青藏高原冰芯积累量的近期变化

侯书贵 秦大河* 姚檀栋 张东启 陈 拓

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰芯与寒区环境重点实验室, 兰州 730000. * 联系人: qdh@cma.gov.cn)

摘要 研究结果表明: 喜马拉雅山中段(珠穆朗玛峰东绒布冰川和远东绒布冰川, 希夏邦马峰达索普冰川)的冰芯积累量自 20 世纪 50 年代以来急剧减小, 与北半球低纬地区(5°~35°N)和印度降水的变化趋势一致; 而青藏高原中部和北部地区(唐古拉山小冬克玛底冰川, 西昆仑古里雅冰帽和祁连山敦德冰帽)的冰芯积累量在相同时段内有增加的趋势, 与北半球中、高纬地区(35°~70°N)降水变化趋势一致. 相比而言, 冰芯积累量变化幅度更为显著, 表明高海拔地区对气候变化的异常敏感性. 20 世纪 60 年代北半球气候系统和亚非夏季风系统的突变可能是造成青藏高原冰芯积累量变化的原因.

关键词 青藏高原 冰芯积累量 气候变化

降水量变化对一个国家或地区的社会经济发展有非常重要的影响, 但在气候变化研究方面, 降水量变化的研究还相当有限. 冰芯积累量是冰川上降水量的直接记录, 而且高分辨率冰芯记录保证了降水记录的连续性, 因此冰芯记录提供了一种恢复降水量变化的有效手段, 这对于观测台站稀少、观测时间较短的青藏高原而言尤其重要. 姚檀栋等人[1]发现高海拔地区的气温变化幅度大于低海拔地区, 并因此认为高海拔地区比低海拔地区对全球气候变化反应更敏感, 但高海拔地区降水是否也具有类似特征呢? 有学者提出青藏高原可能是我国气候变化启动区的观点[2,3], 因此研究青藏高原高海拔地区的降水量变化可为我国未来气候变化提供预警信号.

1 资料来源和冰芯积累量

迄今为止青藏高原已有 6 支冰芯积累量记录(图 1): 珠穆朗玛峰东绒布冰川(27°59′N, 86°55′E, 冰芯钻取点海拔高度 6500 m)[4]和远东绒布冰川(28°03′N, 86°55′ E, 6500 m)[5]、希夏邦马峰达索普冰川(28°23′N, 85°43′ E, 7200 m)[6]、唐古拉山小冬克玛底冰川(33°02′N, 92°02′E, 5700 m)[7]、西昆仑古里雅冰帽(35°17′N, 81°29′E, 6710 m)[8]和祁连山敦德冰帽(38°06′N, 96°24′E, 5325 m)[8]. 以 β 活化度峰值作为标志年层(唐古拉山冰芯除外), 并根据稳定同位素比率、主要离子含量、pH 值、电导率等指标的季节/变化进行了冰芯定年. 因各冰芯所跨时间尺度不同, 本文仅选取 1950 年以来的冰芯积累量记录结果进行讨论, 结果如图 2 所示.

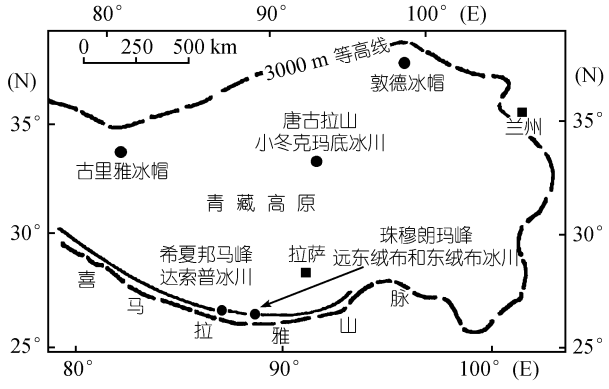

图 1 青藏高原冰芯钻取点位置

2 讨论

喜马拉雅山冰芯积累量均表现为 20 世纪 50 年代至 60 年代中期的急剧降低现象, 其中尤以珠穆朗玛峰地区为甚. 对于东绒布冰芯, 由 β 活化度峰值所确定的 1954 ~ 1963 年和 1964 ~ 1997 年两时段内的年平均净积累量分别为 581.7 和 321.2 mm, 二者比值为 1.81; 对于远东绒布冰芯, 1954 ~ 1963 年和 1964 ~ 1996 两时段内的年平均净积累量值分别为 267.5 和 150.3 mm, 二者比值为 1.78. 青藏高原中、北部的小冬克玛底冰川、敦德冰帽和古里雅冰帽冰芯积累量总体上表现为增加趋势, 但三者之间的变化幅度和位相等略有差异, 这可能与 3 支冰芯钻取点高度和局地气候条件的不同有关. 姚檀栋等人[8]对古里雅和敦德冰芯百年尺度降水量变化的研究结果也表明 20 世纪初以来降水量有明显的增加.

珠穆朗玛峰地区两支冰芯钻取点相距不足 10 km, 但两支冰芯积累量相差 1 倍以上, 其主要原因可能在

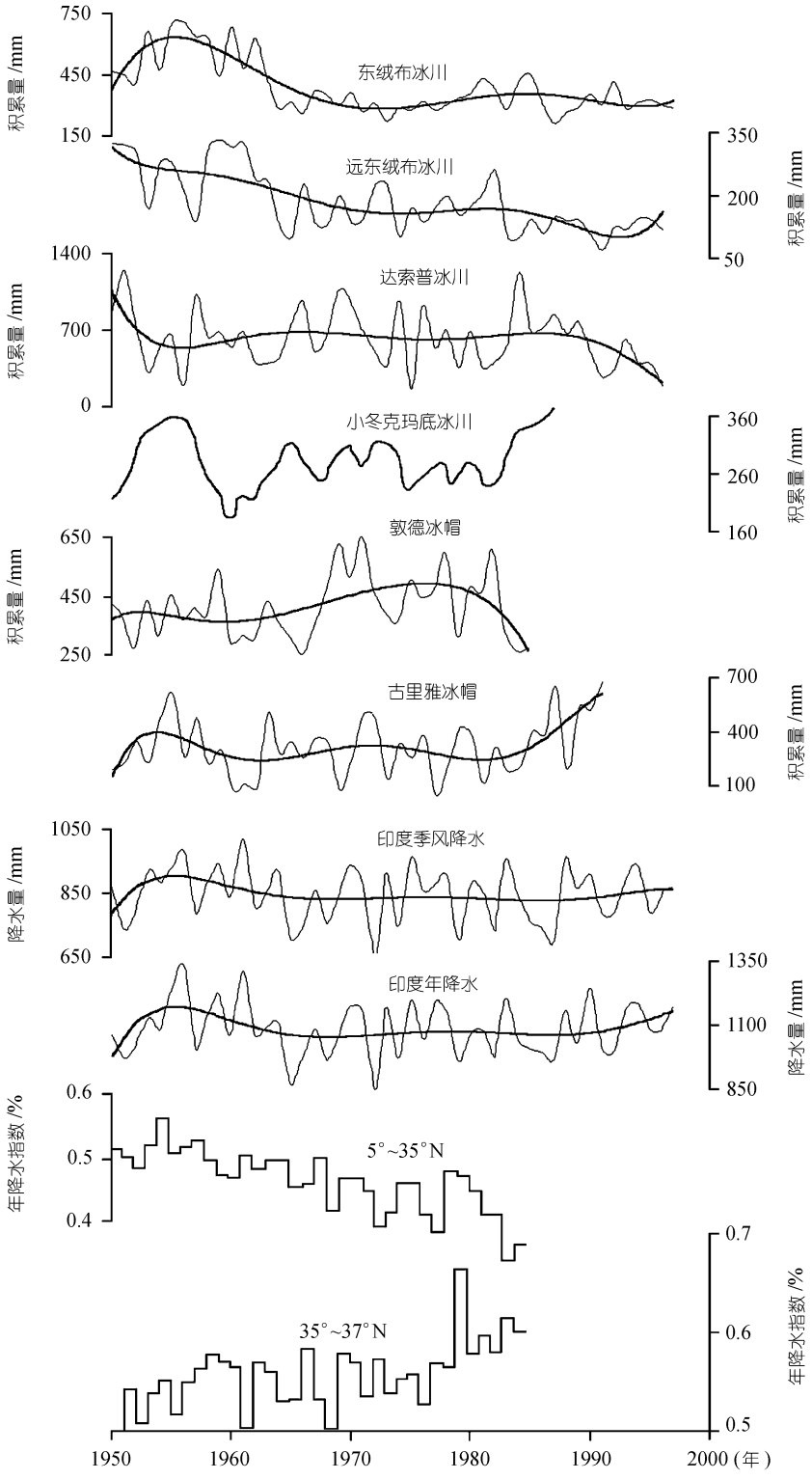

图 2 青藏高原冰芯积累量与印度和北半球大陆降水的近期变化

其中珠穆朗玛峰、希夏邦马峰、敦德冰帽、古里雅冰帽冰芯积累量和印度降水的粗线分别代表各自时间序列的多项回归结果. 北半球降水的单位为各台站实际降水量 γ 概率分布的百分率

于: (1) 东绒布冰芯钻取点紧邻一个海拔 6550 m 的垭口, 夏季西南季风所携带水汽有可能穿过该垭口后产生降水. 由于东绒布冰川和远东绒布冰川之间存在一座海拔约 7000 m 的近东西向山峰, 阻碍了水汽向远东绒布冰川的输送. 有理由认为远东绒布冰芯钻取点处的降水量应小于东绒布冰芯钻取点处相应值. (2) 远东绒布冰川位于阳坡, 冰川消融强; 而东绒布冰川位于阴坡, 该冰川冰芯钻取点无明显融化现象. 两支冰芯钻取点处的消融差异进一步加大了两支冰芯净积累量之差.

希夏邦马峰和珠穆朗玛峰虽然相距仅百余公里, 但达索普冰芯积累量约为东绒布冰芯相应值的 1.6 倍. 在青藏高原, 相对湿度不是随高度的上升递减, 而是在一定高度范围内随高度的增加而增加, 并在 400 hPa 左右达到最大, 然后再随高度的增加而递减[8], 因此 400 hPa 左右应是青藏高原对流和水汽凝结的重要高度, 其附近高度的降水量也必然大于较低海拔处的降水量. 达索普冰芯钻取点海拔 7200 m, 正位于 400 hPa 高湿层内, 似可解释该冰芯的高积累量. 不过 1860 年以来达索普冰芯的δ^{18}O 记录具有明显的升高趋势, 与北半球气温记录之间存在显著的正相关关系[9], 表现为稳定同位素比率的“温度效应”; 而同期东绒布冰芯的δ^{18}O 记录没有明显的升高趋势, 但与印度北部降水之间存在一定的负相关关系[2], 表现为稳定同位素比率的“降水量效应”, 这与青藏高原南部和喜马拉雅山南坡地区现代降水的观测结果一致[10,11]. 达索普冰芯和东绒布冰芯δ^{18}O 记录的差异可能反映了二者水汽来源及运移过程存在一定程度的差异, 从而进一步加剧了二者积累量之间的差距.

印度夏季风降水量和年降水量自 20 世纪 50 年代中期至 60 年代中期有明显的降低(图 2), 这与喜马拉雅山中段 3 支冰芯积累量的变化一致. 根据 1871~1988 年印度降水序列的 11 点滑动平均结果, Subbaramayya 等人[12]认为 1958~1969 年期间印度降水突然减少, 并认为可能是该期间气候突变的结果. 虽然 20 世纪 70 年代初大部分印度地区的降水量有所回升, 但毗邻喜马拉雅山中段冰芯钻取点的印度北部若干地区降水仍为减小趋势[12], 与 20 世纪 60 年代以来的持续低冰川积累量相一致. 但冰芯积累量的变化幅度明显高于印度降水的相应变化, 表明高海拔地区对气候变化的敏感性不仅表现在气温方面, 在降水变化上同样也有所表现.

Bradley 等人[13]根据北半球 1487 个台站的降水资料, 系统研究了 19 世纪中叶以来北半球陆地降水量的变化. 结果表明, 1953, 1954, 1956 和 1957 是所研究时段内降水量最大的年份, 自 20 世纪 50 年代初至 70 年代末降水量持续减小. 不过对北半球按纬度进行分区后, 低纬地区(5°~35°N)的降水量自 20 世纪 50 年代以来的减小趋势更加显著, 而中、高纬地区(35°~70°)的降水量表现为相反的趋势(图 2), 类似于青藏高原南部和中、北部地区的冰芯积累量变化. 唐古拉山小冬克玛底冰川虽位于 33°N, 但其与中高纬地区的降水量变化一致, 原因在于冰芯钻取点远高于 Bradley 等人所用气象台站的平均高度. 青藏高原 1961~1990 年海拔 2000 m 以上 66 个台站夏季降水经过标准化处理后, 其经验正交函数(EOF)分析结果的第 1 特征向量空间分布也具有南、北部降水反向变化的特点, 另外 K-均值法聚类分析结果可将 66 个台站大致以 33°N 为界分为南、北两类, 其中南部有 29 个站, 北部有 37 个站[14]. 根据 500 hPa 高度场及风场资料, Liu 等人[14]指出北大西洋涛动(NAO)变化可能是影响高原降水的重要原因之一. 在低 NAO 指数年, 从东大西洋到欧洲的广大范围内, 大约以 40°N 为界, 南、北地区分别为高度升高和降低, 导致 40°N 附近的西风加强, 西风环流通过高原时的绕流作用也相应加大, 进而增强了高原南部的槽和北部的脊, 即在高原南部有利于低涡发展而在北部受到抑制, 导致南部降水偏多, 北部偏少; 高 NAO 指数年情况正好相反. 上述与北大西洋涛动有关的中纬度西风强度变化可能是造成高原南、北部降水空间差异的一个重要机制.

严中伟等人[15]发现在 20 世纪 60 年代中期北半球气候发生过一次突变, 包括北非、印度西北部、中国北部和东部以及日本北部在内的行星尺度带降水一致性变干, 而其南、北两侧各有一条反位相变化带. 实测降水资料分析结果表明 20 世纪 50 年代早期至 60 年代早期我国东部地区的年干旱指数较低, 而 20 世纪 60 年代后期至 70 年代后期干旱指数较高[16]. 最近宋燕等人[17]在分析近几十年气候资料的基础上, 也发现 20 世纪 60 年代北非季风、印度季风

和东亚季风明显的一致变化，行星尺度降水场的显著特征是从北非撒哈拉-萨赫尔(Sahel)、中东、印度北部至华北干旱半干旱带由多雨变为少雨. 青藏高原冰芯积累量变化准确地反映了北半球气候系统的这一特征变化，而且青藏高原冰芯积累量变化可能超前于周围地区，佐证了青藏高原可能是我国气候变化启动区的观点[2,3].

20世纪60年代北半球温度场的突变[15~17]造成亚非大陆温度大面积下降，而印度洋地区，包括阿拉伯海、孟加拉湾及南海大部分地区温度上升，减弱了海、陆热力对比，从而导致季风系统减弱，影响到季风北缘降水量的减小，这可能是青藏高原南部地区降水减少的直接原因. 对气压场的分析结果表明，亚欧非大陆由20世纪60年代突变前的南高北低变压分布形势转变为南低北高的变压分布状况，导致在亚洲大陆南部沿岸到北非有向西的地转风，与季风方向相反，不利于亚非季风系统的维持与发展，即不利于季风降水[17]. 对风场的分析结果同样表明亚非季风系统在 20 世纪 60 年代存在由强到弱的突变过程[17]，进一步证实20世纪60年代亚非干旱半干旱地区降水突变与亚非季风的突变有着直接联系. 青藏高原南部冰芯积累量的近期变化实际上反映了季风系统年代际变化所造成的降水年代际变化.

3 结论

青藏高原冰芯积累量记录具有南、北反向变化的特征，这可能与北大西洋涛动变化具有密切的联系，而20世纪60年代亚非季风系统由强到弱的突变过程体现为高原南部冰芯积累量 20 世纪 50 年代至 60 年代中期的急剧降低. 与较低海拔处降水记录相比，冰芯积累量变化幅度更为显著，表明高海拔地区对气候变化的异常敏感性，而且高原冰芯积累量变化可能超前于周围地区，从而为我国未来气候变化提供预警信号.

致谢 印度降水资料来源于 http://www.tropmet.ernet.in. 本工作受中国科学院知识创新工程项目(KZCX1-10-02; KZCX2-108 和 301)、中国科学院寒区旱区环境与工程研究所知识创新工程项目(CACX210506)、国家自然科学基金(批准号: 49901004)和王宽诚基金资助.

参 考 文 献

1 姚檀栋，刘晓东，王宁练. 高海拔地区的气候变化问题. 科学通报, 2000, 45(1): 98 ~ 106
2 汤懋苍，李存强. 关于青藏高原是气候变化启动区的分析事实. 见: 中国青藏高原研究会第一届学术讨论会论文选. 北京: 科学出版社, 1992. 42 ~ 48
3 冯松，汤懋苍，王冬梅. 青藏高原是我国气候变化启动区的新证据. 科学通报, 1998, 43(6): 633 ~ 636
4 Qin D, Hou S, Zhang D, et al. Preliminary results from the chemical records of an 80 m ice core recovered from the East Rongbuk Glacier, Mt. Qomolangma (Everest). Ann Glaciol, 2002, 35 (in press)
5 侯书贵，秦大河, Wake C P, 等. 珠穆朗玛峰地区冰川净积累量变化的冰芯记录及其气候意义. 科学通报, 1999, 44(21): 2336 ~ 2340
6 姚檀栋，段克勤，田立德，等. 达索普冰芯积累量记录和过去400 a来印度夏季降水变化. 中国科学, D 辑, 2000, 30(6): 619 ~ 627
7 姚檀栋，蒲健辰，刘景寿. 唐古拉冰芯气候学研究. 见: 姚檀栋，上田丰，编. 青藏高原冰川气候与环境. 北京: 科学出版社, 1993. 16 ~ 20
8 姚檀栋，焦克勤，杨梅学. 古里雅冰芯中过去 400 年降水变化研究. 自然科学进展, 1999, 9(12): 1161 ~ 1165
9 Thompson L G, Yao T, Mosley-Thompson E, et al. A high-resolution millennial record of the South Asian Monsoon from Himalayan ice cores. Science, 2000, 289(5486): 1916 ~ 1919
10 Wushiki H. Deuterium content in the Himalayan precipitation at Khumbu district, observed in 1974/75. Seppyo, 1977, 39(special issue): 50 ~ 56
11 章新平，中尾正义，藤田耕史，等. 喜马拉雅山朗塘流域降水中 $\delta^{18}O$ 的变化. 中国科学, D 辑, 2001, 31(3): 206 ~ 213
12 Subbaramayya I, Naidu C V. Spatial variations and trends in the Indian monsoon rainfall. International J Climatol, 1992, 12: 597 ~ 609
13 Bradley R S, Diaz H F, Eischeid J K, et al. Precipitation fluctuations over Northern Hemisphere land areas since the mid-19th century. Science, 1987, 237: 171 ~ 175
14 Liu X, Yin Z. Spatial and temporal variation of summer precipitation over the eastern Tibetan Plateau and the North Atlantic Oscillation. J Climate, 2001, 14: 2896 ~ 2909
15 严中伟，季劲钧，叶笃正. 60 年代北半球夏季气候跃变 I: 降水和温度变化. 中国科学, B 辑, 1990, (1): 97 ~ 103
16 符宗斌. 气候突变现象的研究. 大气科学, 1994, 18(3): 373 ~ 384
17 宋燕，季劲钧. 60年代亚非夏季风十年尺度的突变. 大气科学, 2001, 25(2): 200 ~ 208

(2002-06-20 收稿)