地形非均匀性对网格区地面长波辐射通量计算的影响*

张耀存[1] 丁裕国[2] 陈 斌[2]

1 南京大学大气科学系，南京，210093

2 南京信息工程大学，南京，210044

摘 要

从理论和数值试验两个方面证明地形的非均匀性（如海拔高度）对网格区地面长波辐射通量的计算有重要影响，海拔高度场的区域平均值及其变差系数是影响网格区地面长波辐射通量的主要因素，仅仅用地表均匀假定下的区域平均参量（如平均海拔高度和平均温度）所计算的网格区地表有效辐射通量值与其真实值之间存在着一定的误差。由于地表有效辐射通量是海拔高度的非线性函数，在特定情况下，其影响相当大，可产生不容忽略的误差。相对而言，海拔高度自身非均匀性对误差的影响远大于地表温度非均匀性项及其混合扰动项所产生的误差。对于不同的地形平均高度，地形非均匀性影响的程度并不相同。平均高度较小时，非均匀性的影响几乎可以忽略，但随着地形平均高度的增加，地形非均匀性的影响程度呈非线性增长趋势。因而，在复杂地形区域，考虑次网格地形的热力作用非常必要。

关键词： 地形非均匀性，海拔高度，地表温度，地面长波辐射。

1 引 言

目前，在数值模式中虽然能较好地描述宏观大尺度地形对大气的机械强迫、动力阻塞、摩擦作用等动力效应以及由于地形范围和海拔高度不同所引起的大尺度热源热汇的空间分布、季节变化及其天气气候效应的差异，但由于水平分辨率较低等原因，次网格地形的作用主要是考虑地形对大气的动力作用[1-5]。作为微观地形因素的局地海拔高度、地形坡度、坡向、地形屏障、遮蔽等参数所形成的次网格地形热力效应在国内外各种类型的天气气候数值模式中尚未较好地考虑。

研究表明，各种地表物理参量的次网格尺度变率几乎对地-气之间的所有通量交换过程（感热、潜热和动量等）都有不同程度的影响。从严格的意义上说，地表的非均匀性首先是地形的非均匀性。在一个网格区内，地形高度以及坡度坡向等地形因素的次网格尺度变率即地形非均匀性对于平均辐射通量的影响也不可低估。近些年来，尽管不少学者对于地表物理参量（如地表温湿度、反照率）的非均匀性及其对区域水热通量或水文过程的影响等问题作过许多研究[6-11]。但关于地形的非均匀性对于辐射过程和地-气通量输送过程的直接与间接影响以及由此而产生的气候模式的种种不确定性，尚未深入细致地探讨。因此，有必要研究地形高度及坡向坡度等地形非均匀性对于辐射通量的影响程度和特征。例如，地表长波辐射对于地形特征的敏感性如何，从理论和数值模拟试验的意义上，论证地形高度连同其他地表物理参量的非均匀性对地表长波辐射通量的影响，将是十分有意义的研究课题。

本文目的在于探讨地形非均匀性和其他地表参量非均匀性对于地表长波辐射通量的综合影响，以便为气候数值模式中如何进一步考虑次网格尺度地形的热力效应及其参数化问题提供可靠的理论依据。

* 初稿时间：2005 年 1 月 23 日；修改稿时间：2005 年 11 月 2 日。
资助课题：国家自然科学基金项目（40275032，40333026）和国家十五科技攻关项目（2001BA607B）。
作者简介：张耀存，男，1963 年生，博士，教授，主要从事区域气候变化分析和数值模拟方面的研究。E-mail：yczhang@nju.edu.cn

2 理论基础

目前所提出的考虑地表非均匀性的陆面过程参数化方案不外乎两类[12]：其一，将一个大尺度网格区细分成若干个具有更高分辨率的次网格元，并假定次网格元为均匀地表。对每一个次网格元计算它们各自的地表通量值，然后采用某种平均方法（如面积权重平均）获得大尺度网格区平均通量值，这就是地表通量的分布式（distributed）计算。这种计算方案虽考虑了地表非均匀性，但计算工作量大。在没有地表区域平均通量值的情况下，可将其计算结果视为“真实值”。例如，所谓 Mosaic 方法即是其中的一种，它对网格区内的通量变率采用“拼图”描述方法，将大尺度模式的网格区细分为若干次网格区，或按不同下垫面（即 Patch）计算其各自的通量，最终求得其平均通量。其二，将地表物理参量水平空间分布的非均匀特征采用某种概率密度函数（简记为 PDF）加以描述，并将其纳入模式方程组内，从而把地表非均匀特征的描述转化为少数统计特征参量的数值表征。最终借助于某种非均匀积分算子表达式来计算非均匀地表的区域平均通量，这就是所谓“统计-动力学”方案。当然，假如不考虑地表的非均匀性，通常把整个大尺度网格区物理参量及其地表通量视为地理空间上分布均一的变量，直接用网格区该物理参量的平均值来计算地表通量（例如使用算术平均值），则所得通量值即为大尺度网格区的平均通量值。这就是通量的块式（lumped）计算方案。可见，块式计算就是假定地表均一，不考虑地表非均匀性的参数化方案。例如计算大尺度网格区地表长波辐射通量时，块式计算将区域温度参数作为均匀分布取其定值，直接用这一温度值求得地表辐射通量值作为格元的辐射通量值，而考虑非均匀性的分布式计算则对不同的次网格元取不同的相应参数值，计算各次网格元上的辐射通量，然后取其均值。显然上述两者结果必有差异。

现假定水平地理空间上任一给定区域（如大尺度网格区）内的某一地点，其某一地表物理参量设为 X，它可表为纬度、经度、海拔高度及时间的函数

$$X = \phi(\varphi, \lambda, h; t) \tag{1}$$

这里，φ, λ, h, t 分别是纬度、经度、海拔高度及时间。严格地说，陆面或地表层中各种物理参量都随上述自变量而变。从宏观上看，这些参量可视为相应空间尺度上的确定性变量；但就更小的空间尺度而言，由于次网格上的自然地理及生态系统的复杂多样性、大气强迫与人类活动的综合影响，地表物理参量在地理空间域上的数值分布可表征为一种（随机变量）连续型函数。因此，任一给定网格区内，给定时刻 t 的每一地理空间坐标点的某一地表物理参量 x，又可简记为

$$x(t) = \bar{x}(t) + x''_t \tag{2}$$

式中 $\bar{x}(t)$ 表示地表物理参量的区域总体均值，而 x''_t 则代表非均匀性所引起的扰动值或偏差值。上式表明，任一格点地表物理参量总可分解为两部分：即水平地理空间区域的总体均值和局地地点对于区域平均的偏差值。假定陆面某一通量可表示为若干个地表物理参量 $x_1, x_2 \cdots x_n$（例如，地表温度、土壤湿度、海拔高度等）的某种函数 $\Psi(x_1, x_2 \cdots x_n)$。则网格区的区域平均通量，按前文所述的分布式计算方法，可写为

$$W_{\mathrm{d}} = \langle \Psi(x_1, x_2 \cdots x_n) \rangle = \frac{1}{m} \sum_j \Psi_j(x_1, x_2 \cdots x_n) \quad j = 1, 2 \cdots m \tag{3}$$

式中，W_{d} 代表某区域平均地表通量，$\langle . \rangle$ 代表求区域平均。对于每一格点的 $\Psi_j(x_1, x_2 \cdots x_n)$，若应用式(2)的关系（略去格点序号）作泰勒展开，并略去二阶以上的高阶项，就可得到近似表达式

$$\begin{aligned} W_{\mathrm{d}} = \langle \Psi(x_1, x_2 \cdots x_n) \rangle \approx \\ W + \widetilde{W} \approx \langle \Psi(\bar{x}_1, x_2 \cdots x_n) \rangle + \\ \langle \frac{1}{2} \left[x''_1 \frac{\partial}{\partial} x_1 + x''_2 \frac{\partial}{\partial x_2} + \cdots + \right. \\ \left. x''_n \frac{\partial}{\partial x_n} \right]^2 \Psi(\bar{x}_1, \bar{x} \cdots \bar{x}_n) \rangle \end{aligned} \tag{4}$$

式(4)表明，用分布式计算的网格区平均通量可视为两部分通量叠加的结果：(1)区域内地表物理参量为均匀分布所计算的区域平均通量项 W（右端第 1 项）；(2)由区域内地表物理参量的次网格尺度非均匀性所引起的附加扰动项 $\widetilde{W}$（右端第 2 项）。由此可见，地表非均匀性所引起的通量计算误差，也就是分布式计算与块式计算之差，可表述为

$$\begin{aligned} \widetilde{W} &\approx W_{\mathrm{d}} - W \\ &= \langle \frac{1}{2} \left[x_1'' \frac{\partial}{\partial x 1} + x_2'' \frac{\partial}{\partial x_2} + \cdots + \right. \\ &\quad \left. x_n'' \frac{\partial}{\partial x_n} \right]^2 \Psi(\bar{x}_1, \bar{x}_2 \cdots \bar{x}_n) \rangle \end{aligned} \tag{5}$$

进一步可写为

$$\widetilde{W} \approx W_{\mathrm{d}} - W = \frac{1}{2}\sum_{j=1}^{n}\frac{\partial^2}{\partial x_j^2}\Psi(\bar{x}_1,\bar{x}_2\cdots\bar{x}_n)S_j^2 + \frac{1}{2}\sum_i\sum_j\frac{\partial^2}{\partial x_i\partial x_j}\Psi(\bar{x}_1,\bar{x}_2\cdots\bar{x}_n)S_{ij} \tag{6}$$

这里，右端的 S_j^2 和 S_{ij} 分别表示各物理参量的次网格方差和各物理参量之间两两协方差。式(6)表明，次网格尺度非均匀性对网格区地表平均通量的影响主要在于非均匀性所引起的附加次网格尺度项。它们实际上又包含着两部分影响：(1) 由各个地表物理参量次网格变率(即方差或变差系数)所引起的误差；(2) 由各个地表物理参量两两非均匀性所引起的协变率即混合扰动偏差。若考虑陆面通量仅受两个物理参量影响的简单情况(例如，地表温度、海拔高度等)，则式(6)还可简化为

$$W_{\mathrm{d}} - W \approx \frac{1}{2}\frac{\partial^2}{\partial x_1^2}\Psi(\bar{x}_1,\bar{x}_2)S_1^2 + \frac{1}{2}\frac{\partial^2}{\partial x_2^2}\Psi(\bar{x}_1,\bar{x}_2){S_2}^2 + \frac{1}{2}\frac{\partial^2\Psi(\bar{x}_1,\bar{x}_2)}{\partial x_1\partial x_2}S_{12} \tag{7}$$

或者写成

$$\frac{W_{\mathrm{d}} - W}{W} \approx \left[(C_{v1}\bar{x}_1)^2\frac{\partial^2\Psi(\bar{x}_1,\bar{x}_2)}{2\partial {x_1}^2} + (C_{v2}\bar{x}_2)^2\frac{\partial^2\Psi(\bar{x}_1,\bar{x}_2)}{2\partial {x_2}^2} + \langle x_1''x_2''\rangle\cdot\frac{\partial^2\Psi(\bar{x}_1,\bar{x}_2)}{2\partial x_1\partial x_2}\right]\Big/\langle\Psi(\bar{x}_1,\bar{x}_2)\rangle \tag{8}$$

式中 C_{v1}，C_{v2} 分别为参量 x_1 和 x_2 的次网格尺度变差系数，它们描述了地表物理参量在区域上分布的离散程度。而协方差 $\langle x_1''x_2''\rangle$ 表征两个地表物理参量非均匀分布可能存在的相关性大小，其物理意义表明了两者的某种混合扰动项所可能产生的偏差。如果两者相互独立，则式(7)或(8)右端第 3 项为零。

3　地表温度非均匀性对长波辐射通量的影响

根据上述一般原理，探讨网格区地表长波辐射通量对地表物理参量非均匀分布的敏感性。在大气环流模式中，常用的地面有效辐射计算方案为

$$R = IR\uparrow - IR\downarrow = \delta\sigma T_{\mathrm{g}}^4 + \delta\sigma T_{\mathrm{a}}^4 \tag{9}$$

式中，$IR\uparrow$ 为地表长波辐射，$IR\downarrow$ 为大气逆辐射，σ 为斯蒂芬-玻尔兹曼常数，一般取，$\sigma = 5.67\times10^{-8}\,\mathrm{J/(s^2\cdot m^2\cdot K^4)}$，$\delta$ 为比辐射系数，T_{g} 为地表温度，T_{a} 为近地层大气温度。

目前，最常用的地表向大气的长波辐射(IR)的计算式可表示为

$$R = IR\uparrow = \delta\sigma {T_{\mathrm{g}}}^4 \tag{10}$$

对于给定的地表类型，比辐射系数 δ 主要为地表土壤水含量的函数。假定地表温度和比辐射系数在地理空间为非均匀分布。根据式(6)和(7)，不难得到

$$\bar{R}_{\mathrm{LD}} - \bar{R}_{\mathrm{L}} = 6\delta\sigma C_{VT\,\mathrm{g}}^2{\bar{T}_{\mathrm{g}}}^2 + 2\sigma\bar{T}_{\mathrm{g}}^3\langle T_{\mathrm{g}}''\delta''\rangle \tag{11}$$

$\bar{R}_{\mathrm{LD}}$，$\bar{R}_{\mathrm{L}}$ 分别为区域平均长波辐射通量的分布式计算值和模式计算值(其余符号与前同)，则区域平均长波辐射通量的相对误差可表示为

$$E = \frac{\bar{R}_{\mathrm{LD}} - \bar{R}_{\mathrm{L}}}{\bar{R}_{\mathrm{L}}} = \frac{6{C_{VT\,\mathrm{g}}}^2}{\bar{T}_{\mathrm{g}}^2} + \frac{2\langle {T_{\mathrm{g}}}'\delta'\rangle}{\bar{\delta}\cdot\bar{T}_{\mathrm{g}}} \tag{12}$$

上式中，右边第 1 项为地表温度的次网格尺度非均匀性所引起的相对误差，它取决于区域温度场变差系数与区域平均温度。第 2 项为地表温度与比辐射系数的非均匀性所引起的混合扰动项。

4　海拔高度与地表温度非均匀性对有效辐射通量的交叉影响

4.1　理论分析

有效辐射随海拔高度的变化受到两个相反因素的影响，一方面主要因大气柱中水汽含量的减少和气温的降低，使到达地面的大气逆辐射急剧减少；而另一方面却因地面温度的降低而减少地面向上放射的长波辐射。地形高度对辐射通量计算的影响，有不同的计算公式，但其量级相当。这里采用对地面有效辐射具有普适性的半经验公式[13]

$$R = IR\uparrow - IR\downarrow = \sigma\delta[T_{\mathrm{g}}^4 - T_{\mathrm{a}}^4(1.035 - 0.295\exp(-0.166\omega))]\cdot(1 - 0.54\exp(0.02z^2)N)0.965\exp(0.18z) \tag{13}$$

式中 R 为净辐射，z 为海拔高度(km)，N 为总云量，其他符号同前。而 ω 又可按下式确定

$$\omega = (0.1045 + 0.1513e_d)\exp(0.06z) \tag{14}$$

其中 e_d 为饱和水汽压。引用式(13)的目的只是为了考察地形高度及其他物理参量(例如地表温度)非均匀性对区域有效辐射计算的影响。若考虑简单情况，例如在晴空条件下($N=0$)，仅考虑海拔高度和地表温度的非均匀性，并且不计水汽压的影响，则式(13)可以简化为

$$R = IR\uparrow - IR\downarrow = \varpi\delta[T_g^4 - T_a^4]0.965\exp(0.18z) \tag{15}$$

利用式(6),(7)的分析结果,对式(15)作泰勒展开,并略去高阶项,取其区域平均,最终可得

$$\bar{R}_d = 0.965\delta\sigma[(\bar{T}_g^4 - \bar{T}_a^4)e^{0.18\bar{z}} + 0.0162\cdot(\bar{T}_g^4 - \bar{T}_a^4)e^{0.18\bar{z}}C_{Vz}^2\bar{z}^2 + 6(\bar{T}_g^4 - \bar{T}_a^4)e^{0.18\bar{z}}\cdot(C_{VT_g}{}^2 - C_{VT_a}{}^2) + 0.36(\bar{T}_g{}^3 - \bar{T}_a{}^3)e^{0.18\bar{z}}\cdot(\langle T_g''z''\rangle - \langle T_a''z''\rangle)] \tag{16}$$

这里,C_{Vz}为区域内次网格尺度海拔高度的变差系数。由上式可见,就地形非均匀性的影响而言,一方面,单点的地面有效辐射随地形高度的增加呈指数增长;另一方面,次网格地形的非均匀分布对于网格区有效辐射值的计算也存在一定影响。就地表温度来说,它的次网格尺度变率的影响叠加在气温变率的影响之上,并与海拔高度及其非均匀性的影响交叉混合成复杂的非线性函数关系。为了更清楚地描述这些非均匀性对网格区有效辐射计算的影响,进一步仿式(8),用相对误差式表示为

$$E = \frac{\bar{R}_d - \bar{R}}{\bar{R}} \times 100\% \tag{17}$$

其中

$$\bar{R} = 0.965\delta\sigma(\bar{T}_g{}^4 - \bar{T}_a{}^4)e^{0.18\bar{z}} \tag{18}$$

于是有

$$E = [0.0162C_{Vz}^2\bar{z}^2 + 6(C_{VT_g}^2 - C_{VT_a}^2) + 0.36(\bar{T}_g^3 - \bar{T}_a^3)(\langle T_g''z''\rangle - \langle T_a''z''\rangle)\cdot(\bar{T}_g{}^4 - \bar{T}_a{}^4)^{-1}]\times 100\% \tag{19}$$

为叙述方便,将上式右端,简记为

$$E = R_H + R_T + R_{HT} \tag{20}$$

上式表明,在区域内,若考虑次网格尺度非均匀性的(平均有效辐射)真实值,则均匀性假定下所计算的平均有效辐射的相对误差往往是由下列3种地表物理参量的综合影响迭加而成:(1)区域平均海拔高度;(2)区域内次网格尺度地表温度和气温各自的变差系数(实际主要是地表温度的空间变率);(3)温度与海拔高度的协变率及其平均温度水平分布的相对影响。换言之,假如不考虑地形的非均匀性而简单地处理为均一网格区的区域有效辐射平均通量,所产生的虚假计算值与真实值的相对误差,就如式(19)和(20)右端所示:它们依次为:(1)地形高度非均匀性所引起的扰动项(R_H);(2)地表温度非均匀性所引起的扰动项(R_T);(3)地形高度与温度非均匀性相互作用引起的混合扰动相关项(R_{HT})。显然,若假定区域内的地表温度为均匀分布,即处处为常值,则上式的右边第2,3项即可略去,在此特殊情况下,式(19)还可简化为

$$E = 1.62C_{Vz}^2\bar{z}^2 \tag{21}$$

这就表明,在不考虑地表温度分布非均匀性的前提下,相对误差E仅仅只是海拔平均高度与地形非均匀性(由于海拔高度地理分布不均)所产生的变差系数之函数。

4.2 地形非均匀性的影响特征

实际上,式(22)各项的相对大小或贡献并不一定相同,有可能相差几个量级。在实际计算中有的小项就可忽略,从而简化计算。为了分析式(22)中各项相对贡献大小,我们以一些典型实际地形及其温度场的分布特征考察其规律性。

4.2.1 地形高度场的分布特征

选用有代表性的高分辨率地形高度场资料(区域为22°—40°N,75°—102°E,地形分辨率为5′×5′)。该区包括整个青藏高原、中国大部分地区、西西伯利亚平原以及印度平原一部分,为全球地形最为复杂、地形起伏变化最大的区域之一。图1为该区域的海拔高度场地形分布(分辨率为5′×5′),从图中可以看到,该区域地形海拔高度变化较大。

将整个区域按不同的分辨率划分成1°×1°,2°×2°和4°×4°共3种网格尺度类型,由高分辨率(5′×5′,代表次网格)地形高度资料计算每种网格尺度地形高度场的变差系数,图2分别给出了1°×1°,2°×2°和4°×4°共3种网格尺度地形高度场变差系数分布。

计算结果表明,地形高度场变差系数的分布和地形的变化相吻合,在地形变化较大的地区其变差系数相应也较大,如平原和山地、高原的过渡区域。低分辨率的网格划分方法可能会掩盖高分辨率的更精细区域地形特征,使得所计算的局地变差系数存在差异,但是它们和地形高度场的分布是分不开的。比较图2a—2c可知,海拔高度场的整体地形变差系数分布相当一致。根据现有资料我们计算了全球地形高度场的变差系数分布,其取值范围为0.0—1.3。最大值在青藏高原南坡为1.3。

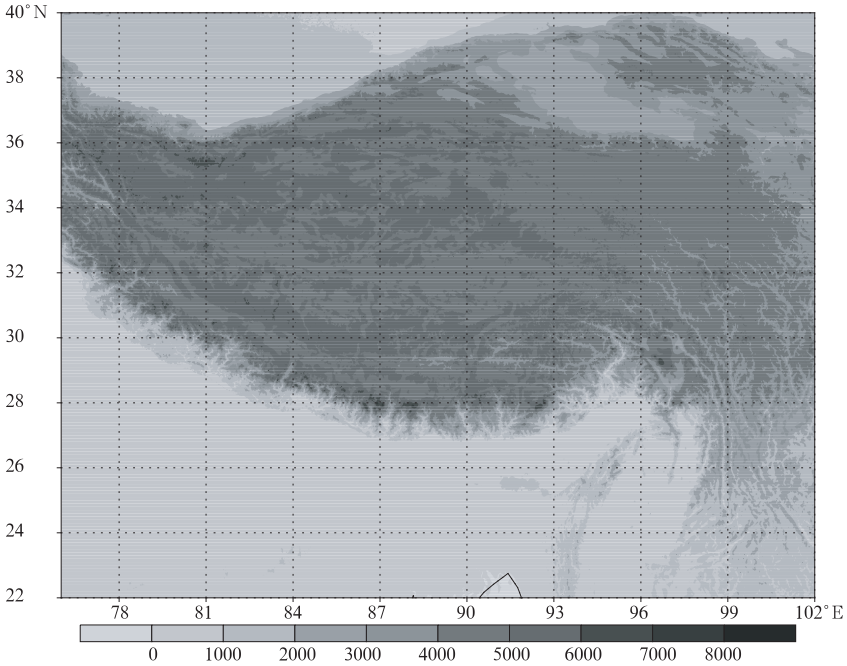


图 1　地形高度分布(单位：m)

Fig. 1　The distribution of the topographic elevation (unit: m)

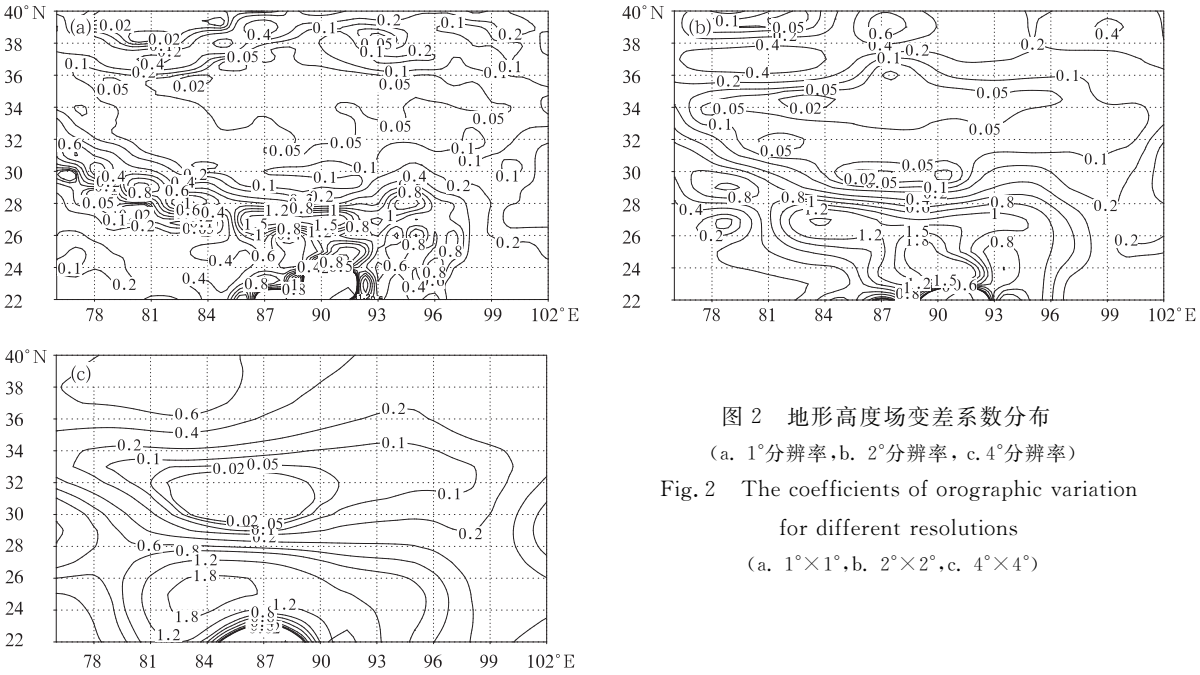


图 2　地形高度场变差系数分布

(a. 1°分辨率，b. 2°分辨率，c. 4°分辨率)

Fig. 2　The coefficients of orographic variation for different resolutions

(a. 1°×1°，b. 2°×2°，c. 4°×4°)

图 3 给出了式(22)中第 1 项 R_H 的相对贡献(%)随地形平均高度和区域变差系数的变化。由图可见，地形高度的次网格尺度非均匀性对于计算偏差的影响是不可低估的，尤其是当区域地形高度场的变差系数很大时(数值约为 1.0)，若区域平均海拔高度较大，其对第 1 项 R_H 的相对贡献(%)的影响也大。

例如，地形平均高度为 5.0 km 的区域，其变差系数达到 1.4 时，R_H 值可达 43.8%。此时地形高度非均匀性引起的计算偏差很大，不可忽略。不过，

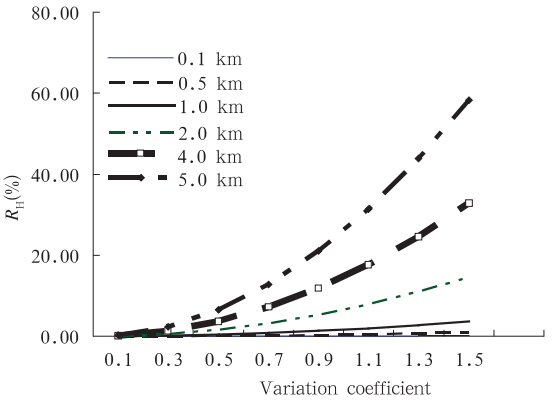


图3 R_H 项随平均海拔高度和区域变差系数的变化

Fig. 3 The change of R_H with mean elevation and coefficient of variation over a region

也应该看到地形高度的非均匀性所引起的地形偏差主要受地形平均高度的制约，在地形平均高度为1.0 km，变差系数达到1.4时，R_H 值才刚刚达到2.73%，但随着平均高度的增长其影响程度将愈来愈大。

4.2.2 地形引起的地表温度场的分布特征

地表温度和空气温度的高低主要取决于该地区所处纬度、地形等因素。对于典型的气候模式网格区而言，其大小约为几百平方公里，在这样的区域内，地理纬度的影响很小。地表温度和空气温度的变化主要受地形等小气候效应的制约。地表温度的变化范围一般不超过10 K，空气温度的变化则更小。为了在数值上做一个粗略的验证，假设在理想情况下，地表温度只是海拔高度的函数，温度直减率为每上升1 km下降6.5 ℃，即有

$$T_{gi} = \overline{T} - 6.5 \times (z_i - \overline{z}) \tag{22}$$

若设地表区域平均温度 $\overline{T}=290$ K，则由地形高度场资料可以产生相应的温度场，求得温度场变差系数，图4给出了对应于次区域分辨率为2°×2°的温度场变差系数。由图可见，区域地表温度变差系数的分布和地形高度的变差系数分布较一致，计算的最大值为0.025，地形相对平坦区一般为0.05左右，这和用遥感资料反演的地表温度场的特征基本吻合。即使假定温度随海拔高度变化达到10 ℃/km，求得的最大变差系数仅为0.045(图略)。由以上分析和式(22)的描述可知，地面温度场的变差系数一般很小，一般情况下温度的次网格非均匀性所产生的扰动项误差贡献的量级也很小(约为 10^{-2})，可以略去不计。

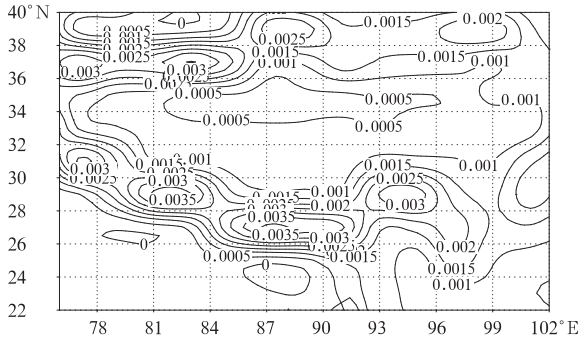


图4 温度场变差系数分布

Fig. 4 The variation coefficient of the surface temperature for 2° resolution topography

4.2.3 对混合扰动项(R_{HT})的定性分析

由式(19)和(20)，R_{HT} 可写为

$$R_{HT} = \frac{0.36(\overline{T}_g^3 - \overline{T}_a^3)(\langle T_g''z''\rangle - \langle T_a''z''\rangle)}{\overline{T}_g^4 - T_a^4} \times 100\% \tag{23}$$

如前所述，空气温度在一个大小为几百平方公里的模式网格区内变化很小，为简单起见，不仿假定空气温度为常值，于是，上式可简化为

$$R_{HT} = \frac{0.36\langle T_g''z''\rangle}{\overline{T}_g} \times 100\% \tag{24}$$

若取最大情形，$T_g''<10$ K，$z''<2$ km，$\overline{T}_g$ 取290 K，显然，即使这样，其计算得到的 R_{HT} 对误差 E 的影响也很小。可见，R_H，R_T 与 R_{HT} 大小量级不同，且量级的相对大小取决于实际地形状况，一般来说应有 $R_H>R_{HT}>R_T$。从以上分析可知地形高度的次网格尺度非均匀性对网格区有效辐射的影响主要取决于式(19)或式(20)中的第1项。

5 数值模拟试验

为了验证理论分析结果，假定某大尺度模式网格区内不同地形的各个次网格区相互独立，且忽略水平方向的各种作用过程，则该区域有效辐射通量可以表示为

$$\overline{R}_d = \sum_{i=1}^{n} A_i S_i \Big/ \sum_{i=1}^{n} S_i \tag{25}$$

n 表示划分的地形高度区的数目；A_i 是区域中第 i 种次网格地形区的平均有效辐射通量，S_i 是区域中第 i 种次网格地形区(下垫面)所占有的面积；$\overline{R}_d$ 是区域内各种次网格地形区(下垫面)的总体平均有效辐射通量，它实为考虑地形非均匀性的区域平均通量，如果次网格划分得足够细，可以认为 $\overline{R}_d$ 等价于区域“真实值”。

5.1　试验设计

考察多个区域的地形海拔高度资料表明，由地形海拔高度的水平空间分布所拟合的频数分布基本上符合 Gamma 分布模型（图 5 为青藏高原区域的地形频数分布）。因此，给定均值和方差，即可由 Gamma 分布模型得到相应的海拔高度及其对应的面积。

根据 Gamma 分布概率密度函数[14]

$$f(x)=\frac{|\beta|}{\Gamma(\alpha)}[\beta(x-a_0)]^{\alpha-1}\mathrm{e}^{-\beta(x-a_0)} \tag{26}$$

式中，α（恒大于零）、β 及 a_0 分别为形状、尺度及位置参数。由于均值 μ、变差系数 C_{VZ}（或标准差 S_Z）、偏态系数 C_{SZ} 与上述参数的关系为[14]

$$\alpha=\frac{4}{C_{SZ}^2} \tag{27}$$

$$\beta=\frac{2}{S_Z C_{SZ}} \tag{28}$$

$$a_0=\mu\left(1-\frac{2C_{VZ}}{C_{SZ}}\right) \tag{29}$$

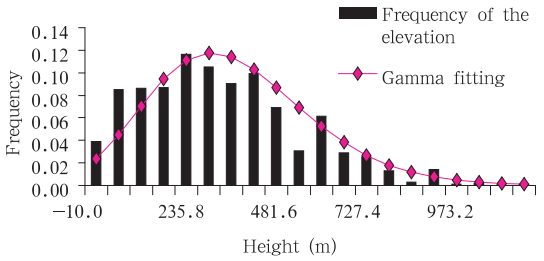
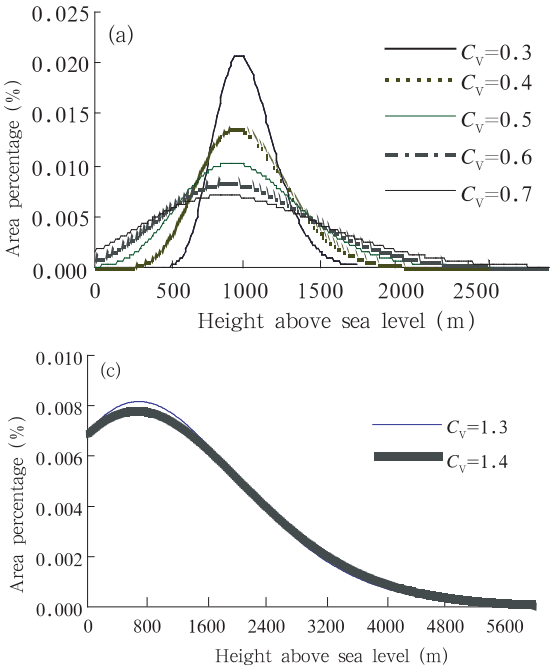


图 5　青藏高原区地形高度的频数分布拟合

Fig. 5　The fitted frequency distribution of the topographic elevations over Qinghai-Xizang Plateau

根据上述关系，若取定偏态系数（如取 $C_{SZ}=0.5$），并分别取平均海拔高度为 0.1，0.5，1.0，2.0，4.0，5.0 km 等 6 种情况，而相应海拔高度场的变差系数从 0.2 逐渐增加到 1.5（间隔 0.1）共 14 种类型，则可利用上述 Γ 分布模式模拟计算各区域（共有区域总数为 14×6＝84 个）次网格点的海拔高度，从而得到各次网格区域模拟的地形高度场。图 6 即是由各个模拟网格区海拔高度场得到的平均高度为 1.0 km 的 13 种不同变差系数的地形高度场频数分布。



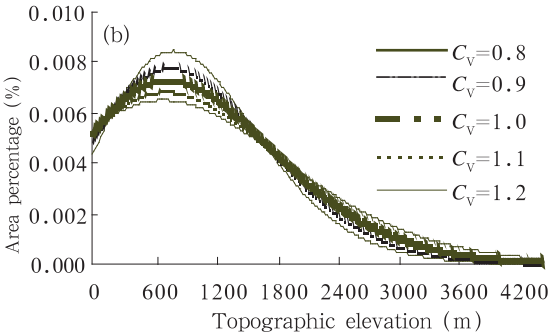


图 6　不同变差系数的地形高度场频数分布

（a. 1°分辨率，b. 2°分辨率，c. 4°分辨率）

Fig. 6　The fitted frequency distribution of topographic elevation corresponding to different coefficients of variation（a. 1°×1°，b. 2°×2°，c. 4°×4°）

5.2　模拟计算及结果分析

根据所模拟的高度场即可由式（24）近似得到相应的地表温度场（由于气温的空间变化较小，忽略不计）。在此基础上，结合对式（22）的分析结果，对各个模拟区分别取式（20）右端前两项计算区域平均有效辐射‘真实值’$\bar{R}_d$ 和考虑均匀分布假定下由区域平均高度和温度所计算的有效辐射值 $\bar{R}$。

图 7 为模拟计算的绝对误差百分比值随不同地形高度变差系数和平均高度的变化，由图可见，它与图6十分相似。模拟计算表明，当次网格非均

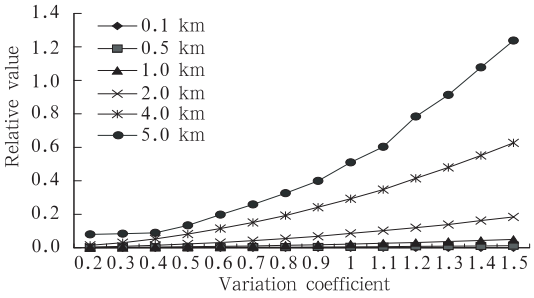


图7 误差百分比随不同高度变差系数及平均高度的变化

Fig. 7 Error changes with different variation coefficient of topographic elevation and mean topographic elevation

匀地形高度的变差系数达到1.4,平均高度为5.0 km时,非均匀性引起的区域平均通量计算结果的相对误差百分比约为40%。

表1给出了地形平均高度为3.0 km、平均温度为280 K时,地形(R_H)和地表温度(R_T)及其混合作用(R_{HT})各项所产生的影响量级之相对大小(其中平均项大小设为100)。由表可见,地形非均匀性对地面长波辐射通量的影响,主要是海拔高度非均匀性 R_H 所引起。温度和地形的混合偏差相关项 R_{HT} 相对较小,约为前者的1/5。而温度非均匀性自身 R_T 的影响更小,约为 R_H 项的1/14。

表1 R_H,R_T 与 R_{HT} 项的相对大小比较(%)

Table 1 The relative contribution of R_H, R_T and R_{HT} to the surface infrared radiation (%)

C_V	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0	1.1	1.2	1.3	1.4
R_H	1.78	3.18	4.96	7.14	9.72	12.7	16.0	19.8	24.0	28.5	33.5	38.9
R_T	0.13	0.25	0.35	0.51	0.69	0.90	1.14	1.40	1.70	2.03	2.38	2.76
R_{HT}	0.35	0.623	0.97	1.40	1.91	2.49	3.16	3.90	4.71	5.61	6.59	7.68

6 小结和讨论

(1) 借助于理论论证和模拟试验表明,次网格尺度地形高度与地表温度的非均匀性对网格区地表有效辐射通量具有综合影响,仅仅用地表均匀假定下的区域平均参量(如平均海拔高度和平均温度)所计算的网格区地表有效辐射通量值与其真实值之间存在着一定的误差。由于地表有效辐射通量是海拔高度的非线性函数,在特定情况下,其影响相当大,可产生不容忽略的误差。

(2) 不同假设条件下,非均匀地表所产生的次网格尺度扰动项有所不同。海拔高度的非均匀性、地表温度的非均匀性以及温度与高度非均匀性的交互作用都可对计算结果的误差有贡献,但其量级并不相同,海拔高度自身非均匀性对误差的影响远大于地表温度非均匀性项及其混合扰动项所产生的误差。

(3)平均海拔高度对计算偏差起了决定性作用。对不同的地形平均高度而言,地形非均匀性影响的程度并不相同。平均高度较小时,非均匀性的影响几乎可以忽略,但随着地形平均高度的增加,地形非均匀性的影响程度呈非线性增长趋势。

上述分析结果表明,如在平原地区,由于其平均海拔高度及其变差系数都较小,用网格区的平均高度和平均地表温度所计算的地表长波辐射通量和实际值的误差可以忽略不计,然而,对于平均海拔高度及其变差系数相对较大的山区,计算误差可能很大,应当在大气数值模式设计中给予充分考虑。尽管上述结论对于完善气候数值模式有重要参考价值,但本文的研究仅仅是初步的。除了地形高度以外的其他地形因子如坡度坡向对于辐射通量的影响,还需进一步探讨。为了更加完善气候数值模式,完整地考虑次网格尺度地形的各种因子对辐射通量参数化问题的影响,并逐一检测其相对贡献都很有必要。

参考文献

[1] Wallace J M, Tibaldi S, Simmons A J. Reduction of systematic forecast errors in the ECMWF model through the introduction of an envelope orography. Q J R Meteor Soc, 1983, 109:683-718

[2] Li Long, Zhu Baozhen. The modified envelope orography and the air flow over and around mountains. Adv Atmos Sci, 1990, 7:249-260

[3] Qian Yongfu, Dong Liang. Effects of the envelope degree of orography on the simulated climate properties. Acta Meteor Sinica, 1995, 9:302-312

[4] Palmer T N, Shutts G J, Swinbank R. Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization. Q J R Meteor Soc, 1986, 112: 1001-1039

[5] McFarlane N A, Girard C, Shantz D W. Reduction of systematic errors in NWP and general circulation models by parameterized

gravity wave drag. J Meteor Soc Japan,1987,65 (suppl) :713-728

[6] 刘晶淼,周秀骥,余锦华等.非均匀地表条件下区域蒸发散通量计算方法的研究.应用气象学报,2002,13(3):288-298
Liu Jingmiao, Zhou Xiuji, Yu Jinhua, et al. Estimates of regional evapotranspiration in various surfaces. J Appl Meteor Sci(in Chinese), 2002,13(3):288-298

[7] 刘晶淼,丁裕国,周秀骥等.地表非均匀性对区域平均水分通量参数化的影响.气象学报, 2003,61(6):712-717
Liu Jingmiao, Ding Yuguo, Zhou Xiuji, et al. The influence of land surface heterogeneity on parameterization of regional mean water vapor flux. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 2003,61(6):712-717

[8] Seth A, Giorgi F, Dickinson R E. Simulating fluxes from heterogeneous land surfaces: Explicit subgrid method employing the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS). J Geophys Res, 1994,99:18561-18667

[9] Giorgi F. An approach for the representation of surface heterogeneity in land surface models. Part I: Theoretical framework. Mon Wea Rev,1997, 125: 1885-1899

[10] Giorgi F, Avissar R. Representation of heterogeneity effects in earth system modeling: Experience from land surface modeling. Rev Geophys, 1997,35: 413-438

[11] Giorgi F, Francisco R, Pal J. Effects of a subgrid-scale topography and land use scheme on the simulation of surface climate and hydrology, Part I: Effects of temperature and water vapor disaggregation. J Hydrometeor, 2003, 4: 317-333

[12] Hu Z, Islam S. Effect of spatial variability on the scaling of land surface parameterization. Boundary-Layer Meteor, 1997,83:441-446

[13] 翁笃鸣,高建芸. 青藏高原地表净辐射的气候研究.南京气象学院学报,1993,16(4):464-470
Weng Duming, Gao Jianyun. Climatic research of pure radiation of surface over Qingzang Plateau. J Nanjing Institute of Meteor (in Chinese), 1993,16(4):464-470

[14] 么枕生,丁裕国. 气候统计.北京:气象出版社,1990, 278-279
Yao Zhensheng, Ding Yuguo. Climate Statistics. Beijing: China Meteorological Press, 1990:278-279

THE INFLUENCE OF OROGRAPHIC HETEROGENEITY ON PARAMETERIZATION OF REGIONAL MEAN LONG-WAVE RADIATION FLUX

Zhang Yaocun[1]　Ding Yuguo[2]　Chen Bin[2]

1 *Department of Atmospheric Sciences*, *Nanjing University*, *Nanjing* 210093

2 *Nanjing University of Information Science and Technology*, *Nanjing* 210044

Abstract

It is theoretically demonstrated that the influences of terrain height and orographic heterogeneity are important on the flux of surface long wave radiation over a large scale grid area. The results of numerical experiments show that mean terrain height and orographic relative standard deviation over a large scale grid area are two important factors which have influence on the mean flux of surface long wave radiation. Over a complicated topography region, because of the nonlinear increment of the relative standard deviation of topographic elevation with mean terrain height, the mean value of surface long wave radiation flux has a nonlinear increment by the dual-effects. But, the influences of orographic heterogeneity on surface long wave radiation are larger in comparison with the heterogeneity of surface temperature although the latter also has an evident impact on surface long wave radiation flux. It was proved under the homogeneous supposition that there are three parts of the relative errors in calculating the effective radiation flux over a complex orographic region i. e. (1) the deviation of topographic heterogeneity from terrain height; (2) the deviation from surface temperature heterogeneity; (3) the mixed deviations produced by orographic heterogeneity and surface temperature heterogeneity. The first error is larger, which sometimes reaches 40% in the mean effective radiation flux calculated over a heterogeneous topography region. On the other hand, the second error, which is the mixed deviations between the terrain height heterogeneity and surface temperature heterogeneity, is much smaller. Thus, when the effective radiation flux is calculated over a large scale grid area which has a complex topography, the influences of orographic heterogeneity should be considered in the climate model, and the surface temperature heterogeneity effects may be omitted.

Key words: Topographic heterogeneity, Terrain height, Surface temperature, Surface long wave radiation.