祁连山七一冰川积雪和大气降水中的氢氧稳定同位素变化

周石硚[①②] 中尾正义[③] 坂井亚规子[④] 松田好弘[④] 段克勤[⑤] 蒲健辰[⑤]

(① 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100085; ② 中国气象局成都高原气象研究所, 成都 610071; ③ 综合地球环境学研究所, 京都 603-8047, 日本; ④ 名古屋大学环境学研究科, 名古屋 464-8601, 日本; ⑤ 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 710000. E-mail: zhoushq@itpcas.ac.cn)

摘要 报道祁连山七一冰川夏季降水和冰川表层积雪中氢氧稳定同位素的观测资料, 并分析其与气象要素的关系. 在事件尺度上, 七一冰川夏季降水中δ^{18}O 的变化不存在温度效应, 但显示出明显的降水量效应. 水汽输送过程追踪与降水及降水中稳定同位素对比研究显示, 这种降水量效应既反映了水汽来源的差异, 与季风活动相关, 也与云中水汽冷却程度、水滴在降落过程中的蒸发及和周围水汽的交换相关. 由于冬季降水极少, 积雪剖面主要体现夏、春、秋三季的降水状况. 夏季降水的δ^{18}O 值低, 而春、秋季降水的δ^{18}O 高. 夏季降水的大气水线为δD = 7.6 δ^{18}O + 13.3, 与祁连山南麓德令哈的大气水线相近. 积雪的大气水线为δD = 10.4 δ^{18}O + 41.4, 显示出异常高的斜率和截距. 积雪剖面的过量氘(d)值与δ^{18}O 存在明显的正相关, 说明从春到夏, 随着降水同位素比率的降低, d 值降低, 反之, 从初秋至早春, d 值增加, 从而导致大气水线的高斜率和高截距. d 的变化指示春秋季水汽可能来源于附近的内陆蒸发或干燥的西风气流在经过相对温暖的水体时的快速蒸发, 而夏季水汽则由季风带来. 同时, 这也表明季风的影响范围可达祁连山西段.

关键词 青藏高原 祁连山 七一冰川 降水 积雪 稳定同位素 大气水线 过量氘

对青藏高原降水中氢氧稳定同位素的研究, 自 20 世纪 90 年代初开展以来, 至今已做了大量工作 [1~6]. 这些工作不仅揭示出青藏高原大范围水汽循环特征 [5], 而且为冰芯稳定氧同位素记录的古气候解释提供了依据 [6~8]. 然而, 由于青藏高原地域广阔, 水汽循环和同位素分馏过程极其复杂. 目前所设的几个长期观测点又主要位于青藏公路旁的高原面上, 其他地点的短期观测资料不多. 特别是在山区, 除了个别地点(如珠穆朗玛峰 [9]及其邻近的希夏邦马 [10])外, 只有冰芯同位素资料, 而且仅限于氧稳定同位素, 这使冰芯记录的解译在广度和深度上都受到较大限制 [11]. 因此, 青藏高原降水稳定同位素的许多方面还需要做进一步的工作 [5,6].

祁连山位于青藏高原东北边缘, 发育着众多的冰川, 是河西走廊水资源的主要源地. 而且由于其紧邻内陆干旱半干旱地区, 在区域水循环和气候环境研究中具有重要意义, 是中国最早钻取冰芯进行古气候环境研究的地区 [12,13]. 伴随冰芯研究, 在其南缘的德令哈气象站最早开展了大气降水氧同位素的工作 [2,5,14]. 观测发现 [5,6], 该站降水中稳定同位素的变化受温度效应控制, 并代表了青藏高原北部的状况. 然而, 德令哈的海拔(2981 m)比祁连山(平均 4000~5000 m)低得多, 两地降水稳定同位素变化的相关程度目前尚不清楚. 冰芯研究 [11]发现, 天山中段吉尔吉斯斯坦境内Inilchek冰川(海拔 5100 m)的大气水线 [15]的斜率和过量氘与全球大气水线的值显著不同, 显示出亚洲中部高海拔地区降水稳定同位素分馏过程的复杂性. 因此, 有必要对祁连山的降水稳定同位素进行定位观测研究.

我们于 2002~2005 年期间对祁连山西段北侧的七一冰川(97°45′E, 39°14′N, 图 1)进行了气象、水文、积雪、冰川变化和物质平衡等方面的连续观测. 部分结果已经发表 [16~18]. 本文主要利用 2002 年 6~9 月的观测资料, 分析大气降水和冰川积雪中氢(δD)和氧(δ^{18}O)稳定同位素的时间变化特征及其与气象要素的关系.

1 方法

2002 年 6 月初, 我们在海拔 3668 m 的七一冰川

2007-05-09 收稿, 2007-07-13 接受

国家自然科学基金(批准号: 40671045, 40611120140, 40401054)、中国科学院知识创新工程重要方向项目(批准号: KZCX2-YW-317)和国家重点基础研究发展计划项目(批准号: 2005CB422004)资助

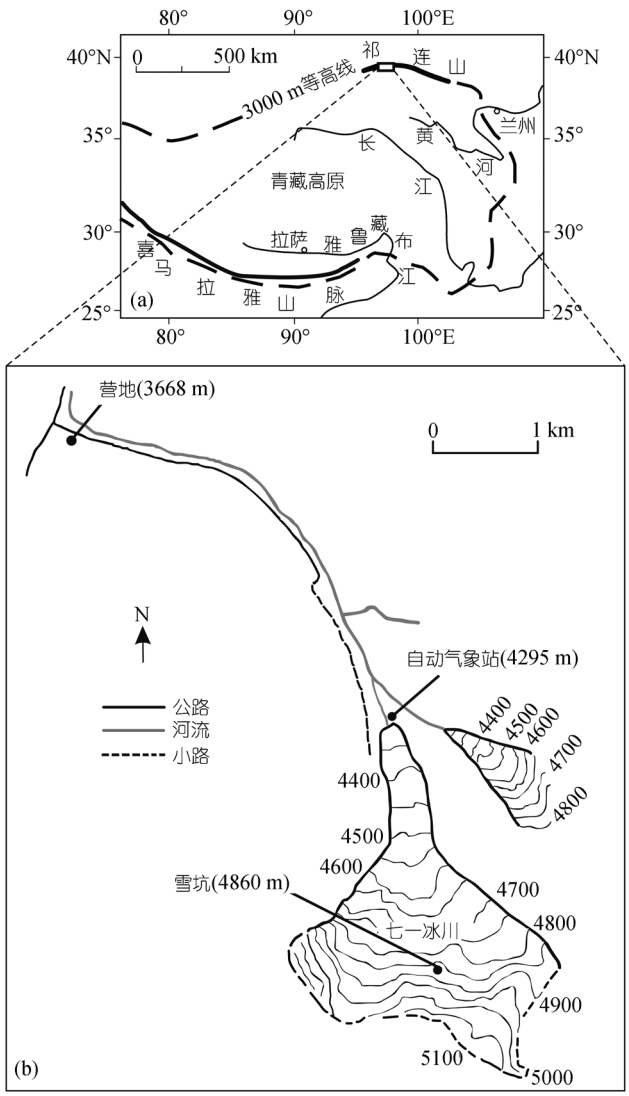


图 1 七一冰川位置(a)和降水与雪坑取样地点(b)

下游沟口设立大本营(图 1), 放置百叶箱, 内置双金属片周记温度计; 在 4295 m的冰川末端架设自动气象站, 记录风速、风向、气温、相对湿度、辐射和降水等, 设定每 10 min记录 1 次. 随后, 在大本营用浅盆连续收集每次降水, 记录降水时段并取样, 且人工记录风向、风速等. 从 6 月 16 日开始, 在高于冰川多年平衡线高度[19]约 200 m的 4860 m处(图 1)连续挖掘雪坑, 从上到下每 3 或 5 cm(仅 6 月 16 日)对剖面进行连续取样, 用电子天平称重以计算积雪密度. 雪坑每 6~7 d挖掘一次, 至 7 月 17 日共挖掘雪坑 6 个. 此时, 由于融化, 积雪厚度降至20 cm (至7月25日全部融化, 呈现裸露冰面). 由于后 4 个剖面表层没有新雪, 只是前剖面的残存, 同位素剖面特征也与前剖面相应部位相似[20], 故只有最先 2 个雪坑剖面的数据用于本文分析中. 之后, 于 8 月 12 日又在雪坑地采集到这期间新降的 15 cm厚的积雪. 所有样品送至日本名古屋大学地球水循环研究中心进行了氢氧稳定同位素比率(δ^{18}O和δD)测定, 其精度分别为±0.1‰(δ^{18}O)和±1.0‰(δD).

2 结果

2.1 降水δ^{18}O 与温度的关系

由于水汽凝结过程受温度控制, 降水同位素比率与气温之间的关系不仅被用来进行冰芯定年和重建古气候[21], 而且用于确定水汽来源与水循环过程[6]. 通过对比大本营和冰川末端的气温记录(图略)看出, 由于“高度效应”, 大本营气温比冰川末端的略高, 但两者变化非常一致. 从 6 月 9 日观测开始至 6 月 20 日左右, 气温上升较快. 随后在波动中有所上升, 至 7 月 25 日左右达到高峰. 8 月上旬气温变低, 中下旬又上升至 7 月下旬的高值. 9 月初则呈现出明显的下降趋势. 大本营降水δ^{18}O值变化较大, 最高达 4.5‰(6 月 26 日), 最低为–15.5‰(7 月 15 日), 两者相差 20‰, 无明显时间变化规律.

图 2 给出了大本营历次降水的δ^{18}O 值与降水时气温的关系. 图 2 上各点分布散乱, 显示出δ^{18}O 与气温不存在线性关系, 说明水汽的来源、路径或过程复杂, 亦或雨滴降落过程中存在着强烈的蒸发作用, 其对δ^{18}O 分馏的影响已超过温度效应.

2.2 降水量效应

降水量效应是指一地的降水同位素比率高低和降水量大小呈负相关的现象[21,22]. 由于 2002 年在大本营收集降水时并没有详细测量降雨量, 故采用冰川末端自动气象站的降水量记录来进行分析. 这两个地点的高差仅 627 m, 历次降水事件(共 56 次)除少数几次(3 次)降水量很小, 故而自动气象站未能记录到以外, 两地的降水时段都是一致的; 两地气温变化也一致(图略); 并且从两地风向来看, 在有风向记录的 43 次降水事件中有 30 次两地风向是一致的, 北风或偏北风, 8 次两地无风, 只有 5 次有所差异, 风向较为散乱, 但为微风. 2004 年 5 月 26 日至 7 月 25 日, 我们还在大本营进行了详细的降雨量人工观测, 并与冰川末端自动气象站的降水量记录进行了对比, 进一步证实了 2 个地点的降水在时段和大小变化上的一致性, 而且降水量高度效应很小, 观测期间冰川末端和大本营的降水总量分别为 152 和 131 mm[16]. 所

以，采用冰川末端的降水量记录来代替大本营的分析是可行的. 图2给出了历次降水的δ^{18}O与降水量的关系. 图 2 上显示出明显的降水量效应. 这一现象在单次天气过程中表现尤为明显，随着天气持续时间的延长和累积降水量的增加，单次降水的δ^{18}O值越来越低(图 3).

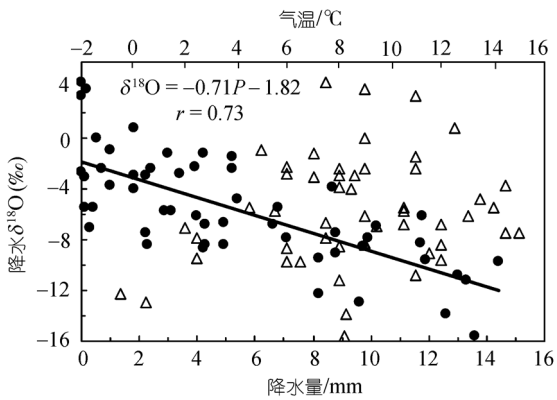


图 2　大本营夏季降水δ^{18}O 与气温(△)和降水量(●)的相关散布图

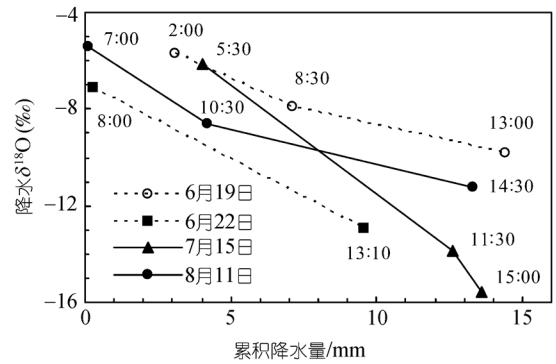


图 3　单次天气过程中各次降水δ^{18}O 的变化
随着天气持续时间和累积降水量的增加, δ^{18}O 值越来越低

2.3　降水δ^{18}O 波动与水汽输送过程

青藏高原南部降水稳定同位素研究 [23]显示，短时间尺度上稳定同位素的变化与水汽来源的变化更密切相关. 通过利用田立德等人 [23]建立的模型和美国NCAR/NCEP所提供的 2002 年风向、风速、空气比湿和气温资料，我们对 2002 年夏季七一冰川日降水中δ^{18}O变化与水汽来源的关系进行了追踪. 该模型假设空气中有一质点，在风场中运动，根据风向风速的变化就可以追踪其在前一时刻的位置. 模型的精度为 2.5°×2.5°(经度×纬度)，高度依气压分成 600, 550, 500, 450, 400, 350和300 hPa共7层. 模型运行的时间间隔为 6 h. 模型计算结果为降水前 10 d内水汽的输送路径、路径气压变化以及沿途空气比湿的变化. 图 4 是 4 个降水日的追踪结果. 图 4 中，上部的曲线表示了 7 层水汽在降水前的 10 d内的输送路径，气泡面积的大小表示不同层大气的比湿大小；图的下半部的曲线表示不同层水汽输送路径气压的变化.

各降水日的水汽输送过程追踪结果显示，七一冰川夏季降水的水汽来源，除少数降水日有来自西部的少量水汽输送外，都来自东南(中国东南季风区)和南部(南亚)，北部基本没有水汽输送. 从降水稳定同位素看，同位素比率高值对应于没有或只有少量西风水汽输送的降水事件，而且降水量一般较少. 如 6 月 14 日、7 月 19 及 20 日(图 4)的降水δ^{18}O分别为–1.2‰, –2.2‰和–2.4‰，降水量分别为 4.2, 3.9 和 2.4 mm. 由于这类降水来源于内陆地表蒸发的水汽，故δ^{18}O值高. 当这类降水的降水量特别小时，其δ^{18}O值变得非常之高. 如 6 月 26(图 4)，27 日及 7 月 4 日 3 d的降水δ^{18}O分别为 4.5‰, 3.9‰和 3.4‰，为整个夏季最高的 3 个值，都为西风水汽输送，且其降水量都<0.2 mm. 有东南或南部水汽输送的降水δ^{18}O值明显比西风或附近地域水汽输送的降水δ^{18}O值低，多在–10‰~–5‰之间，如 7 月 9 日的降水δ^{18}O值为–8.3‰，降水量为 11.7 mm，水汽来自中国东南季风区域(图 4). 这一值域比青藏高原南部季风降水的δ^{18}O主要值域 [23]高出许多，但与中国东部各主要GNIP站点(包括七一冰川附近的张掖)季风期间降水的δ^{18}O平均值范围 [24]基本一致，也与德令哈夏季各月降水δ^{18}O的月平均值范围 [5]相当，说明水汽在向西部和北部输送的过程中汇入或交换了沿途各地的大量水汽. 如 7 月 15 日的降水δ^{18}O值为–15.5‰，系整个夏季观测的最低值，水汽输送过程(图 4)显示，源于孟加拉湾北部沿岸的水汽输送北上至中国四川西部，再折往西北后，空气比湿大幅度降低，同时中低各层都汇入高原内部水汽. 这样，虽然来自孟加拉湾沿岸的水汽在经过长途跋涉后氧同位素严重贫化 [23]，但水汽通量已变得很小，因而与高原内部的水汽混合后所形成的降水δ^{18}O值比青藏高原南部季风降水的高，但比单纯来自内陆的水汽所形成降水的δ^{18}O值低. 当然，该日降水δ^{18}O最低值的形成也在一定程度上体现了与云中水汽冷却程度、水滴在降落过程中的蒸发及和周围水汽交换相关的降水量效应 [21,22]，因为当日同一天气过程的 3 次降水的δ^{18}O值逐次降低(图 3)，3 次累积

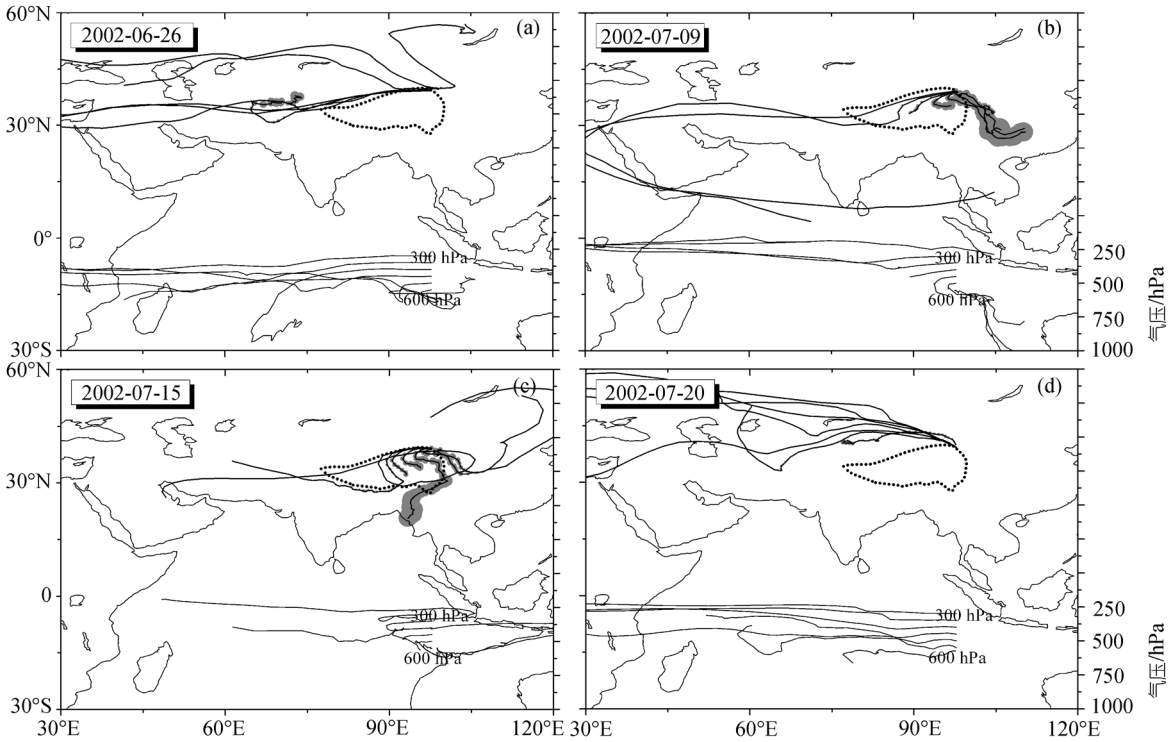


图 4 观测期间 4 个降水日水汽输送过程追踪结果

降水量为 13.6 mm, 是整个夏季降水最多的几次天气过程之一. 所以, 在天气尺度上, 七一冰川在一定程度上仍然受季风, 包括南亚季风的影响.

2.4 积雪稳定同位素剖面

图 5 是在 4860 m处所挖的第 1(6 月 16 日)和第 2 个雪坑(6 月 23 日)的密度和氧同位素剖面. 由于剖面已挖到底部浅蓝色的冰川冰, 而 2002~2005 年的观测确认, 该地点在 7 月底至 8 月初积雪全部消融殆尽(融化期间, 以后降的新雪有短时间积累), 融化期在 9 月初至 9 月中旬结束[16,17], 故所有积雪应系 2001 年 9 月融化期结束以后的堆积. 2002 年 6 月至 2005 年 8 月冰川末端的自动气象站记录并经过订正后的月降水量变化显示[16], 11, 12, 1 和 2 月 4 个月几乎没有降水(月降水量<1.2 mm), 10 月(<13.7 mm)、3 月(<6.1 mm)和 4 月(<12.5 mm)非常少, 9 月(21.3~37.4 mm)也不多, 5 月则大幅度增加(39.7~92.0 mm), 6 月(66.5~89.7 mm)、7 月(97.0~166.7 mm)和 8 月(48.3~117.6 mm)最多, 故雪坑剖面反映的主要是 2001 年秋季(9~10 月)和 2002 年春季(3~5 月)特别是 5 月份以来的降水状况. 6 月 16 日整个雪坑剖面的水当量为 345.5 mm, 与全年的总降水量(2003 年与 2004 年分别为 344.9 和 364.0 mm[16])

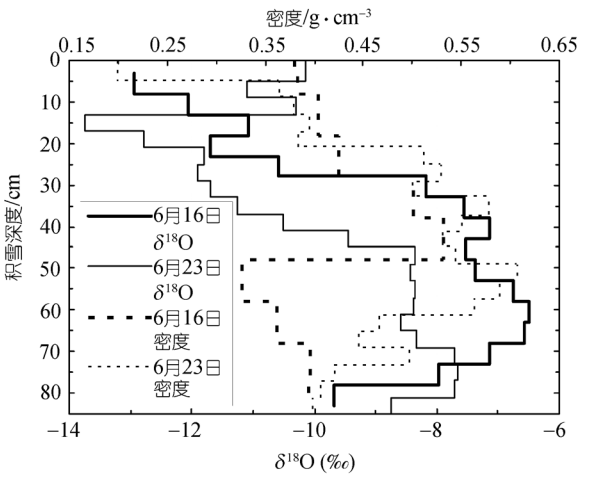


图 5 冰川表面积雪(4860 m)的δ^{18}O 和密度剖面

相当, 这可能是由吹雪造成的, 因为雪坑地点为比较平坦的台地, 不可能发生雪崩. 图 5 中 6 月 16 日的氧同位素比率剖面显示, 从底部向上 25 cm, δ^{18}O 值有所增加, 随后向上 20 cm 变化很小, 再向上至雪表面则逐渐降低. 这说明春季早期的δ^{18}O 值比秋季早期的稍高, 从春到夏降水氧同位素比率降低. 6 月 23 日的δ^{18}O 剖面与 6 月 16 日的相似, 但雪坑顶部 10 cm(3

个样品)为 6 月 20~22 日下的新雪, 最底层也未见稍低的值, 这是因为 6 月 16~19 日的融化, 使融水在最底层冻结形成了附加冰. 此外, 8 月 12 日在雪坑地采集到的新降 15 cm 厚积雪(约 50 mm 水当量, 后在 8 月 21 日前全部消融)的稳定同位素比率分别为 −67.41‰(δD)和−10.44‰(δ^{18}O). 这进一步证明了夏季降水同位素比率的值低.

2.5　大气降水和积雪大气水线的对比

在全球降水中, 氢氧稳定同位素比率平均存在一种线性关系, 即全球大气水线: δD=8 δ^{18}O + 10‰[15]. 由于气候和地理条件的不同, 各地大气水线的斜率和截距与全球大气水线存在差异. 因而, 大气水线及其与之相关的另一参数——过量氘(d = δD−8δ^{18}O[21])通常被用作水汽来源、源地大气湿度和水汽蒸发时同位素非平衡分馏的指标[21,25,26]. 图 6 是大本营观测到的大气水线, 其斜率(7.6)和截距(13.3)与德令哈夏季的观测值(斜率 8.3, 截距 13.5[5])接近. 由于降水量效应, 位于回归直线上部的同位素比率值高的点对应于降水强度小的或强降水的初始阶段的降水. Clark和Fritz[27]证实, 在干旱地区或某些温暖地域的夏季, 由于雨滴下落过程中的蒸发, 降水量效应会使大气水线的斜率和截距降低. 图 6 最上方 3 个点为 6 月底 7 月初的 3 次降水, 降水量都<0.2 mm. 这个时期正好为干旱期[16]. 若去掉这 3 个点, 则斜率和截距分别变为 7.9 和 15.9, 与德令哈多年的观测值(斜率 8.4, 截距 15.0[5])非常接近. 图 7 是 6 月 16 日和 23 日 2 个雪坑剖面的氢氧稳定同位素关系图. 图 7 显示, 直线的斜率和截距非常高. 6 月 16 日剖面的斜率达 10.4. 由于重新冻结作用[20], 6 月 23 日的斜率大幅降低, 但仍达 9.5. 如此之高的斜率尚未有报道. 由于主要的积雪沉积后过程, 包括蒸发、融化和重新冻结, 都不会使大气水线斜率升高: 蒸发[28]和重新冻结[20]都使斜率变低, 融化过程则对其无明显影响[20], 故积雪的高斜率反映了降水时的高斜率. 这说明七一冰川夏季降水和全年(主要是春季、夏初和秋季)降水的大气水线之间存在着明显的差异.

大气水线的差异意味着过量氘的差异. 图 8 是 6 月 16 日和 23 日 2 个雪坑的过量氘剖面. 2 个剖面都呈现出很高的d值, 不仅远高于北半球多年平均降水中各月的值(<12‰[29]), 而且总体上高于德令哈全年各主要降水月的月均值(约<15‰[5]); 从剖面结构看, 与δ^{18}O剖面相似, 春季早期的d值比秋季早期的高,

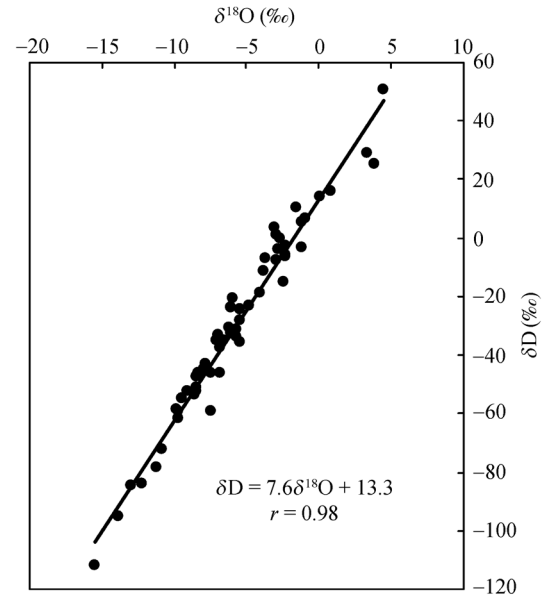


图 6　大本营夏季降水的大气水线

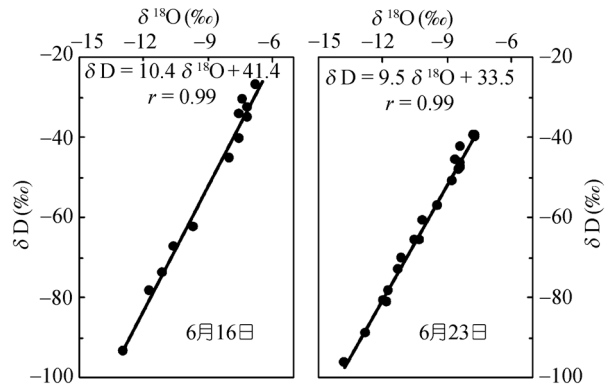


图 7　冰川表面积雪(4860 m)的氢氧稳定同位素关系

从春到夏d值降低. 与 6 月 16 日的剖面相比, 6 月 23 日中下剖面的d值明显降低, 这是由于下渗融水重新冻结所至[20]. 6 月 23 日剖面表层 10 cm新雪的d值与次表层相比有所升高, 但仍然比 6 月 16 日中剖面的高值(最高达 28.3‰)低出许多, 并且 8 月 12 日所采 15 cm新雪的d值为 16.11‰, 证明了夏季的低值. 此外, 大本营夏季 56 次降水d的算术平均值为 15.4‰, 加权平均值为 17.0‰, 从而进一步确认夏季的低d值. 这种季节变化特征与张掖降水d的季节变化是一致的. 张掖降水全年各月的多年月平均d值约在 3‰~15‰[24], 尽管总体上比七一冰川积雪的d值剖面(图 8)低得多, 但呈现出冬高夏低的特征. 七一冰川降水d值春高夏低的特征与德令哈相比, 也有相似之处. 虽然德令哈降水d值从全年来看是夏高冬低, 但从春末

到夏季却是明显降低，这可以从Tian等人[5]的资料中看出. 图9显示两日剖面的过量氘与及对应的δ^{18}O之间的关系. 从图 9 看出，两者之间显现出较好的正相关. 这意味着从春到夏，随着降水同位素比率的降低，d值降低；反之，从初秋至早春，d值增加，从而导致大气水线的高斜率和高截距.

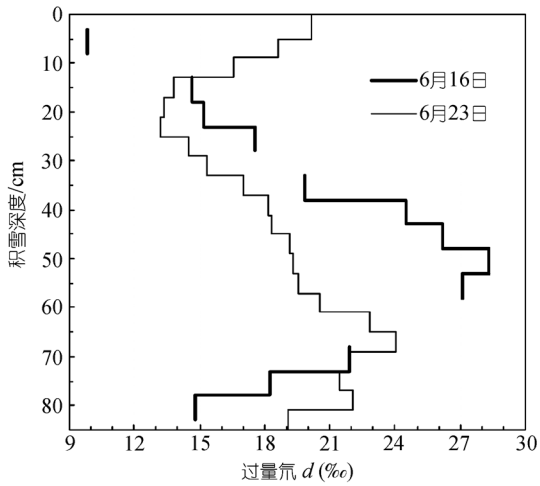


图 8 冰川表面积雪(4860 m)的过量氘(d)剖面

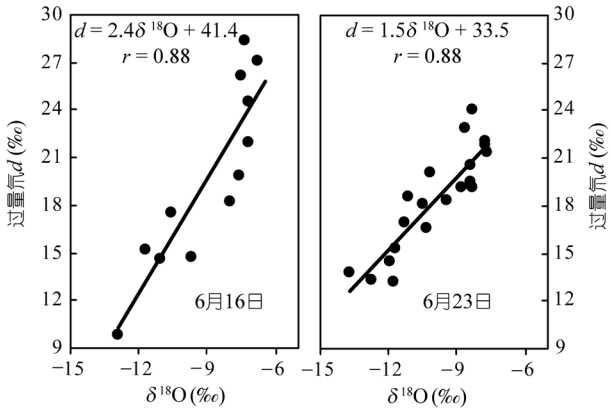


图 9 冰川表面积雪(4860 m)的过量氘 d-δ^{18}O 关系

3 讨论

尽管在祁连山南麓的德令哈[6]，降水稳定同位素的温度效应在事件尺度上仍然比较明显，但一般用多年的年平均值[21]或月平均值[24]来分析. 虽然七一冰川的降水δ^{18}O比率与气温在事件尺度上不相关，但由于我们无冬季降水资料，而且只有一个夏季的降水资料，故尚不能认定在长时间尺度上不存在温度效应.

从积雪同位素剖面看，夏季值比春、秋季值低. 但这一结论的前提是 2001 年夏季的积雪均已融化. 这一前提是根据 2002~2005 的观测结果推测的. 但如果 2001 年夏季气温特别低而降雪大部分得以保存下来的话，那么，与前述结果正好相反，雪坑剖面指示的是夏季同位素比例比秋、春季的高. 不过这种可能性极小，因为这要求 2001 年夏季大幅度低温和大范围异常，而实际未有这样的观测报道. 更为重要的是，2002 年 6 月 23 日雪坑表层 10 cm (28.3 mm水当量，图5)和 8 月 12 日 15 cm新雪(约 50 mm水当量)的氢氧稳定同位素比率值都低，支持同位素比率值春(秋)高夏低的论断. 但是，这也并不意味着不存在温度效应，因为如果冬季降水的同位素比率值特别低，其低下幅度大大超过春(秋)夏之间差异的话，那么从全年看，总体上还是夏高冬低. 这种可能性是完全存在的，在德令哈, 1 月份δ^{18}O的多年月均值低于–20‰[5]. 然而，由于冬季降水极少，在积雪剖面中难以反映出来，这样的温度效应对冰芯解译不仅没有意义，反而可能导致误译，即将春、秋季的高值解译为夏季降水、夏季的低值解译为冬季降水. 因此，在解译青藏高原缺乏降水资料山地的冰芯时必须特别慎重.

前述降水同位素的降水量效应也是事件尺度的，尽管通常用月权重平均值来分析[21]. 从前述水汽追踪结果分析可知，这种降水量效应包含了 2 个方面的成因：一是水汽来源的差异，这一点与青藏高原南部的季节性降水量效应相似，主要与季风环流相关[5,6]；二是与云中水汽冷却程度、水滴在降落过程中的蒸发及和周围水汽的交换相关. 由于降水冬少夏多，从全年来说，如果温度效应存在的话，就不可能存在降水量效应；反之亦然.

积雪剖面d的变化反映出水汽来源的变化. 青藏高原南部降水的d(及δ^{18}O)值在季风季节前后都很高，季风来临后则大幅度降低，说明高d值指示大陆性水汽来源，低值则反映季风气源[5,6,24]. 七一冰川积雪的d及δ^{18}O剖面的变化正好与之相似，说明冬春(秋)季祁连山受蒙古高压控制[30]，水汽来源于附近的内陆蒸发或干燥的西风气流在经过黑海、里海和咸海等相对温暖的水体时的快速蒸发[11]，因而降水中d值特别高；而夏季季风则带来低d值. 这与前面的水汽追踪结果相互印证，同时表明了该地的季风气候特征. 虽然前述水汽追踪的结果显示东南季风与南亚季风两者的影响，但根据Tian等人[5]的南亚季风只能到达唐古拉山的研究结论看，南亚季风影响可能只具有天气意义，而气候特征的形成主要与东南季风相关. 但无论如何，这都表明季风在 39°N附近的实际影响范围比Araguas-Araguas等人[24]所划分的界限要靠西得多.

4 结论

在事件尺度上，七一冰川夏季降水中$\delta^{18}O$的变化不存在温度效应，但显示出明显的降水量效应. 这种降水量效应既反映了水汽来源的差异，与东南季风和南亚季风活动相关，也与云中水汽冷却程度、水滴在降落过程中的蒸发及和周围水汽的交换相关. 由于冬季降水极少，积雪剖面主要体现春、夏、秋三季的降水状况. 夏季降水的$\delta^{18}O$值低，而春、秋季降水的高. 因此，在对山地冰芯进行气候解译时，除了现代降水的同位素资料外，还要特别注意降水的年内分配状况，以避免误译. 夏季降水的大气水线为$\delta D = 7.6\delta^{18}O + 13.3$，与祁连山南麓德令哈的大气水线相近. 积雪的大气水线为$\delta D = 10.4\delta^{18}O + 41.4$，显示出异常高的斜率和截距. 积雪剖面的过量氘($d$)值与$\delta^{18}O$ 存在明显的正相关，说明从春到夏，随着降水同位素比率的降低，d 值降低；反之，从初秋至早春，d 值增加，从而导致大气水线的高斜率和高截距. d 的变化也意味着春(秋)夏之间水汽来源的改变. 春(秋)季水汽来源于附近的内陆蒸发或干燥的西风气流在经过黑海、里海和咸海等相对温暖的水体时的快速蒸发，因而降水中 d 值高；而夏季季风则带来低值. 同时，这也表明季风的影响范围可达祁连山西段.

致谢 田立德博士为本文提供了宝贵意见，刘忠方博士帮助算出水汽输送过程追踪图，与康世昌博士进行过有益讨论，在此表示感谢.

参 考 文 献

1 姚檀栋, 丁良福, 蒲健辰, 等. 青藏高原唐古拉地区降雪中$\delta^{18}O$ 特征及其与水汽来源的关系. 科学通报, 1991, 36(20): 1570—1573
2 章新平, 施雅风, 姚檀栋. 青藏高原东北部降水中$\delta^{18}O$ 的变化特征. 中国科学 B 辑, 1995, 25(5): 540—547
3 章新平, 姚檀栋. 影响青藏高原的天气系统与降水中氧同位素的关系. 冰川冻土, 1995, 17(2): 125—131
4 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: 地球科学, 2001, 31(5): 353—361
5 Tian L, Masson-Delmotte V, Stievenard M, et al. Tibetan Plateau summer monsoon northward extent revealed by measurements of water stable isotopes. J Geophys Res, 2001, 106(D22): 28081—28088[DOI]
6 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): 4293—4302[DOI]
7 Yao T, Thompson L G, Thompson E M, et al. Climatological significance of $\delta^{18}O$ in the North Tibetan ice cores. J Geophys Res, 1996, 101: 29531—29537[DOI]
8 Yao T, Masson V, Jouzel J, et al. Relationship between $\delta^{18}O$ in precipitation and and surface air temperature in the Urumqi River Basin, East Tianshan Mountain, China. Geophys Res Lett, 1999, 26(23): 3473—3480[DOI]
9 Kang S, Kreutz K J, Mayewski P A, et al. Stable-isotopic composition of precipitation over the northern slope of the central Himalayas. J Glaciol, 2002, 48(163): 519—526
10 田立德, 姚檀栋, 张寅生, 等. 希夏邦马夏季降水中水化学特征. 环境科学, 1998, 19(6): 1—5
11 Kreutz K J, Wake C P, Aizen V B, et al. Seasonal deuterium excess in a Tien Shan ice core: Influence of moisture transport and recycling in Central Asia. Geophys Res Lett, 2003, 30(18): 1922, doi:10.1029/2003GL017896[DOI]
12 Thompson L G, Thompson E M, Davis M E, et al. Holocene-Late Pleistocene climatic ice core records from Qinghai-Tibetan Plateau. Science, 1989, 246: 474—477[DOI]
13 姚檀栋, 谢自楚, 武筱斡, 等. 敦德冰帽中的小冰期气候记录. 中国科学 B 辑, 1990, (11): 1196—1201
14 姚檀栋, 杨志红, 刘景寿. 冰芯记录所揭示的青藏高原升温. 科学通报, 1994, 39(5): 438—441
15 Craig H. Isotopic variations in meteoric waters. Science, 1961, 133: 1702—1703
16 Sakai A, Matsuda Y, Fujita K, et al. Meteorological observation at July 1st Glacier in Northwest China from 2002 to 2005. Bull Glaciol Res, 2006, 23: 23—32
17 Sakai A, Matsuda Y, Fujita K, et al. Hydrological observations at July 1st Glacier in Northwest China from 2002 to 2004. Bull Glaciol Res, 2006, 23: 33—39
18 蒲健辰, 姚檀栋, 段克勤, 等. 祁连山七一冰川物质平衡的最新观测结果. 冰川冻土, 2005, 27(2): 199—204
19 刘潮海, 谢自楚, 杨惠安, 等. 祁连山“七一”冰川物质平衡的观测、插补及趋势研究. 中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊, 第 7 号(祁连山冰川、气候及径流变化监测与寒区水文研究专辑). 北京: 科学出版社, 1992. 21—33
20 Zhou S, Nakawo M, Hashimoto S, et al. The effect of refreezing on the isotopic fractionation of melting snowpack. Hydrol Proc, 2007, doi: 10.1002/hyp.6662
21 Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. Tellus, 1964, 16(4): 436—468
22 Ingraham N L. Isotopic variations in precipitation. In: Kendall C, McDonnell J J, eds. Isotope Tracers in Catchment Hydrology. New York: Elsevier, 1998. 87—118
23 田立德, 姚檀栋, Numaguti 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. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2001, 31(Supp): 215—220
24 Araguas-Araguas L, Froehlich K, Rozanski K. Stable isotope composition of precipitation over Southeast Asia. J Geophys Res, 1998, 103: 28721—28742[DOI]
25 Jouzel J, Merlivat L, Lorius C. Deuterium excess in an East Antarctic ice core suggests high relative humidity at the oceanic surface during the last glacial maximum. Nature, 1982, 299(5885): 688—691[DOI]
26 Armengaud A, Koster R D, Jouzel J, et al. Deuterium excess in Greenland snow: Analysis with simple and complex model. J Geophys Res, 1998, 103(D8): 8947—8953[DOI]
27 Clark I D, Fritz P. Environmental Isotopes in Hydrogeology. Boca Raton: Lewis Publishers, 1997. 1—328
28 Stichler W, Schotterer U, Frohlich K, et al. Influence of sublimation on stable isotope records recovered from high-altitude glaciers in the tropical Andes. J Goephys Res, 2001, 106: 22613—22620[DOI]
29 Jouzel J, Froehkich K, Schotterer U. Deuterium and oxygen-18 in present-day precipitation: Data and modeling. Hydrol Sci, 1997, 42(5): 747—763
30 丁良福, 康兴成. 祁连山冰川发育的气候条件及其对冰川特征的影响. 中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊, 第 5 号(祁连山冰川变化及利用). 北京: 科学出版社, 1985. 9—15