

中国西南地区降水中氧稳定同位素比率与相关气象要素之间关系的研究^{*}

章新平^{①**} 刘晶淼^② 孙维贞^③ 黄一民^① 张剑明^①

(① 湖南师范大学资源与环境科学学院, 长沙 410081; ② 中国气象科学研究院, 北京 100081;

③ 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000)

摘要 分析了西南地区降水中稳定同位素比率与不同高度的温度、气压、湿度的关系以及影响该地区降水中稳定同位素比率的因子。在天气尺度下, 蒙自、思茅、腾冲降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与取样时的降水量、水汽压、大气水汽总量均存在显著的负相关关系; 与各标准层(400, 500, 700, 850 hPa) 的日平均温度存在显著的负相关关系, 这个结果与中高纬度内陆区存在的显著温度效应不同。另外发现, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与各标准层大气的温度露点差 ΔT_d 存在显著的正相关关系。在年尺度下, 昆明站的年加权平均 $\delta^{18}\text{O}$ 不仅与年降水量存在一定程度的负相关关系, 并且与 500 hPa 的年平均温度存在显著的负相关关系。在夏季风异常强盛的年份, 更多来自低纬度海洋的暖湿空气通过中国的西南水汽通道向北输送, 并在沿途形成异常的强降水。异常强的凝结过程将释放更多的凝结潜热加热大气, 使降水时的大气温度升高。伴随降水量的增加, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的降低; 反之, 在夏季风异常弱的年份, 降水量小, 降水时的大气温度较低, 因此, 降水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 较高。

关键词 西南水汽通道 稳定同位素比率 降水 温度 湿度 相关关系

自然水体中的稳定同位素, 如 $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ 和 $^1\text{HD}^{16}\text{O}$, 在云物理学、气候学、水文学和古气候学研究中具有重要的应用价值 [1,2]。尽管在自然水中所占比例很小, 但它们对环境变化的响应非常敏感。降水是水循环过程中一个重要环节。降水中稳定同位素丰度的涨落与产生降水的气象过程、水汽源区的初始状态以及大尺度环流形势存在密切的联系 [3,4]。

研究表明, 在中高纬度大陆内部, 降水中稳定同位素具有显著的温度效应 [1,5], 即降水中稳定同位素比率与温度之间存在显著的正相关关系。温度效应的产生是基于这样一个事实: 大气和大气降水中稳定同位素的分馏主要受制于相变过程中的温度 [1,6,7]。利用稳定同位素比率/温度之间的简单线性关系可以对中高纬度不同沉积物中蕴含的气候信息进行合理

收稿日期: 2006-02-23; 接受日期: 2006-06-02

^{*} 国家高技术发展计划项目(批准号: 2002AA135360)和湖南省教育厅重点项目(批准号: 03C210)资助

^{**} E-mail: zxp@hunnu.edu.cn

的解释和定量的恢复^[8]。

在中低纬度海洋或季风区，尤其在亚洲季风区，降水中稳定同位素具有显著的降水量效应，即降水中稳定同位素比率与降水量之间存在显著的负相关关系。为了分析降水量效应产生的可能原因，Yapp^[9]利用了数学模拟。他认为，在对流云中，对流越强，云中被凝结的水汽越多，降水量越大，因此，由冲刷作用(rainout)引起的降水中稳定同位素的贫化越强；反之亦然。Posmentier^[10]等通过半定量模式分析后指出，由沃克环流引起的大气稳定度的季节差异可能是东亚季风区降水中稳定同位素“夏季贫化冬季富集”的主要原因。尽管Hoffmann和Heimann^[11]利用GCM模式成功地模拟了香港站(东亚季风区具有最长取样记录)降水中稳定同位素比率的季节变化，但他们未能给出影响季风区降水中稳定同位素比率变化的物理机制。Araguás^[4]等分析指出，亚洲季风区降水中稳定同位素比率变化的特征与发生在对流云中稳定同位素的被冲刷程度、降水强度、水汽再循环以及雨滴在云下与周围大气中稳定同位素成分的物质交换有密切关系。上述研究表明，季风区降水中稳定同位素比率的变化与大气环流特征以及大气中的水汽含量存在密切联系。

中国的西南地区属典型的季风气候区，降水的水汽来源以及影响降水的因素非常复杂。该地区的水汽通道汇南海、孟加拉湾、印度洋、阿拉伯海以及跨赤道气流之水汽，向长江中下游和东亚输送，强烈地影响着这些地区的季风降水^[12]。西南水汽通道上的水汽特征与亚洲季风的爆发、副热带高压环流、海陆热力强迫以及中纬度系统扰动等的动力效应密切相关，是认识中国东部及东亚旱涝异常及成因的重要因素^[13]。另外，该地区是东亚季风、南亚季风和青藏高原季风相互作用的区域，因而倍受关注。早在20世纪70~80年代，中国科学家就已经注意到该地区降水中稳定同位素比率变化的特点^[14]，并进行了实地取样。一些分析成果被古气候学者运用于东亚古季风的重建^[15]。然而，这些研究大多考虑降水中稳定同位素比率与地面气象要素之间的相关关系，注重

观测事实，对季风区降水中稳定同位素比率影响机制的研究还不够深入，且观测记录也较短。

为了分析在不同时间尺度下中国西南地区降水中稳定同位素比率的变化特征以及影响机制，特选择将云南地区作为研究区域。旨在通过对该地区降水中稳定同位素的取样分析，揭示该地区在不同时间尺度下降水中稳定同位素比率的变化特征以及及不同影响因素之间的关系，分析可能的影响机制以及降水中稳定同位素的代表性。

1 资料与方法

本研究的降水取样站分别设在蒙自(23.23°N, 103.23°E, 1301.7 m a.s.l.)、思茅(22.40°N, 101.24°E, 1302.9 m a.s.l.)、腾冲(25.01°N, 98.30°E, 1648.7 m a.s.l.)。降水取样工作均从2003年2月开始至2004年2月。该三站与IAEA/WMO基本站昆明(25.01°N, 102.41°E, 1896.8 m a.s.l.)共同构成一个菱形结构(图1)。由于这4个站均为探空站，因此，可以利用这个结构计算通过该区的水汽通量。在将近一年的降水取样中，分别在蒙自、思茅、腾冲三站获得降水样161个、141个和198个。

昆明站是中国最早进入IAEA/WMO全球同位素成分监测网的站点之一。自1986~2001年，已有13年的记录(缺1993~1995年资料)¹⁾。昆明站的稳定同位素比率资料均为月值。

由于局地大气降水中稳定同位素的分馏主要受制于大气条件，因此，作为主要影响因子，不同高度的温度、湿度和气压被考虑。

为了分析降水中稳定同位素比率与整层大气湿度状况之间的关系，蒙自、思茅、腾冲三站还分别安装了GPS水汽监测器(型号：CRS1000，瑞士生产)。该装置提供每小时一次的整层大气的水汽总量。与探空资料相比，GPS水汽监测器反演的大气水汽量具有精度高(1~2 g/cm²)、连续性强的特点^[16]。3个站的水汽监测均从2003年2月开始，分别于2003年11月、9月、11月结束。

与降水取样同步收集的地面气象资料包括取样

1) IAEA/WMO, The GNIP Data Release 3, <http://www.iaea.org/programs/ri/gnip/gnipmain.htm>. 2001

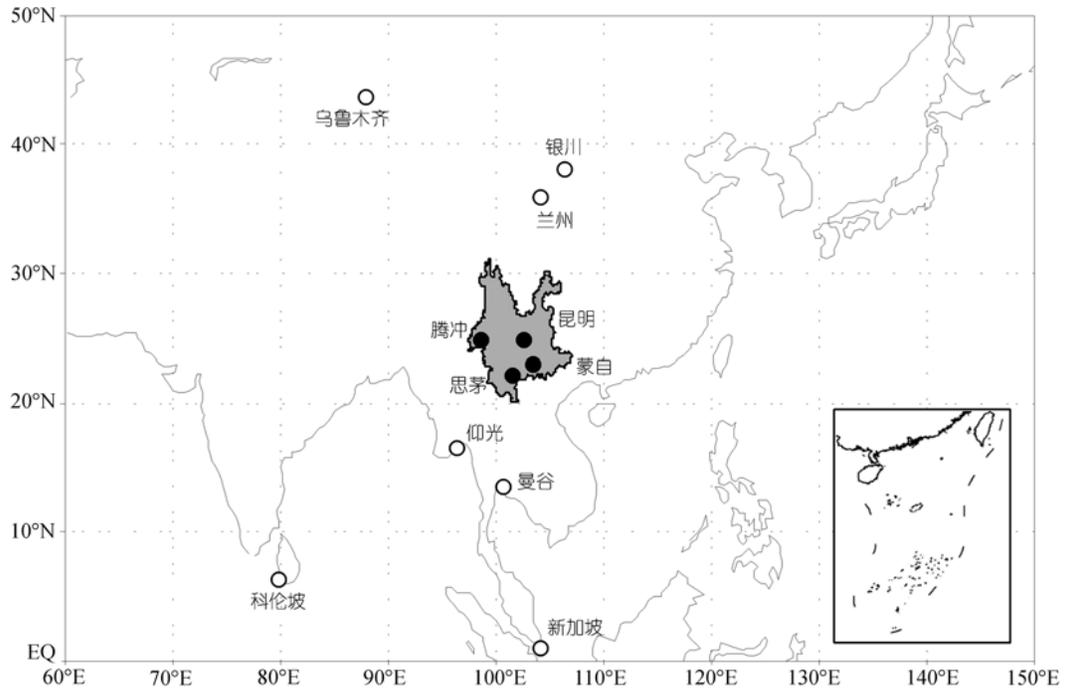


图 1 云南(阴影区)降水取样站的地理分布

时的温度、气压、湿度, 日平均温度、气压、湿度, 不同标准层(400, 500, 700, 850 hPa)探空的日平均温度、位势高度 H 和温度露点差 $\Delta T_d (=T - T_d)$, 其中 T 为气温, T_d 为露点温度)。

所有收集的降水样均密封于塑料水样瓶内并在冰柜中保存. 水样的测试分析在中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰芯与寒区环境开放实验室的 Delta-Plus 气体质谱仪上进行. 分析结果用相对于维也纳标准平均海洋水(V-SMOW)的千分差来表示:

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

式中 R_s 和 $R_{\text{V-SMOW}}$ 分别代表水样中和 V-SMOW 中的氧稳定同位素比率 $R(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})$. 测试精度为 $\pm 0.1\%$.

降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的加权平均 $\overline{\delta^{18}\text{O}}$ 为

$$\overline{\delta^{18}\text{O}} = \frac{\sum P_i \delta^{18}\text{O}_i}{\sum P_i}, \quad (2)$$

式中 $\delta^{18}\text{O}_i$ 和 P_i 分别为氧稳定同位素比率和相应的降水量。

2 天气尺度下 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化

2.1 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与取样时近地面降水量和水汽压的相关关系

图 2 显示, 3 个取样站降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与取样时的降水量、水汽压均存在一定程度的负相关关系, 它们的相关系数信度均超过 0.01. 说明该地区降水量效应和湿度效应是显著的. 其中, 各站降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与水汽压之间的相关关系最密切. 表现了大气湿度状况对降水中稳定同位素蒸发富集作用的影响. 但也应该看到, 在短时间尺度下, 受诸如凝结高度、风速、大气的稳定性、湿度以及水汽条件等气象要素的随机影响, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的离散程度较大。

2.2 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与水汽总量(PW)之间的相关关系

大气的水汽总量 PW (precipitable water)被定义为垂直气柱内所有水汽折算为液态水时的水柱高. 它代表水汽的积分总量, 同时也反映整层大气的湿

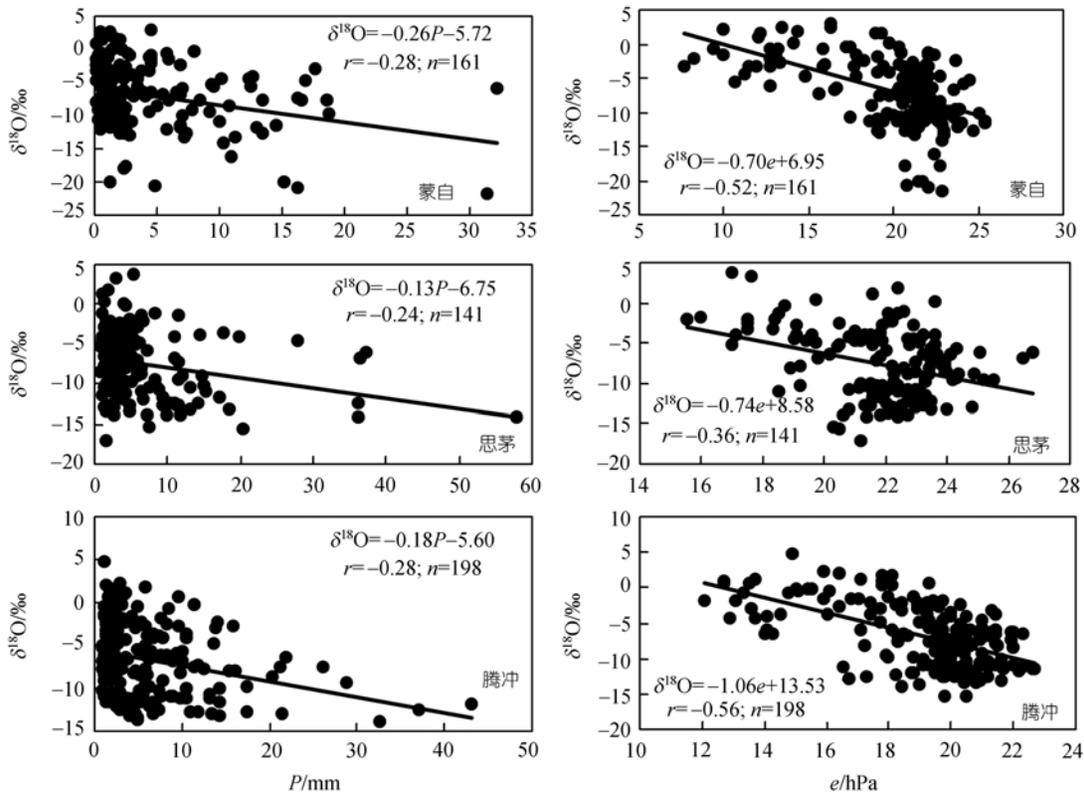


图 2 蒙自、思茅、腾冲降水中 $\delta^{18}O$ 依降水量、水汽压的相关散布

润状况. 利用安装在 3 个取样站的 GPS 水汽监测装置反演出的 PW 随时间的变化见图 3(实线). 图中 PW 的时间间隔为 1 h. 由于仪器故障的原因, 三站的数据均有不同程度的缺测.

对比 PW 与降水中 $\delta^{18}O$ 的变化, 可以看出, 二者的变化呈反位相. 在从 2 月到 5 月中旬的旱季, 伴随较低的 PW , 降水中 $\delta^{18}O$ 相对较高; 自 5 月中旬开始, 随着夏季风的到来, PW 迅速增加, 且维持在一个相对较高的水平. 与此同时, 降水中 $\delta^{18}O$ 显著降低, 并保持在一个较低的水平; 从 9 月下旬开始, 随着冬季风的南侵, 三站的 PW 先后迅速减小, 但降水中 $\delta^{18}O$ 却呈增加. 三站降水中 $\delta^{18}O$ 依取样时的 PW 的线性回归方程分别为

$$\begin{aligned} \delta^{18}O/\text{‰} &= -0.36PW/\text{mm} + 6.40, \text{ (蒙自, } r=-0.58, n=148), \\ \delta^{18}O/\text{‰} &= -0.44PW/\text{mm} + 11.34 \text{ (思茅, } r=-0.50, n=76), \\ \delta^{18}O/\text{‰} &= -0.33PW/\text{mm} + 5.46 \text{ (腾冲, } r=-0.55, n=149), \end{aligned} \quad (3)$$

上式中 r 为相关系数, n 为样本数. 与降水量效应相比,

大气湿度状况(例如大气水汽总量 PW)与降水中稳定同位素比率的相关关系更显著. 然而, 这并不意味着 PW 就是影响降水中稳定同位素比率的主要的和直接的原因. 考虑到降水中 $\delta^{18}O$ 与大气中 PW 位相上的一致性, 可以认为, 它们受相同环流条件和水汽条件的影响.

2.3 降水中 $\delta^{18}O$ 与不同高度温、压、湿的相关关系

降水及降水过程受诸如环流形势、水汽条件以及局地因素的制约. 因此, 降水中 $\delta^{18}O$ 与不同高度的环流形势、水汽条件存在相关关系. 表 1 给出了降水中 $\delta^{18}O$ 与不同标准层的温度 T 、位势高度 H 、温度露点差 ΔT_d 的相关关系. 表中 $\delta^{18}O$ 已根据公式(2)换算成日加权平均数. 该表的数据反映在监测取样期间降水中 $\delta^{18}O$ 与各要素相关关系随高度的变化. 由于位于较高的海拔高度, 蒙自和思茅的 850 hPa 实际上代表了近地面的状况. 在腾冲站, 地表面高度则在平

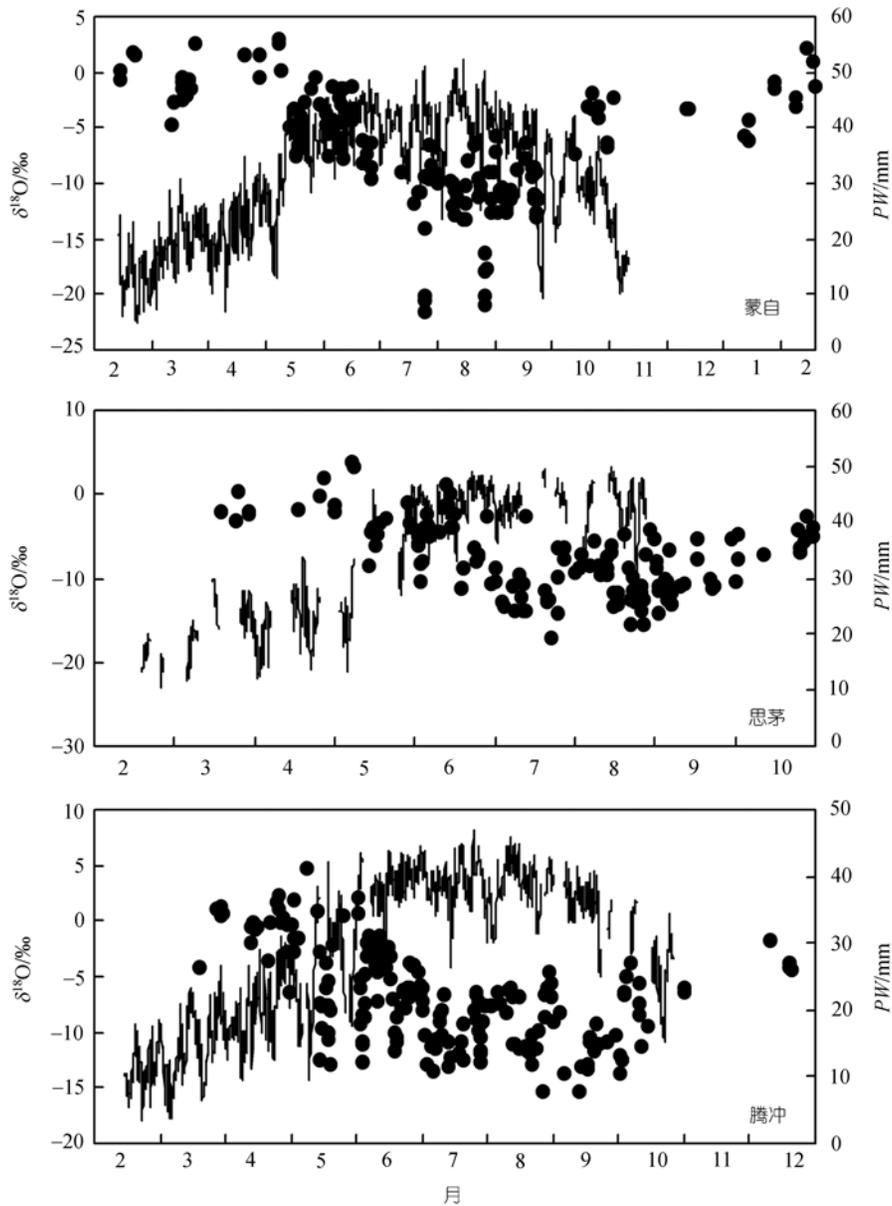


图 3 大气水汽总量 PW (实线)和降水中 $\delta^{18}O$ (离散圆点)随时间的变化

表 1 降水中 $\delta^{18}O$ 与不同等压面上温度 T 、位势高度 H 以及温度露点差 ΔT_d 之间的相关关系(括号内数值为相关系数)

	400 hPa			500 hPa			700 hPa			850 hPa		
	$d\delta/dT$	$d\delta/dH$	$d\delta/d\Delta T_d$	$d\delta/dT$	$d\delta/dH$	$d\delta/d\Delta T_d$	$d\delta/dT$	$d\delta/dH$	$d\delta/d\Delta T_d$	$d\delta/dT$	$d\delta/dH$	$d\delta/d\Delta T_d$
蒙自 $n=89$	-0.73 (-0.55)	-0.05 (-0.54)	0.52 (0.49)	-0.79 (-0.56)	-0.06 (-0.46)	0.46 (0.46)	-1.28 (-0.43)	0.03 (0.16)	1.19 (0.40)	-0.41 (-0.32)	0.04 (0.33)	1.09 (0.39)
思茅 $n=90$	-1.17 (-0.58)	-0.07 (-0.51)	0.68 (0.60)	-1.37 (-0.58)	-0.06 (-0.33)	0.69 (0.57)	-1.45 (-0.45)	0.04 (0.21)	2.08 (0.53)	-0.71 (-0.20)	0.05 (0.26)	1.62 (0.50)
腾冲 $n=121$	-0.72 (-0.52)	-0.06 (-0.63)	0.46 (0.39)	-0.84 (-0.52)	-0.08 (-0.60)	0.65 (0.44)	-1.12 (-0.53)	-0.03 (-0.16)	1.34 (0.45)			

均 850 hPa 以上。

通常，降水中稳定同位素比率与温度之间的关系最受到关注。然而，3 个取样站降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与各高度的温度均存在显著的负相关关系。尤其是在高层。这个层次大致相当于云中凝结产生的区域。这个结果与中高纬度内陆区降水存在的显著温度效应不同 [16]。二者之间的这种负相关关系并非是由温度-稳定同位素之间的分馏机制所致。这里的温度也并非是指凝结温度。

在降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与各等压面位势高度 H 的相关关系中，降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与 400 和 500 hPa 上的 H 均存在显著的负相关关系。从天气形势的发展来看，高空的 H 越低，大气的垂直对流作用越强，降水量则越多。受降水冲刷作用的影响，降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 越低；反之，高空的 H 越高，大气的垂直对流作用越弱，降水量越少，降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 越高。在 700 hPa 以下，三站降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与 H 之间显著的负相关关系均消失。上述事实说明，高空的环流形势对降水中稳定同位素比率的变化具有显著的影响。

根据表 1 还可以看到，各标准层大气的温度露点差 ΔT_d 均与降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 存在显著的正相关关系。大气中的 ΔT_d 反映大气的湿度状况。当 ΔT_d 较大时，大气干燥，降落雨滴因强的蒸发富集作用而富含重同位素；当 ΔT_d 较小时，大气湿润，降落雨滴的蒸发富集作用较轻，降水中稳定同位素比率则较低。因此，在夏季风盛行时，由夏季风携带的海洋暖湿空气不稳定能量大，易形成强的对流性天气，从而，降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 较低；在冬季风盛行时，由冬季风携带的大陆冷干空气，层结稳定，不易形成强的降水，从而，降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 较高。这在一定程度上解释了为什么降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度存在显著的负相关关系，而与 ΔT_d 存在显著的正相关关系。

3 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的季节变化

根据公式(2)将蒙自、思茅、腾冲三站降水样的 $\delta^{18}\text{O}$ 进行加权平均，并对昆明站 1986~2001 年月降水资料进行统计，得到各站月加权平均 $\delta^{18}\text{O}$ 的季节变化。图 4 给出了四站月加权平均 $\delta^{18}\text{O}$ 、月降水量、月平均温度和月平均水汽压的季节变化。

四站 $\delta^{18}\text{O}$ 的相对高值均出现在降水量少的干季，其中 $\delta^{18}\text{O}$ 的最大值出现在雨季到来之前的 4 月。随着 5 月雨季的到来，降水量、大气湿度显著增加，但降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 迅速减小。然而， $\delta^{18}\text{O}$ 的最小值并非与降水量的最大值相对应，而是分别出现在 7 月(蒙自、思茅)、8 月(昆明)和 9 月(腾冲)。随着夏季风的减弱，冬季风加强，降水量、大气湿度显著减小，降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 增大。由此看来，降水量并非是产生降水量效应的直接原因。这是一个复杂的问题，或许它的产生与环流的变化 [10] 以及水汽源的变化 [4] 有关。它们的变化将直接影响输送的水汽中稳定同位素比率的变化。例如，在雨季，由于陆地流入到海洋中的淡水逐渐增多，以及由于雨季期间大量具有较低稳定同位素比率降水的注入，海洋表面水被稀释，稳定同位素成分变轻，从而导致之后蒸发的水汽和降水中稳定同位素成分也变轻。这是一个渐变的过程。海洋中 $\delta^{18}\text{O}$ 的最低值可能出现在夏末秋初。另外，在雨季后期，当来自海洋水汽的输送减弱时，降水的水汽更多地来自陆地的蒸腾。尽管降水量已经大大减少，但降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 仍在减小。这是因为，蒸腾产生的水汽来自前期具有较低的稳定同位素比率的降水，它们不产生分馏。当这些水汽再次形成云雨时，二次凝结分馏使得降水中稳定同位素进一步被贫化。

4 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的年内变化

降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的年内变化特征对于分析解释和恢复沉积物中的气候环境信息具有重要的意义。由于蒙自、思茅、腾冲站的取样时间仅有一个年周期，因此，具有相对较长取样序列的昆明站被作为分析该地区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 年内变化特征的基本站。

在年尺度下，昆明站的年加权平均 $\delta^{18}\text{O}$ 与近地面年平均气温和年平均温度露点差不存在显著的相关关系，但与年降水量存在负相关关系，二者的相关系数为 -0.44，接近 0.1 的信度水平。这表明，该地区年平均 $\delta^{18}\text{O}$ 值的大小在一定程度上指示降水量多少。图 5 给出了昆明站年加权平均 $\delta^{18}\text{O}$ 和年降水量的变化。

与地面的情形不同，昆明站的年加权平均 $\delta^{18}\text{O}$ 与 500 hPa 的年平均温度的变化相反(见图 6)。二者相

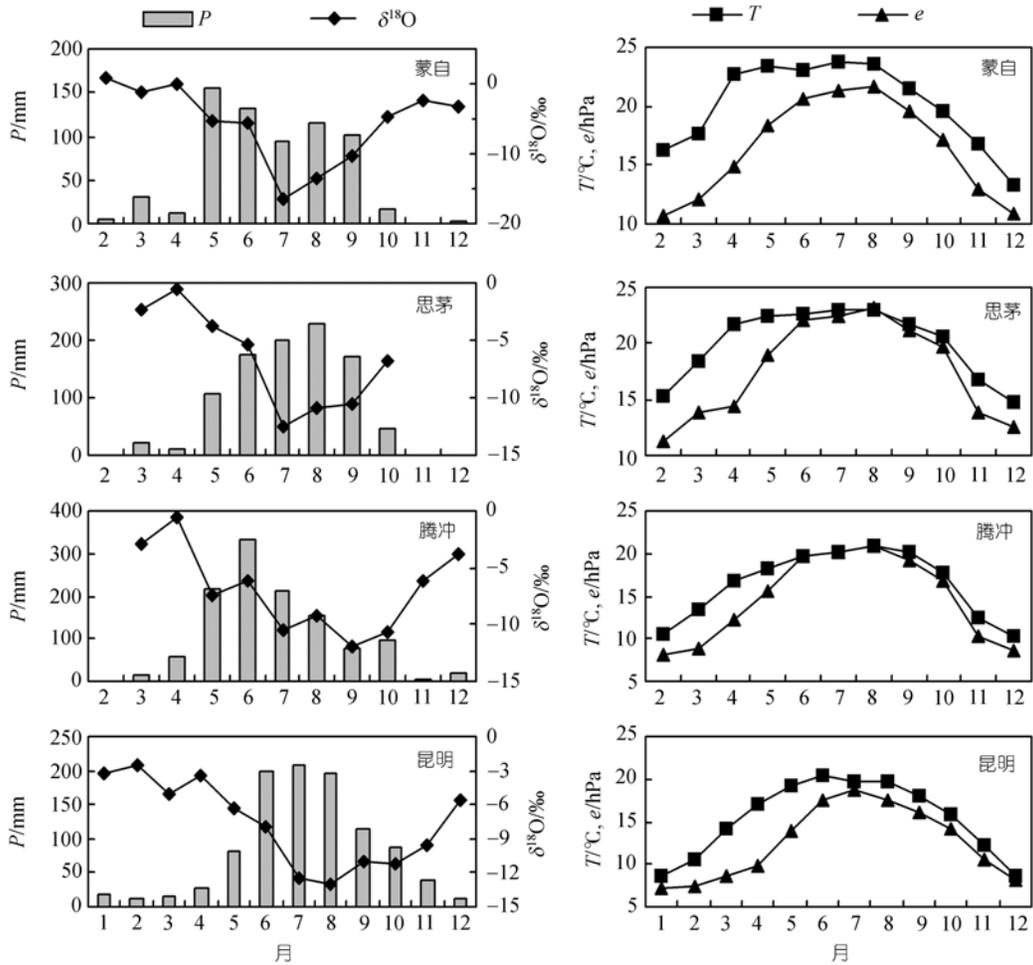


图 4 蒙自、思茅、腾冲和昆明站月加权平均 $\delta^{18}\text{O}$ 、月降水量、月平均温度和月平均水汽压的季节变化

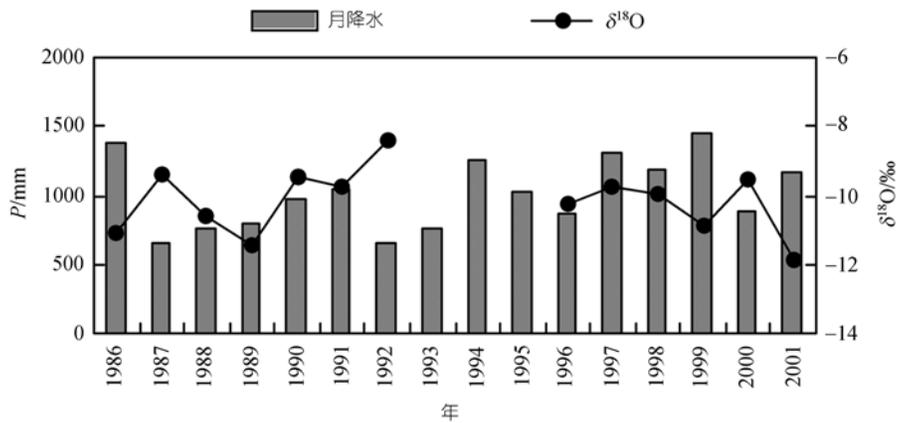


图 5 昆明站年加权平均 $\delta^{18}\text{O}$ 和年降水量的逐年变化

关系数为-0.71，达到 0.01 的显著水平：

$$\delta^{18}\text{O}/\text{‰} = -1.11T/\text{°C} - 17.22, r = -0.71. \quad (4)$$

利用逐步回归方法对平均 $\delta^{18}\text{O}$ 的年变化进行回归分析. 在所有上面所提到的地面和 500 hPa 的备选因子中, 仅 T_{500} 作为筛选的因子被选入方程. 该方程实际上是 $\delta^{18}\text{O}$ 与 T_{500} 之间的一元线性回归方程, 即公式(4). 根据该回归方程拟合的年加权平均 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化(图 6 中的虚线)与平均 $\delta^{18}\text{O}$ 的实际变化有很好的-一致性.

分析表明, 无论是在天气尺度条件下(表 1)还是在月尺度条件下(图 4), 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度和降水量均存在一定程度上的负相关关系. 这是季风区降水稳定同位素效应的一个特点. 然而, 在年尺度下, 如在图 5 和 6 中所显示的那样, 这种显著的负相关关系依然存在.

在对所有具有探空记录、位于东亚季风区、属于中国的 IAEA/WMO 取样站的月 $\delta^{18}\text{O}$ 和月平均 T_{500} 进行相关分析后发现(由于大部分站降水取样数较少, 不便进行年平均值的相关分析), 各站月 $\delta^{18}\text{O}$ 与月平均 T_{500} 均存在显著的负相关关系. 平均而言, 纬度较低地区的负相关关系好于纬度较高的地区, 且 $\delta^{18}\text{O}$ 随 T_{500} 的变化率($d\delta^{18}\text{O}/dT_{500}$)也较大(见表 2). 类推对昆明站所作的分析, 其他各站在年尺度下的 $\delta^{18}\text{O}$ 与 T_{500} 也应存在显著的负相关关系, 即季风区降水中年加权平均 $\delta^{18}\text{O}$ 与 500 hPa 年平均温度存在显著的负相关关系.

表 2 位于东亚季风区的中国取样站月 $\delta^{18}\text{O}$ 与 500 hPa 月平均温度之间的相关关系

站点	位置	海拔高度/m	$d\delta/dT_{500}$	r	n
海口	20.02°N; 110.21°E	18.0	-1.33	-0.60	57
香港	22.19°N; 114.10°E	66.0	-0.83	-0.56	137
广州	23.10°N; 113.20°E	4.2	-0.73	-0.53	30
昆明	25.01°N; 102.41°E	1896.8	-0.80	-0.65	112
桂林	25.19°N; 110.18°E	166.2	-0.66	-0.72	93
福州	26.05°N; 119.17°E	85.4	-0.31	-0.41	71
贵阳	26.35°N; 106.43°E	1074.3	-0.52	-0.58	58
长沙	28.12°N; 113.05°E	45.7	-0.33	-0.52	57
武汉	30.37°N; 114.08°E	27.0	-0.17	-0.34	50
成都	30.40°N; 104.01°E	507.3	-0.37	-0.46	68
南京	32.00°N; 118.48°E	12.5	-0.15	-0.37	58

根据上述分析, 可以做简单的推论: 在丰水年, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 较低; 而在枯水年, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 较高. 由于季风区年降水量与 500 hPa 年平均气温之间存在正相关关系(图 5 与图 6 比较), 昆明站降水中年平均 $\delta^{18}\text{O}$ 与 500 hPa 年平均气温应存在负相关关系. 实际分析也的确如此. 因此, 当年平均 T_{500} 异常高时, 降水中年平均 $\delta^{18}\text{O}$ 较低; 反之, 当年平均 T_{500} 异常低时, 降水中年平均 $\delta^{18}\text{O}$ 较高. 这种关系与中高纬度的情形完全相反.

高空的温度状况某种程度上代表气团的性质. 在夏季风异常强盛的年份, 更多来自低纬度海洋的暖湿空气通过中国的西南水汽通道向北输送, 并在沿途形成异常的强降水. 异常强的凝结过程将释放

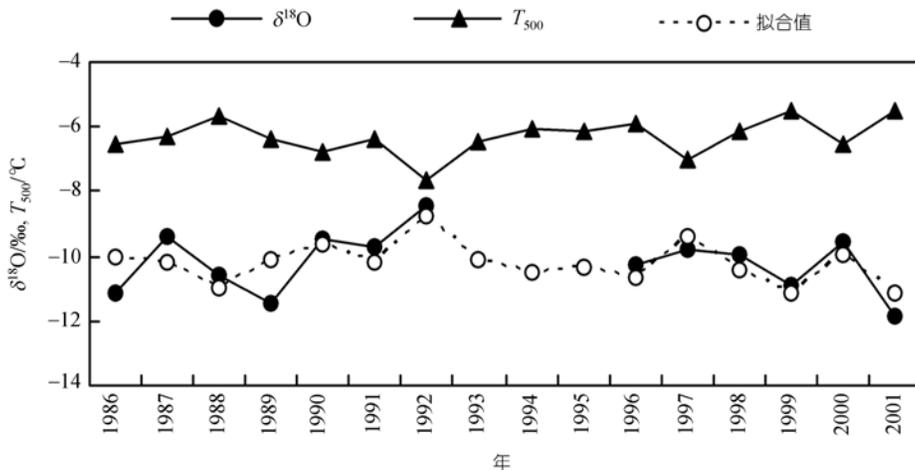


图 6 昆明站年加权平均 $\delta^{18}\text{O}$ 与年平均 T_{500} 的逐年变化

更多的凝结潜热加热大气,使降水时的大气温度升高,降水的增加导致降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的降低;反之,在夏季风异常弱的年份,降水量小,降水时的大气温度较低,因此,降水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 较高。

鉴于本文的取样站点还比较少,资料序列的长度有限,因此,季风区降水中稳定同位素比率的代表性有待于作进一步的研究。

5 结语

受大气中各种影响因素的影响,降水中稳定同位素比率也具有周期性变化。这种变化或者与温度季节变化一致,表现为温度效应,或者与降水量季节变化相反,表现为降水量效应^[1,17]。然而,这些现象的发生并非意味着温度和降水量是产生温度效应和降水量效应的直接和唯一的原因。

在中低纬度海洋和季风区,夏季风盛行时的降水中稳定同位素明显被贫化,而冬季风盛行时降水中稳定同位素明显被富集。这种分布形式与水汽来源有关。有人认为,季风区夏季风盛行时重同位素被贫化是由于海洋水汽在长途输送过程中经历了较大的分馏和多次冷凝过程,剩余水中的稳定同位素比率较低,从而导致降水中稳定同位素比率较低^[15,18]。既然如此,为什么在冬季风盛行时,降水中稳定同位素比率不会因为同样的原因降低?又有人认为,来自海洋的水汽中的重同位素比率高,而来自大陆性气团的水汽中的稳定同位素比率高^[19]。让我们来分下面一组简单的统计数据:同样是来自海洋水汽的凝结,位在西南水汽通道和源区的新加坡、科伦坡、曼谷和仰光,11~4月的平均 $\delta^{18}\text{O}$ 分别为-6.84‰, -3.89‰, -3.94‰和-4.85‰;而长期受大陆性气团控制的中国西北地区同期降水中的平均 $\delta^{18}\text{O}$ 很低。例如,乌鲁木齐,兰州、银川11~4月降水中的平均 $\delta^{18}\text{O}$ 分别为-16.18‰, -14.4‰, -9.44‰^[20,21],明显低于前4个站。因此并非是海洋性气团水汽中的稳定同位素比率低于大陆性气团水汽中的稳定同位素比率。

根据计算,在平均条件下,从低纬度海洋蒸发的水汽,初始凝结时的 $\delta^{18}\text{O}$ 约为-1.50‰^[2]。实际上,大部分低纬度取样站降水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 均低于这个数值^[20]。说明降水不是初始凝结的产物。在动力对流过程中,

初始凝结的小水滴可被强上升气流带至高层。通过与在低温条件下凝结的具有低 $\delta^{18}\text{O}$ 值的小水滴的碰并,变成大水滴,掉出云底变成降水。对流越强,小水滴变成大水滴所经历的冷凝过程越长,掉出云底的雨滴越大,降水越强,降水中的稳定同位素比率就越低。

雨滴从云底到地面同样经历稳定同位素的分馏过程^[21]。如果大气湿润,降落雨滴中的稳定同位素蒸发富集作用较轻,到达地面的降水中的稳定同位素比率将保持较低的水平;如果大气相对干燥,降落雨滴中的稳定同位素蒸发富集作用较重,到达地面的降水中的稳定同位素比率将增大。这也是全球降水中稳定同位素比率的最大值往往出现在干旱区和干季的重要原因之一。

综上所述,可以得到下面的结论:

(1) 位于中国西南地区的蒙自、思茅、腾冲3个取样站降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与取样时的降水量、水汽压、大气水汽总量均存在显著的负相关关系,说明该地区降水量效应和湿度效应是显著的。

(2) 蒙自、思茅、腾冲三个取样站降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与各标准层(400, 500, 700, 850 hPa)的日平均温度存在显著的负相关关系,这个结果与中高纬度内陆区存在的显著温度效应不同。此外,各标准层大气的温度露点差 ΔT_d 均与降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 存在显著的正相关关系。高空的环流形势对降水中稳定同位素比率的变化具有显著的影响。

(3) 降水量并非是产生降水量效应的直接原因。降水量效应的产生与大气环流的变化以及水汽来源有关。

(4) 在年尺度下,昆明站的年加权平均 $\delta^{18}\text{O}$ 不仅与年降水量存在一定程度的负相关关系而且与500 hPa的年平均温度存在显著的负相关关系。气团的物理性质是使降水中稳定同位素比率发生变化的一个可能原因。

参 考 文 献

- 1 Danssaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 1964, 16(4): 436—468
- 2 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 Geophys Res*, 2005, 110, doi: 10.1029/2005JD005790
- 3 Sturm K, Hoffmann G, Langmann B, et al. Stable water isotopes in precipitation: a regional circulation modeling approach. *Hydrol Process*, 2005, 19: 3425—3444[DOI]
 - 4 Araguás-Araguás L, Froehlich K, Rozanski K. Stable isotope composition of precipitation over southeast Asia. *J Geophys Res*, 1998, 103: 28721—28742[DOI]
 - 5 章新平, 姚檀栋. 全球降水中氧同位素比率的分布特点. *冰川冻土*, 1994, 16(3): 202—210
 - 6 Rozanski K, Araguas L, Gonfiantini R. Relation between long-term trends of oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate. *Science*, 1992, 258: 981—985
 - 7 Zhang X P, Yao T D, Liu J M, et al. Simulations of stable isotopic fractionation in mixed cloud in middle latitudes-taking the precipitation at Urumqi as an example. *Adv Atm Sci*, 2003, 20(2): 261—268
 - 8 Thompson L G, Yao T D, Thompson E M, et al. A high-resolution millennial record of the south Asian monsoon from Himalayan Ice Cores. *Science*, 2000, 289: 1916—1919[DOI]
 - 9 Yapp C J. A model for the relationship between precipitation D/H ratios and precipitation intensity. *J Geophys Res*, 1982, 87: 9614—9620
 - 10 Posmentier E S, Feng X H, Zhao M X. Seasonal variations of precipitation $\delta^{18}\text{O}$ in eastern Asia. *J Geophys Res*, 2004, 109, D23106, doi:10.1029/2004JD004510
 - 11 Hoffmann G, Heimann M. Water isotope modeling in the Asian monsoon region. *Quat Int*, 1997, 37: 115—128
 - 12 段旭, 距建华, 肖子牛, 等. 云南气候异常物理过程及预测信号的研究. 北京: 气象出版社, 2000. 1—23
 - 13 徐祥德, 陶诗言, 王继志, 等. 青藏高原——季风水汽输送“大三角扇型”影响域特征与中国区域旱涝异常的关系. *气象学报*, 2002, 60(3): 257—266
 - 14 于津生, 虞福平, 刘德平. 中国东部大气降水中氢氧同位素组成. *地球化学*, 1987, 16(1): 22—26
 - 15 卫克勤, 林瑞芬. 论季风气候对中国雨水同位素组成的影响. *地球化学*, 1994, 23(1): 33—41
 - 16 Bevis M, Businger S, Herring T A. GPS meteorology: remote sensing of atmospheric water vapor using the global positioning system. *J Geophys Res*, 1992, 97(D14): 15787—15801
 - 17 Zhang X P, Liu J M, Tian L D, et al. Variations of $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation along vapor transport paths. *Adv Atm Sci*, 2004, 21(4): 562—572
 - 18 卫克勤, 林瑞芬, 王志祥. 北京地区降水中的氘、氧 18 氘含量. *中国科学, B 辑*, 1982, (8): 754—757
 - 19 何元庆, 姚檀栋, 杨梅学, 等. 玉龙山白水 1 号冰川区大气降水-冰雪-水文系统内 $\delta^{18}\text{O}$ 研究的新结果. *冰川冻土*, 2000, 22(4): 391—393
 - 20 章新平, 中尾正义, 姚檀栋, 等. 青藏高原及其毗邻地区降水中稳定同位素成分的时空变化. *中国科学, D 辑*, 2001, 31(5): 353—361[摘要]
 - 21 Zhang X P, Liu J M, He Y Q, et al. Humidity effects and its influences on seasonal distribution of precipitation $\delta^{18}\text{O}$ in monsoon regions. *Adv Atm Sci*, 2005, 22(2): 271—277