

DOI: 10.13332/j.1000-1522.20170172

北京山区侧柏林生长旺季蒸散组分 $\delta^{18}\text{O}$ 日变化及其定量区分

刘璐 贾国栋 余新晓 张永娥
(北京林业大学水土保持国家林业局重点实验室)

摘要:侧柏是北京山区分布范围较广的典型针叶树种,研究侧柏林生长旺季蒸散过程及蒸散组分变化特征对了解该区陆地生态系统水汽交换、植被耗水需求具有重要意义。本研究利用稳定同位素技术于生长旺季(2016年8月)对侧柏林大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 进行原位连续观测,同时选取4个典型晴天采集枝条和土壤样品并测定样品水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 。结果表明:日尺度上,利用 Craig-Gordon 模型计算的土壤蒸发水汽氧同位素组成(δ_{E})在4个测定日中均先增大后减小, δ_{E} 介于 $-5.968\% \sim -2.689\%$,最大峰值出现在 12:00—14:00,而近地面大气相对湿度(h)先减小后增大,二者关系为 $\delta_{\text{E}} = -0.03h^2 + 4.85h - 209.5$ ($R^2 = 0.55, n = 32$),表明 $h > 75\%$ 时,环境相对湿度越大,同位素分馏效应越明显;基于稳态假设估算的植物蒸腾水汽氧同位素组成(δ_{T})和 Keeling 曲线拟合的侧柏林蒸散水汽氧同位素组成(δ_{ET})分别介于 $-1.210\% \sim -0.951\%$ 、 $-1.599\% \sim -1.004\%$,日变化趋势复杂,日间变化差异大,但同一观测日内 δ_{T} 和 δ_{ET} 变化趋势基本一致,表明植物蒸腾非稳态可能对 δ_{T} 的估算产生偏离, δ_{ET} 变化主要受 δ_{T} 影响;4个测定日中蒸腾量占总蒸散量的比例(F_{T})介于 $90.14\% \sim 92.63\%$,说明研究区侧柏林生态系统生长旺季蒸散发绝大部分来自植物蒸腾。研究结果确定了基于日尺度的生长旺季植被蒸腾对蒸散的贡献率,为研究陆地生态系统水汽交换机制提供了有益参考,为区域森林生态建设和管理提供了科学依据。

关键词:侧柏林; 生长旺季; 蒸散发; 同位素稳定态

中图分类号:S791.38; Q945.17 **文献标志码:**A **文章编号:**1000-1522(2017)12-0061-10

LIU Lu; JIA Guo-dong; YU Xin-xiao; ZHANG Yong-e. **Daily variations of $\delta^{18}\text{O}$ and its quantitative distinction in evapotranspiration components of *Platycladus orientalis* plantation during the rapid growth season in the mountainous area of Beijing.** *Journal of Beijing Forestry University* (2017) 39 (12) 61-70 [Ch, 34 ref.] Key Laboratory of State Forestry Administration on Soil and Water Conservation, Beijing Forestry University, Beijing, 100083, P. R. China.

As the dominant coniferous tree species in the mountainous area of Beijing, it is imperative to have an insight into the evapotranspiration of *Platycladus orientalis* in the rapid growth season and its components for deeper understanding of atmospheric vapor exchange of terrestrial ecosystems and plant water demand. The variations of daily $\delta^{18}\text{O}$ in a *Platycladus orientalis* plantation during the rapid growth season and proportions of plant transpiration and soil evaporation to evapotranspiration were analyzed. The continuous water vapor stable isotope analyzer was used to measure $\delta^{18}\text{O}$ values of the atmospheric vapor in August, 2016. Mature and suberized twigs of plant and soil samples were collected and measured simultaneously to analyze $\delta^{18}\text{O}$ values of transpiration (δ_{T}) and soil evaporation (δ_{E}), where δ_{T} and δ_{E} were determined respectively via the steady state hypothesis of isotope and the Craig-Gordon equation. The oxygen isotopic compositions of total evapotranspiration (δ_{ET}) could be estimated by a Keeling plot linear regression function. The results showed that: values of δ_{E} ranged from -5.968% to -2.689% , which risen firstly and then declined at the daily scale; and $\delta^{18}\text{O}$ values peaked between 12:00 and

收稿日期:2017-05-08 **修回日期:**2017-07-01

基金项目:国家自然科学基金青年项目(41401013)、国家自然科学基金重点项目(41430747)、林果业生态环境功能提升协同创新中心(PXM2017_014207_000043)。

第一作者:刘璐。主要研究方向:水土保持。Email:lucyliu_ll@163.com 地址:100083 北京市海淀区清华东路35号北京林业大学水土保持学院。

责任作者:贾国栋,博士,讲师。主要研究方向:同位素生态水文学、土壤侵蚀。Email:jgd3@163.com 地址:同上。

本刊网址:http://j.bjfu.edu.cn; http://journal.bjfu.edu.cn

14:00, whereas the atmospheric relative humidity (h) dropped firstly and then rised. The relationship between δ_E and h was $\delta_E = -0.03h^2 + 4.85h - 209.5$ ($R^2 = 0.55, n = 32$), which indicated that the isotopic fractionation was intensified with h when its value was above 75%. Although the diurnal variations of δ_{ET} and δ_T values were complex and there was inconsistent variation tendency for the two in the four experimental days (ranged from -1.210% to -0.951% and -1.599% to -1.004% , respectively), both of them basically shared identical changing trend at the same observation days, suggesting that the evaluation of δ_T values was probably affected by non-steady state of stable isotopes in the leaf water. And the variations on δ_{ET} were dominantly driven by δ_T rather than δ_E . The results of evapotranspiration partition showed that the contribution of plant transpiration (F_T) ranged from 90.14% to 92.63% during the experimental days, indicating that the main component of evapotranspiration was plant transpiration during the rapid growth season. The results may have further implications for future forest construction and management in this area.

Key words *Platycladus orientalis* plantation; rapid growth season; evapotranspiration; steady state of isotope

陆地生态系统蒸散发是水循环的重要组成部分,包括植物蒸腾和土壤蒸发,其定量区分能够更好地揭示大气水汽交换过程和植被耗水需求^[1]。自然丰度下水中的氢氧稳定同位素是土壤-植物-大气系统(SPAC)水分运动的最佳示踪剂^[2],目前,已有研究利用氢氧稳定同位素来确定植物水分来源^[3],定量区分农田^[4-5]、灌木^[6]和草原^[7-8]等不同生态系统的蒸散组分。但由于森林生态系统的结构和影响因素复杂,异质性高,特别是山区,有关森林生态系统蒸散定量区分的研究则鲜见报道^[9]。

北京山区是首都地区重要的生态屏障,关乎首都地区的生态安全。该地区土壤砾石含量多、土层瘠薄,年内降水分布不均,为我国典型的季节性干旱区。降雨主要集中在夏季,7—9月份降水约占年降水量的70%以上^[10]。气候变化格局下,该地区水分亏缺情况日益加剧,这将进一步限制该区的森林生态建设^[11-12]。侧柏(*Platycladus orientalis*)是该区分布最为广泛的针叶树种^[13],对其生态系统蒸散组分的构成加以区分和了解,将有助于区域水资源的可持续利用,因此,在全球变暖的大背景下,对其蒸散耗水特征,特别是其在生长旺季的蒸散组分区分具有重要的实际意义,为确定干旱缺水地区生态需水量、确定适宜的生态规模等问题提供基础。

以往对水汽稳定同位素组成的研究多受采样和分析设备的限制,又依赖冷阱技术,不仅采样频率较低^[14],而且样品收集分析费时耗力,冷却过程中还时常发生重质同位素富集情况,使得测定结果偏大。近年激光光谱技术的发展实现了对大气 $\delta^{18}\text{O}$ 、水汽浓度的实时监测,适合野外原位连续采样观测,且观测精度较高。在植物叶片水稳定同位素研究中,通常认为植物根系从土壤中吸收水分到叶片蒸腾作用

之前不会发生同位素分馏效应,认为植物蒸腾水汽氧同位素组成(δ_T)与植物茎水水汽氧同位素组成(δ_X)相等,即满足同位素稳定态(isotopic steady state, ISS)假设^[15],但在野外条件下,植物叶片水稳定同位素受自然因素影响,往往表现为非稳定态^[16],同位素稳定态假设仅在蒸腾作用强烈的中午或较长的时间尺度(数日或数周)才有效^[17],因此,基于同位素稳定态假设的蒸散研究多选择日照强烈、气温高的植物生长季典型晴天^[18-20],以尽可能减小同位素非稳态的影响。因此,本研究利用激光光谱技术构建大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 原位连续观测系统,对北京山区侧柏林水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 进行连续观测,选择植物生长旺季典型晴天,并基于同位素稳定态假设,利用Craig-Gordon模型、Keeling plot方法分析侧柏林生长旺季蒸散组分 $\delta^{18}\text{O}$ 的日变化特征,同位素线性混合模型定量区分生态系统蒸散发,为该区域陆地生态系统水汽交换研究、揭示林木蒸腾耗水需求提供参考,为区域森林生态建设和管理提供科学依据。

1 研究区概况和方法

1.1 观测区概况

试验依托北京林业大学首都圈森林生态系统定位观测研究站(116°28' E, 39°54' N)于2016年8月进行,该站位于北京市西北部鹫峰国家森林公园妙峰山林场,境内地形复杂,高差大,观测站海拔212.2 m。该区为华北大陆性季风气候,春季干旱多风,夏季炎热多雨,冬季干燥寒冷,年均气温约12.2℃,多年平均降雨量约为630 mm,其中,7—9月占全年70%以上,年潜在蒸发量为1 800~2 000 mm,约为年实际降雨量的3倍。土壤主要类型为褐土、棕壤土。林场植被类型复杂,以1958年栽植人工林

为主,林分类型主要包括侧柏林、油松 (*Pinus tabulaeformis*) 林、栓皮栎 (*Quercus variabilis*) 林等。本研究以植被长势良好、人为扰动较小、地形差异较小的人工侧柏纯林为研究对象,林下植被稀少,分布少量灌木和草本植物。

1.2 数据观测和采样

1.2.1 大气水汽氧同位素组成的连续观测

基于激光光谱技术,利用大气同位素分析仪 (DLT-100, Los Gatos Research Inc., USA) 在试验样地构建野外大气水汽稳定同位素连续观测系统,以实时、同步观测侧柏林水汽氧同位素组成 δ_v 及大气水汽浓度。采集点分别布设在距地表高度为 0.05 m (土壤)、8 m (冠层上缘)、18 m (背景大气) 处。数据采集时间为每通道 5 min, $\delta^{18}\text{O}$ 测量精度 $< \pm 0.2\%$ 。

1.2.2 茎水和土壤水采集与测定

试验选择 2016 年 8 月 5 日、8 月 8 日、8 月 10 日、8 月 11 日 4 个生长旺季典型晴天对侧柏枝条和土壤进行采样,各日采样时间为 07:00、09:00、11:00、13:00、15:00、17:00、19:00、21:00。在侧柏样地内选取 3 株长势良好的标准木,于冠层处 (8 m) 采集其成熟枝条,同时,分别对每株林木下无破损、无覆盖的表层土壤进行采样,采样厚度为土表以下 0~5 cm,侧柏枝条、土壤采样均重复 3 次,采样后及时将样品带回实验室并用低温真空抽提系统抽取土壤和枝条样品中的水,后用 DLT-100 液态水同位素分析仪测定液态水 $\delta^{18}\text{O}$,测量精度 $< \pm 0.01\%$ 。

1.2.3 微气象数据观测

利用在试验样地构建的气象观测站长期、实时地观测距地表 0.05 m (土壤)、8 m (冠层上缘)、18 m (背景大气) 共 3 层处的空气温度、空气湿度、太阳辐射、风速。同时在研究区侧柏林样地内布设土壤温度、湿度、电导率传感器 (ECH₂O-5TE, Dacagon Inc., USA) 和数据采集器 (TC-EM50, Decagon Inc., USA) 对土壤进行长期观测,数据采集间隔设定为 10 min 采集 1 次。

1.3 数据处理

1.3.1 土壤蒸发水汽氧同位素组成计算

土壤蒸发过程中会产生同位素平衡分馏效应和动力学分馏效应,使土壤蒸发水汽同位素组成发生贫化,利用 Craig-Gordon 方程^[21] 计算土壤蒸发水汽氧同位素组成 (δ_E):

$$\delta_E = \frac{\delta_s/\alpha^+ - h\delta_{v0.05} - \varepsilon_{eq} - (1-h)\varepsilon_k}{(1-h) + (1-h)\varepsilon_k/1000} \quad (1)$$

式中: δ_s 为地面以下 0~0.05 m 深处土壤的液态水氧同位素值,以表征土壤蒸发面液态水氧同位素组成; $\delta_{v0.05}$ 为 0.05 m 高度处大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$,以表征近

地面大气水汽氧同位素组成; h 为近地面大气相对湿度,用距地表 0.05 m 高度处实际水汽压与饱和水汽压 (以 0.05 m 深度处土壤温度来确定) 之比表示; ε_{eq} 为平衡分馏效应, $\varepsilon_{eq} = (1 - 1/\alpha^+) \times 1000$; ε_k 为动力学分馏系数,通常视为常数 1.0164^[22]。

$\alpha^+ (>1)$ 是平衡分馏系数,根据表层土壤温度进行计算^[23]:

$$\alpha^+ = \frac{1.137 \left(\frac{10^6}{T^2} \right) - 0.4516 \left(\frac{10^3}{T} \right) - 2.0667}{1000} + 1 \quad (2)$$

式中: T 是 0.05 m 深处的土壤卡尔文温度。

1.3.2 植物蒸腾水汽氧同位素组成计算

植物根系吸收土壤水后,水分在植物体内运输到达叶片之前一般不发生同位素分馏作用,当水分到达叶片后,会产生动力分馏和热力分馏效应,使叶片水的重质同位素富集,但当蒸腾作用较强时,叶片水处于同位素稳定态 (ISS)^[24],认为木质部水具有与其利用水源相同的同位素特征,因此可利用茎部未分馏水的氧同位素组成 (δ_x) 代表蒸腾水汽氧同位素组成 (δ_T)。

1.3.3 蒸散水汽氧同位素组成的确定

蒸散水汽氧同位素组成估算由 Keeling plot 方法确定,其描述大气水汽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 轴的截距表示蒸散水汽氧同位素组成 (δ_{ET})^[6]:

$$\delta_{v8} = C_a (\delta_a - \delta_{ET}) \left(\frac{1}{C_v} \right) + \delta_{ET} \quad (3)$$

式中: δ_{v8} 和 δ_a 分别是生态系统边界层 (距地表 8 m 处)、背景大气 (距地表 18 m 处) 水汽氧同位素组成, C_v 和 C_a 分别是生态系统边界层、背景大气水汽浓度, δ_{ET} 是生态系统蒸散发氧同位素组成。

1.3.4 利用 $\delta^{18}\text{O}$ 定量区分蒸散发

根据同位素质量守恒原理及二元线性混合模型确定植物蒸腾在总蒸散发中的比例^[25]:

$$F_T = \frac{\delta_{ET} - \delta_E}{\delta_T - \delta_E} \times 100 \quad (4)$$

式中: F_T 是植物蒸腾占总蒸散发的百分比。

2 结果与分析

2.1 测定期间环境条件

对冠层上缘 8 m 处的微气象数据进行分析。图 1 显示,8 月 5 日、8 月 8 日、8 月 10 日和 8 月 11 日的最高太阳辐射分别为 470.12、477.10、380.24 和 385.80 W/m²,最高气温分别为 31.44、32.86、32.19 和 33.47 ℃,最低相对湿度分别为 58.48%、

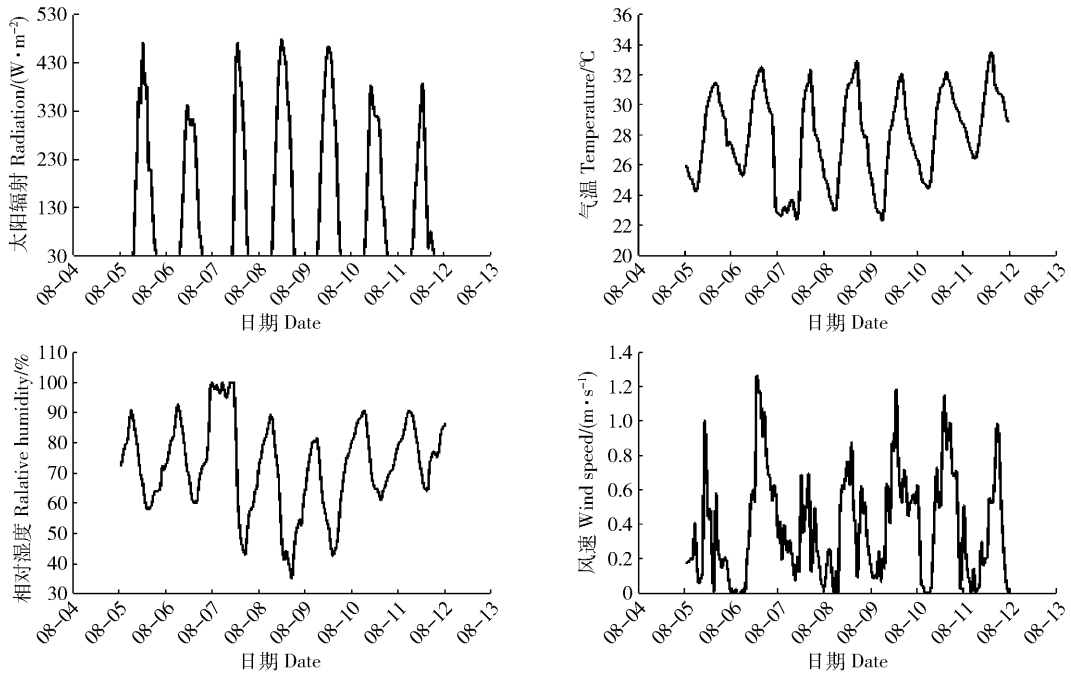


图 1 测定期间微气象数据变化
Fig.1 Variations of data on meteorological elements during measurement period

35.28%、61.16% 和 64.44%，平均风速分别为 0.26、0.38、0.47 和 0.29 m/s。总体上，4 个测定日太阳辐射较强，均属于高温低湿的天气，能加强植物蒸腾速率，有利于蒸发和蒸腾，更符合同位素稳定态假设条件，日平均风速较低，减弱环境水气的扩散作用，有利于减少环境因素对定量区分蒸散发的影响。

2.2 土壤蒸发水汽氧同位素组成

借助 Craig-Gordon 模型及其参数测定结果估算土壤蒸发水汽氧同位素组成(δ_E) (表 1)。4 个测定日 δ_s 介于 -0.793% ~ -0.506% ， δ_E 介于 -5.668% ~ -2.689% ， δ_s 远大于 δ_E ，表明土壤水在蒸发过程中发生同位素分馏，土壤表层液态水 ^{18}O 富集，土壤蒸发水汽 ^{18}O 贫化。4 个测定日土壤蒸发水汽 δ_E 均先增大后减小，0.05 m 处大气相对湿度 h 则先减小后增大，图 2 为 h 与 δ_E 的关系曲线， $\delta_E = -0.03h^2 + 4.8h - 209.5$ ($R^2 = 0.55, n = 32$)。8 月 5 日 δ_E 介于 -3.507% ~ -2.835% ，最大值出现在 10:00—12:00，8 月 8 日 δ_E 介于 -3.456% ~ -3.058% ，最大值出现在 12:00—14:00， δ_E 日变幅均不超过 7%，相比 8 月 10 日和 8 月 11 日要小得多。8 月 10 日和 8 月 11 日 δ_E 分别介于 -4.790% ~ -2.689% 、 -5.963% ~ -3.200% ，日变幅分别为 2.101%、2.763%，分别在 14:00—16:00、12:00—14:00 达到最大。4 个测定日 δ_E 的最大值均出现在土壤蒸发速率较快的时段(10:00—16:00)。

2.3 植物蒸腾水汽氧同位素组成

基于同位素稳定态假设确定植物蒸腾水汽氧同

位素组成 δ_T ，认为其与幼嫩枝条木质部水分氧同位素组成相同。图 3 显示了侧柏茎水 $\delta^{18}\text{O}$ 的测定结果，4 个测定日中 δ_T 日变化复杂，日间变化趋势差异大。8 月 10 日和 8 月 11 日 δ_T 分别介于 -1.104% ~ -1.024% 、 -1.123% ~ -1.044% ，日变幅分别为 0.08% 和 0.09%，明显低于 8 月 5 日和 8 月 8 日 0.196% 和 0.259% 的变幅，5 日和 8 日 δ_T 分别介于 -1.174% ~ -0.978% 、 -1.210% ~ -0.951% 。除 8 月 8 日外，其余 3 个测定日 δ_T 在植物蒸腾最强烈、最能满足同位素稳定态假设的时段(11:00—15:00)均先减小后增大。

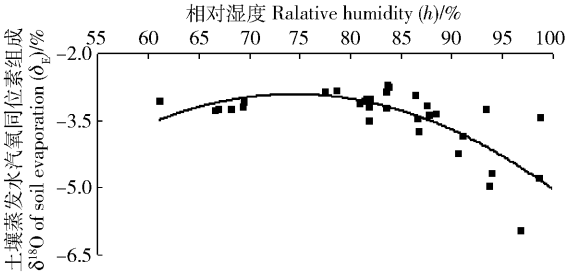


图 2 近地面大气相对湿度与土壤蒸发水汽关系曲线
Fig.2 Relationship between relative humidity and $\delta^{18}\text{O}$ of soil evaporation

2.4 蒸散水汽氧同位素组成

根据同一时刻冠层(距地表 8 m)、大气背景(距地表 18 m)的水汽浓度和水汽同位素做 Keeling 图来确定侧柏林生态系统蒸散发，该直线在 y 轴的截距即为 δ_{ET} 。4 个观测日各时段拟合的 Keeling plot

表 1 Craig-Gordon 模型参数及 δ_{E}						
Tab. 1 Parameters of Craig-Gordon model and estimated values of soil evaporation δ_{E}						
日期 Date	时间 Time	T/K	$h/\%$	$\delta_{\text{S}}/\%$	$\delta_{\text{V}}/\%$	$\delta_{\text{E}}/\%$
8 月 5 日 August 5	06:00—08:00	297.64 ± 0.32	93.43 ± 2.55	−0.647 ± 0.030	−1.548 ± 0.054	−3.255 ± 0.32
	08:00—10:00	298.24 ± 0.54	83.59 ± 3.23	−0.59 ± 0.020	−1.465 ± 0.072	−3.221 ± 0.25
	10:00—12:00	298.95 ± 0.52	78.68 ± 4.65	−0.540 ± 0.032	−1.489 ± 0.044	−2.835 ± 0.32
	12:00—14:00	299.33 ± 0.67	77.48 ± 1.76	−0.569 ± 0.029	−1.521 ± 0.054	−2.846 ± 0.29
	14:00—16:00	299.50 ± 0.44	81.61 ± 2.12	−0.506 ± 0.058	−1.394 ± 0.032	−3.008 ± 0.58
	16:00—18:00	299.37 ± 0.35	81.38 ± 2.09	−0.642 ± 0.021	−1.550 ± 0.067	−3.056 ± 0.21
	18:00—20:00	298.97 ± 0.55	81.82 ± 0.43	−0.691 ± 0.062	−1.511 ± 0.034	−3.507 ± 0.62
	20:00—22:00	298.53 ± 0.51	87.58 ± 3.64	−0.670 ± 0.051	−1.569 ± 0.029	−3.170 ± 0.051
8 月 8 日 August 8	06:00—08:00	296.29 ± 0.72	98.73 ± 4.77	−0.651 ± 0.032	−1.569 ± 0.043	−3.437 ± 0.32
	08:00—10:00	296.99 ± 0.96	86.61 ± 3.74	−0.631 ± 0.021	−1.492 ± 0.055	−3.456 ± 0.21
	10:00—12:00	297.84 ± 0.53	69.48 ± 8.46	−0.613 ± 0.022	−1.527 ± 0.034	−3.077 ± 0.22
	12:00—14:00	298.66 ± 0.32	61.08 ± 1.59	−0.617 ± 0.029	−1.537 ± 0.063	−3.058 ± 0.29
	14:00—16:00	298.48 ± 0.69	66.99 ± 1.04	−0.621 ± 0.018	−1.447 ± 0.045	−3.246 ± 0.18
	16:00—18:00	297.97 ± 0.10	66.66 ± 4.08	−0.706 ± 0.021	−1.572 ± 0.059	−3.258 ± 0.21
	18:00—20:00	297.67 ± 0.41	68.26 ± 1.22	−0.721 ± 0.022	−1.603 ± 0.076	−3.251 ± 0.22
	20:00—22:00	297.36 ± 0.32	69.31 ± 0.97	−0.793 ± 0.031	−1.737 ± 0.044	−3.195 ± 0.31
8 月 10 日 August 10	06:00—08:00	296.93 ± 0.60	98.64 ± 3.06	−0.603 ± 0.027	−1.496 ± 0.034	−4.790 ± 0.37
	08:00—10:00	297.53 ± 0.79	86.72 ± 3.89	−0.698 ± 0.018	−1.522 ± 0.066	−3.729 ± 0.48
	10:00—12:00	298.26 ± 0.45	80.92 ± 1.45	−0.648 ± 0.012	−1.554 ± 0.054	−3.115 ± 0.32
	12:00—14:00	298.89 ± 0.34	81.94 ± 2.45	−0.648 ± 0.032	−1.573 ± 0.079	−3.003 ± 0.32
	14:00—16:00	299.21 ± 0.30	83.73 ± 1.59	−0.646 ± 0.019	−1.628 ± 0.062	−2.689 ± 0.19
	16:00—18:00	299.23 ± 0.16	83.81 ± 1.24	−0.654 ± 0.023	−1.622 ± 0.097	−2.759 ± 0.23
	18:00—20:00	299.10 ± 0.14	83.54 ± 0.71	−0.671 ± 0.025	−1.625 ± 0.037	−2.860 ± 0.25
	20:00—22:00	298.88 ± 0.23	86.47 ± 1.69	−0.693 ± 0.018	−1.629 ± 0.046	−2.932 ± 0.18
8 月 11 日 August 11	06:00—08:00	298.21 ± 0.37	96.79 ± 1.57	−0.632 ± 0.019	−1.442 ± 0.053	−5.968 ± 0.19
	08:00—10:00	298.53 ± 0.61	93.93 ± 3.16	−0.616 ± 0.013	−1.416 ± 0.032	−4.669 ± 0.13
	10:00—12:00	299.13 ± 0.48	87.74 ± 2.06	−0.600 ± 0.024	−1.454 ± 0.034	−3.386 ± 0.24
	12:00—14:00	299.84 ± 0.20	81.83 ± 1.43	−0.596 ± 0.021	−1.457 ± 0.067	−3.200 ± 0.21
	14:00—16:00	300.17 ± 0.70	88.49 ± 4.08	−0.585 ± 0.031	−1.436 ± 0.071	−3.347 ± 0.31
	16:00—18:00	300.06 ± 0.17	91.12 ± 1.46	−0.674 ± 0.025	−1.493 ± 0.038	−3.855 ± 0.25
	18:00—20:00	299.97 ± 0.28	90.64 ± 0.40	−0.682 ± 0.026	−1.457 ± 0.056	−4.246 ± 0.26
	20:00—22:00	299.73 ± 0.41	93.80 ± 0.34	−0.715 ± 0.017	−1.488 ± 0.049	−4.964 ± 0.37

注: T 、 δ_{S} 、 δ_{V} 、 δ_{E} 分别为土壤 0.05 m 深处卡尔文温度、土壤表面液态水汽氧同位素组成、地面以上 0.05 m 处大气水汽氧同位素组成、土壤蒸发水汽氧同位素组成。Notes: T , δ_{S} , δ_{V} , δ_{E} are soil Calvin temperature 0.05 m below the ground, $\delta^{18}\text{O}$ in liquid water of soil surface, $\delta^{18}\text{O}$ in vapor water 0.05 m above the ground, $\delta^{18}\text{O}$ in vapor water of soil evaporation, respectively.

方程如表 2 所示,结果显示方程决定系数 R^2 在 06:00—22:00 均先增大后减小,12:00—16:00 的 R^2 均大于 0.8,方程达到极显著水平。各时段 $\delta_{\text{E}} < \delta_{\text{ET}} < \delta_{\text{T}}$, δ_{ET} 全部落在 δ_{E} 和 δ_{T} 之间,满足应用 Keeling plot 方法的假设条件之一,即生态系统蒸散发水汽氧同位素由植被蒸腾、土壤蒸发水汽氧同位素组成。图 3 展示了生态系统蒸散 δ_{ET} 日变化结果,同样地, δ_{ET} 日变化复杂,4 日 δ_{ET} 分别介于 −1.468% ~ −1.047%、−1.435% ~ −1.004%、−1.287% ~ −1.174%、−1.599% ~ −1.193%,但各测定日 δ_{ET} 变化趋势和 δ_{T} 基本一致, δ_{ET} 与 δ_{T} 的关系曲线(图 4) 为 $\delta_{\text{ET}} = 1.4\delta_{\text{T}} + 2.56$ ($R^2 = 0.66, n = 32$)。8 月 10 日 δ_{ET} 日变化最平缓,日变幅最小,为 0.14%,8 月 5 日、8 月 8 日和 8 月 11 日 δ_{ET} 日变幅较大,分别为

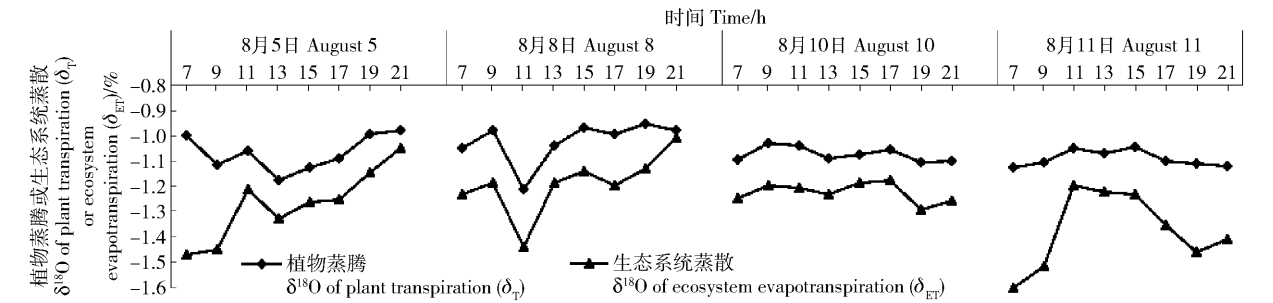


图 3 植物蒸腾和生态系统蒸散日变化
Fig. 3 Daily variations of plant transpiration and ecosystem evapotranspiration

表 2 基于 Keeling plots 方法拟合的曲线回归分析
Tab. 2 Regression analysis based on Keeling Plots simulation

日期 Date	时间 Time	Keeling plot 方程 Keeling plot equation	R^2	n	P	置信区间 Confidence interval (95%)	
						置信下限 Lower confidence limit	置信上限 Upper confidence limit
8 月 5 日 August 5	06:00—08:00	$y = -0.442\ 1x - 14.68$	0.64	360	<0.01	-15.41	-13.91
	08:00—10:00	$y = -0.415\ 1x - 14.47$	0.75	360	<0.01	-15.05	-13.73
	10:00—12:00	$y = -0.303\ 9x - 12.09$	0.79	360	<0.01	-12.71	-11.44
	12:00—14:00	$y = -0.418x - 13.25$	0.84	360	<0.01	-13.91	-12.54
	14:00—16:00	$y = -0.397x - 12.61$	0.82	360	<0.01	-13.25	-11.93
	16:00—18:00	$y = -0.273x - 12.47$	0.80	360	<0.01	-13.09	-11.83
	18:00—20:00	$y = -0.273x - 11.43$	0.71	360	<0.01	-11.88	-10.86
	20:00—22:00	$y = -0.209\ 7x - 10.47$	0.65	360	<0.01	-11.03	-9.93
8 月 8 日 August 8	06:00—08:00	$y = -0.246\ 3x - 12.27$	0.81	360	<0.01	-12.91	-11.66
	08:00—10:00	$y = -0.215x - 11.83$	0.61	360	<0.01	-12.38	-11.21
	10:00—12:00	$y = -0.119\ 5x - 14.35$	0.64	360	<0.01	-15.08	-13.62
	12:00—14:00	$y = -0.226\ 7x - 11.83$	0.83	360	<0.01	-12.42	-11.21
	14:00—16:00	$y = -0.109\ 6x - 11.40$	0.86	360	<0.01	-11.97	-10.80
	16:00—18:00	$y = 0.218\ 1x - 11.91$	0.81	360	<0.01	-12.44	-11.29
	18:00—20:00	$y = -0.277\ 45x - 11.28$	0.77	360	<0.01	-11.82	-10.70
	20:00—22:00	$y = -0.341\ 6x - 11.04$	0.76	360	<0.01	-10.54	-9.51
8 月 10 日 August 10	06:00—08:00	$y = -0.455x - 12.44$	0.73	360	<0.01	-13.10	-11.79
	08:00—10:00	$y = -0.400\ 5x - 11.95$	0.69	360	<0.01	-12.54	-11.28
	10:00—12:00	$y = -0.217\ 1x - 12.05$	0.81	360	<0.01	-12.53	-11.46
	12:00—14:00	$y = -0.399\ 1x - 12.28$	0.83	360	<0.01	-12.90	-11.64
	14:00—16:00	$y = -0.515\ 3x - 11.85$	0.8	360	<0.01	-12.44	-11.23
	16:00—18:00	$y = -0.344\ 4x - 11.47$	0.78	360	<0.01	-12.20	-11.15
	18:00—20:00	$y = -0.619\ 9x - 12.87$	0.76	360	<0.01	-13.52	-12.25
	20:00—22:00	$y = -0.318\ 6x - 12.53$	0.72	360	<0.01	-13.18	-11.93
8 月 11 日 August 11	06:00—08:00	$y = -0.317\ 8x - 16.00$	0.76	360	<0.01	-16.79	-15.16
	08:00—10:00	$y = -0.194\ 5x - 15.14$	0.81	360	<0.01	-15.89	-14.36
	10:00—12:00	$y = -0.337\ 8x - 11.93$	0.86	360	<0.01	-12.53	-11.29
	12:00—14:00	$y = -0.209\ 2x - 12.20$	0.85	360	<0.01	-12.81	-11.58
	14:00—16:00	$y = -0.193\ 8x - 12.30$	0.84	360	<0.01	-12.97	-11.66
	16:00—18:00	$y = -0.177\ 8x - 13.53$	0.8	360	<0.01	-14.20	-12.84
	18:00—20:00	$y = -0.176\ 9x - 14.58$	0.8	360	<0.01	-15.33	-13.83
	20:00—22:00	$y = -0.193\ 7x - 14.09$	0.72	360	<0.01	-14.79	-13.35

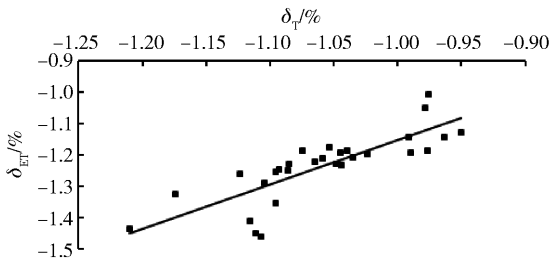


图 4 生态系统蒸散与植物蒸腾关系曲线

Fig. 4 Relationship between ecosystem evapotranspiration and plant transpiration

0.421%、0.331%和0.407%。

2.5 生态系统定量区分蒸散发

图 5 结果显示,4 个测定日植物蒸腾贡献率日变化趋势不一致。各测定日之间 06:00—10:00 和 18:00—12:00 贡献率差异大,8 月 5 日、8 月 8 日、8 月 10 日和 8 月 11 日两时段贡献率分别为 81.60% 和 95.42%、92.11% 和 95.50%、94.80% 和 90.50%、89.30% 和 90.60%,06:00—10:00 和 18:00—12:00 蒸腾贡献率最大差值分别为 13.2% 和 4.92%,10:00—18:00 蒸腾贡献率变化不大,基本保持稳定,最大差值分别为 1.7%、4.93%、1.33%和 2.99%。日尺度上植物蒸腾对蒸散通量的贡献分别为 90.14%、92.43%、92.63% 和 91.09%,均达到 90% 以上,说明研究区侧柏林地生态系统生长旺季蒸散发绝大部分来自植物蒸腾。

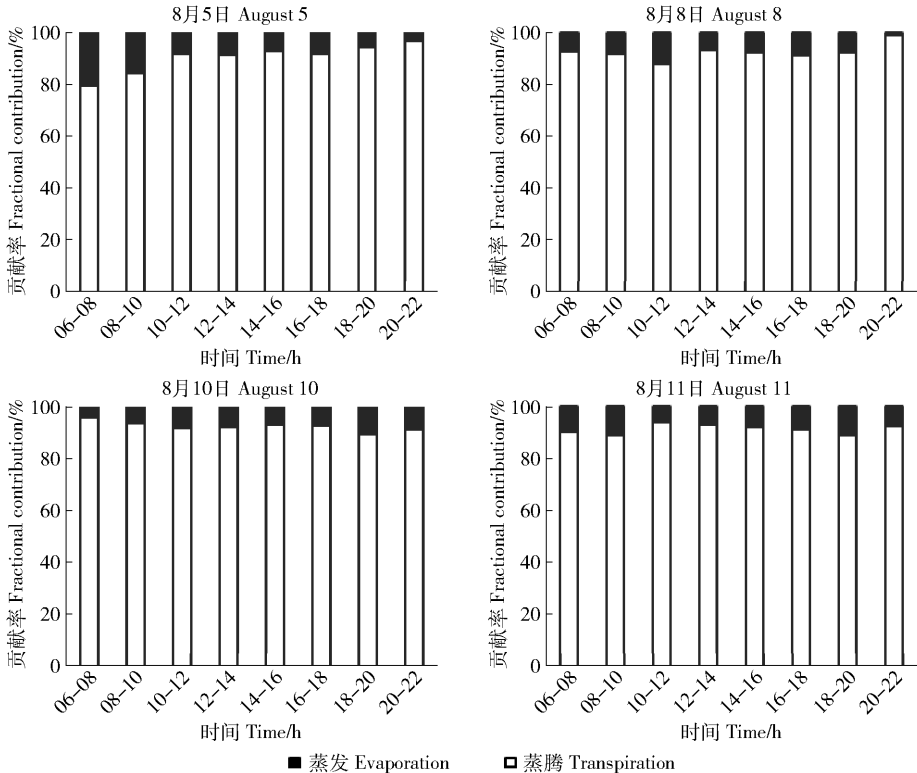


图 5 观测期侧柏林生态系统蒸腾占蒸散的比例

Fig. 5 Contributions of transpiration to evapotranspiration in the *Platycladus orientalis* plantation during measurement period

3 讨 论

3.1 蒸散组分 $\delta^{18}\text{O}$ 日变化

本文研究结果显示,日尺度上,利用 Craig-Gordon 模型获得的土壤蒸发水汽 δ_{E} 先增大后减小,近地面大气水汽相对湿度 h 先减小后增大,二者关系为 $\delta_{\text{E}} = -0.03h^2 + 4.85h - 209.5 (R^2 = 0.55, n = 32)$,这表明 δ_{E} 对近地面大气相对湿度 h 变化非常敏感。 $h > 75\%$ 时, δ_{E} 随 h 增加而减小,说明 h 显著影响土壤表面液态水同位素分馏, h 越大,同位素分馏效应越明显,土壤蒸发水汽轻质同位素富集,氧同位素组成减小,该结论与孙守家等^[19]、袁国富等^[26]、杨斌等^[27]的研究结果一致,但 $h < 75\%$ 时, h 越小,同位素分馏效应越弱。

研究基于同位素稳定态假设,通过测定侧柏茎水氧同位素组成 δ_{x} 确定蒸腾水汽氧同位素组成 δ_{T} ,生态系统蒸散 δ_{ET} 难以直接测定,借助冠层、背景大气水汽同位素组成和水汽浓度做 Keeling 曲线来获得。结果表明,日尺度上,4 个测定日植物蒸腾 δ_{T} 和生态系统蒸散发 δ_{ET} 日变化复杂,不同观测日期变化趋势差异明显,但同一天内 δ_{T} 、 δ_{ET} 变化趋势基本一致,现从以下两方面分析可能的原因。一是对 δ_{T} 的估算,同位素稳定态假设认为植物蒸腾 δ_{T} 与植物茎水 δ_{x} 相等,一般情况下,植物根系从土壤中吸收水分,经过茎中导管传输到叶柄,并在水分到达叶片之

前均不会发生同位素分馏效应^[24],但在自然条件下,水分到达叶片时,植物叶片水稳定同位素会发生热力学平衡分馏、动力学分馏和植物生化分馏,这3种同位素分馏效应导致植物叶片水稳定同位素在叶片上的分布不均匀^[28],植物蒸腾 δ_T 趋近植物枝条木质部水源 δ_x 只有在较长时间尺度(数日或数周)和蒸腾作用较为强烈的中午才能实现^[17],而上下午温度、相对湿度、气压、风速的变化均会使植物蒸腾速率快速上升或下降,同位素一般处于不稳定状态,用植物枝条液态水 δ_x 代替植物蒸腾 δ_T 存在一定误差^[23]。另外,有研究表明,即使环境湿度恒定达3小时以上叶片也没有达到稳定状态^[29],说明短时间尺度上,叶片易受迅速变化的环境条件影响,很难达到同位素稳定态。二是对 δ_{ET} 的估算,采用 Keeling 曲线法时,需要满足几个基本假设:1)生态系统边界层大气仅由背景大气水汽和蒸散水汽组成;2)观测期间背景大气水汽与蒸散水汽的同位素比保持稳定;3)除蒸散水汽与自由大气混合外,生态系统无其他损失途径^[30],但是在旷野条件下很难完全满足这些假设,上下午气温、水汽浓度的变化,局部湍流,大气卷夹和降雨等诸多气象因素都很容易产生系统与外界的水汽交换,在这种水汽扩散环境下,Keeling 方程难以达到稳定态^[31],可能产生 δ_{ET} 的估算误差。

3.2 蒸散组分的定量区分

根据所测 δ_E 、 δ_T 、 δ_{ET} ,利用二元线性混合模型分割植物蒸腾和土壤蒸发。蒸散组分的拆分结果显示各测定日植物蒸腾贡献率均没有明显、一致的变化,尤其是早晨06:00—10:00和傍晚18:00—22:00,植物蒸腾占比与理论值差异大,除了以上所述由稳态假设引起的 δ_T 、 δ_{ET} 估算误差外,另一个原因是 Craig-Gordon 模型的主要控制参数是近地面大气相对湿度 h ^[16],在蒸腾速率快速上升或下降的上下午 h 变化幅度较大,影响 δ_E 的估算准确性。因此,为精确区分生态系统蒸散通量,需要增加土壤蒸发 δ_E 和植物蒸腾 δ_T 的样本数量,提高对大气水汽浓度 C_{at} 和水汽同位素 δ_v 的采样频率来精确估计 δ_{ET} ^[32],进一步研究植物蒸腾同位素非稳态下 δ_T 的确定以减小稳态假设所带来的估算误差。

4个测定日侧柏林蒸腾量占总蒸散量的90%以上,与其他森林蒸散拆分结果相比,该结果与沈竞等基于改进SW模型所得的人工针叶林蒸散年总量的85%来自植物蒸腾^[33],Williams等^[34]基于树干液流测定、Keeling plot 曲线法和涡度相关技术所得的69%~100%,孙守家等^[19]基于稳定同位素法所得的91%相近,研究结果表明生长旺季林木蒸腾耗水远远大于土壤蒸发耗水。本研究确定了基于日尺度

的生长旺季植被蒸腾对蒸散的贡献率,为了解该地区典型森林植被蒸散组分动态变化提供依据,为研究陆地生态系统水汽交换机制、精确估算森林植被耗水需求提供了科学支撑。

4 结 论

1)日尺度上,用 Craig-Gordon 模型估算的 δ_E 在4个测定日中均先增大后减小, δ_E 介于-5.968%~-2.689%,最大峰值出现在12:00—14:00,大气相对湿度 h 则呈先减后增的变化趋势,二者关系为 $\delta_E = -0.03h^2 + 4.85h - 209.5$ ($R^2 = 0.55$, $n = 32$),表明环境大气相对湿度对土壤蒸发水汽同位素分馏效应影响明显, $h > 75\%$ 时,相对湿度越大,土壤蒸发水汽的同位素比越低, $h < 75\%$ 时,相对湿度越小,同位素分馏效应越弱。

2)基于稳态假设确定的 δ_T 和利用 Keeling 曲线得到的 δ_{ET} 在观测期间日变化复杂,波动明显,但同一观测日中 δ_T 和 δ_{ET} 的变化趋势基本相同;利用二元线性混合模型确定的植物蒸腾贡献率日间变化趋势不一致,早晚差异明显。这些变化趋势的复杂性和差异性表明即使研究选择在生长旺季典型晴天进行,仍有可能受到同位素非稳态的影响,因此有必要进一步研究同位素非稳态下 δ_T 的确定以减小稳态假设所带来的估算误差。

3)蒸散发拆分结果显示侧柏林生态系统蒸腾占总蒸散发的90%以上,表明研究区侧柏林生态系统生长旺季蒸散发绝大部分来自植物蒸腾。

参 考 文 献

- [1] 石磊,盛后财,满秀玲,等.不同尺度林木蒸腾耗水测算方法述评[J].南京林业大学学报(自然科学版),2016,40(4):149-156.
- SHI L, SHENG H C, MAN X L, et al. A review of the calculation method of water consumption by tree transpiration in different scales [J]. Journal of Nanjing Forestry University (Natural Sciences Edition), 2016, 40(4): 149-156.
- [2] 王帆,江洪,牛晓栋.大气水汽稳定同位素组成在生态系统水循环中的应用[J].浙江农林大学学报,2016,33(1):156-165.
- WANG F, JIANG H, NIU X D. Research advances in water vapor isotopic composition and its application in the hydrological research [J]. Journal of Zhejiang A&F University, 2016, 33(1): 156-165.
- [3] 巩国丽,陈辉,段德玉.利用稳定氢氧同位素区分白刺水分来源比较[J].生态学报,2011,31(24):7533-7541.
- GONG G L, CHEN H, DUAN D Y. Comparison of the methods using stable hydrogen and oxygen isotope to distinguish the water source of *Nitraria tangutorum* [J]. Acta Ecologica Sinica, 2011, 31(24): 7533-7541.

[4] 石俊杰. 利用同位素原位监测技术分割农田蒸散研究[D]. 杨凌：西北农林科技大学，2012.

SHI J J. Research of using isotope in situ monitoring technology partitioning field evapotranspiration[D]. Yangling:Northwest A&F University, 2012.

[5] 石俊杰，龚道枝，梅旭荣，等. 稳定同位素法和涡度-微型蒸渗仪区分玉米田蒸散组分的比较[J]. 农业工程学报，2012，28(20)：114-120.

SHI J J, GONG D Z, MEI X R, et al. Comparison of partitioning evapotranspiration composition in maize field using stable isotope and eddy covariance-microlysimeter methods[J]. Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering, 2012, 28(20)：114-120.

[6] XU Z, YANG H B, LIU F D, et al. Partitioning evapotranspiration flux components in a subalpine shrubland based on stable isotopic measurements[J]. Botanical Studies, 2008, 49(4)：351-361.

[7] WANG P, YAMANAKA T, LI X Y, et al. Partitioning evapotranspiration in a temperate grassland ecosystem: numerical modeling with isotopic tracers[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2015, 208：16-31.

[8] GOOD S P, SODERBERG K, GUAN K Y, et al. $\delta^2\text{H}$ isotopic flux partitioning of evapotranspiration over a grass field following a water pulse and subsequent dry down[J]. Water Resources Research, 2014, 50(2)：1410-1432.

[9] 张慧，申双和，温学发，等. 陆地生态系统碳通量贡献区评价综述[J]. 生态学报，2012，32(23)：7622-7633.

ZHANG H, SHEN S H, WEN X F, et al. Flux footprint of carbon dioxide and vapor exchange over the terrestrial ecosystem: a review[J]. Acta Ecologica Sinica, 2012, 32(23)：7622-7633.

[10] 贾剑波. 北京山区典型森林生态系统水分运动过程与机制研究[D]. 北京：北京林业大学，2016.

JIA J B. Water movement process and mechanism analysis on forest ecosystems in Beijing mountainous area[D]. Beijing: Beijing Forestry University, 2016.

[11] LIU Z Q, YU X X, JIA G D, et al. Contrasting water sources of evergreen and deciduous tree species in rocky mountain area of Beijing, China[J]. Catena, 2017, 150：108-115.

[12] WASSMANN R, JAGADISH S V K, HEUER S, et al. Climate change affecting rice production: the physiological and agronomic basis for possible adaptation strategies[J]. Advances in Agronomy, 2009, 101：59-122.

[13] 冉潇，丛日晨，杨建民，等. 北京鹫峰地区松栎混交群落结构与物种多样性[J]. 河北农业大学学报，2006，29(4)：27-33.

RAN X, CONG R C, YANG J M, et al. Community structure and species diversity of *Pinus-Quercus* forests in Jiufeng Area of Beijing[J]. Journal of Agricultural University of Hebei, 2006, 29(4)：27-33.

[14] LEE X, SARGENT S, SMITH R, et al. In situ measurement of the water vapor $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ isotope ratio for atmospheric and ecological applications[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2005, 22(5)：555-565.

[15] 温学发，张世春，孙晓敏，等. 叶片水 H_2^{18}O 富集的研究进展[J]. 植物生态学报，2008，32(4)：961-966.

WEN X F, ZHANG S C, SUN X M, et al. Recent advances in H_2^{18}O enrichment in leaf water[J]. Journal of Plant Ecology (Chinese Version), 2008, 32(4)：961-966.

[16] LEE X H, KIM K, SMITH R. Temporal variations of the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ signal of the whole-canopy transpiration in a temperate forest[J]. Global Biogeochemical Cycles, 2007, 21(3)：130-144.

[17] BROOKS J R, BARNARD H R, COULOMBE R, et al. Ecohydrologic separation of water between trees and streams in a Mediterranean climate[J]. Nature Geoscience, 2010, 3(2)：100-104.

[18] 王鹏，宋献方，袁瑞强，等. 基于氢氧稳定同位素的华北农田夏玉米耗水规律研究[J]. 自然资源学报，2013，28(3)：481-490.

WANG P, SONG X F, YUAN R Q, et al. Study on water consumption law of summer corn in North China using deuterium and oxygen-18 isotopes[J]. Journal of Natural Resources, 2013, 28(3)：481-490.

[19] 孙守家，孟平，张劲松，等. 华北低丘山区栓皮栎生态系统氧同位素日变化及蒸散定量区分[J]. 生态学报，2015，35(8)：2592-2601.

SUN S J, MENG P, ZHANG J S, et al. Variation of vapor oxygen isotopic composition and partitioning evapotranspiration of oak woodland in the low hilly area of North China[J]. Acta Ecologica Sinica, 2015, 35(8)：2592-2601.

[20] ZHANG S C, WEN X F, WANG J L, et al. The use of stable isotopes to partition evapotranspiration fluxes into evaporation and transpiration[J]. Acta Ecologica Sinica, 2010, 30(4)：201-209.

[21] GAT J R. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 1996, 24：225-262.

[22] CAPPA C D, HENDRICKS M B, DEPAOLO D J, et al. Isotopic fractionation of water during evaporation[J/OL]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2003, 108(D16)：4525 [2017-03-21]. <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2003JD003597/abstract>.

[23] YEPEZ E A, WILLIAMS D G, SCOTT R L, et al. Partitioning overstory and understory evapotranspiration in a semiarid savanna woodland from the isotopic composition of water vapor[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2003, 119(1/2)：53-68.

[24] 罗伦，余武生，万诗敏，等. 植物叶片水稳定同位素研究进展[J]. 生态学报，2013，33(4)：1031-1041.

LUO L, YU W S, WAN S M, et al. Advances in the study of stable isotope composition of leaf water in plants[J]. Acta Ecologica Sinica, 2013, 33(4)：1031-1041.

[25] GONG D Z, KANG S Y, YAO L M, et al. Estimation of evapotranspiration and its components from an apple orchard in northwest China using sap flow and water balance methods[J]. Hydrological Processes, 2007, 21(7)：931-938.

[26] 袁国富，张娜，孙晓敏，等. 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[J]. 植物生态学报，2010，34(2)：170-178.

YUAN G F, ZHANG N, SUN X M, et al. Partitioning wheat field evapotranspiration using Keeling Plot method and continuous

atmospheric vapor $\delta^{18}\text{O}$ data [J]. Chinese Journal of Plant Ecology, 2010, 34(2): 170–178.

[27] 杨斌, 谢甫绋, 温学发, 等. 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[J]. 植物生态学报, 2012, 36(6): 539–549.

YANG B, XIE F T, WEN X F, et al. Diurnal variations of soil evaporation $\delta^{18}\text{O}$ and factors affecting it in cropland in North China [J]. Chinese Journal of Plant Ecology, 2012, 36(6): 539–549.

[28] 徐晓梧, 余新晓, 贾国栋, 等. 基于稳定同位素的 SPAC 水碳拆分及耦合研究进展[J]. 应用生态学报, 2017, 28(7): 2369–2378.

XU X W, YU X X, JIA G D, et al. A review of water and carbon flux partitioning and coupling in SPAC using stable isotope techniques[J]. Chinese Journal of Applied Ecology, 2017, 28(7): 2369–2378.

[29] WANG X F, YAKIR D. Using stable isotopes of water in evapotranspiration studies[J]. Hydrological Processes, 2000, 14(8): 1407–1421.

[30] GRIFFIS T J, ZHANG J, BAKER J M, et al. Determining carbon isotope signatures from micrometeorological measurements: implications for studying biosphere-atmosphere exchange processes [J]. Boundary-Layer Meteorology, 2007, 123(2): 295–316.

[31] NICKERSON N, RISK D. Keeling plots are non-linear in non-steady state diffusive environments[J/OL]. Geophysical Research Letters, 2009, 36(8): L08401 [2017-04-11]. <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2008GL036945/abstract>.

[32] GOOD S P, SODERBERG K, WANG L X, et al. Uncertainties in the assessment of the isotopic composition of surface fluxes: a direct comparison of techniques using laser-based water vapor isotope analyzers [J/OL]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2012, 117(D15): D15301 [2017-03-15]. <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2011JD017168/abstract>.

[33] 沈竞, 张弥, 肖薇, 等. 基于改进 SW 模型的千烟洲人工林蒸散组分拆分及其特征[J]. 生态学报, 2016, 38(8): 2164–2174.

SHEN J, ZHANG M, XIAO W, et al. Modeling evapotranspiration and its components in qianyanzhou plantation based on modified SW model[J]. Acta Ecologica Sinica, 2016, 38(8): 2164–2174.

[34] WILLIAMS D G, CABLE W, HULTINE K, et al. Evapotranspiration components determined by stable isotope, sap flow and eddy covariance techniques[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2004, 125(3/4): 241–258.

(责任编辑 范 娟
责任编辑委 赵秀海)