

# 青藏高原东部玉树降水中稳定同位素季节变化与水汽输送

田立德<sup>①②\*</sup>, 马凌龙<sup>①</sup>, 余武生<sup>①</sup>, 刘忠方<sup>①</sup>, 尹常亮<sup>②</sup>, 赵中平<sup>①</sup>, 唐威<sup>①</sup>, 王瑜<sup>②</sup>

① 中国科学院青藏高原研究所环境变化与地表过程实验室, 北京 100085;

② 中国科学院冰冻圈科学国家重点实验室, 兰州 730000

\* E-mail: [ldt@itpcas.ac.cn](mailto:ldt@itpcas.ac.cn)

收稿日期: 2008-01-28; 接受日期: 2008-05-12

国家重点基础研究发展计划(编号: 2005CB422002)、国家自然科学基金(批准号: 40671043, 40571039)和国家自然科学基金创新群体(批准号: 40121101)资助

**摘要** 青藏高原东部玉树降水中稳定同位素的季节变化特征与青藏高原南部的西南季风区和北部的内陆地区有显著不同, 降水中  $\delta^{18}\text{O}$  波动幅度大季节变化特征不明显. 降水中稳定同位素变化的差异反映了水汽来源变化的差异. 通过降水中稳定同位素的空间对比以及结合 NCAR/NCEP 再分析数据研究了形成该地区降水的水汽来源变化与降水中稳定同位素之间的关系. 研究发现青藏高原东部降水的水汽来源受夏季西南季风直接带来的水汽以及北部内陆与局地蒸发水汽的共同影响; 水汽来源以西南季风为主, 但西南季风的输送强度较青藏高原南部地区偏弱, 而北方的大陆水汽输送与局地水汽增强. 其结果导致夏季玉树降水中  $\delta^{18}\text{O}$  波动幅度增加, 而季节变化特征减弱.

**关键词**

青藏高原  
玉树  
降水  
稳定同位素  
水汽输送

水中稳定同位素的分馏机理已认识得十分清楚<sup>[1-4]</sup>. 随着研究的不断深入, 人们越来越意识到, 降水中稳定同位素不仅受制于瑞利分馏导致的几个效应, 而且局地降水中的稳定同位素成分受水汽来源、水汽输送过程中的降水事件以及当地降水的气象条件共同影响<sup>[5,6]</sup>. 这就为利用降水中稳定同位素的时空差异来研究水汽来源提供了一种方法.

从整个东亚来看, 来自于印度洋的西南季风, 来自于西太平洋的东南季风以及西风带的水汽输送都会对降水中稳定同位素产生不同的影响<sup>[7-9]</sup>. 过去在青藏高原降水中稳定同位素的研究表明, 青藏高原北部地区  $\delta^{18}\text{O}$  受气温变化控制<sup>[10-12]</sup>, 而南部降水受西南季风的影响与北部降水中  $\delta^{18}\text{O}$  出现时显著的时空差异. 这些差异与大尺度大气环流所驱动的水汽

输送相关<sup>[6,12-15]</sup>. 因此由于水汽来源与输送过程的不同所导致的降水中稳定同位素的变化可能会影响冰芯气候记录. 从季节与年际尺度上来看, 青藏高原不同地区降水与冰芯中稳定同位素与气温变化之间的关系显著不同<sup>[14]</sup>. 其次, 开展青藏高原不同地区降水中稳定同位素与水汽来源关系研究也是青藏高原冰芯研究不断发展的需要. 青藏高原的冰芯研究在中国西部取得了许多突破性研究进展<sup>[16-23]</sup>. 近几年的冰芯研究空间范围不断扩展, 在青藏高原东部的唐古拉山与念青唐古拉山也开展了冰芯研究工作<sup>[24]</sup>. 了解这些冰芯研究地区的水汽来源, 以及对降水中稳定同位素的影响, 无疑对于解释这些地区的冰芯定年以及稳定同位素记录, 以及冰芯记录的区域差异都至关重要.

青藏高原南北地区降水中稳定同位素季节变化特征明显. 受夏季西南季风降水影响, 青藏高原南部降水中稳定同位素变化具有典型的春季高夏季低的特征 [14,25,26], 而在高原北部,  $\delta^{18}\text{O}$  受气温效应控制, 夏高冬低 [11,12,14]. 但在青藏高原东部的玉树降水中氧稳定同位素季节变化特征不显著. 而且降水中稳定同位素与气温只存在微弱的关系 [27]. 本文通过与典型西南季风区拉萨降水中稳定同位素的比较以及降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的空间变化特征, 结合 NCAR/NCEP 数据分析讨论了不同水汽输送对于青藏高原东部玉树降水中稳定同位素季节变化的影响.

### 1 玉树概况与资料来源

玉树(33°01'N, 97°01'E, 3681m a.s.l.)位于青藏高原的东部边缘, 长江的上游通天河流域内, 其北侧是高大的巴颜喀拉山山脉. 玉树属于高寒气候区, 年均气温只有 3℃. 年降水量可达 482 mm, 但 93% 的降水集中在夏季的 5~10 月份.

我们从 2000 年底启动了玉树降水稳定同位素样品的收集工作, 收集了每次降水事件的样品. 降水水样的收集与气象站降水量的测定同步. 降水停止后, 立刻收集一个降水水样, 避免因降水水样蒸发而导致水样中稳定同位素发生分馏. 对于液态降水, 将直接倒入塑料瓶中, 并立刻密封. 对于降雪等固态降水, 等雪样在室温下完全融化后再倒入塑料瓶密封. 本文利用了玉树 2001~2002 年 2 个连续完整年降水氧稳定同位素数据.

氧稳定同位素是在中国科学院冰冻圈科学国家重点实验室用 Delta Plus 气体质谱仪完成的. 测量一批 24 个水样中包括了 5 个标准水样和 1 个对比标准水样.  $\delta^{18}\text{O}$  测量的最后结果的误差小于 0.2‰. 测量结果  $\delta^{18}\text{O}$  表示如下:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{R_{\text{样品}} - R_{\text{VSMOW}}}{R_{\text{VSMOW}}},$$

其中  $R_{\text{样品}}$  为测量水样的  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  比率, 而  $R_{\text{VSMOW}}$  为测量的 Vienna 标准海洋水的  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  比率.

本文中利用了 NCAR/NCEP 提供的每日 4 次的再分析数据, 并计算了玉树在特定气压高度上的格点水汽通量  $F$ . 这里格点水汽通量  $F$  是指空气的比湿与不同风向的风速的乘积, 反映一个地区不同高度水汽输送的强度.

## 2 结果与讨论

### 2.1 玉树降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的季节变化特征

根据以前在青藏高原其他区域进行的降水中稳定同位素研究结果, 青藏高原南北部地区由于受不同的水汽输送过程的影响, 降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的季节变化完全不同. 如图 1 所示, 为青藏从南到北 5 个站点多年降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的季节变化特征. 位于喜马拉雅山南坡的聂拉木, 降水集中于春季与夏季. 由于春夏季水汽来源的差异, 降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的季节变化表现为春季高而夏季低. 向北到拉萨与那曲, 降水主要集中于夏季, 降水中  $\delta^{18}\text{O}$  主要表现为 5~6 月的高值与随后季风降水的低值. 沱沱河降水中  $\delta^{18}\text{O}$  整体上表现为冬季低而夏季高, 但在夏季仍可以监测到西南季风所导

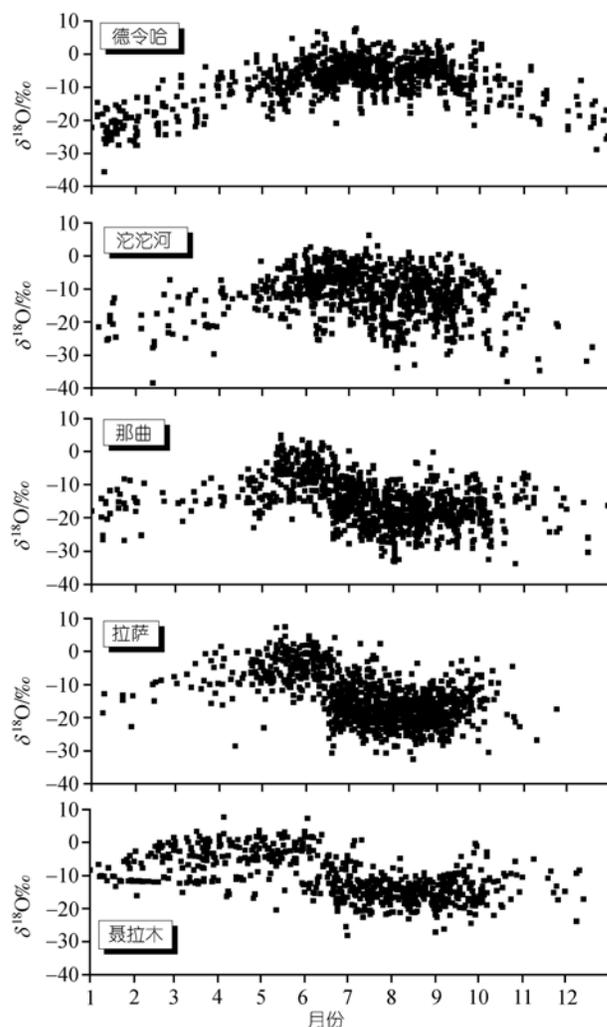


图 1 青藏高原从南到北降水中  $\delta^{18}\text{O}$  季节变化特征的渐变过程

致的 8 月份降水中  $\delta^{18}\text{O}$  低值. 而位于青藏高原的东北部的德令哈, 降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的季节变化以夏高冬低为特征, 主要受“温度效应”的控制. 以上可以看出, 从南向北, 青藏高原降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的季节变化可以清楚地反映西南季风影响从强到弱的渐变过程.

玉树位于图 1 中青藏高原南北剖面的东侧. 从玉树连续两年降水事件中  $\delta^{18}\text{O}$  随时间变化特征来看(图 2), 玉树降水中  $\delta^{18}\text{O}$  季节变化特征总体不明显, 与青藏高原南北降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的季节变化特征都不同. 第一, 季风期与非季风期降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的波动幅度基本上处于相同水平, 整体上没有表现出显著的季节变化趋势. 其次, 在雨季, 降水中  $\delta^{18}\text{O}$  仍出现几次波动,  $\delta^{18}\text{O}$  波动幅度很大, 降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的高值低值并存, 这与青藏高原南部季风降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的夏季低值不同.

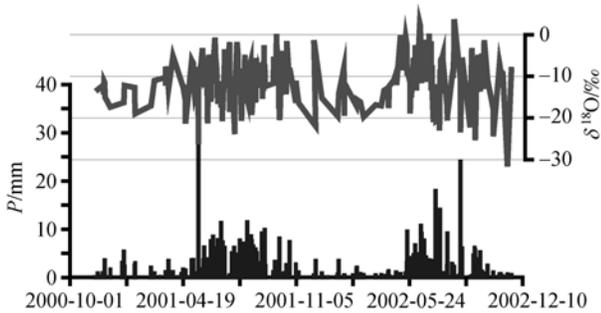


图 2 玉树 2001~2002 年历次降水中  $\delta^{18}\text{O}$  与降水量随时间变化

### 2.2 玉树降水中稳定同位素与典型西南季风降水中稳定同位素的季节变化对比

水中稳定同位素是水循环过程中一种天然的示踪剂, 相近的水汽来源与传输过程会造成不同地区

降水中稳定同位素相似的时间变化. 因此, 比较不同地点降水中  $\delta^{18}\text{O}$  随时间变化的异同, 可以研究两地水汽来源与水汽输送的差异.

通过与典型西南季风区拉萨同期降水中  $\delta^{18}\text{O}$  变化的比较(图 3)可以看出, 在季风活动期间, 玉树降水中  $\delta^{18}\text{O}$  在短时间的天气尺度上的波动方向与拉萨一致. 这表明玉树降水与拉萨降水在很大程度上受到了相同的天气系统的影响, 造成了两地之间降水中的  $\delta^{18}\text{O}$  发生同步波动. 但从两地  $\delta^{18}\text{O}$  的总体幅度上看, 两者的差异仍是十分明显的. 在季风暴发之前, 玉树降水中  $\delta^{18}\text{O}$  基本上与拉萨处于同一水平甚至于低于拉萨, 而在西南季风活动期间, 玉树降水中  $\delta^{18}\text{O}$  系统上显著高于同期拉萨降水中  $\delta^{18}\text{O}$ . 两地海拔高度相近, 因此两地季风期间降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的显著空间差异表明了两地形成降水的水汽来源的差异.

### 2.3 玉树水汽输送与降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的关系

这种水汽来源及水汽输送过程的差异可能通过比较不同地点水汽通量的变化来讨论. 我们计算了玉树 500 hPa 高度的径向与纬向格点水汽通量随时间的变化, 并与降水中的  $\delta^{18}\text{O}$  进行对比. 同时, 我们也给出了典型季风区拉萨降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的时间变化以及相应格点水汽通量.

我们用 NCAR/NCEP 提供的每日 4 次的基于气压层再分析数据, 计算了格点水汽通量. 在纬向, 正值代表向东方向的水汽输送; 而在经向, 正值代表向北的水汽输送. 图 4, 5 分别为计算的 2001~2002 年经向(图 4)和纬向(图 5)玉树与拉萨 500 hPa 格点水汽通量  $F$  对比, 同时也给出了对应的降水中  $\delta^{18}\text{O}$  随时间变化.

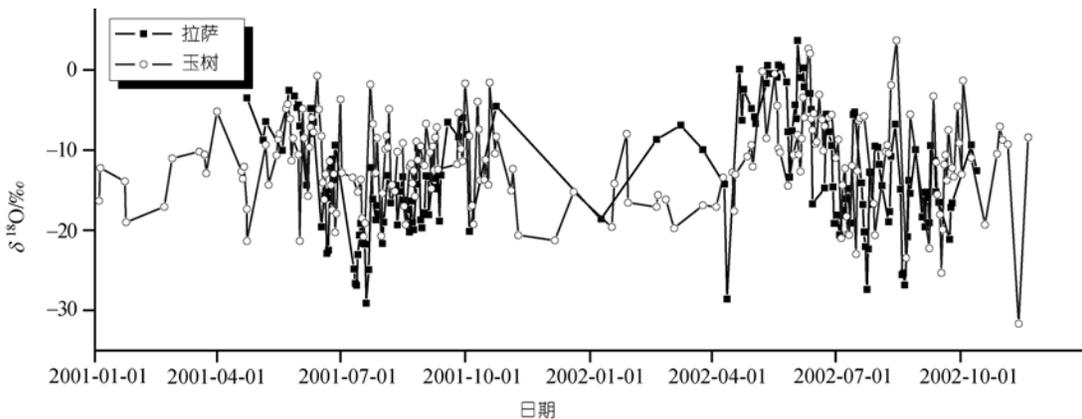


图 3 2001~2002 年玉树与拉萨日降水中  $\delta^{18}\text{O}$  随时间变化比较

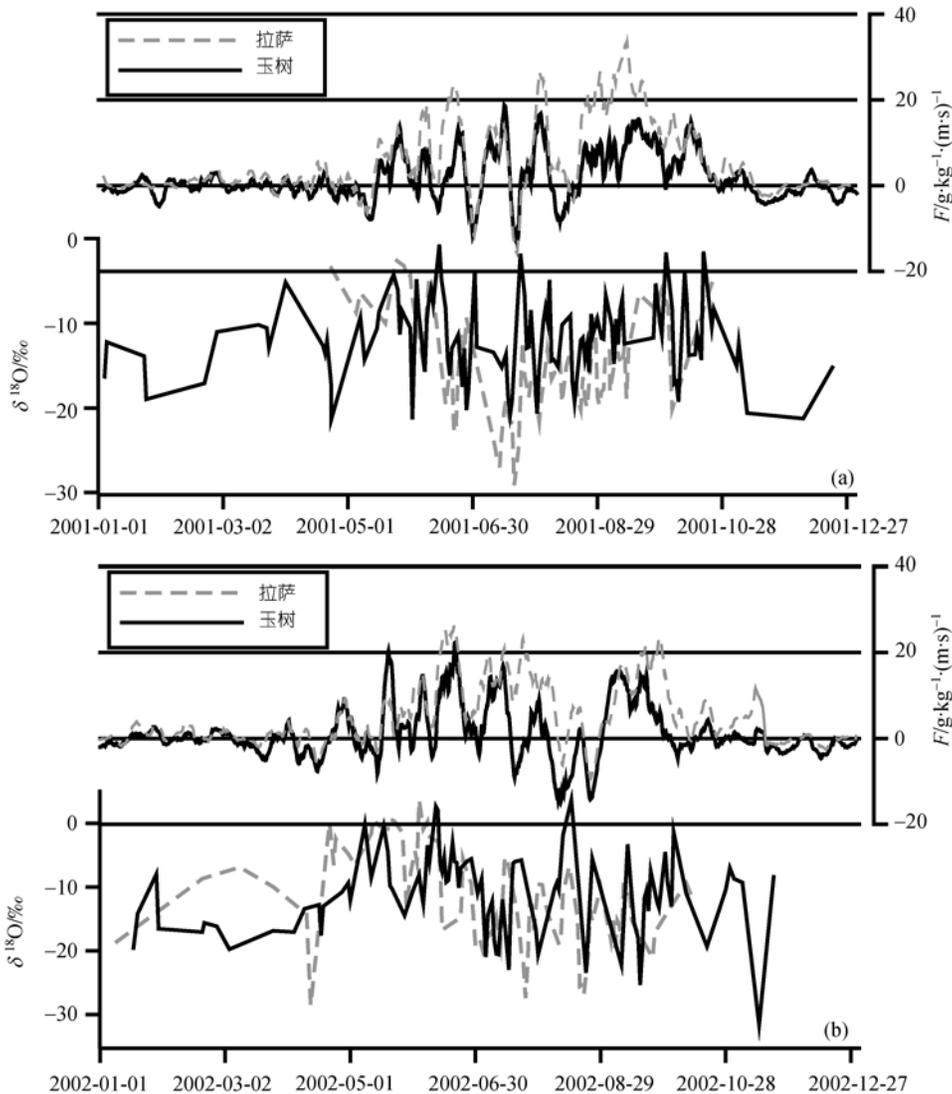


图 4 2001~2002 年玉树与拉萨降水中  $\delta^{18}\text{O}$  以及经向格点水汽通量  $F$  对比

图中格点水汽通量进行了 21 点滑动平均, 正值代表向北的水汽输送, 而负值代表向南的水汽输送

从图 4 经向格点水汽通量的变化可以看出, 玉树与拉萨两点的波动方向相近. 冬季南北向水汽输送很少, 水汽输送主要发生在夏季. 季风降水阶段, 主要以南风的水汽输送为主但波动较大, 期间的季风间断期出现南风水汽输送减弱的阶段, 甚至转变为北风的水汽输送. 这种相似性表明了影响两地降水的天气系统是相似的. 此外, 可以看出, 玉树的 500 hPa 格点经向水汽输送总体低于拉萨, 表明玉树受季风水汽输送的影响较拉萨为弱.

比较水汽通量与降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的变化可以看出,

水汽输送过程与降水中  $\delta^{18}\text{O}$  波动关系十分显著. 玉树与拉萨夏季降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的极高值几乎全部对应于格点经向水汽通量的最低值, 即北风的水汽输送峰值. 只是有时降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的变化可能滞后于水汽输送过程的变化, 这可能是由于水汽的输送过程与降水过程之间有一短的时间差. 其次, 玉树受西南季风的水汽输送的影响减弱, 对应于玉树降水中较高的  $\delta^{18}\text{O}$ . 此外, 北风的水汽输送对玉树降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的影响更为显著, 使玉树降水中  $\delta^{18}\text{O}$  显著高于同期拉萨降水中  $\delta^{18}\text{O}$ . 其结果使得雨季玉树降水中  $\delta^{18}\text{O}$  波

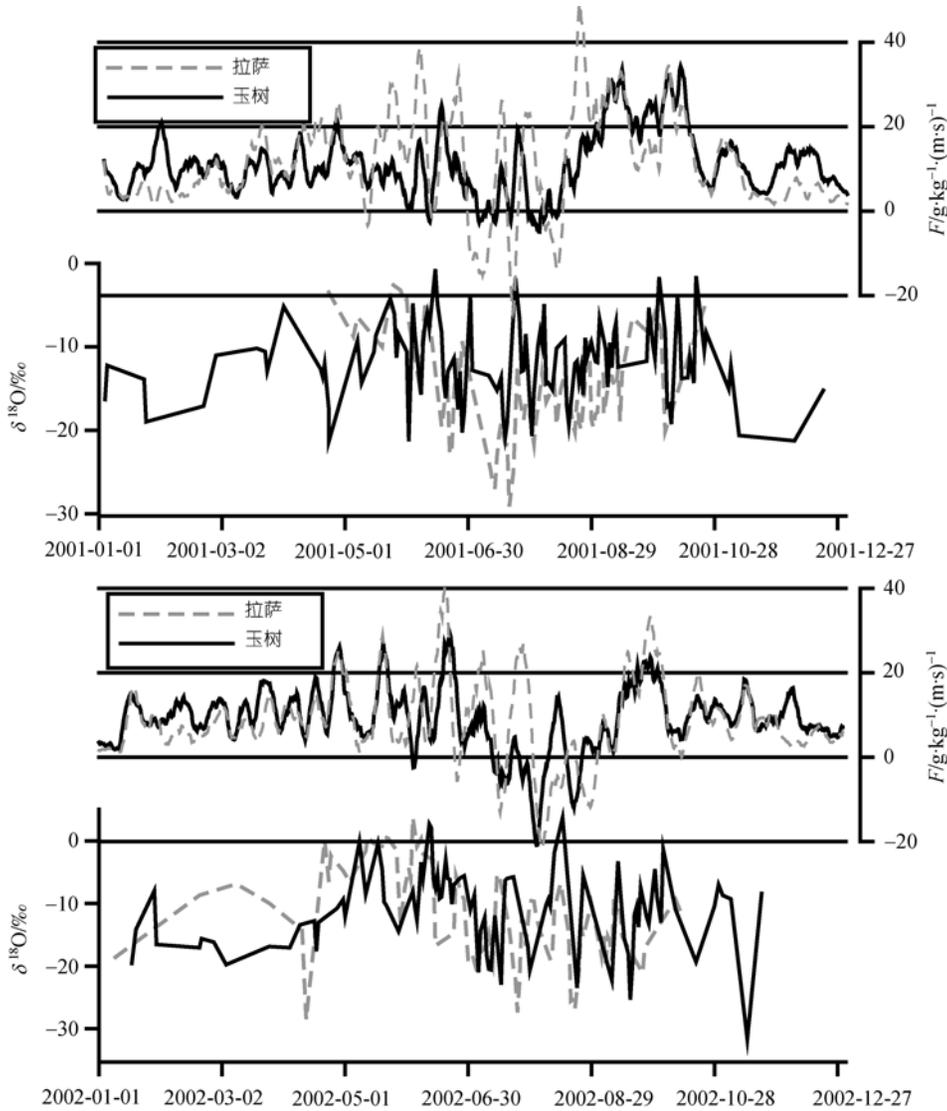


图5 2001~2002年玉树与拉萨降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 以及纬向格点水汽通量 $F$ 对比  
图中说明与图4相同,但这里正值代表向东的水汽输送,而负值代表向西的水汽输送

动幅度远大于拉萨。

两地降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 相近的时间变化也存在例外。在2002年7月15~30日,两地降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 出现显著的相反变化趋势(图4(b)),玉树降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 出现极高值,而拉萨为极低值。通过对比两地格点水汽通量可以看出,这一段时间两地水汽通量出现相反的变化趋势,这是造成两地降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 出现如此差异的原因。

以上的比较可以看出,南北向的水汽输送与玉树降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 天气尺度的波动有密切的关系。但从

空间变化上看,由于两地相处的纬度不同,受西南季风的影响程度不同,玉树降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 受西南季风的影响减弱,玉树更多地受到了北方大陆性水汽与局地蒸发水汽的影响,表现在降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 显著高于同期拉萨降水。

纬向格点水汽通量(图5)的季节变化没有经向格点水汽输送的季节变化强烈,西风水汽输送占主导地位。从全年来看,径向水汽输送与降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化无明显对应关系。但夏季季风期波动相对较大,主要是出现了几次西风减弱事件,甚至出现东风水汽输

送. 结合图 4, 5 的结果可以看出, 图 5 中的东风水汽输送都对应于图 4 中的北风水汽输送, 并且图 5 中经向格点水汽通量最低值一般对应于夏季降水中  $\delta^{18}\text{O}$  极高值. 因此, 图 4, 5 中水汽输送通量实际反映了研究地区以西南向与东北向为主导的水汽输送过程. 而这两个主导方向的水汽输送过程决定了当地降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的波动.

从以上的分析可以看出, 虽然水汽来源变化不是影响降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的唯一因素, 但显然水汽输送方向的改变对玉树降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的季节变化有显著影响. 从时间变化上看, 不同方向的水汽输送过程的相互作用决定了降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的波动. 偏北方向输送的大陆性水汽形成的降水  $\delta^{18}\text{O}$  较高, 而西南季风带来的水汽形成的降水  $\delta^{18}\text{O}$  较低. 在空间变化上, 玉树地理位置更偏东北方向. 由于受地理位置的影响, 虽然玉树夏季降水的水汽来源受西南季风的影响明显, 但受偏北方向内陆水汽的影响加大.

这种不同水汽来源对玉树降水中稳定同位素的影响, 也表现在青藏高原西南-东北剖面上 5 个站点(拉萨、那曲、玉树、沱沱河和德令哈)同期夏季降水中  $\delta^{18}\text{O}$  权重值的空间变化上(表 1). 由于海拔高度影响到降水中  $\delta^{18}\text{O}$  值, 我们按照 0.23‰/100m 的梯度把从表 1 的  $\delta^{18}\text{O}$  测量结果校正到拉萨的海拔高度. 而这种校正后的  $\delta^{18}\text{O}$  值更能反映不同站点形成降水的水汽中  $\delta^{18}\text{O}$  的空间状况. 从校正后的结果可以看出, 从青藏高原西南到东北夏季降水中  $\delta^{18}\text{O}$  呈现逐渐升高的趋势. 玉树降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的值介于拉萨与德令哈之间, 比拉萨高出 4.6‰, 而比德令哈低 6.1‰. 这表明虽然玉树与拉萨的年降水量相近, 但形成降水的水汽来源存在显著不同. 玉树降水除了受西南季风直接带来的水汽的影响之外, 来自于北方内陆水汽影响也很大. 来源于青藏高原北部内陆水汽中的  $\delta^{18}\text{O}$  偏高, 这与干旱区内陆地表水的蒸发有关. 干旱区的

内陆水循环过程, 特别地表水的蒸发过程会改变大气水汽中的稳定同位素组成, 使  $\delta^{18}\text{O}$  升高. 如果以拉萨夏季降水中  $\delta^{18}\text{O}$  代表西南季风直接水汽输送的贡献水平, 而德令哈夏季降水中  $\delta^{18}\text{O}$  代表青藏高原北部内陆地区水汽输送的贡献水平. 则从夏季降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的空间分布可以初步估计出, 玉树夏季(7~9 月)降水的水汽约 60%左右直接来源于西南季风的输送, 而内陆的水汽以及局地水汽的影响约占 4 成左右. 但是从降水中稳定同位素的空间变化来精确地估算不同地点水汽来源所占比例, 需要对陆地表面水循环过程中的稳定同位素变化有一个准确的认识, 而目前我们对这一过程仍认识不足.

表 1 所示的玉树与拉萨降水中绝对值的差异, 显然也不是水汽源地的远近所造成的. 因为“大陆性效应”的结果是距水汽源地越远, 降水中  $\delta^{18}\text{O}$  越低. 而这里的结果与这一效应相反.

### 3 结论

青藏高原东部玉树降水中稳定同位素季节变化趋势不显著, 既没有表现出高原南部典型季风降水区的春高夏低的  $\delta^{18}\text{O}$  变化特征, 也不同于青藏高原北部降水中  $\delta^{18}\text{O}$  夏高冬低的季节变化. 通过与典型季风区拉萨降水中同期稳定同位素的比较, 以及比较水汽输送通量的时间变化, 可以得出以下的结论:

青藏高原东部玉树地区降水中  $\delta^{18}\text{O}$  季节波动受季风波动的影响显著. 南北向水汽输送的变化与玉树降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的波动有直接的相关性. 玉树降水中极低值受西南季风的影响; 而在季风活动间断期其极高值受偏北方向的大陆性水汽输送或当地来源水汽影响. 不同水汽交替相互作用, 使得玉树降水中  $\delta^{18}\text{O}$  产生大的波动. 尤其是玉树的降水受偏北风的水汽输送加强, 使雨季降水中  $\delta^{18}\text{O}$  波动幅度较大, 减弱了玉树降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的季节变化趋势.

从空间变化上看, 由于玉树位于西南季风影响较偏北的位置, 相对青藏高原南部地区受季风影响减弱, 夏季降水中  $\delta^{18}\text{O}$  平均值介于典型西南季风区与北部内陆区之间. 稳定同位素的变化表明了该地区除了西南季风的直接水汽输送之外, 内陆水汽及当地水汽的贡献占有相当大的比重.

表 1 青藏高原西南-东北剖面 2001~2002 年夏季(7~9 月)降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的空间变化

站点	拉萨	那曲	玉树	沱沱河	德令哈
$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	-18.43	-18.87	-13.91	-12.74	-6.19
校正 $\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	-18.43	-16.90	-13.84	-10.71	-7.73

致谢 审稿专家提出修改意见, 特此致谢.

## 参考文献

- 1 Dansgaard W. Stable Isotope in precipitation. *Tellus*, 1964, 14(4): 436—468
- 2 Jouzel J, Merlivat L. Deuterium and oxygen 18 in precipitation, modeling of the isotope effects during snow formation. *J Geophys Res*, 1984, 89: 11749—11757 [\[DOI\]](#)
- 3 Merlivat L, Jouzel J. Global climate interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation. *J Geophys Res*, 1979, 84(C8): 5029—5033 [\[DOI\]](#)
- 4 Rozanski K, Araguas-Araguas L, Gonfiantini R. Relation between long-term trends of oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate. *Science*, 1992, 258: 981—985 [\[DOI\]](#)
- 5 Schoch-Fischer H, Rozanski K, Jacob H, et al. Hydrometeorological factors controlling the time variation of D,  $^{18}\text{O}$  and  $^3\text{H}$  in atmospheric water vapour and precipitation in the northern westwind belt. *International Symposium on Isotope Hydrology in Water Resources Development*, Isotope Hydrology, 1984. 3—31
- 6 Rozanski K, Araguas-Araguas L, Gonfiantini R. Isotopic patterns in modern global precipitation. In: Swart P K, Lohmann K C, McKenzie J, et al, eds. *Climate Change in Continental Isotopic Records*. American Geophysical Union, 1993. 1—36
- 7 Araguas-Araguas L, Froehlich K, Rozanski K. Stable isotope composition of precipitation over southeast Asia. *J Geophys Res*, 1998, 103(D22): 2872—2874 [\[DOI\]](#)
- 8 Zhang X P, Liu J M, Tian L D, et al. Variations of  $\delta^{18}\text{O}$  in Precipitation along Vapor Transport Paths. *Adv Atmos Sci*, 2004, 21(4): 562—572 [\[DOI\]](#)
- 9 章新平, 田立德, 刘晶森, 等. 沿三条水汽输送路径的降水中  $\delta^{18}\text{O}$  变化特征. *地理科学*, 2005, 25(2): 190—196
- 10 Yao T D, Masson V, Jouzel J, et al. Relationships between  $\delta^{18}\text{O}$  in precipitation and surface air temperature in the Urumqi River Basin, East Tianshan Mountains, China. *Geophys Res Lett*, 1999, 26(23): 3473—3476 [\[DOI\]](#)
- 11 Yao T D, Thompson L G, Mosley-Thompson E, et al. Climatological significance of  $\delta^{18}\text{O}$  in north Tibetan ice cores. *J Geophys Res*, 1996, 101(D23): 29531—29537 [\[DOI\]](#)
- 12 章新平, 施雅风, 姚檀栋. 青藏高原东北部降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的变化特征. *中国科学 B 辑*, 1995, 25(5): 540—547
- 13 Aizen V, Aizen E, Melack J, et al. Isotope measurements of precipitation on central Asian glaciers (southeastern Tibet, northern Himalayas, central Tien Shan). *J Geophys Res*, 1996, 101(D4): 9185—9196 [\[DOI\]](#)
- 14 Tian L D, Yao T D, Schuster P F, et al. Oxygen-18 Concentrations in recent precipitation and ice cores on the Tibetan Plateau. *J Geophys Res*, 2003, 108, D9 [\[DOI\]](#)
- 15 Tian L D, Yao T D, MacClune K, et al. Stable isotopic variations in west China: A consideration of moisture sources. *J Geophys Res*, 2007, 112(D10112) [\[DOI\]](#)
- 16 Thompson L G, Mosley-Thompson E, Davis M E, et al. Holocene-Late Pleistocene climate ice core records from Qinghai-Tibetan Plateau. *Science*, 1989, 246(4929): 474—477 [\[DOI\]](#)
- 17 姚檀栋, Thompson L G. 敦煌冰芯记录过去 5 ka 温度变化. *中国科学 B 辑*, 1992, (10): 1089—1093
- 18 Thompson L G, Yao T D, Davis M E, et al. Tropical climate instability: the Last Glacial Cycle from a Qinghai-Tibetan ice core. *Science*, 1997, 276(5320): 1821—1825 [\[DOI\]](#)
- 19 姚檀栋. 末次冰期青藏高原的气候突变——古里雅冰芯与格陵兰 GRIP 冰芯对比研究. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1999, 29(2): 175—184
- 20 姚檀栋, Thompson L G, 施雅风, 等. 古里雅冰芯中末次间冰期以来气候变化记录研究. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1997, 27(5): 247—252
- 21 姚檀栋, 郭学军, Thompson L G, 等. 青藏高原冰芯过去 100 年  $\delta^{18}\text{O}$  记录与温度变化. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2006, 36(1): 1—8
- 22 Kang S C, Mayewski P A, Qin D H, et al. Glaciochemical records from a Mt. Everest ice core: relationship to atmospheric circulation over Asia. *Atm Environ*, 2002, 36: 3351—3361 [\[DOI\]](#)
- 23 Wang N L, Thompson L G, Davis M E, et al. Influence of variations in NAO and SO on air temperature over the northern Tibetan Plateau as recorded by  $\delta^{18}\text{O}$  in Manlan Ice Core. *Geophys Res Lett*, 2003, 30(22): 1—5
- 24 康世昌, 张拥军, 秦大河, 等. 近期青藏高原长江源区急剧升温的冰芯证据. *科学通报*, 2007, 52(4): 457—462
- 25 田立德, 姚檀栋, Numagti A, 等. 青藏高原南部季风降水中稳定同位素波动与水汽输送过程有关. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2001, 31(增刊): 214—220
- 26 章新平, 刘晶森, 孙维贞, 等. 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. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2006, 36 (9): 850—859
- 27 Yu W S, Yao T D, Tian L D, et al. Oxygen-18 isotopes in precipitation on the eastern Tibetan Plateau. *Ann Glaciol*, 2006, 43: 263—268 [\[DOI\]](#)