近期青藏高原长江源区急剧升温的冰芯证据

康世昌[①②] 张拥军[①③] 秦大河[②] 任贾文[②] 张强弓[①③] Bjorn Grigholm[④]
Paul Mayewski[④]

(① 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100085; ② 中国科学院冰冻圈与环境联合重点实验室, 兰州 730000; ③ 中国科学院研究生院, 北京 100049; ④ Climate Change Institute, University of Maine, Orono ME 04469, USA. E-mail: shichang.kang@itpcas.ac.cn)

摘要 长江源区作为整个青藏高原 20 世纪以来增温幅度较大的地区之一得到了普遍的关注. 通过对 2005 年在各拉丹冬峰北部果曲冰川平坦的粒雪盆(33.58°N, 91.18°E, 5720 m a.s.l.)钻取的 1 支冰芯多参数的定年, 获得了长江源地区近 70 a 来大气降水中δ^{18}O 的历史记录. 利用各拉丹冬冰芯δ^{18}O 与该区域气象台站夏季气温(7~9 月)之间显著的正相关性, 恢复了近 70 a 来各拉丹冬地区夏季气温的变化历史: 1940s 气温较低, 1950s~1960s 中期气温较高, 1970s 中期气温下降到近 70 a 来的最低值, 1980s 仍然处在一个低温期, 而 1990s 以来气温急剧升高的趋势延续到了 21 世纪初期. 各拉丹冬冰芯恢复的气温记录在 1970s 以来的增温率(0.5℃/10 a)要明显的高于各拉丹冬地区和北半球, 而 1990s 以来的增温率(1.1℃/10 a)约为 1970s 以来的 2 倍, 表明近期的增温有加速趋势且高海拔区域对全球变暖的响应更为敏感.

关键词 冰芯δ^{18}O记录 夏季气温变化 长江源区 青藏高原

20 世纪全球普遍的升温已得到公认, 尤其是 20 世纪最后的 10 a, 被认为是近千年来升温最快的 10 a[1], 这一点在青藏高原也不例外[2~4]. 青藏高原作为全球气候变化的敏感区域[5~10], 一直都是人们研究的一个热点地区. 已有台站气象资料的分析表明, 位于高原中部的长江源区对全球气候变暖的响应最敏感, 是整个青藏高原增温幅度最大的地区[11,12]. 江河源区生态环境脆弱敏感, 对于气候变化的响应较为剧烈, 表现为冰川后退、冻土退化、湿地干化、湖泊萎缩[11]. 因此, 进一步认识江河源区气候变化特征是研究该地区生态环境变化的基础, 不但对源区的农牧业生产和生态修复, 而且对下游地区的社会经济发展都具有重要的现实意义.

由于长江源地区的气象观测站稀少, 而且测站记录都比较短(约开始于 1950s末), 这限制了人们对该地区气候变化的深入研究. 因此, 寻找替代资料来研究气候变化颇为重要. 历史文献[13]、树木年轮[14]以及冰芯记录[15]都是理想的代用指标, 对于青藏高原这一高海拔的特殊区域, 冰芯记录由于它的分辨率高、保真性好而成为非常理想的代用指标. 自 1980s以来, 一些学者利用冰芯作为代用指标研究了青藏高原不同地点、不同时间尺度的气候变化特征[2,16~19]. 本文将以长江源区各拉丹冬峰冰芯δ^{18}O记录研究为基础, 并结合邻近区域气象台站的气温资料, 探讨近 70 a来该地区的气温变化特征.

1 冰芯资料的获取与定年

各拉丹冬峰是唐古拉山脉的主峰, 位于青藏高原的中部, 海拔 6621 m, 是长江的发源地. 在各拉丹冬峰周围分布、发育有现代冰川 274 条, 冰川面积 1013 km^2; 其中各拉丹冬主峰区 105 条, 面积 333 km^2[20]. 2005 年 10~11 月中美联合考察期间, 在各拉丹冬峰北部果曲冰川平坦的粒雪盆和垭口分别钻取 2 支深孔(74 和 147 m)和 1 支浅孔(26 m)冰芯. 本研究对 74 m冰芯(33°34′37.8″N, 91°10′35.3″E, 5720 m a.s.l.)进行了分析. 冰芯钻取后以冷冻状态运回中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰冻圈与环境重点实验室, 并在该实验室利用冰芯连续融化采样器[21], 对冰芯进行了连续取样, 样品间隔为 2~5 cm, 样品总数为 2336 个. 全部样品的主要阴、阳离子和 β 活化度分析测试在美国缅因大学气候变化研究所进行, δ^{18}O在中国科学院青藏高原研究所利用MAT-253 测定. 图 1 是该冰芯上

2006-10-27 收稿, 2006-12-25 接受
国家自然科学基金项目(批准号: 40401054, 40121101)、国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2005CB422004)、中国科学院“百人计划”项目、创新项目(批准号: KZCX3-SW-339/334)及院长基金资助

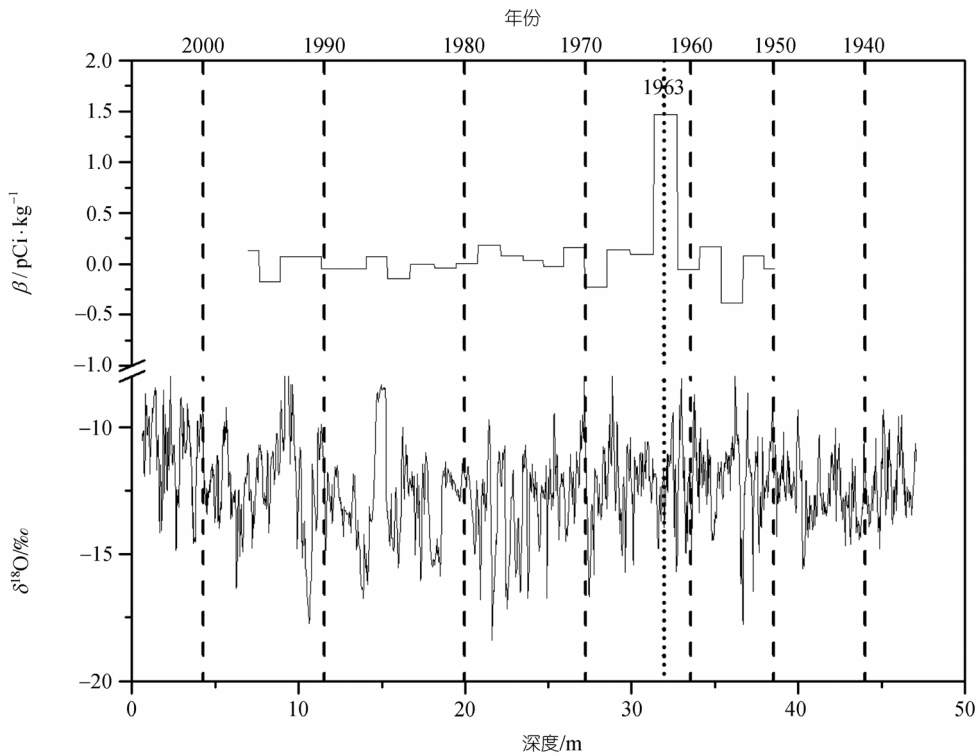

图 1 各拉丹冬冰芯上部δ^{18}O 随深度的变化及定年

部δ^{18}O 随深度的变化. 根据高原中部大气降水中δ^{18}O 和主要阴、阳离子的季节变化特征, 并参考冰芯中 β 活化度的峰值位置实施了定年(图 1). 本文主要讨论以冰芯上部 47 m 恢复的 1935~2004 年间δ^{18}O 气候记录.

2 结果与讨论

2.1 冰芯中δ^{18}O 和净积累量时间序列

图 2 所示为各拉丹冬冰芯中δ^{18}O 和净积累量近 70 a 来的时间变化序列. 其中 1940s δ^{18}O 值较低, 而 1950s~1960s 中期δ^{18}O 值有所升高, 随后在 1960s 后期开始下降, 1970s~1980s 处在一个相对明显的低值; 自 1990s 以来, δ^{18}O 值急剧上升, 其趋势一直延续到 2004 年. 冰芯净积累量在 1930s~1950s 为低值期, 自 1960s 以来急剧上升, 尽管 1990 年以后有下降趋势, 但相对于 1960 年前仍处于高积累量期.

研究表明[22], 降水中的δ^{18}O是降水时水汽凝结高度气温的函数, 与地面气温之间存在着显著的正相关关系. 而最近关于青藏高原降水以及冰芯中δ^{18}O记录的研究也表明, 在青藏高原北部地区, δ^{18}O 记录与气温存在显著的正相关关系[23~25]; 在青藏高原的南部地区, 虽然受到"降水量效应"的影响[26], 但在长时间尺度上, δ^{18}O记录与气温仍存在正相关关系[2,16,27]. 因此, 高原中部的各拉丹冬冰芯δ^{18}O记录亦可揭示过去气温的变化. 为了进一步明确各拉丹冬冰芯中δ^{18}O的气候学意义及其区域代表性, 对冰芯中δ^{18}O的记录与相邻区域的气象资料进行了对比分析.

2.2 冰芯中δ^{18}O 与相邻台站气温对比

唐古拉山脉南、北部邻近各拉丹冬峰共有 5 个气象站, 为了认识各拉丹冬冰芯δ^{18}O 记录的区域气温代表性, 对冰芯δ^{18}O 和台站的年平均和各季节平均气温进行了相关分析, 发现逐年δ^{18}O 值与夏季(7~9 月)各台站的平均气温有一定的正相关性, 且各时间序列 5 a 平滑值之间的正相关性非常显著(表 1). 由于青藏高原的降水主要发生在夏季, 一般 6~9 月份降水量占全年的 80%~90%. 因此, 冰芯中δ^{18}O 的年均值与夏半年该地区的气温密切相关是符合这一事实的. 由于冰芯定年中存在一定的误差(如±1 a), 年均值的平滑可以弱化这些误差, 因而 5 a 平滑值的相关水平有了很大的提高. 此外, 无论是年均值还是 5 a 平滑值, 各拉丹冬冰芯δ^{18}O 记录与其南部台站气温的相关性都要好于北部台站.

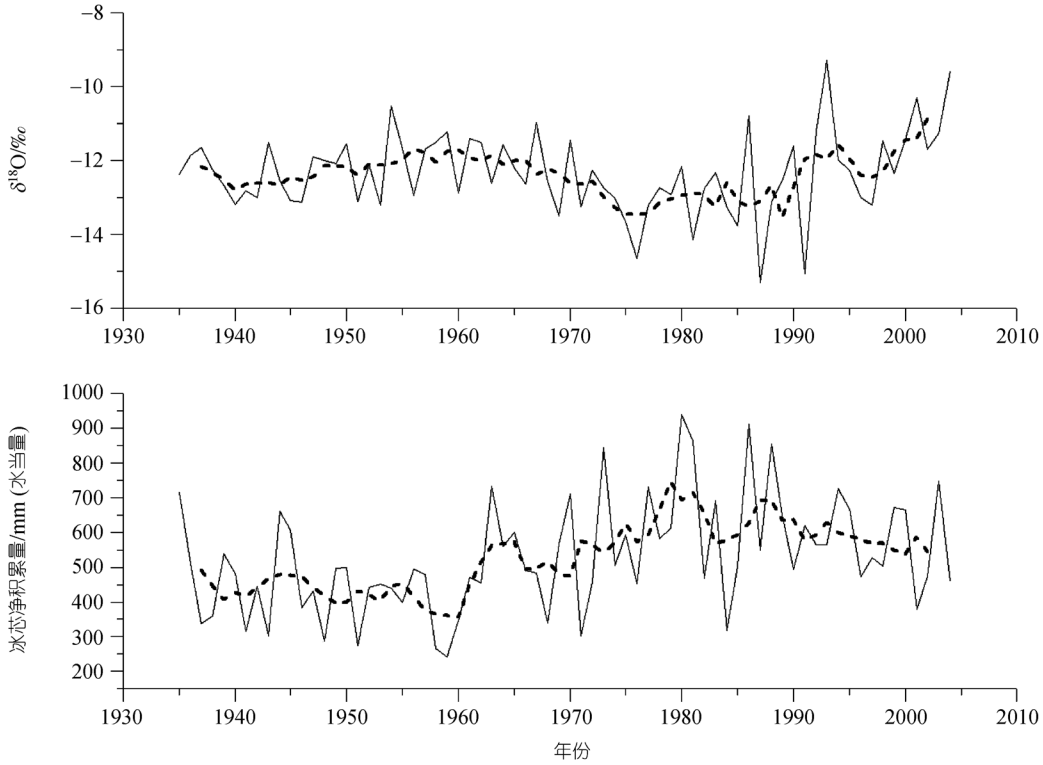

图 2　近 70 a 来各拉丹冬冰芯中 δ^{18}O 和冰芯净积累量记录
细实线为逐年值; 粗断线为 5 年滑动平均值

表 1　各拉丹冬冰芯中δ^{18}O 年均值和 5 a 滑动平均值与其附近气象台站地面 7~9 月平均气温之间的相关系数 (1958~2003 年)

台站	班戈	那曲	安多 a)	沱沱河	五道梁
相关系数 b)	0.37	0.19	0.32	0.23	0.23
P	0.01		0.05	0.20	0.20
相关系数 c)	0.70	0.50	0.78	0.57	0.53
P	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001

a) 安多的年代为 1966~2003 年; b) 年均值; c) 5 a 滑动平均值

图 3 是各拉丹冬冰芯δ^{18}O 与台站夏季气温近 40 a 来的变化细节. 1960s 初期和 1970s 初期的较高气温对应冰芯中较高的δ^{18}O 值, 而 1970s 后期和 1980s 中期的低温期与较低δ^{18}O 值对应, 特别是 1990s 以来的急剧升温, 与冰芯δ^{18}O 值的大幅度升高相当吻合. 其中 1994 年和 21 世纪初期本区域的高温在冰芯中有明显的记录, 1976 年该区域的低温也在冰芯中有明显的反映.

各拉丹冬峰南部和北部台站的夏季气温标准化后分别得到南部、北部和全区域的气温变化(图 4). 相关性分析表明(表 2), 各拉丹冬冰芯δ^{18}O 的年平均值变化与其南部和整个区域夏季气温表现为正相关(通过了 95%置信度的显著性检验), 但与其北部和北半球的相关性不明显. 然而, 冰芯中δ^{18}O的 5 a平滑值与南、北部, 整个区域以及北半球的夏季气温均有较好的正相关性, 其中南部的相关性最好. 由相关性分析可以推断, 各拉丹冬冰芯中δ^{18}O的变化较好的反映了区域尺度上的夏季气温波动, 特别是反映了区域南部的夏季气温变化. 其原因可能与区域南、北和各拉丹冬共同受到夏季南亚季风的影响有关. Tian等人[28]通过台站降水δ^{18}O的分析表明, 夏季南亚季风一般只到达高原的唐古拉山脉一带, 对以北地区(如沱沱河、五道梁)的影响微乎其微. 各拉丹冬雪坑气候记录的研究也同时指出[1)], 夏季各拉丹冬的降水除了南亚季风带来的水汽外, 局地对流降水的贡献也占相当大的比例[29]. 由于水汽来源的不同也将导致降水中δ^{18}O的变化, 因此各拉丹冬冰芯中δ^{18}O变化与南部区域具有更好的相关性可以理解为各拉丹冬和其南部地区夏季水汽具有更好的同源性.

2.3　冰芯中δ^{18}O 记录揭示的气温变化

为了认识各拉丹冬冰川区的气温变化幅度, 选

1) 张玉兰, 康世昌, 张强弓, 等. 青藏高原中部各拉丹冬峰冰川区雪冰化学特征. 冰川冻土(评审中)

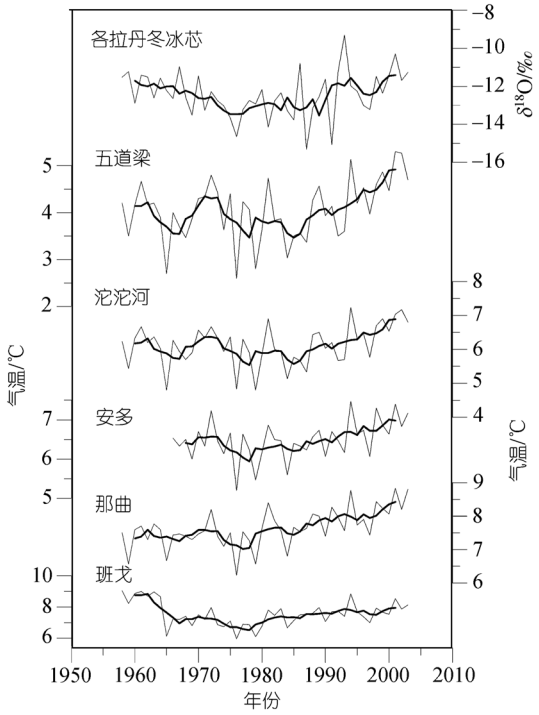

图 3 各拉丹冬冰芯中δ^{18}O 记录与其附近气象台站地面 7~9 月平均气温逐年变化的比较

粗实线为 5 a 滑动平均值

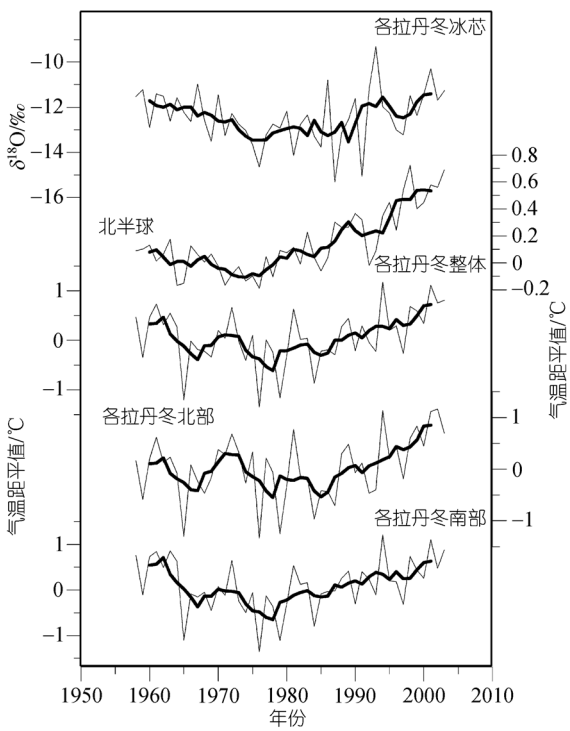

图 4 各拉丹冬冰芯中δ^{18}O 年均值与各拉丹冬峰南、北部以及整体区域和北半球 7~9 月气温标准化的逐年变化比较

粗实线为 5 a 滑动平均值

表 2 各拉丹冬冰芯中δ^{18}O 与其南、北部以及整体区域台站 7~9 月气温标准化值之间的相关系数

区域	南部	北部	整个区域	北半球
相关系数 a)	0.33	0.23	0.30	0.19
P	0.05		0.05	
相关系数 b)	0.75	0.55	0.71	0.46
P	0.001	0.001	0.001	0.01
年代	1958~2003	1958~2003	1958~2003	1958~2003

a) 年均值; b) 5 a 滑动平均值

择冰芯δ^{18}O 记录与整个区域夏季气温 5 a 平滑值的正相关性, 建立了两者之间的回归方程:

$$\delta^{18}O=1.40T-12.55 \quad (r = 0.71). \qquad (1)$$

据(1)式可以算出, 各拉丹冬冰芯中δ^{18}O 每增大(或减少)1‰, 对应于气温升高(或降低)0.7℃. 由此, 可以得出近 70 a 来通过各拉丹冬冰芯恢复的气温距平变化曲线(图 5(a)).

从长时间尺度来看, 各拉丹冬冰芯恢复的气温与高原中部各拉丹冬地区标准化的夏季气温和北半球夏季气温具有非常一致的变化趋势(图 5). 1970s的低温期, 1980s气温的缓慢上升, 以及 1990s的急剧增温在 3 个序列中都表现得非常明显. 然而进一步的气温倾斜率分析可知, 三者增温的幅度有较大的差异. 由于统计资料的长短以及统计的开始时间都会对升温率的计算产生很大的影响, 因此选择从 1970s作为起点计算近 40 a 来的升温率. 回归分析的结果表明, 各拉丹冬冰芯恢复的气温记录在 1970s以来的升温率为 0.5℃/10 a, 其明显高于各拉丹冬地区(0.3℃/10 a)和北半球(0.2℃/10 a). 进入 1990s以后, 三者的增温率有了明显的增大, 分别达到了 1.1℃/10 a, 0.6℃/10 a和 0.4℃/10 a, 各拉丹冬的增温率约为其他两个的2倍. 已有的研究表明[4,9], 青藏高原高海拔地区对全球变暖的响应比低海拔区域更为敏感. 各拉丹冬冰芯的钻取点海拔为 5720 m, 比其周围气象台站高出约 1000 m以上, 这可能是各拉丹冬冰芯中δ^{18}O记录的增温幅度明显大于周围台站的原因.

为了进一步认识各拉丹冬冰芯δ^{18}O记录的气温变化特征, 给出了 1935~2004 年各拉丹冬冰芯中δ^{18}O变化的功率谱分析结果(图 6), 并同北大西洋涛动(NAO)指数[30]夏季(7~9 月)功率谱进行对比. 由图 6 可见, 该冰芯记录的气温变化存在着明显的 7 和 2 a 的周期(通过 95%的置信检验), 而NAO也存在 7.6 和 4 a的周期[30]. 两个序列具有较为一致的周期变化说明该地区的气候变化很可能受到了NAO的影响. 而据王宁练等人[18]的研究, 马兰冰芯中 δ^{18}O的变化同样存在相近的周期, 由此可以推论不仅是各拉丹冬

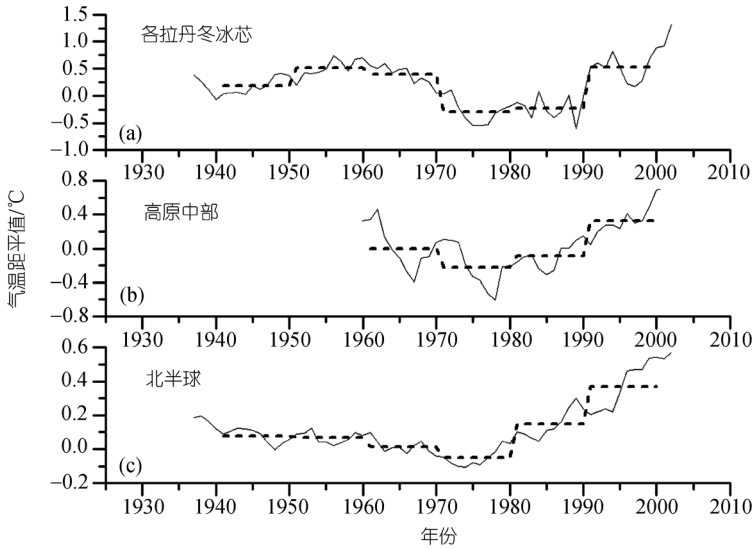

图 5　各拉丹冬冰芯夏季气温记录与高原中部及北半球夏季气温距平对比
粗断线为不同时期平均值

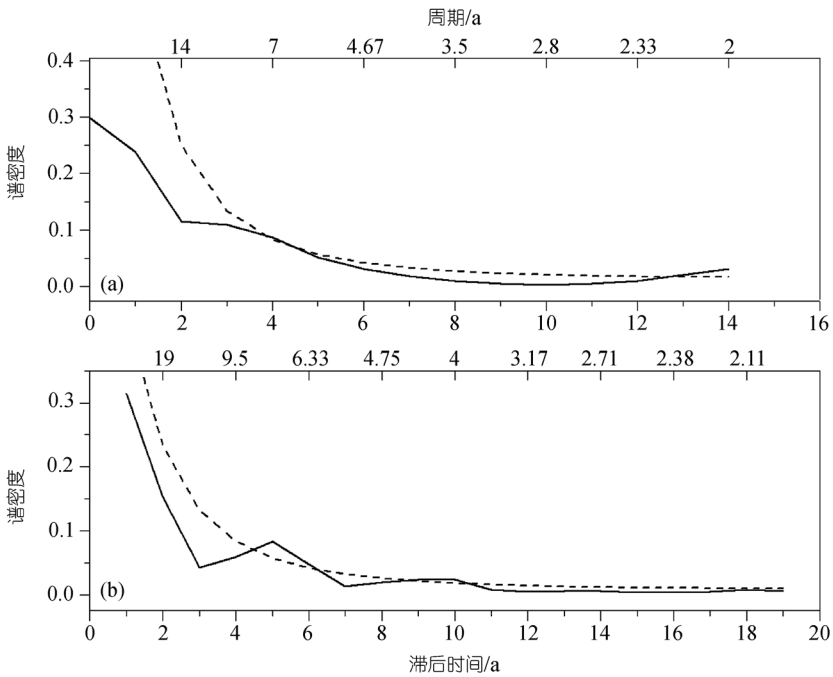

图 6　各拉丹冬冰芯夏季气温记录(a)及 NAO 指数(7~9 月)(b)的功率谱分析

地区，可能整个青藏高原中部和北部地区的气候变化都受到 NAO 的影响.

各拉丹冬冰川近年来普遍退缩 [1)]，较好的对应了该地区冰芯记录的夏季气温升高. 根据冰芯记录，近年来各拉丹冬地区夏季升温幅度相当大，但近 30 多年来冰川面积仅减少了 4.8%[1)]，而其邻近的黄河源阿尼玛卿地区的冰川在同一时期面积减少了 17%[31]. 究其原因，各拉丹冬自 1960 年以来降水量的急剧增加可能起了很大作用. 图 5 所示，各拉丹冬地区的急剧升温主要出现在 1990 年以来，1970s~1980s是一个相对的低温期. 而图 2 中指示降水量的冰芯净积累量自 1960s以来急剧上升，1960s末期~1990s初期的年平均积累量比 1960s以前要高 1.5 倍左右. Ye等人 [1)]的研究表明，1969~1976 年各拉丹冬地区冰川面积减少速率为 0.68 km^2/a, 1976~1992 年其值为 0.96 km^2/a, 而 1992~2002 年则为 2.24 km^2/a, 冰川的这种加速退缩与近年来的急剧升温具有很好的对应关系. 总之，各拉丹冬地区 1990 年以来的急剧升温现象，不但对该地区的冰川变化，而

1) Ye Q, Kang S, Cheng F, et al. Glacier variations on Mt. Geladandong, central Tibetan Plateau, from 1969 to 2002 using remote sensing and GIS technologies. J Glaciol. In press

且对本区域的生态环境将产生重大的影响[11,32].

3 结论

通过对 2005 年在各拉丹冬峰北部果曲冰川平坦的粒雪盆钻取的一支冰芯多参数定年, 获得了长江源区近 70 a 来大气降水中δ^{18}O 的变化历史. 相关分析表明, 各拉丹冬冰芯中δ^{18}O 记录与该区域夏季气温(7~9 月)具有显著的正相关性, 可以作为长江源区夏季气温变化的指标. 依据各拉丹冬冰芯δ^{18}O 与该区域夏季气温的线性关系, 恢复了近 70 a 来各拉丹冬地区夏季气温的变化历史: 1940s 气温较低, 随后逐渐升高至 1950s 后期, 接着气温降低, 至 1970s 中期达到近 70 a 来的最低值, 1980s 仍然处在一个低温期, 自 1990s 以来气温急剧升高并延续到 21 世纪初. 各拉丹冬冰芯记录的夏季气温在 1970s 以来的增温率为 0.5℃/10 a, 明显高于各拉丹冬地区和北半球; 1990s 以来, 冰芯记录的增温率达到 1.1℃/10 a, 约为 1970s 以来增温率的 2 倍, 表明近期的增温有加速趋势且高海拔区域对全球变暖的响应更为敏感. 各拉丹冬冰芯记录的夏季气温存在着明显的 7 和 2 a 的周期, 与 NAO 的周期具有一致性, 说明该地区的气候变化很可能受到了 NAO 的影响.

致谢 感谢 2005 年中美各拉丹冬联合考察的所有队员, 特别感谢丛志远, 陈锋, 叶庆华, Susan Kaspari, Sharon Sneed, 曲冬梅等在冰芯钻取和实验室分析中的帮助.

参 考 文 献

1 Folland C K, Karl T R, Christy J R, et al. Observed climate variability and change. In: Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, et al, eds. Climate Change 2001: The Scientific Basis. New York: Cambridge University Press, 2001. 99—181
2 姚檀栋, 郭学军, Thompson L, 等. 青藏高原冰芯过去 100 年δ^{18}O 记录与温度变化. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2006, 36(1): 1—8
3 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
4 Tian L, Yao T, Li Z, et al. Recent rapid warming trend revealed from the isotopic record in Muztagata ice core, eastern Pamirs. J Geophys Res, 2006, 111, D13103, doi:10.1029/2005JD006249
5 汤懋苍, 许曼春. 祁连山区的气候变化. 高原气象, 1984, 3(4): 21—33
6 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, 20(11): 1198—1201
7 朱文琴, 陈隆勋, 周自江. 现代青藏高原气候变化的几个特征. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2001, 31(增刊): 327—334
8 姚檀栋, 刘晓东, 王宁练. 青藏高原地区的气候变化幅度问题. 科学通报, 2000, 45(1): 98—105
9 Liu X, Chen B. Climatic warming in the Tibetan Plateau during recent decades. Int J Clim, 2000, 20(14): 1729—1742[DOI]
10 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
11 杨建平, 丁永建, 沈永平, 等. 近 40 a 来江河源区生态环境变化的气候特征分析. 冰川冻土, 2004, 26(1): 7—16
12 Zhang Q, Kang S, Yan Y. Characteristics of spatial and temporal variations of monthly mean surface air temperature over Qinghai-Tibet Plateau. Chin J Geogr, 2006, 16(4): 351—358[DOI]
13 林振耀, 陈晓林. 近 200 年西藏的气候变化. 见: 张翼, 编. 气候变化及其影响. 北京: 气象出版社, 1993. 50—55
14 康兴成, Guaumlich L L, Sheppard P R. 青海都兰 1835a 年轮序列的建立和初步分析. 科学通报, 1997, 42(10): 1089—1091
15 姚檀栋. 青藏高原冰芯研究. 冰川冻土, 1998, 20(3): 233—237
16 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: 1916—1919[DOI]
17 Qin D, Hou S, Zhang D, et al. Preliminary results from the chemical records of an 80.4 m ice core recovered from East Rongbuk Glacier, Qomolangma (Mount Everest). Ann Glaciol, 2002, 35: 278—84
18 王宁练, 姚檀栋, 蒲建辰, 等. 青藏高原马兰冰芯记录的近百年来气温变化. 科学通报, 2003, 48(11): 1219—1223
19 Yao T, Duan K, Xu B, et al. Temperature and methane changes over the past 1000 years recorded in Dasuopu Glacier (Central Himalaya) ice core. Ann Glaciol, 2000, 35: 379—383
20 张林源. 长江上游沱沱河源头地区的冰川及其演变. 冰川冻土, 1981, 3(1): 1—9
21 Osterberg E C, Handley M J, Sneed S B, et al. Continuous ice core melter system with discrete sampling for major ion, trace element and stable isotope analyses. Environ Sci Technol, 2006, 40: 3355—3361[DOI]
22 Dansgaard W. Stable isotope in precipitation. Tellus, 1964, 14(4): 436—468
23 章新平, 施雅风, 姚檀栋. 青藏高原东北部降水中δ^{18}O 的变化特征. 中国科学 B 辑, 1995, 25(5): 540—547
24 Yao T D, Thompson L G, Thompson E M, et al. Climatological significance of δ^{18}O in the north Tibetan ice cores. J Geophys Res, 1996, 101(29): 531—537
25 田立德, 姚檀栋, 孙维贞, 等. 青藏高原南北降水中δ^{18}D 和δ^{18}O 关系及水汽循环. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2001, 31(3): 215—220
26 Kang S, Wake C P, Qin D, et al. Monsoon and dust signals recorded in Dasuopu Glacier, Tibetan Plateau. J Glaciol, 2000, 46(153): 222—226
27 Kang S, Qin D, Mayewski P A, et al. Climatic and environmental records from the Far East Rongbuk ice core, Mt. Qomolangma (Everest). Episodes, 2001, 24(3): 176—181
28 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]
29 姚檀栋, 丁良福, 蒲健辰, 等. 青藏高原唐古拉山地区降雪中δ^{18}O 特征及其与水汽来源的关系. 科学通报, 1991, 36(20): 1570—1573
30 McHugh M J, Rogers J C. North Atlantic Oscillation influence on precipitation variability around the southeast African convergence zone. J Clim, 2001, 14(17): 3631—3642[DOI]
31 刘时银, 鲁安新, 丁永建, 等. 黄河上游阿尼玛卿山区冰川波动与气候变化. 冰川冻土, 2002, 24(6): 701—707
32 王根绪, 李琪, 程国栋, 等. 40 a 来江河源区的气候变化特征及其生态环境效应. 冰川冻土, 2001, 23(4): 346—351

1) 同 461 页脚注 1)