_2 体积分数变化的单一

温室效应作用,不考虑其它气体及其它作用;

b. 温室气体发射的辐射强度与方向无关,即为漫辐射;

c. 温室气体主要吸收长波辐射,太阳辐射是短波辐射,因此,忽略温室气体对太阳辐射的吸收作用;

d. 设定辐射通量的计算界面一侧为地面,且只向上辐射能量,假设地表为温度 288.15 K 的黑体.一侧为距离地面 85 km 大气层,只向下辐射能量,界面温度为 188.85 K.

1.2 模型示意图

将环绕地球的大气层视为沿地球径向的一维多层介质,考虑介质对辐射的吸收、发射,不考虑介质的散射.分别计算从地面(0 m 处)到大气层顶(计算高度为 85 km)的每间隔 1 m 的大气层向上和向下的辐射通量,如图 1 所示.其中 S_j 为 j 层大气层距地面的高度(m); ΔS 为各层大气层之间的距离(m); F_j 为第 j 层出发的向上向下的辐射通量;将每一层的向上向下辐射通量求差,可得每一层的净辐射通量.

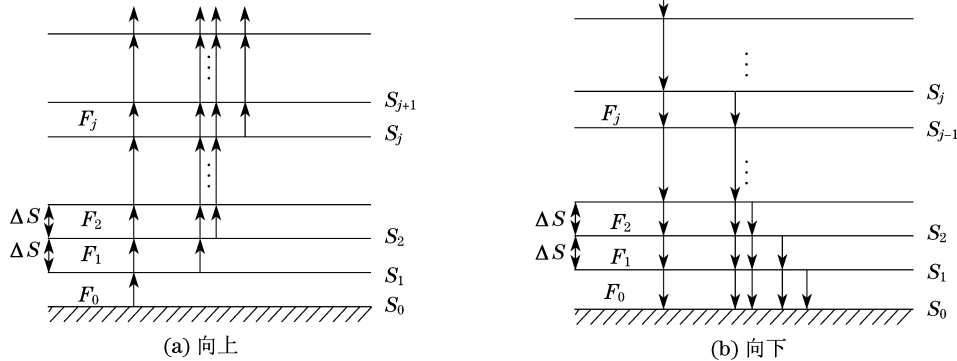


图 1 各大气层辐射通量示意图

Fig.1 Radiation flux of each atmospheric layer

1.3 模型计算方法

在位置 s , 辐射能量传递方向 $\vec{\Omega}$ (即方向 $\vec{s}$) 上, 取一微元体, 其截面为 dA , 长度为 ds , 微元体 $\vec{\Omega}$ 方向的入射光谱辐射强度为 $I_\lambda(s)$, 出射为 $I_\lambda(s) + dI_\lambda(s)$, 则 $\vec{\Omega}$ 方向的光谱能量的变化为 $dI_\lambda(s)$ $dAd\Omega$, $d\Omega$ 表示 $\vec{\Omega}$ 方向的微元立体角. 其辐射传递方程基本形式

$$\frac{dI_\lambda(s)}{ds} = k_{a\lambda} I_{b\lambda}(s) - k_{a\lambda} I_\lambda(s) - k_{s\lambda} I_\lambda(s) + \int_{4\pi} \frac{1}{4\pi} k_{s\lambda} I_\lambda(s, \vec{\Omega}') \varphi_\lambda(\vec{\Omega}', \vec{\Omega}) d\Omega' \quad (1)$$

式中, $I_\lambda(s)$ 为入射光谱辐射强度, $\text{W}/(\text{m}^2 \cdot \text{m})$;

$k_{a\lambda}, k_{s\lambda}$ 为光谱吸收和散射系数, m^{-1} ; $I_{b\lambda}(s)$ 为黑体的光谱辐射强度, $\text{W}/(\text{m}^2 \cdot \text{m})$; $I_\lambda(s, \vec{\Omega}')$ 为在 s 位置、 $\vec{\Omega}'$ 方向入射的投射光谱辐射强度; $\varphi_\lambda(\vec{\Omega}', \vec{\Omega})$ 为 $\vec{\Omega}'$ 与 $\vec{\Omega}$ 的夹角. 方程中有 2 项与散射有关, 一是等号右侧第三项, 由于散射使前进方向的能量衰减; 另一项是最后一项, 由于散射使前进方向的能量增加. 对于沿高度方向的一维辐射, 由于水平方向左右对称, 相互抵消. 当稳态计算时, 散射出去的能量和外部散射进入的能量相互平衡, 因此在求解时可以略去散射项.

因此, 辐射传递方程可简化为

$$\frac{dI_{\lambda}(s)}{ds} = k_{a\lambda}I_{b\lambda}(s) - k_{a\lambda}I_{\lambda}(s) \quad (2)$$

左右两边乘以 ds , 得

$$dI_{\lambda}(s) = \{k_{a\lambda}I_{b\lambda}(s) - k_{a\lambda}I_{\lambda}(s)\}ds$$

采用数值计算中的有限差分代替微分,可转化为

$$\Delta I_{\lambda}(s) = \{k_{a\lambda}I_{b\lambda}(s) - k_{a\lambda}I_{\lambda}(s)\}\Delta s$$

即

$$I_{\lambda j+1}(s) - I_{\lambda j}(s) = \{k_{a\lambda}I_{b\lambda j}(s) - k_{a\lambda}I_{\lambda j}(s)\}\Delta s$$

移项,得

$$I_{\lambda j+1}(s) = (1 - k_{a\lambda}\Delta s)I_{\lambda j}(s) + k_{a\lambda}I_{b\lambda j}(s)\Delta s$$

对波长进行积分,得辐射强度

$$I(s) = \sum_{\lambda=0}^{120} I_{\lambda j}(s) \quad (3)$$

$I(s)$ 表示单位时间内,物体在垂直发射方向的单位面积上,在单位立体角内发射的一切波长的能量,亦可用 $I(\vartheta, \beta)$ 表示,其中, ϑ 为天顶角, β 为圆周角。

各大气层的辐射通量表示为

$$E = I \int_{4\pi} \cos\vartheta d\Omega = I \int_{\vartheta=0}^{\pi/2} \int_{\beta=0}^{2\pi} \cos\vartheta \sin\vartheta d\vartheta d\beta = 2\pi I \quad (4)$$

各大气层的向上辐射通量表示为

$$E_{\uparrow} = I \int_{2\pi} \cos\vartheta d\Omega = I \int_{\vartheta=0}^{\pi/2} \int_{\beta=0}^{2\pi} \cos\vartheta \sin\vartheta d\vartheta d\beta = \pi I \quad (5)$$

各大气层的向下辐射通量表示为

$$E_{\downarrow} = I \int_{2\pi} \cos\vartheta d\Omega = I \int_{\vartheta=0}^{\pi/2} \int_{\beta=0}^{2\pi} \cos\vartheta \sin\vartheta d\vartheta d\beta = \pi I \quad (6)$$

则大气层净辐射通量

$$F = E_{\uparrow} - E_{\downarrow} \quad (7)$$

1.4 计算模型具体实施步骤

地气系统吸收和发射的红外热辐射从地面沿高度方向往上辐射,其波长包括 $0 \sim 120 \mu\text{m}$, 首先对某一波长为 λ 的这部分能量传递进行分析. 这部分能量在传递过程中会受到大气层中的温室气体的吸收、发射的作用,考虑将温室气体分离计算,单独考虑 CO_2 这一温室气体对长波辐射的作用,热辐射从地面传递到大气层顶这一过程后,可得到每一微元层向上发射的能量;同理,可计算从大气层顶的辐射能量传递给地面的过程中的能量分布情况。

现以计算热辐射从地面传递到大气层顶这一过程为例,说明模型计算具体实施步骤。

1.4.1 吸收系数的确定

根据 HITRAN(高分辨率传输分子吸收数据库)

在线数据^[8],可获得在 $101\,325 \text{ Pa}$ 大气压, CO_2 含量为 100% , 任意温度(T)下^[9](见图 2)的对应波长为 $0 \sim 120 \mu\text{m}$, 每间隔 $0.1 \mu\text{m}$ 的光谱吸收系数数组 A . 由 $p = \rho RT$ (其中 R 为气体常数)得某一温度下,有

$$\rho_j / \rho_b = p_j / p_b \quad (8)$$

式中, ρ_j, ρ_b 为第 j 层大气层和标准大气压下 CO_2 的密度, kg/m^3 ; p_j, p_b 为第 j 层大气层(见图 3)和标准大气压下 CO_2 的压强, Pa . 则

$$B/A = \rho_j / \rho_b = p_j / p_b \quad (9)$$

式中, B 是在大气压为 p_j 、 CO_2 含量为 100% 、某一温度下的对应于波长 $0 \sim 120 \mu\text{m}$, 每间隔 $0.1 \mu\text{m}$ 的光谱吸收系数数组, 则

$$B = p_j / p_b A \quad (10)$$

令大气中的 CO_2 体积分数为 φ , 则实际某一温度下的对应于波长 $0 \sim 120 \mu\text{m}$, 每间隔 $0.1 \mu\text{m}$ 的光谱吸收系数数组 C 为

$$C = p_j / p_b A \varphi \quad (11)$$

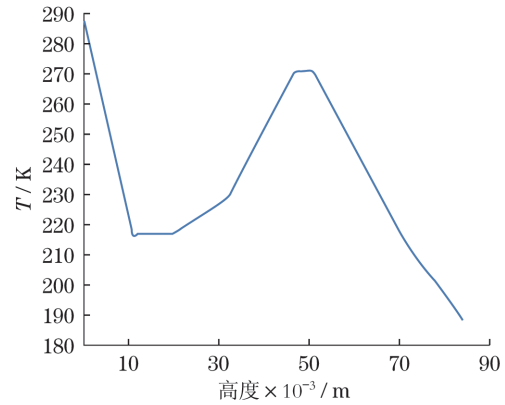


图 2 大气温度随高度的变化

Fig.2 Changes of atmospheric temperature with height

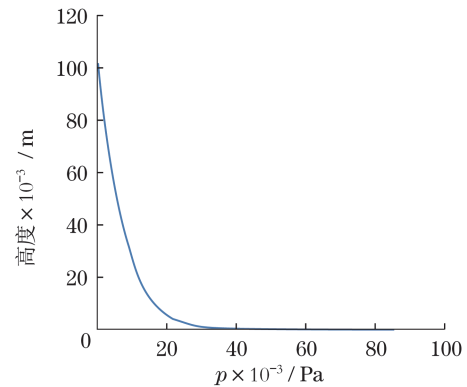


图 3 大气压力随高度的变化

Fig.3 Changes of atmospheric pressure with height

1.4.2 微元间隔的确定

从地面开始到大气层顶,取微元间隔 $\Delta s = 1 \text{ m}$

进行计算,所计算高度为 85 km,对流层顶取大气层 20 000 Pa 处,在大气层距离地面 11 802 m 处,

1.4.3 某一层的光谱辐射强度的确定

光谱辐射强度可据式(3)计算而得,其中, $I_{b\lambda}(s)$ 为 S_j 层气体自身发射的黑体光谱辐射强度

$$I_{b\lambda}(s) = \frac{E_{b\lambda}(s)}{\pi}$$
$$E_{b\lambda}(s) = \frac{c_1 \lambda^{-5}}{e^{c_2/(\lambda T)} - 1}$$
$$I_{b\lambda}(s) = \frac{c_1 \lambda^{-5}}{\pi(e^{c_2/(\lambda T)} - 1)} \quad (12)$$

式中, λ 为气体的某一个波长; T 为 S_j 层大气的温度. S_{j+1} 以下各层到达 S_{j+1} 层时的光谱辐射强度以及自身发射的向上半球空间的光谱辐射强度为

$I_{\lambda j+1}(s)_{\uparrow}$; S_{j+1} 以上各层到达 S_{j+1} 层时的光谱辐射强度以及自身发射的向下半球空间的光谱辐射强度为 $I_{\lambda j+1}(s)_{\downarrow}$,两者之差即为 $(j+1)$ 层的光谱辐射强度.

1.4.4 某一层的净辐射通量的确定

根据式(5)和式(6),可以得到每一大气层的向上向下的辐射通量.净辐射通量可根据式(7)计算得到.对流层顶的净辐射通量即为辐射强迫值.

2 计算结果分析

分别计算工业革命前和现今 CO_2 体积分数下,每一大气层的辐射通量,将计算结果如图 4 所示.由图可知,辐射通量随着高度先下降再微小上升,再微小下降.

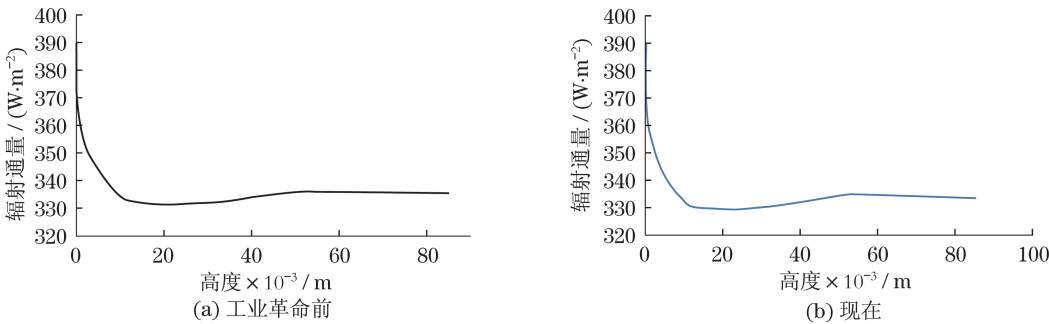


图 4 沿高度方向的辐射通量
Fig.4 Radiation flux along the height direction

辐射强迫定义为对流层顶的由 CO_2 体积分数变化所产生的净辐射通量之差.假定工业革命前 CO_2 体积分数下达到对流层顶的净辐射通量为 F_1 , CO_2 体积分数变化后对流层顶净辐射通量为 F_2 ,则辐射强迫可表示为

$$\Delta F = F_2 - F_1 \quad (13)$$

因此,考虑现今 CO_2 为 390×10^{-6} 的体积分数下与工业革命前的浓度值,可得 $\Delta F = 2.30 \text{ W/m}^2$.

3 计算结果合理性检验

Mlawer 等^[10] 研制的 RRTM(a rapid radiative transfer model)方案就是一个在通量和冷却率计算精度上与逐线模式一致的快速辐射传输模式,它已被广泛地应用于各种大气模式(包括大气环流模式、中尺度模式和单柱模式等)的大气辐射传输研究中.

本文采用 RRTM-LW 长波辐射传输模型,设定计算高度一样,选择只考虑 CO_2 气体的作用,在美国标准大气下,输入设定的 CO_2 体积分数等,将计算结果进行比较,得到两者对流层顶辐射通量结果

如表 1 所示.由表 1 可见,其计算结果存在一定的误差:a.不同吸收系数的处理对 CO_2 辐射特性的计算精度的影响,RRTM-LW 长波辐射传输模型的吸收系数由 LBLRTM 计算得到,本模型采用 HITRAN on the web 数据库,并对其作了一定的处理;b.对辐射传递方程的处理,前者能处理多次散射过程,本模型忽略了散射的作用.

表 1 两种模型对流层顶净辐射通量比较

Tab.1 Comparison of the net radiation fluxes under the two models

对象	工业革命前	当前	某一时期	某一时期的 2 倍
$\varphi / \times 10^{-6}$	280	391	300	600
简化的辐射传递方程模型对流层顶净辐射通量/(W·m ⁻²)	332.90	330.6	332.42	327.58
RRTM-LW 辐射传输模型对流层顶净辐射通量/(W·m ⁻²)	333.48	330.47	332.86	324.99
相差百分比/%	-0.17	-0.03	-0.13	0.80

(下转第 613 页)

有形成适宜的项目管理模式;有效指导项目实施的研发计划不完善;项目的评估体系不健全,审核指标与验收标准不明确,项目监管力度弱;项目实施过程中研发和生产脱节,产品与市场联系不紧密等.针对这些问题,可采取以下的措施加以改善.

a. 通过科研管理体系和激励机制重建,配合积极的人才培养机制,激发各类人才的创新积极性,用管理留住创新人才.组建长效的创新研发工作系统,制定切实可行的具体措施和方法加强过程管理,可改善和实现管理质量提升,有效提高企业的创新效率.

b. 做到开发项目立项报告内容详实可靠,立项决策必须建立在市场与客户信息(市场部)、规划(规划部等)和计划(所有职能部门)、产品性能和技术(研发部、工程部、生产部)、投资预算(资产管理、财务部等)的综合信息分析基础上.落实审核程序职责,形成团队合力,有效防控风险.

c. 任务计划进行结构性分解落实,明确部门角色分配,可保证工程部门进度与管理职能进度同步协调,避免脱节和阻滞,形成良性循环、良性竞争,提高项目团队的工作热情和活力.

d. 以产品开发计划为基础建立相应的评估体系和标准,对项目实施过程各个环节、不同阶段的完成情况组织评估.评估内容应包括:计划实施进度、任务目标完成质量、成本、投入费用的审核与控制等.

e. 探索并选择适合企业特点的研发项目管理模式,实施过程中对子阶段的工作任务进行实时的项目进度、成本控制、质量控制的监督管理.

参考文献:

- [1] 李敏,徐福缘,金瑞龄,等.关于国有企业管理创新的几点研究[J].上海理工大学学报,2000,22(3):229-232.
- [2] 中国项目管理资源网.导致企业新产品开发失败的主要原因有哪些[EB/OL].(2011-04-04)[2013-06-25].http://www.leadge.com/news_list/89269.html.
- [3] 刘莹,张大群,李晓轩.美国联邦科研机构的绩效评估制度及其启示[J].中国科技论坛,2007(9):140-144.
- [4] 汪小金.项目管理方法论[M].北京:人民出版社,2011.
- [5] 赵炎.创新管理[M].北京:北京大学出版社,2012.

(编辑:丁红艺)

(上接第 602 页)

4 结 论

采用辐射传递方程建模进行计算,通过解一维辐射传递方程,计算由于 CO₂ 这一因素对大气层每一层净辐射通量的影响以及 CO₂ 体积分数变化引起的辐射强迫值.这一简化的辐射传递方程模型一方面可以计算任意层的净辐射通量,另一方面可以预测 CO₂ 体积分数变化时,其辐射强迫值.通过与 RRTM 模型结果的比较表明,本文建立的一维辐射传递模型计算方法能够准确、快速地预测各种温室气体的温室效应及其对全球温度的影响.

参考文献:

- [1] 石广玉.大气辐射学[M].北京:科学出版社,2007.
- [2] Clough S A, Shephard M W, Mlawer E J, et al. Atmospheric radiative transfer modeling: a summary of the AER codes [J]. Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer, 2005, 91(2): 233-244.
- [3] Fu Q. Parameterization of radiative processes in vertically nonhomogeneous multiple scattering atmospheres[M]. Logan: University of Utah, 1991.
- [4] Fu Q, Liou K N. On the correlated k-distribution method for radiative transfer in nonhomogeneous atmospheres[J]. J Atmos Sci, 1992, 49: 2139-2156.

- [5] Alexander B, Anderson G P, Acharya P K, et al. MODTRAN5: a reformulated atmospheric band model with auxiliary species and practical multiple scattering options[J]. Proceeding of the SPIE, 2004, 5425: 341-347.
- [6] Ricchiazzi P, Yong S, Gautier C, et al. SBDART: a research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the earth's atmosphere [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 1998, 79(10): 2101-2114.
- [7] Evans K F. The spherical harmonic discrete ordinate method for three-dimensional atmospheric radiative transfer[J]. J Atmos Sci, 1998, 55: 429-446.
- [8] Babikov Y L, Gordon I E, Mikhailenko S N, et al. "HITRAN on the Web"—a new tool for HITRAN spectroscopic data manipulation[C]//ASA-HITRAN Conference, Reims, 2012.
- [9] 美国国家海洋和大气局,国家航空局和美国空军部.标准大气(美国,1976)[S].北京:科学出版社,1982.
- [10] Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated 2K model for the longwave[J]. J Geophys Res, 1997, 102(D14): 16663-16682.

(编辑:金虹)