

长沙大气水汽、降水中稳定同位素 季节变化及与水汽输送关系

黄一民¹, 章新平², 孙 葭², 黄一斌³, 魏乃琼²

(1. 衡阳师范学院资源环境与旅游管理系, 湖南 衡阳 421008; 2. 湖南师范大学资源与环境
科学学院, 湖南 长沙 410081; 3. 装甲兵工程学院装备试用与培训大队, 北京 100072)

摘要: 基于2010年1月至2012年12月长沙降水事件同位素资料和搭载在Aura卫星上的TES观测仪所反演的2010年3月至2011年12月全球日大气中HDO、H₂O资料, 对长沙大气水汽、降水中稳定同位素的变化特征以及它们的关系, 不同水汽来源及输送强度变化对降水中同位素的影响进行了研究。结果表明: 水汽中同位素值随高度增加而贫化, 水汽中同位素较降水中同位素大为贫化, 降水中同位素为冬春富集、夏秋贫化, 水汽中同位素则表现出春夏富集、秋冬贫化, 水汽、降水中同位素存在着较大波动。通过对长沙冬、夏季所有降水事件的水汽输送轨迹的分析发现: 夏季降水的水汽主要来源于西南季风和东南季风输送的海洋性气团, 降水中同位素贫化; 冬季降水的水汽主要来源于西风带输送的大陆性气团, 降水中同位素富集。另外, 长沙2010~2012年夏季的水汽输送通量与降水同位素的关系再次证明环流效应是可信的。

关键词: 长沙; 大气水汽; 大气降水; 稳定同位素; 环流效应

中图分类号: P426.6

文献标识码: A

文章编号: 1000-0690(2015)04-0498-09

自然水体中的稳定水同位素, 如 H₂¹⁸O、¹HD¹⁶O(D 为氘)在自然水体中所占比例虽然很小, 但它们对环境变化的响应却非常敏感^[1], 这使得它们在云物理学、气候学、水文学、古气候学和生态学等研究中具有重要的应用价值^[2-4]。大气水汽、降水中 D 和 ¹⁸O 的变化起因于水循环过程中蒸发和凝结所伴随的同位素分馏^[5]。稳定水同位素分馏是指稳定水同位素以不同比值分配到两种物质或物相中的现象, 较轻的稳定水同位素(如 H₂O)会先于较重的稳定水同位素(HDO、H₂¹⁸O)蒸发, 同时较重的同位素则会率先凝结, 它发生在水循环的每一个相变过程中。在国际原子能机构(IAEA)和世界气象组织(WMO)的共同倡导下, 1961 年建立了全球大气降水同位素网(GNIP), 其目的在于为水文水资源调查、规划和开发提供同位素资料。目前, 全球有来自 125 个国家或地区的超过 1 000 多个气象站为 GNIP 收集逐月降水水样。过去几十年中, 基于降水中同位素资料的研究工作, 取得了丰硕成果, 如提出了温度效应、降水量效应、纬

度效应、高度效应、大陆效应。需要指出的是, 降水只是大量蒸发、冷凝以及混和过程的最终产品^[6]。研究表明大气水汽中稳定同位素有助于深入认识水循环过程以及反馈机制^[2,7-9]。因此, 有必要对水循环过程中水汽稳定同位素进行相应了解。然而, 大气水汽因收集难以实现, 对它的研究还不多。大气水汽中稳定同位素的研究在国外开始较早, 研究发现影响大气水汽中稳定同位素的因素非常复杂: 如中纬地区的纽约、帕利塞德以及新英格兰地区大气水汽中同位素与相对湿度和比湿都存在显著正相关^[10,11]; 海岸附近大气水汽中同位素则受强烈海-气相互作用的影响^[12]; 天气过程对大气水汽中同位素成分也有着重要影响, 如强烈的暴风雨活动引起的降水能使大气水汽中重同位素迅速脱离出来, 从而导致剩余水汽中同位素比率降低^[13]。目前, 国内对大气水汽中稳定同位素也开展了一些有益工作。如余武生等^[14]、尹常亮等^[15]使用空气泵分别抽取青藏高原上那曲、德令哈两观测站近地面 4~6 m 处的大气, 然后让大气流经酒精致冷

收稿日期: 2014-01-28; **修订日期:** 2014-05-04

基金项目: 国家自然科学基金项目(41171035、41401019)和衡阳师范学院科研启动项目(14B45)资助。

作者简介: 黄一民(1980-), 男, 湖南汨罗人, 博士, 讲师, 主要从事同位素水文学研究。E-mail: hymin2004@sina.com

的-70℃管道,其中水汽便冷凝出来,最后利用气体质谱仪测定其同位素丰度,该方法被称为大气水汽冷阱/稳定同位素质谱仪法。他们分析了大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化特征及与相关气象要素的关系,并指出季风活动和降水事件对水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 的影响最大。Wen等^[16,17]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,该系统的测量精度较大气水汽冷阱/稳定同位素质谱仪法有了很大的提高。采用原位连续观测系统对北京近地面大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 的观测表明同位素丰度的日变化及昼夜变化在夏季风期间明显小于其它时段、非季风期同位素的丰度与水汽含量存在着显著正相关^[17]。

研究表明,不同水汽来源和输送过程对降水中同位素也有着重要影响^[18,19]。对于不同水汽来源而言:一方面,国内学者利用 d (平衡分馏时,D和 ^{18}O 比率之间的线性关系为 $\delta\text{D}=8\delta^{18}\text{O}$, $\delta\text{D}=\delta^{18}\text{O}=0$ 代表着平均海洋水的稳定同位素浓度^[8]。由于D比 ^{18}O 具有更快的分馏速率,这样除了水体中D和 ^{18}O 比率的线性变化外,还会产生一差值。这里线性关系的差值被定义为过量氘^[8],记为 $d=\delta\text{D}-8\times\delta^{18}\text{O}$)对青藏高原地区^[20,21]、中国西南地区^[22]、南亚的新德里^[23]进行了水汽源地的判断。另一方面,余武生等^[14]、徐彦伟等^[18]、郑琰明等^[24]、吴华武等^[25]对输送至各自研究区的水汽进行了追踪,进而讨论了不同水汽源对降水中同位素的影响。不同水汽源所输送的水汽量在不同年份肯定存在着差异,那么降水中的同位素对此又有着怎样的反应,这方面的研究在国内却甚少涉及。

本研究基于实地采样以及卫星反演资料,揭示了长沙水汽、降水中同位素的季节变化特征以及两者之间的关系,并讨论了不同水汽来源及输送强度的变化对降水中同位素的影响。

1 资料与方法

自2010年1月1日起,在长沙市的湖南师范大学的气象园(28.19°N、112.93°E、海拔59 m)对大气降水事件(包括降雨、降雪)进行了采集,截至2012年12月31日,共采集水样482个,其中雨样474个,雪样8个。水样采集多在降水结束时进行,对一些降水持续时间长、降水量大的降水事件,以h

为单位增加了采样频率。由于水样有液态、固态2种,它们的采集方式也有所不同。对于液态的降雨样,直接将其装入30 mL的无色塑料瓶并密封;对于固态的雪样,先将其装入气密性佳的塑料袋中并在靠近根部处扎紧,待室温下自然融化后,再将其装入30 mL的无色塑料瓶并密封。取样时,尽量让水样装满无色塑料瓶,这是考虑到水分子间存在的范德华力液态要大于气态,这就会使水分子的运动速度液态情形下大大小于气态,这样能降低蒸发时的分馏作用。为了进一步降低水样蒸发时分馏所带来的不利影响,水样均置于冰箱的冷藏室内低温保存。从自动气象观测站记录下每个水样所对应的降水起止时间、该降水时段内的降水量。

采用美国Los Gatos Research公司研发的液态水同位素分析仪对采集的水样进行氢、氧稳定同位素的测定,结果用相对于维也纳标准平均海洋水(V-SMOW)的千分差表示:

$$\delta^{18}\text{O}_p(\text{or } \delta\text{D}_p) = (R_s/R_{\text{V-SMOW}} - 1) \times 1000 \quad (1)$$

式中 R_s 和 $R_{\text{V-SMOW}}$ 分别为水样中和维也纳标准平均海洋水中的氧(或氢)稳定同位素比率($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 或D/H),测量精度: $\delta^{18}\text{O}$ 为 $\pm 0.3\text{‰}$ 、 δD 为 $\pm 2\text{‰}$ 。

对于1 d出现多次降水及一些降水事件进行了多次采样的水样,该日降水中稳定同位素值为当日所有水样的降水量加权平均,计算公式如下:

$$\overline{\delta X_p} = \sum P_i \delta X_i / \sum P_i \quad (2)$$

式中 P_i 为一日中第 i 个水样的降水量, X 表示 ^{18}O (或D), δX_i 为该日第 i 个水样中氧(或氢)稳定同位素值。

2004年7月15日,美国国家航空航天局(NASA)发射了地球观测系统(EOS)的Aura卫星,该卫星的升交点为当地太阳时下午约1:45,其轨道为近极地太阳同步轨道,轨道高度705 km。近极地太阳同步轨道上的卫星能以固定的地方时观测地球大气,有较固定的光照条件,这对可用资料的获取、资料的接收、轨道的计算等都十分方便。对流层发射光谱仪(Tropospheric Emission Spectrometer (TES) instrument)正是搭载在Aura卫星上的四个仪器之一。TES是一个红外、高光谱分辨率傅里叶变换光谱仪(FTS),有limb(2005年5月停止工作)和nadir(俯视)2个观测模式,前者的分辨率为0.025/cm,后者的分辨率为0.1/cm,这使得它

能够分辨出各种气体的发射光谱线特征。TES 能对 H_2O 、 HDO 、 CO 、 CH_4 、 NO_2 和 HNO_3 等的形成和消亡进行全球的、三维的观测。本文采用的数据来自 nadir 模式,该模式下的一次全球观测由连续 16 个轨道组成(约 26 h),每 2 d 进行一次(为了延长仪器使用寿命,仪器工作 1 d,关闭 1 d),生成约 500~3 000 个高质量的大气 HDO 剖面,其水平扫描范围为 $5.3 \text{ km} \times 8.4 \text{ km}$ ^[26]。这里采用 TES level2 Version5 资料(下载自 <http://tes.jpl.nasa.gov/>),它生成了 67 个等压面上的 H_2O 、 HDO ,资料时长为 2010 年 3 月到 2011 年 12 月(因仪器问题,存在一些缺测值)。

TES Level 2 version5 采用了不同于 version4、version3 的反演算法,它使用的分辨率 1 100/cm 与 1 330/cm 之间几乎整个光谱区,这样就联合反演出了 H_2O 、 HDO 、 CH_4 和 NO_2 ,结果提高了反演的灵敏度以及在垂直方向的精度,如在热带以及高纬度的夏季,450~925 hPa 之间是灵敏的^[27],而之前这一范围为 500~850 hPa。同时,也看到 version5 的不确定度也有所提高,之前为 5%,现在为 7.50%^[28]。本研究分析了自由对流层(500~850 hPa),它包含了 TES 所反演的 67 个等压面中的 6 个,自下向上依次为 825 hPa、750 hPa、681 hPa、619 hPa、562 hPa、511 hPa。为了保证所用数据为来自高质量的、具有物理意义的反演,本研究选择信号自由度(Degrees-of-Freedom)大于 1.0 的反演剖面^[28]。另外,500~850 hPa 间 HDO 的整个反演值比实际值约偏大 7.50%^[28],采用下式对 HDO 进行偏差校正^[29]:

$$\ln(q_{\text{corrected}}^{\text{HDO}}) = \ln(q_{\text{original}}^{\text{HDO}}) - A_{\text{DD}}(\delta_{\text{bias}}) \quad (3)$$

这里 $q_{\text{corrected}}^{\text{HDO}}$ 为 HDO 剖面的体积混和比(vmr)、 A_{DD} 为平均核函数矩阵,在 level2 产品中均已给出。 δ_{bias} 是一与 $q_{\text{original}}^{\text{HDO}}$ 长度相等的列向量,它包含偏差校正 5.55%。经过对 HDO 进行偏差校正后, $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$ 比的精度接近 1.90%。需要注意的是偏差校正仅针对 HDO ,而不适于 H_2O 。

大气水汽中稳定氘同位素的比率($\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$)用相对于维也纳标准海洋水的千分差来表示,记为 δD_v ,其计算公式为^[30]:

$$\delta D_v = \left(\frac{R}{R_{\text{V-SMOW}}} - 1 \right) \times 1000 \quad (4)$$

式中 $R = q_{\text{HDO}}/q_{\text{H}_2\text{O}}$, $R_{\text{V-SMOW}}$ 为维也纳标准平均海洋水的同位素比率,其值取 3.1152×10^{-4} 。

大气水汽中 δD 的加权平均计为 $\overline{\delta D}_v$,其计算公式如下:

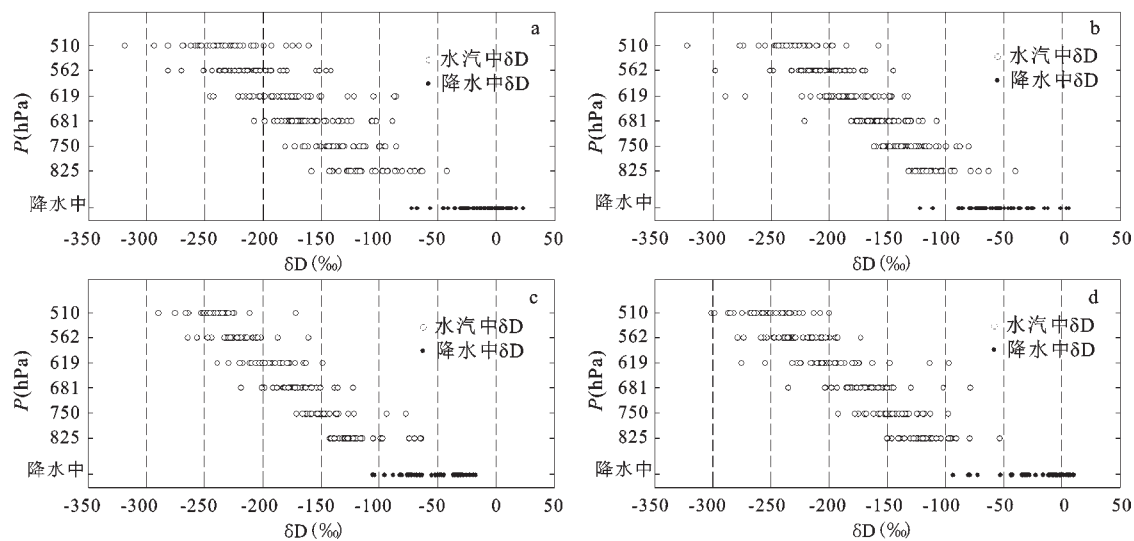
$$\overline{\delta D}_v = \sum q_{\text{H}_2\text{O}_i} \times \delta D_i / \sum q_{\text{H}_2\text{O}_i} \quad (5)$$

式中 $q_{\text{H}_2\text{O}_i}$ 和 δD_i 分别为一地第 i 次反演在某一气压层上的水汽体积混和比及与之对应的稳定同位素值。

另外,本研究利用美国海洋与大气局(NOAA)大气资源实验室 ARL (air resources laboratory) 和澳大利亚墨尔本气象研究中心联合开发的混合型单粒子拉格朗日综合轨迹模式 Hysplit,对引起每次降水的大气气团进行后溯气流模拟。驱动模型的气象场由 NCEP GDAS 全球 $1^\circ \times 1^\circ$ 的气象数据实现,每次向后追溯的时长为 96 h,起始高度分别为 5 500 m(约 500 hPa)、3 000 m(约为 700 hPa)和 1 500 m(约 850 hPa)。

2 大气水汽、降水中稳定同位素的季节变化

为了综合了解 δD_v 、 δD_p 的季节变化,将 2010 年、2011 年长沙日降水同位素以及 6 个等压面上的水汽同位素绘于图 1,同时也统计了 δD_v 、 δD_p 的季节变化范围、加权平均值及标准差(见表 1、表 2)。结合图 1、表 1、表 2 可发现长沙 δD_v 、 δD_p 的以下几个特征:① δD_v 值随高度增加而不断贫化。这是由于对流层中水汽主要来源于地球表面尤其是低纬度海洋的水分蒸发。一方面,随着高度的增加,对流活动减弱,大气中水汽含量会不断减少, δD_v 自然会贫化;另一方面,对流活动中水汽随高度增加气温降低而发生冷凝,伴随着同位素的分馏,结果使得 δD_v 不断贫化。以上两方面的综合作用使得 δD_v 随高度增加而不断贫化^[31]。② δD_v 较 δD_p 大为贫化。在中国青藏高原上的德令哈^[15]以及中纬度地区的北京^[17]也发现 δD_v 较 δD_p 要贫化。也注意到由于在德令哈、北京两地所采集的大气水汽均来自近地面,因此 δD_v 值与 δD_p 的差异没有本研究的大。通常认为,云中水汽凝结属平衡分馏过程^[32],这也被相关实验所证实^[33]。根据瑞利分馏模型,如果水汽凝结物形成后迅速从水汽中移去,那么液体(或固体)的 δ_c 和水汽的 δ_v 将发生如下变化: $\delta_c = \frac{a}{a_0} F_v^{a_0-1} - 1$, $\delta_v = \frac{1}{a_0} F_v^{a_0-1} - 1$ 。这里 a 、 a_0 、 a_m 分别对应瞬时冷凝温度 t 、初始冷凝温度 t_0 、平均温度 $((t+t_0)/2)$ 时的分馏系数, F_v 为暖湿气团的残留份



注:a.春季;b.夏季;c.秋季;d.冬季

图 1 长沙2010年、2011年大气水汽、降水中δD季节变化

Fig.1 Daily atmospheric water vapor (circles) and precipitation (dots) δD in Changsha during the period of January 2010 to December 2011

表 1 长沙2010年与2011年四季大气水汽、降水中δD的变化范围、加权平均值及标准差

Table 1 The range, mass-weighted and standard deviation of atmospheric water vapor and precipitation δD for spring, summer, autumn and winter in Changsha from Jan. 2010 to Dec. 2011

P (hpa)	春季				夏季				秋季				冬季			
	最小	最大	平均	标准差	最小	最大	平均	标准差	最小	最大	平均	标准差	最小	最大	平均	标准差
510	-318.88	-161.13	-224.91	30.53	-322.82	-157.46	-230.93	22.27	-289.36	-171.72	-243.90	17.91	-301.60	-199.96	-247.25	22.02
562	-281.99	-141.77	-202.08	29.02	-298.33	-145.37	-208.02	21.49	-264.67	-160.67	-221.93	17.28	-278.88	-173.04	-223.25	20.39
619	-245.91	-86.26	-175.59	33.16	-289.51	-132.98	-184.99	25.44	-239.09	-149.38	-195.45	17.09	-275.75	-96.94	-191.23	29.06
681	-207.59	-89.64	-151.16	27.04	-221.62	-108.00	-157.29	18.86	-218.55	-123.08	-172.46	18.38	-235.49	-78.37	-162.42	25.14
750	-181.62	-86.16	-130.74	22.27	-162.10	-80.79	-133.12	18.14	-171.19	-77.42	-144.69	18.32	-192.01	-97.27	-141.78	18.96
825	-158.60	-42.77	-104.37	25.61	-131.73	-40.81	-108.39	18.63	-142.86	-64.64	-116.12	21.19	-150.47	-53.80	-114.40	19.63
降水中	-73.49	22.47	-19.11	19.85	-122.34	5.40	-68.05	26.74	-106.08	-17.68	-67.99	23.65	-93.64	9.94	-41.32	23.91

表2 长沙各月日降水同位素的变化

Table 2 Variation of stable isotopes in daily precipitation for each month in Changsha

月份	δD(‰)					δ ¹⁸ O(‰)				
	最小	最大	平均	标准差	变差系数	最小	最大	平均	标准差	变差系数
1	-102.54	5.76	-23.76	26.18	-1.10	-14.15	-1.75	-5.54	2.91	-0.53
2	-24.06	24.28	-3.48	12.30	-3.53	-5.49	-0.25	-2.92	1.46	-0.50
3	-73.49	16.52	-14.83	23.25	-1.57	-10.61	0.24	-4.03	2.72	-0.68
4	-57.09	27.51	-8.42	18.07	-2.15	-8.09	1.24	-3.16	2.13	-0.67
5	-66.22	9.38	-20.90	19.35	-0.93	-10.38	-0.52	-4.48	2.37	-0.53
6	-111.19	5.40	-49.54	28.80	-0.58	-14.76	-0.57	-7.37	3.60	-0.49
7	-88.64	-37.43	-62.21	14.98	-0.24	-12.39	-5.33	-8.83	1.96	-0.22
8	-122.34	-37.71	-66.39	17.79	-0.27	-15.99	-5.80	-9.56	2.29	-0.24
9	-88.28	-19.52	-57.10	20.80	-0.36	-12.44	-4.31	-8.63	2.65	-0.31
10	-106.08	2.70	-50.22	30.65	-0.61	-14.89	-2.08	-8.20	3.62	-0.44
11	-52.59	-0.65	-26.79	14.88	-0.56	-8.71	-1.34	-5.44	2.22	-0.41
12	-93.64	9.94	-25.91	28.32	-1.09	-13.11	-1.22	-5.61	3.45	-0.62

额,即暖湿气团经连续冷凝降水后剩余暖湿气团水汽含量与原暖湿气团水汽含量之比^[8]。由于 $\delta_c - \delta_v = \frac{a-1}{a_0} F_v^{a_m-1}$,而分馏系数大于1,这样 δ_c 与 δ_v 之差大于0,即 δD_p 比 δD_v 富集。3) δD_p 为冬春高、夏秋低, δD_v 则表现出春夏高、秋冬低。章新平等^[34]根据东亚水汽、降水中同位素在空间分布形式大致相似进而指出 δD_p 受制于 δD_v 的大小。表1显示长沙 $\overline{\delta D_p}$ 自小到大出现季节依次为夏、秋、冬、春; $\overline{\delta D_v}$ 不同气压层上从小到大出现季节要么是秋、冬、夏、春,要么是冬、秋、夏、春。这里的观测表明冬季 δD_p 富集而 δD_v 并没有相应地表现出富集,夏季 δD_p 贫化而 δD_v 也没有相应地表现出贫化,似乎 δD_p 并未受制于 δD_v 。从Brown等^[35]的研究来看,在亚洲季风区,夏季输送水汽的气团发源的纬度、高度均比冬季要低,这样 δD_v 的初始值夏季要比冬季大为富集。尽管到达长沙的气团在沿途受到的贫化作用,夏季(由大量冷凝、云中同位素交换以及下落雨滴的蒸发等所产生)要远大于冬季(冷凝、气团下沉所产生),但由于 δD_v 的初始值的较大差异以及水汽循环周期较短,海洋蒸发的水汽能够快速、不断地补充降水造成的水汽亏损,补偿由于凝结产生的水汽同位素的贫化^[36],从而使得夏季 δD_v 比冬季富集。对于 δD_v 的贫化与富集,这里有必要介绍一种不同于瑞利分馏的机制,那就是对流、湍流能将近地面同位素富集的水汽输送到自由对流层,从而引起这里 δD_v 的富集,而下沉气流则能将高空同位素贫化的水汽引入自由对流层,从而引起这里 δD_v 的贫化^[6,35]。需要指出的是,对于季风区局地 δD_v ,局地的空气对流、湍流以及下沉对它的影响是有限的,它主要取决于水汽输送沿途的水汽过程^[35]。4) δD_v 、 δD_p 存在着非常大的波动。如 δD_p 各月变差系数的变化范围从-3.53到-0.24。进一步分析发现 δD_p 各月变差系数从小到大出现月份依次为2、4、3、1、12、5、10、6、11、9、8、7月。这表明月内 δD_p 的波动,冬春较夏秋要显著。冬春季 δD_p 大的波动可能源于以下2个原因:一是冬春气温波动大于夏秋,而气温决定着同位素分馏。如研究时段内各月日降水所对应气温的变差系数从大到小出现月份依次为:1、12、2、3、4、11、9、10、5、8、6、7月。在东亚季风区,冬春季冷空气频繁南下,往往带来大幅降温,冷空气过后则气温回升明显。二是冬春水汽来源较夏秋复杂,不同来源的

水汽本身同位素丰度存在着较大差异。

3 水汽输送与降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的关系

3.1 不同水汽源对降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的影响

下面利用Hysplit气流轨迹模型分别对2010~2012年长沙市冬、夏季所有降水事件的水汽来源路径进行了追踪(图2),以此来探讨长沙降水中同位素与水汽输送之间的可能关系。

结合图2和表1,我们可以做出如下推断:长沙冬季降水的水汽主要来源于西风带以及南下冷空气输送的大陆性气团,因大陆性气团湿度小、蒸发强,气团中的重同位素在沿途被冲刷的作用非常弱,这样降水中同位素富集;长沙夏季降水的水汽主要来源于西南季风、东南季风输送的同位素富集的海洋性气团,因海洋性气团湿度大、蒸发弱,它向大陆移动过程中,气团中的重同位素受到冲刷作用(以降水量效应最为明显)非常强,降水中同位素因而被大大贫化。另外,我们看到夏季的水汽输送轨迹更多地集中在西南季风路径上。这与中国大陆夏季水汽主要来源于印度洋,部分水汽来源于太平洋有关。研究发现经西南通道(来自印度洋)向中国大陆输送水汽的平均强度大约是东南通道(来自太平洋)的2倍,但后者的变率较大^[37]。这里来自太平洋的水汽是由西太平洋副热带高压脊西伸而引向中国大陆,由此可见,西太平洋副高对东亚季风区的水汽配额主要起到调节作用^[38]。

3.2 大气降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的环流效应

稳定水同位素的“环流效应”为谭明所提出^[38-40]。就中国季风区而言,环流效应表现为:当印度洋海水和中东太平洋海水温度偏低时(La Nina型),西太平洋副热带高压偏北东缩而弱,中国季风区内来自印度洋的水汽份额增大,由于这些水汽的输送路程很远,导致中国季风区的雨水氧同位素以及石笋氧同位素较轻;当印度洋海水和中东太平洋海水温度偏高时(El Nino),西太平洋副热带高压偏南西伸而强,中国季风区内来自印度洋的远源水汽份额减少,而来自西太平洋的水汽份额增大,由于后者输送路程较近,导致中国季风区的雨水氧同位素及石笋氧同位素较重^[38]。针对中国大气降水同位素网络采集的2005年、2006年降水同位素资料所显示的同位素值2005年小于2006年,谭明等^[38]计算了这2年夏季的水汽输送通量,结果表明:2005年远源印度洋水汽输送较强,2006年近

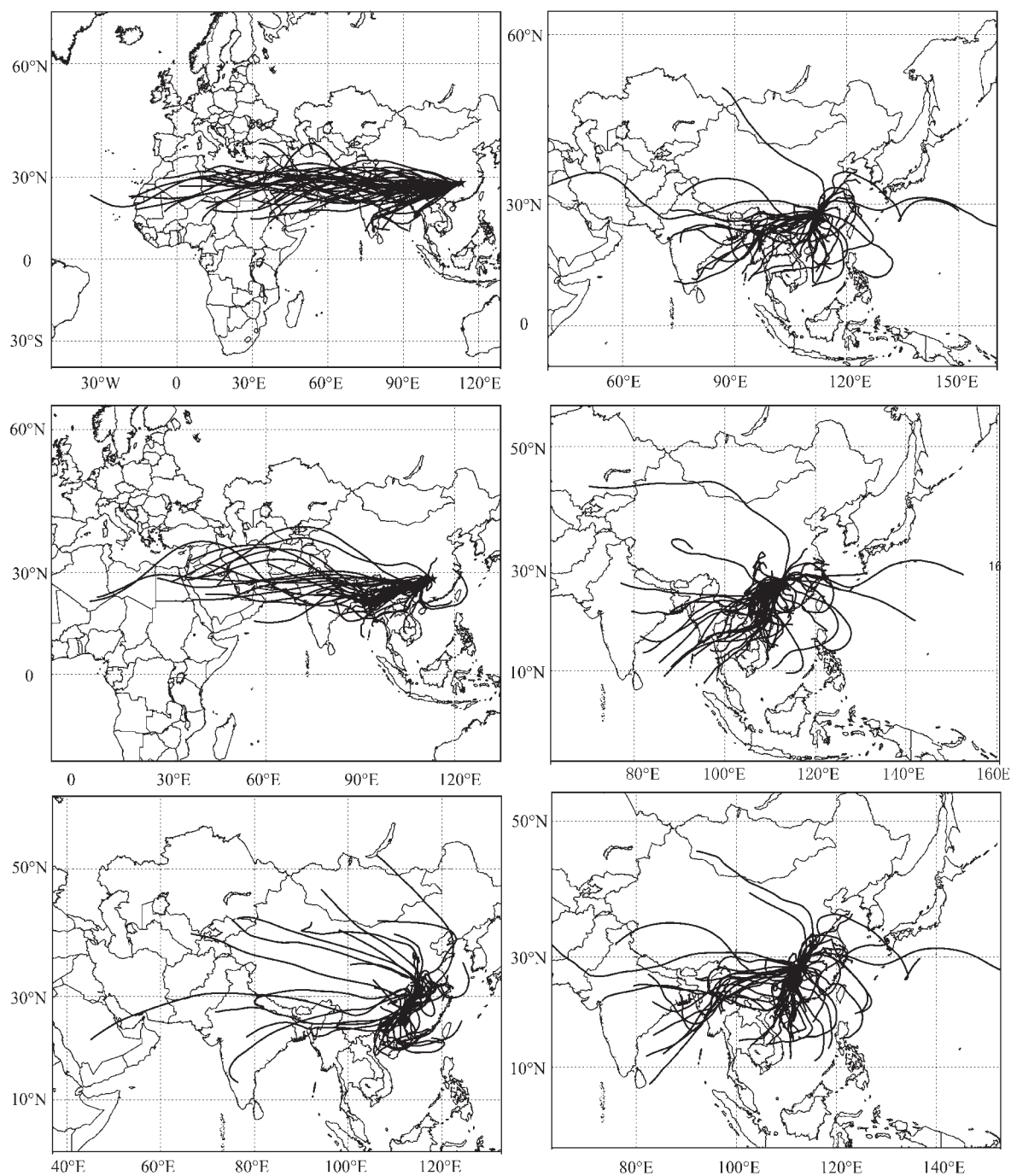


图2 长沙冬季(左)、夏季(右)降水事件水汽输送轨迹(自上至下依次高度为5 500 m、3 000 m、1 500 m)

Fig. 2 Moisture trajectories of precipitation events in Changsha during winter (left panel) and summer (right panel)

(From top to bottom the altitude as follows, 5 500 m, 3 000 m and 1 500 m)

源太平洋水汽输送较强。这也初步证明了中国季风区降水氧同位素年际变化具有“环流效应”。显然, 石笋或降水氧同位素的环流效应是一种气候变化效应^[38]。正如谭明等^[38]所指出的若能保存有“环流效应”以及其他气候变化效应的自然记录实现定量化分析, 则同位素气候学可望由此得到

长足的发展。

洞庭湖流域正好受西南季风和东南季风的共同作用, 是验证环流效应的极佳场所。表3给出了长沙2010年、2011年、2012年各年的季节及年降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的加权平均值, 同时还给出了降水量。就夏季降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 来看, 2011年最大, 2012年次之、

表 3 长沙 2010 年、2011 年、2012 年四季及全年降水中 $\delta^{18}\text{O}$

Table 3 The mass-weighted seasonal and annual precipitation $\delta^{18}\text{O}$ in Changsha during the period of Jan. 2010 to Nov. 2012

年份 (年)	春		夏		秋		冬		全年	
	$\delta^{18}\text{O}$	降水量	$\delta^{18}\text{O}$	降水量	$\delta^{18}\text{O}$	降水量	$\delta^{18}\text{O}$	降水量	$\delta^{18}\text{O}$	降水量
2010	-4.62	530.30	-10.42	604.50	-10.70	195.90	-8.25	214.80	-8.17	1545.00
2011	-4.13	238.60	-8.96	413.80	-9.74	152.25	-5.63	93.40	-7.47	897.55
2012	-5.77	813.10	-9.06	398.20	-6.79	233.90	-5.80	253.70	-6.69	1698.90

2010 年最小。据环流效应推测:2010 年,远源印度洋水汽输送强,2011 年,近源太平洋水汽输送强;2010 年,远源印度洋水汽输送强,2012 年,近源太平洋水汽输送强。我们利用 NCEP/NCAR 逐月再分析资料计算了 2010 年、2011 年、2012 年各年的夏季水汽输送场,结果见图 3(图中左边矩形大致圈出了印度洋水汽输送,右边矩形大致圈出了太平洋水汽输送)。可以看到:2010 年,西南季风所输送的远源印度洋水汽较强;2011 年,东南季风所输送的近源太平洋水汽较强。这与环流效应的推测吻合。同样,2010 年和 2012 年比较,夏季降水同位素 2010 年比 2012 年贫化,我们又看到远源印度洋水汽 2010 年要强于 2012 年,近源输送的太平洋水汽 2012 年要强于 2010 年。2011 年和 2012 年夏季降水同位素差异非常小,从图中也可看到这 2 年远源、近源水汽输送的强度差异并不明显。

4 结 论

研究基于长沙天气尺度降水中同位素以及卫星反演的同期大气水汽中同位素资料,分析了长沙大气水汽、降水中同位素的变化及两者之间的关系,水汽来源及输送强度变化对降水中同位素

的影响,得到以下结论:

1) 对长沙降水以及水汽中同位素的分析发现:大气水汽中同位素值随高度增加而降低;大气水汽中同位素较降水中同位素大为贫化;大气降水中同位素为冬春高、夏秋低,水汽中同位素则表现出春夏高、秋冬低。另外,我们发现冬春水汽、降水中同位素波动明显大于夏秋,这与冬春水汽来源复杂、气温波动大有关。

2) 对长沙天气尺度降水的水汽输送轨迹分析发现:冬季降水的水汽主要来源于西风带输送的大陆性气团,降水中同位素富集;夏季降水的水汽主要来源于西南季风、东南季风输送的海洋性气团,降水中同位素贫化。

3) 对比 2010 年、2011 年、2012 年的夏季水汽输送,可以看到:2010 年,西南季风输送的远源印度洋水汽强,东南季风输送的近源太平洋水汽弱,长沙降水中同位素表现为低值;2011 年,西南季风输送的远源印度洋水汽弱,而东南季风输送的近源太平洋水汽强,降水中同位素表现为高值。2010 年、2012 年也有着相似的特征。上述特征与降水中同位素的环流效应所做出的推测相吻合,从而再次证明了环流效应的可信性。当然,由于

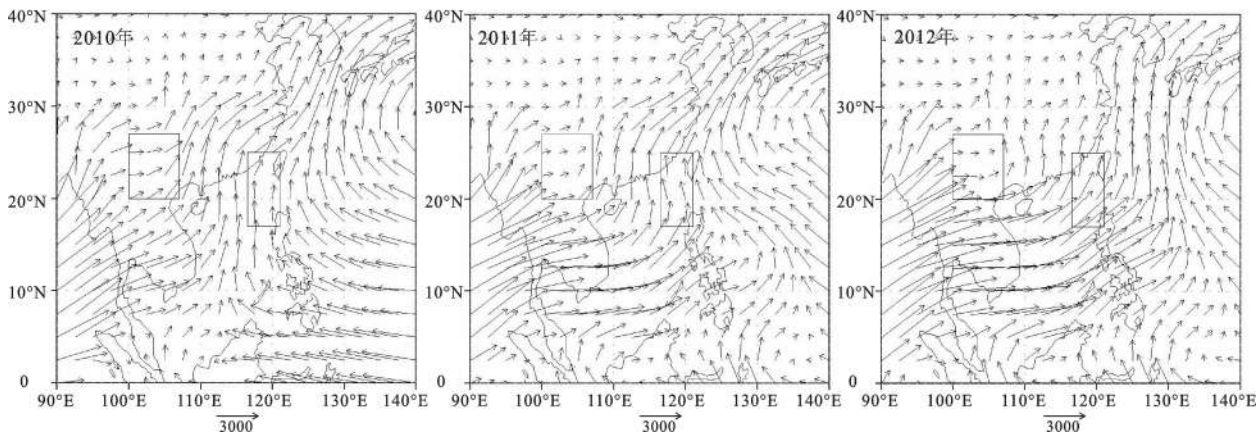


图 3 2010 年、2011 年、2013 年夏季整层大气平均水汽通量(g/s·cm)

Fig. 3 Vertically integrated moisture fluxes from surface up to 300 hPa for summer in 2010, 2011 and 2012(g/s·cm)

我们只是大致圈出了印度洋、太平洋影响长沙的水汽输送,而它们所对应范围内的水汽是否最终能在长沙形成降水,各自对长沙降水的贡献率及与降水同位素的定量关系均有待后续研究。

参考文献:

- [1] Posmentier E S, Feng X, Zhao M. Seasonal variations of precipitation $\delta^{18}\text{O}$ in eastern Asia [J]. *J. Geophys. Res.*, 2004, **109** (D23106).
- [2] Gat J R. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrological cycle[J]. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1996, **24**: 225-262.
- [3] Schmidt G A, Hoffmann G, Shindell D T, et al. Modeling atmospheric stable water isotopes and the potential for constraining cloud processes and stratosphere-troposphere water exchange [J]. *J. Geophys. Res.*, 2005, **110**(D21314).
- [4] Williams D G, Cable W, Hultine K, et al. Evapotranspiration components determined by stable isotope, sap flow and eddy covariance techniques[J]. *Agri Forest Meteorology*, 2004, **125** (3-4): 241-258.
- [5] Hoefs J. Stable isotope geochemistry[M]. Verlag Berlin Heidelberg: Springer, 2009.
- [6] Frankenberg C, Yoshimura K, Warneke T, et al. Dynamic Processes Governing Lower-Tropospheric HDO/H₂O Ratios as Observed from Space and Ground[J]. *Science*, 2009, **325**(5946): 1374-1377.
- [7] Angert A, Lee J-E, Yakir D A N. Seasonal variations in the isotopic composition of near-surface water vapour in the eastern Mediterranean[J]. *Tellus*, 2008, **60**(4): 674-684.
- [8] Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation[J]. *Tellus*, 1964, **16**(4): 436-468.
- [9] Jacob H, Sonntag C. An 8-year record of the seasonal variation of ^2H and ^{18}O in atmospheric water vapour and precipitation at Heidelberg, Germany[J]. *Tellus*, 1991, **43**(3): 291-300.
- [10] Lee X, Smith R, Williams J. Water vapour $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ isotope ratio in surface air in New England, USA[J]. *Tellus*, 2006, **58**(4): 293-304.
- [11] White J W C, Gedzelman S D. The isotopic composition of atmospheric water vapor and the concurrent meteorological situation[J]. *J. Geophys. Res.*, 1984, **89**(D3): 4937-4939.
- [12] Gat J R, Klein B, Kushnir Y, et al. Isotope composition of air moisture over the Mediterranean Sea: an index of the air-sea interaction pattern[J]. *Tellus*, 2003, **55**(5): 953-965.
- [13] Lawrence J R, Gedzelman S D, Zhang X, et al. Stable isotope ratios of rain and vapor in 1995 hurricanes[J]. *J. Geophys. Res.*, 1998, **103**(D10): 11381-11400.
- [14] 余武生, 姚檀栋, 田立德, 等. 那曲河流域季风结束前后大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化特征[J]. *科学通报*, 2006, **51**(2): 194-199.
- [15] 尹常亮, 姚檀栋, 田立德, 等. 德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 的时间变化特征[J]. *中国科学(D辑)*, 2008, **38** (6): 723-731.
- [16] Wen X-F, Sun X-M, Zhang S-C, et al. Continuous measurement of water vapor D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ isotope ratios in the atmosphere[J]. *Journal of Hydrology*, 2008, **349**(3-4): 489-500.
- [17] Wen X-F, Zhang S-C, Sun X-M, et al. Water vapor and precipitation isotope ratios in Beijing, China[J]. *J. Geophys. Res.*, 2010, **115**(D1).
- [18] 徐彦伟, 康世昌, 周石砦, 等. 青藏高原纳木错流域夏、秋季大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 与水汽来源及温度的关系[J]. *地理科学*, 2007, **27**(5): 718-723.
- [19] 余武生, 姚檀栋, 田立德, 等. 慕士塔格地区夏季降水 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度及水汽输送的关系[J]. *中国科学(D辑)*, 2006, **36**(1): 23-30.
- [20] 田立德, 姚檀栋, White J W C, et al. 喜马拉雅山中段高过量氘与西风带水汽输送有关[J]. *科学通报*, 2005, **50**(7): 669-672.
- [21] 田立德, 姚檀栋, 孙维贞. 青藏高原南北降水中 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 关系及水汽循环[J]. *中国科学(D辑)*, 2001, **31**(1): 214-220.
- [22] 章新平, 刘晶淼, 中尾正义, 等. 我国西南地区降水中过量氘指示水汽来源[J]. *冰川冻土*, 2009, **31**(4): 613-619.
- [23] 庞洪喜, 何元庆, 张忠林. 新德里季风降水中过量氘与季风水汽来源[J]. *冰川冻土*, 2005, **27**(6): 876-880.
- [24] 郑琰明, 钟巍, 彭晓莹, 等. 粤西云浮市大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 与水汽来源的关系[J]. *环境科学*, 2009, **30**(3): 637-643.
- [25] 吴华武, 章新平, 关华德, 等. 不同水汽来源对湖南长沙地区降水中 δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 的影响[J]. *自然资源学报*, 2012, **27**(8): 1404-1414.
- [26] Worden J, Bowman K, Noone D, et al. Tropospheric Emission Spectrometer observations of the tropospheric HDO/H₂O ratio: Estimation approach and characterization[J]. *J. Geophys. Res.*, 2006, **111**(D16).
- [27] Worden J, Kulawik S, Frankenberg C, et al. Profiles of CH₄, HDO, H₂O, and N₂O with improved lower tropospheric vertical resolution from Aura TES radiances[J]. *Atmos. Meas. Tech*, 2012, **5**(2): 397-411.
- [28] Worden J, Shepard D. Earth Observing System(EOS) Tropospheric Emission Spectrometer(TES) Data Validation Report (Version F06_08, F06_09 data) [R]. Herman R., Osterman G., Pasadena: Jet Propulsion Laboratory California Institute of Technology, 2012: 66-67.
- [29] Worden J, Noone D, Galewsky J, et al. Estimate of bias in Aura TES HDO/H₂O profiles from comparison of TES and in situ HDO/H₂O measurements at the Mauna Loa observatory[J]. *Atmos. Chem. Phys*, 2011, **11**(9): 4491-4503.
- [30] Worden J, Noone D, Bowman K, et al. Importance of rain evaporation and continental convection in the tropical water cycle [J]. *Nature*, 2007, **445**(7127): 528-532.
- [31] 黄一民, 章新平, 吴华武, 等. 基于 TES 数据的亚洲大气水汽中 δD 的空间分布特征研究[J]. *长江流域资源与环境*, 2012, **21** (7): 879-884.
- [32] Rozanski K, Sonntag C. Vertical distribution of deuterium in atmospheric water vapour[J]. *Tellus*, 1982, **34**(2): 135-141.
- [33] Stewart M K. Stable isotope fractionation due to evaporation and isotopic exchange of falling waterdrops: Applications to at-

- mospheric processes and evaporation of lakes[J]. J. Geophys. Res., 1975, **80**(9): 1133-1146.
- [34] 章新平, 孙治安, 关华德, 等. 东亚水循环中稳定水同位素的 GCM 模拟和相互比较[J]. 冰川冻土, 2011, **33**(6): 1274~1285.
- [35] Brown D, Worden J, Noone D. Comparison of atmospheric hydrology over convective continental regions using water vapor isotope measurements from space[J]. J. Geophys. Res., 2008, **113**(D15124).
- [36] 章新平, 张新主, 关华德, 等. 由 TES 反演的大气水汽中 δD 的时空分布特征[J]. 气象学报, 2012, **70**(6): 1367~1380.
- [37] 田 红. 中国夏季降水的水汽通道特征及其影响因子分析[J]. 热带气象学报, 2004, **20**(4): 401~408.
- [38] 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.
- [39] 谭 明. 环流效应: 中国季风区石笋氧同位素短尺度变化的气候意义——古气候记录与现代气候研究的一次对话[J]. 第四纪研究, 2009, **29**(5): 851~862.
- [40] 谭 明. 信风驱动的中国季风区石笋 $\delta^{18}O$ [J]. 第四纪研究, 2011, **31**(6): 1~12.

Seasonal Variations of Stable Isotope in Precipitation and Atmospheric Water Vapor and Their Relationship with Moisture Transportation in Changsha City

HUANG Yi-min¹, ZHANG Xin-ping², SUN Jia², HUANG Yi-bin³, WEI Nai-qiong²

- (1. Resource Environment and Tourism Management Department, Hengyang Normal University, Hengyang, Hunan 421008, China;
2. College of Resources and Environmental Sciences, Hunan Normal University, Changsha, Hunan 410081, China;
3. Equipment Trial and Training Brigade, Academy of Armored Force Engineering, Beijing 100072, China)

Abstract: In this study, the variation and relationship of stable water isotope both in precipitation and atmospheric water vapor, the influence of different moisture sources and their strength during transportation on precipitation isotopes are analyzed by using precipitation events isotope that covered a period of Jan. 2010 to Dec. 2012 in Changsha and TES retrievals of daily HDO, H₂O data from Mar. 2010 to Dec. 2011. The results show that firstly, decreasing atmospheric water vapor isotope values with increasing altitude. Secondly, comparing atmospheric water vapor with precipitation, the former is more depleted in isotope. Thirdly, precipitation isotopes values are high in winter and spring, low in summer and fall, referring to water vapor isotope, it is high in spring and summer, low in fall and winter. Fourthly, isotopes both in water vapor and precipitation have evident fluctuation. Moisture trajectories of precipitation events for summer and winter in Changsha suggest that in summer, the moisture is transported by the southwest and southeast monsoon from low latitude oceans, with high humidity, low stable isotopic ratios owing to the rainout of water vapor along the transport history. Then, in winter, the water vapor is primarily from the westerly transportation, with low humidity, high stable isotopic ratios in precipitation. Further analysis of the relationship between moisture flux and precipitation isotopes in summer Changsha confirmed that the circulation effect is credible.

Key words: Changsha; water vapor; precipitation; stable isotope; circulation effect