

慕士塔格冰川地区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的时空变化特征*

李 真^{①**} 姚檀栋^{①②} 田立德^{①②} 徐柏青^{①②} 邬光剑^②

(① 中国科学院冰冻圈与环境联合重点实验室, 兰州 730000; ② 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100085)

摘要 根据 2002 年 6~8 月和 2003 年 5~8 月期间在慕士塔格冰川西坡收集的降水样品, 探讨了该区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的时空变化特征. 分析结果表明, 观测期间降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 具有较大的变幅, 可达 20%左右, 其值随时间的变化趋势和气温的变化趋势基本一致. 该区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度存在正相关关系, 但与降水量无关. 在海拔 5500~7450 m 的范围内, 稳定同位素比率的高程效应显著. 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 随海拔而垂直变化的梯度值接近 $-0.40\text{‰}/100\text{ m}$. 综合目前山地高海拔区的降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 资料, 初步建立了全球山地高海拔区($>5000\text{ m}$)降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和海拔的关系.

关键词 慕士塔格 大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 高程效应

利用冰芯中氢、氧稳定同位素比率记录恢复过去气候变化的历史, 是冰芯气候学的重要内容之一^[1]. 研究现在条件下大气降水中稳定同位素比率和气象诸要素之间的关系对解释和应用冰芯中稳定同位素记录具有重要意义. 在全球尺度下, 降水中稳定同位素比率受气温控制, 稳定同位素比率随纬度的增加而减小, 随海拔高度的增加而降低^[2~4]. 然而, 不同区域范围内降水中稳定同位素比率与影响因子之间的关系存在差异. 在两极地区气温是决定降水中稳定同位素比率的主导因素^[3,5], 在热带地区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 则主要受到“降水量效应”的影响^[6~8]. 青藏高原大气降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 从南至北的空间分布特征不受温度变化的控制, 而与青藏高原各地形成降水的气团性质紧密相关^[9~14]; 在高原北部及内陆河流域地区,

降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 同气温呈正相关关系^[15~19], 但在高原南部地区, 夏季风期间“降水量效应”显著^[18~25]. 因此, 研究不同地区冰芯中稳定同位素记录, 需要在相应的地点进行降水中稳定同位素与气象要素的平行观测, 建立它们之间的定量关系, 以获得对冰芯中稳定同位素记录解释的可靠依据. 慕士塔格冰川($38^{\circ}17'\text{N}$, $75^{\circ}01'\text{E}$)位于东帕米尔高原, 毗邻青藏高原西北边缘, 气候终年受西风带环流的控制. 2001~2003 年间, 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所慕士塔格冰川考察队在该区进行了 3 次科学考察活动, 并在海拔 6200~7010 m 的范围内钻取了数支透底冰芯. 本文通过考察期间采集的降水样品中 $\delta^{18}\text{O}$ 的分析, 讨论该区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 时空变化特征, 为进一步研究冰芯中 $\delta^{18}\text{O}$ 记录提供依据.

收稿日期: 2004-09-16; 接受日期: 2005-08-05

* 国家自然科学基金优秀创新群体基金项目(批准号: 40121001)、中国科学院知识创新工程项目(批准号: KZCX3-SW-339)和科学技术部国际合作项目(批准号: 2005CB422004)资助

** E-mail: lizhen@lzb.ac.cn

1 样品采集与分析

降水样品的收集点设在慕士塔格冰川西坡的营地(海拔 4430 m). 2002 年观测期间(6 月 20 日~9 月 5 日)共收集降水样品 39 个, 其中降雨样品 15 个, 降雪样品 24 个; 2003 年观测期间(5 月 2 日~8 月 22 日)共收集样品 59 个, 全部为降雪. 此外, 为研究海拔高度对该区降水中氧同位素比率的影响, 在慕士塔格冰川西坡沿登山路线对两次降雪事件采集了系列新雪样品.

所有样品密封在 60 mL 的塑料瓶中, 保持冻结状态运回中国科学院冰冻圈与环境联合重点实验室, 在低温室保存直至分析. 氧同位素比率的测定在中国科学院冰冻圈与环境联合重点实验室的 MAT-252 气体质谱仪上进行的, 测得的 $\delta^{18}\text{O}$ 精度为 $\pm 0.2\text{‰}$.

2 结果与讨论

2.1 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 随时间的变化特征

观测期间慕士塔格冰川西坡营地降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化幅度较大. 2002 年 6 月 20 日至 9 月 5 日, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 介于 -17.40‰ ~ 1.33‰ 之间, 根据降水量进行加权平均^[14], 其值为 -3.96‰ . 其中, 降雨样品 $\delta^{18}\text{O}$ 均

具有较高的值(图 1). 2003 年 5 月 2 日到 8 月 22 日, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 介于 -22.31‰ ~ 4.59‰ 之间, 加权平均值为 -9.36‰ ; 最低值为 5 月 5 日降雪中的 -22.31‰ , 最高值为 6 月 11 日一次降雪中的 4.59‰ . 其最高值很难用降雪过程中的蒸发作用来解释, 因为降雪过程中的蒸发对 $\delta^{18}\text{O}$ 分馏几乎没有影响^[26], 很可能是局地降水所致^[27]. 两年的观测结果表明, 慕士塔格营地夏季(6 月~8 月)降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 加权平均值为 -4.46‰ , 与其北部的乌鲁木齐站和跃进站的夏季观测结果(分别为 -5.43‰ 和 -6.43‰)^[17] 接近, 但明显低于临近的和田站的夏季观测结果(-1.91‰)^[28].

图 1 为观测期间营地历次降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 随时间的变化. 营地气温的变化同时在图中给出. 其中, 2002 年的气温是阿斯曼温度计的记录资料, 2003 年的气温是自动气象站的记录资料. 5 月初温度最低, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 最小, 之后气温升高, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 逐渐增大. 6~8 月是营地的高温时期, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 也一直保持较高的值; 9 月初气温下降, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 也随之减小. 总体上, 观测期间营地降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和营地气温的变化趋势大致相同, 说明温度是影响本区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化的重要因素. 由图 1 还可以看出, 观测期间降水

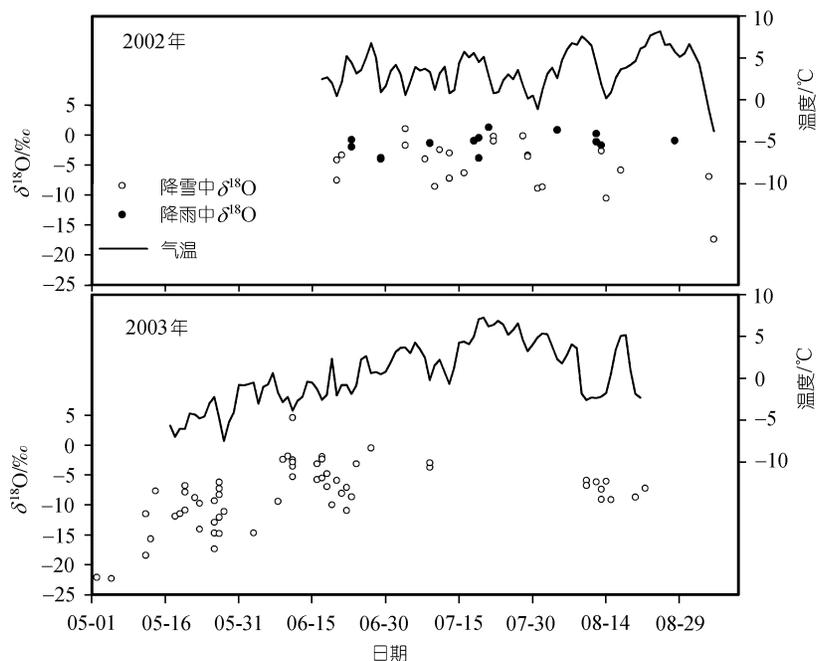


图 1 观测期间慕士塔格营地降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 随时间的变化

中 $\delta^{18}\text{O}$ 的波动幅度在不同时段具有一定的差异, 即在气温较低的月份相同的温度变幅所导致的降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化幅度较大. 该特征在 2003 年观测期间最为明显(表 1). 这主要是因为环境温度越低, $\delta^{18}\text{O}$ 随温度变化的梯度越大^[29].

2.2 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度的相关性

由图 2 可以看出, 2002 年和 2003 年观测期间慕士塔格冰川西坡营地历次降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与降水的初始温度和终止温度均具有正相关关系, 显示出较为明显的“温度效应”. 2002 年的相关方程分别为:

$\delta^{18}\text{O}$ 与初始温度的关系:

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = 0.53 T(\text{°C}) - 4.34 \quad (n=39, r=0.40, P=0.01)$$

$\delta^{18}\text{O}$ 与终止温度的关系:

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = 0.63 T(\text{°C}) - 3.89 \quad (n=39, r=0.41, P=0.01)$$

2003 年的相关方程分别为:

$\delta^{18}\text{O}$ 与初始温度的关系:

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = 0.61 T(\text{°C}) - 9.90 \quad (n=59, r=0.49, P=0.01)$$

$\delta^{18}\text{O}$ 与终止温度的关系:

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = 0.68 T(\text{°C}) - 8.73 \quad (n=59, r=0.51, P=0.01)$$

就 $\delta^{18}\text{O}$ 随温度变化的梯度而言, 两年观测的结果大致相当. 从 $\delta^{18}\text{O}$ 与气温的相关性上看, 相关系数并不是很好. 2003 年的观测结果似乎优于 2002 年的观测结果(相关系数略好), 这可能是由于前者观测时段略长, 样品数目较多的缘故.

温度是控制降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化的最主要因子, 但两者之间的相关性受多种因素的影响. 在慕士塔格地区, 观测期间降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与降水量没有相关性(图 3), 因此降水量不是影响 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度关系的因素. 观测时段较短是影响 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度相关性的主要原因. 样品的收集主要集中在夏季, 其他季节尤其是冬季降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 资料缺乏, 造成 $\delta^{18}\text{O}$ 的短期分布和降水

表 1 2003 年观测期间慕士塔格冰川西坡营地降水中 $\delta^{18}\text{O}$ (‰) 变化

月份	5	6	7	8
$\delta^{18}\text{O}$ 加权平均	-12.46	-5.29	-3.49	-6.96
$\delta^{18}\text{O}$ 波动范围	-22.31~6.62	-10.95~-1.93	-3.72~-2.95	-9.14~-5.90
月平均温度/°C	<-4.7	-0.8	4.0	1.3

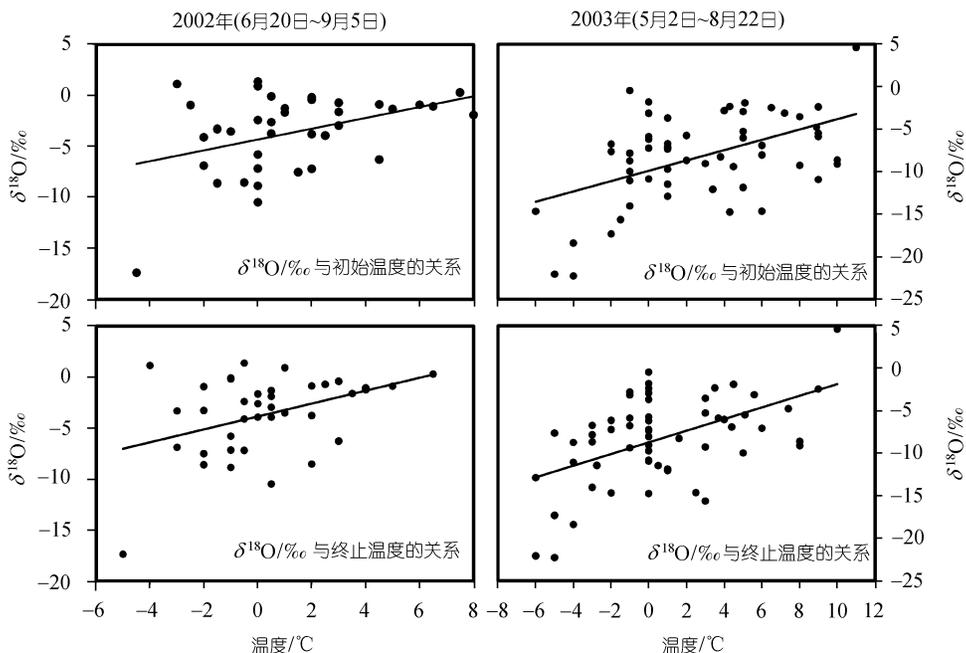


图 2 观测期间慕士塔格营地历次降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与降水的初始温度和终止温度的关系

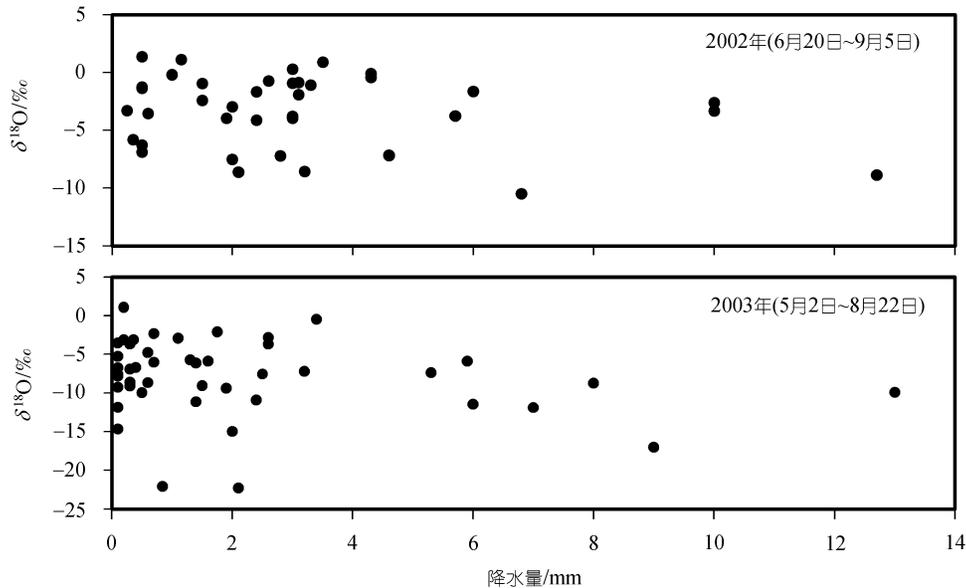


图 3 观测期间慕士塔格营地降水水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与降水量的关系

的温度在一个较窄范围内变化, 势必导致 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度的相关性降低. 此外, 根据降水的时间记录, 2002 年观测期间 39 次降水事件中有 18 次发生在午后 14:00~23:00 之间; 2003 年观测期间 59 次降水事件中有 38 次发生在这一时段. 平均而言, 在夏季每日 14:00~23:00 时段内, 高原上的局地对流活动特别强烈^[30]. 因此, 降水样品可能部分来自局地对流降水, 而局地对流所产生的降水对单个降水事件中 $\delta^{18}\text{O}$ 和温度的关系有很大减弱作用^[17].

2.3 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 随海拔高度的变化

图 4 是 2003 年 8 月两次降雪中 $\delta^{18}\text{O}$ 随海拔的变化. 8 月 10 日的新雪样品中 $\delta^{18}\text{O}$ 在 5500~6200 m 之间变化很小, 尤其在 5700~6200 m 之间, $\delta^{18}\text{O}$ 值几乎一致; 而在 6200~7450 m 之间, $\delta^{18}\text{O}$ 随海拔升高显著降低, $\delta^{18}\text{O}$ 的垂直变化梯度为 $-0.39\text{‰}/100\text{ m}$, 相关系数达 -0.99 . 8 月 20 日降雪的采样高度在 5500~6100 m 之间, $\delta^{18}\text{O}$ 也明显随海拔升高而降低, 垂直变化梯度为 $-0.37\text{‰}/100\text{ m}$.

降水中稳定同位素比率随海拔高度增加而降低, 即稳定同位素比率的高程效应, 是由于气团从低海拔向高海拔移动时, 气温降低, 水汽不断凝结产生降水, 水汽中的 $\delta^{18}\text{O}$ 不断分馏, 越往高处, 剩余水汽中

的 $\delta^{18}\text{O}$ 越低, 其实质仍然是温度效应. 慕士塔格冰川高海拔区 (5500~7450 m) 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的高程效应十分显著, $\delta^{18}\text{O}$ 的垂直变化梯度接近 $-0.40\text{‰}/100\text{ m}$. 至于 8 月 10 日降雪中 $\delta^{18}\text{O}$ 在 5500~6200 m 之间未呈现明显的高程效应, 可能反映了积雪的后期变化和降水时的天气状况的影响. 积雪的后期变化 (消融、蒸发或凝华以及风吹雪等) 可能会掩盖或弱化高程效应, 甚至导致与其相反的趋势^[31,32]. 由于样品是在降雪后 10 h 之内采集完成, 积雪的后期变化的影响可以忽略. 当日降雪时, 慕士塔格冰川西坡自海拔 6200 m 以下全部为浓雾所覆盖, 而这种天气情况极易导致高程效应缺失^[31].

通常, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值随海拔升高而降低的梯度值与纬度有关, 在纬度较高的地区较大, 在纬度较低的地区较小^[4,31,33]. 据 Poage 等^[4] 研究, 格陵兰地区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 垂直变化梯度的平均值为 $-1.14\text{‰}/100\text{ m}$, 南极地区平均值为 $-0.64\text{‰}/100\text{ m}$, 而中低纬度山地地区, 在海拔 5000 m 以下的范围内降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 垂直变化梯度的平均值为 $-0.28\text{‰}/100\text{ m}$. 由于客观条件的限制, 对山地高海拔区 ($>5000\text{ m}$) 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 随海拔高度变化的研究较少. 表 2 综合了迄今在全球山地高海拔区观测到有关降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 高程效应的资料. 可以看出, 在不同山地的高海拔区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 均有

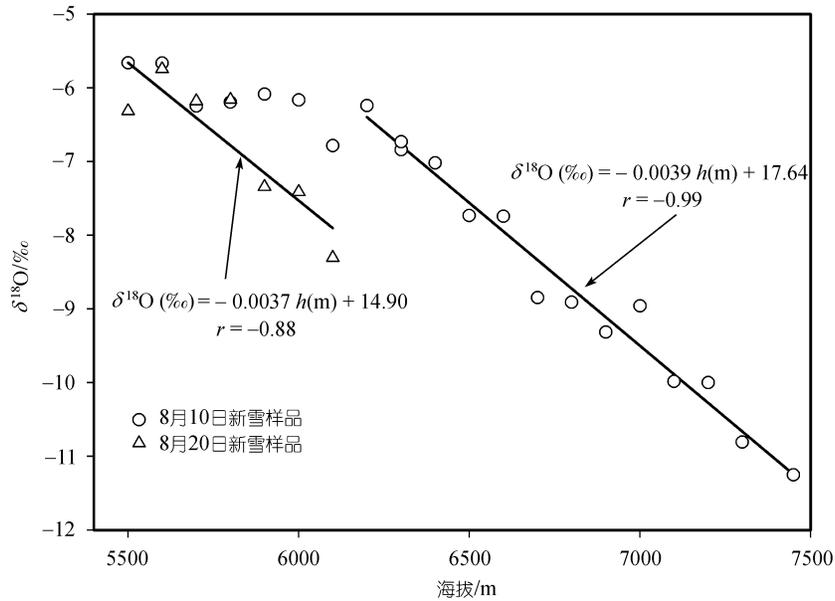


图 4 慕士塔格冰川西坡降雪中 $\delta^{18}\text{O}$ 随海拔高度的变化

较为显著的高程效应, 但 $\delta^{18}\text{O}$ 随海拔垂直变化的梯度有相当大的差异. 这种差异似乎与纬度的变化无关, 可能更多地反映了局地气候特征的差异. 虽然目前 5000 m 以上的高海拔地区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的资料有限, 但全球高于 5000 m 的山地主要集中在中低纬度地区, 因此表 2 中给出的资料具有一定的代表性. 在此基础上, 对不同高海拔区 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ (‰)和其相应的相对高差进行线性回归并使其截距为零, 可以得到的全球山地高海拔区(>5000 m)降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 随海拔变化的垂直梯度为 $-0.40\text{‰}/100\text{ m}$ (相关系数达 -0.84). 可见, 在全球尺度下, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 随海拔降低的梯度在高海拔区比在中低纬度 5000 m 以下的山地地区大. 青藏高原地区气候变化的研究表明^[34,35], 高海拔地区比低海拔地区对气候变化更敏感. 高海拔地区降水中

$\delta^{18}\text{O}$ 随海拔的变化特征可能是其上述气候独特性的一个侧面反映.

3 结论

慕士塔格冰川地区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和气温呈正相关关系, 在 2003 年观测期间, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 随降水初始温度的变化梯度为 $0.61\text{‰}/\text{°C}$. 慕士塔格高海拔地区稳定同位素比率的高程效应显著, 在海拔 5500~7450 m 的范围内, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 随海拔垂直变化的梯度约为 $-0.4\text{‰}/100\text{ m}$, 这对解释不同海拔高度冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的差异将有重要意义. 此外, 综合目前山地高海拔区的降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 资料, 初步建立了全球山地高海拔区(>5000 m)降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和海拔高度之间的关系. 高海拔区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 随海拔变化的垂直梯度为 $-0.40\text{‰}/$

表 2 全球山地高海拔区(>5000 m)降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的高程效应

地点	纬度	观测高度/m	相对高差/m	$\Delta\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	梯度(‰/100 m)	相关系数(r)	文献
Nevado Illimani Sur	16°39'S	4796~6349	1553	-6.34	-0.41	-0.71	[4,31]
Nevado de Copa	9°15'S	4745~6173	1428	-5.00	-0.35	-0.62	[4,31]
Nvado Pisco Oeste	9°00'S	4939~5259	320	-2.46	-0.77	-0.84	[4,31]
达索普	28°33'N	5800~7000	1200	-1.44	-0.10	-0.87	[32]
Kō h-i Noshō k	36°26'N	5098~7406	2308	-12.23	-0.53	-0.67	[4,31]
Kō h-i Langar-i Jam	36°36'N	5199~6838	1639	-5.57	-0.34	-0.65	[4,31]
慕士塔格	38°14'N	6200~7450	1250	-4.87	-0.39	-0.99	本研究
慕士塔格	38°14'N	5500~6100	600	-2.22	-0.37	-0.88	本研究

100 m, 大于中低纬度 5000 m 以下的山地地区的梯度, 进一步揭示了高海拔区气候变化的独特性.

参 考 文 献

- 姚檀栋, 谢自楚. 冰岩芯研究与全球变化. 第四纪研究, 1990, 2: 175~180
- Dansgaard W. The abundance of $\delta^{18}\text{O}$ in the atmospheric water and water vapor. *Tellus*, 1953, 5(4): 461~469
- Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 1964, 16(4): 436~468
- Poage M A, Chamberlain C P. Empirical relationships between elevation and the stable isotope composition of precipitation and surface waters: considerations for studies of paleoelevation change. *American Journal of Science*, 2001, 301: 1~15
- Jouzel J, Lorius C, Petit J R, et al. Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years). *Nature*, 1987, 329: 403~407[DOI]
- Grootes P M, Stuiver M, Thompson L G, et al. Oxygen isotope changes in tropical ice, Quelccaya, Peru. *Journal of Geophysical Research*, 1989, 94: 1187~1194
- Njitchoua R, Sigha-Nkamdjou L, Dever L, et al. Variations of the stable isotopic compositions of rainfall events from the Cameroon rain forest, central Africa. *Journal of Hydrology*, 1999, 223: 17~26 [DOI]
- Rietti-Shati M, Yam R, Karlen W, et al. Stable isotope composition of tropical high-altitude fresh-waters on Mt. Kenya, Equatorial East Africa. *Chemical Geology*, 2000, 166: 341~350[DOI]
- 姚檀栋, 丁良福, 蒲健辰, 等. 青藏高原唐古拉山地区降雪中 $\delta^{18}\text{O}$ 特征及其与水汽来源的关系. *科学通报*, 1991, 36(20): 1570~1573
- Tian Lide, Yao Tandong, Yang Zhihong. $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation and moisture sources upon the Tibetan Plateau. *Cryosphere*, 1996, 2: 33~39
- Zhang Xinping. Variational features of precipitation $\delta^{18}\text{O}$ in the Qinghai-Xizang Plateau. *Chinese Geographical Science*, 1997, 7(4): 339~346
- 田立德, 姚檀栋, 孙维贞, 等. 青藏高原南北降水中 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 关系及水汽循环. *中国科学, D 辑*, 2001, 31(3): 214~220
- Zhang Xinping, Yao Tandong, Nakawo M. Oxygen-18 in present-day precipitation on the Tibetan Plateau. *Science in China, Ser. E*, 2001, 44(Supp): 40~47
- 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
- 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
- Tian Lide, Yao Tandong, Yang Zhihong, et al. A 4-year's study of stable isotope in precipitation on the Tibetan Plateau. *Cryosphere*, 1997, 3: 32~36
- Yao Tandong, Valerie Masson, Jean Jouzel, et al. Relationships between $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation and surface air temperature in the Urumqi River Basin, East Tianshan Mountains, China. *Geophysical Research Letter*, 1999, 26(23): 3473~3476[DOI]
- 章新平, 姚檀栋. 我国降水中的分布特点. *地理科学*, 1998, 53(4): 356~354
- Tian L, Yao T, Schuster P F, et al. Oxygen-18 concentrations in recent precipitation and ice cores on the Tibetan Plateau. *J. Geophys. Res.*, 2003, 108, D9, ACH 16~10
- 田立德, 姚檀栋, 蒲健辰, 等. 拉萨夏季降水中氧稳定同位素变化特征. *冰川冻土*, 1997, 19(4): 295~301
- Tian Lide, Yao Tandong, Pu Jianchen, et al. Stable isotope in Precipitation in the southern Tibetan Plateau revealing strong signal of monsoon precipitation. *Earth Science frontiers*, 2000, 7(Suppl.): 395
- 章新平, 中尾正义, 腾田耕史, 等. 喜马拉雅山朗塘流域降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化. *中国科学, D 辑*, 2001, 31(3): 206~213
- Tian Lide, Yao Tandong, Numaguti A, et al. Stable isotope variations in monsoon precipitation on the Tibetan Plateau. *Journal of Meteorological Society of Japan*. 2001, 79(5): 959~966[DOI]
- Tian Lide, Yao Tandong, Numaguti A, et al. Relation between stable isotope in monsoon precipitation in southern Tibetan Plateau and moisture transport history. *Science in China, Ser. D*, 2001, 44(Supp.): 267~274
- 康世昌, 秦大河, 姚檀栋, 等. 喜马拉雅中段达索普粘雪芯中夏季风和尘埃信号记录研究. *科学通报*, 1999, 44 (20): 2230~2235
- Joussau J, Sadourny R, Jouzel J. A general circulation model of water isotope cycles in the atmosphere. *Nature*, 1984, 311: 24~29 [DOI]
- 侯书贵, 秦大河, 李忠勤, 等. 乌鲁木齐河源 1 号冰川冰芯的现代环境过程分析. *地球化学*, 1998, 27(2): 108~116
- Araguas-Araguas L, Froehlich K, Rozanski R. Stable isotope composition of precipitation over southeast Asia. *Journal of Geophysical Research*, 1998, 103(22): 28721~28742[DOI]
- Saxena R K, Eriksson E. Hydrometeorological interpretation of isotopic data on atmospheric moisture and precipitation. *Annals of Glaciology*, 1985, 7: 181~184
- 杨梅学, 姚檀栋, Ken'ichi UENO. 青藏高原唐古拉山北坡夏季风降水特征的初步分析. *冰川冻土*, 1999, 21(3): 233~236
- Niewodniczanski J, Grabczak J, et al. The altitude effect on the isotopic composition of snow in high mountains. *Journal of Glaciology*, 1981, 27: 99~111
- Kang Shichang, Kreutz K J, Mayewski P A, et al. Stable-isotopic composition of precipitation over the northern slope of the central Himalaya. *Journal of Glaciology*, 2002, 48(163): 519~526
- Ambach W, Dansgaard W, Eisner H, et al. The altitude effect on the isotopic composition of precipitation and glacier ice in the Alps. *Tellus*, 1968, 20(4): 595~600
- 姚檀栋, 刘晓东, 王宁练. 青藏高原的气候变幅度问题. *科学通报*, 2000, 45(1): 98~106
- 刘晓东, 侯萍. 青藏高原及邻近地区近 30 年气候变暖与海拔高度的关系. *高原气象*, 1998, 17: 245~249