

利用原位连续测定水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 值和Keeling Plot方法 区分麦田蒸散组分

袁国富^{1*} 张娜^{1,2} 孙晓敏¹ 温学发¹ 张世春^{1,2}

¹中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101; ²中国科学院研究生院, 北京 100049

摘要 利用稳定同位素技术和Keeling Plot方法可以有效分割地表蒸散量, 进而加深对陆地生态系统水循环的理解。该研究通过原位连续测定麦田的水汽同位素数据, 评价Keeling Plot方法在分割地表蒸散中的应用, 并揭示华北冬小麦(*Triticum aestivum*)蒸腾在总蒸散中的比例。实验于2008年3–5月在中国科学院栾城农业生态站进行, 利用国际上先进的 H_2^{18}O 、 HD^{16}O 激光痕量气体分析仪(TDLAS)为基础构建的大气水汽 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 和D/H同位素比原位连续观测系统, 同时利用涡度相关技术、真空抽提技术、同位素质谱仪技术, 获取了必要的实验数据。研究分析了一天中不同时间段的连续的大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 与水汽浓度倒数拟合Keeling Plot曲线的差异和可能的原因。结果显示, 中午时段的拟合结果较好, 这也暗示中午时段蒸腾速率高时最可能满足植物蒸腾的同位素稳态假设。进一步的分析发现植物蒸腾的同位素稳态并不总是成立, 尤其是水分胁迫下进入成熟期的小麦, 其蒸腾水汽同位素一般处于非稳态。利用同位素分割结果显示, 生长盛期麦田94%–99%的蒸散来源于植物蒸腾。

关键词 通量分割, Keeling Plot, 稳定同位素, 激光痕量气体分析仪(TDLAS)

Partitioning wheat field evapotranspiration using Keeling Plot method and continuous atmospheric vapor $\delta^{18}\text{O}$ data

YUAN Guo-Fu^{1*}, ZHANG Na^{1,2}, SUN Xiao-Min¹, WEN Xue-Fa¹, and Zhang Shi-Chun^{1,2}

¹Institute of Geographical Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China, and ²Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

Abstract

Aims Stable isotopes technique and Keeling Plot relationship offer great promise for partitioning evapotranspiration (ET), which can help us better understand the hydrologic cycle within terrestrial ecosystems. Our objectives are to evaluate the Keeling Plot method in ET partitioning using *in situ* continuous $\delta^{18}\text{O}$ data and find the fractional contribution of crop transpiration to total ET in a winter wheat (*Triticum aestivum*) field.

Methods Field experiments were conducted at Luancheng Agro-ecology Station, Chinese Academy of Sciences. A hydrogen and oxygen isotopes *in situ* measurement system based on Tunable Diode Laser Absorption Spectroscopy (TDLAS) was used to obtain the continuous atmospheric vapor $\delta^{18}\text{O}$ data. Other measurements were made with the eddy covariance technique, cryogenic vacuum distillation and stable isotope ratio mass spectrometry.

Important findings An analysis on the Keeling Plot relationships based on data from different time intervals in one daytime showed that the Keeling Plot would be better when using the midday time interval data to build Keeling Plot, which inferred that the plant transpiration isotopic steady-state (ISS) can be more easily obtained during midday when plant transpiration flux is generally largest. ISS was not always satisfied in field conditions, especially when mature wheat suffered from water stress. Using isotopic partitioning, we estimated transpiration contributed roughly 94%–99% to the total ET during the field measurement period, which indicated plant transpiration dominated local ET.

Key words flux partitioning, Keeling Plot, stable isotopes, TDLAS

自然丰度下水中的氢氧稳定同位素是研究植物-水分关系以及陆地生态系统内水汽运输的重要

示踪剂(Gat, 1996; Yakir & Sternberg, 2000)。地表蒸散(ET)是生态系统水分循环的一个重要过程, 包括

植物蒸腾和土壤蒸发两部分。将这两部分区分开来,有助于更好地理解生态系统的水汽交换过程。已有一些研究成功地利用水的稳定同位素信息将生态系统尺度的ET分割开来(Brunel *et al.*, 1992; Yakir & Wang, 1996; Moreira *et al.*, 1997; Wang & Yakir, 2000; Yepez *et al.*, 2003)。由于平衡分馏和动力学分馏作用,土壤蒸发水汽的同位素组成相对于土壤水发生了贫化,同时虽然蒸腾也会使叶片水富集重同位素。但当蒸腾处于同位素稳定态(isotopic steady state, ISS)时,蒸腾水汽的同位素组成近似于根吸收的土壤水的同位素组成(Flanagan *et al.*, 1991; Wang & Yakir, 2000),因此土壤蒸发水汽与植物蒸腾水汽的同位素比有显著的差异,这是利用水汽的氢氧稳定同位素进行蒸散组分区分的理论基础(Yepez *et al.*, 2003; Williams *et al.*, 2004)。

基于质量守恒的“Keeling Plot”方法描述的是生态系统边界层中某种气体(CO_2 或 H_2O)的稳定同位素比与其浓度倒数之间的线性关系(Keeling, 1961)。对于大气水汽而言,该直线的截距即为生态系统蒸散通量的同位素组成(同位素比)(Yepez *et al.*, 2003; Yakir & Sternberg, 2000)。结合Keeling Plot和同位素二元混合线性模型,就可以确定植物蒸腾对蒸散贡献的百分比(Moreira *et al.*, 1997; Yepez *et al.*, 2003)。

以前受大气水汽采样以及分析仪器的限制,对大气水汽稳定同位素组成(δ_v)的研究几乎都局限于短暂和离散取样,只有少数观测时间较长,但是时间分辨率较低(Lee *et al.*, 2005)。另外,这些研究大多依赖于冷阱以及同位素质谱仪技术。通常包括样品收集和样品分析两个步骤,而且耗时费力。样品收集的效率取决于冷阱装置的自身设计、冷阱温度以及大气湿度。无论是过度冷却还是不完全冷却,都会使收集的样品发生重同位素富集,从而影响测定的结果。通常利用同位素质谱仪分析 $\delta^{18}\text{O}$ 的精度可达0.1‰。Lee等(2005)首次利用 H_2^{18}O 和 H_2^{16}O 激光痕量气体分析仪技术,实现了大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 的野外原位连续观测。Wen等(2008)在此基础上,基于 H_2^{18}O 、 HD^{16}O 和 H_2^{16}O 激光痕量气体分析仪,开发了大气水汽 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 和D/H在线标定系统,成功构建了大气水汽 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 和D/H同位素比值和通量的原位连续观测系统,观测精度(小时尺度)可以达到甚至优于同位素质谱仪(Finnigan MAT253, USA)的观测

精度。

本研究利用Wen等(2008)开发完善的这套大气水汽同位素比原位连续观测系统的测量手段获得时间连续的水汽同位素组成数据,分析利用Keeling Plot方法结合同位素二元线性混合模型分割冬小麦(*Triticum aestivum*)田蒸散量的方法和途径,评价这一方法存在的问题,并揭示麦田蒸腾在总的蒸散中所占的比例。

1 理论概述

地表蒸散是植物蒸腾与土壤蒸发之和,对于水的稳定同位素含量而言,如 ^{18}O ,地表蒸散中 ^{18}O 的含量是蒸腾 ^{18}O 含量与蒸发 ^{18}O 含量之和,这就是同位素质量守恒。基于这一原理,可以推导植物蒸腾在总的蒸散量中所占的比例(Yakir & Sternberg, 2000; Yepez *et al.*, 2003; Williams *et al.*, 2004),公式如下:

$$F_T(\%) = \frac{\delta_{ET} - \delta_E}{\delta_T - \delta_E} \times 100 \quad (1)$$

其中, F_T 为植物蒸腾在总的地表蒸散中所占百分比, δ_{ET} 、 δ_T 、 δ_E 分别为蒸散、蒸腾和蒸发所含水的稳定同位素组成,本研究采用国际通行的维也纳平均海水标准化的稳定同位素比 δ 来表达稳定同位素组成,在本文中特指 $\delta^{18}\text{O}$ 值。

公式(1)显示,当蒸发水汽与蒸腾水汽稳定同位素组成不一致时,可通过获得不同水汽源的稳定同位素比 δ 值来计算蒸腾和蒸发在总的蒸散量中所占的比例。

1.1 土壤蒸发水汽的同位素组成的计算

土壤蒸发水汽的计算采用Craig-Gordon模型,这一模型最初基于开放水体(如湖泊)的蒸发过程,也可以用来计算其他非开放水体的蒸发水汽同位素值,Craig-Gordon公式如下(Gat, 1996):

$$\delta_E = \frac{\alpha_{v/L} \delta_s - h \delta_v - \varepsilon_{v/L} - \Delta \xi}{(1-h) + \Delta \xi / 1000} \approx \frac{\delta_s - h \delta_v - \varepsilon_{v/L} - \Delta \xi}{1-h} \quad (2)$$

其中, δ_s 是土壤蒸发表面液态水的同位素组成; h 是大气水汽的相对湿度,是相对于土壤蒸发点温度(5 cm深度)而言的; δ_v 表示大气水汽的同位素组成; $\alpha_{v/L}$ 表示水汽从液体转化为气态的平衡分馏系数, $\varepsilon_{v/L}$ 是平衡分馏系数的另一种表达形式, $\Delta \xi$ 为同

位素动力扩散系数。计算公式分别如下:

$$-\ln^{18}\alpha_{v/L} = \frac{1.137 \times 10^3}{T^3} - \frac{0.4156}{T} - 2.0667 \times 10^{-3} \quad (3)$$

$$\varepsilon_{v/L} = (1 - \alpha_{v/L}) \times 10^3 \quad (4)$$

$$\Delta\xi = (1 - h)\theta \times n \times C_D \times 10^3 \quad (5)$$

公式(5)中,各参数的取值为: n 是描述分子扩散阻力与分子扩散系数相关性的一个常数,对于不流动的气层而言(土壤蒸发或叶片蒸腾),一般取值为1 (Barnes & Allison, 1988),在自然条件下的大小的开放水体,其 n 一般取值0.5; θ 表示分子扩散分馏系数与总扩散分馏系数之比,对于蒸发通量不会显著干扰环境湿度的小的水体而言(包括土壤蒸发),一般取值为1 (Gat, 1996),大的水体 θ 取值在0.5–0.8之间;描述分子扩散效率的参数 C_D 相对 $H^{18}O$ 来说一般取值28.5‰ (Gat, 1996)。

1.2 同位素稳态假设与蒸腾水汽的同位素组成的获取

同位素质量守恒要求:在多日、周或更长的时间尺度上,叶片蒸腾水的同位素组成要等于根吸收的土壤水的同位素组成,这就是通常所说的“同位素稳态”假设(ISS)。在蒸腾速率很大时,这种稳态假设也基本成立。所以在同位素稳态的前提下,可以利用茎部未分馏的水的同位素组成来代表蒸腾水汽的同位素组成。植物的根系从土壤中吸收水,以及在植物体内运输到叶片或幼嫩未栓化的枝条之前,一般认为不发生同位素分馏作用(Dawson & Ehleringer, 1993; Ehleringer *et al.*, 2000; Williams *et al.*, 2004),因此木质部水具有与其利用水源相同的同位素特征(Dawson & Ehleringer, 1993),干旱地区的植物除外(Allison & Hughs, 1983)。本研究利用植物蒸腾的稳态假设,用冬小麦未发生同位素分馏效应的茎水同位素组成代替植物蒸腾水汽同位素组成。

1.3 Keeling Plot方法与蒸散水汽同位素组成的确定

Keeling Plot方法以质量守恒为基础,描述的是大气中某种气体(CO_2 或 H_2O)的稳定同位素比与其浓度倒数之间的线性关系。该直线在 y 轴的截距即为生态系统源增加的气体的同位素组成(Keeling,

1961; Yakir & Sternberg, 2000; Yepez *et al.*, 2003)。对于大气中的水汽而言,Keeling Plot直线在 y 轴的截距表示的则是生态系统蒸散通量的同位素组成。具体公式如下:

$$\delta_v = C_a(\delta_a - \delta_{ET})\left(\frac{1}{C_v}\right) + \delta_{ET} \quad (6)$$

δ_v 表示从生态系统边界层收集的水汽的同位素组成, C_a 表示背景大气水汽的浓度, C_v 是生态系统边界层的水汽浓度, δ_a 是背景大气水汽的同位素组成, δ_{ET} 是蒸散通量的同位素组成。

应用Keeling Plot关系有以下几个基本假设:1)这个模型为一个简单的两源混合模型,即背景大气水汽和生态系统蒸散水汽的混合组成最终的边界层水汽;2)在观测过程中两部分气体的同位素比不发生显著变化;3)生态系统的水分损失(蒸散)只有一条途径,即与自由大气混合,除此之外,生态系统没有其他的损失途径(例如,冷凝)(Yepez *et al.*, 2003; Williams *et al.*, 2004)。

2 材料和方法

2.1 试验地概况

试验于2008年4月–5月在中国科学院栾城农业生态试验站进行。该站位于太行山山前平原,114°40' E, 37°50' N, 海拔50.1 m,属于暖温带半湿润季风气候。当地的主要作物为冬小麦和夏玉米(*Zea mays*),主要种植方式是一年两熟种植。该区光热资源丰富,年平均气温是12.3 °C,年平均降水量为480.7 mm,以往冬小麦生长季(2–5月)降水量仅为100–130 mm (王淑芬等, 2006),难以满足冬小麦的生长需求。试验观测和采样的农田处于一片开阔平坦的麦田中间,盛行上风向农田有至少200 m×200 m的均匀冬小麦田,下风向农田冬小麦有一些不同的水分养分处理,均匀性略差,但对水汽和同位素通量观测影响不大。在2007–2008年冬小麦生长季,返青后(4月到5月)总的降雨量达到95.4 mm,属于降雨偏多的年份。在冬小麦返青后,仅在3月29日进行过一次灌溉。

2.2 观测和采样方法

2.2.1 原位连续观测大气水汽的同位素组成(δ_v)

本研究利用中国科学院地理科学与资源研究所与美国耶鲁大学稳定同位素研究组合作并在国

际上首次构建的大气水汽 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 和 D/H 同位素比原位连续观测系统。此系统以 H_2^{18}O 和 H_2^{16}O 激光痕量气体分析技术 (Tunable Diode Laser Absorption Spectroscopy, TDLAS) 为基础, 工作原理是利用 H_2^{16}O 、 HDO 和 H_2^{18}O 激光吸收光谱的微小差异对 3 者的摩尔浓度进行原位连续观测。此系统同时测量地表上方两个高度的水汽浓度及其同位素组成 ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 和 D/H) 的变化, 早期在冠层较矮时水汽采样高度分别为距地表 80 和 180 cm, 随着冠层高度的增加, 4 月 24 号将两个采样高度分别调整到距地表 100 和 200 cm 高度处。

2.2.2 茎水和土壤水采集

每隔 7 d 进行一次采样, 包括土壤样和茎样, 雨后加采一次, 采样时间如 12:30–14:00。为了避免发生因植物蒸腾引发的同位素分馏作用, 采集的茎样避免含有叶绿素的绿色部分。考虑到空间分布的异质性, 每次需要采 3 个重复样, 每个样需采 5–8 株植物茎进行混合。在茎样对应的点, 分别收集 1、2、3、5、10、20、30、50 和 80 cm 深度的土壤样。将样品快速装入玻璃瓶并用帕拉胶密封, 并冷冻保存。

本研究利用中国科学院地理科学与资源研究所同位素实验室自制的真空抽提仪器来抽取土壤样和茎样中的水, 其原理与国际上流行的低温真空抽提装置 (Ehleringer *et al.*, 2000) 一致。

2.2.3 稳定同位素分析

水样的氢氧同位素分析在中国科学院地理科学与资源研究所环境同位素实验室进行, 利用的是 Finnigan MAT-253 型质谱仪, 输出结果以相对于 V-SMOW 的 δ 值表示。 $\delta^{18}\text{O}$ 的测量精度是 $\pm 0.15\text{‰}$ 。

2.3.4 微气象数据的测量

在原位连续观测系统的上风向麦田中安装有涡度相关系统, 可以获得距地表 1.4 和 3.9 m 高度处的大气相对湿度、大气温度、风速、降雨量以及潜热通量、土壤温度 (1、3 和 5 cm 深度)。

3 结果和分析

3.1 大气水汽同位素组成

图 1 显示了试验期间麦田上方两个高度水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 值随时间的变化。首先两个高度的 $\delta^{18}\text{O}$ 值有 0–1‰ 之间的差异, 总体显示下层水汽同位素组成高于上层水汽同位素组成, 符合水汽同位素组成随高度增加逐渐减小的规律。这是由于近地面水汽同

位素主要来自地表蒸散, 随着高度的增加, 水汽同位素因扩散阻力的差异而存在扩散分馏过程, 导致同位素比值随高度逐渐减小。其次, 水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 值的季节波动显示水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 值与降雨事件密切相关, 每次降雨事件都能导致水汽同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显降低, 说明降雨过后, 空气水汽 ^{18}O 明显减少, 这是由于降雨过程水汽凝结要富集大量空气水汽 ^{18}O 于雨水中, 导致水汽 ^{18}O 含量降低。这一现象也暗示, 水汽凝结过程消耗了本区域空气水汽, 说明降水水汽有部分来自于本区域内的。

图 1 显示的水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 值的另一个季节变化趋势是随时间水汽同位素组成整体逐渐升高, 4 月 δ_V 值大多维持在 -10‰ – -12‰ 之间, 降雨后 δ_V 值降低至 -15‰ – -19‰ ; 5 月份 δ_V 值维持在 -8‰ – -10‰ 之间, 整体上大于 4 月份, 这可能与生长季后期表层土壤水富集引起蒸发水汽同位素组成增加有关, 后期, 表层 5 cm 土壤水的同位素比为 -0.3 , 明显大于其余日期的值 ($\delta_S < -3.0$); 5 月降雨量小于 4 月, 下垫面水分条件相对干一些, 可能也是一个原因。

图 2 显示了水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 值的日变化特征, 列举并对比说明 4 月 17 号 (无露水形成)、5 月 13 号 (有露水形成) δ_V 值的日变化。共同点是 δ_V 最小值一般都出现在 5:00–6:00 点之间, 最大值出现在 20:00–21:00 左右; 白天呈增加的趋势, 晚上呈减小的趋势。由于这两天的气象参数明显不同, 因此 δ_V 值的日变化也有明显的差异。主要体现在有露水日 δ_V 值的日变化比无露水日要显著很多。在露水的形成过程中, 大

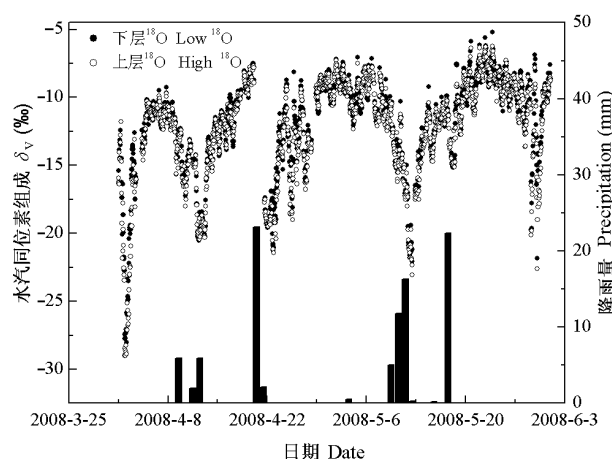


图 1 不同高度大气水汽的 $\delta^{18}\text{O}$ 值 δ_V (小时平均) 以及降雨的变化

Fig. 1 Time series of $\delta^{18}\text{O}$ (Hourly) of atmospheric water vapor (δ_V) at two different heights and precipitation

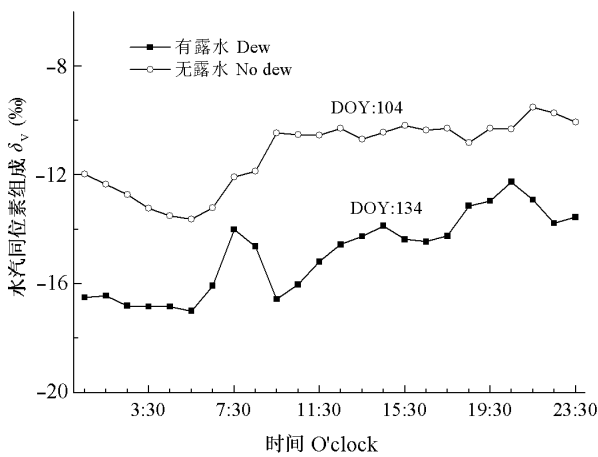


图2 晚上有或无露水时大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$ (δ_v)的日变化。DOY, 日序数。

Fig. 2 Diurnal variation in $\delta^{18}\text{O}$ of atmospheric vapor (δ_v) with dew formation or not. DOY, the day of year.

气水汽中的重同位素优先冷凝, 导致21:00左右 δ_v 值迅速减小。5:30左右, 同位素富集的露水的蒸发使得 δ_v 值开始增加; 7:30左右与上方同位素较轻的大气的混合作用加强, 因而抵消了一部分露水蒸发富集的作用, δ_v 值出现短暂的降低; 随着蒸散贡献的增加, δ_v 值呈现缓慢增加的趋势。与之相比, 直到第二天湍流加强前, 无露水形成的晚上其 δ_v 值变化不是很明显。

3.2 土壤蒸发水汽的同位素组成

表1列出了Craig-Gordon模型计算 δ_E 需要的参数以及计算结果。这里选用的 h 、 $\alpha_{v/L}$ 、 δ_a 对应的都是14:00的数据。根据对土壤水同位素组成(δ_s)剖面特征的数据分析, 显示表层0–5 cm土壤水的 δ_s 变化较大, 同位素富集明显, 而5 cm以下的相对变化较小, 说明土壤蒸发主要发生在0–5 cm层次, 本研究选择0–5 cm土壤水的平均同位素组成来代表公式(1)中的 δ_s 。

由表1可以发现, δ_E 值大多在–50‰– –40‰范围内, 说明了土壤蒸发过程存在显著的同位素分馏效应, 表层土壤水的同位素显著富集, 而蒸发水汽同位素明显贫化, 这与观测到的现象是一致的。在5月25日(DOY 146), 土壤蒸发水汽同位素值明显偏低, 比较发现, 这一天的空气湿度明显大于其他时间, 由此可见, 环境大气水汽的相对湿度对 δ_E 值影响非常明显, 相对湿度越大, 蒸发的同位素分馏作用越明显, 蒸发水汽的同位素比越低。

3.3 蒸散水汽的同位素组成

图3显示了4月9日分别采用4个不同时间段: 6:30–18:30 (白天), 11:30–14:30 (中午), 9:30–14:30 (上午加中午)和11:30–15:30 (中午加下午)。拟合的水汽同位素组成与水汽浓度(混合比)的倒数之间的关系曲线。可以看出, 4个不同时间段拟合的Keeling

表1 用Craig-Gordon模型计算土壤蒸发需要的参数以及结果

Table 1 Parameters used to estimate the isotopic composition of the evaporation flux (δ_E) with Craig-Gordon model

DOY	h (%)	δ_s (‰)	δ_a (‰)	$\alpha_{v/L}$	$A\xi$ (‰)	δ_E (‰)
97	53.22	-3.612	-10.661	0.990 4	13.332	-43.22
100	56.70	-3.284	-12.581	0.990 3	12.342	-40.78
102	74.78	-3.307	-14.542	0.989 5	7.188	-38.89
112	72.70	-8.752	-17.561	0.989 9	7.781	-49.05
115	43.72	-6.631	-10.364	0.990 2	16.041	-47.90
120	72.39	-3.346	-8.814	0.990 6	7.869	-49.98
125	67.52	-3.501	-9.855	0.990 1	9.256	-47.82
131	63.79	-3.028	-13.670	0.989 9	10.321	-39.28
134	70.46	-4.898	-13.876	0.989 9	8.419	-44.55
139	57.80	-3.556	-10.869	0.990 1	12.028	-44.25
146	90.12	-2.104	-8.351	0.990 4	2.815	-68.72
149	48.31	-0.305	-10.913	0.990 4	14.732	-36.34

DOY, 日序数; h , 相对于5 m深土壤温度下的大气相对湿度; δ_L , 0–5 cm土壤水同位素比的加权平均值; δ_a , TDLAS测得的较低高度大气水汽的 $\delta^{18}\text{O}$ (4月24号前是地表上方80 cm, 4月24号后调至100 cm); $\alpha_{v/L}$, 平衡分馏系数; $A\xi$, 动力扩散系数; δ_E , 土壤蒸发水汽的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。

DOY, the day of year; h , the air relative humidity; δ_s , the average isotopic values of water at the soil surface (0–5 cm); δ_a , the vapor water $\delta^{18}\text{O}$ isotopic value by TDLAS; $\alpha_{v/L}$, the equilibrium fractionation factor for liquid–vapor exchange of H_2O ; $A\xi$, kinetic fractionation factor; δ_E , isotopic value of water vapor from soil evaporation.

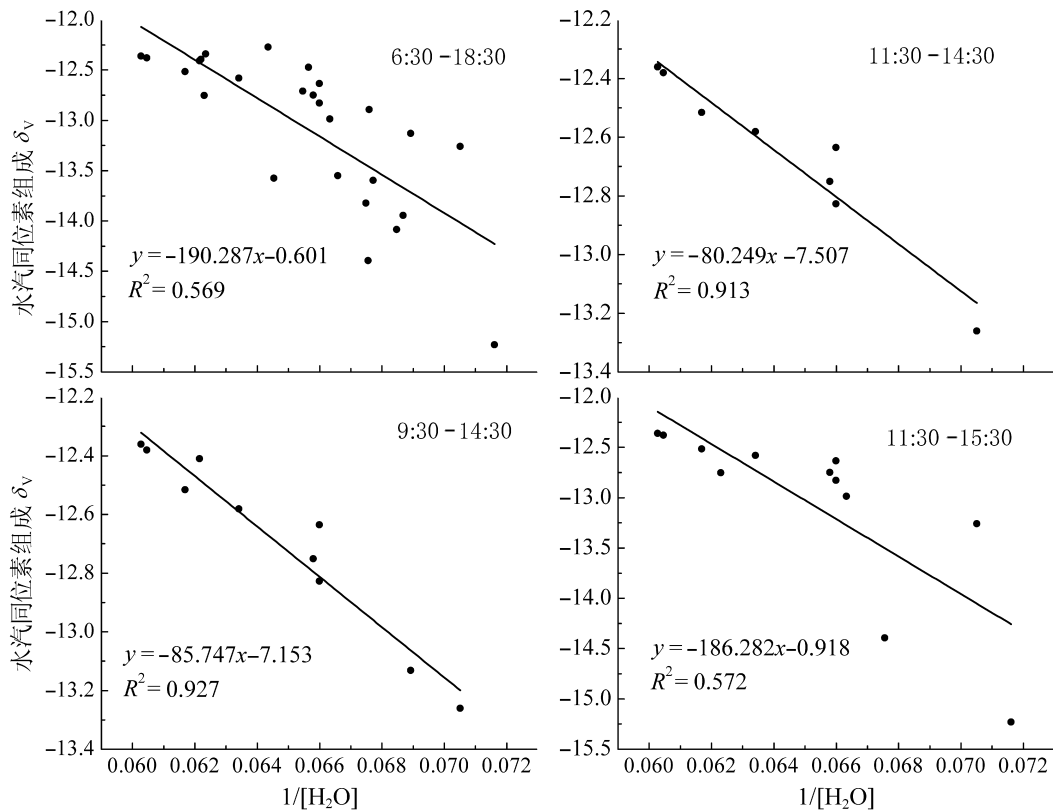


图3 4个不同时间段拟合的Keeling Plot曲线比较(DOY 110, 2008)。DOY, 日序数。

Fig. 3 Daytime Keeling Plots with different time data (DOY 110, 2008). DOY, the day of year; δ_v , $\delta^{18}\text{O}$ of atmospheric vapor.

Plot曲线显示了水汽同位素组成与水汽浓度倒数之间显著的相关性, 但是不同时间段拟合的曲线的截距, 也就是代表蒸散水汽同位素组成的值是有差异的, 这表明采用Keeling Plot方法分割通量时, 采样时间的选择是一个需要慎重考虑的问题。

表2列出了试验期间观测日期的不同时段拟合Keeling Plot曲线获得的蒸散水汽同位素组成以及与计算的土壤蒸发水汽同位素组成和测量得到的植物蒸腾水汽同位素组成的比较, 其中, DOY 102和112两天因TDLAS仪器故障缺乏有效数据, 没有记录。

Keeling Plot方法假定蒸散水汽同位素组成由蒸腾水汽同位素和蒸发水汽同位素混合而成, 蒸散水汽同位素比值在理论上应位于蒸腾同位素比值与蒸发同位素比值之间。比较统计发现, 用11:30-14:30时段获得的蒸散水汽同位素组成, 有60%介于茎水同位素组成和土壤蒸发水汽同位素组成之间, 6:30-18:30、9:30-14:30以及11:30-15:30 3

个时段拟合得到的截距(蒸散水汽同位素组成)落在上述区间内的比例分别为10%、20%和30%。由于蒸腾过程同位素非稳定态的客观存在(Lai *et al.*, 2006; Lee *et al.*, 2006; Welp *et al.*, 2008), 通过稳定态假设获得的蒸腾水汽同位素组成可能与实际值之间有差别, 这样会导致Keeling Plot拟合的蒸散水汽同位素组成偏离蒸腾同位素比值与蒸发同位素比值之间。研究得出的不同时间段拟合结果显示这种偏离的存在, 说明冬小麦蒸散的同位素非稳定态明显存在。另外中午时段拟合结果落入蒸腾同位素比值与蒸发同位素比值之间概率最高, 暗示中午这个时段可能更好地满足同位素稳定态的假设(Dongmann *et al.*, 1974; Farquhar & Cernusak, 2005; Lee *et al.*, 2007)。

在拟合的结果中, 有4个采样日的数据 (DOY 120, 139, 146, 149), 利用上述4个时段得到的截距都大于对应时间的植物茎水同位素组成, 蒸散水汽

表2 土壤蒸发水汽、蒸腾水汽(茎水)和蒸散水汽同位素组成的比较

Table 2 Comparison of average isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$) of soil evaporation (δ_E), transpiration (δ_X) and evapotranspiration (δ_{ET})

DOY	δ_E	δ_X (std)	δ_{ET1}	δ_{ET2}	δ_{ET3}	δ_{ET4}
97	-43.22	-6.621±0.8	-9.219 9	-6.714 9	-5.733 5	-8.104 9
100	-40.78	-7.124±0.1	-0.601 1	-7.507 4	-7.153 6	-0.918 2
115	-47.90	-7.080±0.06	-3.850 0	-9.197 2	-6.295 4	-8.726 8
120	-49.98	-7.008±0.3	-5.701 0	-6.169 7	-6.745 9	-4.334 3
131	-39.28	-7.126±0.3	-5.265 0	-7.340 2	-8.085 2	-6.163 5
134	-44.55	-6.471±0.03	-6.239 1	-6.708 9	-6.811 4	-3.869 0
139	-44.25	-6.554±0.6	-2.465 2	-2.705 2	-2.402 0	-2.249 6
146	-68.72	-7.110±0.4	-3.484 5	-0.968 1	-1.708 0	-3.480 1
149	-36.34	-7.020±0.4	-4.333 5	-6.348 9	-5.901 8	-6.729 0

DOY, 日序数; δ_{ET1} 、 δ_{ET2} 、 δ_{ET3} 、 δ_{ET4} , 分别用下面4个时间段(即6:30–18:30、11:30–14:30、11:30–15:30、9:30–14:30)得到的Keeling Plot截距。DOY, the day of year; δ_{ET1} , δ_{ET2} , δ_{ET3} and δ_{ET4} , the evapotranspiration vapor isotopic composition during four different time respectively (6:30–18:30, 11:30–14:30, 11:30–15:30, 9:30–14:30) based on Keeling Plot line y-intercept.

表3 利用水汽稳定同位素($\delta^{18}\text{O}$)分割得到的蒸腾占蒸散的比例(F_T)Table 3 Fractional contribution of transpiration to total ET using isotopic partitioning ($\delta^{18}\text{O}$)

DOY	δ_E	δ_X	$\delta_{ET}(11:30-14:30)$	F_T (%)
97	-43.22	-6.621	-6.714 9	99.74
100	-40.78	-7.124	-7.507 4	98.86
115	-47.90	-7.080	-9.197 2	94.81
131	-39.28	-7.126	-7.340 2	99.33
134	-44.55	-6.471	-6.708 9	99.37

DOY, 日序数; δ_E 、 δ_X 、 δ_{ET} , 分别为土壤蒸发、植物蒸腾和地表蒸散水汽同位素组成; F_T , 植物蒸腾在总蒸散中的比例。

DOY, the day of year; δ_E , δ_X , δ_{ET} , the soil evaporation, plant transpiration and surface evapotranspiration vapor isotopic composition respectively; F_T , the fractional contribution from transpiration (%) to total evapotranspiration.

同位素组成超出了土壤蒸发水汽同位素组成和由稳态假设获得的植物蒸腾同位素组成之间的范围。尤其是5月下旬(DOY 139, 146, 149)连续出现这种情况, 可能暗示这一阶段植物蒸腾的同位素稳态假设已经不成立, 植物茎水同位素组成不能代表真实的植物蒸腾水汽的同位素组成。分析发现5月下旬这3个采样日期不同时段拟合的结果接近, 说明这可能是普遍现象, 因偶然的气象条件变化导致的同位素组成显著变化的可能性较小。通过分析这一时期的田间土壤水分状况, 发现5月下旬表层0–20 cm土壤的质量含水量低于 $0.12 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, 这期间也没有降雨发生, 处于较明显的水分胁迫状态, 表层土壤水同位素显著富集, 在分馏系数变化不大的情况下, 蒸散水汽同位素值会明显偏高(Riley *et al.*, 2002), 这也可以解释这段时间由Keeling Plot拟合得到的蒸散水汽同位素含量偏高的原因。因此这一时段拟合蒸散水汽同位素组成偏离蒸腾

同位素比值与蒸发同位素比值之间, 可能是由假定同位素稳态得到的蒸腾水汽同位素组成有误, 及同位素稳态假设不成立。分析5月下旬以后植物蒸腾的稳态情形不存在的主要原因可能来自两个方面: 其一是这一时段由于明显的水分胁迫, 在正午, 植物为了减少体内水分损失, 气孔阻力增大, 蒸腾通量减小, 增加了蒸腾的同位素分馏效应。在其他研究中也有类似发现, 如Yakir和Wang (1996)发现, 与湿润环境下相比, 生长在干旱环境下的植物叶片更容易富集重同位素; Ferrrtti等(2003)也发现干季可能出现非稳态; 其二, 这一时间段是作物进入成熟阶段的时期, 作物的生理活动明显与之前不同, 耗水特征和气孔的开闭程度等都可能影响作物蒸腾过程的同位素稳态。这一结果可能显示当冬小麦进入成熟阶段, 或者作物处于严重水分胁迫状况时, 蒸腾的同位素稳态假设是不成立的。

3.4 麦田蒸散分割

表3列出了利用中午11:30–14:30时间段的水汽同位素组成数据拟合获得的蒸散水汽同位素组成, 结合公式(1)计算得到的麦田蒸腾占总蒸散的比例(F_T)。其中DOY 120、139、146、149这4天的数据因明显偏离理论前提, 没有采用同位素信息加以分割。

表3中的有效数据涵盖了麦田拔节(后期)、抽穗和灌浆3个发育期, 正是冬小麦生长旺季, 叶面积指数大, 冠层覆盖密, 因此蒸腾占总蒸散比例一般都很高。本研究通过水汽同位素信息获得的比例一般在94%–99%之间, 大致是可以采信。

4 结论和讨论

本研究利用野外原位连续测定的水汽同位素信息结合Keeling Plot方法分割麦田蒸散。通过利用不同时段的水汽同位素信息拟合获得不同的Keeling Plot曲线, 得到的蒸散水汽同位素组成与蒸发和蒸腾水汽同位素的比较, 发现中午时段的水汽同位素数据能更好地应用在Keeling Plot方法中, 这与植物蒸腾的稳态假设一般在蒸腾旺盛的情形下容易达到相一致。数据还暗示当作物处于比较严重的水分胁迫状态, 或者作物进入成熟期, 生理活动发生明显改变后, 蒸腾水汽的同位素稳态条件不易形成, 这时候不能采用稳态假定来获取蒸腾水汽的同位素组成。

通过利用水汽同位素信息, 分析得到在冬小麦生长盛期, 蒸腾占总的蒸散比例在94%–99%之间。

当植物蒸腾处于同位素非稳态时, 水汽同位素信息分割地表蒸散会出现明显误差, 这不仅是因为用茎水同位素组成代替蒸腾水汽同位素组成是不合理的, Keeling Plot曲线拟合反映的是一个时段内的平均状况, 在同位素非稳态条件下, 得到的蒸腾水汽同位素组成的值的误差可能也会增大, 因此在应用水汽同位素信息分割地表蒸散时, 如何判断蒸腾的稳态是一个十分重要的前提。本研究在这方面有些初步探讨, 但是还没有达到较为严密的分析和结论。进一步研究植物蒸腾的同位素非稳态情形的判断, 以及如何模拟非稳态条件下植物蒸腾水汽同位素组成是未来一个重要研究方向。

致谢 国家自然科学基金(30770409和30970517)和中科院地理科学与资源研究所领域前沿项目

(066Q0605SZ)。

参考文献

- Allison GB, Hughs MW (1983). The use of natural tracers as indicators of soil water movement in temperate semi-arid region. *Journal of Hydrology*, 60, 157–163.
- 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.
- Brunel JP, Simpson HJ, Herczeg AL, Whitehead R, Walker GR (1992). Stable isotope composition of water–vapor as an indicator of transpiration fluxes from rice crops. *Water Resources Research*, 1992, 28, 1407–1416.
- Dawson TE, Ehleringer JR (1993). Isotopic enrichment of water in the woody tissues of plant: implications for plant water source, water uptake, and other studies which use stable isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 3487–3492.
- Dongmann G, Nornberg HW, Forstel H, Wagener K (1974). On the enrichment of H_2^{18}O in the leaves of transpiring plants. *Radiation and Environmental Biophysics*, 11, 41–52.
- Ehleringer JR, Roden J, Dawson TE (2000). Assessing ecosystem-level water relations through stable isotope ratio analyses. In: Sala OE, Jackson RB, Mooney HA, Howarth RW eds. *Methods in Ecosystem Science*. Springer, Berlin. 181.
- Farquhar GD, Cernusak LA (2005). On the isotopic composition of leaf water in the non-steady state. *Functional Plant Biology*, 32, 293–303.
- Ferretti DF, Pendall E, Morgan JA, Nelson JA, LeCain D, Mosier AR (2003). Partitioning evapotranspiration fluxes from a Colorado grassland using stable isotopes: seasonal variations and implications of elevated atmospheric CO_2 . *Plant and Soil*, 254, 291–303.
- 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.
- Gat JR (1996). Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 24, 225–262.
- Keeling CD (1961). The concentration and isotopic abundances of atmospheric carbon dioxide in rural marine air. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 24, 277–298.
- 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 and Environment*, 29, 77–94.
- Lee XH, Kim K, Smith R (2007). Temporal variations of the isotopic signal of the whole-canopy transpiration in a

- temperate forest. *Global Biogeochemical Cycle*, 21, 1–12.
- Lee XH, Smith R, Williams J (2006). Water vapor $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ isotope ratio in surface air in New England, USA. *Tellus*, 58B, 293–304.
- Lee XH, Steve S, Smith R, Tanner B (2005). *In situ* measurement of the water vapor $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ isotope ratio for atmosphere and ecological applications. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 22, 555–565.
- Moreira M, Sternberg L, Martinelli L, Victoria R, Barbosa E, Bonates L, Nepstad D (1997). Contribution of transpiration to forest ambient vapour based on isotopic measurements. *Global Change Biology*, 3, 439–450.
- Riley WJ, Still CJ, Torn MS, Berry JA (2002). A mechanistic model of H_2^{18}O and C^{18}O fluxes between ecosystems and the atmosphere: model description and sensitivity analyses. *Global Biogeochemical Cycles*, 16, 1095, doi:10.1029/2002GB001878.
- Wang SF (王淑芬), Zhang XY (张喜英), Pei D (裴冬) (2006). Impacts of different water supplied condition on root distribution, yield and water utilization efficiency of winter wheat. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering* (农业工程学报), 22(2), 27–32. (in Chinese with English abstract)
- 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 vapour, evapotranspiration and the sites of leaf water evaporation in a soybean canopy. *Plant, Cell and Environment*, 31, 1214–1228.
- 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.
- Williams DG, Cable W, Hultine K, Hoedjes JCB, Yopez EA, Simonneaux V, Er-Raki S, Boulet G, de Bruin HAR, Chehbouni A, Hartogensis OK, Timouk F (2004). Evapotranspiration components determined by stable isotope, sap flow and eddy covariance techniques. *Agricultural and Forest Meteorology*, 125, 241–258.
- Yakir D, Sternberg SL (2000). The use of stable isotopes to study ecosystem gas exchange. *Oecologia*, 123, 297–311.
- Yakir D, Wang XF (1996). Fluxes of CO_2 and water between terrestrial vegetation and the atmosphere estimated from isotope measurement. *Nature*, 380, 515–517.
- Yopez 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.

责任编辑: 黄建辉 责任编辑: 李 敏