

一种应用氢氧同位素确定土壤蒸发的新方法<sup>\*</sup>

胡海英<sup>1,2</sup>, 包为民<sup>1,2</sup>, 王 涛<sup>1,2</sup>, 瞿思敏<sup>1,2</sup>

(1. 河海大学 水文水资源与水利工程科学国家重点实验室, 南京 210098; 2. 河海大学 水资源环境学院, 南京 210098)

摘 要: 介绍一种应用氢氧同位素确定土壤蒸发的计算方法。利用水分子在蒸发过程中表现出来的同位素特征, 通过土壤水同位素差值估算蒸发率。该方法合理可行, 适用于湿润的森林流域非暴雨期间的土壤蒸发率估算。  
关键词: 土壤; 氢氧稳定同位素; 蒸发率估算  
中图分类号: S152. 73 文献标识码: A 文章编号: 1005- 3409(2008)05 0175- 02

A New Method of Evaluating Evaporation Rate from Soil Surface Using Hydrogen and Oxygen Stable Isotopes

HU Haiying<sup>1,2</sup>, BAO Weimin<sup>1,2</sup>, WANG Tao<sup>1,2</sup> QU Simin<sup>1,2</sup>

(1. State Key Laboratory of Hydrology- Water Resources and Hydraulic Engineer, Hohai University, Nanjing 210098, China; 2. College of Hydrology and Water Resources, Hohai University, Nanjing 210098, China)

**Abstract:** A method of evaluating evaporation rate from soil surface using hydrogen and oxygen stable isotopes is introduced. According to the isotopic characteristics of water molecules in evaporation process, the evaporation rate can be evaluated by using the isotopic difference of soil water. The method is reasonable and feasible, which is applicable for evaluating evaporation rate from humid forested basin in a non storm runoff period.  
**Key words:** soil; hydrogen and oxygen stable isotopes; evaluation of evaporation rate

流域土壤蒸发主要受气象条件、表层土壤水分条件、土壤介质等因素影响, 直接观测往往比较困难。目前流域土壤蒸发能力一般是通过水面(或器皿)蒸发量和蒸发折算系数转化而得, 不同的蒸发器皿有不同的折算系数, 折算系数的确定通过实测资料经验分析而得, 具有一定的主观随意性。氢氧稳定同位素作为水体的“DNA”, 敏感地响应环境的变化, 在水文循环研究中应用非常广泛<sup>[1-2]</sup>, 利用水分在土壤中运移时的同位素变化特征, 介绍一种应用氢氧同位素确定土壤蒸发率的新方法。

1 方法原理

降水降落在流域上, 部分下渗到土壤中, 水分在土壤中水平迁移和垂向运动过程中, 由于蒸发作用会发生同位素蒸发分馏, 土壤水同位素浓度逐渐富集。由于植物根系在水分吸收过程中一般不会发生水的稳定同位素分馏现象, 植物蒸腾作用对土壤水的同位素组成没有影响<sup>[3-5]</sup>, 所以地表蒸发是导致土壤水分中氢氧稳定同位素富集的主要原因。因此, 利用表层土壤水同位素富集特征所显示的信号, 根据表层穿透水和深层土壤水的稳定同位素差别可以估算土壤蒸发率。在植被覆盖良好的湿润流域, 非暴雨期间土壤水同位素

含量在某一深度时趋于稳定, 土壤蒸发过程可认为满足瑞利分馏过程<sup>[6]</sup>。水体同位素分馏的程度用分馏系数  $\alpha$  来定义, 是指水体经过同位素蒸发分馏后, 液相中轻重同位素浓度比与汽相中相应同位素浓度比之间的商。即

$$\alpha_{l-v} = R_l/R_v \tag{1}$$

式中:  $R_v$  —— 汽相的同位素比值;  $R_l$  —— 液相的同位素比值。

在瑞利过程<sup>[7]</sup>中, 剩余水体同位素比率可表示为

$$R_b = R_0 f^{1/\alpha-1} \tag{2}$$

式中:  $f$  —— 剩余水体的比率;  $R_b$  和  $R_0$  —— 剩余水体和初始水体轻重同位素浓度比值;  $\alpha$  —— 分馏系数。

若用  $\delta [ \delta = (R/R_{SMOW} - 1) \times 1000 \text{‰} ]$ ,  $R_{SMOW}$  为标准平均海水的稳定同位素比率表示  $R$  的大小, 则(2)可写成

$$(\delta_r + 1)/(\delta_0 + 1) = f^{1/\alpha-1} \tag{3}$$

方程(3)两边取自然对数, 得

$$\ln(\delta_r + 1) - \ln(\delta_0 + 1) = (1/\alpha - 1) \ln f \tag{4}$$

在数学中, 有以下近似

$$\ln(x + 1) \cong x \quad (x \ll 1) \tag{5}$$

所以方程(4)可写成

$$\delta_r - \delta_0 = (1/\alpha - 1) \ln f \tag{6}$$

<sup>\*</sup> 收稿日期: 2007 10 23  
基金项目: 国家自然科学基金项目(50679024); “十一·五”国家科技支撑计划课题(2006BA C05B02); 河海大学水文水资源与水利工程科学国家重点实验室开放研究基金(2005406411); 江苏省研究生培养创新工程(CX07B\_130Z)  
作者简介: 胡海英(1983- ), 女, 湖南郴州人, 博士研究生, 主要从事水文水资源、同位素水文学研究。E-mail: 108huhaiying@163.com

在方程(6)中,如果剩余水体和初始水体轻重同位素含量 $\delta_e, \delta_0$ 和分馏系数 $\alpha$ 已知,则剩余水体比率 $f$ 可以求得。 $f$ 为土壤水发生蒸发分馏后剩余水体比率,因此土壤的蒸发量( $E$ )与渗透水总量( $TF$ )的比率可由式(7)得出。

$$F = E/TF = 1 - f \tag{7}$$

$F$ 可理解为渗透水通过土壤表层下渗时土壤蒸发损失的比率,以百分含量的形式表示。Majoube<sup>[8]</sup>提出温度从 273.15 K 到 373.15 K 变化时,蒸发分馏系数 $\alpha$ 与绝对温度( $T$ )的关系可用下式来描述:

$$\ln \alpha_{18O} = (1.137T^{-2}) \times 10^3 - (0.4156T^{-1}) - 2.0667 \times 10^{-3} \tag{8}$$

2 实例分析

Maki Tsujimura 等<sup>[9]</sup>在日本中部 Kawakami 试验区域的源头流域,应用该方法估算了该森林流域的蒸发损失率。试验流域位于日本长野县辖区境内(35° 54. 9' N, 138° 30. 2' E),流域面积为 0. 14 km<sup>2</sup>,海拔高度 1 500~ 1 690 m。流域植被覆盖情况良好,北部是天然的橡木丛,南部是人工种植的落叶松,年平均降雨量 1 500~ 1 600 mm,年平均气温为 6℃。1991– 1992 年,在流域中不同植被覆盖的 A, C 两地不同深度的土壤中进行同位素取样,其平均同位素组成如表 1 和图 1 示。

表 1 土壤水平平均同位素组成(据 Maki Tsujimura, 1998)

取样点	水样 类型	深度/ m	$\delta D/ \text{‰}$		$\delta^{18}O/ \text{‰}$	
			均值	标准差	均值	标准差
A	渗透水	0	- 86. 45	13. 43	- 12. 42	1. 42
		0. 1	- 85. 72	21. 66	- 12. 51	2. 62
		0. 2	- 84. 67	9. 91	- 12. 11	1. 21
		0. 3	- 84. 89	11. 84	- 12. 29	1. 44
	土壤水	0. 5	- 88. 10	10. 47	- 12. 56	1. 16
		0. 7	- 81. 88	3. 36	- 12. 10	0. 20
		1. 0	- 82. 22	3. 25	- 12. 08	0. 26
		1. 5	- 83. 58	1. 63	- 12. 26	0. 18
C	渗透水	0	- 85. 43	10. 55	- 12. 39	1. 39
		0. 1	- 87. 11	21. 57	- 12. 39	2. 63
		0. 2	- 87. 58	11. 14	- 12. 50	1. 25
		0. 3	- 86. 05	8. 84	- 12. 36	1. 14
	土壤水	0. 5	- 89. 02	9. 91	- 12. 92	1. 04
		0. 7	- 85. 96	8. 75	- 12. 55	0. 95
		1. 0	- 81. 04	2. 54	- 11. 97	0. 30
		1. 5	- 82. 66	3. 31	- 12. 14	0. 33
		2. 0	- 86. 95	6. 37	- 12. 52	0. 65

从表 1 看出 10– 70 cm 土壤水平平均同位素组成有较大的波动,说明该区域土壤水渗透、混合、蒸发等作用较活跃。100– 200 cm 的深层土壤水平平均同位素组成比渗透水平均值

高 0. 24‰,该现象表明在地表和 0– 100 cm 的土层中发生了蒸发分馏,土壤水同位素变富集了。根据前面介绍的方法,通过深层土壤水(100– 200 cm)与渗透水同位素含量的差异可以估算表层土壤的蒸发损失量。通过计算, A, C 两地渗透水<sup>18</sup>O 平均同位素含量为- 12. 41‰,深层土壤水(100– 200 cm)<sup>18</sup>O 平均同位素含量为- 12. 17‰,分馏系数为 1. 011,代入方程(6)和(7),可求得蒸发损失率为 3%,表明有 3% 的渗透水在 Kawakami 试验流域地表土壤中被蒸发掉,约占该森林总蒸发散量的 5%,经验证该计算结果是合理的<sup>[10]</sup>。

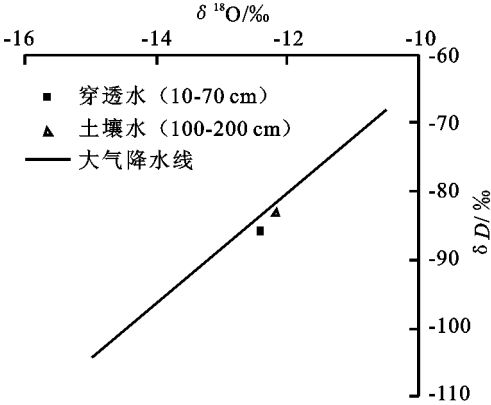


图 1 渗透水、土壤水和大气降水平均 $\delta^{18}O$ 和 $\delta D$ 组成关系(据 Maki Tsujimura, 1998)

3 应用条件

利用同位素技术介绍了一种确定森林土壤蒸发率的方法。应用该方法确定土壤蒸发损失率时,必须满足以下两个条件:(1)土壤水同位素含量在某一深度是均匀不变的,土壤表面活跃层下一定深度后土壤水同位素含量趋于稳定。(2)土壤水稳定同位素仅受蒸发和土壤水混合作用的影响,即集水区的蒸发过程最好发生在非暴雨径流期,没有降雨的流入,满足平衡条件<sup>[9]</sup>。

因此,该方法适合于气候比较湿润的森林流域非暴雨期间的蒸发率估算。随着同位素技术在水文循环各领域应用中的日趋广泛,介绍的估算公式作为一种新方法尝试,是可行的,值得借鉴和推广。

参考文献:

[1] Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation[J]. Tellus, 1964, 16( 4) : 436– 468.

[2] Bazemore D E, Eshleman K N, et al. The Role of Soil Water in Stormflow Generation in a Forested Headwater Catchment: Synthesis of Natural Tracer and Hydrometric Evidence[ J]. J. Hydrol., 1994, 162: 47– 75.

[3] Gonfiantini R, Gratzia S, Tongiorgi E. Oxygen isotopic competition of water in leaves[ C] // Isotopes and Radiation in Soil Plant Nutrition Studies. International Atomic Energy Agency, Vienna, 1965: 405– 410.

(表 3), 同种作物、同等施肥量下的产量有较大的差异, 主要是受当年降水量的影响; 但同种作物在一年中的产量, 随施肥量的增加而增加; 平均计算, 施肥 3 万 kg/hm<sup>2</sup> 和 4.5 万 kg/hm<sup>2</sup> 分别增产 26.7% 和 25.5%, 施肥 7.5 万 kg/hm<sup>2</sup> 增产 43.3%。作物增产幅度随施肥量的增加而增加。

表 2 连续施有机肥第四年的耕层土壤特征

有机肥施用量/(kg·hm <sup>-2</sup> )		0	30000	45000	75000
	2.0~5.0mm	0.000	0.160	0.198	0.440
水稳性团	1.0~2.0mm	0.304	0.548	0.476	0.841
聚体/%	0.5~1.0mm	0.638	1.222	1.020	1.519
	0.25~0.5mm	1.083	1.773	1.538	1.898
	总计	2.028	3.073	3.232	4.698
有机质/%		0.881	1.469	1.454	2.116
耕层容重/(t·m <sup>-3</sup> )		1.278	1.230	1.171	1.161
孔隙率/%		52.7	54.5	56.6	56.9
表土抗剪力/Pa		20.35	18.45	17.10	16.10

表 3 不同施肥水平下的作物产量 kg

年份	小区 作物	有机肥施用量/(kg·hm <sup>-2</sup> )				干旱状况
		0	30000	45000	75000	
1987	谷子	2982.0	3882.0	3762.0	4396.5	7月旱
1988	豆子	2686.5	3750.0	3319.5	3817.5	1-4月旱
1989	谷子	1866.0	1995.0	2299.5	2550.0	4-5月旱
1990	荞麦	499.5	550.5	700.5	750.0	5-6月旱
平均		2008.5	2544.0	2520.0	2878.5	
增产/%			26.7	25.5	43.3	

(上接第 176 页)

[4] White J W C, Cook E R, Lawrence J R, et al. The deuterium to hydrogen ratios of sap in trees: implications for water sources and tree ring deuterium to hydrogen ratios[ J]. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 1985, 49: 237-246.

[5] Dawson T E, Ehleringer J R. Streamside trees that do not use stream water[J]. *Nature*, 1991, 350: 335-337.

[6] Tanaka T, Tsujimura M, Shimada J, et al. Relationship between deuterium and oxygen 18 delta values of soil water in humid tropical and humid temperate region, Annual Report[R]. Institute of Geoscience, University of Tsukuba, 1992, 18: 27-32.

[7] Rayleigh J W S. Theoretical considerations respecting

3 结论与讨论

3.1 结论

试验表明, 在坡度为 10° 左右的坡耕地上, 施入有机肥 30 000~75 000 kg/(hm<sup>2</sup>·a): 可以增加土壤的有机质含量, 改善土壤物理性状, 提高作物产量; 减少径流量 4.8~12.4 个百分点, 减少土壤侵蚀量 31.5%~35.4%; 四年间可使土壤有机质由 0.728% 提高到 1.4%~2.1%, 在轻度水土流失下, 土壤肥力不仅没有下降, 反而得到较好的改善。

3.2 讨论

坡耕地水土流失的主导因素是地面坡度和暴雨强度, 增施有机肥料, 改善土壤结构与性质, 只能控制土壤侵蚀量的 30% 左右, 且增产幅度较小。所以, 要想从根本上控制坡耕地的水土流失, 达到高产稳产, 必须采取修筑梯田改变地形条件的永久性措施, 同时辅之以增施有机肥料, 才能促进农业生产的持续发展。

参考文献:

[1] 休·汉米尔顿. 黄土高原的土壤有机质、团聚体及可蚀性的研究方向[C]//山西省水土保持科学研究所等编. 晋西黄土高原土壤侵蚀规律实验研究文集. 北京: 水利电力出版社, 1990: 141-146.

[2] 蔡强国, 曾伯庆, 陆兆熊, 等. PVA 在改良土壤结构和坡面产流产沙中的应用[C]//山西省水土保持科学研究所等. 晋西黄土高原土壤侵蚀规律实验研究文集. 北京: 水利电力出版社, 1990: 100-107.

the separation of gases by diffusion and similar processes [J]. *Philos. Mag.*, 1896, 42: 493-498.

[8] Majoube M. Fractionnement en oxygène 18 et en deuterium entre l'eau et sa vapeur[J]. *J. Chem. Phys.*, 1971, 10: 1423-1436.

[9] Tsujimura M, Tanaka T. Evaluation of evaporation rate from forested soil surface using stable isotopic composition of soil water in a headwater basin[J]. *Hydrological Processes*, 1998, 12: 2093-2103.

[10] Kubota T, Tsuboyama Y. Estimation of evaporation rate from the forest floor using oxygen 18 and deuterium compositions of throughfall and stream water during a non storm runoff period[J]. *Journal of Forest Research*, 2004, 9: 51-59.