森林下垫面大气环境多尺度模拟研究

严超^{1,2}, 苗世光^{1*}, 刘郁珏¹, 崔桂香³

1. 北京城市气象研究院, 北京 100089;

2. 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029;

3. 清华大学工程力学系, 北京 100084

* 通讯作者, E-mail: sgmiao@ium.cn

收稿日期: 2019-03-02; 收修改稿日期: 2019-09-30; 接受日期: 2019-10-17; 网络版发表日期: 2020-02-28

北京市自然科学基金项目(编号: 8184074)、国家自然科学基金项目(批准号: 41705006、41805011)和青年北京学者计划项目资助

摘要 植被是重要的城市地表覆盖类型之一, 它通过蒸散降温和阻挡强冷空气, 对城市风温湿大气微环境和污染物扩散特征会产生显著影响. 准确预测植被环境流动和标量输运特性, 理解植被与大气之间湍流交换过程, 对城市环境改善具有重要意义. 文章建立和发展了适用于森林植被环境湍流流动和标量场演化仿真计算的大涡模拟方法, 将中尺度气象预报模式与微尺度精细大涡模拟方法耦合, 利用地表能量平衡关系考虑大气辐射等多物理过程, 研究了典型天气条件下复杂森林下垫面大气流动问题. 通过考察不同大气稳定度条件下森林植被环境流动发现, 在不稳定和稳定大气情况, 浮力分别起到增强和抑制大气湍流混合作用, 风切变也相应减小和增加. 在北京奥林匹克森林公园的多尺度模拟试验中, 通过与外场观测结果比较, 文章验证了耦合模型可以较好地模拟城市复杂地表上空风速、温度和相对湿度的日变化. 尤其是对于风场的模拟, 耦合方案明显优于传统中尺度数值模拟, 这主要是由于耦合方案既考虑了外部中尺度流动的影响, 又通过降尺度方法可以精细分辨城市非均匀地表粗糙元分布, 从而较为精确的复现了城市粗糙子层内复杂大气流动和湍流通量输运.

关键词 城市森林环境, 植被湍流, 大涡模拟, 多尺度模拟

1 引言

城市地表覆盖和土地利用类型的改变, 将引起地表热量平衡关系的变化, 进而对城市环境产生影响(蒋维楣等, 2010; Arya, 2001), 例如“城市热岛”效应, 即城市地区气温明显高于郊区. 城市绿地和土壤区域可以显著减小城市地表不可穿透面积, 增加降雨的渗透和蒸散, 从而能有效改善城市风温湿等微气候特征(Bonan, 2016). 因此, 理解植被下垫面与大气之间相互作用,

揭示其中湍流通量交换过程, 对于预测和改善城市大气环境具有重要意义(季劲钧和苗曼倩, 1994; 刘树华等, 2004).

植被是城市环境中重要的热和水汽等标量源/汇, 其分布形式与植被类型(草、灌木和树木等)有关, 难以被准确描述. 在晴朗天气条件下, 植被吸收太阳辐射并与周围环境进行动量、感热和潜热通量交换, 从而直接影响大气边界层内湍流流动演化(尹协远, 1991), 但现有对植被大气环境的研究大多在中性大气

中文引用格式: 严超, 苗世光, 刘郁珏, 崔桂香. 2020. 森林下垫面大气环境多尺度模拟研究. 中国科学: 地球科学, 50: 775–792, doi: [10.1360/SSTe-2019-0039](https://doi.org/10.1360/SSTe-2019-0039)
英文引用格式: Yan C, Miao S, Liu Y, Cui G. 2020. Multiscale modeling of the atmospheric environment over a forest canopy. Science China Earth Sciences, 63: 875–890, <https://doi.org/10.1007/s11430-019-9525-6>

条件下进行, 对植被环境热力特性的研究较少. 在外场观测实验方面, Shaw等(1988)在加拿大安大略省一片落叶林区进行了湍流测量, 他们发现植被冠层阻力系数与植被分布密度关系不大, 但随着大气稳定性增加, 阻力系数显著减小, 冠层内湍流输运效率降低. Gao等(1989)在同一片森林中测量了边界层不同高度处温度和湿度脉动时间序列. 他们发现流动的上抛和下扫事件主导着标量的湍流输运. 在森林植被冠层附近, 上抛事件将潮湿热空气向冠层外输运, 而下扫事件则将干燥冷空气向冠层内输运. Kruijt等(2000)通过分析亚马孙热带雨林地区的湍流统计量测量结果发现, 由于树木冠层葱郁, 外部高速流体下扫运动减弱, 冠层内外湍流通量输运降低, 这主要是因为冠层树叶吸收了大部分太阳辐射, 致使冠层底部周围大气处于稳定分层状态. Villani等(2003)根据阔叶林的观测结果发现, 冠层内湍流统计量几乎不随大气稳定性变化. Launiai-nen等(2007)在芬兰赫尔辛基大学的一片松树林中测量了粗糙子层在四类不同大气稳定度条件下气象物理量的变化, 并探讨了大气稳定度对平均流动和湍流统计量的影响. 结果显示, 随着大气稳定度增加, 湍流长度尺度受到限制, 湍流运动和湍流强度减弱. Su等(2008)在美国密歇根大学一片阔叶林的观测实验中得到了类似结论, 即在稳定大气条件下, 雷诺应力和湍流强度在植被冠层内衰减更快. Wang等(2014)根据高塔测量数据研究了北京城区温度和水汽的湍流输运特征. 象限分析结果显示在大气非稳定状态下, 热量的湍流输运效率要明显高于水汽输运效率. Arnqvist等(2015)利用高塔测量数据研究了六种不同大气稳定度状态下瑞典东南沿海内陆一片松树林区域内大气流动, 探讨了莫宁-奥布霍夫(M-O)相似理论的适用性. 在森林植被冠层及粗糙子层内, 由于地表的非均匀性, 确定湍流通量输运关系的M-O相似理论也不再适用.

外场或风洞实验测量往往局限于有限的空间位置, 无法给出详细的三维空间信息. 随着计算机资源的迅速发展, 采用数值方法研究复杂城市环境流动越来越受到重视, 并取得了大量研究成果. 常用的数值模拟方法分为三类: 直接数值模拟(DNS)、大涡模拟(LES)和雷诺平均方法(RANS). 其中, 大涡模拟是研究城市边界层和复杂地形环境流动的有效方法(刘郁珏等, 2018; 李海锋等, 2015; Stoesser等, 2009). 大涡模拟方法仅分辨大尺度结构, 对具有各向同性的小尺度结

构建立亚格子模式, 相对于雷诺平均方法具有更好的普适性, 并能分辨边界层中的精细结构; 而相对于直接数值模拟则可以极大程度的减小计算量(蒋维楣和苗世光, 2004).

Dwyer等(1997)、Shen和Leclerc(1997)以及Nebenführ和Davidson(2015)采用LES方法研究了不同大气稳定度条件下水平均匀植被模型大气流动的湍动能收支平衡关系. Nebenführ和Davidson(2015)研究发现, 在稳定分层大气条件下, 压力输运项是冠层内部湍动能输运的主要源项. Bohrer等(2009)采用基于区域大气模式的森林大涡模拟方法考察森林植被分布非均匀性对森林和大气之间物理输运过程的影响. 结果表明这种小尺度非均匀性直接影响流场较大尺度范围的上抛、下扫事件的空间分布. 但在他们的模拟中, 森林与大气之间的感热通量和潜热通量交换是通过给定冠层内部的热源分布来实现, 这种简化模型能够更加方便的研究植被环境的动力和热力耦合特性, 但森林植被冠层热通量分布在水平及时间维度方向均不考虑其变化的假设与实际情况存在一定偏差.

模拟实际城市环境需要综合考虑发生于其中的各物理过程, 尤其是实际城市的植被、土壤和建筑对环境感热通量和潜热通量的能量分配作用(Tjernström, 1989). 然而, 数值模拟植被大气环境流动大多局限于理想初边值条件下进行, 不考虑天气尺度气象条件的影响, 这很难反映具体城市边界层内的流动特征(Moeng等, 2007). 基于以上对植被中湍流研究现状的认识, 本文将中尺度天气研究和预报模式WRF(Weather Research and Forecasting)与LES相耦合, 发展了适用于研究实际城市植被环境辐射、感潜热交换等大气多物理过程的多尺度耦合模拟方法, 以北京奥林匹克森林公园地区为对象, 研究三维非均匀植被下垫面湍流流动和标量扩散特性.

2 森林植被环境流动的大涡模拟方法

2.1 大涡模拟控制方程

森林植被周围环境的流动和传热过程遵循质量守恒、动量守恒和能量守恒等基本物理定律. 本文研究森林植被环境大气流动, 采用不可压缩牛顿流体模型和Boussinesq假设, 即仅考虑温差引起的密度变化. 流动控制方程为低通滤波过滤后的不可压缩连续方程、

Navier-Stokes(N-S)方程、位温和水汽平流扩散方程:

$$\partial \tilde{u}_i / \partial x_i = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \tilde{u}_i}{\partial t} + \frac{\partial \tilde{u}_i \tilde{u}_j}{\partial x_j} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tilde{p}}{\partial x_i} + \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} + \nu \frac{\partial^2 \tilde{u}_i}{\partial x_j \partial x_j} + g \tilde{\theta} \delta_{i3} + F_i, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \tilde{\theta}}{\partial t} + \frac{\partial (\tilde{u}_i \tilde{\theta})}{\partial x_i} = \frac{\partial \tau_{\theta i}}{\partial x_i} + \frac{\nu}{Pr} \frac{\partial^2 \tilde{\theta}}{\partial x_j \partial x_j} + S_\theta, \quad (3)$$

$$\frac{\partial \tilde{q}}{\partial t} + \frac{\partial (\tilde{u}_i \tilde{q})}{\partial x_i} = \frac{\partial \tau_{qi}}{\partial x_i} + \frac{\nu}{Sc} \frac{\partial^2 \tilde{q}}{\partial x_j \partial x_j} + S_q, \quad (4)$$

式中, 带上标“~”的变量表示过滤后可解尺度分量, $x_i (x_1 = x, x_2 = y, x_3 = z)$ 分别表示流向、展向和垂直方向, $\tilde{u}_i (\tilde{u}_1 = u, \tilde{u}_2 = v, \tilde{u}_3 = w)$ 为 x_i 方向上的速度分量. ρ 为空气密度 (1.208 kg m^{-3}), ν 为空气分子运动黏性系数 ($1.5 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), $\tilde{p}$ 、 $\tilde{\theta}$ 和 $\tilde{q}$ 分别为过滤后的压力、位温和水汽比湿, $g = 9.81 \text{ m s}^{-2}$ 为重力加速度, δ_{ij} 为克罗内克(Kronecker)张量, $g \tilde{\theta} \delta_{i3} / \theta_0$ 为浮力作用项, 其中 θ_0 为参考温度, F_i 表示植被冠层粗糙元对流场的阻力作用. S_θ 和 S_q 分别表示位温和水汽源/汇项, 无量纲参数 Pr 和 Sc 分别为分子普朗特(Prandtl)数和分子施密特(Schmidt)数. 由于主要考察近地层局地范围内的流动特征, 因此这里忽略科氏力的作用. 亚格子应力张量 $\tau_{ij} = \tilde{u}_i \tilde{u}_j - \overline{u_i u_j}$ 、位温通量 $\tau_{\theta i} = \tilde{u}_i \tilde{\theta} - \overline{u_i \theta}$ 和水汽通量 $\tau_{qi} = \tilde{u}_i \tilde{q} - \overline{u_i q}$ 表示不可解亚格子尺度对可解尺度的作用, 需通过亚格子模型建立其与可解尺度物理量之间的关系, 从而封闭控制方程组.

2.2 亚格子模型

由于森林植被冠层顶部因剪切失稳形成的大尺度相干结构主导植被与周围环境之间的湍流通量交换(Finnigan等, 2009), 植被冠层内部可能存在动量、位温和水汽比湿等逆梯度扩散现象, 传统Smagorinsky模式耗散过大, 不能反映能量反传(Finnigan, 2000), 因此本文采用Meneveau等(1996)提出的动力拉格朗日模式. 具体地, 亚格子通量由涡黏模式确定:

$$\tau_{ij} = 2\nu_t \tilde{S}_{ij} + \tau_{kk} \delta_{ij} / 3, \quad (5)$$

$$\tau_{\theta i} = \frac{\nu_t}{Pr_t} \frac{\partial \tilde{\theta}}{\partial x_i}, \quad (6)$$

$$\tau_{qi} = \frac{\nu_t}{Sc_t} \frac{\partial \tilde{q}}{\partial x_i}, \quad (7)$$

式中, $\tilde{S}_{ij} = (\partial \tilde{u}_i / \partial x_j + \partial \tilde{u}_j / \partial x_i) / 2$ 为应变率张量. Pr_t 是湍流普朗特数, Sc_t 是湍流施密特数, ν_t 是湍流涡黏性系数, 可以表示为 $\nu_t = (C_s \Delta)^2 \sqrt{2\tilde{S}_{ij}\tilde{S}_{ij}}$, 其中过滤尺度 $\Delta = \sqrt[3]{\Delta x \Delta y \Delta z}$. 模式系数 C_s 由拉格朗日模式沿质点轨迹进行时间平均后动态确定(Meneveau等, 1996). 本质上, 这种动力模式在原计算网格尺度过滤基础上, 需对流场再做一次过滤, 相应过滤尺度是网格尺度的两倍. 计算得到湍流涡黏系数 ν_t 后, 便可直接确定亚格子热通量 $\tau_{\theta i}$ 和亚格子水汽通量 τ_{qi} . 动力拉格朗日模式的涡黏系数沿质点轨迹进行平均, 增加计算量不多, 已经广泛应用于植被环境以及城市大气环境等复杂流动问题的模拟(Yue等, 2007; Liu等, 2011; Li等, 2018).

2.3 数值方法

本文采用有限体积法在同位网格上离散大涡模拟控制方程组, 即对积分型控制方程进行离散之后, 建立各节点物理量的联立代数方程组, 使用动量插值算法避免压力奇偶失连, 通过迭代求解, 最终获得物理场时空演化信息. 对流项离散采用Quick格式, 扩散项离散采用中心差分格式, 时间推进采用四步四阶龙格-库塔格式, 在龙格-库塔积分的每一子步中, 采用SIMPLE(Semi-implicit Method for Pressure-Linked Equations)算法解决压力和速度耦合问题. 有限体积法因物理意义明确, 能够很好的满足物理量的守恒关系, 已被广泛应用于流动与传热问题的数值求解. 具体求解算法可参考陶文铨(2004)以及Versteeg和Malasekera(2007).

2.4 植被下垫面数值表示方法

由于森林植被叶片和枝干呈随机分布, 直接考虑植被的真实形态十分困难, 一般在理论分析和数值模拟中, 通过在控制方程中施加阻力源、标量源/汇项来反映森林植被对大气动量吸收及标量输运起到的作用. 方程(2)中 F_i 表示森林植被对冠层流场的阻力, 它与植被叶面积密度分布 $a(x, y, z)$, 阻力系数 C_D 和风速有关, 可以表示为如下形式:

$$F_i(x, y, z) = C_D a(x, y, z) U \tilde{u}_i, \quad (8)$$

式中, U 为风速大小. 通过调整阻力系数 C_D 和叶面积密度分布 $a(x, y, z)$, 该植被阻力表示方法可以应用于不同类型植被(草、灌木和树木), 例如, 采用这一模型, [Gillies等\(2002\)](#)通过风洞实验测量定量评估了草、灌木和树木这三种类型植被的阻力系数 C_D ; [Yue等\(2007\)](#)数值模拟了庄稼地的大气湍流流动; [Dupont和Brunet\(2008\)](#)通过改变叶面积指数和叶面积密度分布, 利用大涡模拟方法考察了不同植被形态的影响.

类似地, 控制方程中热源 S_θ 和水汽源 S_q 表示森林植被叶片吸收太阳辐射后通过热传导与周围流体发生的热量交换. 热源 S_θ 和水汽源 S_q 的强度与植被吸收太阳短波辐射通量成正比, 其分布可以分别表示为感热通量 H 和潜热通量 λE 的垂直方向导数, S_θ 和 S_q 具有以下形式:

$$S_\theta(x, y, z) = \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial H(x, y)}{\partial z}, \quad (9)$$

$$S_q(x, y, z) = \frac{1}{\rho c_v} \frac{\partial [\lambda E(x, y)]}{\partial z}, \quad (10)$$

式中, c_p 表示空气定压比热, c_v 表示定容比热, λ 为蒸发汽化潜热.

叶面积密度分布(LAD)是描述森林下垫面结构的重要参数, 同时也是数值模拟森林环境大气流动的关键输入条件([Lalic和Mihailovic, 2004](#)). LAD随时间和空间变化, 并且直接影响植被与大气之间的质量、动量和能量交换. 然而, 准确测量实际森林植被的叶面积密度分布十分困难, 而且这方面的资料也很欠缺. 目前在国内外相关数值模拟研究工作中, 获取叶面积密度分布的方法包括虚拟下垫面生成算法([Bohrer等, 2007, 2009](#))、激光扫描测量([Schlegel等, 2012, 2015](#))和叶面积密度经验分布([Amorim等, 2013](#); [Nebenführ和Davidson, 2015](#)). 本文采用[Lalic和Mihailovic\(2004\)](#)提出的叶面积密度垂向分布的经验关系式:

$$a(z) = a_m \left(\frac{h - z_m}{h - z} \right)^n \exp \left[n \left(1 - \frac{h - z_m}{h - z} \right) \right], \quad (11)$$

式中, h 为植被冠层高度, a_m 为植被叶面积密度最大值, z_m 为 a_m 的对应高度, 幂指数 n 表达形式如下:

$$n = \begin{cases} 6, & 0 \leq z < z_m, \\ 1/2, & z_m \leq z < h. \end{cases} \quad (12)$$

叶面积密度沿冠层内积分便可得到森林植被叶面

积指数, 即单位占地面积上植被所有叶片的投影面积. 上式是[Lalic和Mihailovic\(2004\)](#)结合涵盖四种类型森林植被(松树林、枫树林、橡树林和白桦树林)的八组外场测量数据所提出的叶面积密度经验表达式. 根据[Lalic和Mihailovic\(2004\)](#), 依据叶面积密度最大值对应高度 z_m 和森林高度 h 之间比例关系不同, 该叶面积密度经验分布形式可用于定量刻画众多类型森林冠层结构. 由于本文主要关注森林植被下垫面对大气边界层的影响, 出于简化, 下文中“植被”均表示“森林植被”.

2.5 森林边界层大涡模拟验证

本节通过给定植被冠层内部的热通量分布, 以此反映植被冠层吸收阳光辐射或者自身长波辐射过程, 采用LES研究不同大气稳定度条件大气流经水平均匀森林下垫面的流动以考察森林植被与周围大气之间的热力相互作用, 并将计算结果与[Arnqvist等\(2015\)](#)的高塔测量数据进行比较. 这片林区树木平均高度 h 约为20m, 叶面积指数LAI ≈ 4.3 , 植被阻力系数取为0.15. LES计算域如图1a所示, 流向、展向以及垂向计算域长度分别为1200m(x) $\times$ 600m(y) $\times$ 400m(z), 计算域在水平方向采用均匀网格, 网格间距为5m; 在垂直方向, 植被冠层采用16个网格分辨, 而网格在冠层外均匀拉伸, 总网格数为240(x) $\times$ 120(y) $\times$ 80(z). 图1b所示为相应的冠层内叶面积密度垂直分布. 在理想状况下, 采用LES模拟森林边界层流动时, 计算域尺寸应该足够大, 从而能够分辨边界层内含能尺度涡(energy-containing eddies)运动, 即计算域高度需与大气边界层高度(~ 1 km)相当, 而水平计算域尺寸则应大于边界层高度([Bailey和Stoll, 2013](#)). 与此同时, 网格尺寸还应足够小, 从而能够分辨植被下垫面结构和惯性子区内湍流脉动. 然而, 为节省计算时间, 大量研究普遍采用截短计算域高度的物理模型模拟森林边界层流动, 而假设外层大尺度结构对粗糙子层内湍流运动影响较弱([Yue等, 2007](#); [Bailey等, 2014](#); [Pan等, 2014](#)). [Bailey和Stoll\(2013\)](#)通过LES方法模拟植被湍流时发现, 当计算域大于8倍高度时, 进一步增加计算域高度对粗糙子层内湍流统计特征影响较小. 因此, 本节选择采取截短的计算域高度, 并结合量纲分析, 将计算域高度($H=400$ m)设置为20倍森林高度($h=20$ m), 详见[Yan等\(2017\)](#)附录.

衡量大气稳定度的参数为 h/L , 其中 L 为奥布霍夫长度, 定义如下:

图1 森林边界层大涡模拟示意图

(a) 三维计算域及其坐标系; (b) 植被叶面积密度垂向分布

$$L = -\frac{u_*^3 \theta_0}{\kappa g Q_h}, \quad (13)$$

式中, u_* 为摩擦速度, $\theta_0=300\text{K}$ 为参考温度, $\kappa=0.41$ 为卡门常数, Q_h 为冠层顶部垂直方向热通量. 温度对流扩散方程(3)中热源 S_θ 的强度与植被吸收太阳短波辐射通量成正比. 假定冠层内部热通量的分布按照指数关系递减(Shaw和Schumann, 1992; Bonan, 2016), 则 S_θ 具有以下形式:

$$S_\theta(z) = \frac{\partial}{\partial z} [Q_h \cdot \exp(-\alpha A_c)], \quad (14)$$

式中, α 为光衰减系数(取值0.6), A_c 为累积叶面积指数, 其表达式为

$$A_c = \int_z^h a(x, y, z) dz. \quad (15)$$

计算参数如表1所示, 表中 u_* 的定义与Arnqvist等(2015)的外场观测实验一致, 以 $z=2h$ 位置处的雷诺应力来定义. 通过改变 Q_h 的大小, 考察不同大气稳定度温度分层对流动的影响. 冠层顶部热通量 Q_h 等于 0.15、0.05、0.0、-0.15 和 -0.30 K m s^{-1} 五种情况, 分别对应于不稳定、弱不稳定、中性、弱稳定和稳定五种大气稳定状态. 初始风速和位温廓线分别给定对数律分布和均匀分布(300K), 并添加随机脉动, 从而加速初始场向三维湍流流动状态过渡. 由于浮力会增强或抑制湍流脉动, 使流场结构尺度增加或减小(Lau-niainen等, 2007), 流动计算时间步长以及流动到达充分发展状态的时长也相应与大气稳定度相关. 本文在模拟中采用固定CFL数动态调整时间步长, 并对大气不稳定算例(CFL=0.25)和大气稳定算例(CFL=0.02)采

用了不同的CFL数, 以确保流动计算收敛和稳定. 当水平平均风速廓线随时间渐近收敛平衡后, 对物理量作长时间平均(10万个时间步)得到最终统计量结果.

需要说明的是, 在各不同大气稳定度算例中 u_* 约为 0.8 m s^{-1} , 对应中等风速天气条件, 在茂密森林下垫面环境非常普遍, 见Parlange和Brutsaert(1989)和Nakai等(2008). 而在数值模拟中适当增加 u_* , 也有助于模拟流场更快达到平衡状态. 这是因为在大气边界层中, 含能尺度流场结构长度尺度近似为边界层高度 $z_i \sim 1000 \text{ m}$, 其特征时间尺度, 即涡翻转时间(eddy turnover time), 可以定义为 z_i / u_* , 而数值模拟时长与涡翻转时间尺度成正比(Pope, 2000). 另外, 在算例4和5中, $Q_h = -0.15$ 和 -0.30 K m s^{-1} 分别对应森林冠层顶部与大气之间热量交换 $E_h (= \rho c_p Q_h)$ 约为 -181 和 -363 W m^{-2} (植被吸收热量), 这在实际大气中不多见. 但是, 根据流动相似性, 决定流动特征的无量纲参变量仅为稳定度参数 h/L (可参见Garratt, 1992). 因此, 尽管 u_* 和 Q_h 数值大小有别于真实大气情形, 但若能保持稳定度参数 h/L 与真实大气温度分层一致, 模拟结果与对应稳定度真实大气状况仍然存在相似性.

计算域在水平方向采用周期边界条件, 顶部给定自由滑移不可穿透条件. 为平衡森林植被阻力作用, 需在动量方程中添加外部平均压力梯度 dP^*/dx 以驱动风场, 该项驱动力表示外部中尺度天气条件的影响, 如地转风作用(Moeng, 1984; Sauer等, 2016). 计算域底部切应力根据Obukhov壁模型由近地表第一层网格点 Δ_z 处速度确定(见Shaw和Schumann, 1992; Stoll和Porté-agel, 2006; Bou-Zeid等, 2007; Finnigan等, 2009;

表 1 LES计算参数

算例	$Q_h(\text{K m s}^{-1})$	$u_* (\text{m s}^{-1})$	h/L	大气稳定状态
1	0.15	0.837	$-0.20 < h/L < -0.05$	不稳定
2	0.05	0.838	$-0.05 < h/L < -0.02$	弱不稳定
3	0	0.835	$ h/L < 0.02$	中性
4	-0.15	0.828	$0.02 < h/L < 0.05$	弱稳定
5	-0.30	0.746	$0.05 < h/L < 0.20$	稳定

Nebenführ和Davidson, 2015), 从而提供壁面处边界条件, 其表达式为

$$\tau_{i3,w} = - \left[\frac{\kappa U_{\text{hor}}}{\ln(\Delta_z/z_0)} \right]^2 \frac{\rho u_i}{U_{\text{hor}}}, \quad i = 1, 2, \quad (16)$$

式中, $\tau_{i3,w}$ 表示 i 方向地表切应力, U_{hor} 为第一层网格点处水平方向速度大小, $z_0 = 0.001h$ 为地表粗糙高度(参考Shaw和Schumann, 1992). 由于植被叶面积指数较大, 穿过植被到达地表的太阳辐射通量很小, 因此对温度的求解在底部固壁采用绝热条件. 考虑到植被不断与周围大气发生热交换, 水平方向采用周期条件会使计算域内温度持续升高或降低, 本文在温度对流输运方程(3)左边施加平均温度梯度项 $\delta_{ij} u_i \partial \theta / \partial x_i$ 以使温度的求解达到平衡状态. Nebenführ和Davidson (2015)也采用LES模拟了水平均匀模型植被在不同热力分层状态下的大气流动, 但他们并未使温度求解达到平衡, 而是假定绝对温度的变化对流动计算结果不会产生影响.

图2所示为五种大气稳定度条件风速大小计算结果与Arnqvist等(2015)场地观测数据的比较. 在非稳定大气情况下, 浮力作用增强大气湍流混合, 随着非稳定度的增加, 冠层外流动速度剖面愈加饱满; 而在稳定大气情况下, 浮力作用减弱大气湍流, 剪切产生项主导湍流生成, 因此, 随稳定度的增加, 速度梯度加大. 需要说明的是, 在强不稳定大气边界层中, 含能结构的湍流特征速度为自由对流速度尺度 $w_* = (gQ_h z_i / \theta_0)^{1/3}$. w_* 和 u_* 之间的关系可以表示为 $w_* / u_* = \kappa^{-1/3} (-z_i / L)^{1/3}$. 采用 w_* 作为特征速度主要应用于平均风场为零的强不稳定大气边界层(见Wyngaard, 2010第10.4节), 而这里主要关注中等稳定至中等不稳定大气条件, 对应稳定度范围为 $-0.20 < h/L < 0.20$ (表1), 此时 $w_* / u_* < 2.9$, 即二者量级相当. 因此, 为综合比较各不同大气稳定度条件下湍流

统计量结果, 这里统一采用 u_* 作为特征速度尺度.

各稳定度条件下垂直方向湍流动量通量分布示于图3, 计算结果与外场观测均表明, 在各大气稳定度条件下, 雷诺应力在冠层外单调递减. 图4所示为无量纲流向和垂向脉动速度均方根剖面, 中性条件下脉动强度最大值满足 $\sigma_u / u_* \approx 2.0$ 及 $\sigma_w / u_* \approx 1.2$, 与近地层中观测结果相符(参见Wyngaard, 2010). 大气处于弱稳定和稳定条件时, 流向脉动速度强度 σ_u 计算结果与外场测量符合较好, 而在非稳定和中性条件下, 计算结果略小于外场测量值. 在各稳定度条件下, 垂向脉动速度强度计算结果均小于外场测量值.

图5和图6所示分别为各大气稳定条件下流向速度偏斜因子 Sk_u 和垂向速度偏斜因子 Sk_w 随高度的变化. Sk_u 实验测量值在各稳定条件下均近似为零, 本文LES计算结果在弱稳定和稳定大气条件下与实验测量符合, 在中性及非稳定条件下与测量值存在偏差. 与此类似, 图6中 Sk_w 计算结果与实验测量在中性、弱稳定和稳定大气条件下符合较好, 但在弱不稳定和不稳定大气条件下, 计算结果在 $z=4h$ 至 $z=7h$ 高度范围与测量值存在偏差. 这可能是由于计算域顶部边界条件的影响, 因为大气边界层高度在非稳定大气情况更高. 整体而言, 本文统计量结果与外场测量数据符合较好, 这表明本文采用的植被叶面积指数模型和数值方法适用于模拟不同稳定条件下的大气流动.

3 北京奥林匹克公园大气环境多尺度模拟

真实城市绿地环境地表覆盖类型多变, 且分布不规则. 因此, 采用周期边界条件很难模拟城市边界层内流动特征(Moeng等, 2007). 基于这些考虑, 本节将前述大涡模拟方法和中尺度WRF模式耦合, 模拟奥林匹克森林公园地区微尺度大气环境, 研究城市植被微环境风温湿等气象参数的时空演化特征.

图 2 不同稳定性条件下风速剖面

实线: LES, 符号和误差带: 实验. (a) 不稳定; (b) 弱不稳定; (c) 中性; (d) 弱稳定; (e) 稳定

图 3 不同稳定性条件下垂向动量通量剖面

(a) 不稳定; (b) 弱不稳定; (c) 中性; (d) 弱稳定; (e) 稳定

图 4 不同稳定度条件下脉动强度剖面
(a) 不稳定; (b) 弱不稳定; (c) 中性; (d) 弱稳定; (e) 稳定

图 5 不同稳定度条件下流向速度偏斜因子剖面
(a) 不稳定; (b) 弱不稳定; (c) 中性; (d) 弱稳定; (e) 稳定

图 6 不同稳定度条件下垂向速度偏斜因子剖面
(a) 不稳定; (b) 弱不稳定; (c) 中性; (d) 弱稳定; (e) 稳定

3.1 算例设计

奥林匹克森林公园(40.25°N, 116.39°E)位于北京城区中轴线以北, 是为迎接2008年北京奥运会而规划建设, 益于北京城市绿化和环境质量改善. 北五环路将园区划分为南园和北园, 公园总体占地面积约为6.8km², 绿化面积达4.8km², 绿化覆盖率为95.6%. 公园内现有乔灌木5500万余株, 植物品种共计280种, 以落叶阔叶树和常绿针叶树为主.

LES计算域以奥林匹克森林公园为中心, 西起学清路, 东至北苑路, 南起科荟路, 北至红军营南路, 东西方向长5.4km, 南北方向长2.5km, 垂直高度取1km, 采用地形追随坐标考虑复杂地形, 并利用浸没边界法分辨森林公园内建筑物分布. 如图7所示为计算域以及网格分布的示意图, 其中网格在模拟中将经雅各比变化与平缓起伏地形平行. 图7b中白色圆圈为森林公园内自动气象站所在位置(40.02°N, 116.39°E), 可以方便将计算结果与观测数据进行比较. 为节省计算量和计算时间, 在模拟区域内采用组合模型模拟城市下垫面(Liu等, 2012), 即在计算域中间采用较为精细的网格分辨建筑几何形状以及植被叶面积密度分布, 网格

大小为5m; 而在此区域以外采用较为稀疏的网格, 最大网格尺度为45m, 且粗糙元素对流场的作用采用阻力元模型近似, 单位体积内平均阻力 f_i 表达式如下:

$$f_i(x, y, z) = U u_i / L_c, \quad (17)$$

式中, L_c 表示下垫面阻力长度尺度, 它与下垫面阻力系数和粗糙密度成反比, Belcher等(2003)提出如下表达式:

$$L_c = \frac{2(1-\phi)h_c}{\bar{\tau}_d \lambda}, \quad (18)$$

式中, $\bar{\tau}_d = 3.0$ 为平均阻力系数, ϕ 为建筑所占体积分数, h_c 为粗糙元高度, λ 表示粗糙密度, 即单位占地面积上建筑粗糙元素迎风面积. 参数 ϕ 、 h_c 和 λ 均为空间位置的函数.

植被高度分布和LAI分布影响植被冠层内辐射传输, 是决定植被与大气之间相互作用的两个重要参数(Xu等, 2014). 然而, 由于缺乏可靠的观测数据, 本文暂假定植被平均高度为20m. 而对于叶面积指数, Liu等(2015)采用收集落叶的方法估计得到的常绿落叶混交林叶面积指数随季节的变化, 参考其测量结果, 本文

图7 奥林匹克森林公园大涡模拟示意图

(a) 大涡模拟计算域; (b) 计算域俯瞰图及不同类型地表分布; (c) x - z 平面网格划分; (d) x - y 平面网格划分

假定在典型冬季季节平均叶面积指数为1.49。利用随机生成算法, 奥林匹克森林公园园区内植被高度和叶面积指数的分布如图8所示, 在最底层30m高度范围内共有20个网格以充分描述植被下垫面叶面积密度的变化以及发生于植被冠层中的物理过程, 30m外垂向网格逐渐拉伸, 总网格数为 $366 \times 262 \times 50$ 。

3.2 WRF-LES耦合

WRF模式是用于数值天气预报和地球物理流动模拟等应用的一套开源模式系统。它由美国国家大气研究中心(NCAR)和美国国家环境预报中心(NCEP)等研究单位以及研究学者共同研发, 主要包括业务(NMM)和研究(ARW)两种形式的求解模块, 可以通过网格嵌套技术同时模拟尺度在天气尺度与城市尺度之间变化的物理现象。

选用WRF-ARW V3.8版本, 采用五重网格嵌套(D1~D5, 图9), 计算了奥林匹克公园及周边区域在典型冬季晴天北京时间2015年12月16日的天气变化情况。其中, 计算域4和5中流场选用WRF内置LES模块进行模拟, 从而包含更多城市尺度流场结构信息, 为本文发展的微尺度LES计算提供更加合理的边界条件。如表2所示, 各层计算网格水平方向分辨率(网格数量)分别为12.15km(91×82)、4.05km(91×82)、1.35km(91×82)、0.45km(91×82)和0.15km(100×100)。如图9a所示, 外层D1计算域覆盖华北平原大部分地区, 而最

内层计算域以奥林匹克森林公园为参考中心, 水平范围约为 $15\text{km} \times 15\text{km}$ 。各计算域垂直方向均含有80层网格, 在近地面1km范围内共有26层网格。

WRF最外层计算域的气象初始条件和侧边界条件由NCEP的FNL全球分析资料($1.0^\circ \times 1.0^\circ$)提供, 各层计算域边界条件由紧邻外层计算域气象模拟结果进行时空插值计算得到。WRF计算选用YSU(Yonsei University)行星边界层(PBL)方案模拟大气边界层动力和热力特性, 以及Dudhia短波辐射方案和RRTM(Rapid Radiative Transfer Model)长波辐射方案, 采用Noah陆面方案计算地表感热通量、潜热通量和地表温度, 并在城市地区耦合使用单层城市冠层模式(UCM)考虑城市区域的能量平衡。最后, 将WRF最内层计算域模拟结果导入大涡模拟计算域中以提供初边值条件, 从而反映中尺度气象变化对微尺度环境的影响(崔桂香等, 2013; Castro等, 2015; Barcons等, 2018)。

3.3 LES边界条件

3.3.1 侧向和顶部边界

为真实再现城市植被环境流动演化规律, 微尺度环境LES模拟计算域的侧边界和顶部边界条件由WRF模式计算结果在空间方向通过三线性插值重构提供, 并在时间方向由WRF相邻两个输出结果(相隔15min)通过线性插值实时更新(参见Castro等, 2015)。观测站处微气象参数在初始时刻沿高度方向的分布如图10所

图 8 植被参数空间分布
(a) 叶面积指数分布; (b) 植被高度分布

图 9 中尺度数值模型WRF五层网格嵌套模拟计算域

表 2 多尺度模拟五重网格嵌套设置

区域	PBL方案	辐射方案	陆面方案	水平网格分辨率 (km)	网格数	时间步长(s)
D1	YSU	Dudhia+RRTM	Noah	12.15	91×82×80	72
D2	YSU	Dudhia+RRTM	Noah	4.05	91×82×80	24
D3	YSU	Dudhia+RRTM	Noah	1.35	91×82×80	8
D4	LES	Dudhia+RRTM	Noah	0.45	91×82×80	4/3
D5	LES	Dudhia+RRTM	Noah+UCM	0.15	100×100×80	2/9

示, 由于WRF模式垂直方向第一层网格高度远大于微尺度LES第一层网格高度, 在WRF第一层网格高度以下采用如下幂函数形式插值得到LES计算域边界处物理量 $\phi(u, v, w, T, q_v)$ 的分布:

$$\frac{\phi - \phi_s}{\phi_{WRF} - \phi_s} = \left(\frac{z}{Z_{WRF}} \right)^{0.27}, z < Z_{WRF}, \tag{19}$$

式中, ϕ_s 为 ϕ 在地表处的值, ϕ_{WRF} 表示WRF第一层网格位置处 ϕ 的值, Z_{WRF} 为WRF第一层网格高度.

图 10 2015年12月16日00时奥林匹克森林公园观测站处WRF模拟结果沿高度分布

(a) 风速分量(U , V); (b) 温度; (c) 水汽比湿

3.3.2 地表能量平衡关系

依据能量平衡关系来确定植被、建筑物表面和地表温湿边界条件. 在一天时间长度 τ (s)范围内, 地表表面温度 T_s 和湿度 q_s 通过求解下列热传导方程得到

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_T(R_{ns} - H_s - \lambda E) - \frac{2\pi}{\tau}(T_s - T_{ds}), \quad (20)$$

$$\frac{\partial T_{ds}}{\partial t} = \frac{1}{\tau}(T_s - T_{ds}), \quad (21)$$

式中, T_{ds} 为地表深层温度, C_T 为地表热系数. 方程(20)中净辐射通量 R_{ns} 对不同地表具有不同形式, 对于城市公路和建筑表面, R_{ns} 包括地表所吸收太阳短波辐射, 地表吸收空气和植被长波辐射以及地表自身长波辐射组成(Tjernström, 1989):

$$R_{ns} = R_{sw}(1 - \alpha_s) + \sigma(\varepsilon_a T_a^4 - \varepsilon_s T_s^4) - \varepsilon_s \sigma T_s^4 + \varepsilon_v \sigma T_v^4. \quad (22)$$

而对于土壤和植被, 植被冠层净辐射通量 R_{nv} 由太阳短波辐射、大气长波辐射、植被长波辐射和地表长波辐射组成, 其中太阳短波辐射与叶面积指数有关, 其在冠层内呈指数衰减(Arya, 2001),

$$R_{nv} = R_{sw}(1 - \alpha_v) \cdot e^{-\alpha A_c} - \varepsilon_v \sigma T_v^4 + \varepsilon_a \sigma T_a^4 + \sigma_v \varepsilon_s T_s^4, \quad (23)$$

式中, α 和 A_c 分别为光衰减系数和累积叶面积指数, 如式(15)所定义; σ_v 为植被遮挡因子(无植被覆盖时取值为零). α_s 为地表反照率, $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ 为斯蒂芬-玻尔兹曼常数, ε_s 、 ε_a 和 ε_v 分别表示地表、空气和植被的辐射率, T_s 、 T_a 和 T_v 分别为地表、空气和植被的绝对温度. 太阳短波辐射 R_{sw} 可以表示为

$$R_{sw} = S_0 \cos \gamma, \quad (24)$$

式中, $S_0 = 1368 \text{ W m}^{-2}$ 为太阳常数, γ 为太阳天顶角, 其表达式为

$$\cos \gamma = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos h_r, \quad (25)$$

式中, φ 为地理纬度, δ 为太阳赤纬角, h_r 为太阳时角. 感热通量 H 和潜热通量 λE 由下式计算:

$$H_s = \rho c_p C_{hs} U_a (T_s - T_a), \quad (26)$$

$$\lambda E_s = \lambda (E_s + E_{tr}), \quad (27)$$

式中, E_s 为土壤表面蒸散引起的水汽通量, E_{tr} 是植被根系蒸腾作用引起的水汽通量, 分别表示为

$$E_s = (1 - f_v) \rho C_{qs} U_a [h_u q_{sat}(T_s) - q_a], \quad (28)$$

$$E_{tr} = f_v \rho C_{ds} U_a [q_{sat}(T_s) - q_a], \quad (29)$$

式中, f_v 为植被覆盖率, C_{hs} 和 C_{qs} 分别为土壤表面热交换系数和水汽交换系数, U_a 为空气速度. h_u 为地表相对湿度, 与地表含水量有关, $q_{sat}(T_s)$ 表示地表温度为 T_s 时的水汽饱和比湿.

3.4 结果及分析

3.4.1 微气象参数日变化比较

图11所示为2015年12月16日奥林匹克森林公园观测站位置WRF-LES模拟的10m高处风速、2m高处空气温度和相对湿度日变化与观测数据之间的比较. 对比发现, 本文发展的多尺度WRF-LES耦合方法对于风速的模拟效果要好于仅采用中尺度WRF模式情况, 相应计算结果与观测数据之间的偏差在可接受范围.

图 11 冬季晴天算例2015年12月16日WRF-LES计算结果与观测数据比较

实线: WRF-LES结果; 虚线: WRF结果; 符号: 观测. (a) 10m高度处风速; (b) 2m高度气温; (c) 2m高度相对湿度

WRF模拟风速偏高的可能原因包括两方面:

(1) WRF模式计算10m高度风速的方法存在误差. WRF模式根据莫宁-奥布霍夫(M-O)相似理论, 由模式第一层网格处风速外推计算得到10m高度处风速(Jiménez等, 2012). 然而, 在城市粗糙子层内, M-O相似理论并不适用(Kaimal和Finnigan, 1994; Foken, 2006). 而且, WRF模式中没有显式考虑植被对风场的阻力作用, 这导致WRF模拟风速结果偏高. Aumond等(2013)将植被阻力项加入中尺度气象模式Meso-NH中, 结果表明, 相比于给定粗糙参数的传统方法, 这种植被影响表示方法能够有效改善森林下垫面的风场模拟结果, 尤其是在大气处于稳定层结和中性条件下.

(2) 另外一种原因可能是地形分辨率不足. 本文在应用WRF模式时, 选用的是美国地质勘探局(USGS)24种下垫面分类的地形及地表资料, 格点分辨率是30弧秒(约1km×1km). 尽管最内层嵌套网格水平方向分辨率达到150m, 但这并不会提高地形分辨效果. 这也表明, WRF的输入地形较真实情况更为光滑, 从而可能导致WRF低估了地表的阻力作用, 进而引起模拟风速偏高. 通过在数值天气预测模式中引入亚格子尺度地形(subgrid-scale topography)影响的参数化方案, 近地面风速及其他天气过程模拟效果得到了明显改善(见Jiménez和Dudhia, 2012; Lorente-Plazas等, 2016; Zhou等, 2017).

事实上, WRF模式常会高估近地面风速(Cheng和Steenburgh, 2005), 其他引起WRF模拟结果出现偏差的原因还包括初始和边界条件的影响, 以及天气尺度过程模拟误差, 这已超出本文研究范围, 详见Jiménez等(2013).

在本文LES模块中, 由于添加了反映森林植被作

用的数值参数化方案, 并且利用的是北京奥林匹克森林公园及其周边地区高分辨率地表信息数据(分辨率为1m), 这有效缓解了上述误差原因的影响, WRF-LES风速模拟结果也得到了显著改善, 不过虽然量级相当, 定量上仍存在一定误差, 主要原因可能由两方面:

(1) 森林植被叶片和枝干近似随机分布, 且树叶和枝干会随风发生形态变化(Vogel, 1989), 这使得准确测量北京奥林匹克森林公园LAD分布信息十分困难. 本文WRF-LES模拟采用随机算法和经验分布表达式生成LAD三维空间分布, 且不考虑树木随风摆动, 它与真实情况存在一定偏差, 因没有完整复现LAD微尺度非均匀分布, 模拟风速可能会出现误差(Bohrer等, 2009; Schlegel等, 2012, 2015).

(2) 本文采用的森林植被阻力的参数化模型(公式(9))中, 植被阻力系数为常数, 在冠层内不随高度变化, 它反映的是树木对风场的平均作用, 但将它应用于非定常流动的模拟可能会引起误差. Yue等(2007)在大涡模拟中分别考虑树冠和树干的影响, 其中树冠部分仍采用常值阻力系数模型, 而树干部分采用圆柱阻力模型, 计算结果表明, 这种模型得到的流动统计量与实验数据符合更好. 实际上, 植被阻力系数会随局地风速和大气稳定度等变化(Shaw等, 1988; Poggi等, 2004), 但由于很难直接推导植被阻力系数的理论或经验模型(Pan等, 2016), 因此一般通过对瞬时速度时间序列测量数据作时间和高度方向平均来估计平均阻力系数(Pinard和Wilson, 2001), 这种常值阻力系数模型也被广泛应用于森林环境数值模拟研究中(Shaw和Schumann, 1992; Finnigan等, 2009; Nebenführ和Davidson, 2015).

图11b中计算和观测结果均显示, 在典型冬季晴天

条件下(以2015年12月16日为例), 该地区表现为持续低温, 全天平均气温为 -3°C 左右, 在下午13~14时, 气温达到全天最高值. 本文相对湿度计算结果与观测数据一致, 全天相对湿度约为30%(图11c).

3.4.2 风场和大气温度场分析

在与观测数据对比验证基础之上, 进一步研究北京奥林匹克森林公园风场和温度场分布特征. 选取下午14时和晚上20时两个时刻多尺度WRF-LES模拟得到的物理场进行分析, 其中物理量均为30分钟平均后结果. 图12和图13所示分别为2015年12月16日下午14时和20时的三维风场和温度场分布, 图中 x - z 截面位于LES计算域 $y=1270\text{m}$ 处, 对应于北五环路地理位置, y - z 截面位于 $x=2700\text{m}$ 处, 奥林匹克森林公园位于图中 $x\approx 1300\sim 4200\text{m}$ 所覆盖区域. 冬季晴天太阳辐射强度和日照时间均明显偏小、偏短, 大气边界层内湍流运动主要是由风切变形成的机械湍流占主导, 而由浮力引

起的热力湍流运动相对较弱, 表现为冬季情况风速垂直梯度较大, 高空位置最大风速达到 20m s^{-1} . 下午14时, 地表温度达到一天内最高值 -1°C 左右, 大气处于弱不稳定状态, 一定程度上增强了垂直方向对流. 从图12a可以发现, 在 x - z 截面内, 由西往东至奥林匹克森林公园西侧边界($x\approx 1850\text{m}$)附近, 流线发生弯曲并出现了大尺度的环流($x\approx 1600\sim 2200\text{m}$), 垂直方向对流增强了城市下垫面与上层大气之间热通量交换, 对应区域内温度分布与下游方向分布相比更加不规则(图12b). 由于WRF模式结果仅在模拟开始时(2015年12月16日0时)为LES计算域提供初始条件, LES模拟在此后只是每隔15min由WRF结果实时更新计算域边界条件. 当模拟至下午14时, 初始条件对此刻风场的影响已十分微弱, 且在初始风场中并未发现这种环流结构(图略). 本文分析认为, 模拟结果在下午14时显示的大尺度环流应该是由林缘(forest edge)附近区域复杂动力和热力过程相互作用而形成. 由于地表类型由城市

图12 冬季晴天算例2015年12月16日下午14时LES模拟结果

(a) 速度场; (b) 温度场

图13 冬季晴天算例2015年12月16日晚上20时LES模拟结果

(a) 速度场; (b) 温度场

平坦地表向森林树木覆盖转变, 地表粗糙元素的明显变化可能导致两方面结果: (1) 风速在森林冠层内迅速减小, 而在冠层外增加, 由于剪切失稳而形成了环流结构(Eder等, 2013; Pan等, 2016). 随着风速在下风方向逐渐调整到准平衡状态, 风速梯度逐渐减小, 流线不再发生弯曲; (2) 下午14时, 森林植被与城市地表吸收太阳短波辐射而与周围大气发生热交换, 浮力作用有助于环流结构的形成. 并且, 由于森林植被与城市平坦地表能量收支平衡不同, 在林缘附近沿水平方向也存在热量交换, 这在一定程度上进一步增强了平均运动. 而在晚上20时, 因长波辐射释放热量, 地表温度降至 -4°C 左右, 大气边界层处于稳定层结状态, 垂直方向运动受到抑制, 风场流线较为平顺, 而温度则由地表向上层大气单调递减, 1000m高度范围内温度降低约 6°C (图13).

4 结论

本文建立了植被微环境有限体积大涡模拟方法, 研究了不同大气稳定度条件下温度分层对植被大气环境流动的影响, 流动统计量结果与外场实验观测数据符合较好, 验证了本文数值方法和植被数值模型的合理性. 通过考察不同大气稳定度条件下植被环境流动发现, 在不稳定和稳定大气情况, 浮力分别起到增强和抑制大气湍流混合作用, 风切变也相应减小和增加.

本文进一步将中尺度WRF模式与LES方法进行耦合, 发展了WRF-LES耦合模式, 模拟典型冬季晴天条件下北京奥林匹克森林公园地区的微气候环境, 并定量评估了耦合模式的性能. 其中, WRF计算结果为LES模拟提供风场、温度场和水汽场等边界条件, 并利用能量平衡关系考虑植被下垫面与周围大气之间的感热和潜热交换, 从而反映真实城市植被大气环境动量和标量输运特性. 通过实际个例模拟及与外场观测资料对比发现, 多尺度耦合WRF-LES与WRF模式对温度和相对湿度的模拟效果相当, 均与外场观测数据相符; 但相比于传统中尺度模式WRF, WRF-LES显著提高了风场的模拟效果, 这主要是由于耦合模式可以精细分辨地表粗糙元素(植被和建筑等), 从而更加准确的模拟城市粗糙子层内非均匀流场和流场结构. 通过对奥林匹克森林公园三维风场和温度场分布和演化的流动显示可以发现, 借助微尺度LES的高分辨率精细

模拟特点, WRF-LES能够分辨大气微气象参数的日变化特征, 捕捉大气稳定度变化和大气流动的相互作用, 实际个例模拟中, 当大气处于弱不稳定状态, 垂直方向对流增强, 并形成大尺度环流结构, 从而对城市下垫面与上层大气之间热通量交换起到正反馈作用.

需要指出的是, 本文仅发展了WRF与LES的单向耦合(one-way), 即WRF与LES是以离线模式(offline mode)运行, 而并非在线双向耦合(online two-way coupling). 在本文工作基础上, 未来可以展开的研究方向和研究内容包括: (1) 利用激光雷达扫描等测量手段获取植被参数的准确分布, 获取包括植被叶面积指数和植被高度等更精细的参数, 模拟真实城市植被环境微气候特征; (2) 研究起伏地形、植被和建筑耦合等复杂地表对环境流动及标量输运特征的影响; (3) 风资源评估和风电场微观选址应用(Breton等, 2017; Nebenführ和Davidson, 2017).

参考文献

- 崔桂香, 张兆顺, 许春晓, 黄伟希. 2013. 城市大气环境的大涡模拟研究进展. *力学进展*, 43: 295–328
- 刘树华, 邓毅, 胡非, 梁福明, 刘和平, 王建华. 2004. 森林生态系统与大气边界层相互作用的数值模拟. *应用生态学报*, 15: 2005–2012
- 刘郁珏, 苗世光, 胡非, 刘玉宝. 2018. 冬奥会小海坨山赛区边界层风场大涡模拟研究. *高原气象*, 37: 1388–1401
- 季劲钧, 苗曼倩. 1994. 不均匀植被分布对地表面和大气边界层影响的数值试验. *大气科学*, 18: 293–302
- 蒋维楣, 苗世光. 2004. 大涡模拟与大气边界层研究-30年回顾与展望. *自然科学进展*, 14: 11–19
- 蒋维楣, 苗世光, 张宁, 刘红年, 胡非, 李磊, 王咏薇, 王成刚. 2010. 城市气象与边界层数值模拟研究. *地球科学进展*, 25: 463–473
- 李海锋, 王博斌, 崔桂香, 张兆顺. 2015. 现代城区热环境与污染物扩散的大涡模拟研究. *中国科学: 物理学 力学 天文学*, 10: 66–82
- 陶文铨. 2004. 数值传热学. 第2版. 西安: 西安交通大学出版社. 537
- 尹协远. 1991. 关于植被中湍流的研究. *力学进展*, 25: 444–456
- Amorim J H, Rodrigues V, Tavares R, Valente J, Borrego C. 2013. CFD modelling of the aerodynamic effect of trees on urban air pollution dispersion. *Sci Total Environ*, 461–462: 541–551
- Arnqvist J, Segalini A, Dellwik E, Bergström H. 2015. Wind statistics from a forested landscape. *Bound-Layer Meteorol*, 156: 53–71
- Arya S P. 2001. Introduction to Micrometeorology. 2nd ed. California: Academic Press. 420
- Aumond P, Masson V, Lac C, Gauvreau B, Dupont S, Berengier M. 2013. Including the drag effects of canopies: Real case large-eddy

- simulation studies. *Bound-Layer Meteorol*, 146: 65–80
- Bailey B N, Stoll R. 2013. Turbulence in sparse, organized vegetative canopies: A large-eddy simulation study. *Bound-Layer Meteorol*, 147: 369–400
- Bailey B N, Stoll R, Pardyjak E R, Mahaffee W F. 2014. Effect of vegetative canopy architecture on vertical transport of massless particles. *Atmos Environ*, 95: 480–489
- Barcons J, Avila M, Folch A. 2018. A wind field downscaling strategy based on domain segmentation and transfer functions. *Wind Energy*, 21: 409–425
- Belcher S E, Jerram N, Hunt J C R. 2003. Adjustment of a turbulent boundary layer to a canopy of roughness elements. *J Fluid Mech*, 488: 369–398
- Bohrer G, Wolosin M, Brady R, Avissar R. 2007. A virtual canopy generator (V-CaGe) for modelling complex heterogeneous forest canopies at high resolution. *Tellus B-Chem Phys Meteorol*, 59: 566–576
- Bohrer G, Katul G G, Walko R L, Avissar R. 2009. Exploring the effects of microscale structural heterogeneity of forest canopies using large-eddy simulations. *Bound-Layer Meteorol*, 132: 351–382
- Bonan G B. 2016. *Ecological Climatology*. 3rd ed. Cambridge: Cambridge University Press. 692
- Bou-Zeid E, Parlange M B, Meneveau C. 2007. On the parameterization of surface roughness at regional scales. *J Atmos Sci*, 64: 216–227
- Breton S P, Sumner J, Sørensen J N, Hansen K S, Sarmast S, Ivanell S. 2017. A survey of modelling methods for high-fidelity wind farm simulations using large eddy simulation. *Phil Trans R Soc A*, 375: 20160097
- Castro F A, Silva Santos C, Lopes da Costa J C. 2015. One-way mesoscale-microscale coupling for the simulation of atmospheric flows over complex terrain. *Wind Energ*, 18: 1251–1272
- Cheng W Y Y, Steenburgh W J. 2005. Evaluation of surface sensible weather forecasts by the WRF and the eta models over the western United States. *Weather Forecast*, 20: 812–821
- Dupont S, Brunet Y. 2008. Influence of foliar density profile on canopy flow: A large-eddy simulation study. *Agric For Meteorol*, 148: 976–990
- Dwyer M J, Patton E G, Shaw R H. 1997. Turbulent kinetic energy budgets from a large-eddy simulation of airflow above and within a forest canopy. *Bound-Layer Meteorol*, 84: 23–43
- Eder F, Serafimovich A, Foken T. 2013. Coherent structures at a forest edge: Properties, coupling and impact of secondary circulations. *Bound-Layer Meteorol*, 148: 285–308
- Finnigan J. 2000. Turbulence in plant canopies. *Annu Rev Fluid Mech*, 32: 519–571
- Finnigan J J, Shaw R H, Patton E G. 2009. Turbulence structure above a vegetation canopy. *J Fluid Mech*, 637: 387–424
- Foken T. 2006. 50 years of the Monin-Obukhov similarity theory. *Bound-Layer Meteorol*, 119: 431–447
- Gao W, Shaw R H, Paw U K T. 1989. Observation of organized structure in turbulent flow within and above a forest canopy. *Bound-Layer Meteorol*, 47: 349–377
- Garratt J R. 1992. *The Atmospheric Boundary Layer*. Cambridge: Cambridge University Press. 316
- Gillies J A, Nickling W G, King J. 2002. Drag coefficient and plant form response to wind speed in three plant species: Burning Bush (*Euonymus alatus*), Colorado Blue Spruce (*Picea pungens glauca*.), and Fountain Grass (*Pennisetum setaceum*). *J Geophys Res*, 107: 4760
- Jiménez P A, Dudhia J. 2012. Improving the representation of resolved and unresolved topographic effects on surface wind in the WRF model. *J Appl Meteorol Climatol*, 51: 300–316
- Jiménez P A, Dudhia J, González-Rouco J F, Navarro J, Montávez J P, García-Bustamante E. 2012. A revised scheme for the WRF surface layer formulation. *Mon Weather Rev*, 140: 898–918
- Jiménez P A, Dudhia J, González-Rouco J F, Montávez J P, García-Bustamante E, Navarro J, Vilà-Guerau de Arellano J, Muñoz-Roldán A. 2013. An evaluation of WRF's ability to reproduce the surface wind over complex terrain based on typical circulation patterns. *J Geophys Res-Atmos*, 118: 7651–7669
- Kaimal J C, Finnigan J J. 1994. *Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure and Measurement*. New York: Oxford University Press. 289
- Kruijt B, Malhi Y, Lloyd J, Norbre A D, Miranda A C, Pereira M G P, Culf A, Grace J. 2000. Turbulence statistics above and within two amazon rain forest canopies. *Bound-Layer Meteorol*, 94: 297–331
- Lalic B, Mihailovic D T. 2004. An empirical relation describing leaf-area density inside the forest for environmental modeling. *J Appl Meteorol*, 43: 641–645
- Launiainen S, Vesala T, Mölder M, Mammarella I, Smolander S, Rannik Ü, Kolari P, Hari P, Lindroth A, G. Katul G. 2007. Vertical variability and effect of stability on turbulence characteristics down to the floor of a pine forest. *Tellus B-Chem Phys Meteorol*, 59: 919–936
- Li H, Cui G, Zhang Z. 2018. A new scheme for the simulation of microscale flow and dispersion in urban areas by coupling large-eddy simulation with mesoscale models. *Bound-Layer Meteorol*, 167: 145–170
- Liu Y S, Cui G X, Wang Z S, Zhang Z S. 2011. Large eddy simulation of wind field and pollutant dispersion in downtown Macao. *Atmos Environ*, 45: 2849–2859

- Liu Y S, Miao S G, Zhang C L, Cui G X, Zhang Z S. 2012. Study on micro-atmospheric environment by coupling large eddy simulation with mesoscale model. *J Wind Eng Ind Aerodyn*, 107–108: 106–117
- Liu Z, Chen J M, Jin G, Qi Y. 2015. Estimating seasonal variations of leaf area index using litterfall collection and optical methods in four mixed evergreen–deciduous forests. *Agric For Meteorol*, 209–210: 36–48
- Lorente-Plazas R, Jiménez P A, Dudhia J, Montávez J P. 2016. Evaluating and improving the impact of the atmospheric stability and orography on surface winds in the WRF model. *Mon Weather Rev*, 144: 2685–2693
- Meneveau C, Lund T S, Cabot W H. 1996. A Lagrangian dynamic subgrid-scale model of turbulence. *J Fluid Mech*, 319: 353–385
- Moeng C H. 1984. A large-eddy-simulation model for the study of planetary boundary-layer turbulence. *J Atmos Sci*, 41: 2052–2062
- Moeng C H, Dudhia J, Klemp J, Sullivan P. 2007. Examining two-way grid nesting for large eddy simulation of the PBL using the WRF model. *Mon Weather Rev*, 135: 2295–2311
- Nakai T, Sumida A, Matsumoto K, Daikoku K, Iida S, Park H, Miyahara M, Kodama Y, Kononov A V, Maximov T C, Yabuki H, Hara T, Ohta T. 2008. Aerodynamic scaling for estimating the mean height of dense canopies. *Bound-Layer Meteorol*, 128: 423–443
- Nebenführ B, Davidson L. 2015. Large-eddy simulation study of thermally stratified canopy flow. *Bound-Layer Meteorol*, 156: 253–276
- Nebenführ B, Davidson L. 2017. Prediction of wind-turbine fatigue loads in forest regions based on turbulent LES inflow fields. *Wind Energ*, 20: 1003–1015
- Pan Y, Follett E, Chamecki M, Nepf H. 2014. Strong and weak, unsteady reconfiguration and its impact on turbulence structure within plant canopies. *Phys Fluids*, 26: 105102
- Pan Y, Chamecki M, Nepf H M. 2016. Estimating the instantaneous drag-wind relationship for a horizontally homogeneous canopy. *Bound-Layer Meteorol*, 160: 63–82
- Parlange M B, Brutsaert W. 1989. Regional roughness of the land surface and forest surface shear stress under neutral conditions. *Bound-Layer Meteorol*, 48: 69–81
- Pinar D J P, Wilson J D. 2001. First- and second-order closure models for wind in a plant canopy. *J Appl Meteorol*, 40: 1762–1768
- Poggi D, Porporato A, Ridolfi L, Albertson J D, Katul G G. 2004. The effect of vegetation density on canopy sub-layer turbulence. *Bound-Layer Meteorol*, 111: 565–587
- Pope S B. 2000. *Turbulent Flows*. Cambridge: Cambridge University Press. 773
- Sauer J A, Muñoz-Esparza D, Canfield J M, Costigan K R, Linn R R, Kim Y J. 2016. A large-eddy simulation study of atmospheric boundary layer influence on stratified flows over terrain. *J Atmos Sci*, 73: 2615–2632
- Schlegel F, Stiller J, Bienert A, Maas H G, Queck R, Bernhofer C. 2012. Large-eddy simulation of inhomogeneous canopy flows using high resolution terrestrial laser scanning Data. *Bound-Layer Meteorol*, 142: 223–243
- Schlegel F, Stiller J, Bienert A, Maas H G, Queck R, Bernhofer C. 2015. Large-eddy simulation study of the effects on flow of a heterogeneous forest at sub-tree resolution. *Bound-Layer Meteorol*, 154: 27–56
- Shaw R H, den Hartog G, Neumann H H. 1988. Influence of foliar density and thermal stability on profiles of reynolds stress and turbulence intensity in a deciduous forest. *Bound-Layer Meteorol*, 45: 391–409
- Shaw R H, Schumann U. 1992. Large-eddy simulation of turbulent flow above and within a forest. *Bound-Layer Meteorol*, 61: 47–64
- Shen S, Leclerc M Y. 1997. Modelling the turbulence structure in the canopy layer. *Agric For Meteorol*, 87: 3–25
- Stoesser T, Salvador G P, Rodi W, Diplas P. 2009. Large eddy simulation of turbulent flow through submerged vegetation. *Transp Porous Media*, 78: 347–365
- Stoll R, Porté-agel F. 2006. Effect of roughness on surface boundary conditions for large-eddy simulation. *Bound-Layer Meteorol*, 118: 169–187
- Su H B, Schmid H P, Vogel C S, Curtis P S. 2008. Effects of canopy morphology and thermal stability on mean flow and turbulence statistics observed inside a mixed hardwood forest. *Agric For Meteorol*, 148: 862–882
- Tjernström M. 1989. Some tests with a surface energy balance scheme, including a bulk parameterisation for vegetation, in a mesoscale model. *Bound-Layer Meteorol*, 48: 33–68
- Versteeg H K, Malalasekera W. 2007. *An Introduction to Computational Fluid Dynamics: The Finite Volume Method*. 2nd ed. Harlow: Pearson Prentice Hall. 517
- Vogel S. 1989. Drag and reconfiguration of broad leaves in high winds. *J Exp Bot*, 40: 941–948
- Villani M G, Schmid H P, Su H B, Hutton J L, Vogel C S. 2003. Turbulence statistics measurements in a Northern Hardwood Forest. *Bound-Layer Meteorol*, 108: 343–364
- Wang L, Li D, Gao Z, Sun T, Guo X, Bou-Zeid E. 2014. Turbulent transport of momentum and scalars above an urban canopy. *Bound-Layer Meteorol*, 150: 485–511
- Wyngaard J C. 2010. *Turbulence in the Atmosphere*. New York: Cambridge University Press. 407
- Xu L, Pyles R D, Paw U K T, Chen S H, Monier E. 2014. Coupling the

- high-complexity land surface model ACASA to the mesoscale model WRF. *Geosci Model Dev*, 7: 2917–2932
- Yan C, Huang W X, Miao S G, Cui G X, Zhang Z S. 2017. Large-eddy simulation of flow over a vegetation-like canopy modelled as arrays of bluff-body elements. *Bound-Layer Meteorol*, 165: 233–249
- Yue W, Parlange M B, Meneveau C, Zhu W, van Hout R, Katz J. 2007. Large-eddy simulation of plant canopy flows using plant-scale representation. *Bound-Layer Meteorol*, 124: 183–203
- Zhou X, Beljaars A, Wang Y, Huang B, Lin C, Chen Y, Wu H. 2017. Evaluation of WRF simulations with different selections of subgrid orographic drag over the Tibetan Plateau. *J Geophys Res-Atmos*, 122: 9759–9772

(责任编辑: 张宏昇)