

高分辨率洞穴石笋稳定同位素应用之一*

——京津地区 500 a 来的气候变化—— $\delta^{18}\text{O}$ 记录

李红春 顾德隆 Lowel D. Stott

(Department of Earth Sciences, University of Southern California, Los Angeles, CA90089-0740, USA)

陈文寄

(国家地震局地质研究所, 北京 100029)

摘要 气候变化可记录在洞穴石笋氧同位素值中. 当气候湿冷, 降雨量越大, 年平均气温越低时, $\delta^{18}\text{O}$ 值越负; 当气候干热时, $\delta^{18}\text{O}$ 值越正. 北京石花洞年轻石笋的氧同位素记录显示了京津地区的降雨量有一个 30~40 a 的变化周期. 降雨量增加时期分别以 1985, 1955, 1910, 1880, 1840, 1800, 1760, 1730, 1690, 1660, 1630, 1560, 和 1530 a 为中心. 在 1 620~1 900 a 之间, 京津地区的气温低于 500 a 以来的平均气温, 对应于小冰期事件. 1 520~1 620 a 和 1900 a 至今的两个时期, 气温高于 500 a 来的平均气温.

关键词 北京石花洞 洞穴石笋 氧同位素 高分辨率 古气候

京津地区的现代气候属温暖带半湿润大陆性季风气候. 夏季炎热多雨, 冬天寒冷干旱, 年平均降雨量为 600 mm 左右, 且主要集中在 6~8 月, 年平均气温为 10~12℃. 根据近百年来气象资料分析, 这一地区的降雨量似乎存在一个约 30~40 a 的周期. 探明这一周期的存在, 对国民经济和人民生活有着极其重要的意义. 为此, 我们利用洞穴石笋中氧同位素信息来反演古气候的变化. 洞穴碳酸盐的稳定同位素研究方面刚刚步入高分辨率的领域. 由于取样手段的限制, 过去的分辨率通常 >1 000 a. 李红春等^[1]和 Lauritzen^[2]报道了分辨率为 25 a 的稳定同位素结果, 将这些结果用来解释古气候的变化. 用气象资料与高分辨率的石笋氧同位素记录的对比是解决这一争议的最好办法. 作者用计算机控制的高精密度取样设备对采自北京石花洞的年轻石笋的顶部做了微米级的取样, 从而获得分辨率为 3 a 左右的稳定同位素记录. 将此高分辨率的氧同位素记录与 100 多年来的气象资料对比并利用这一氧同位素记录重建京津地区 480 a 来的古气候变化.

1 样品分析与数据结果

1995 年 11 月, 我们在北京石花洞第 3 层雷公殿采集了一个高约 20 cm 的石笋(S312). 这个石笋的上部 13 cm 生长连续, 采集时顶面仍有水膜, 表示现在仍在生长. 用 ^{210}Pb , ^{14}C 法以及石笋发光生长纹层计数法测定石笋平均生长速率为 0.044 mm/a^[3]. 将石笋顶部 2 cm 长的部分沿中心轴取样. 取样设备是用计算机控制的高精密度三向移动取样器 (Computer-Aid-

ed Triaxial Sampler). 我们从距离石笋顶面 2 cm 处自下而上沿中心轴每隔 50 μm 取一个样品 (相当于 1 a 的沉积), 共取得 393 个样品. 由于第一次经验不足, 绝大多数样品的取样量不够, 只好合并样品. 最后在显微镜下从 393 个样品合并为 133 个可测样品 (相当于 3a 的分辨率). 稳定同位素分析采用共同酸法. 约 30 μg 的样品装入银钵中, 放置于自动进样器中. 样品经计算机控制自动进入反应器与 100% H_3PO_4 在 90 $^\circ\text{C}$ 下反应. 产生的 CO_2 经纯化后进入 VG PRISM II 三探头质谱仪分析. 每隔 5 个样品便有一个标准样品监测分析状况. 分析准确度 $\delta^{18}\text{O}$ 为 0.15‰. 分析结果表示为相对于 PDB 标准. $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围从 -7.86‰ 至 -9.49‰, 平均值为 -8.90‰. 样品年代的计算是根据样品距离石笋顶面深度以及石笋平均生长速率, 并设定石笋顶面年龄为 1994 年. 由于每个年龄代表几个混合样品的中心年龄, 以及由于石笋平均生长速率的误差为 10%^[3], 样品年代的误差为 10% 左右.

2 气候变化对洞穴石笋的氧同位素的影响

在对石花洞地区水系的同位素地球化学的研究中, 我们已经论证了石花洞内的滴水是由地表水很快渗透下去的^[4]. 洞内滴水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化反映了地表水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化. 区内水系的 $\delta^{18}\text{O}$ 值 (-9.0‰ 至 -9.8‰) 非常均一, 平均值为 $(-9.4 \pm 0.3)\text{‰}$ (SMOW). 洞内滴水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -9.2‰^[4]. 石花洞洞内温度一年四季都很稳定, 相当于地面的年平均气温. 近期测量的洞内温度为 13 $^\circ\text{C}$ 左右. 根据 Epstein 等^[5] 和 O'Neil 等^[6] 所得到的方解石碳酸盐与其母液之间的氧同位素平衡分馏的温度公式, 可计算平衡条件下的石笋表面新生碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -8.25‰. 这一数值与 1985 年以来的几个样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值 (-8.19‰ 至 -8.39‰) 都很接近. 从而说明石笋氧同位素记录反映了地表水 (亦即大气降水) 的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录. 下面我们将讨论气候变化对大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值的影响, 也就是对石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 值的影响.

大气降水过程中的稳定同位素分馏可用 Rayleigh 分馏公式描述:

$$\delta^{18}\text{O}_v = (\delta^{18}\text{O}_0 + 1\,000) f^{(\alpha-1)} - 1\,000, \quad (1)$$

式中 $\delta^{18}\text{O}_0$ 为初始水蒸气的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, $\delta^{18}\text{O}_v$ 为分馏后残余水蒸气的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, f 为残余水蒸气的百分比, α 为水-汽之间平衡时的氧同位素分馏系数^[7]:

$$\alpha = 1.011\,2 - 0.000\,1T(^{\circ}\text{C}) + 2.589 \times 10^{-7}T^2 \approx 1.011\,2 - 8.267\,8 \times 10^{-5}T, \quad (2)$$

同时, 这一分馏系数又等于:

$$\alpha = \frac{\delta^{18}\text{O}_p + 1\,000}{\delta^{18}\text{O}_v + 1\,000}, \quad (3)$$

式中 $\delta^{18}\text{O}_p$ 为降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值. 将公式 (1), (2) 和 (3) 式合并起来, 我们便可得到大气降水的 $\delta^{18}\text{O}_p$ 值与气温 (T) 和降水量 (f , f 越小, 降水量越大, 残余蒸气的百分比越小) 之间关系:

$$\delta^{18}\text{O}_p = \alpha(\delta^{18}\text{O}_0 + 1\,000) f^{(\alpha-1)} - 1\,000 = (1.011\,2 - 8.267\,8 \times 10^{-5}T)(\delta^{18}\text{O}_0 + 1\,000) f^{(0.011\,2 - 8.267\,8 \times 10^{-5}T)} - 1\,000, \quad (4)$$

式中 $\delta^{18}\text{O}_0$ 与水汽来源及源区的蒸发温度和蒸发水体 (一般指大洋水) 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值有关. 由 (4) 式可见, 降水的 $\delta^{18}\text{O}_p$ 值取决于大气温度, 降水量和初始水蒸气的 $\delta^{18}\text{O}$ 值. 而这些参数随降雨地区的海拔高度, 经纬度而改变. 下面我们将讨论这些参数对 $\delta^{18}\text{O}_p$ 值的影响.

2.1 降雨量对 $\delta^{18}\text{O}_p$ 值的影响

(4)式中的 f 值体现了降雨量的作用. f 值越小, 即残余水蒸气与初始汽团的比值越小, 亦即越多的水汽冷凝为雨水被带走. 在这种情况下, 水-汽之间的稳定同位素分馏越大. 如果我们将 f 值看成是平均降雨程度, 那么在一个给定的 $\delta^{18}\text{O}_v$ 值的条件下, $\delta^{18}\text{O}_p$ 和 $\delta^{18}\text{O}_v$ 值与降雨量呈现反相关(图 1(a)). 这一现象在低纬度亚热带地区和中纬度夏季风盛行的地区被大量的实测数据所证实^[7,8]. 值得注意的是 $\delta^{18}\text{O}_v$ 和 T 的变化并不改变 $\delta^{18}\text{O}_p$ 与降雨量的反相关关系. 这可从数学物理意义上进一步说明. 将(4)式两边同时对 f 求导, 可得:

$$\frac{d(\delta^{18}\text{O}_p)}{df} = \alpha \frac{d(\delta^{18}\text{O}_v)}{df}. \quad (5)$$

由于 $\delta^{18}\text{O}_v \ll 1\ 000$, $\alpha > 1$, 所以 $\frac{d(\delta^{18}\text{O}_p)}{df}$ 在 $f = 0 - 1$ 的变化范围内总是正值(图 1(b)). 从理论上来说, 降雨量效应总是与 $\delta^{18}\text{O}_p$ 呈现反相关——降雨量越大, $\delta^{18}\text{O}_p$ 值越负. 尤其是短时间的监测, 数据的离散程度更大.

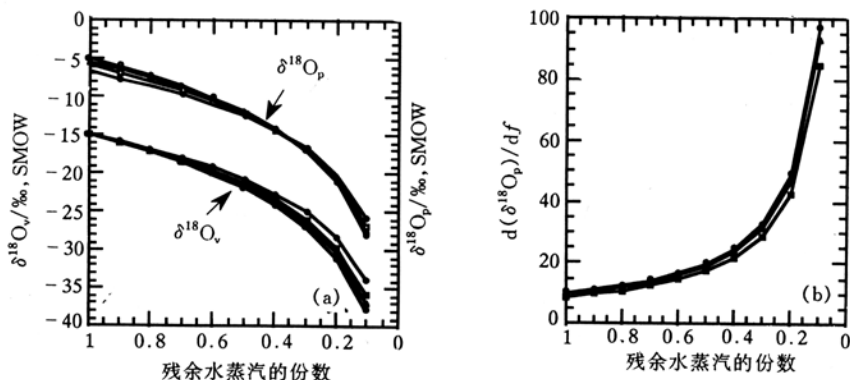


图1 雨水和残余水蒸气的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与降雨量的关系

2.2 温度对 $\delta^{18}\text{O}_p$ 值的影响

水-汽之间的同位素分馏系数(α)与温度(T)呈现反相关. 在分馏过程中, 重同位素偏向于液相. 因此, 分馏后的残余水蒸气的 $\delta^{18}\text{O}_v$ 值总是与温度成正相关(图 2(a)). f 值的改变, 只是影响其斜率的大小, 而不改变斜率的方向. f 值越小, 分馏越强烈, 斜率越大. 然而, $\delta^{18}\text{O}_p$ 与 T 的关系却很复杂. 从图 2(b)可见, $\delta^{18}\text{O}_p$ 与 T 的关系会因 f 值的变化由正相关转向反相关. 将(4)式两边同时对 T 求导, 可得:

$$\frac{d(\delta^{18}\text{O}_p)}{dT} = \left(\alpha + \frac{1}{\ln f} \right) \frac{d(\delta^{18}\text{O}_v)}{dT}. \quad (6)$$

由于 $\alpha > 1$, 而 $\ln f > 0$, 因此, 当 $\alpha > 1/\ln f$ 时, $\frac{d(\delta^{18}\text{O}_p)}{dT}$ 随 $\frac{d(\delta^{18}\text{O}_v)}{dT}$ 同向变化; 而当 $\alpha < 1/\ln f$ 时, $\frac{d(\delta^{18}\text{O}_p)}{dT}$ 随 $\frac{d(\delta^{18}\text{O}_v)}{dT}$ 反向变化. 图 2(c) 显示了 $\frac{d(\delta^{18}\text{O}_p)}{dT}$ 随 f 变化的关系, 在 $f = 0.38$ 时, $\frac{d(\delta^{18}\text{O}_p)}{dT}$ 改变正负号. 这一发现也许可以解释为什么在某些地区(如高纬度地区)实测的 $\delta^{18}\text{O}_p$ 月平均值与月平均温度 T 的关系成正比, 而在另一些地区(如香港和新德里地区)成反比^[8].

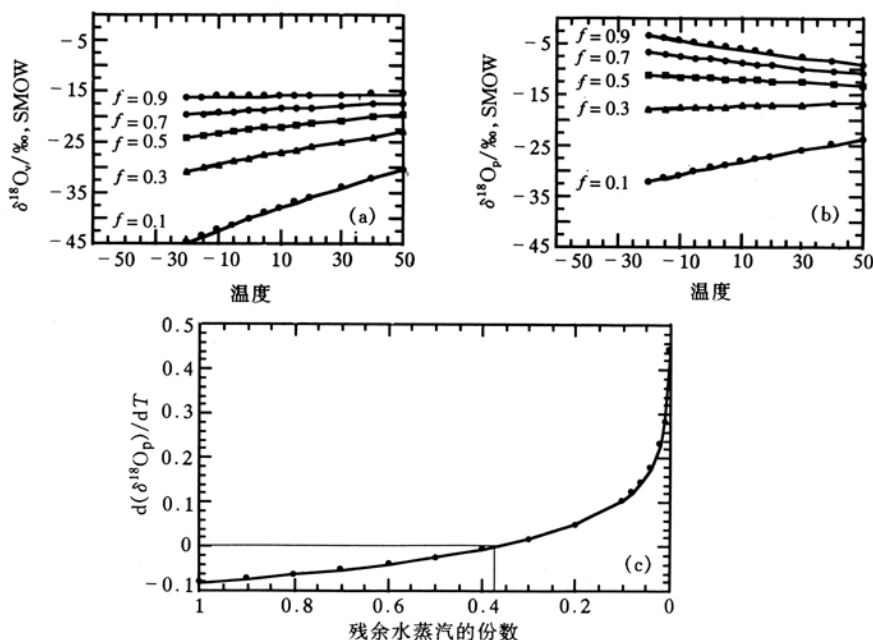


图 2 雨水和残余水蒸汽的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与温度的关系

高纬度地区的气温低,降雨量高,每次降雨的 f 值小。所以 $\delta^{18}\text{O}_p$ 与 T 有很好的正相关关系。而在中纬度夏季风盛行的地区,降雨集中在夏季,在这一季节里尽管 f 值小,但由于气温变化不大, $\delta^{18}\text{O}_p$ 与 T 有较弱的正相关关系。相反,在冬季降雨小, f 值可能不够小,使得 $\delta^{18}\text{O}_p$ 与 T 有反相关的关系。尽管上述假设有待进一步研究证实,然而,它却提醒我们在总结夏季风盛行的地区的年际 $\delta^{18}\text{O}_p$ 与 T 的关系时,也许不应把冬季零星降雨的数据包括在内。

2.3 初始水蒸气的 $\delta^{18}\text{O}_0$ 值气候含义

降水汽团的初始 $\delta^{18}\text{O}$ 值是汽团迁移距离的函数。汽团从大洋迁移的距离越远,从地面向高山上升的越高,所经历的降雨凝聚次数越多, $\delta^{18}\text{O}_0$ 越轻。影响 $\delta^{18}\text{O}_0$ 值的另外两个因素是海水的蒸发温度和表面海水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。这两个因素一般只有冰期与间冰期之间才有明显变化。

就京津地区而言,降雨集中在夏季,降水汽团多数来自太平洋,尽管夏季风所经过的我国东部地区会产生蒸发水汽,对降水汽团有所贡献,但我们可以假设降水汽团主要来自位于北太平洋的反气旋高压所带来的海洋性汽团。根据北京地区雨水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和年平均气温,我们可以估算该地区的 $\delta^{18}\text{O}_0$ 值。郑淑蕙等^[9]测得 1980 年 4~8 月北京地区雨水的平均 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -10.28‰ 。以此 $\delta^{18}\text{O}$ 值代入公式(4)计算。此时, $f=1$, $\delta^{18}\text{O}_v=\delta^{18}\text{O}_0$, 表示最初封闭体系水汽平衡分馏。结果得到当温度为 $10^\circ\text{C}\sim 25^\circ\text{C}$ 时,对应的 $\delta^{18}\text{O}_0$ 值为 -19.24 至 -20.44‰ 。从物理意义上看, $\delta^{18}\text{O}_0$ 值对当地降雨温度的变化的反映是不灵敏的。因此,就某一地而言,只要降水汽团的来源相对稳定, $\delta^{18}\text{O}_0$ 值的年平均值可近似地视为一个常数。

综上所述,气候变化对 $\delta^{18}\text{O}_p$ 值的影响有:降雨量越大, $\delta^{18}\text{O}_p$ 值越小。对于 f 值较小的地区,年平均气温越低, $\delta^{18}\text{O}_p$ 值越小,反之亦然。对于受季风气候影响的地区,夏季风越强, $\delta^{18}\text{O}_p$ 值可能越小。我们所研究的京津地区是符合上述条件的。这样,石花洞石笋氧同位素记录中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值越小,表示降雨量越大,年平均气温越低,气候湿冷; $\delta^{18}\text{O}$ 值越大,气候干热。

3 结果讨论

为了对比石笋氧同位素记录与气候的变化,我们从美国国家气候资料中心(NCDC)搜集了上海(1872~1990),北京(1841~1990 年)和天津(1891~1979 年)的降雨量和气温资料. 由于石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录分辨率为 3a 左右,而且地下水的变化对地表水的变化可能有一个时间滞后,所以我们将年降雨量做了 5a 平均的处理. 这样,我们可以消除某些地区性的不确定因素,从而得到更有意义的长期和大区域性变化的特征. 从图 3(a),我们可以看出,降雨量低的变化大致有一个 30~40 年的周期. 另外,降雨量高的时期对应的年平均气温较低,降雨量低的时期对应的年平均气温较高. 这也许是由于夏季降雨的增高,雨季增长,而使得夏季气温减低,从而得到较低的年平均气温. 这种湿冷和干热的气候模式最容易在石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录中体现出来. 因为在这种气候模式下,降雨量和温度对石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 值的影响是同向的. 如果是在湿热和干冷的气候模式下,降雨量和温度对石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 值的影响会部分抵消, $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化幅度减小. 目前尚无法定量区分降雨量和温度对石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 值的影响.

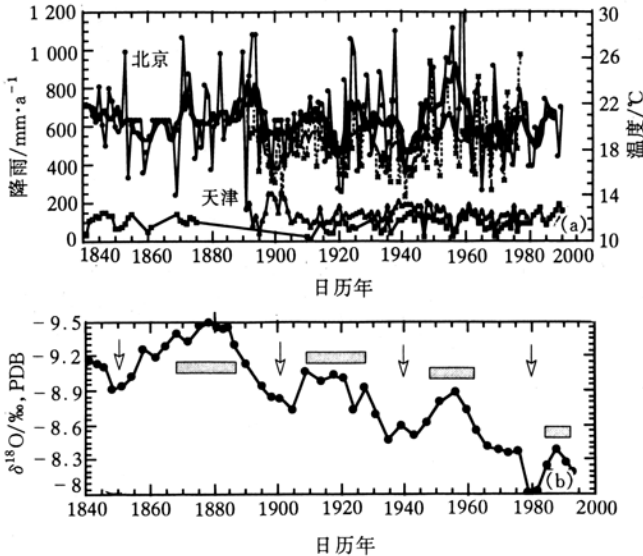


图 3 北京(1841~1990)和天津(1891~1979)的降雨及气温记录

(a)图中上半部的曲线为降雨,下半部的曲线为温度;(b)石笋 S312 的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录,图中箭头指示降雨量减少,水平长方形表示降雨量较高的时期

图 3(b)给出了 1840 年以来的石笋 S312 的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录. 从它与气象资料的对比中可以看出, $\delta^{18}\text{O}$ 记录中变轻的峰值对应于降雨量高的时期,变重的时期对应于降雨量低的时期. 这证实了我们前面所论述的理论预测. 图 3(b)显示了另外一个明显的特征是从 1880 年以来, $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化趋势是逐渐变重. 这是因为全球气温从 1880 年以来的逐渐升高而引起的^[10]. 随着气温的逐渐升高,雨水 $\delta^{18}\text{O}$ 值逐渐变重. 就长时间尺度而言,降雨量的变化是围绕一个平均值上下波动,而气温的变化则是朝着某个方向变化. 因此,长时间尺度的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的变化趋势,主要是反映了气温的变化,而更精细的短时间尺度的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录则主要代表降雨量的变化. 这样我们可以从石花洞的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录反演京津地区 500a 以来的气候变化.

图 4 显示了石花洞石笋 S312 约 480 a 以来的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录,其分辨率为 3 a 左右. 这一记录有一个明显的 30~40 a 的变化周期. $\delta^{18}\text{O}$ 变轻的时期代表降雨量增加的时期,指示夏季风增强时期. $\delta^{18}\text{O}$ 变重时期代表降雨量减小的时期,指示夏季风减弱时期. 降雨量增加时期分别以 1985, 1955, 1910, 1880, 1840, 1800, 1760, 1730, 1690, 1660, 1630, 1600, 1560 和 1530 年为中心.

从长时间尺度看,如果我们以整个 500 a 以来的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的平均值代表整个时期的平均

气温,那么 $\delta^{18}\text{O}$ 值重于这一平均值的时期,气温比平均值高; $\delta^{18}\text{O}$ 值轻于这一平均值的时期,气温比平均值低。图 4 显示了,1620~1900 年之间,京津地区的气温低于 500a 以来的平均气温。这一低气温时期对应于小冰期事件。1520~1620 年和 1900 年至今的两个时期,气温高于 500a 以来的平均气温。但是从 1570 年到 1620 年是一个逐渐降温的时期,而从 1900 年至今是一个升温的时期。虽然后者可与全球升温事件对比,但这一升温事件是由于受人类的影响,还是自然变化现象还难以确定。因为,我们可以看到在 1555~1570 年期间,气温与现今气温相当。

4 结论

高分辨率的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录表明,长时间尺度上的变化趋势主要是反映了气温的变化,而在更精细的短时间尺度上的变化则主要代表降雨量的变化。 $\delta^{18}\text{O}$ 值越小,表示降雨量越大,年平均气温越低,气候湿冷; $\delta^{18}\text{O}$ 值越大,气候干热。石花洞石笋 S312 约 480a 以来的,分辨率为 3a 左右的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录显示了一个明显的 30~40a 的变化周期。这一周期可能代表了我国东部地区夏季风气候在短时间尺度上变化的周期。确定这一周期的存在对研究中长期天气预报,气候动力学以及预防自然灾害有着重要意义。受夏季风气候的影响,京津地区降雨量增加的时期分别以 1985,1955,1910,1880,1840,1800,1760,1730,1690,1660,1630,1600,1560,和 1530 年为中心。在 1620~1900 年之间,京津地区的气温低于 500a 以来的平均气温,对应于小冰期事件。在 1520~1620 年和 1900 年至今的两个时期,气温高于 500a 以来的平均气温。

致谢 感谢 Prof. T M Quinn, Mr. S Schellenberg 为我们提供取样设备及帮助。感谢中国科学院地质研究所赵树森研究员,北京地质调查所李铁英工程师,房山县石花洞管理处王秉军主任及其他有关人员,在野外采样过程中给予的帮助。

参 考 文 献

- 1 李红春,顾德隆,陈文寄,等. 利用洞穴石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 重建 3 000 年以来北京地区古气候和古环境——石花洞研究系列之三. 地震地质,1997, 19: 77~86
- 2 Lauritzen S-E. Calibration of speleothems stable isotopes against historical records: a Holocene temperature curve for north Norway? In: Lauritzen S-E, ed. Climate Change: The Karst Record. University of Bergen. Norway: Karst Waters Institute Special Publication 2, 1996. 78~80
- 3 Li H-C, Ku T-L, Chen W-J, et al. Isotope studies of Shihua Cave, Beijing (II): Radiocarbon dating and age correction of stalagmite. Seismology and Geology, 1996, 18: 329~338
- 4 李红春,顾德隆,赵树森,等. 北京石花洞地区水系氢氧同位素及氡含量研究——石花洞研究系列之一. 地震地质, 1996, 18: 325~328
- 5 Epstein S, Buchsbaum R, Lowenstam H A, et al. Revised carbonate-water isotopic temperature scale. Bull Geol Soc Amer, 1953, 64: 1 315~1 326
- 6 O'Neil J R, Clayton R N, Mayeda T K. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. J Chem Phys, 1969, 51: 5 547~5 558
- 7 Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. Tellus, 1964, XVI (4): 436~468
- 8 Rozanski K, Arzguas-Araguas L, Gonfiantini R. Isotopic patterns in modern global precipitation. 1-36. In: Swart P K, eds. Climate change in continental isotopic records. Amer Geophys Union, USA Monograph 78, 1993
- 9 郑淑蕙,侯发高,倪葆龄. 我国大气降水的稳定氢氧同位素研究. 科学通报,1983, 13: 801~806
- 10 Strahler A H, Strahler A N. Physical Geography: Science and Systems of The Human Environment. New York: John Wiley & Sons Inc, 1997. 637

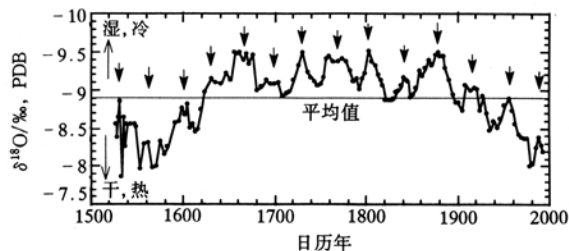


图 4 石笋 S312 500a 的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录

箭头指示降雨量高的时期,中间水平线代表 500a $\delta^{18}\text{O}$ 记录的平均值