#### DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2017.0053

ZHANG Xinping, GUAN Huade, ZHANG Xinzhu, et al. Numerical tests on the impacts of surface evaporation and condensation fractionation on stable isotopes in precipitation: a comparison of temporal variation (taking the isotopes in precipitation at Changsha as an example) [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2017, 39(3): 469 – 478. [章新平, 关华德, 张新主, 等. 下垫面蒸发和云中凝结分馏对降水稳定同位素影响的数值试验: 时间变化的比较(以长沙降水同位素为例) [J]. 冰川冻土, 2017, 39(3): 469 – 478. ]

# 下垫面蒸发和云中凝结分馏 对降水稳定同位素影响的数值试验 ——时间变化的比较(以长沙降水同位素为例)

章新平<sup>1</sup>, 关华德<sup>1,2</sup>, 张新主<sup>1</sup>, 张婉君<sup>1</sup>, 姚天次<sup>1</sup> (1. 湖南师范大学资源与环境科学学院, 湖南长沙 410081; 2. School of the Environment, Flinders University, Adelaide 5001, Australia)

**摘 要**:利用稳定同位素大气水平衡模式(iAWBM)的模拟数据,分析了在不同的下垫面蒸发和不同 的凝结分馏条件下降水中δ<sup>18</sup>O的时间变化、降水量效应、负温度效应和大气水线。并通过与长沙站5 年实测数据的比较以及模拟试验结果之间的相互比较,揭示下垫面蒸发水汽中稳定同位素的季节性变 化和云中稳定同位素分馏对降水中稳定同位素变化的可能影响,增进对季风区水稳定同位素效应的理 解和认识。iAWBM 给出的4 个模拟试验均很好地再现了监测站降水中δ<sup>18</sup>O 的时间变化,模拟出季风 区降水中稳定同位素在暖半年被贫化、在冷半年被富集的基本特点。与平衡分馏相比,动力分馏下降 水中稳定同位素被贫化的程度加强、季节差和离散程度减小;由下垫面蒸发水汽中稳定同位素 δ<sub>6</sub>季节 性变化所引起的降水中稳定同位素的变化在不同季节完全相反:在长沙,暖半年降水中δ<sup>18</sup>O 更低,冷 半年降水中δ<sup>18</sup>O 更高,使得降水中稳定同位素季节差和离散程度增大。4 个模拟试验均很好地再现了 季风区的降水量效应和负温度效应。与平衡分馏相比,动力分馏下模拟的降水量效应和负温度效应的 斜率相对较小;δ<sub>6</sub>季节性变化导致模拟的降水量效应和负温度效应的斜率增大。利用 iAWBM,模拟出 季风区湿热气候条件下的 MWL。动力分馏以及 δ<sub>6</sub>季节变化均使模拟得到的 MWL 的斜率和截距减小。 **关键词**:水稳定同位素;模拟试验;分馏;蒸发;时间变化;比较

中图分类号: P426.61<sup>+</sup>2 文献标志码: A 文章编号: 1000-0240(2017)03-0469-10

#### 0 引言

下垫面水汽的蒸发和云中水汽的凝结是大气水 循环的重要环节,也是大气中水稳定同位素主要的 源和汇<sup>[1-3]</sup>。从水稳定同位素循环中水汽的蒸发和 水汽的凝结分馏对水汽中稳定同位素的贡献来看, 下垫面水汽蒸发的贡献主要是通过提供富含重同位 素的水汽来增加大气水汽中的重同位素成分<sup>[3-4]</sup>, 而降水的贡献则是通过水汽中重同位素优先凝结的 作用来降低水汽中的重同位素成分<sup>[5-6]</sup>。不同的下 垫面蒸发条件和云中凝结过程改变了水循环中水稳 定同位素的丰度,同时也改变了降水中的稳定同位 素效应<sup>[7]</sup>。定量分析下垫面水汽蒸发条件和云中 水汽凝结条件对水稳定同位素变化影响的最好方法 就是将水稳定同位素循环引入模式<sup>[8]</sup>。

笔者 曾利用稳定同位素大气水平衡模式 (iAWBM)模拟了在不同的下垫面蒸发和不同的凝 结分馏条件下降水中稳定同位素效应的空间分布特 征,并通过与 GNIP 实测数据的比较以及模拟试验 结果之间的相互比较,揭示了下垫面蒸发水汽中稳 定同位素的季节性变化和云中稳定同位素的凝结分 馏对降水中稳定同位素变化的可能影响<sup>[9]</sup>。结果 发现, iAWBM 的模拟试验很好地再现了全球降水 中平均 δ<sup>18</sup>O 和平均 δ<sup>18</sup>O 季节差的空间分布特征,

收稿日期: 2016-11-08;修订日期: 2017-01-09

基金项目:国家自然科学基金项目(41571021);湖南省重点学科建设项目(2011001);湖南重特大干旱机理研究项目(2015001)资助 作者简介:章新平(1956 -),男,湖南长沙人,教授,1993年在中国科学院兰州冰川冻土研究所获博士学位,从事气候变化研究. E-mail; zxp@ hunnu.edu.cn.

冻

土

模拟出降水同位素的温度效应、降水量效应的分布 特点以及全球的大气水线 MWL。比较而言,云中 凝结过程中平衡分馏假设下模拟的全球降水中平均 δ<sup>18</sup>O 的空间分布与根据 GNIP 数据得到的实际空间 分布以及模拟的全球 MWL 与实际 MWL 最接近, 且模拟效果亦最好;云中凝结过程中动力分馏假设 下模拟的降水中δ<sup>18</sup>O 平均季节差的空间分布与根 据 GNIP 数据得到的实际分布之间的相关程度相对 较好,且拟合水平明显改善;在云中动力分馏和下 垫面蒸发水汽中稳定同位素δ。具有季节性的假设 下, iAWBM 再现全球温度效应和降水量效应空间 分布的能力较强。

本文在降水同位素空间变化的模拟和比较的基础上,利用 iAWBM 的模拟数据,分析在不同的下垫面水汽蒸发和不同的凝结分馏条件下降水中δ<sup>18</sup>O 的时间变化、降水中δ<sup>18</sup>O 与降水量和温度之间的关系、基于时间序列的 MWL。通过与长沙站5年 实测数据的比较以及模拟试验结果之间的相互比较,揭示下垫面蒸发水汽中稳定同位素的季节性变化和云中稳定同位素凝结分馏对降水中稳定同位素时间变化的可能影响,增进对季风区水循环中稳定同位素效应的理解和认识。

#### 1 模拟设计和基本数据

稳定同位素大气水平衡模式基于大气水平衡方程、水稳定同位素平衡方程和瑞利分馏方程,由全球1.5°×1.5°的格点精度和一个平均垂直层组成<sup>[10]</sup>。

设计的模拟试验分为:试验1,假设云中的稳 定同位素分馏是在平衡条件下进行,平衡分馏系数 按 Majoube<sup>[11-12]</sup>的经典公式计算;试验2,假设云 中的稳定同位素分馏是在动力条件下进行,总动力 分馏系数的计算仅仅是对平衡分馏系数进行开 方<sup>[13-14]</sup>;试验3,考虑各网格点的δ<sub>e</sub>具有季节变 化,该变化可用周期波的组合来拟合<sup>[9]</sup>;试验4, 同时考虑云中稳定同位素的动力分馏和δ<sub>e</sub>的季节 变化。

在实施模拟试验之前先进行 spin-up 和基础模 拟。spin-up 主要为基础模拟和模拟试验提供初始 值,基础模拟则为模拟试验提供计算 δ<sub>e</sub>(*t*)的数 据<sup>[9]</sup>。

运行 spin-up、基础模拟和4 个模拟试验的驱动 数据均取自欧洲中期数值天气预报中心(ECMR-WF)的再分析数据,数据的网格水平精度为1.5°× 1.5°,时间从2010年1月1日00:00至2014年12月31日24:00。

所有模拟试验所产生的数据的网格精度和时间 均与再分析数据相同。模拟的结果对大气水汽同位 素比率δ,按可降水量进行加权平均、对降水同位素 比率δ,按降水量进行加权平均,便得到各稳定同位 素比率的日加权平均值。本文用于比较的模拟数据 就是基于这些日平均值或日总量序列。

用于进行时间变化比较的降水取样点设在长沙 岳麓山下的湖南师范大学气象站(28.2°N, 112.9°E,海拔37m)。研究区位于典型的东亚季 风区,受不同天气系统的影响,降水的水汽来源具 有多样性。在2010年1月1日至2014年12月31 日的取样期间,对降水量大于0.1mm的降水日进 行了降水取样,共获得降水样552个,代表了552 个降水日。与降水取样同步收集的气象要素包括近 地面2m高度上降水日的日平均温度和日降水量。 水样中<sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O和<sup>2</sup>H/<sup>1</sup>H的测试利用美国LGR(Los Gatos Research)水同位素分析仪DLT-IWA-35EP, 测量精度分别为±0.2‰和±0.6‰。稳定同位素比 率δ用相对于维也纳标准平均海洋水V-SMOW (Vienna standard mean ocean water)的千分差来表 示。

#### 2 结果与分析

### 2.1 降水中 δ<sup>18</sup>O 的时间变化

图 1 给出了 2010 年 1 月 1 日至 2014 年 12 月 31 日在长沙站实测的降水中 δ<sup>18</sup>O 和降水量,以及 由 iAWBM 在对应网格点模拟的降水中 δ<sup>18</sup>O 和再 分析数据降水量的逐日变化。为方便比较,还统计 了实测的和模拟的(或再分析的)降水中 δ<sup>18</sup>O 的加 权平均值、平均降水量和它们各自的标准差(表 1)。在统计中,4-9 月作为暖半年,10 月至次年3 月作为冷半年,二者之间的平均要素之差称作季节差。

根据图 1(a),实测的降水中  $\delta^{18}$ O 具有明显的 季节变化。在暖半年,伴随降水量的明显增加,降 水中稳定同位素被显著贫化;在冷半年,伴随降水 量的明显减少,降水中稳定同位素被显著富集。根 据在表 1 中的统计,在 5 年取样期间,按降水量加 权平均的  $\delta^{18}$ O 为 – 6.88‰。其中,暖半年的加权 平均  $\delta^{18}$ O 为 – 7.18‰,冷半年的加权平均  $\delta^{18}$ O 为 – 6.20‰。

由 iAWBM 给出的 4 个模拟试验结果[图 1 (b)~(e)]均再现了长沙降水中 δ<sup>18</sup>O 的季节变化,



图 1 实测的和模拟的长沙站降水量(直线)及降水中δ<sup>18</sup>O(点划线)的逐日变化 Fig. 1 Variations of precipitation (straight line) and δ<sup>18</sup>O in precipitation (dotted line) observed at Changsha (a) and simulated by test 1 (b), test 2 (c), test 3 (d) and test 4 (e) at corresponding grid

很好地模拟出季风区降水中稳定同位素暖半年被贫 化、冷半年被富集的基本特点。根据表 1,由4个 模拟试验得到的2010-2014年的加权平均δ<sup>18</sup>O分 别为-9.56‰、-9.79‰、-9.99‰和-10.22‰。 其中,暖半年的加权平均δ<sup>18</sup>O分别为-10.30‰、 -10.16‰、-11.00‰和-10.86‰,冷半年的加权 平均δ<sup>18</sup>O分别为-7.31‰、-8.68‰、-6.94‰和 -8.30‰。与实测值相比,模拟值均偏低,尤其是 在暖半年,偏低的程度更大一些。这种降水中稳定 同位素被系统低估,与降水的水汽来源中稳定同位 素(如δ。)被低估以及模式中未考虑云下雨滴中稳 定同位素蒸发富集的作用有关<sup>[10]</sup>。比较不同的模 拟结果可以看出,动力分馏在冷半年使稳定同位素 的贫化作用加强,但在暖半年却使稳定同位素的贫

(standard deviations in parentheses)									
	实测的			模拟的平均 δ <sup>18</sup> O/‰			再分析数据		
	$\delta^{18}O/\%$	降水量/mm	降水日数/d	试验1	试验2	试验3	试验4	降水量/mm	降水日数/d
全年	-6.88	12.08	552	-9.56	-9.79	-9.99	- 10.22	6.99	1 005
	(3.44)	(16.47)		(5.25)	(2.62)	(5.57)	(2.98)	(10.36)	
暖半年	-7.18	15.16	306	- 10.30	- 10. 16	- 11.00	- 10.86	8.49	622
	(3.43)	(19.87)		(5.16)	(2.58)	(5.32)	(2.77)	(11.92)	
冷半年	-6.20	8.26	246	-7.31	-8.68	-6.94	-8.30	4.56	383
	(3.28)	(9.58)		(4.81)	(2.38)	(4.93)	(2.52)	(6.44)	

表 1 实测的和模拟的长沙站降水中平均δ<sup>18</sup>O、降水量、降水日数以及其标准差

Table 1 The observed and simulated weighted mean  $\delta^{18}$ O in precipitation, precipitation and precipitation days

注:括号中为平均δ<sup>18</sup>O、降水量的标准差。

化作用减弱。例如,试验2与试验1相比、试验4 与试验3相比, 冷半年的平均 $\delta^{18}O$ 分别降低了 1.37‰ 和1.36‰, 而暖半年却分别增加了0.14‰。 另外,δ。的季节性变化导致降水中稳定同位素的变 化在不同季节完全相反。例如,试验3与试验1相 比以及试验4与试验2相比,在暖半年,δ。季节性 贡献导致降水中平均 δ<sup>18</sup> O 更低, 分别均减小了 0.70%;在冷半年,降水中  $\delta^{18}$ O 更高,分别增大了 0.37‰和 0.38‰。这是因为 δ, 的季节变化叠加了 δ,的季节变化。在长沙,暖半年更贫化、冷半年更 富集的稳定同位素成分补充给了大气。由于取样站 大部分降水集中在夏半年,年平均稳定同位素值 偏低。

在过去5年中, 实测的长沙  $\delta^{18}$ O 的平均季节 差仅为 – 0.98‰。4 个模拟试验的  $\delta^{18}$  O 季节差尽 管在符号上与实测值一致,但-2.99‰、-1.48‰、 -4.06‰和-2.56‰的数值均大于实测值。其中, 试验1和试验3的偏差更大一些。与平衡分馏相 比, 动力分馏模拟的 δ<sup>18</sup>O 季节差减小, 例如试验 2 相较于试验1,试验4相较于试验3;δ。的季节性变 化则使得  $\delta^{18}$ O 季节差增大, 例如试验 3 相较于试 验1,试验4相较于试验2。

在数据的离散度方面,实测的日降水量的标准 差在各时间段分别比再分析数据降水量的标准差大 59%、67%和49%; 实测的δ<sup>18</sup>Ο在各时间段的标 准差分别小于试验1和试验3、大于试验2和试验 4 的 δ<sup>18</sup>O 标准差。说明模拟的 δ<sup>18</sup>O 在时间变化上 具有不同的波动性,且对降水量变化的敏感性也不 尽相同。与平衡分馏相比,动力分馏下的  $\delta^{18}$  O 离 散度具有较大幅度的减小,例如试验2相较于试验 1, 试验4相较于试验3, 这可能是由于动力分馏系 数随温度的变化率相较于平衡分馏系数而减小的缘 故: $\delta_{\circ}$ 的季节性变化虽然导致了  $\delta^{18}$ O 离散度的增 大, 但增大幅度有限。例如, 试验3相较于试验1, 试验4 相较于试验2。动力分馏作用对 $\delta^{18}$ O离散度 的影响还可从图 2 中模拟的与实测的降水中 δ<sup>18</sup>O 散点找到对应。

根据在图 2 中的统计,模拟的与实测的日降水 δ<sup>18</sup>O之间的回归方程分别为:

 $\delta^{18}O_{\#\psi} = 0.55\delta^{18}O_{\oplus\psi} - 4.71$  (r = 0.37, n = 468, 试验1)  $\delta^{18}O_{\#/1} = 0.27\delta^{18}O_{\#/1} - 7.38$  (*r* = 0.37, *n* = 468, 试验 2)  $δ^{18}O_{\#/1} = 0.61δ^{18}O_{3/2} - 4.49$  (r = 0.38, n = 468, 试验 3)  $\int_{\delta^{18}O_{\#_{21}}} = 0.33\delta^{18}O_{\oplus_{21}} - 7.17$  (r = 0.39, n = 468, 试验4) (1)

4 组模拟的与实测的序列之间显示了较好的相 关关系,相关系数均超过0.001的信度。统计还得 到,4 组模拟的对实测的日  $\delta^{18}$ O 序列的均方根误差 分别为6.03‰、4.99‰、6.25‰和5.14‰。均方根 误差通常用于检验拟合水平。

如果仅从回归方程来看,试验1和试验3的模 拟好干试验2和试验4. 尤其是试验3. 回归方程更 接近对角线,截距也最小。如果综合考虑模拟和实 测序列之间的相关程度和拟合水平,则与试验1相 比,由试验2模拟的δ<sup>18</sup>O序列与实际序列之间的 相关程度未提高,但拟合水平明显改善;在试验3 下,模拟的与实测的日序列之间的相关程度略有提 高,但拟合水平反而下降;在试验4下,模拟的与 实测的序列之间的相关程度有所提高, 目拟合水平 明显改善。这说明,动力分馏作用导致 δ<sup>18</sup>O 均方 根误差减小, 而  $\delta_{a}$ 的季节性变化导致  $\delta^{18}$ O 均方根 误差的增大。可以认为,在降水同位素时间序列的 模拟中,动力分馏的假设与实际分馏较相符。



图 2 模拟的与实测的长沙站降水中  $\delta^{18}O$  之间的散布 Fig. 2 Correlated scatters between  $\delta^{18}O$  in precipitations observed at Changsha and simulated by test 1 (a), test 2 (b), test 3 (c) and test 4 (d) at corresponding grid

#### 2.2 降水量效应

实测的和4个模拟试验的日降水δ<sup>18</sup>O与日降 水量之间的散布见图3。

由图 3 得到日降水中 δ<sup>18</sup>O 与日降水量之间的 回归方程分别为:  $\begin{cases} \delta^{18}O = -0.06P - 4.77 & (r = -0.29, n = 552, \underline{x}] \\ \delta^{18}O = -0.15P - 6.21 & (r = -0.30, n = 1005, \underline{x}] \\ \delta^{18}O = -0.07P - 8.12 & (r = -0.30, n = 1005, \underline{x}] \\ \delta^{18}O = -0.16P - 6.32 & (r = -0.31, n = 1005, \underline{x}] \\ \delta^{18}O = -0.09P - 8.25 & (r = -0.31, n = 1005, \underline{x}] \\ \end{cases}$ 



图 3 实测的和模拟的长沙站降水中δ<sup>18</sup>O 与日降水量之间的散布 Fig. 3 Scatters of δ<sup>18</sup>O in precipitation against precipitations, observed at Changsha (a) and simulated by test 1 (b), test 2 (c), test 3 (d) and test 4 (e) at corresponding grid

 $\pm$ 

基于实测的日降水中 δ<sup>18</sup>O 与日降水量之间的 散布,长沙站存在较显著的降水量效应。按照稳定 同位素的分馏理论,降水量效应回归方程的系数代 表降水中稳定同位素被冲刷的程度<sup>[6,10]</sup>。在长沙, 这个值较小,仅-0.06‰·mm<sup>-1</sup>;回归方程的截 距一定程度上代表初始降水中的平均 δ<sup>18</sup>O<sup>[6,10]</sup>,该 值为-4.77‰。

与实测结果相比,模拟的结果均再现了东亚季 风区的降水量效应。模拟的降水中 $\delta^{18}O$ 与再分析 数据的日降水量之间的相关系数与实际结果相当, 且均超过了 0.01 的信度。模拟试验的 4 个回归系 数均大于实测值。模拟试验的截距与4个试验平均  $δ^{18}O$ 的大小相对应,且均低于实测值。比较而言, 试验1和试验3的回归系数均比实际回归系数大1 倍以上,表明在相应的模拟环境条件下降水同位素 对降水量的变化具有更强的敏感性。由于4个模拟 试验的降水量数据是相同的,因此,降水量效应回 归系数的大小主要取决于稳定同位素的平均变化范 围。根据表1,在模拟试验中,动力分馏下降水同 位素的平均变化范围(例如季节差)相对较小,因 此,模拟的回归系数相对较小,且与实测值较接 近, 例如试验2和试验4; δ.季节性变化使得降水 同位素的平均变化范围增大,因此,模拟的回归系 数增大,例如试验3相较于试验1,试验4相较于 试验2。比较而言,在降水量效应的模拟中,动力 分馏的假设与实测结果较接近。

## 2.3 降水中 $\delta^{18}$ O 与温度之间的关系

降水中稳定同位素最重要的效应是温度效应。

大量的有关利用降水中稳定同位素进行古气候记录 恢复的文献也主要是关注温度效应,而对负温度效 应关注较少,或者仅仅把负温度效应看作是伴随降 水量效应而生。实际上,在中低纬度湿润区,降水 中稳定同位素比率的高低在很大程度上与温度有 关。根据 $R_1 = \alpha R_v$ ,当水汽同位素比率 $R_v$ 一定时, 温度越高,分馏系数 $\alpha$ 越小,凝结物中稳定同位素 比率 $R_1$ 越低;反之,温度越低, $\alpha$ 越大,则 $R_1$ 越大。 因此,负温度效应也是稳定同位素分馏的直接结 果。利用负温度效应,低纬度湿润区和季风区降水 中稳定同位素比率的大小同样可以作为温度的代用 指标指示温度的低高。

图 4 给出了实测的和 4 个模拟的日降水 δ<sup>18</sup> O 与地面日平均气温之间的散布。

由图 4 得到日降水中 δ<sup>18</sup>O 与日平均气温之间 的回归方程分别为:

 $\begin{cases} \delta^{18} O = -0.14T - 3.32 & (r = -0.33, n = 552, \underline{x} \underline{m}) \\ \delta^{18} O = -0.11T - 5.03 & (r = -0.20, n = 1005, \underline{d} \underline{w} 1) \\ \delta^{18} O = -0.06T - 7.56 & (r = -0.19, n = 1005, \underline{d} \underline{w} 2) \\ \delta^{18} O = -0.17T - 4.07 & (r = -0.28, n = 1005, \underline{d} \underline{w} 3) \\ \delta^{18} O = -0.15T - 6.60 & (r = -0.35, n = 1005, \underline{d} \underline{w} 4) \end{cases}$ 

基于实测的日降水中 δ<sup>18</sup>O 与日平均气温之间 的散布,长沙站存在显著的负温度效应。按照稳定 同位素分馏理论,负温度效应的回归方程系数代表 降水中稳定同位素随温度被分馏的水平。在长沙, 这个值为 -0.14‰・℃<sup>-1</sup>。回归方程的截距一定程 度上代表液-固相分馏转换或动力-平衡分馏转换时



图 4 实测的和模拟的长沙站降水中 δ<sup>18</sup>O 与温度之间的散布 Fig. 4 Scatters of δ<sup>18</sup>O in precipitation against temperature, observed at Changsha (a) and simulated by test 1 (b), test 2 (c), test 3 (d) and test 4 (e) at corresponding grid 降水中的平均 δ<sup>18</sup>O, 该值为 -3.32‰。

与实测结果相比,模拟的结果均一定程度地再 现了东亚季风区的负温度效应。模拟的降水中 δ<sup>18</sup>O与2m高度上的日平均温度之间的负相关系数 均超过了0.05的信度。由模拟试验得到的4个截 距均低于实测值,4个回归系数除试验2外与实际 系数相差不大。比较而言,试验1和试验2的负温 度效应的相关程度相对较低;当模拟试验同时考虑 动力分馏作用和δ。季节性变化时,模拟结果与实测 结果较接近。

#### 2.4 大气水线

图5给出了实测的和4个模拟的长沙站的大气水线。 在取样点,根据5年实测的日平均降水 $\delta^2$ H和

δ<sup>18</sup>O 计算得到 MWL[图 5(a)],为:

 $δ^{2}H = 8.50δ^{18}O + 18.01$  (r = 0.98, n = 552, 实测) (4)

该式斜率大于 8.0,表现出水循环中非平衡分 馏的影响;明显大于 10.0‰的截距,除了与动力分 馏的影响有关外,还与局地气象条件的影响有关。 从水稳定同位素的循环和分馏来看,这个 MWL 反 映了取样点降水的水汽具有暖湿、对流性强、云下 雨滴蒸发弱的气候特征<sup>[3,15]</sup>。

基于4个模拟试验,对应在长沙网格点上的 MWL[图5(b)~(e)]分别为:

 $\begin{cases} \delta^{2}H = 8.31\delta^{18}O + 13.39 & (r = 0.99, n = 1005, \ \ensuremath{\vec{\mathrm{d}}}\ \ensuremath{\underline{\mathrm{b}}}\ \ensuremath\ensuremath{\underline{\mathrm{b}}$ 

除了试验4的 MWL 与全球 MWL 相似外,其 余3个模拟试验的 MWL 斜率均明显大于8.0,截 距均明显大于10‰。4个模拟试验中,动力分馏下 的 MWL 斜率和截距均减小,例如,试验2相较于 试验1,试验4相较于试验3;δ。的季节性变化同样 使得 MWL 斜率和截距减小,例如,试验3相较于 试验1,试验4相较于试验2。比较而言,在 MWL 的模拟试验中,平衡分馏假设下的试验1与实际 MWL 较接近。

按照经典的稳定同位素分馏理论<sup>[6]</sup>, MWL的斜率主要受<sup>2</sup>H和<sup>18</sup>O之间分馏效应之比  $[\alpha(^{2}H) - 1]/[\alpha(^{18}O) - 1]$ 的制约。例如,根据 Majoube<sup>[11-12]</sup>分馏公式,当温度为30℃时,在假设 的平衡分馏下,分馏效应之比为8.26;在假设的动 力分馏下,分馏效应之比为8.13。表明动力分馏下 的大气水线斜率减小。

至于  $\delta_e$ 季节变化对 MWL 的影响则与蒸发水汽 线有关。例如,根据基础模拟<sup>[9]</sup>计算的 2010 年北 半球 0°~40° N 陆地、40° N 以北陆地以及海洋上 空大气水汽中  $\delta^2 H_v 与 \delta^{18} O_v$ 的关系(大气水汽线)分 别为:

 $\begin{cases} \delta^{2}H_{v} = 7.72\delta^{18}O_{v} + 6.63 & (11 + 球 0^{\circ} \sim 40^{\circ} \text{ N 陆地}) \\ \delta^{2}H_{v} = 7.53\delta^{18}O_{v} + 4.64 & (11 + 球 40^{\circ} \text{N 以北陆地}) \\ \delta^{2}H_{v} = 7.59\delta^{18}O_{v} + 3.97 & (11 + 球海洋) \end{cases}$ 

(6)

而根据谐波分析<sup>[9]</sup>计算的三个区域下垫面蒸 发水汽中 δ<sup>2</sup> H<sub>e</sub>与 δ<sup>18</sup> O<sub>e</sub>的关系(蒸发水汽线)分 别为:



图 5 实测的和模拟的长沙大气水线

Fig. 5 Meteoric water lines calculated from observation at Changsha (a) and simulated by test 1 (b), test 2 (c), test 3 (d) and test 4 (e) at corresponding grid

土

39卷

	$\int^{\delta^2 H_e} = 7.$	$32\delta^{18}O_{e} + 3.72$	(北半球0°	~ 40° N 陆地)
ł	$\delta^2 H_e = 7.$	$35\delta^{18}O_{e} + 2.81$	(北半球 40	°N以北陆地)
	$\int_{\delta^2 H_e} = 7.$	$17\delta^{18}O_{e} + 2.41$	(北半	(球海洋)

(7)

各区域蒸发水汽线的斜率和截距均小于大气水 汽线。由于具有低斜率和低截距蒸发水汽线的水汽 的输入,大气水汽线的斜率和截距降低,并最终导 致 MWL 的斜率和截距降低。例如,在长沙,模拟 试验3 相较于模拟试验1、模拟试验4 相较于模拟 试验2, MWL 的斜率和截距均有不同程度的减小。

#### 3 结论与讨论

由 iAWBM 给出的4个模拟试验均很好地再现 了长沙降水中δ<sup>18</sup>O 的季节变化,很好地模拟出季 风区降水中稳定同位素夏半年被贫化、冬半年被富 集的基本特点。与平衡分馏相比,动力分馏下的降 水中稳定同位素被贫化的程度加强,降水中稳定同 位素的季节差减小,且降水同位素的离散程度大幅 度减小;下垫面蒸发水汽中稳定同位素的季节性变 化所引起的降水中稳定同位素的变化在不同季节完 全相反。在长沙,暖半年的δ。季节性贡献导致降水 中δ<sup>18</sup>O 更低、冷半年的降水中δ<sup>18</sup>O 更高,从而降 水中稳定同位素季节差和离散程度增大。

4 个模拟试验均很好地再现了季风区的降水量 效应和负温度效应。在再分析数据降水量和平均温 度一定的情况下,由于动力分馏下的降水中稳定同 位素季节差减小,从而模拟的降水量效应和负温度 效应的斜率相对较小,且与实测值较接近;δ。季节 性的贡献使得降水中稳定同位素季节差增大,从而 模拟的降水量效应和负温度效应的斜率增大。比较 而言,动力分馏假设下模拟的降水量效应和负温度 效应与实际结果较接近。

模拟出季风区湿热气候条件下的 MWL, 模拟 的 MWL 斜率均大于 8.0, 截距均大于 10.0‰。4 个模拟试验中, 动力分馏和 δ。的季节性均使得 MWL 的斜率和截距减小。比较而言, 平衡分馏假 设下模拟的 MWL 与实测结果最接近。

尽管 iAWBM 可以再现水循环中水稳定同位素 的变化特征,并且揭示水稳定同位素与影响要素之 间的关系,但是模拟的与实测的结果之间还是存在 着一些差异。例如,在长沙,所有的模拟试验均高 估了降水同位素被贫化的程度以及降水同位素的季 节差,但低估了 MWL 的斜率和截距。这种不一致 的原因可能部分是由于模拟空间和实际空间尺度下 水汽过程的细节和模式的精度方面存在差别。由于 iAWBM 是格点模式,模拟的结果代表网格区的平 均状况,因此很难逼近在空间点的观测值。另外, 模式未考虑三维大气的湍流运动、云中的微物理过 程、云下的二次蒸发,并且实际降水量与再分析降 水量存在明显差异。这些原因都会对水稳定同位素 的模拟产生影响。

众所周知,凝结物中稳定同位素的丰度受分馏 系数大小的影响。然而,根据 Majoube<sup>[11-12]</sup>分馏公 式计算的平衡和动力分馏系数可能导致了模拟的和 实际的稳定同位素分馏之间的差异。根据表1,与 实测的降水中平均  $\delta^{18}$ O 相比, 暖半年的 4 个模拟 值平均偏低了3.40‰,而在冷半年模拟值平均偏低 了1.61‰。抛开云下雨滴的蒸发作用,这种差异或 许与暖半年相对偏低的分馏系数有关。此外, MWL 的季节差也从另一个侧面说明了这一点。根 据在表2中的计算,实测的 MWL 斜率暖半年明显 大于冷半年。然而,4个模拟实验均给出了相反的 结果,即模拟的 MWL 斜率暖半年明显小于冷半 年。由基于 Majoube<sup>[11-12]</sup>分馏公式计算的<sup>2</sup>H 和<sup>18</sup>O 之间分馏效应之比随温度的变化(图略)可知,温度 越高,分馏效应之比越小,模拟的 MWL 斜率也越 小;反之,温度越低,分馏效应之比越大,模拟的 MWL 斜率也越大。由于这样一个理论的计算结 果,表2中的模拟是在预料之中。

表 2 实测的和模拟的长沙站不同季节的 MWL

Cable 2Seasonality	of	observed	and	simulated	
--------------------	----	----------	-----	-----------	--

MWL at Changsha

		B*
	暖半年	冷半年
实测	$\delta^2 H = 8.53 \delta^{18} O + 16.24$	$\delta^2 H = 8.14 \delta^{18} O + 18.71$
试验1	$\delta^2 \mathrm{H}=8.23\delta^{18}\mathrm{O}+13.21$	$\delta^2 H = 8.61 \delta^{18} O + 14.01$
试验2	$\delta^2 H = 8.22 \delta^{18} O + 12.88$	$\delta^2 H = 8.40 \delta^{18} O + 13.73$
试验3	$\delta^2 H = 8.12 \delta^{18} O + 13.15$	$\delta^2 H = 8.61 \delta^{18} O + 13.22$
试验4	$\delta^2 H = 8.03 \delta^{18} O + 11.92$	$\delta^2 H = 8.36 \delta^{18} O + 12.70$

在实际水循环中,由下垫面蒸发和云中凝结产 生的同位素分馏制约着大气水汽中水稳定同位素的 丰度,并且也是影响降水稳定同位素丰度的重要因 子。这些影响因子不仅随时间、空间变化<sup>[16]</sup>,也随 不同的气块<sup>[17]</sup>、水汽源地<sup>[18]</sup>、天气系统以及云中 的状况<sup>[19]</sup>而变化。本研究基于水平衡和水稳定同 位素平衡,假设从下垫面蒸发的水汽同位素的季节 性变化与大气水汽同位素的季节性变化同步;云中 液-汽相稳定同位素相变的分馏系数仅仅取决于温 度。通过模拟试验,这些看似简单的假设揭示了上 述两个影响因子对降水同位素的可能影响。所得结 果有助于增进对季风区水稳定同位素效应的理解和 认识。

#### 参考文献(References):

- [1] Yoshimura K, Oki T, Ichiyanagi K. Evaluation of two-dimensional atmospheric water circulation fields in reanalyses by using precipitation isotopes databases [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2004, 109(20): 2083 - 2089.
- $\begin{bmatrix} 2 \end{bmatrix}$ Rozanski K, Sonntag C, Münnich K O. Factors controlling stable isotope composition of European precipitation [J]. Tellus, 1982, 34(2): 142 - 150.
- [3] Jouzel J. Isotopes in cloud: multiphase and multistage condensation process [M]// Handbook of environmental isotope geochemistry: volume 2. New York: Elsevier, 1986: 61 - 112.
- [4] Yoshimura K, Oki T, Ohte N, et al. A quantitative analysis of short-term <sup>18</sup>O variability with a Rayleigh-type isotope circulation model J/OL]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2003, 108 (D20) [2016-01-30]. http://onlinelibrary. wiley. com/doi/10.1029/2003JD003477/full.
- [5] Araguas L, Froehlich K, Rozanski K. Deuterium and oxygen-18 isotope composition of precipitation and atmospheric moisture [J]. Hydrological Processes, 2000, 14: 1341 - 1355.
- [6] Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation [J]. Tellus, 1964, 16(4): 436 - 468.
- [7] Jouzel J, Russell G L, Suozzo R J. Simulations of the HDO and H218O atmospheric cycles using the NASA-GISS general circulation model: the seasonal cycle for present day conditions [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 1987, 92 (D12): 14739 - 14760.
- [8] Xi Xi. A review of water isotopes in atmospheric general circulation models: recent advances and future prospects J/OL]. International Journal of Atmospheric Sciences, 2014 [2016-01-30]. http://dx. doi. org/10. 1155/2014/250920.
- [9] Zhang Xinping, Guan Huada, Zhang Xinzhu, et al. Numerical tests on the impacts of surface evaporation and condensation fractionation on stable isotopes in precipitation; a comparison of spatial distribution [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2017, 39(3): 455-468. 「章新平, 关华德, 张新主, 等. 下 垫面蒸发和云中凝结分馏对降水稳定同位素影响的数值试 验: 空间分布的比较[J]. 冰川冻土, 2017, 39(3): 455 -468.
- [10] Zhang Xinping, Guan Huade, Zhang Xinzhu, et al. Simulations

of  $\delta^{18}$ O in precipitation using isotopic atmospheric water balance model [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2014, 36 (5):1058-1068.「章新平,关华德,张新主,等.利用稳定 同位素大气水平衡模式模拟降水中δ<sup>18</sup>O的分布[J].冰川冻  $\pm$ , 2014, 36(5): 1058 - 1068.

- [11] Majoube M. Fractionnement en oxygène 18 et en deuterium entre l'eau et savapeur [J]. Journal de Chimie Physique, 1971, 68: 1423 - 1436.
- [12] Majoube M. Fractionnement en oxygène 18 entre la glace et la vapeur d'eau [J]. Journal de Chimie Physique, 1971, 68: 625 -636
- [13] Eriksson E. Deuterium and <sup>18</sup>O in precipitation and other natural waters: some theoretical considerations [J]. Tellus, 1965, 17 (4): 498 - 512.
- [14] Saxena R K, Eriksson E. Hydrometeorological interpretation of isotopic data on atmospheric moisture and precipitation [J]. Annals of Glaciology, 1985, 7: 181-184.
- [15] Zhang Xinping, Yao Tandong, Liu Jingmiao, et al. Simulations of stable isotopic fractionation in mixed cloud in middle latitudes: taking the precipitation at Ürümgi as an example [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2003, 20(2): 261-268.
- [16] Zhang Guiling, Jiao Yuanmei, He Liping, et al. Hydrogen and oxygen isotopes in precipitation in Southwest China: progress and prospects [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2015, 37 (4):1094-1103.「张贵玲,角媛梅,何礼平,等.中国西南 地区降水氢氧同位素研究进展与展望[J].冰川冻土,2015, 37(4): 1094 - 1103.
- [17] Tan Ming, Nan Sulan. Primary investigation on interannual changes in the circulation effect of precipitation oxygen isotopes in monsoon China [J]. Quaternary Sciences, 2010, 30(3): 620 -622.「谭明,南素兰.中国季风区降水氧同位素年际变化的 "环流效应"初探[J]. 第四纪研究, 2010, 30(3): 620 -622. ]
- [18] He You, Gao Jing, Yao Tandong, et al. Spatial distribution of stable isotope in precipitation upon the Tibetan Plateau analyzed with various interpolation methods [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2015, 37(2): 351-359. 「何由, 高晶, 姚 檀栋,等.利用不同插值方法对青藏高原降水稳定同位素空 间分布分析[J]. 冰川冻土, 2015, 37(2): 351-359.]
- [19] Zhang Xinping, Guan Huade, Zhang Xinzhu, et al. Simulations of  $\delta^{18}$ O in atmospheric vapour and in Changsha station, East Asian monsoon regions [ J ]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2015, 37(1): 249-257. [章新平, 关华德, 张新主, 等. 季风区长沙站大气水汽和降水中δ<sup>18</sup>O的模拟[J].冰川冻土, 2015, 37(1): 249-257.]

## Numerical tests on the impacts of surface evaporation and condensation fractionation on stable isotopes in precipitation: a comparison of temporal variation (taking the isotopes in precipitation at Changsha as an example)

ZHANG Xinping<sup>1</sup>, GUAN Huade<sup>1,2</sup>, ZHANG Xinzhu<sup>1</sup>, ZHANG Wanjun<sup>1</sup>, YAO Tianci<sup>1</sup>

(1. College of Resources and Environmental Sciences, Hunan Normal University, Changsha 410081, China;

2. School of the Environment, Flinders University, Adelaide 5001, Australia)

Abstract: Using the simulation data of the isotope enabled atmospheric water balance model (iAWBM), the temporal variations of  $\delta^{18}$ O in precipitation, amount effect, negative temperature effect and meteoric water line (MWL) are analyzed in order to reveal the impact mechanism of the in-cloud isotopic fractionation and vapor isotopic composition from surface evaporation on simulated precipitation isotopic characteristics, improve the understanding of stable isotopic effects in monsoon areas, through the comparison between simulations and 5-year observations in Changsha and intercomparisons among the simulations. The results simulated by four iAWBM tests all reproduce the observed seasonal variation of  $\delta^{18}$ O in precipitation. The basic characteristics in monsoon areas that stable isotopes in precipitation are depleted during warm months and enriched during cold months. Compared with the simulations under equilibrium fractionation, the depleted degree of stable isotopes in precipitation is enhanced under kinetic fractionation, in company with a decrease of isotopic seasonality and inter-event variability. The variations of stable isotopes in precipitation, caused by the seasonal variation of stable isotopes in vapor evaporated from the surface  $(\delta_e)$ , are opposite between different seasons. In Changsha, a lower  $\delta^{18}$ O in precipitation during warm months and a higher  $\delta^{18}$ O in precipitation during cold months lead to the increase of isotopic seasonality in precipitation and inter-event variability. Four simulations all produce the amount effect and negative temperature effect commonly observed in monsoon areas. Under kinetic fractionation, the slopes of simulated amount effect and negative temperature effect decrease relative to under equilibrium fractionation; but increase under the  $\delta_e$  seasonality. The MWLs for warm and humid climate in monsoon areas are well simulated too. The slopes and intercepts of the simulated MWLs decrease under kinetic fractionation, as well as under  $\delta_e$ seasonality.

Key words: stable water isotope; simulation test; fractionation; evaporation; temporal variation; comparison

(本文编辑:武俊杰)