

# 华北平原农田土壤蒸发 $\delta^{18}\text{O}$ 的日变化特征及其影响因素

杨 斌<sup>1,2</sup> 谢甫缙<sup>1</sup> 温学发<sup>2\*</sup> 孙晓敏<sup>2</sup> 王建林<sup>3</sup>

<sup>1</sup>沈阳农业大学, 沈阳 110866; <sup>2</sup>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; <sup>3</sup>青岛农业大学, 青岛 266109

**摘 要** 土壤蒸发 $\delta^{18}\text{O}$  ( $\delta_{\text{E}}$ )是影响大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$  ( $\delta_{\text{v}}$ )变异的重要因素,也是农田生态系统蒸散组分土壤蒸发和植物蒸腾拆分的核心科学问题之一。 $\delta_{\text{E}}$ 主要基于Craig-Gordon模型计算,主要受地表大气水汽 $\delta_{\text{v}}$ 、相对湿度( $h$ )、平衡和动力学分馏系数以及土壤蒸发前缘液态水 $\delta^{18}\text{O}$  ( $\delta_{\text{s}}$ )的影响。该研究以华北平原冬小麦(*Triticum aestivum*)-夏玉米(*Zea mays*)生态系统大气水汽 $\delta_{\text{v}}$ 的原位连续观测数据为基础,同时结合不同深度的土壤日变化采样,综合探讨了 $\delta_{\text{E}}$ 的日变化特征及其影响因素。结果表明:冬小麦和夏玉米生长季 $\delta_{\text{E}}$ 的日变化表现为双峰曲线,分别在6:00和15:00左右达到峰值。 $h$ 强烈影响农田生态系统 $\delta_{\text{E}}$ ,特别是在 $h > 95\%$ 的高相对湿度环境条件下Craig-Gordon模型并不适用。大气水汽 $\delta_{\text{v}}$ 的原位连续观测技术克服了传统的降水平衡预测大气水汽 $\delta_{\text{v}}$ 方法的不确定性,可以显著提高 $\delta_{\text{E}}$ 的准确性。不同的平衡分馏系数对 $\delta_{\text{E}}$ 的结果无显著影响。不同的动力分馏系数尤其是考虑湍流扩散对动力分馏系数的影响会显著影响 $\delta_{\text{E}}$ 的模拟结果。土壤蒸发前缘的确定直接影响 $\delta_{\text{s}}$ 和标准化到土壤蒸发前缘温度下的 $h$ ,显著影响 $\delta_{\text{E}}$ 的准确性。结合动态箱或静态箱与稳定同位素红外光谱连续观测技术直接测定 $\delta_{\text{E}}$ ,从而避免模型参数化过程引入的不确定性是未来研究的重要方向。

**关键词** Craig-Gordon模型, 大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 原位观测, 动力学分馏系数, 土壤蒸发 $\delta^{18}\text{O}$ , 冬小麦-夏玉米

## Diurnal variations of soil evaporation $\delta^{18}\text{O}$ and factors affecting it in cropland in North China

YANG Bin<sup>1,2</sup>, XIE Fu-Ti<sup>1</sup>, WEN Xue-Fa<sup>2\*</sup>, SUN Xiao-Min<sup>2</sup>, and WANG Jian-Lin<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Shenyang Agricultural University, Shenyang 110866, China; <sup>2</sup>Key Laboratory of Ecosystem Network Observation and Modeling, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China; and <sup>3</sup>Qingdao Agricultural University, Qingdao 266109, China

### Abstract

**Aims** The  $\delta^{18}\text{O}$  of soil evaporation ( $\delta_{\text{E}}$ ) is an important factor controlling the variations of atmospheric  $\delta^{18}\text{O}$  ( $\delta_{\text{v}}$ ), and it is also one of the key challenges of partitioning evapotranspiration into evaporation and transpiration components.  $\delta_{\text{E}}$  is mostly simulated by the Craig-Gordon model, which is constrained by the  $\delta_{\text{v}}$  of water vapor, the relative humidity ( $h$ ), the equilibrium and kinetic factors and the  $\delta^{18}\text{O}$  of soil water ( $\delta_{\text{s}}$ ) at the evaporating front. Our objective is to investigate the diurnal variations of  $\delta_{\text{E}}$  and factors affecting it.

**Methods** We determined the  $\delta^{18}\text{O}$  of water vapor in a winter wheat-summer maize cropland based on the *in-situ* and continuous water vapor isotope ratio measurement system. We sampled soil water at different depths and analyzed it using the cryogenic vacuum distillation technique to acquire the  $\delta^{18}\text{O}$  of soil water at the evaporating front.

**Important findings** During the growing period of winter wheat-summer maize, the diurnal variation of  $\delta_{\text{E}}$  exhibited a bimodal pattern with peaks at 6:00 and 15:00. The  $h$  has a significant effect on the diurnal variation of  $\delta_{\text{E}}$  in cropland ecosystems, and causes the Craig-Gordon model to be invalid under high humidity condition of  $h > 95\%$ . The *in-situ* and high resolution measurement of  $\delta_{\text{v}}$  overcomes the uncertainty of using the local precipitation equilibrium method to evaluate  $\delta_{\text{v}}$ , which improves the accuracy of  $\delta_{\text{E}}$ . Different equilibrium factors have no significant influence on the accuracy of  $\delta_{\text{E}}$ . Different kinetic factors, especially the canopy scale kinetic factor, influence the accuracy of  $\delta_{\text{E}}$  significantly. The location of the evaporating front determines the  $h$  normalized to soil temperature and the  $\delta^{18}\text{O}$  of soil water directly and also influences the accuracy of  $\delta_{\text{E}}$  significantly. Further research is needed to attain direct measurement of  $\delta_{\text{E}}$  by combining isotope ratio infrared spectroscopy (IRIS) with the static chamber or dynamic chamber.

**Key words** Craig-Gordon model, *in-situ* measurement of atmosphere water vapor  $\delta^{18}\text{O}$ , kinetic fractionation factors, soil evaporation  $\delta^{18}\text{O}$ , winter wheat-summer maize

土壤蒸发是陆地生态系统土壤与大气进行水汽交换的主要途径之一,在生态系统水分平衡和水循环中均占有重要地位(Huxman *et al.*, 2005; Gat, 2008; Torres & Calera, 2010)。涡度相关技术是唯一直接测定生态系统蒸散的标准方法,但是无法估算蒸散组分土壤蒸发和植物蒸腾,并不能为理解和预测农田群体水分利用效率提供足够的信息(Gochis & Cuenca, 2000; Baldocchi, 2003; Yu *et al.*, 2006)。目前,区分农作物群体蒸腾作用和土壤蒸发主要是利用大尺度土壤蒸渗仪(测定蒸散)和小型蒸渗仪(测定土壤蒸发)结合技术(Gochis & Cuenca, 2000; Wilson *et al.*, 2001; 孙宏勇等, 2004)、气孔-蒸腾尺度扩展技术(Cermak & Nadezhdina, 1998; Meiresonne *et al.*, 1999)以及模型(如Shuttleworth-Wallace双涌源模型)模拟技术(Shuttleworth & Wallace, 1985; Hu *et al.*, 2009)等传统的间接估算方法。与涡度相关技术相结合,通过稳定同位素技术可以实现生态系统蒸散组分土壤蒸发和植物蒸腾的拆分(Moreira *et al.*, 1997; Wang & Yakir, 2000; Yopez *et al.*, 2005; Xu *et al.*, 2008)。其中,确定土壤蒸发 $\delta^{18}\text{O}$  ( $\delta_E$ )是解决生态系统蒸散组分土壤蒸发和植物蒸腾拆分的核心科学问题之一。

在土壤水分蒸发过程中,由于水分相变和扩散过程中稳定同位素分馏效应的存在,轻稳定同位素分子比重稳定同位素分子蒸发和扩散得快。所以,随着蒸发的进行,土壤水中 $\text{H}_2^{18}\text{O}$ 随土壤深度的增加会呈现明显的梯度变化,并且土壤中液态水中的 $\text{H}_2^{18}\text{O}$ 会高于土壤蒸发气态水中的 $\text{H}_2^{18}\text{O}$ 含量(Gat, 1996; Zhang *et al.*, 2010)。因此,土壤蒸发过程中的同位素分馏效应会使 $\delta_E$ 发生严重的贫化。地表大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$  ( $\delta_v$ )、相对湿度( $h$ )、平衡和动力学分馏系数以及土壤蒸发前缘液态水 $\delta^{18}\text{O}$  ( $\delta_s$ )对 $\delta_E$ 的共同影响可以用Craig-Gordon模型来描述(Craig & Gordon, 1965; Wang & Yakir, 2000)。

在大气水汽 $\delta_v$ 数据匮乏的条件下,经常假设 $\delta_v$ 为常数或与降水平衡(Froehlich, 2000; Horita *et al.*, 2008; 温学发等, 2008)。Jacob和Sonntag (1991)指出在较长的年季尺度上,降水平衡预测通常是可靠的。然而,在短时间尺度上或降水稀少的干旱、半

干旱地区,降水平衡预测值通常偏离 $\delta_v$ 的真实值,而且 $\delta_v$ 与降水平衡预测值的偏离程度与 $h$ 正相关(Tsujimura *et al.*, 2007; Horita *et al.*, 2008; Wen *et al.*, 2010)。目前 $\delta_v$ 主要利用冷阱/同位素质谱仪技术测定(Helliker *et al.*, 2002; Tsujimura *et al.*, 2007),通常包括样品的收集和分析两个步骤,都是费时耗力的。最近同位素红外光谱技术(IRIS)的发展使大气水汽 $\delta_v$ 的原位连续观测成为可能(Lee *et al.*, 2005; Wen *et al.*, 2008, 2012b)。

平衡分馏系数( $\alpha_e$ )是决定土壤蒸发前缘液态水 $\text{H}_2^{18}\text{O}$ 蒸发为气态水 $\text{H}_2^{18}\text{O}$ 的关键影响因素。而动力学分馏系数( $\alpha_k$ )是决定土壤中气态水 $\text{H}_2^{18}\text{O}$ 经过土壤孔隙和土壤边界层向大气扩散的关键影响因素。Majoube (1971)以及Horita和Wesolowski (1994)分别提出了 $\alpha_e$ 的计算方法,二者0–100 °C的 $\alpha_e$ 是一致的。如何准确地计算 $\alpha_k$ 是Craig-Gordon模型估算 $\delta_E$ 的焦点问题之一(Farquhar *et al.*, 1989; Flanagan *et al.*, 1991; Horita *et al.*, 2008)。 $\alpha_k$ 通常采用Merlivat (1978)提出的分子扩散比( $\text{H}_2\text{O} : \text{H}_2^{18}\text{O}$ ) 1.028 1。Cappa等(2003)指出分子扩散比( $\text{H}_2\text{O} : \text{H}_2^{18}\text{O}$ )应为1.031 9。Lee等(2009)研究表明,在水汽通过冠层传输到冠层上方某一高度的过程中,空气动力学阻力( $r_a$ )也对 $\alpha_k$ 产生影响。

土壤蒸发导致土壤水 $\delta_s$ 逐渐富集,并在土壤表层达到最大的富集程度,即土壤“蒸发前缘”(Barnes & Allison, 1988)。土壤蒸发前缘是土壤中的水液相运动与气相扩散的过渡区域,可以近似为饱和状态(Walker & Brunel, 1990; van de Griend & Owe, 1994; Wythers *et al.*, 1999; Yamanaka & Yonetani, 1999; Zhang *et al.*, 2010),直接影响 $\delta_E$ 。

本研究以华北平原冬小麦(*Triticum aestivum*)-夏玉米(*Zea mays*)生态系统为研究对象,以大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta\text{D}$ 原位连续观测系统(Wen *et al.*, 2008)为核心手段,同时结合不同深度的土壤日变化采样,综合探讨 $\delta_v$ 、平衡和动力学分馏系数、 $h$ 和 $\delta_s$ 对 $\delta_E$ 日变化特征的影响。

## 1 材料和方法

### 1.1 站点描述

中国生态系统研究网络(CERN)栾城农业生态

系统试验站(37°50' N, 114°40' E, 海拔50 m)属于暖温带半湿润半干旱气候。实验区内地势平坦, 土壤为褐土类黄土壤, 质地为壤土。年降水量(1960–2005年)为475.9 mm, 降水量季节变化明显, 主要集中在夏季(6–8月) (孙宏勇, 2007)。耕作模式为冬小麦/夏玉米轮作一年两熟制。冬小麦供试品种为‘科农199’。播种于2007年10月初, 于2008年6月中旬收获, 最大叶面积指数(LAI)和最大冠层高度分别是  $4.5 \text{ m}^2\cdot\text{m}^{-2}$  和 0.75 m; 夏玉米供试品种为‘先玉335’, 于2008年6月初播种于小麦田间, 在10月末收获, 最大LAI和最大冠层高度分别是  $4.2 \text{ m}^2\cdot\text{m}^{-2}$  和 2.7 m。本实验于2008年5–9月进行(Zhang *et al.*, 2011; Wen *et al.*, 2012a; Xiao *et al.*, 2012)。

## 1.2 大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 原位连续观测

以水汽 $\text{H}_2^{18}\text{O}$ 、 $\text{HD}^{16}\text{O}$ 和 $\text{H}_2^{16}\text{O}$ 激光痕量气体分析仪(Model TGA100A, Campbell Scientific Inc., Logan, USA)为基础构建的大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta\text{D}$ 原位连续观测系统(Wen *et al.*, 2008)作为核心的技术手段, 实现了栾城冬小麦-夏玉米大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 的原位连续观测(Zhang *et al.*, 2011; Wen *et al.*, 2012a; Xiao *et al.*, 2012)。试验过程中, 在冬小麦-夏玉米冠层上方设置两个进气口, 并随生长季调整两个进气口的高度。冬小麦和夏玉米观测期间进气口的起始高度分别为0.6/1.6 m和1.1/2.1 m, 而最终高度分别为1.1/2.1 m和3.2/4.2 m。同时, 涡度相关系统(Model CSAT-3, Campbell Scientific Inc., Logan, USA; Model LI-7500, LI-COR Inc., Lincoln, USA)和微气象观测系统同步观测, 测量半小时尺度的空气温度、空气湿度、风速/风向、降水量、土壤温度和土壤含水量等。

## 1.3 土壤水样品的日变化加强采样

在冬小麦生长季5月14–16日(DOY 135–137)和21–23日(DOY 142–144)和夏玉米生长季8月23日–24日(DOY 236–237)和8月31日–9月2日(DOY 244–246)进行不同深度的土壤日变化采样。每天2:00、6:00、9:00、12:00、15:00、18:00和22:00分7次采集土壤样品。其中, 6:00、12:00和18:00采集0–5、15–20和40–45 cm土壤样品, 而2:00、9:00、15:00和22:00仅采集0–5 cm土壤样品。考虑到田间土壤水 $\delta_s$ 的空间异质性, 设置4个采样小区。土壤液态水通过自制真空抽提系统获得, 土壤水 $\delta_s$ 通过液态水同位素分析仪(Model DLT-100, Los Gatos Research,

Mountain View, USA)分析, 分析精度优于0.2‰。

## 1.4 Craig-Gordon模型

土壤蒸发 $\delta_E$ 可以用Craig-Gordon模型描述(Craig & Gordon, 1965; Yakir & Sternberg, 2000),

$$\delta_E = \frac{\delta_s / \alpha_e - h\delta_v - \varepsilon_{\text{eq}} - (1-h)\varepsilon_k}{(1-h) + (1-h)\varepsilon_k / 1000} \quad (1)$$

式中,  $\delta_s$ 是土壤蒸发前缘液态水 $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta_v$ 为地表空气水汽 $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\alpha_e (>1)$ 是与温度相关的平衡分馏系数,  $\varepsilon_{\text{eq}} = 1000(1-1/\alpha_e)$ 为平衡分馏效应,  $\alpha_k$ 为动力分馏系数,  $\varepsilon_k = 1000(\alpha_k-1)$ 为与水分子通过土壤空隙和土壤边界层的扩散过程相关的动力分馏效应,  $h$ 为标准化到土壤蒸发前缘温度的空气相对湿度。

选择不同深度(0–5、15–20或40–45 cm)土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 作为 $\delta_s$ , 15–20与40–45 cm的土壤水 $\delta_s$ 日变化通过白天(6:00、12:00和18:00)数据线性内插得到。 $h$ 是基于大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta\text{D}$ 原位连续观测系统的上进气口测量的水汽混合比( $w_i$ )和相应的土壤蒸发前缘温度计算的。 $\delta_v$ 分别采用原位连续观测的大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 或者基于降水平衡的方法估算的大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 。大气水汽 $\delta_v$ 的降水平衡预测值( $\delta_{v,e}$ )通过与之处于热力学平衡的降水 $\delta_p$ 来计算(Zhang *et al.*, 2011)。

$$\delta_{v,e} = \left( \frac{1 + \delta_p / 1000}{\alpha_e} - 1 \right) \times 1000 \quad (2)$$

式中,  $\delta_p$ 为降水的 $\delta^{18}\text{O}$ , 此时,  $\alpha_e$ 需要参照当地的气温。

$\alpha_e$ 根据Majoube (1971)提出的方法(公式3)或Horita和Wesolowski (1994)提出的方法(公式4)计算得到,

$$\ln \alpha_e = \frac{1.137}{(T_s + 273.15)^2} \times 10^3 - \frac{0.4156}{T_s + 273.15} - 2.0667 \times 10^{-3} \quad (3)$$

$$\ln \alpha_e = \frac{0.35041}{(T_s + 273.15)^3} \times 10^6 - \frac{1.6664}{(T_s + 273.15)^2} \times 10^3 - \frac{6.7123}{T_s + 273.15} - 7.685 \times 10^{-3} \quad (4)$$

式中,  $T_s$ 是土壤蒸发前缘温度( $^{\circ}\text{C}$ )。

$\alpha_k$ 分别采用Merlivat (1978)报道的 $\text{H}_2\text{O} : \text{H}_2^{18}\text{O}$ 的分子扩散比率1.028 1 (公式5)或Cappa等(2003)等报道的1.031 9 (公式6)。考虑边界层阻力的影响,

$\text{H}_2^{18}\text{O}$ 的动力分馏效应为(Farquhar *et al.*, 1989; Yepez *et al.*, 2003; Ripullone *et al.*, 2008):

$$\varepsilon_k = \frac{28r_s + 19r_b}{r_s + r_b} (\text{‰}) \quad (5)$$

$$\varepsilon_k = \frac{32r_s + 21r_b}{r_s + r_b} (\text{‰}) \quad (6)$$

式中,  $r_s$ 是水汽通过土壤孔隙时的阻力, 而 $r_b$ 是土壤与大气间的边界层阻力。本研究选择晴朗的天气进行, 故忽略土壤边界层阻力( $r_b$ )对分子动力分馏系数的影响(Merlivat, 1978; Cappa *et al.*, 2003)。由于湍流扩散与扩散系数无关, 即水汽的主要组分 $\text{H}_2^{16}\text{O}$ 与微量组分 $\text{H}_2^{18}\text{O}$ 空气动力学阻力相同, Lee等(2009)指出考虑空气动力学阻力( $r_a$ )对 $\varepsilon_k$ 的影响只需要在公式(5)和(6)的分母中加入 $r_a$ 。例如, 采用Merlivat (1978)报道的 $\text{H}_2\text{O} : \text{H}_2^{18}\text{O}$ 的分子扩散比率, Lee等(2009)的动力分馏效应为:

$$\varepsilon_k = \frac{28r_s + 19r_b}{r_s + r_b + r_a} (\text{‰}) \quad (7)$$

式中,  $r_a$ 是水汽从土壤表面传输到参考高度的空气动力学阻力,  $r_s$ 与 $r_a$ 的具体计算方法参见附录A。

为探讨 $\delta_v$ 、平衡和动力分馏系数、 $h$ 和 $\delta_s$ 对 $\delta_E$ 的日变化特征的影响, 这里以0–5 cm土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 作为 $\delta_s$ 、原位连续观测系统测定的大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 作为 $\delta_v$ 、基于原位连续观测系统测定的水汽混合比( $w_i$ )和0–5 cm土壤温度计算 $h$ 、Majoube (1971)方法计算的平衡分馏系数和Merlivat (1978)的分子动力分馏系数(28‰)计算的 $\delta_E$ 作为基准。本文中的变量符号及定义参见附录B。

## 2 结果和讨论

### 2.1 大气水汽和土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 的日变化特征

$\delta_v$ 、 $\delta_s$ 、土壤温度以及标准化到土壤温度下的 $h$ 是影响Craig-Gordon模型的基本输入变量, 其日变化特征如图1所示。冬小麦采样时期共6天, 分别为DOY 135–137和DOY 142–144, 夏玉米采样时期共5天, 分别为DOY 236–237和DOY 244–246。表1总结了4个加强采样时期相应数据的平均值。0–5和15–20 cm土壤水 $\delta_s$ 的日变化特征并不明显(图1A和C)。冬小麦和夏玉米生长季0–5 cm土壤水 $\delta_s$ 的日平均值分别为 $-(4.8 \pm 0.1)\text{‰}$ 和 $-(6.9 \pm 0.4)\text{‰}$ , 昼夜变异幅度分别为0.3‰–1.3‰和0.6‰–1.4‰; 而15–20

cm土壤水 $\delta_s$ 的日平均值分别为 $-(6.7 \pm 0.1)\text{‰}$ 和 $-(8.9 \pm 0.1)\text{‰}$ , 昼夜变异幅度分别为0.1‰–0.6‰和0.4‰–0.6‰。0–5和15–20 cm的土壤水 $\delta_s$ 具有较好的一致性( $\delta_{s,20\text{cm}} = (0.58 \pm 0.14) \delta_{s,5\text{cm}} - (4.37 \pm 0.83)$ ,  $R^2 = 0.62$ ,  $p < 0.001$ ; 参数的置信区间为99%, 下同)。0–5 cm土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 较15–20 cm土壤水日平均分别富集 $(2.0 \pm 0.7)\text{‰}$ 和 $(2.0 \pm 1.2)\text{‰}$ 。其中, DOY 236–237时期两层土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 差异较小 $((0.6 \pm 0.4)\text{‰})$ 。这主要由于DOY 234发生了47.6 mm降水, 其 $\delta^{18}\text{O}$ 为 $-10.1\text{‰}$ 。降水会在短期内渗入土壤, 并迅速改变土壤水 $\delta_s$ 信号(Lee *et al.*, 2005; Zhang *et al.*, 2010)。

与土壤水 $\delta_s$ 相比, 大气水汽 $\delta_v$ 具有明显的日变化特征。总体来看, 冬小麦和夏玉米生长季 $\delta_v$ 的日变化表现为单峰曲线。 $\delta_v$ 在12:00前后达到最小值, 午后 $\delta_v$ 逐渐升高并在18:00左右达到峰值, 此后至12:00逐渐下降。冬小麦和夏玉米生长季 $\delta_v$ 的最小值分别为 $-(12.0 \pm 2.6)\text{‰}$ 和 $-(17.0 \pm 4.1)\text{‰}$ , 最大值分别为 $-(10.0 \pm 2.4)\text{‰}$ 和 $-(13.5 \pm 2.0)\text{‰}$ 。昼夜变异幅度分别为2.0‰–4.8‰和2.8‰–7.6‰。大气水汽 $\delta_v$ 的日变化主要受局地蒸散和大气夹卷作用的相互作用所控制(Lee *et al.*, 2006; Zhang *et al.*, 2011)。Welp等(2008)研究指出大豆(*Glycine max*)冠层上方水汽 $\delta_v$ 在中午前后最低, 在午夜前后出现最大值。Wen等(2010)指出北京近地层空气水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta D$ 在12:00–16:00出现最低值, 并且夏季风活动盛期的大气夹卷作用较非季风期弱。 $\delta_v$ 从早晨到中午前后逐渐下降主要是由于上午大气夹卷作用逐渐增强, 而生态系统蒸散则相对较弱。午后大气夹卷作用逐渐减弱, 而植物蒸腾作用较强。因此, 局地蒸散会逐渐超过大气夹卷作用而使 $\delta_v$ 逐渐富集, 并在黄昏前后达到最高值。日出前空气中的水汽常发生的凝露现象也会使 $\delta_v$ 变得贫化(Wen *et al.*, 2012a)。如图1A、1C所示, 冬小麦和夏玉米生长时期每天的 $\delta_v$ 日变化特征与平均日变化趋势有所区别。这主要是由于 $\delta_v$ 日变化由生态系统蒸散、大气夹卷作用和气团水平运动等过程共同驱动, 各个过程的影响强度均存在着时间变异性(Lee *et al.*, 2006)。

冬小麦和夏玉米生长季0–5 cm土壤温度均在6:00左右最低, 日出后逐渐升高, 15:00左右达到最高值后逐渐下降。15–20 cm土壤温度的日变化与0–5 cm土壤温度相似( $T_{s,20\text{cm}} = (0.71 \pm 0.17)T_{s,5\text{cm}} -$

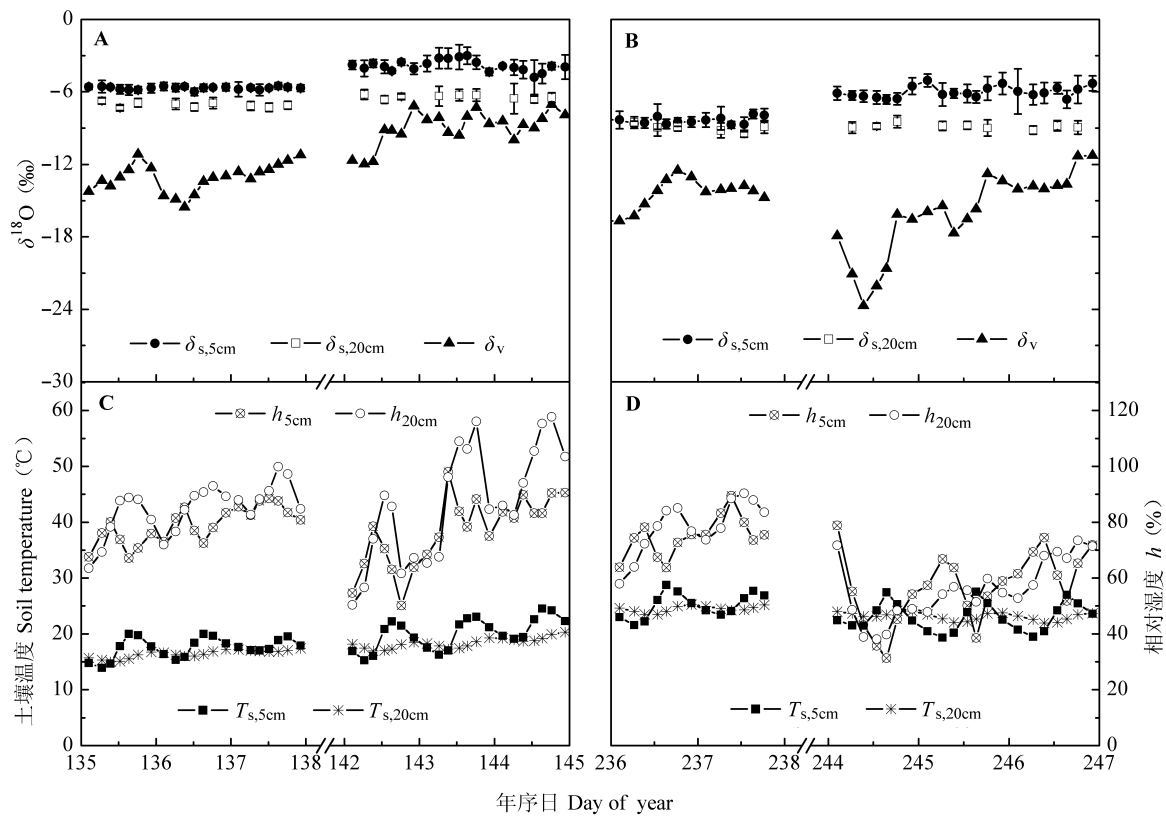


图1 栾城冬小麦和夏玉米生态系统生长季大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$  ( $\delta_v$ )、土壤水 $\delta^{18}\text{O}$  (0–5 cm,  $\delta_{s,5cm}$ 和15–20 cm,  $\delta_{s,20cm}$ ) (A、B)、土壤温度( $T_{s,5cm}$ ,  $T_{s,20cm}$ )和标准化到土壤温度下的相对湿度( $h$ ) (C、D)的日变化(平均值 $\pm$ 标准偏差,  $n = 4$ )。

Fig. 1 Diurnal variations of  $\delta^{18}\text{O}$  of water vapor ( $\delta_v$ ), soil water at 0–5 cm ( $\delta_{s,5cm}$ ) and 15–20 cm ( $\delta_{s,20cm}$ ) (A、B) and soil temperature at 5 cm ( $T_{s,5cm}$ ) and 20 cm ( $T_{s,20cm}$ ) and relative humidity ( $h$ ) normalized to soil temperature (C、D) during growing period in a winter wheat-summer maize ecosystem at Luancheng (mean  $\pm$  SD,  $n = 4$ ).

表1 冬小麦和夏玉米生态系统生长季大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$ ( $\delta_v$ )、土壤水 $\delta^{18}\text{O}$  (0–5 cm,  $\delta_{s,5cm}$ 和15–20 cm,  $\delta_{s,20cm}$ )、土壤温度( $T_{s,5cm}$ ,  $T_{s,20cm}$ )和标准化到土壤温度下的相对湿度( $h$ )的平均值(平均值 $\pm$ 标准偏差)

Table 1 Mean values of water vapor  $\delta^{18}\text{O}$  ( $\delta_v$ ), soil water  $\delta^{18}\text{O}$  (0–5 cm,  $\delta_{s,5cm}$ ; 15–20 cm,  $\delta_{s,20cm}$ ), soil temperature ( $T_{s,5cm}$ ,  $T_{s,20cm}$ ) and relative humidity ( $h$ ) normalized to soil temperature during growing period in a winter wheat and summer maize ecosystem (mean  $\pm$  SD)

年序日 Day of year	$\delta_v$	$\delta_{s,5cm}$	$\delta_{s,20cm}$	$T_{s,5cm}$	$T_{s,20cm}$	$h_{5cm}$	$h_{20cm}$
		(‰)		(°C)		(%)	
冬小麦 Winter wheat							
135–137	–(13.1 $\pm$ 1.2)	–(5.7 $\pm$ 0.1)	–(7.1 $\pm$ 0.2)	17.5 $\pm$ 1.8	16.4 $\pm$ 0.7	79.0 $\pm$ 6.5	85.0 $\pm$ 9.0
142–144	–(9.0 $\pm$ 1.4)	–(3.8 $\pm$ 0.5)	–(6.4 $\pm$ 0.1)	20.2 $\pm$ 2.8	18.3 $\pm$ 0.9	76.9 $\pm$ 12.5	87.4 $\pm$ 20.7
夏玉米 Summer maize							
236–237	–(14.3 $\pm$ 1.2)	–(8.4 $\pm$ 0.3)	–(9.0 $\pm$ 0.3)	25.2 $\pm$ 2.3	24.5 $\pm$ 0.6	74.9 $\pm$ 7.2	77.3 $\pm$ 10.3
244–246	–(16.1 $\pm$ 3.4)	–(6.0 $\pm$ 0.5)	–(8.9 $\pm$ 0.2)	23.1 $\pm$ 2.6	23.1 $\pm$ 0.7	56.6 $\pm$ 12.8	56.0 $\pm$ 10.9

(5.17  $\pm$  3.71),  $R^2 = 0.61$ ,  $p < 0.001$ ), 但最低和最高值出现时间相对滞后。标准化到0–5 cm土壤温度下的 $h$ 在9:00左右达到最高值, 15:00左右降到最低后再逐渐升高; 而标准化到15–20 cm土壤温度下的 $h$ 从

6:00左右开始升高, 15:00左右达到最高值后逐渐下降。

## 2.2 高相对湿度对土壤蒸发 $\delta_E$ 日变化的影响

图2描述了栾城冬小麦-夏玉米生态系统土壤蒸

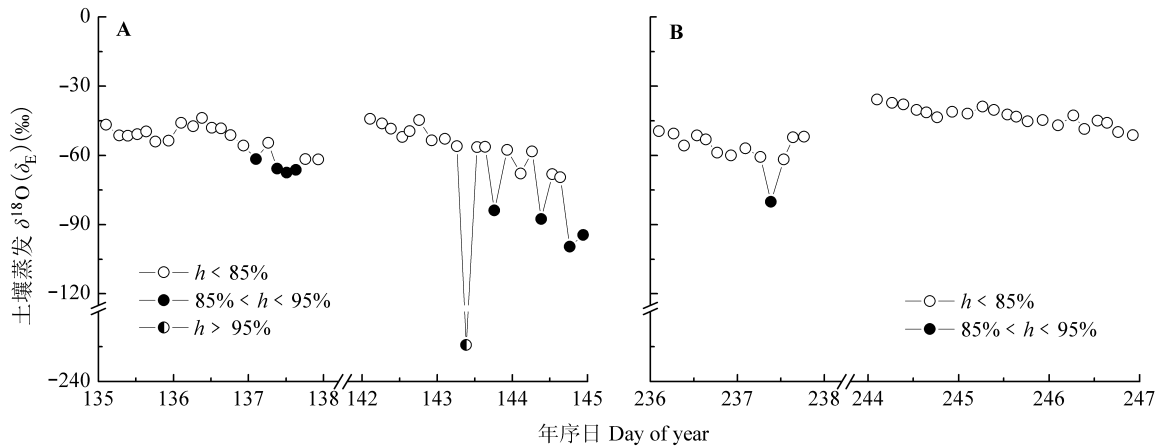


图2 栾城冬小麦(A)和夏玉米(B)生态系统土壤蒸发 $\delta^{18}\text{O}$  ( $\delta_E$ )的日变化特征。 $h$ , 相对湿度。  
 Fig. 2 Diurnal variation of  $\delta^{18}\text{O}$  of soil evaporation ( $\delta_E$ ) in a winter wheat (A)-summer maize (B) ecosystem at Luancheng.  $h$ , relative humidity.

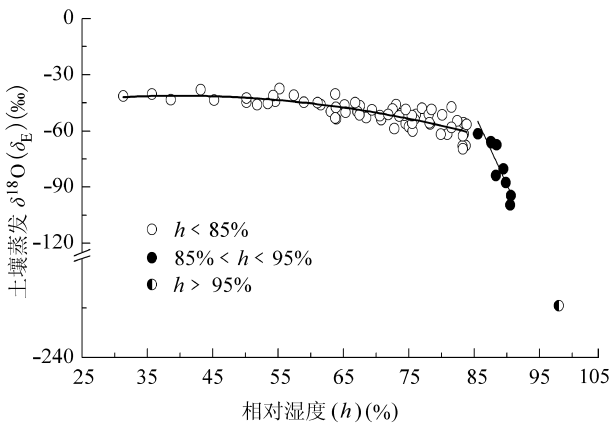


图3 相对湿度( $h$ )对栾城冬小麦和夏玉米生态系统土壤蒸发 $\delta^{18}\text{O}$  ( $\delta_E$ )的影响。  
 Fig. 3 Effect of relative humidity ( $h$ ) on soil evaporation  $\delta^{18}\text{O}$  ( $\delta_E$ ) in a winter wheat-summer maize ecosystem at Luancheng.

发 $\delta^{18}\text{O}$  ( $\delta_E$ )的日变化特征。可见,  $h > 85\%$ 时的 $\delta_E$ 出现了明显的异常值。这主要是由于高相对湿度导致公式(1)的分母接近于零。图3描述了 $h$ 对土壤蒸发 $\delta_E$ 的影响。当 $h < 85\%$ 时,  $\delta_E$ 与 $h$ 呈非线性相关关系( $\delta_E = -(0.01 \pm 0.01)h^2 + (0.79 \pm 0.92)h - (57.04 \pm 27.98)$ ,  $R^2 = 0.66$ ,  $p < 0.001$ )。当 $85\% < h < 95\%$ 时,  $\delta_E$ 与 $h$ 呈线性相关关系( $\delta_E = -(7.60 \pm 5.05)h + (597.07 \pm 447.35)$ ,  $R^2 = 0.77$ ,  $p < 0.001$ ), 但响应更加敏感。而当 $h > 95\%$ 时, Craig-Gordon模型的估算结果 $-224.3\%$ 已经严重失真。因此, 在接下来的分析中将 $h > 95\%$ 时的 $\delta_E$ 剔除。Lai等(2006)研究表明, 在 $h$ 较大或饱和时(如夜晚) Craig-Gordon模型的模拟结果会失去真实

性。Roden和Ehleringer (1999)指出在 $h$ 较大时Craig-Gordon模型对 $\delta_s$ 和 $\delta_v$ 等输入变量的准确性要求更高, 较小的测量误差也会对模拟结果产生较大的影响。

总体来看, 冬小麦和夏玉米生长季 $\delta_E$ 的日变化表现为双峰曲线。 $\delta_E$ 在6:00左右达到最大值, 之后至9:00逐渐下降, 从9:00起 $\delta_E$ 逐渐升高并在15:00左右达到次峰值。此后, 至18:00  $\delta_E$ 逐渐下降, 从傍晚至早晨再逐渐升高。此外, 冬小麦生长季 $\delta_E$ 的日变化较夏玉米时期更为明显(图2), 这主要与冬小麦生长季较高的相对湿度条件有关(图1; 表1)。冬小麦和夏玉米生长季 $\delta_E$ 的最大值 $-(52.3 \pm 4.9)\%$ 和 $-(45.0 \pm 7.9)\%$ 均出现在6:00, 而最小值 $-(65.8 \pm 21.4)\%$  (18:00)和 $-(52.6 \pm 17.0)\%$  (9:00)出现的时刻并不相同。昼夜变异幅度分别为7.3‰–41.4‰和5.0‰–28.4‰。

### 2.3 大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 对土壤蒸发 $\delta_E$ 日变化的影响

图4描述了原位连续观测与降水平衡预测的大气水汽 $\delta_v$ 计算的栾城冬小麦-夏玉米生态系统土壤蒸发 $\delta_E$ 的日变化特征。冬小麦和夏玉米生长季降水平衡预测 $\delta_v$ 计算的 $\delta_{E,p}$ 比原位连续观测 $\delta_v$ 计算的 $\delta_{E,in-situ}$ 分别富集 $(32.6 \pm 19.8)\%$ 和 $(7.5 \pm 11.1)\%$ 。两种方法获得的 $\delta_E$ 差异极显著( $p < 0.001$ )。根据DOY 133、138、234和243的3 mm ( $-11.8\%$ )、22.3 mm ( $-4.6\%$ )、47.6 mm ( $-10.1\%$ )和1.5 mm ( $-6.5\%$ ) 4次降水 $\delta^{18}\text{O}$ 预测的 $\delta_v$ 分别为 $-22.2\%$ 、 $-14.7\%$ 、 $-19.5\%$ 和 $-16.1\%$ , 与原位观测值相比较分别贫化了9.1‰、5.7‰、5.2‰和0.0‰。除了DOY 244–246期间外, 短

期内降水平衡预测的 $\delta_{v,e}$ 均严重偏离了大气水汽 $\delta_v$ 的原位连续观测值。这是由于当空气不饱和时, 动力分馏效应必然会使大气水汽 $\delta_v$ 低于平衡预测值, 并且偏离量随着空气相对湿度的降低而增大(Wen *et al.*, 2010; Zhang *et al.*, 2011)。此外, 降水平衡预测方法假设 $\delta_v$ 在加强采样期间恒定。但是, 降水事件与采样过程并不同步, 而且受局地蒸散和大气夹卷作用等因素影响的 $\delta_v$ 在短期内会出现较大的变异(Lee *et al.*, 2006)。

降水平衡预测的 $\delta_v$ 作为输入变量会改变 $\delta_E$ 的日变化特征(图4)。冬小麦生长季 $\delta_{E,p}$ 与 $\delta_{E,in-situ}$ 的日变化呈现相反的变化趋势。夏玉米生长季DOY 236–237期间 $\delta_{E,p}$ 与 $\delta_{E,in-situ}$ 的日变化仍呈现相反的变化趋势。但是, DOY 244–246期间 $\delta_{E,p}$ 与 $\delta_{E,in-situ}$ 的日变化差异不明显。这是由于DOY 244–246期间大气水汽 $\delta_v$ 的原位连续观测值 $(-16.1 \pm 3.4)\text{‰}$ 与降水平衡预测值 $-16.1\text{‰}$ 近似相等, 因此该时期内 $\delta_{E,p}$   $(-42.4 \pm 1.3)\text{‰}$ 与 $\delta_{E,in-situ}$   $(-43.5 \pm 4.2)\text{‰}$ 较为接近, 但是降水平衡预测方法明显削弱了 $\delta_E$ 的日变化动态特征。冬小麦和夏玉米生长季 $\delta_{E,p}$ 的最大值分别为 $(-18.7 \pm 17.7)\text{‰}$ 和 $(-40.3 \pm 1.2)\text{‰}$ , 最小值分别为 $(-29.3 \pm 13.3)\text{‰}$ 和 $(-41.9 \pm 2.5)\text{‰}$ 。昼夜变异幅度相对较小, 分别为 $3.2\text{‰}$ – $22.6\text{‰}$ 和 $2.2\text{‰}$ – $6.4\text{‰}$ 。

2.4 动力分馏系数对土壤蒸发 $\delta_E$ 日变化的影响

图5描述了不同的动力分馏系数对栾城冬小麦-夏玉米生态系统土壤蒸发 $\delta_E$ 日变化的影响。冬小麦

和夏玉米生长季以Merlivat (1978)的分子动力分馏系数计算的 $\delta_{E,Merlivat}$ 分别为 $(-58.2 \pm 13.3)\text{‰}$ 和 $(-48.7 \pm 8.9)\text{‰}$ 。与 $\delta_{E,Merlivat}$ 相比, Cappa等(2003)的分子动力分馏系数计算的 $\delta_{E,Cappa}$ 会使冬小麦和夏玉米生长季 $\delta_E$ 均贫化 $4.0\text{‰} \pm 0.0\text{‰}$ ; Lee等(2009)的冠层尺度动力分馏系数计算的 $\delta_{E,Lee}$ 则会使 $\delta_E$ 分别富集 $(7.4 \pm 6.0)\text{‰}$ 和 $(5.4 \pm 6.2)\text{‰}$ 。3种动力分馏系数计算的 $\delta_E$ 差异极显著( $p < 0.001$ )。

不同动力分馏系数计算的 $\delta_E$ 日变化特征一致(图5)。三者具有明显的线性关系,  $\delta_{E,Cappa} = (1.0 \pm 0.0) \delta_{E,Merlivat} - (4.0 \pm 0.0)$  ( $R^2 = 1.0, p < 0.001$ ),  $\delta_{E,Lee} = (0.93 \pm 0.15) \delta_{E,Merlivat} - (2.50 \pm 8.4)$  ( $R^2 = 0.78, p < 0.001$ )。  $\delta_{E,Cappa}$ 比 $\delta_{E,Merlivat}$ 更加贫化, 而 $\delta_{E,Lee}$ 比 $\delta_{E,Merlivat}$ 更加富集。冬小麦和夏玉米生长季 $\delta_{E,Cappa}$ 的最大值分别为 $(-56.3 \pm 4.9)\text{‰}$ 和 $(-49.2 \pm 7.9)\text{‰}$ , 最小值分别为 $(-69.8 \pm 21.4)\text{‰}$ 和 $(-56.6 \pm 17.0)\text{‰}$ 。昼夜变异幅度分别为 $7.3\text{‰}$ – $41.4\text{‰}$ 和 $5.0\text{‰}$ – $28.4\text{‰}$ 。冬小麦和夏玉米生长季 $\delta_{E,Lee}$ 的最大值分别为 $(-41.4 \pm 8.7)\text{‰}$ 和 $(-33.2 \pm 8.4)\text{‰}$ , 最小值分别为 $(-56.0 \pm 18.4)\text{‰}$ 和 $(-51.1 \pm 16.7)\text{‰}$ 。昼夜变异幅度分别为 $14.4\text{‰}$ – $32.6\text{‰}$ 和 $16.1\text{‰}$ – $31.0\text{‰}$ 。Lee等(2009)的冠层尺度动力分馏系数不仅使 $\delta_E$ 更加富集, 而且使 $\delta_E$ 的日变化动态特征更加明显, 这种效应在夜间尤为突出。如果直接使用Merlivat (1978)和Cappa等(2003)的分子动力分馏系数, 公式(1)中的驱动变量 $\delta_v$ 应该在土壤表面测量。但在冠层尺度研究中, 蒸发

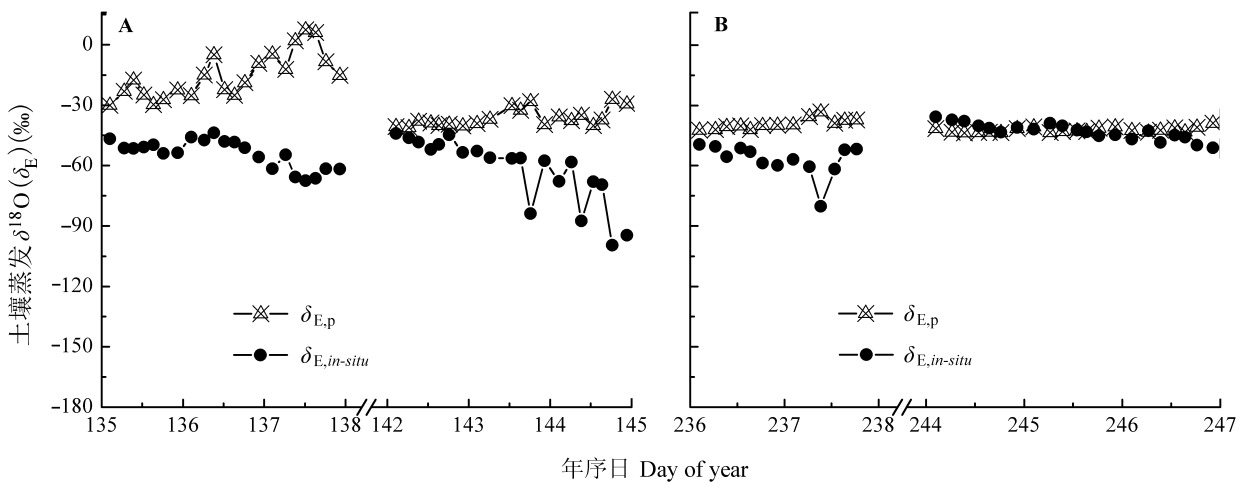


图4 选择原位连续观测或降水平衡预测的大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$  ( $\delta_v$ )计算的栾城冬小麦(A)和夏玉米(B)生态系统土壤蒸发 $\delta^{18}\text{O}$  ( $\delta_{E,in-situ}$ 和 $\delta_{E,p}$ )日变化特征。  
 Fig. 4 Diurnal variations of  $\delta^{18}\text{O}$  ( $\delta_{E,in-situ}$  and  $\delta_{E,p}$ ) calculated with atmosphere water vapor  $\delta^{18}\text{O}$  ( $\delta_v$ ) acquired by *in-situ* measurement or equilibrium prediction in a winter wheat (A) and summer maize (B) ecosystem at Luancheng.

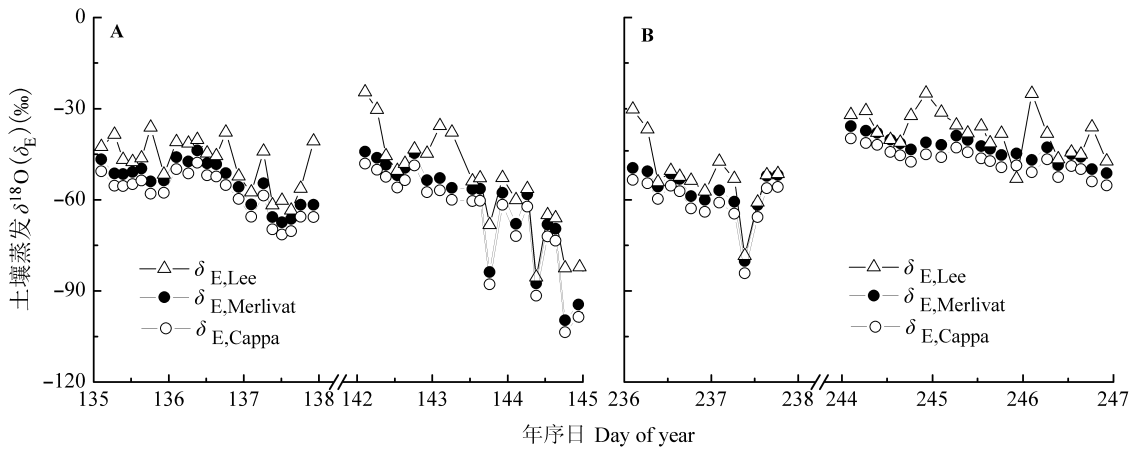


图5 选择Merlivat (Merlivat, 1978)、Cappa等(Cappa *et al.*, 2003)或Lee等(Lee *et al.*, 2009)的动力分馏系数对栾城冬小麦(A)和夏玉米(B)生态系统土壤蒸发 $\delta^{18}\text{O}$  ( $\delta_{E,Merlivat}$ 、 $\delta_{E,Cappa}$ 和 $\delta_{E,Lee}$ )的日变化的影响。

Fig. 5 Effect of kinetic factor of Merlivat (Merlivat, 1978), Cappa *et al.* (Cappa *et al.*, 2003) or Lee *et al.* (Lee *et al.*, 2009) on daily variation of  $\delta^{18}\text{O}$  of soil evaporation ( $\delta_{E,Merlivat}$ ,  $\delta_{E,Cappa}$  and  $\delta_{E,Lee}$ ) in a winter wheat (A) and summer maize (B) ecosystem at Luancheng.

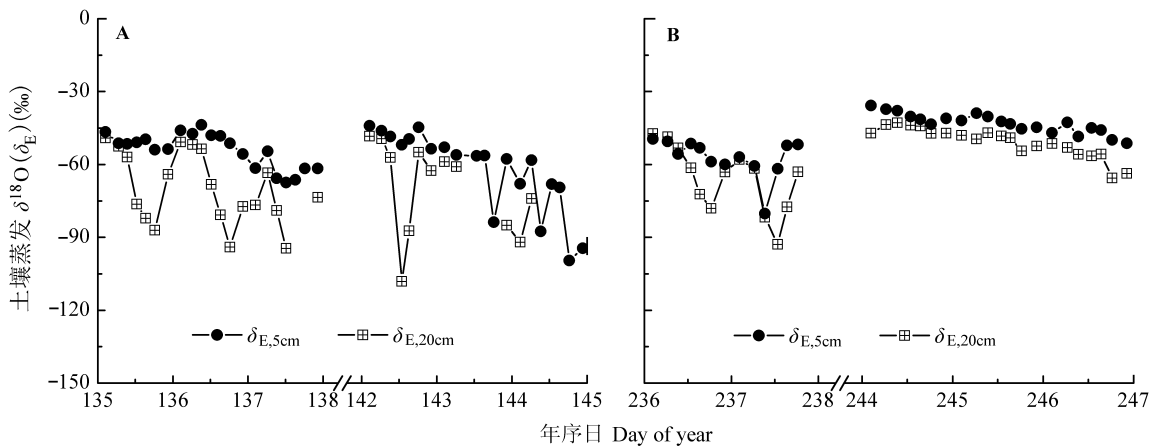


图6 选择0–5或15–20 cm土壤作为蒸发前缘对栾城冬小麦(A)和夏玉米(B)生态系统土壤蒸发 $\delta^{18}\text{O}$  ( $\delta_{E,5cm}$ 和 $\delta_{E,20cm}$ )日变化的影响。

Fig. 6 Effect of soil evaporating front at 0–5 cm depth or 15–20 cm depth on daily variations of  $\delta^{18}\text{O}$  of soil evaporation ( $\delta_{E,5cm}$  and  $\delta_{E,20cm}$ ) in a winter wheat (A) and summer maize (B) ecosystem at Luancheng.

水汽通量必须经过湍流扩散才能到达观测高度(Lee *et al.*, 2009; Xiao *et al.*, 2010)。夜间的湍流扩散较白天弱( $r_a$ 较大), 此时的湍流扩散对动力分馏系数的影响相应地会加强(Xiao *et al.*, 2010)。因此, 冠层动力分馏系数会使夜间的 $\delta_E$ 富集程度更大。

### 2.5 土壤蒸发前缘水 $\delta^{18}\text{O}$ 对土壤蒸发 $\delta_E$ 日变化的影响

图6描述了不同土壤蒸发前缘对栾城冬小麦-夏玉米生态系统土壤蒸发 $\delta_E$ 日变化的影响。这里选择

15–20 cm土壤作为蒸发前缘, 需要删除 $h > 95\%$ 时的数据, 其占全部数据的14.5%。与选择0–5 cm土壤作为蒸发前缘相比, 选择15–20 cm土壤作为蒸发前缘使冬小麦和夏玉米生长季 $\delta_E$ 分别贫化( $17.1 \pm 13.7\%$ )和( $7.9 \pm 7.4\%$ )。不同蒸发前缘计算的 $\delta_E$ 差异极显著( $p < 0.001$ )。选择15–20 cm的深层土壤作为蒸发前缘会使土壤水 $\delta_s$ 贫化, 从而使 $\delta_E$ 的计算结果偏小。更为主要的原因是, 选择15–20 cm土壤作为蒸发前缘通常使标准化到土壤温度下的 $h$ 增大甚至



过饱和(图1)。这种高相对湿度条件会强烈影响 $\delta_E$ 的计算结果,从而使 $\delta_{E,20\text{cm}}$ 严重贫化。

选择15–20 cm土壤作为蒸发前缘会改变 $\delta_E$ 的日变化特征(图6)。冬小麦和夏玉米生长季 $\delta_{E,20\text{cm}}$ 的日变化表现为单峰曲线。 $\delta_{E,20\text{cm}}$ 的最大值同样出现在6:00左右,但是在15:00前后并未出现次峰值,而是一直下降并在18:00前后达到最小值,此后至早晨逐渐升高。 $\delta_{E,20\text{cm}}$ 与 $\delta_{E,5\text{cm}}$ 的日变化差异主要在15:00前后,此时刚好是 $h_{20\text{cm}}$ 与 $h_{5\text{cm}}$ 在一天中差异最大的时期(图1)。 $\delta_{E,20\text{cm}}$ 与 $\delta_{E,5\text{cm}}$ 的线性相关关系为, $\delta_{E,20\text{cm}} = (1.31 \pm 0.47)\delta_{E,5\text{cm}} - (2.54 \pm 8.43)$  ( $R^2=0.46, p < 0.001$ )。冬小麦和夏玉米生长季 $\delta_{E,20\text{cm}}$ 的最大值分别为 $-(58.7 \pm 20.8)\text{‰}$ 和 $-(50.4 \pm 9.2)\text{‰}$ ,最小值分别为 $-(86.8 \pm 31.2)\text{‰}$ 和 $-(61.7 \pm 23.2)\text{‰}$ 。昼夜变异幅度分别为 $17.9\text{‰}$ – $59.8\text{‰}$ 和 $4.4\text{‰}$ – $34.9\text{‰}$ 。

### 3 结论

本研究基于华北平原冬小麦-夏玉米生态系统大气水汽 $\delta_v$ 的原位连续观测数据,结合不同层次的土壤日变化采样,初步探讨了土壤蒸发 $\delta_E$ 的日变化特征及影响因素。结果表明:冬小麦和夏玉米生长季 $\delta_E$ 的日变化表现为双峰曲线,分别在6:00和15:00左右达到峰值。相对湿度( $h$ )是影响农田生态系统 $\delta_E$ 的主要因素,而Craig-Gordon模型在 $h > 95\%$ 的高相对湿度条件下并不适用。用大气水汽 $\delta_v$ 的原位连续观测技术直接测大气水汽 $\delta_v$ 可以显著提高 $\delta_E$ 的准确性。不同的动力分馏系数尤其是考虑湍流扩散对动力分馏系数的影响会显著影响 $\delta_E$ 的模拟结果。因此,在生态系统冠层尺度的 $\delta_E$ 模拟中,不能忽略湍流扩散的作用。土壤蒸发前缘的确定直接影响 $\delta_s$ 和标准化到土壤蒸发前缘温度下的 $h$ ,进而显著影响 $\delta_E$ 的准确性。当选择深层土壤作为蒸发前缘时,还需要考虑标准化到土壤温度的相对湿度过饱和的问题。

近年来,可调谐二极管激光吸收光谱(tunable diode laser absorption spectroscopy, TDLAS)技术(Lee *et al.*, 2005; Wen *et al.*, 2008)、离轴积分腔输出光谱(off-axis integrated cavity output spectroscopy, OA-ICOS)技术和波长扫描光腔衰荡光谱(wavelength-scanned cavity ring down spectroscopy, WS-CRDS)技术(Wen *et al.*, 2012b)等稳定同位素红外光谱技术发展迅速,使得大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta\text{D}$ 原位连续观测成为可能。在此基础上,通过与动态箱或静态

箱相结合直接测定 $\delta_E$ ,从而避免模型参数化过程引入的不确定性将是未来研究的重要方向。

**致谢** 国家自然科学基金项目(30970517和31171-500)和中国科学院战略性先导科技专项(XDA0505-0601-01)共同资助。感谢中国生态系统研究网络(CERN)栾城农业生态试验站为本研究提供的基础设施和支持。

### 参考文献

- Baldocchi DD (2003). Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. *Global Change Biology*, 9, 479–492.
- Barnes CJ, Allison GB (1988). Tracing of water movement in the unsaturated zone using stable isotopes of hydrogen and oxygen. *Journal of Hydrology*, 100, 143–176.
- Cappa CD, Hendricks MB, DePaolo DJ, Cohen RC (2003). Isotopic fractionation of water during evaporation. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 108, 4525–4534.
- Cermak J, Nadezhkina N (1998). Sapwood as the scaling parameter-defining according to xylem water content or radial pattern of sap flow? *Annals of Forest Science*, 55, 509–521.
- Craig H, Gordon LI (1965). Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In: Tongiorgi E ed. *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*. Laboratory of Geology and Nuclear Science, Pisa, Italy. 9–130.
- Farquhar GD, Hubick KT, Condon AG (1989). Carbon isotope discrimination and plant water-use efficiency. In: Rundel PW, Ehleringer JR, Nagy KA eds. *Stable Isotope in Ecological Research*. Springer-Verlag, New York. 21–40.
- Flanagan LB, Comstock JP, Ehleringer JR (1991). Comparison of modeled and observed environmental influences on the stable oxygen and hydrogen isotope composition of leaf water in *Phaseolus vulgaris* L. *Plant Physiology*, 96, 588–596.
- Froehlich K (2000). Evaluating the water balance of inland seas using isotopic tracers: the Caspian Sea experience. *Hydrological Processes*, 14, 1371–1383.
- Gat JR (1996). Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 24, 225–262.
- Gat JR (2008). The isotopic composition of evaporating waters—review of the historical evolution leading up to the Craig-Gordon model. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 44, 5–9.
- Gochis DJ, Cuenca RH (2000). Plant water use and crop curves for hybrid poplars. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 126, 206–214.
- Helliker BR, Roden JS, Cook C, Ehleringer JR (2002). A rapid

- and precise method for sampling and determining the oxygen isotope ratio of atmospheric water vapor. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 16, 929–932.
- Horita J, Rozanski K, Cohen S (2008). Isotope effects in the evaporation of water: a status report of the Craig-Gordon model. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 44, 23–49.
- Horita J, Wesolowski DJ (1994). Liquid-vapor fractionation of oxygen and hydrogen isotopes of water from the freezing to the critical temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 3425–3437.
- Hu ZM, Yu GR, Zhou YL, Sun XM, Li YN, Shi PL, Wang YF, Song X, Zheng ZM, Zhang L, Li SG (2009). Partitioning of evapotranspiration and its controls in four grassland ecosystems: application of a two-source model. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149, 1410–1420.
- Huxman TE, Wilcox BP, Breshears DD, Scott RL, Snyder KA, Small EE, Hultine K, Pockman WT, Jackson RB (2005). Ecohydrological implications of woody plant encroachment. *Ecology*, 86, 308–319.
- Jacob H, Sonntag C (1991). An 8-year record of the seasonal variation of  $^2\text{H}$  and  $^{18}\text{O}$  in atmospheric water vapour and precipitation at Heidelberg, Germany. *Tellus Series B—Chemical and Physical Meteorology*, 43, 291–300.
- Lai CT, Ehleringer JR, Bond BJ, Paw UKT (2006). Contributions of evaporation, isotopic non-steady state transpiration and atmospheric mixing on the  $\delta^{18}\text{O}$  of water vapour in Pacific Northwest coniferous forests. *Plant, Cell & Environment*, 29, 77–94.
- Lee X, Griffis TJ, Baker JM, Billmark KA, Kim K, Welp LR (2009). Canopy-scale kinetic fractionation of atmospheric carbon dioxide and water vapor isotopes. *Global Biogeochemical Cycles*, 23, GB1002, doi: 10.1029/2008-GB003331.
- Lee XH, Sargent S, Smith R, Tanner B (2005). *In situ* measurement of the water vapor  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  isotope ratio for atmospheric and ecological applications. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 22, 555–565.
- Lee XH, Smith R, Williams J (2006). Water vapour  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  isotope ratio in surface air in New England, USA. *Tellus Series B—Chemical and Physical Meteorology*, 58, 293–304.
- Majoube M (1971). Fractionnement en oxygene-18 et en deuterium entre l'eau et sa vapeur. *Journal De Chimie Physique Et De Physico-Chimie Biologique*, 68, 1423–1436.
- Meiresonne L, Nadezhdin N, Cermak J, Van Slycken J, Ceulemans R (1999). Measured sap flow and simulated transpiration from a poplar stand in Flanders (Belgium). *Agricultural and Forest Meteorology*, 96, 165–179.
- Merlivat L (1978). Molecular diffusivities of  $\text{H}_2^{16}\text{O}$ ,  $\text{HD}^{16}\text{O}$ , and  $\text{H}_2^{18}\text{O}$  in gases. *The Journal of Chemical Physics*, 69, 2864–2871.
- Moreira MZ, Sternberg LD, Martinelli LA, Victoria RL, Barbosa EM, Bonates LCM, Nepstad DC (1997). Contribution of transpiration to forest ambient vapour based on isotopic measurements. *Global Change Biology*, 3, 439–450.
- Ripullone F, Matsuo N, Stuart-Williams H, Wong SC, Borghetti M, Tani M, Farquhar GD (2008). Environmental effects on oxygen isotope enrichment of leaf water in cotton leaves. *Plant Physiology*, 146, 729–736.
- Roden JS, Ehleringer JR (1999). Observations of hydrogen and oxygen isotopes in leaf water confirm the Craig-Gordon model under wide-ranging environmental conditions. *Plant Physiology*, 120, 1165–1174.
- Shuttleworth WJ, Wallace JS (1985). Evaporation from sparse crops—an energy combination theory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111, 839–855.
- Sun HY (孙宏勇) (2007). *Experiments and Simulation of the Dynamic Change of Soil Water in Farmland and the Water-Saving Effect of Irrigations—Case Study on Luancheng National station* (农田水分动态与节水灌溉效应实验与模拟——以国家台站栾城为例). PhD dissertation, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing. 17–21. (in Chinese with English abstract)
- Sun HY (孙宏勇), Liu CM (刘昌明), Zhang XY (张喜英), Zhang YQ (张永强), Pei D (裴东) (2004). The changing laws of the diurnal evapotranspiration and soil evaporation between plants in the winter wheat field of the North China Plain. *Chinese Journal of Eco-Agriculture* (中国生态农业学报), 12(3), 62–64. (in Chinese with English abstract)
- Torres EA, Calera A (2010). Bare soil evaporation under high evaporation demand: a proposed modification to the FAO-56 model. *Hydrological Sciences Journal*, 55, 303–315.
- Tsujimura M, Sasaki L, Yamanaka T, Sugimoto A, Li SG, Matsushima D, Kotani A, Saandar M (2007). Vertical distribution of stable isotopic composition in atmospheric water vapor and subsurface water in grassland and forest sites, eastern Mongolia. *Journal of Hydrology*, 333, 35–46.
- van de Griend AA, Owe M (1994). Bare soil surface resistance to evaporation by vapor diffusion under semiarid conditions. *Water Resources Research*, 30, 181.
- Walker CD, Brunel JP (1990). Examining evapotranspiration in a semi-arid region using stable isotopes of hydrogen and oxygen. *Journal of Hydrology*, 118, 55–75.
- Wang XF, Yakir D (2000). Using stable isotopes of water in evapotranspiration studies. *Hydrological Processes*, 14, 1407–1421.
- Welp LR, Lee XH, Kim K, Griffis TJ, Billmark KA, Baker JM (2008).  $\delta^{18}\text{O}$  of water vapor, evapotranspiration and the

- sites of leaf evaporation in a soybean canopy. *Plant, Cell & Environment*, 31, 1214–1228.
- Wen XF (温学发), Zhang SC (张世春), Sun XM (孙晓敏), Yu GR (于贵瑞) (2008). Recent advances in  $\text{H}_2^{18}\text{O}$  enrichment in leaf water. *Chinese Journal of Plant Ecology* (植物生态学报), 32, 961–966. (in Chinese with English abstract)
- Wen XF, Lee XH, Sun XM, Wang JL, Hu ZM, Li SG, Yu GR (2012a). Dew water isotopic ratios and their relationships to ecosystem water pools and fluxes in a cropland and a grassland in China. *Oecologia*, 168, 549–561.
- Wen XF, Lee XH, Sun XM, Wang JL, Tang YK, Li SG, Yu GR (2012b). Intercomparison of four commercial analyzers for water vapor isotope measurement. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 29, 235–247.
- Wen XF, Sun XM, Zhang SC, Yu GR, Sargent SD, Lee XH (2008). Continuous measurement of water vapor D/H and  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  isotope ratios in the atmosphere. *Journal of Hydrology*, 349, 489–500.
- Wen XF, Zhang SC, Sun XM, Yu GR, Lee XH (2010). Water vapor and precipitation isotope ratios in Beijing, China. *Journal of Geophysical Research*, 115, D01103, doi: 10.1029/2009JD012408.
- Wilson KB, Hanson PJ, Mulholland PJ, Baldocchi DD, Wullschlegel SD (2001). A comparison of methods for determining forest evapotranspiration and its components: sap-flow, soil water budget, eddy covariance and catchment water balance. *Agricultural and Forest Meteorology*, 106, 153–168.
- Wythers KR, Lauenroth WK, Paruelo JM (1999). Bare-soil evaporation under semiarid field conditions. *Soil Science Society of America Journal*, 63, 1341–1349.
- Xiao W, Lee XH, Griffis TJ, Kim K, Welp LR, Yu Q (2010). A modeling investigation of canopy-air oxygen isotopic exchange of water vapor and carbon dioxide in a soybean field. *Journal of Geophysical Research*, 115, G01004, doi: 10.1029/2009JG001163.
- Xiao W, Lee XH, Wen XF, Sun XM, Zhang SC (2012). Modeling biophysical controls on canopy foliage water  $^{18}\text{O}$  enrichment in wheat and corn. *Global Change Biology*, 18, 1769–1780.
- Xu Z, Yang HB, Liu FD, An SQ, Cui J, Wang ZS, Liu SR (2008). Partitioning evapotranspiration flux components in a subalpine shrubland based on stable isotopic measurements. *Botanical Studies*, 49, 351–361.
- Yakir D, Sternberg LSL (2000). The use of stable isotopes to study ecosystem gas exchange. *Oecologia*, 123, 297–311.
- Yamanaka T, Yonetani T (1999). Dynamics of the evaporation zone in dry sandy soils. *Journal of Hydrology*, 217, 135–148.
- Yepez EA, Huxman TE, Ignace DD, English NB, Weltzin JF, Castellanos AE, Williams DG (2005). Dynamics of transpiration and evaporation following a moisture pulse in semiarid grassland: a chamber-based isotope method for partitioning flux components. *Agricultural and Forest Meteorology*, 132, 359–376.
- Yepez EA, Williams DG, Scott RL, Lin GH (2003). Partitioning overstory and understory evapotranspiration in a semiarid savanna woodland from the isotopic composition of water vapor. *Agricultural and Forest Meteorology*, 119, 53–68.
- Yu GR, Wen XF, Sun XM, Tanner BD, Lee XH, Chen JY (2006). Overview of China FLUX and evaluation of its eddy covariance measurement. *Agricultural and Forest Meteorology*, 137, 125–137.
- Zhang SC, Sun XM, Wang JL, Yu GR, Wen XF (2011). Short-term variations of vapor isotope ratios reveal the influence of atmospheric processes. *Journal of Geographical Sciences*, 21, 401–416.
- Zhang SC, Wen XF, Wang JL, Yu GR, Sun XM (2010). The use of stable isotopes to partition evapotranspiration fluxes into evaporation and transpiration. *Acta Ecologica Sinica*, 30, 201–209.

特邀编委: 陈世革 责任编辑: 李敏

#### 附录I 阻力项计算

##### Appendix I Computation of resistance terms

<http://www.plant-ecology.com/appendix/s2012-0061-A1.pdf>

#### 附录II 本文中的变量符号及定义

##### Appendix II Notations in the text

<http://www.plant-ecology.com/appendix/s2012-0061-A2.pdf>