



通量梯度法在温室气体及同位素通量观测研究中的应用与展望

赵佳玉¹ 肖 薇^{1*} 张 弥¹ 王晶苑² 温学发^{2,3} 李旭辉⁴

¹南京信息工程大学大气环境中心, 南京 210044; ²中国科学院地理科学与资源研究所生态系统网络观测与模拟重点实验室, 北京 100101; ³中国科学院大学资源与环境学院, 北京 100190; ⁴School of Forestry and Environmental Studies, Yale University, New Haven 06511, USA

摘 要 通量梯度法与涡度相关法均是微气象学的物质和能量通量观测方法, 在没有高频气体分析仪或下垫面风浪区较小的情况下, 通量梯度法可以有效观测生态系统(或土壤)与大气之间的温室气体及其同位素通量, 同时也可以作为涡度相关法的配套观测和有益补充。该文回顾了通量梯度法的基本原理、概念和假设, 重点综述了温室气体浓度梯度以及相关湍流扩散系数的观测与计算的方法和理论, 概述了通量梯度法在森林、农田、草地、湿地和水体等生态系统观测温室气体通量的应用进展, 特别是在稳定同位素通量观测中的应用, 最后从影响温室气体和同位素的浓度梯度以及湍流扩散系数测定与计算等方面概述了应用注意事项及建议。

关键词 通量梯度法; 温室气体通量; 同位素通量

赵佳玉, 肖薇, 张弥, 王晶苑, 温学发, 李旭辉 (2020). 通量梯度法在温室气体及同位素通量观测研究中的应用与展望. 植物生态学报, 44, 305–317. DOI: 10.17521/cjpe.2019.0227

Applications and prospect of the flux-gradient method in measuring the greenhouse gases and isotope fluxes

ZHAO Jia-Yu¹, XIAO Wei^{1*}, ZHANG Mi¹, WANG Jing-Yuan², WEN Xue-Fa^{2,3}, and LEE Xu-Hui⁴

¹Yale-NUIST Center on Atmospheric Environment, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China; ²Key Laboratory of Ecosystem Network Observation and Modeling, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China; ³College of Resources and Environment, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190, China; and ⁴School of Forestry and Environmental Studies, Yale University, New Haven 06511, USA

Abstract

Flux-gradient method and eddy covariance technique are classical micrometeorological methods, which observe fluxes of mass and energy. Flux-gradient method can effectively measure the greenhouse gas and isotope fluxes between ecosystem (or soil) and atmosphere although gas analyzer with high measuring frequency was not available or the fetch was small. Flux-gradient method can be viewed as an ancillary measurement and useful complement of eddy covariance technique. This paper reviewed from the following aspects: the fundamental theory, concepts and assumptions of flux-gradient method; the methods measuring the gradient of greenhouse gases and the theory on turbulent diffusion coefficients; the applications of this method in measuring greenhouse gas fluxes, especially on isotope fluxes, over various ecosystems including forest, cropland, grassland, wetland and water bodies. Finally, the considerations and suggestions were provided regarding the measurement on concentration gradients of greenhouse gases and isotopes, and the calculation of turbulent diffusion coefficients.

Key words flux-gradient method; greenhouse gas flux; isotope flux

Zhao JY, Xiao W, Zhang M, Wang JY, Wen XF, Lee XH (2020). Applications and prospect of the flux-gradient method in measuring the greenhouse gases and isotope fluxes. *Chinese Journal of Plant Ecology*, 44, 305–317. DOI: 10.17521/cjpe.2019.0227

准确量化生物圈与大气圈之间的温室气体交换对于生态系统过程、物质循环机制和气候变化响应等方面的研究具有重要意义。同时相应温室气体稳

定同位素信号则能为此提供独特的示踪信息, 是一个重要的研究手段。微气象学方法是观测温室气体及其稳定同位素通量的重要方法。该方法主要的优

收稿日期Received: 2019-09-02 接受日期Accepted: 2019-12-24

基金项目: 国家重点研发计划(2017YFC0503904)和国家自然科学基金(41975143、41575147、41475141和41830860)。Supported by the National Key R&D Program of China (2017YFC0503904), and the National Natural Science Foundation of China (41975143, 41575147, 41475141, and 41830860).

* 通信作者Corresponding author (wei.xiao@nuist.edu.cn)

势是可以进行原位无干扰的连续观测, 而且在单点上观测的通量信号是通量贡献区内不同位置地面通量的加权平均(Baldocchi *et al.*, 1988), 可以代表一定区域的通量交换信息。目前, 常用的微气象学方法主要包括涡度相关法(EC)和通量梯度法(FG)。涡度相关法被认为是观测生态系统与大气之间能量和物质交换的直接方法, 其计算原理不基于任何假设且无需经验参数, 并且已有较完善的理论和实践验证, 已经被广泛应用于不同生态系统的物质及能量观测(Baldocchi *et al.*, 2001; Baldocchi, 2014)。根据涡度相关法的基本原理, 需要对观测的目标气体进行高频采样(≥ 10 Hz), 当前的科技可以实现对CO₂、CH₄、水汽浓度较为稳定的高频观测, 而且有比较完备的涡度相关系统可供使用, 但是对其他一些痕量气体(如N₂O)和稳定同位素的观测要么仪器昂贵, 购置和维护成本高, 要么没有高频观测仪器。同时, 涡度相关系统中的三维超声风速仪的路径较长, 对架设高度有一定要求, 不适合对风浪区(即观测点与上风向下垫面边界之间的距离)很小的下垫面进行观测。相对而言, 通量梯度法对目标气体的采样频率要求没有那么高, 能够在无高频仪器可供使用的情况下实现对目标气体的浓度观测, 同时观测高度可以离地面更近, 对于风浪区较小的下垫面更加适用。对于同位素观测而言, 通量梯度法不受限于Keeling曲线方法的简单假设, 是更可靠的观测方法(Griffis, 2013)。因此该方法被广泛用于森林、草地、农田、沼泽、泥炭地和小型水体的温室气体和同位素通量(Simpson *et al.*, 1995, 1998; Miyata *et al.*, 2000; Griffis *et al.*, 2004; Pattey *et al.*, 2006; Santos *et al.*, 2012; Xiao *et al.*, 2014; Laubach *et al.*, 2016; Karlsson, 2017; O'Dell *et al.*, 2019; Zhao *et al.*, 2019)的观测研究中。此外, 通量梯度法也被用于其他痕量气体的通量观测, 如森林内外的H₂通量(Meredith *et al.*, 2014)、草地气态汞通量(Fritsche *et al.*, 2008)和大气汞循环研究(Angot *et al.*, 2016)。

通量梯度法的缺陷是需要满足一些基本假设和技术要求, 在应用过程中需要特别注意。通量梯度法的基本假设是基于—阶闭合假设(Lee, 2018), 具体原理是用温室气体的垂直梯度乘以湍流扩散系数得到温室气体通量, 在对同位素通量进行观测时, 假设轻重同位素的湍流扩散系数相同, 只需观测轻重同位素的垂直梯度之比即可得到通量同位素比。

要满足上述基本原理, 首先, 从技术上需要较高精度和准度的气体分析仪实现对两个高度上目标气体的浓度梯度观测, 同时要求整个采样分析系统能够在两个高度上实现快速切换(Xiao *et al.*, 2014)。其次, 湍流扩散系数无法直接观测得到, 需要通过参数化方案进行计算, 计算时需满足不同参数化方案中的基本假设, 如将基于光滑表面观测建立的莫宁-奥布霍夫相似理论应用到冠层(Simpson *et al.*, 1998), 假设大气处于中性和稳定条件下湍流对标量和动量的传输效率相同(Zhao *et al.*, 2019), 标量(热量、水汽、CO₂和其他痕量气体)之间具有相似的源汇(Meredith *et al.*, 2014)等, 这些假设如果在实际情况下不能满足, 就会引起湍流扩散系数的计算误差, 最终引起通量观测结果的不确定性。最后, 还需注意在一些特殊情况下该方法的适用性问题, 如浓度梯度很低, 几种气体的下垫面源汇分布不一致或者风浪区很小等情况。若要准确有效地应用通量梯度法观测温室气体及其同位素通量, 就需要对上述理论和技术问题有充分的认识和深入的理解。

因此, 本文将首先阐述通量梯度法的基本概念、理论和假设; 第二部分介绍构建浓度梯度观测系统需要注意的问题; 第三部分对比介绍湍流扩散系数的几种计算方法; 第四部分综述通量梯度系统在观测生态系统与大气之间温室气体、稳定同位素和其他痕量气体通量的应用进展; 第五部分重点讨论浓度观测和湍流扩散系数计算过程中的注意事项, 并对该方法的应用前景提出展望。需要指出的是, 在土壤上做分层观测计算扩散通量和基于冠层中的浓度梯度计算储存项的研究不在本文关注范围内。

1 基本概念、理论和假设

1.1 近地边界层结构以及CO₂浓度和风速的垂直廓线

通量梯度法是一种微气象学方法, 微气象学方法是对大气边界层内的湍流通量进行观测, 有植被存在的近地边界层的结构如图1所示。在植被景观中, 黏滞效应可以忽略, 空气运动以湍流为主。空气湍流出现的最低位置是植被冠层内。冠层的正上方是粗糙子层, 其厚度约为冠层高度的1倍。冠层上方为常通量层, 其高度约为几十米, 该层内动量、热量和气体通量几乎不随高度变化(Lee, 2018)。通量观测通常应该在常通量层中进行。

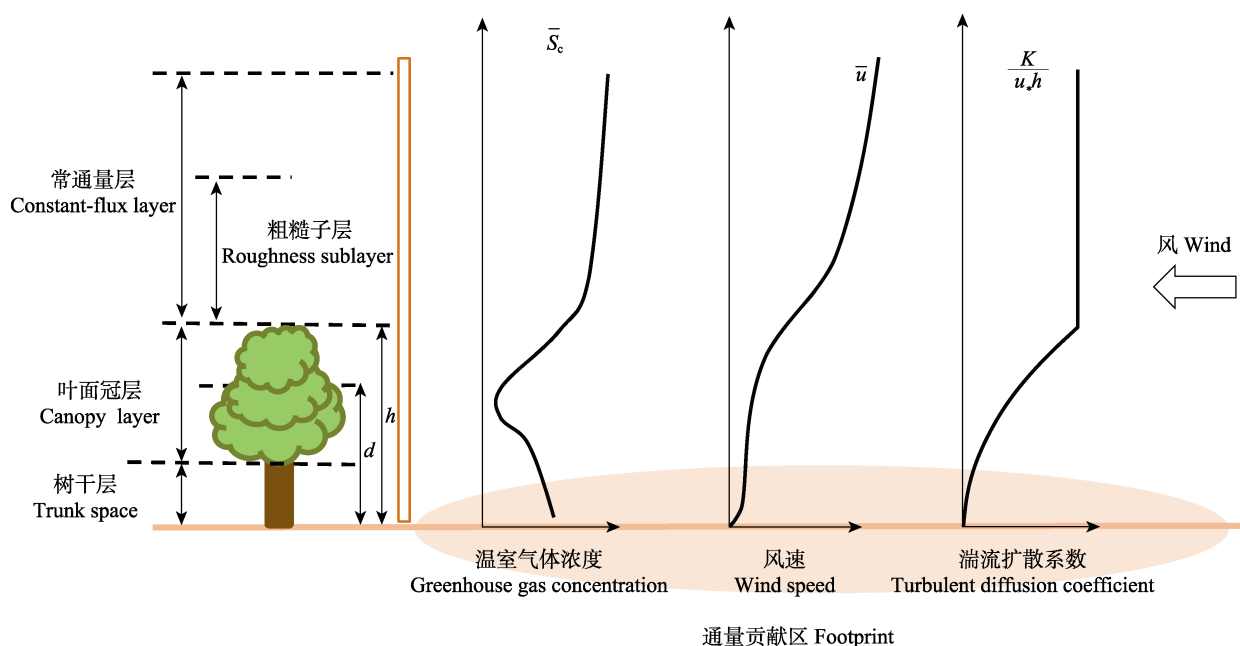


图1 白天典型森林内部及上方的大气分层以及温室气体浓度、风速和中性层结条件下的湍流扩散系数廓线示意图。 d , 零平面位移; h , 冠层高度; K , 湍流扩散系数; \bar{S}_c , CO_2 浓度; \bar{u} , 风速; u_* , 摩擦速度。

Fig. 1 Schematic diagram of the atmospheric layers within and above the forest canopy, and the vertical profiles for typical greenhouse gases concentration, wind speed and the turbulence diffusion coefficient under neutral stability condition during the daytime. d , zero-plane displacement; h , canopy height; K , turbulent diffusion coefficient; \bar{S}_c , CO_2 concentration; \bar{u} , wind speed; u_* , antitrip-tic wind speed.

微气象学方法是对湍流通量的观测, 因此需要在不稳定及中性层结条件下湍流发生时进行, 在不稳定条件下, 植被冠层上方 CO_2 浓度、风速的垂直廓线如图1所示。 CO_2 浓度和风速的垂直廓线在零平面位移(d)以上呈对数形式。 CO_2 浓度在植被冠层上方较高, 冠层处最低, 近地面较高, 这主要是植被冠层的光合作用吸收引起的。风速在冠层内部较小, 零平面位移高度至冠层以上随高度增大。

1.2 观测温室气体通量的通量梯度法基本理论

微气象学方法的理论基础是质量守恒原理, 以 CO_2 为例, 根据质量守恒原理, 在通量贡献区内的一个控制体积里, 净生态系统交换(即整个生态系统与大气之间的净交换)等于以下各项的总和: 储存项、涡度协方差项、水平平流项、垂直平流项和水平通量辐合辐散项。同时观测各个方向上的平流通量和湍流通量是很难实现的, 因此通常在宽阔、均匀、平坦的下垫面上开展观测, 假设水平平流、垂直平流和通量辐合辐散项可以忽略不计。此外, 假设储存项是 CO_2 收支过程中的小项。因此, 净生态系统 CO_2 交换就等于涡度协方差项(Baldocchi *et al.*,

1988; Lee, 2018), 在近地边界层内对质量守恒的连续方程进行一阶闭合假设, 可以得到湍流协方差项, 即湍流通量项等于物质浓度梯度与湍流扩散系数的乘积(Baldocchi *et al.*, 1988; Lee, 2018), 即

$$F_c = \overline{\rho_d(w's'_c)} = -\overline{\rho_d K_c} \frac{\bar{s}_{c,2} - \bar{s}_{c,1}}{z_2 - z_1} \quad (1)$$

式中, 以 CO_2 为例, F_c 为 CO_2 通量, 参数 K_c 为 CO_2 的湍流扩散系数, $\overline{\rho_d}$ 为干空气质量密度, z_1 和 z_2 为两个观测高度, 负号表示湍流通量的方向是由高值指向低值。这就是通量梯度法(Baldocchi *et al.*, 1988; Lee, 2018)。在没有高频采样的仪器可供使用的情况下, 只需要观测两个高度的平均状态变量(如 CO_2 浓度), 采用有限差分的形式计算湍流通量。

从上述的基本原理与假设可以看出, 要实现通量梯度方法的观测, 除了要准确观测浓度梯度以外, 还需要计算湍流扩散系数, 中性层结条件下的湍流扩散系数(K)与摩擦速度(u_*)和冠层高度(h)函数 K/u_*h 在植被内部及上方的垂直廓线如图1所示, 从地面到冠层, K/u_*h 逐渐升高, 在冠层顶以上, 则基本保持不变。而在稳定和不稳定条件下, 还需要进行稳定度校正。

1.3 观测稳定同位素通量的通量梯度法基本理论

对于稳定同位素通量,通常做两个前提假设:第一,轻重同位素分子的湍流扩散系数相同;第二,轻重同位素分子的源汇分布一致(Griffis *et al.*, 2005)。这样,通量同位素比(flux ratio)就简化为同位素梯度之比(Griffis *et al.*, 2004),即

$$\frac{F_c^i}{F_c} = \frac{\bar{S}_{c,2}^i - \bar{S}_{c,1}^i}{\bar{S}_{c,2} - \bar{S}_{c,1}} \quad (2)$$

式中,上标*i*表示较轻的同位素。

上式中的比值可以转换成稳定同位素常用的 δ_F 的形式,即通量同位素比,为

$$\delta_F = \left(\frac{F_c^i}{F_c} - 1 \right) \times 1000 \quad (3)$$

式中, R_{VPDB} 为 Vienna Pee Dee Belemnite 标准, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 为 1.118×10^{-2} (Hoef, 1997; Dawson & Brooks, 2001; Coplen, 2011)。

由此可见,采用通量梯度法观测温室气体通量,需要准确观测浓度梯度,准确量化湍流扩散系数。但是计算稳定同位素通量,只需要准确观测轻重同位素的浓度梯度即可,无需计算湍流扩散系数。

2 浓度梯度的观测理论和方法

通量梯度法成功应用的前提条件是目标气体和同位素浓度梯度的准确观测。要实现对温室气体及其稳定同位素浓度梯度的准确观测,对气体分析仪和采样系统有如下要求:首先,分析仪的准确度足够高,能够准确观测温室气体及稳定同位素的浓度;分析仪的精度足够高,能够明确分辨出两个高度上温室气体及稳定同位素浓度的微小差异。其次,采样系统的响应更新时间足够快,分析仪能够在很短的时间内在上下进气口之间完成切换,以确保上下进气口观测到的是同一个空气团的特性。

2.1 气体分析仪的选择、标定和校准

要确保仪器能够明确地分辨出两个进气口之间温室气体及稳定同位素组分的微小的差别,这就要求气体分析仪的观测精度和准确度足够高。目前,通量梯度法中常使用的分析仪大多基于新型光谱技术,如可调谐二极管激光吸收光谱(TDLAS)(Phillips *et al.*, 2007)、离轴积分腔输出光谱(OA-ICOS)(Tagesson *et al.*, 2012; Karlsson, 2017; Zhao *et al.*, 2019)

和波长扫描光腔衰荡光谱(WS-CRDS)(Xiao *et al.*, 2014)等,相比传统的红外光谱,这些新型的激光光谱技术具有更高精度、准确度以及响应速度快等优势。但是为了避免仪器由于工作时长造成的系统偏差,需要使用标准气体对仪器进行必要的标定。此外,建议采用一台仪器在两个进气口之间进行切换观测,以避免采用两台分析仪产生系统偏差(Baldocchi *et al.*, 1988)。

对于稳定同位素观测,还需要校正浓度依赖性。以 $^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ 为例,仪器在观测同位素组分相同但 CO_2 混合比不同的几股气体时,观测到的 $^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ 同位素组分的数值存在差异(理论上应该为同一个值),这种现象被称为浓度依赖性(也称非线性),这是稳定同位素观测普遍会遇到的问题。校准浓度依赖性,通常采用多股(至少3股)浓度和同位素组分不同的标准气体(浓度和同位素组分分别高于和低于目标气体),定期通入分析仪进行观测,基于工作标气的观测值和已知值建立先行关系,得到增益系数和偏移系数,对仪器观测值进行校正(Bowling *et al.*, 2005; Griffis, 2013)。

2.2 采样系统的设置

要确保同一个空气团特征能够被上下进气口都观测到,就要求观测系统能够在很短时间(<1 min)内实现在两个进气口之间的切换,典型的观测系统设置如图2所示。在两个进气口采样,进气口需要做防蚊虫处理,再接过滤器;然后经过缓冲瓶,滤除掉高频信号;再经过三向电磁阀,要么通往分析仪观测气体浓度,要么通往旁路流出观测系统。例如, Xiao 等(2014)在观测湖泊与大气界面的 $\text{CO}_2/\text{CH}_4/\text{H}_2\text{O}$ 交换时,每个进气口采样1 min,然后迅速切换到另外一个进气口,采样系统可以在10 s内完成切换。

3 湍流扩散系数的计算理论和方法

湍流扩散系数常用的计算方法包括:基于莫宁-奥布霍夫稳定度校正方程的空气动力学模型(简称AE模型)、波文比法、修正波文比模型(简称MBR模型)和基于中性层结假设的风廓线模型(简称WP模型)等。以下重点介绍目前应用比较广泛的AE和MBR模型。

3.1 空气动力学模型

空气动力学模型是基于动量通量计算公式和莫

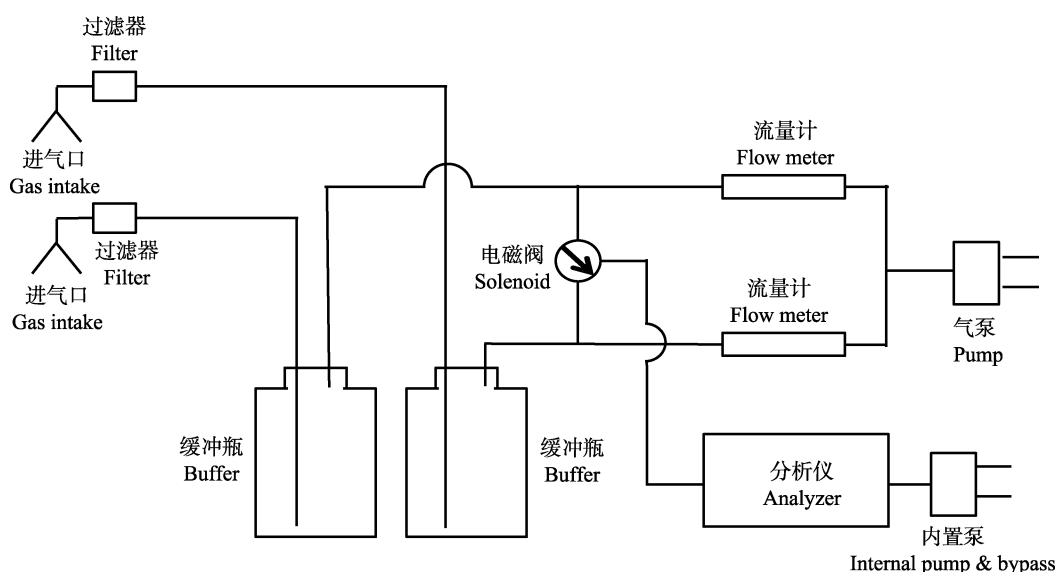


图2 通量梯度观测系统示意图。

Fig. 2 Schematic diagram of the flux-gradient observation system.

宁-奥布霍夫相似理论计算目标气体的湍流扩散系数。该模型的前提假设为: (1)风切变产生的湍流对动量和标量的输送能力相同, 因此在中性和稳定层结条件下, 热量和标量的湍流传输系数与动量的传输系数相同; (2)浮力产生的湍流对标量的输送能力大于对动量的输送能力, 因此在不稳定条件下, 标量的湍流扩散系数大于动量的湍流扩散系数, 但是痕量气体(水汽、CO₂和其他痕量气体)的湍流扩散系数与热量的湍流扩散系数相同; (3)建立在光滑表面观测结果基础之上的莫宁-奥布霍夫相似理论适用于陆地植被生态系统, 可以用于生态系统的湍流传输系数的稳定度校正(Prueger & Kustas, 2005)。

空气动力学模型首先计算中性条件下光滑表面上动量的湍流扩散系数(K), 计算公式基于动量通量计算公式推导得到, 为冯卡门(von Karman)常数(k)、摩擦风速 u_* 和观测高度(z)的乘积, 即 $K = kzu_*$ 。基于上述3个前提假设, 得到气体湍流扩散系数的计算公式:

$$K = ku_* \times z_g / \varphi_h \quad (4)$$

式中, $k \approx 0.4$; u_* 可由涡度相关法观测获得; z_g 为上下进气口测量高度的几何平均高度, $z_g = (z_1 z_2)^{1/2}$; φ_h 为基于莫宁-奥布霍夫相似理论得到的稳定度参数的普适函数, 具体计算过程可以参照Dyer和Hicks (1970)的方法, 在中性层结条件下取值为1, 不稳定条件下小于1, 稳定条件下大于1。

空气动力学模型的优势在于考虑了大气稳定度

变化对湍流扩散系数的影响, 但难点在于要计算稳定度函数, 就需要准确地观测摩擦风速和感热通量, 这需要利用涡度相关法, 增加了参数获取难度。此外, 稳定度校正方法的不确定性会引起误差, 特别是在风速较小的情况下误差较大。

3.2 修正波文比模型

修正波文比模型的前提假设是目标气体与参考标量(感热或水汽)的湍流扩散系数相同, 通过观测参考标量的通量和浓度梯度, 反算湍流扩散系数, 就可以获得目标气体的扩散系数, 再与观测的目标气体浓度梯度相乘, 就得到通量(Businger, 1986; Meyers *et al.*, 1996), 计算公式为:

$$F_t = F_r \frac{S_{t,2} - S_{t,1}}{S_{r,2} - S_{r,1}} \quad (5)$$

式中, 下标 r 代表参考标量, 下标 t 指代目标气体。通常将水汽作为参考标量, CO₂和CH₄等温室气体作为目标气体。水汽通量一般采用涡度相关法或波文比法观测。

修正波文比模型的优势是无需稳定度校正(Businger, 1986; Meyers *et al.*, 1996), 可以直接计算湍流扩散系数, 缺点是需要同时观测参考气体的通量, 增加了观测的难度。该模型一个重要的假设是湍流扩散系数不随目标气体的种类而变化, 这一假设只有在目标气体和参考气体的源汇在空间上均匀分布的情况下才能成立(Wolf *et al.*, 2008; Meredith *et al.*, 2014; Laubach *et al.*, 2016)。

4 通量梯度法精度评估及应用

4.1 森林生态系统温室气体通量观测

通量梯度法被用于森林生态系统温室气体通量观测,特别是在通量信号较弱的情况下观测结果较好。Simpson等(1997)在加拿大萨斯克彻温省采用TDLAS技术结合FG方法,对寒带针阔混交林的CH₄和N₂O通量进行了连续5个月的观测,捕捉到了微弱的CH₄和N₂O排放信号,作者在文中提到对于寒带针阔混交林中较弱的温室气体通量信号,为了准确估计其通量值,要求观测方法能够捕捉所有携带通量成分的湍流涡,特别是对低频成分的捕捉,其低频噪声信号可能会淹没真实的小通量信号,因而相比EC方法,作者使用的FG系统能够实现不同进气口之间的快速切换(切换时间4 s),进而起到了高通滤波的作用,降低了低频噪声,因此可以更有效地捕捉到小通量信号。类似地,基于OA-ICOS技术的FG方法被应用于亚高山针叶林冠层内部,对CH₄通量进行观测,研究表明虽然冠层内部CH₄的垂直浓度梯度较小,但该FG系统具有足够的精度能够观测到其昼夜变化(Bowling *et al.*, 2009)。同时在缺少某些特定气体快速响应分析仪的条件下,FG方法可以代替EC方法进行应用,如Meredith等(2014)为了明确H₂通量的源汇问题,在美国马萨诸塞州哈佛森林的冠层之上和近地面分别开展了H₂通量梯度观测,评估通量梯度方法观测H₂通量的可行性,并与涡度相关法比较,明确不同湍流扩散系数参数化方案的适用性。

4.2 农田生态系统温室气体通量观测

对于农田生态系统,通量梯度法被用于观测CO₂、CH₄和N₂O通量。对于CO₂通量,最直接的观测方法就是涡度相关法,但是该方法在夜间大气湍流较弱的情况下观测效果不理想,也就是观测土壤和植被呼吸通量存在较大的不确定性(Baldocchi, 2014),在这种情况下,FG法能够提供很好的补充和校正。很早就有研究者利用红外气体分析仪结合FG方法观测作物层(甜菜(*Beta vulgaris*))的CO₂通量时间变化特征(Monteith & Szeicz, 1960)。O'Dell等(2019)利用EC、波文比能量平衡法(BREB)和FG方法对作物田(玉米(*Zea mays*))的CO₂通量进行观测对比,其研究表明,白天BREB和EC的观测结果具有很好的一致性,而在不满足BREB观测条件时,特

别是夜晚稳定时期,FG方法能够检测到作物表层上方CO₂通量信号的变化,因此作者认为BREB和FG方法的结合可以作为EC方法的备选方案,作为检测作物表层附近微气象特征的观测方法。

基于FG方法的原位长期连续高精度观测,更有助于分析稻田或其他作物在不同生长阶段以及管理措施对温室气体通量变化的影响。Simpson等(1995)利用TDLAS技术结合FG方法对灌溉水稻田的CH₄通量进行了观测,分析了在水稻不同生长阶段CH₄排放的变化特征以及影响因子。同样的技术和方法也被用于观测种植不同作物(如大麦(*Hordeum vulgare*)、油菜(*Brassica napus*)、大豆(*Glycine max*)和玉米)或作物不同生长阶段的农田排放N₂O动态特征(Wagner-Riddle *et al.*, 1997)。在无法直接应用EC方法对某种气体进行通量观测时,也可以采用比较容易观测的EC通量,如CO₂或H₂O通量,作为参考气体,结合MBR模型应用于FG方法进行观测。如Miyata等(2000)利用EC测量的CO₂通量作为参考气体,结合MBR模型对水稻田的CH₄通量进行了观测,基于其观测结果明确淹水对水稻田CO₂和CH₄通量的影响。

4.3 草地和湿地生态系统温室气体通量观测

对于湿地/草地生态系统,通量梯度法比传统的箱式通量法(简称箱式法)具有明显优势。对于湿地温室气体通量,早期研究大多使用操作方便、原理简单的箱式法进行观测,但传统的箱式法无法进行在线测量、观测精度有限且会干扰测量环境。Smith等(1994)使用基于3种不同测量技术(TDLAS、气象色谱、傅里叶变换红外光谱技术)的FG方法和箱式法对草地的N₂O通量进行观测对比,结果表明,3种技术测量的FG通量结果具有很好的一致性,但箱式法结果明显高于FG。对于结果差异的原因,作者分析一方面可能是由于观测点N₂O排放具有明显的空间差异,而箱式法的观测区域排放强度较高;另一方面不同方法之间也存在系统误差,因此在下垫面空间差异较大时,箱式法的观测结果具有较高的不确定度。

相比其他生态系统,草地和泥炭地下垫面的风浪区更广且相对更为均一,能够满足MBR模型中对于参考气体和目标气体源汇均一分布的假设,因此研究者们也常将EC和FG方法连用。对温室气体通量进行观测,如Phillips等(2007)利用EC获得的感热

通量作为参考气体结合MBR模型计算了灌溉牧地的 N_2O 通量; Fritsche等(2008)利用EC观测的 CO_2 通量结合MBR模型对亚高山草原上气态汞通量进行了观测。对于EC和FG方法同步观测的研究, Laubach等(2016)采用通量梯度法和夜间存储比法观测草地上的 CH_4 和 N_2O 通量; Karlsson (2017)利用EC和FG方法对北方泥炭地的 CO_2 通量进行了同步观测, 发现两者之间具有较好的一致性。

4.4 水体生态系统温室气体通量观测

近年来, 随着测量技术的发展和 K 参数理论的进一步深入研究, FG方法的应用已不仅限于陆地生态系统, 研究者们将其应用于水体生态系统, 已成功实现了对 CO_2 、 H_2O 和 CH_4 等温室气体通量的观测, 如在Gårdsjön湖(Meyers *et al.*, 1996)和海狸池塘(Roulet *et al.*, 1997)进行的 CO_2 、 H_2O 和 CH_4 通量观测等。Xiao等(2014)基于WS-CRDS分析仪结合通量梯度法首次对太湖水-气界面的 CH_4 、 CO_2 和 H_2O 通量进行了长期连续观测, 研究表明, FG系统具有足够的精度能够捕捉到水-气界面上方的通量信号, 相比EC方法, 基于闭路式气体分析仪的FG方法测量水-气界面温室气体交换通量的主要优点是其计算结果不需要进行密度校正。采用类似的系统设置和计算方法, Zhao等(2019)基于小型水体 CH_4 、 CO_2 和 H_2O 通量的观测结果, 对比评价了EC和FG方法在小型水体应用的适用性, 结果表明: 相比EC方法, FG观测的源区更小, 因此其观测值受目标下垫面边界外其他信号的干扰也最小, 且采用不同仪器的组合方案, 即利用三维超声风速仪结合AE模型获取气体湍流扩散系数, 使用FG系统配套高精度的气体分析仪获取目标气体浓度, 是最适合小型水体温室气体通量观测的微气象方法。

4.5 温室气体稳定同位素通量的观测

对于 ^{13}C - CO_2 通量同位素比来说, 通量梯度法主要被用于观测非生长季农田土壤的 ^{13}C - CO_2 通量同位素比(Griffis *et al.*, 2004; Drewitt *et al.*, 2009; Glenn *et al.*, 2011), 或者观测森林内地面上的 ^{13}C - CO_2 和 ^{18}O - CO_2 通量同位素比(Santos *et al.*, 2012)。Griffis等(2004)采用通量梯度法观测了美国明尼苏达州农田土壤在大豆收获后(之前4年种植的是玉米)土壤呼吸的 ^{12}C - CO_2 通量和 ^{13}C - CO_2 通量, 结果表明土壤呼吸的 ^{13}C 同位素组分与 C_3 农田生态系统的信号一致, 说明降解的大豆植株是主要的呼吸

基质。研究还发现, 耕地过后, 生态系统呼吸加强, 呼吸通量的 $\delta^{13}\text{C}$ 下降, 说明有新鲜的大豆植株残茬参与到了呼吸过程。这项研究表明稳定同位素技术与微气象学方法的结合能够更好地解释碳循环过程。土壤呼吸的同位素值有助于推测土壤碳库对土壤 CO_2 通量的贡献, 并分析翻耕对作物残体降解的影响。Drewitt等(2009)在加拿大安大略省的一块农田上(C_4 作物玉米收获后次年 C_3 作物大豆出苗前)观测非生长季土壤呼吸 $\delta^{13}\text{C}$, 相比没有翻耕的地块, 常规翻耕地块土壤呼吸的 $\delta^{13}\text{C}$ 表现为较强的 C_4 信号, 表明翻耕会促进“新”的作物残体快速分解。春季, 两类地块上 $\delta^{13}\text{C}$ 均下降, 说明 C_4 呼吸基质在减少, 转而分解土壤 C_3 有机质。Glenn等(2011)在加拿大曼尼托巴省一个刚刚收获玉米的农田(之前种植 C_3 作物)观测2个密集翻耕和2个少翻耕地块上的 $\delta^{13}\text{C}$, 发现玉米的 C_4 作物残体碳在秋季占总呼吸通量的70%, 在春季占20%–30%, 从秋季到次年春季的整个非生长季内, 玉米残茬的至少25%被呼吸作用分解, 而勤耕和少耕处理的地块区别不明显。此外, 研究者还采用通量梯度法观测森林和湖泊生态系统水汽同位素(Lee *et al.*, 2007; Xiao *et al.*, 2017)。

通量梯度法观测 CO_2 通量的研究远远少于涡度相关法, 而是更多地被用于观测较难实现涡度相关观测的其他痕量气体, 如 CH_4 通量(如Pattey *et al.*, 2006; Bowling *et al.*, 2009; Tagesson *et al.*, 2012; Laubach *et al.*, 2016), N_2O 通量(Simpson *et al.*, 1997; Laubach *et al.*, 2016), 稳定同位素通量(Griffis, 2013), H_2 通量(Meredith *et al.*, 2014)、气态汞通量(Fritsche *et al.*, 2008)和南极大气汞循环(Angot *et al.*, 2016)。此外, 通量梯度法的观测高度可以比涡度相关法更加贴近地面, 因此特别适合风浪区较小的下垫面的观测, 如小型水体(Zhao *et al.*, 2019)。

5 应用注意事项、建议和应用前景展望

通量梯度法观测温室气体和稳定同位素通量的优势是即能实现无干扰的连续观测, 又不需要高频响应的观测仪器, 同时能够实现小型下垫面的准确观测。该方法需要准确地观测目标气体的浓度梯度, 并准确地量化湍流扩散系数。浓度梯度的准确观测依赖于气体分析仪能够准确地观测目标气体的浓度, 并具有足够高的精度分辨出两个高度的浓度差异, 同时观测系统能快速地响应进气口的切换, 这需要

观测系统设置合理,并且充分考虑浓度梯度过小引起观测误差的情况。湍流扩散系数的参数化需要满足相应的前提假设,特别是在森林的粗糙子层或树干层做观测时AE模型前提假设的有效性,以及下垫面不同气体源汇分布对MBR模型的影响。因此,在应用通量梯度法的过程中,需要对关注的生态系统的浓度梯度幅度、通量贡献区大小、下垫面源汇状况等进行综合的评估,再选择最适合的观测系统设置和湍流扩散系数计算方法。

5.1 浓度梯度观测的注意事项

5.1.1 观测系统设置的注意事项

为了满足浓度梯度的观测要求,通量梯度法的采样和观测系统在实际应用中有一些需要特别注意的事项。主要包括:(1)尽量缩短切换电磁阀与分析仪之间管路的长度,设置合适的流速,缩短从电磁阀到内置泵这一段的气体周转时间;(2)设置旁路,保证上下进气口都以稳定的流速持续进气,如果未被分析仪采样,气体也能通过旁路流走,这样能避免气体在采样管内的堆积和观测信号的滞后;(3)在进气口后端设置缓冲瓶,滤除掉浓度波动的高频信号,保证观测到稳定的浓度值;(4)定期清洗进气口过滤器,以免过滤器堵塞影响观测信号;(5)如果气体分析仪放置在实验室内,而实验室内有空调降温,则需要对室内的管路包裹加热带,避免管路内出现冷凝水损坏分析仪。

对于梯度系统采样高度的设置,其前提是需保证采样高度位于常通量层之内,但文献中并没有对具体的高度进行统一的规定,一般需结合观测地点的实际情况进行设置。以两个进气口为例,对于上进气口,在设置高度时应该考虑观测地点风浪区的大小,需确保观测信号落在研究地点风浪区范围之内;对于下进气口,不同的生态系统有不同的标准,其中对于有冠层的生态系统,如森林生态系统,应特别注意粗糙子层的影响,基于文献的观测经验值(Simpson *et al.*, 1998),进气口的观测高度至少应在冠层高度的1.4倍以上,才能满足湍流扩散系数方案的理论假设,而对于无冠层的生态系统,如水体生态系统,设置时应注意下进气口是否会受到水体风浪波动的影响,避免液态水倒吸损坏仪器,如已有的在湖泊(Xiao *et al.*, 2014)和池塘(Zhao *et al.*, 2019)的观测,其下进气口高度分别为1.0和0.9 m;在明确上下进气口高度的大概范围后,对于两层进气口

高度差的设置,根据温室气体浓度随高度的变化(图1),其浓度在常通量层的变化相对较小,因此常通量层内不同高度差的选取对于浓度梯度差的影响并不大。

5.1.2 密度效应的影响

空气密度和湿度的空间变异,会产生虚假的温室气体通量信号。在真实观测中,如果空气密度和大气湿度存在空间变异,在两个高度上形成温度梯度和湿度梯度,就会驱动热量扩散和水汽扩散,形成虚假的温室气体通量信号,称为密度效应。针对温度梯度带来的密度效应,由于温室气体浓度梯度的观测通常采用闭路式分析仪,两股气流被抽入相同的温度环境内,密度效应也就不存在了。针对大气湿度变化引起的密度效应,如果在测量前对气样进行干燥处理,得到温室气体相对于干空气的混合比,也就避免了密度效应(如Welp *et al.*, 2013)。此外,如果分析仪能同步观测水汽浓度,将直接观测得到的湿浓度换算成干浓度(如Chen *et al.*, 2010; Xiao *et al.*, 2014),也就避免了密度效应。

5.1.3 浓度梯度的影响

如果目标气体的浓度梯度低,温室气体和稳定同位素通量的观测结果就会受到影响。对于CO₂通量而言,Karlsson (2017)在泥炭地和Fritzsche等(2008)在亚高山草原上进行CO₂通量观测,发现涡度相关法和通量梯度法得到的观测结果较一致,这两项研究的共同点是目标气体的浓度梯度较大,而且观测系统的精度足够高,能够捕捉到梯度信号。当浓度梯度较小时,涡度相关法和通量梯度法在牧场(Laubach *et al.*, 2016)和森林(Wu *et al.*, 2015)观测到的通量结果则存在明显偏差。

当目标气体浓度梯度较小时,为了评估数据的准确性,通常和观测方法精度(如零梯度测试结果,见本文5.3.2)进行对比,明确观测结果的不确定性(Xiao *et al.*, 2014; Zhao *et al.*, 2019);而对于数据的取舍,目前文献中并没有统一的标准,需要特别注意的是对于MBR方法的运用,基于MBR方法的观测原理(见本文3.2),参考气体的浓度梯度处于分母位置,其较小的观测误差会引起目标气体通量较大的不确定度,因此为了保证数据的准确度,常设置一定的阈值范围对参考气体浓度梯度进行筛选,如Laubach等(2016)利用CO₂作为MBR方法中的参考气体,将MBR反算的湍流扩散系数(K_{CO_2})和基于

中性层结的空气动力学湍流扩散系数(K_m)计算结果进行对比, 比较结果表明基于 CO_2 浓度梯度差阈值($2.4 \mu\text{mol}\cdot\text{mol}^{-1}$)筛选后的 K_{CO_2} 与 K_m 之间具有更好的一致性。类似地, Phillips等(2007)在研究中分别采用感热通量及温度差和潜热通量及水汽浓度差, 结合MBR方法反算湍流扩散系数, 为了保证系数的准确性, 通过设置温度差值和水汽浓度差的阈值分别为 0.1 K 和 $1 \text{ mmol}\cdot\text{mol}^{-1}$, 对湍流扩散系数进行筛选, 并与 K_m 相比, 得到较好的一致性($R^2 = 0.79$)。相比MBR方法, 浓度梯度差的大小对AE模型的计算结果影响相对较小。

稳定同位素观测对浓度梯度更为敏感。Griffis等(2004)发现用通量梯度法观测农田生态系统 $^{13}\text{C}\text{-CO}_2$ 通量时, 当 CO_2 浓度梯度大于 $3.5 \mu\text{mol}\cdot\text{mol}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ 时, 观测效果较好, 观测精度为 0.8% 。Drewitt等(2009)和Glenn等(2011)在观测农田土壤呼吸时, 当 CO_2 浓度梯度小于 $1 \mu\text{mol}\cdot\text{mol}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ 时, $^{13}\text{C}\text{-CO}_2$ 通量同位素比观测值的不确定性为 2% ; 浓度梯度约为 $3.5 \mu\text{mol}\cdot\text{mol}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ 时, $^{13}\text{C}\text{-CO}_2$ 通量同位素比的不确定性降为 0.7% 。Santos等(2012)发现当 $^{13}\text{CO}_2$ 混合比梯度小于 $0.035 \mu\text{mol}\cdot\text{mol}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ (相当于 CO_2 混合比梯度小于 $3.2 \mu\text{mol}\cdot\text{mol}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$)时, 同位素通量梯度法的不确定性较大, 因此, 该研究只采用两个高度上 CO_2 混合比超过 $5 \mu\text{mol}\cdot\text{mol}^{-1}$ 的数据。由此可见, 通量梯度观测数据的处理过程中, 要注意低浓度梯度带来的异常信号。通过对比通量梯度法和Keeling曲线法, 在水汽浓度梯度很低($<200 \mu\text{mol}\cdot\text{mol}^{-1}$)的情况下, 通量梯度法的计算误差相对较大, 而Keeling曲线法比通量梯度法更加适用于水汽浓度垂直梯度低的情况下(未发表数据)。

5.2 湍流扩散系数计算的注意事项

5.2.1 粗糙子层和冠层内观测的有效性

粗糙子层的存在会打破AE模型的一些前提假设, 引起湍流扩散系数估算结果的不确定性。首先, 基于光滑表面层观测结果建立的莫宁-奥布霍夫相似理论在粗糙子层可能不适用。该相似理论更适用于较低矮的生态系统(如裸地和低矮农田), 对于森林或较高的农田冠层(如玉米和甘蔗*Saccharum officinarum*)可能不适用。这是因为对于较高的冠层, 风速廓线在粗糙子层内存在拐点(图1), 其动力不稳定产生有组织的湍流, 主导该层内的湍流运动, 这种湍流对动量和标量的输送效率要高于光滑表面中的

湍流。因此, 采用相似理论, 会低估湍流扩散系数(Lee, 2018)。

其次, AE模型的一个假设是中性和稳定层结条件下, 标量的湍流扩散系数与动量的湍流扩散系数相等, 这一假设在粗糙子层内可能也不满足。动量的传输效率和标量的传输效率的比值可以用湍流施密特数(Sc)表示。在AE模型中, 在大气层结为中性或稳定的情况下, 通常假设风切变产生的湍流对动量和标量的传输效率相同, 即 Sc 取值为1; 在不稳定条件下, 浮力湍流占主导地位, 其对标量的传输能力更强, Sc 小于1。但是, 实际观测结果表明中性层结条件下 Sc 为1这一假设在某些特殊情况并不成立。如对于森林或较高的植被冠层, 粗糙子层内部的湍流主要由风廓线拐点处的动力不稳定激发的有组织的湍流组成, 这些湍流对标量的输送效率要强于对动量的输送效率, 因此 Sc 小于1。Simpson等(1998)在落叶林的通量观测中发现中性条件下 Sc 的变化范围为 $0.64\text{--}0.85$, 这一数值与Denmead和Bradley(1985)在另外一片森林得到的结果一致。Wilson(2013)在春季观测小麦冠层的水汽和 CO_2 通量和浓度差, 发现近中性层结条件下水汽和 CO_2 的平均 Sc 为 0.68 和 0.78 。由此可见, 粗糙子层的存在也会影响动量和标量的传输效率比, 从而影响湍流扩散系数计算结果。

因此, 严格来说, 通量梯度法不适用于在粗糙子层内开展观测, 观测高度应该高于粗糙子层(Kaimal & Finnigan, 1994)。但是, 这对于森林或较高的冠层是很难实现的, 主要原因为: 随着高度增加, 气体浓度梯度减小, 更难观测; 观测高度升高, 要求有更大的风浪区; 对观测塔和仪器都有更高的要求(Simpson *et al.*, 1997)。为了检验相似理论在粗糙子层内的适用性, Simpson等(1998)在加拿大安大略省混合落叶林里开展了多个高度的观测, 在5个高度上观测 CO_2 浓度, 进行通量梯度法计算, 在3个高度上采用涡度相关法观测, 通过对比两种方法的观测结果, 发现相似理论在粗糙子层是适用的, 当观测高度高于1.6倍冠层高度($1.6 h$)时, 落叶前后湍流扩散系数的增强系数为 1.10 ± 0.06 和 1.25 ± 0.07 , 因此建议观测高度最好高于 $1.6 h$ 。如果不能实现在 $1.6 h$ 以上观测, 则建议在至少 $1.4 h$ 以上观测。

此外, 森林中可能存在反梯度通量, 即通量方向由低浓度指向高浓度, 这与通量梯度法的基本假

设相违背, 因此通常认为通量梯度法不适合做冠层内的观测(Baldocchi *et al.*, 1988)。但是以往的研究证明该方法适用于林下近地面主干空间内的观测(Baldocchi & Meyers, 1991; Dolman & Wallace, 1991; Wu *et al.*, 2001; Santos *et al.*, 2012)。

5.2.2 下垫面源汇分布的影响

MBR模型假设目标气体和参考标量的源汇分布一致, 因此下垫面源汇分布是否均匀一致, 会影响湍流扩散系数的估算结果。如果下垫面源汇分布均匀一致(如大水漫灌的水稻田或灌溉牧场), 则观测效果较好, MBR与AE模型计算结果的一致性较好(Simpson *et al.*, 1995; Miyata *et al.*, 2000; Phillips *et al.*, 2007)。基于MBR和AE模型计算的太湖CO₂和CH₄通量值也具有较好的一致性(确定系数: CO₂ $R^2 = 0.49$; CH₄ $R^2 = 0.55$)和较小的误差(Xiao *et al.*, 2014)。Griffith等(2002)利用MBR模型基于FG理论对牧场的CO₂、CH₄和N₂O通量进行了观测, 虽然此研究没有直接比较不同模型湍流扩散系数的大小, 但是相比EC的CO₂通量观测结果, 两者之间具有较好的一致性(CO₂ $R^2 = 0.70$)。如果下垫面源汇分布不一致, 则违背了MBR模型的基本假设, 计算结果就会有很大误差。例如, Meredith等(2014)采用涡度相关法和通量梯度法同步观测了森林的水汽和CO₂的通量和浓度梯度, 并反算了二者的湍流扩散系数, 发现水汽的湍流扩散系数比CO₂的低32%。他们认为主要原因是在垂直方向上CO₂和H₂O的源汇分布不一致: 除了冠层源汇外, CO₂还有一个比H₂O更强的源——土壤。Zhao等(2019)采用通量梯度法观测小型池塘的CO₂和CH₄通量, 采用水汽作为参考气体, 发现MBR法计算的K值高于AE法, 可能原因是涡度相关法观测的水汽通量源区与FG法观测的水汽浓度梯度的源区不匹配, 而且下垫面参考气体(H₂O)与目标气体(CO₂和CH₄)的源汇分布不均匀。因此, 所关注的下垫面的目标气体与参考气体的源汇分布是否均匀, 是评估MBR模型在通量梯度法适用性需要考虑的重要问题。

5.2.3 同位素湍流扩散系数计算中的问题

对于同位素通量观测, 采用通量梯度法的一个前提假设就是轻重同位素的源汇分布一致。农田生态系统满足这一假设, 因为冠层通常在水平方向上均匀分布, 垂直方向上只有几米高。如果梯度观测是在粗糙子层以上, 由于湍流混合很强, 轻重同位

素的源汇分布差异很小(例如土壤通量和植被通量的同位素信号的差异), 对通量梯度观测的影响很小。因此, 稳定同位素通量观测对此不敏感。

5.3 通量计算的注意事项

5.3.1 储存项变化的影响

微气象学法一个基本假设是储存项可以忽略不计。以CO₂为例, 就日平均而言, 储存项远远小于垂直通量项, 通常可以忽略不计。但是如果以小时为步长看日变化, 就会发现储存项在日出和日落时刻是很大的(Finnigin, 2006; Lee, 2018)。例如, Aubinet等(2005)通过对比6个CARBOEUROFLUX森林站点的观测数据, 发现6个森林的储存项具有相同的日变化形态: 夜间为正, 早晨为负。夜间为正的原因是稳定条件下冠层内CO₂累积; 早晨为负的原因是湍流开始或光合作用开始, 累积的CO₂得到释放(Aubinet *et al.*, 2005)。因此, 在通量梯度观测中, 需要特别注意储存项是否可以忽略, 如果不能忽略, 则需要将储存项计入通量计算中。

5.3.2 通量观测精度评估

评估温室气体通量观测系统的精度和准度通常有两种方法。第一种方法是零梯度测试法(Meyers *et al.*, 1996; Xiao *et al.*, 2014; Zhao *et al.*, 2019), 将2个进气口放在一起, 或者通同一浓度的标准气体, 观测一段时间, 得到的通量观测值的标准差即为观测系统的精度。理论上, 零梯度测试过程中, 通量梯度系统观测到的两个进气口之间的浓度差和通量值都应该为0, 但是由于传感器的响应速度和测量精度、采样系统设计以及大气湍流要素的随机变化, 观测值往往偏离0值, 而且有波动。那么, 在零梯度测试期间, 浓度梯度的观测值与0值的差异, 即为观测的系统偏差, 零梯度测试期间获得的观测值的标准差即为系统的观测精度。第二种方法是将上下进气口通入不同的已知浓度标准气体, 利用不同浓度标准气体模拟不同梯度差进一步模拟通量, 从而验证观测系统的精度和准度。明确观测系统或仪器的测量偏差是评价其观测方法适用性的重要步骤, 通过比较实际测量值与系统测量精度的大小, 可以明确由系统误差引起的通量观测结果的不确定性(Lee *et al.*, 2007; Detto *et al.*, 2011)。

在温室气体通量梯度观测中, 一些研究者对开发的通量梯度系统的精度进行了评估。Meyers等(1996)基于FG观测理论, 采用闭路式的红外气体分

析仪(LI-6262, LI-COR, Lincoln, USA)结合MBR模型对森林以及Gårdsjön湖表面上方的CO₂和H₂O通量进行观测时,开展了连续3天的零梯度观测实验,实验结果表明CO₂和H₂O的上下进气口浓度偏差(±标准偏差)分别为-0.033 (±0.026) μmol·mol⁻¹和-1.1 × 10⁻³ (±3.2 × 10⁻⁴) mmol·mol⁻¹,远小于其实验观测期间的气体浓度梯度。Xiao等(2014)采用光腔衰荡光谱分析仪(G1301, Picarro, Santa Clara, USA)结合通量梯度法观测太湖水-气界面CH₄、CO₂、H₂O通量,零梯度测试结果表明3种气体通量的测量精度分别为0.029 μg·m⁻²·s⁻¹、0.010 mg·m⁻²·s⁻¹和4.8 W·m⁻²,在为期2.5年的观测试验期间,3种气体通量观测值分别有67%、69%和97%高于其系统的测量精度。基于类似的方法,Zhao等(2019)开发的基于离轴积分输出腔光谱分析仪(915-0011-CUSTOM, Los Gatos Research, San Jose, USA)的通量梯度系统观测小型养殖塘的CH₄、CO₂和H₂O通量,在典型的湍流扩散速率(0.1 m²·s⁻¹)条件下,3种气体(CH₄、CO₂、H₂O)的通量不确定度分别为(-0.001 ± 0.005) μg·m⁻²·s⁻¹、(-0.010 ± 0.016) mg·m⁻²·s⁻¹和(0.52 ± 0.83) W·m⁻²,证明该系统具有足够的精度捕捉小型水体上方的温室气体通量信号。

5.4 应用前景展望

可以预见通量梯度法除了被用于温室气体及其稳定同位素通量的观测之外,还将被用于更多其他痕量气体和污染物(如PM_{2.5}等)的观测研究。并且以往的通量观测大多关注均匀平坦的较大范围下垫面,目前更为复杂的下垫面(如喀斯特地貌、小型水体和城市等)越来越受到研究者的重视,在无法满足涡度相关方法的观测条件时,可以利用通量梯度法进行有效的观测或作为EC方法的有益补充。此外,随着新技术(如激光光谱技术等)的不断发展,其与通量梯度方法的结合将会向着更高精度更便携等方向不断演进,通量梯度方法将会在不同的生态系统得到越来越广泛的应用。

参考文献

Angot H, Magand O, Helmig D, Ricaud P, Quennehen B, Gallée H, del Guasta M, Sprovieri F, Pirrone N, Savarino J, Dommergue A (2016). New insights into the atmospheric mercury cycling in central Antarctica and implications on a continental scale. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16, 8249–8264.

Aubinet M, Berbigier P, Bernhofer C, Cescatti A, Feigenwinter C, Granier A, Grünwald T, Havrankova K, Heinesch B, Longdoz B, Marcolla B, Montagnani L, Sedlak P (2005). Comparing CO₂ storage and advection conditions at night at different Carboeuroflux sites. *Boundary-Layer Meteorology*, 116, 63–93.

Baldocchi DD (2014). Measuring fluxes of trace gases and energy between ecosystems and the atmosphere—The state and future of the eddy covariance method. *Global Change Biology*, 20, 3600–3609.

Baldocchi DD, Falge E, Gu LH, Olson R, Hollinger D, Running S, Anthoni P, Bernhofer C, Davis K, Evans R, Fuentes J, Goldstein A, Katul G, Law B, Lee X, Malhi Y, Meyers T, Munger W, Oechel W, Paw KT, Pilegaard K, Schmid HP, Valentini R, Verma S, Vesala T, Wilson K, Wofsy S (2001). FLUXNET: a new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82, 2415–2434.

Baldocchi DD, Hincks BB, Meyers TP (1988). Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods. *Ecology*, 69, 1331–1340.

Baldocchi DD, Meyers TP (1991). Trace gas-exchange above the floor of a deciduous forest 1. Evaporation and CO₂ efflux. *Journal of Geophysical Research*, 96, 7271–7285.

Bowling DR, Burns SP, Conway TJ, Monson RK, White JWC (2005). Extensive observations of CO₂ carbon isotope content in and above a high-elevation subalpine forest. *Global Biogeochemical Cycles*, 19, GB3023. DOI: 10.1029/2004GB002394.

Bowling DR, Miller JB, Rhodes ME, Burns SP, Monson RK, Baer D (2009). Soil, plant, and transport influences on methane in a subalpine forest under high ultraviolet irradiance. *Biogeosciences*, 6, 1311–1324.

Businger JA (1986). Evaluation of the accuracy with which dry deposition can be measured with current micrometeorological techniques. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25, 1100–1124.

Chen H, Winderlich J, Gerbig C, Hofer A, Rella CW, Crosson ER, van Pelt AD, Steinbach J, Kolle O, Beck V, Daube BC, Gottlieb EW, Chow VY, Santoni GW, Wofsy SC (2010). High-accuracy continuous airborne measurements of greenhouse gases (CO₂ and CH₄) using the cavity ring-down spectroscopy (CRDS) technique. *Atmospheric Measurement Techniques*, 3, 375–386.

Coplen TB (2011). Guidelines and recommended terms for expression of stable-isotope-ratio and gas-ratio measurement results. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 25, 2538–2560.

Dawson TE, Brooks PD (2001). Fundamentals of stable isotope chemistry and measurement//Unkovich MJ, Pate JS, McNeill AM, Gibbs DJ. *Application of Stable Isotope*

- Techniques to Study Biological Processes and Functioning of Ecosystems*. Kluwer Academic, Dordrecht, Netherlands. 1–18.
- Denmead OT, Bradley EF (1985). Flux-gradient relationships in a forest canopy//Hutchison BA, Hicks BB. *The Forest-Atmosphere Interaction*. Springer, Dordrecht, Netherlands. 421–442.
- Detto M, Verfaillie J, Anderson F, Xu LK, Baldocchi D (2011). Comparing laser-based open- and closed-path gas analyzers to measure methane fluxes using the eddy covariance method. *Agricultural and Forest Meteorology*, 151, 1312–1324.
- Dolman AJ, Wallace JS (1991). Lagrangian and K-theory approaches in modelling evaporation from sparse canopies. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 117, 1325–1340.
- Drewitt G, Wagner-Riddle C, Warland J (2009). Isotopic CO₂ measurements of soil respiration over conventional and no-till plots in fall and spring. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149, 614–622.
- Dyer AJ, Hicks BB (1970). Flux-gradient relationships in the constant flux layer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96, 715–721.
- Finnigan J (2006). The storage term in eddy flux calculations. *Agricultural and Forest Meteorology*, 136, 108–113.
- Fritsche J, Obrist D, Zeeman MJ, Conen F, Eugster W, Alewell C (2008). Elemental mercury fluxes over a sub-alpine grassland determined with two micrometeorological methods. *Atmospheric Environment*, 42, 2922–2933.
- Glenn AJ, Amiro BD, Tenuta M, Wagner-Riddle C, Drewitt G, Warland J (2011). Contribution of crop residue carbon to soil respiration at a northern Prairie site using stable isotope flux measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, 151, 1045–1054.
- Griffis TJ (2013). Tracing the flow of carbon dioxide and water vapor between the biosphere and atmosphere: a review of optical isotope techniques and their application. *Agricultural and Forest Meteorology*, 174–175, 85–109.
- Griffis TJ, Baker JM, Sargent SD, Tanner BD, Zhang J (2004). Measuring field-scale isotopic CO₂ fluxes with tunable diode laser absorption spectroscopy and micrometeorological techniques. *Agricultural and Forest Meteorology*, 124, 15–29.
- Griffis TJ, Lee X, Baker JM, Sargent SD, King JY (2005). Feasibility of quantifying ecosystem-atmosphere C¹⁸O¹⁶O exchange using laser spectroscopy and the flux-gradient method. *Agricultural and Forest Meteorology*, 135, 44–60.
- Griffith DWT, Leuning R, Denmead OT, Jamie IM (2002). Air-land exchanges of CO₂, CH₄ and N₂O measured by FTIR spectrometry and micrometeorological techniques. *Atmospheric Environment*, 36, 1833–1842.
- Hoef J (1997). *Stable Isotope Geochemistry*. 4th ed. Springer-Verlag, Berlin.
- Kaimal JC, Finnigan JJ (1994). *Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure and Measurement*. Oxford University Press, Oxford, UK.
- Karlsson K (2017). *Greenhouse Gas Flux at a Temperate Peatland: a Comparison of the Eddy Covariance Method and the Flux-Gradient Method*. Master degree dissertation, Lund University, Lund, Sweden.
- Laubach J, Barthel M, Fraser A, Hunt JE, Griffith DWT (2016). Combining two complementary micrometeorological methods to measure CH₄ and N₂O fluxes over pasture. *Biogeosciences*, 13, 1309–1327.
- Lee X (2018). *Fundamentals of Boundary-Layer Meteorology*. Springer International Publishing, Cham.
- Lee X, Kim K, Smith R (2007). Temporal variations of the ¹⁸O/¹⁶O signal of the whole-canopy transpiration in a temperate forest. *Global Biogeochemical Cycles*, 21, GB3103. DOI: 10.1029/2006gb002871.
- Meredith LK, Commane R, Munger JW, Dunn A, Tang J, Wofsy SC, Prinn RG (2014). Ecosystem fluxes of hydrogen: a comparison of flux-gradient methods. *Atmospheric Measurement Techniques*, 7, 2787–2805.
- Meyers TP, Hall ME, Lindberg SE, Kim KI (1996). Use of the modified Bowen-ratio technique to measure fluxes of trace gases. *Atmospheric Environment*, 30, 3321–3329.
- Miyata A, Leuning R, Denmead OT, Kim J, Harazono Y (2000). Carbon dioxide and methane fluxes from an intermittently flooded paddy field. *Agricultural and Forest Meteorology*, 102, 287–303.
- Monteith JL, Szeicz G (1960). The carbon-dioxide flux over a field of sugar beet. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 86, 205–214.
- O'Dell D, Eash NS, Hicks BB, Zahn JA, Oetting JN, Sauer TJ, Lambert DM, Logan J, Goddard JJ (2019). Nutrient source and tillage effects on maize: I. Micrometeorological methods for measuring carbon dioxide emissions. *Agro-systems, Geosciences & Environment*, 2, 1–10.
- Pattey E, Strachan IB, Desjardins RL, Edwards GC, Dow D, MacPherson JI (2006). Application of a tunable diode laser to the measurement of CH₄ and N₂O fluxes from field to landscape scale using several micrometeorological techniques. *Agricultural and Forest Meteorology*, 136, 222–236.
- Phillips FA, Leuning R, Baigent R, Kelly KB, Denmead OT (2007). Nitrous oxide flux measurements from an intensively managed irrigated pasture using micrometeorological techniques. *Agricultural and Forest Meteorology*, 143, 92–105.
- Prueger JH, Kustas WP (2005). Aerodynamic methods for estimating turbulent fluxes//Hatfield JL, Baker JL. *Micrometeorology in Agricultural Systems, Agronomy Monograph No. 47*. American Society of Agronomy, Crop

- Science Society of America, and Soil Science Society of America, Madison, USA. 407–436.
- Roulet NT, Crill PM, Comer NT, Dove A, Boubonniere RA (1997). CO₂ and CH₄ flux between a boreal beaver pond and the atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 102, 29313–29319.
- Santos E, Wagner-Riddle C, Lee X, Warland J, Brown S, Staebler R, Bartlett P, Kim K (2012). Use of the isotope flux ratio approach to investigate the C¹⁸O¹⁶O and ¹³CO₂ exchange near the floor of a temperate deciduous forest. *Biogeosciences*, 9, 2385–2399.
- Simpson IJ, Edwards GC, Thurtell GW, den Hartog G, Neumann HH, Staebler RM (1997). Micrometeorological measurements of methane and nitrous oxide exchange above a boreal aspen forest. *Journal of Geophysical Research*, 102, 29331–29341.
- Simpson IJ, Thurtell GW, Kidd GE, Lin M, Demetriades-Shah TH, Flitcroft ID, Kanemasu ET, Nie D, Bronson KF, Neue HU (1995). Tunable diode laser measurements of methane fluxes from an irrigated rice paddy field in the Philippines. *Journal of Geophysical Research*, 100, 7283–7290.
- Simpson IJ, Thurtell GW, Neumann HH, den Hartog G, Edwards GC (1998). The validity of similarity theory in the roughness sublayer above forests. *Boundary-Layer Meteorology*, 87, 69–99.
- Smith KA, Clayton H, Arab JRM, Christensen S, Ambus P, Fowler D, Hargreaves KJ, Skiba U, Harris GW, Wienhold FG, Klemetsson L, Galle B (1994). Micrometeorological and chamber methods for measurement of nitrous oxide fluxes between soils and the atmosphere: overview and conclusions. *Journal of Geophysical Research*, 99, 16541.
- Tagesson T, Mölder M, Mastepanov M, Sigsgaard C, Tamstorf MP, Lund M, Falk JM, Lindroth A, Christensen TR, Ström L (2012). Land-atmosphere exchange of methane from soil thawing to soil freezing in a high-Arctic wet tundra ecosystem. *Global Change Biology*, 18, 1928–1940.
- Wagner-Riddle C, Thurtell GW, Kidd GK, Beauchamp EG, Sweetman R (1997). Estimates of nitrous oxide emissions from agricultural fields over 28 months. *Canadian Journal of Soil Science*, 77, 135–144.
- Welp LR, Keeling RF, Weiss RF, Paplawsky W, Heckman S (2013). Design and performance of a Nafion dryer for continuous operation at CO₂ and CH₄ air monitoring sites. *Atmospheric Measurement Techniques*, 6, 1217–1226.
- Wilson JD (2013). Turbulent Schmidt numbers above a wheat crop. *Boundary-Layer Meteorology*, 148, 255–268.
- Wolf A, Saliendra N, Akshalov K, Johnson DA, Laca E (2008). Effects of different eddy covariance correction schemes on energy balance closure and comparisons with the modified Bowen ratio system. *Agricultural and Forest Meteorology*, 148, 942–952.
- Wu A, Black A, Verseghy DL, Bailey WG (2001). Comparison of two-layer and single-layer canopy models with Lagrangian and K-theory approaches in modelling evaporation from forests. *International Journal of Climatology*, 21, 1821–1839.
- Wu ZY, Zhang L, Wang XM, Munger JW (2015). A modified micrometeorological gradient method for estimating O₃ dry depositions over a forest canopy. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15, 7487–7496.
- Xiao W, Lee X, Hu YB, Liu SD, Wang W, Wen XF, Werner M, Xie CY (2017). An experimental investigation of kinetic fractionation of open-water evaporation over a large lake. *Journal of Geophysical Research*, 122, 11651–11663.
- Xiao W, Liu SD, Li HC, Xiao QT, Wang W, Hu ZH, Hu C, Gao YQ, Shen J, Zhao XY, Zhang M, Lee X (2014). A flux-gradient system for simultaneous measurement of the CH₄, CO₂, and H₂O fluxes at a lake-air interface. *Environmental Science & Technology*, 48, 14490–14498.
- Zhao JY, Zhang M, Xiao W, Wang W, Zhang Z, Yu Z, Xiao QT, Cao ZD, Xu JZ, Zhang XF, Liu SD, Lee X (2019). An evaluation of the flux-gradient and the eddy covariance method to measure CH₄, CO₂, and H₂O fluxes from small ponds. *Agricultural and Forest Meteorology*, 275, 255–264.

特邀编委: 牛书丽 责任编辑: 李 敏