



| | |
|--------------------|---|
| Title | Modern changes of the climate and glaciers in China's monsoonal temperate-glacier region |
| Author(s) | He, Y; Zhang, Z; Yao, T; Chen, T; Pang, H; Zhang, D |
| Citation | Acta Geographica Sinica, 2003, v. 58 n. 4, p. 550-558 |
| Issued Date | 2003 |
| URL | http://hdl.handle.net/10722/157852 |
| Rights | Creative Commons: Attribution 3.0 Hong Kong License |

中国季风温冰川区近代气候变化与冰川动态

何元庆¹, 张忠林¹, 姚檀栋¹, 陈拓¹, 庞洪喜¹, 章典²

(1. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000; 2. 香港大学地理系, 香港)

摘要: 通过对中国季风温冰川区的气候实测资料、冰芯记录、树木年轮指数和冰川进退记载等多种指标的综合分析, 较详细地研究了 400 年以来本区气候与冰川变化。自 17~19 世纪小冰期的两个寒冷阶段以后, 中国季风温冰川分布区气温普遍波动上升, 与全球变暖的大背景一致, 大部分冰川正在后退, 但降水量变化则比较复杂, 达索普冰芯记录证明, 本区西部的喜马拉雅山地区降水量表现为下降的趋势, 与气温变化相反, 而东部的横断山等地的降水则表现为上升的趋势, 与气温变化同步, 这主要是不同来源大气环流影响的结果。研究区主要盛行来源于印度洋的西南季风, 此外, 其东部还受来源于西太平洋东南季风的影响, 西部受西风环流南支的影响, 造成中国季风温冰川区东西部不均匀的降水分布和变化趋势。小冰期以后, 我国的季风温冰川对气候变暖反应敏感, 绝大部分冰川持续后退。20 世纪 80 年代以来, 后退速度加剧, 但后退幅度和规模因地而异。

关键词: 温冰川; 季风环流; 气候变化; 冰川变化

中图分类号: P461.6; P467

1 引言

中国的季风温冰川主要分布在青藏高原东南部的横断山、喜马拉雅山的东段和南坡, 以及念青唐古拉山的东段和中段, 属于中国西藏、云南和四川 3 省 (图 1)。温冰川的特点是: 主要分布在北纬 30° 以南的暖温带和亚热带高山区和温暖湿润的气候条件下, 冰川区降水丰沛, 特别在高海拔区域, 年降水量可达 1 000~3 000 mm; 雪线高度较低, 分布在 4 200~5 200 m 之间, 比青藏高原西部的极地型冰川雪线高度低 8 000~1 200 m^[1], 平衡线处的年平均温度高于 -6 °C, 夏季温度介于 1~5 °C 间, 冰川冰层温度在 0~ -4 °C 之间, 经常高于 -1 °C, 因而冰川消融强度比较大。此外, 由于补给丰富, 冰温高, 温冰川运动速度相对较快, 每年可达数百米, 多有底部滑动^[2]。由于我国温冰川主要受季风气候的控制, 所以也叫季风温冰川。我国季风温冰川最大特征是对气候变化反映非常敏感, 小量气温降升可以引起冰川大幅度的前进或后退^[1,4], 是气候变化最显明的指示器。

据中国冰川编目统计^[3,4], 中国境内有季风温冰川 8 607 条, 冰川覆盖面积 13 203.2 km², 分别占中国冰川总条数和总面积的 18.6% 和 22.2%。中国季风温冰川分布区主要受

收稿日期: 2002-12-09; 修订日期: 2003-03-23

基金项目: 中国科学院“百人计划”(人教字 2002-43); 国家自然科学基金(40071023) 和青年创新群体基金; 寒区旱区环境与工程研究所创新项目(210506, 210019), 中科院知识创新领域前沿(KZCX2-301) 项目资助的研究成果 [Foundation Item: One Hundred Talents Program of CAS, No.CAS2002-43; The NSFC Funds for Famous Young Scientists, No.40071023; Knowledge Innovation Projects of CAREERI, CAS, No.KZCX2-301; No.210506; No.210019]

作者简介: 何元庆, 男, 研究员, 博导, 主要从事冰川与气候变化方面的研究。E-mail: yqhe@ns.lzb.ac.cn

两大气候系统的控制，其一是北半球的西风环流，携带水汽较少；其二是南亚季风系统，是主要的降水来源，它包括来自孟加拉湾和印度的西南季风和来自西太平洋的东南季风。在每年 11 月至次年 3 月的冬季 4 个月内，受比较微弱的西风环流南支控制，降水很少。在 4~5 月间，西风环流撤到北纬 30℃ 以北地区，南亚季风控制全区进入雨季，4~10 月份的降水占全年降水的 60%~90%^[3,7]。据研究^[8-16]，本区西部主要受西南季风的影响，而东部则同时受西南季风和东南季风的影响，降水量更大。早期国外一些学者如 Handel-Mazzetti^[17]，F.K. Ward^[18]，Hermann Von Wissmann^[19]曾对我国的季风温冰川有过描述。50 年代以来，中国学者^[2,3,7,16,20-26]先后从不同角度对我国季风温冰川进行了研究。在当前全球气候变暖，冰川普遍退缩的背景下，本文充分汇集了小冰期以来中国季风温冰川分布区现有的气候、冰川变化、冰芯记录和树木年轮等方面的定量观测资料，并且参考邻近印度地区 200 多年以来气候观测资料，旨在应用多种指标了解、讨论和解释本区近代气候与冰川变化状况。

2 资料、方法与结果

2.1 实测资料所指示的 50 年尺度气候变化

我们从西到东收集了本区拉萨、中甸、丽江、康定、雅安和昆明 6 个气象站自有观测记录以来逐年降水量和年平均气温资料（资料来源于国家气象中心资料室）（图 1），用以了解研究区各部分 50 年尺度的气候变化。结果显示出（图 2），从 20 世纪 70 年代以来，这 6 个站年平均气温都呈上升趋势，特别从 90 年代以后，上升趋势加快。拉萨、丽江、中甸和康定 4 站的年降水量从 80 年代以后逐渐上升，昆明站的降水量 90 年代以后上升明显，这 5 个站的年际变化幅度都比较小，但处于横断山东侧雅安站年降水量及其变化幅度都比前面 5 站明显为大，其变化趋势也与前者相反，即从 80 年代以来，年降水量为下降趋势。这些资料清楚地表明，我国季风温冰川区从 70 年代以来开始逐渐变暖，到 90 年代后，变暖趋势加剧。横断山区及其以西受西南季风影响的区域，降水量也从 80 年代来开始增加，这与全球变化的趋势是一致的。位于横断山以东的雅安地区，其海拔高度（500~1 000 m）和地形条件（属成都平原西边缘）与其它 5 个站（海拔高度 2 000~4 000 m 间，属高原区）大不相同，所以降水量及其变化幅度都较大，变化趋势也有所不同。我们应用谱分析方法，把图 2 的几组资料进行周期统计，发现气温存在着 2~3 年准周期和 10~11 年的较长周期波动，而降水的 11~12 年周期十分明显。Parthasarathy 等^[12]发现了印度降水中存在最小的准两年周期（2~3 年），另外还发现了 6~14 年不等的周期。Kumares Mitra 等^[27]将印度 115 年（1871~1985）10 个大区的夏季风降水资料进行了最大熵谱分析，结果发现有 8 个和 6 个大区的准周期波动分别对应于 18.6 年的月日节律（lini-solar nodal）和 10~11 年的太阳周期信号。其中 2~3 年最小准周期与本区几个站点气温的 2~3 年短周

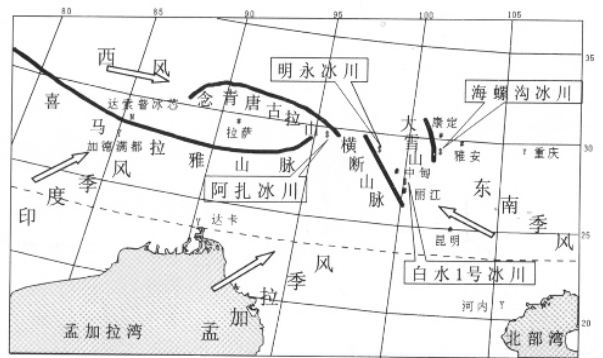


图 1 中国季风温冰川区范围、气象观测站点、代表性冰川位置和影响本区的盛行气流

Fig. 1 The scope of monsoonal temperate-glacier region in China, locations of meteorological stations and representative glaciers and the atmospheric circulations affecting the region

期对应, 10~11 年的太阳周期信号则与降水量 10~11 年周期十分对应。

2.2 树木年轮指示的 100 年尺度气候变化

最近, 我们在中国季风温冰川最南的分布地点-玉龙山采样作了树木年轮指数的分析 (图 3)。树轮样品采自于玉龙山东坡的白水河源头地带, 即白水 1 号冰川冰舌以下和旅游索道站以上海拔 3 450~3 750 m 之间的冷杉林带。我们在 8 棵树上钻取了 16 个树芯。树芯样品经晾干、固定和打磨后, 进行交叉定年, 再将样芯在精度为 0.01 mm 的量测仪上进行宽度量测, 用计算机程序 COFECHA 检查交叉定年和量测结果, 年表的建立以计算机程序 ASTRAN 完成。根据采样地点的气候情况和其他相关资料的分析, 树轮年表主要反映的是自 1650 年起 350 年温度变化, 这也是玉龙山惟一的和最新的树木年轮资料, 可用来了解本区 100 年尺度的气候变化情况。结果表明 17 世纪下半叶到 18 世纪上半叶、19 世纪中叶和 20 世纪 20~30 年代为年轮指数低值阶段, 反映出小冰期第一第二阶段和 20 世纪初短期的降温事件, 20 世纪 50 年代后, 气温表现为逐步上升的趋势, 这与当地记载的近代冰川变化情况是一致的。

此外, 吴祥定和林振耀^[28] 80 年代在横断山小中甸地区的天宝山 (距玉龙山约 50 km) 西北坡 (海拔 3 750~3 800 m) 所作的 17 世纪以来树木年轮指数的变化, 显示了与玉龙山相似的结果 (相关系数为 0.24, 置信度达 0.99)。树木年轮和当地的近代冰川变化记录 (表 1, 2) 以及实测气象气

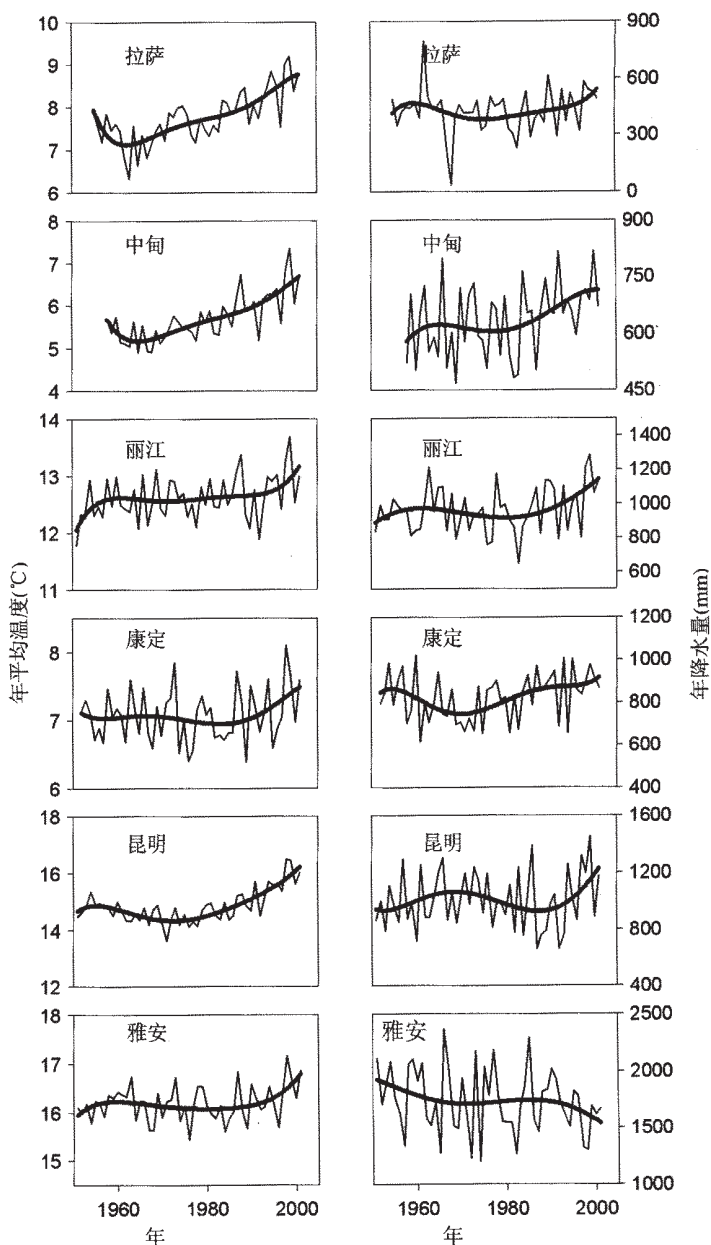


图 2 中国季风温冰川区东部拉萨、中甸、丽江、康定、昆明和雅安 6 站近 50 年来年平均气温和年降水量的变化

Fig. 2 Variations of temperature and precipitation at Lhasa, Zhongdian, Lijiang, Kangding, Kunming and Ya'an stations in the China's monsoonal temperate-glacier region during the last 50 years

候资料综合反映了横断山地区近 50~100 年尺度的气候变化情况, 即在 17~19 世纪小冰期的 2 个寒冷阶段后, 20 世纪初期为另一个短暂寒冷阶段, 80 年代以后, 气温和降水都表现为持续上升的趋势。

2.3 冰芯等记录所指示的 400 年以来的气候变化

1997 年在喜马拉雅山东段喜马拉雅邦马峰 (位于季风温冰川区的西端) 钻取的达索普冰芯记录详细地、持续地反映了 400 年来气候和西南季风强度的变化 (图 4, 5)^[29-31]。达索普冰芯的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化指示出, 在 1600~1750 年间, 本区气温变化比较稳定, 在 1750~1800 年间, 曾有短暂的气候突变, 从 1880 年以后, 气温开始持续上升, 20 世纪中期以后, 气候变暖趋势加剧。1600 年以来达索普冰芯内积累量的变化真实地记录了当地降水量的变化和相应的季风活动情况。 $\delta^{18}\text{O}$ 和积累量曲线清楚显示出小冰期 17 世纪上半叶和 18 世纪下半叶

相对干旱寒冷的阶段, 19 世纪中期至 20 世纪早期是降水量较多的阶段, 大约从 20 世纪 30 年代起 $\delta^{18}\text{O}$ 开始持续上升, 反映出明显变暖的趋势, 但与此相对应的降水量则显示出下降的趋势, 这与本区东部降水量上升的趋势正好相反。Sontakke 等^[32]将全印度 116 个观测站自 19 世纪中叶以来的逐年夏季 (6~9 月) 降水量进行了总结, 因为印度季风降水分布很不均匀, 他们按这些站的分布划分为 6 个大区, 其中印度东北区 (包括了 15 个站的平均降水量) 1850 年以来的降水量变化与同期达索普冰芯中的积累量 (11 点平滑值) 变化非常吻合 (图 5, 相关系数为 0.67, 置信度达 0.99), 但与整个印度的平均气温变化无明显相关。冰芯中粉尘含量与积累量呈反相关关系, 即降水量较高的年份与粉尘含量较低的年份相对应, 积累量较低冰层中的粉尘含量较高, 说明在气候干旱时, 大气中含有较多的尘埃, 反之亦然。20 世纪以来, 达索普冰芯中的粉尘含量持续上升 (图 4), 反映了我国季风温冰川西部, 也就是青藏高原南部的气候朝变暖变干的方向发展。达索普冰芯记录与本区东部台站的气候资料反映出, 自 20 世纪 50 年代来, 整个季风温冰川区气温都是向变暖发展的, 但降水量变化的趋势则有所不同, 达索普冰芯记录和印度东北部所代表的本区西部的降水量表现为下降的趋势, 而丽江、中甸和康定所代表的本区东部降水量则表现为上升的趋势。这说明虽然研究区东西部同属于西南季风控制的区域, 但因地理位置、海拔高度和地形条件所导致的水汽来源、环流状况和季风强度的差异, 其气候变化幅度和趋势都不尽相同。

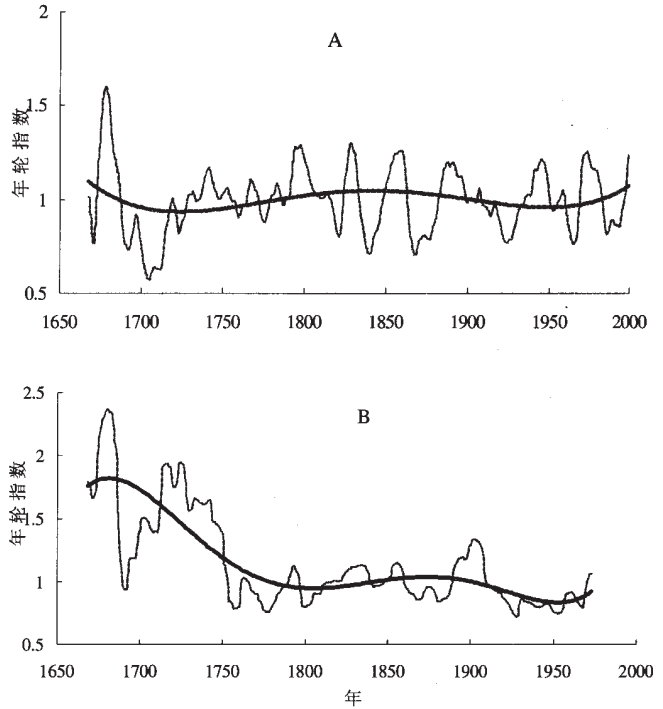


图 3 公元 1650 年以来丽江玉龙山东坡 (A) 与小中甸天宝山 (B) 树木年轮指数的变化

Fig. 3 Variation of the tree-ring index, 1650 AD - present, in samples from (A) Mount Yulong, near Lijiang and (B) Mount Tianbao, near Zhongdian

2.4 100 年以来代表性温冰川的变化

根据小冰期以来新冰碛垄分布和冰川末端的位置统计了一些代表性温冰川进退变化情况(表 1, 2), 表 1 是小冰期以来中国季风温冰川分布区不同规模冰川面积减小百分比^[3], 可看出, 小冰期以来中国温冰川面积已减少 30%, 约 3 921 km²; 不同规模的冰川面积减少的比例不同, 冰川规模越小, 减小比例越大, 规模越大, 减小比例反而小, 此外, 我国季风温冰川也存在区域性不均匀的变化, 南部地区的冰川比北部地区的减小比例要大。表 2^[11, 22]列出了横断山区玉龙山的白水 1 号冰川、贡嘎山海螺沟冰川、梅里雪山的明永冰川以及念青唐古拉山的阿扎冰川小冰期和现代冰川末端的变化, 分别代表了我国季风温冰川区不同区域的冰川变化情况。

在公元 17~19 世纪的小冰期期间, 冰川都处于前进状态, 此后, 由于冰川规模, 地理位置和对气候变化敏感程度的差异, 这几条冰川的进退时间和幅度则不尽相同。例如, 位于欧亚大陆最南边玉龙雪山的白水 1 号冰川, 属于对气候变化反应最快和最为脆弱的小型山地冰川, 从小冰期以后的几十年内, 后退距离达 1 250 m, 80 年代以后, 又重新开始后退, 在 1982~1997 年期间, 后退距离为 150 m, 特别在最近几年, 后退速度非常快, 据笔者观测, 从 1998 年到 2002 年的 5 年间, 后退距离就达近 100 m, 反映了 20 世纪 90 年代以来气候变暖急剧性。此外, 位置偏北和偏西的海螺沟冰川和阿扎冰川, 20 世纪 80 年代以后的后退速度也比较快。梅里雪山明永冰川从 60 年代到 1998 年都处于前进状态, 这是因为本冰川规模较大, 对气候反应较迟钝, 但最近几年的观测结果表明它已由前进转为后退, 1998~2002 年共缓慢后退了 30 m, 说明 80 年代以后的气候变暖趋势已逐渐在这条冰川上反映出来。

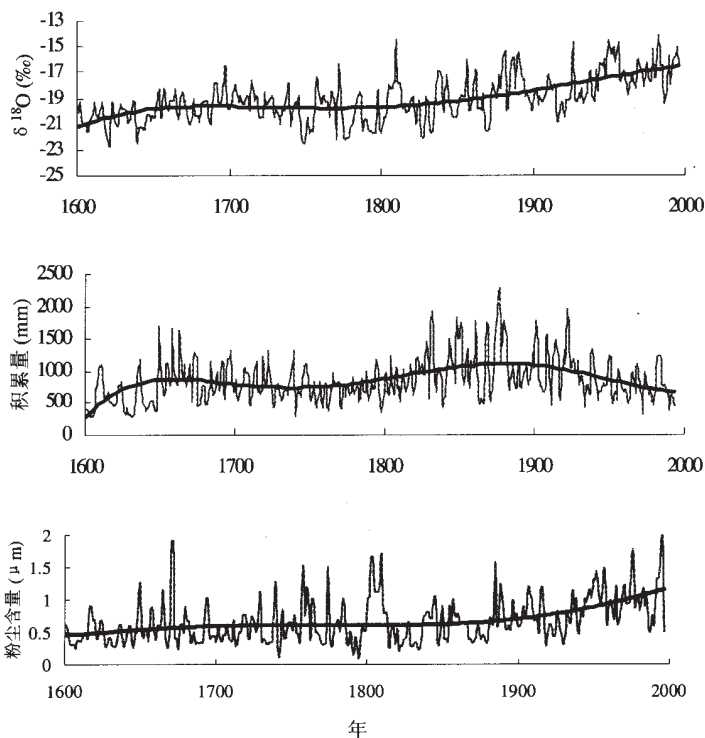


图 4 达索普冰芯中 400 年来 $\delta^{18}\text{O}$ 、冰川积累量和粉尘含量的变化
Fig. 4 $\delta^{18}\text{O}$ values, accumulation rate and dust content in the Dasuopu ice core, 1600 AD - present

3 讨论

上面应用多种指标比较详细地归纳了 50 年尺度、100 年尺度以及 400 年来中国季风温冰川区气候与冰川的变化。时间序列比较长的冰芯和树木年轮记录都清楚展现出 17~19 世纪小冰期的两个寒冷阶段, 与当时处于前进状态的代表性冰川相对应, 此后, 特别 20 世纪 30 年代以来, 大部分冰川都在后退。50 年代来, 实测的气候资料和其它代用指标表明整个温冰川区气温变化都是一致的, 普遍处于上升趋势, 80 年代以来气温上升趋势加剧, 与该区冰川后退速率加快情况相对应。但是, 本区近代降水则存在不均匀

的变化，位于我国季风温冰川区西部的达索普冰芯和印度东北部降水资料清楚地显示出自 19 世纪中叶到 20 世纪 30 年代，是一个降水量比较高的阶段，此后从 20 世纪中叶至今，降水量则表现为逐步下降的趋势，与气温的变化趋势正好相反。然而在研究区东部的横断山丽江、中甸和康定 3 个站 50 年的实测资料表明本区降水量表现为逐渐上升的趋势，特别在最近若干年，降水量增加的幅度加快，与气温变化同步，与施雅风等^[33]的最近中国西北气候正在向暖湿型转化的观点相似。在本区东北缘的雅安站，50 年来降水则表现为逐步下降的趋势，与气温变化反向。我们认为，中国季风温冰川区近代气候与冰川变化的一致性与差异性是由全球变化的大背景下发生的，并且由区域性大气环流形势和不同的水汽来源等因素所决定的。20 世纪以来，由于工业革命和社会经济的高速发展，大气中 CO₂ 等温室气体快速增长，导致全球性的气候快速变暖^[34]，本文所引用的资料充分证明，

20 世纪来整个中国季风温冰川区的气温处于上升趋势，季风强度正在增强，在全球变暖的背景下，促进了水汽循环的步伐，加强了蒸发和降水，但降水与气温变化不同步，降水比温度变化要复杂得多，它是由多种因素引起的^[3,33]，根据多方面研究^[9, 11, 29, 35]，中国季风温冰川区降水变化的区域性差异主要是由以下因素引起的：我国季风温冰川分布区降水水汽来源于不同方向的大气环流，其一是西南季风环流，林振耀等认为^[4]，西南季风携带的水汽来源于两条途径，一条来自于孟加拉湾，途经孟加拉国和缅甸直上横断山系，而后沿山体走向北上最后略向西北偏转，另一条来自于印度洋的阿拉伯海，途径印度半岛，越过喜马拉雅山，直接影响到青藏高原南部地区，这两股水汽的强度、距离和波及范围都是不一样的，所以，我们认为西南季风又可以进一步细分为两股，即印度季风和

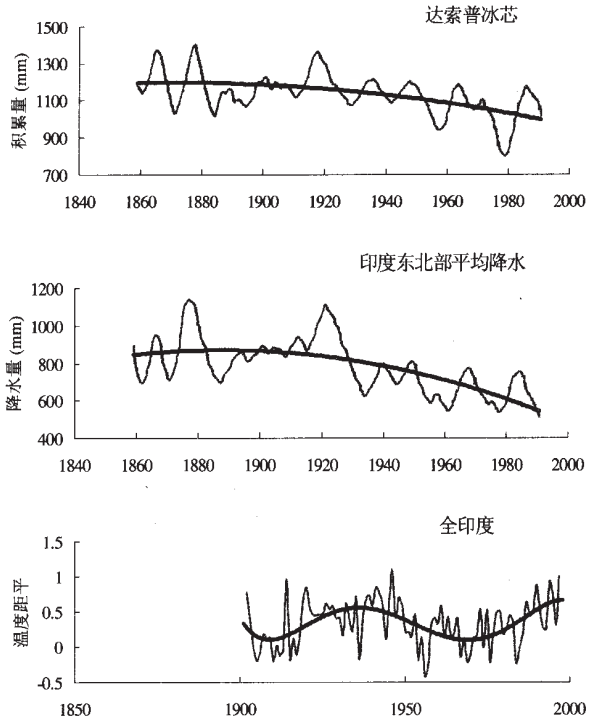


图 5 公元 1850 年以来达索普冰芯积累量、印度东北部 (据文献 [32]) 年降水量和全印度平均温度距平变化

Fig. 5 Variation of accumulation rate in the Dasuopu ice core, mean annual precipitation in northeastern India and the Indian temperature anomaly since 1850 AD^[32]

表 1 小冰期以来中国季风温冰川分布区不同规模冰川面积减小百分比^[3]

Tab. 1 Percentage area reduction of glaciers in different size classes in different parts of China's monsoonal temperate-glacier region since the Little Ice Age (LIA)^[3]

| | <1km ² | | | 1.01~5km ² | | | 5.01~10km ² | | | 10.01~100km ² | | | 总计 | | |
|-------|-----------------------|----------------------|----|-----------------------|----------------------|----|------------------------|----------------------|----|--------------------------|----------------------|------|-----------------------|----------------------|----|
| | 小冰期面积/km ² | 现存面积/km ² | % | 小冰期面积/km ² | 现存面积/km ² | % | 小冰期面积/km ² | 现存面积/km ² | % | 小冰期面积/km ² | 现存面积/km ² | % | 小冰期面积/km ² | 现存面积/km ² | |
| 南迦巴瓦峰 | 155.8 | 91.1 | 71 | 214.1 | 154.5 | 39 | 61.6 | 51.3 | 20 | 242.5 | 218.5 | 11 | 674.0 | 515.4 | 31 |
| 帕龙藏布 | 154.1 | 90.3 | 70 | 114.1 | 79.5 | 43 | 68.3 | 57.9 | 18 | 291.1 | 259.0 | 12 | 627.6 | 486.7 | 29 |
| 察隅河 | 134.9 | 80.8 | 67 | 270.1 | 198.3 | 36 | 99.7 | 82.4 | 21 | 137.1 | 125.6 | 9 | 641.8 | 487.1 | 32 |
| 贡嘎山 | 12.1 | 7.0 | 73 | 6.5 | 4.6 | 41 | ~ | ~ | ~ | ~ | ~ | ~ | 18.6 | 11.6 | 60 |
| 贡嘎山 | 66.0 | 38.3 | 72 | 107.9 | 77.7 | 39 | 50.2 | 42.8 | 17 | 145.9 | 132.0 | 10.5 | 370.0 | 290.8 | 27 |
| 雀儿山 | 26.2 | 16.7 | 57 | 26.0 | 20.7 | 26 | 18.2 | 16.0 | 14 | 18.2 | 17.0 | 7 | 88.6 | 70.4 | 26 |
| 总计 | 549.1 | 324.2 | 69 | 738.7 | 535.3 | 38 | 298.0 | 250.4 | 19 | 834.8 | 752.1 | 11 | 2420.6 | 1862.0 | 30 |

表 2 小冰期以来中国季风温冰川分布区几条代表性冰川的变化情况
 Tab. 2 Variations of some typical glaciers in the Chinese monsoonal temperate-glacier region since the Little Ice Age

| 玉龙山白水 1 号冰川 (面积 1.7km ² , 长度 2.5km) | | | 梅里雪山明永冰川 (面积 13km ² , 长度 11.7km) | | |
|--|------------------|----------|---|-------------|-----------|
| 起止时间 | 末端海拔变化/m | 进退情况/m | 起止时间 | 末端海拔变化/m | 进退情况/m |
| 17-19 世纪(小冰期) | 3800 | 前进 | 1932~1959 | 2100 | 后退 2000 m |
| 1900 ~ 1957 | 4353 (1957) | 后退 1250 | 1959~1971 | 2740 (1971) | 前进 800 m |
| 1957 ~ 1982 | 4100(1982) | 前进 800 | 1971~1982 | 2700 (1982) | 前进 70 m |
| 1982~1997 | 4180(1997) | 后退 150 | 1982~1998 | 2660(1998) | 前进 40m |
| 1997-2002 | 4250 (2002) | 后退 100 | 1998-2002 | 2700 (2002) | 后退 30 m |
| 贡嘎山海螺沟冰川 (面积 23.7km ² , 长度 13.6km) | | | 藏东南阿扎冰川 (面积 29.5km ² , 长度 20km) | | |
| 起止时间 | 末端海拔变化/m | 进退情况/m | 起止时间 | 末端海拔变化/m | 进退情况/m |
| 1900~1930's | 2850(1930) | 稳定或前进 | 1920~1930 | 2000 m | 前进 |
| 1930 ~ 1966 | 2880~2900 (1966) | 后退 1150 | 1933~1973 | 2400 (1973) | 后退 700 |
| 1966 ~ 1981 | 2920 (1982) | 后退 177.8 | 1973~1976 | 2600 (1976) | 后退 200 |
| 1981 ~1989 | 2940 (1989) | 后退 170 | 1976~1980 | 2700 (1980) | 后退 100 |
| 1990 ~1998 | 2980(1994) | 后退 200 | | | |

孟加拉季风(图 1)。位于研究区西端的达索普冰芯主要受印度季风的影响,而研究区东部则主要受孟加拉季风的影响;其二是来自于北太平洋的东南季风环流,它途径我国东南部的大部分地区后,可以到达季风温冰川分布区;其三是北半球的西风环流,主要影响到本区的冬季降水,因为西风急流从西而来,所以对研究区西部的影响要大于东部。在这样复杂的大气环流背景下,必然导致中国季风温冰川降水和冰川变化的不均匀分布及其变化趋势的差异,当然,研究区气候与冰川变化的差异性也与复杂的地形条件、海拔高度、冰川规模、朝向的不同等因素有关,例如雅安站和明永冰川的变化与其它站点的就有较大的差别。此外,中国季风温冰川区东部的气温与降水变化成正相关关系,而西部的气温与降水变化成反相关关系。

4 小结

实测的气候资料、冰芯记录、树木年轮指数和冰川变化记载等多种指标表明,自 17~19 世纪小冰期两个寒冷阶段以后,除 20 世纪 20~30 年代的一个寒冷阶段以外,中国季风温冰川区气温普遍波动上升,大部分冰川处于后退状态,与全球变暖的大背景一致,但上升和后退的幅度因地而异。小冰期以来,本区的降水量变化比较复杂,达索普冰芯记录证明,20 世纪西部喜马拉雅山地区的降水量表现为下降的趋势,与气温变化相反,而本区东部的横断山等地区则表现为上升的趋势,与气温变化同步。这主要是由不同大气环流控制的结果。小冰期以后,特别在 20 世纪以来,我国的季风温冰川对气候变暖响应非常敏感,绝大部分冰川正处于较大幅度的后退状态,个别几年前前进的冰川已转为后退。

参考文献 (References)

- [1] Shi Y F, Huang M H, Ren B H. An Introduction to Chinese Glaciers. Beijing: Science Press, 1988. [施雅风, 黄茂桓, 任炳辉. 中国冰川概论. 北京: 科学出版社, 1988.]
- [2] Li J J. The Glaciers in the Hengduan Mountains. Beijing: Science Press, 1996. [李吉均. 横断山冰川. 北京: 科学出版社, 1996.]
- [3] Su Z, Shi Y F. Response of monsoonal temperate glaciers in China to global warming since the Little Ice Age. Journal of Glaciology and Geocryology, 2000, 22(3): 223-228. [苏珍, 施雅风. 小冰期以来中国季风温冰川对全球变暖的响应. 冰川冻土, 2000, 22(3): 223-228.]
- [4] He Y Q, Yao T D, Yang M X. Spatial features of glacial hydro-chemistry and recent variation of a Chinese temperate...

- glacier on Mountain Yulong. *Journal of Mountain Science*, 2000, 18(6): 481-488. [何元庆, 姚檀栋, 杨梅学. 中国典型山地温冰川水化学空间分布特征与近期冰川动态. *山地学报*, 2000, 18(6): 481-488.]
- [5] Pu J C (ed.). *Glacier Inventory of China (VIII): The Yangtze River Drainage Basin*. Lanzhou: Gansu Culture Press, 1994. [蒲健辰编. 中国冰川目录 VIII——长江水系. 兰州: 甘肃文化出版社, 1994.]
- [6] Pu J C (ed.). *Glacier Inventory of China (IX, X)*. Xi'an: Xi'an Cartographic Publishing House, 2001. [蒲健辰编, 中国冰川目录 (IX, X). 西安: 西安地图出版社, 2001.]
- [7] He Y Q, Yao T D. Contemporary significance of snow and ice indicated by the record in a shallow ice core from a temperate glacier in the southwestern monsoon region. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2000, 22(3): 235-242. [何元庆, 姚檀栋. 玉龙山温冰川浅冰芯记录现代指示意义. *冰川冻土*, 2000, 22(3): 235-241.]
- [8] Hahn D G. The role of mountains in South Asian monsoon circulation. *J of Atmosphere Science*, 1975, 32: 1515-1541.
- [9] Lin Z Y, Wu X D. A study of the path of vapor transportation in the Tibetan Plateau. *Geographical Research*, 1990, 9(3): 33-39. [林振耀, 吴祥定. 青藏高原水汽输送路径的探讨. *地理研究*, 1990, 9(3): 33-39.]
- [10] Ruddiman W F, Kutabach J E. Force of late Cenozoic northern hemisphere climate by plateau uplift in southern Asia and American west. *J. Geophysics Res.*, 1989, 94: 18409-18427.
- [11] Yao T D. Relation between moisture source and $\delta^{18}\text{O}$ in snow in the Tanggula Mountain of Tibet Plateau. *Chinese Science Bulletin*, 1991, 36: 1570-1573. [姚檀栋. 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: 1570-1573.]
- [12] Parthasarathy B. Indian summer monsoon rainfall indices: 1871-1990. *Meteorological Magazine*, 1992, 121: 174-186.
- [13] Kripalani R H. Large scale aspects of Indian-China summer monsoon rainfall. *Adv. Atmos. Sci.*, 1993, 10: 71-84.
- [14] Araguas L. Stable isotopic composition of precipitation over southeast Asia. *J of Geoph. Res.*, 1998, 103(D22): 28721-28742.
- [15] Duan K Q. Solar activity and accumulation rate of snow recorded in the Dasuopu ice core in the Tibetan Plateau. *Chinese Science Bulletin*, 2000, 45(1): 75-78. [段克勤. 青藏高原达索普冰芯中积累量与太阳活动. *科学通报*, 2000, 45(1): 75-78.]
- [16] He Yuanqing, Yao Tandong, Cheng Guodong et al. Climatic records in a firm core from an alpine temperate glacier on Mt. Yulong in southeastern Tibetan Plateau. *Episodes*, 2001, 24(1): 13-18.
- [17] Handel-Mazzetti H V. Neue Anfnalimen in NW-Yunnan und S-Setchuan. *Denkschrift Akad. Wiss., math-naturw. Kl., Wien*, 1920, 97: 173-182.
- [18] Ward F K. The snow mountains of Yunnan. *The Geographical Journal*, 1924, 64(3): 222-231.
- [19] Wissmann H V. The Pleistocene glaciation in China. *Bulletin of the Geological Society of China*, 1937, 17(4): 145-168.
- [20] Ren M E. Geomorphology in Lijiang and Mt. Yulong. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Yunnan*, 1957, (4): 9-18. [任美镔. 丽江和玉龙山地貌的初步研究. *云南大学学报 (自然科学版)*, 1957, (4): 9-18.]
- [21] Luo L X, Yang Y C. Study of geomorphological formations in western Sichuan and northern Yunnan. *Geographical Bulletin*, 1963, 5: 1-47. [罗来兴, 杨逸畴. 川西滇北地貌形成的探讨. *地理集刊*, 1963, 5: 1-47.]
- [22] Xie Y Y, Cui Z J. Mount Yulong in northern Yunnan. In: *The Quaternary Glaciers and Environment in Eastern China*. Beijing: Science Press, 1989. 106-119. [谢又予, 崔之久. 滇北玉龙山. 见: 中国东部第四纪冰川和环境问题. 北京: 科学出版社, 1989. 106-119.]
- [23] Zhao X T. Pleistocene glaciation at the eastern foot of Mountain Yulong. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1999, 21(3): 242-248. [赵希涛. 玉龙山东麓更新世冰川作用. *冰川冻土*, 1999, 21(3): 242-248.]
- [24] Zheng B X. Features and fluctuation of the Melang glacier in the Mainri Mountain. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1999, 21(21): 145-150. [郑本兴. 梅里雪山明永冰川的特征与变化. *冰川冻土*, 1999, 21(2): 145-150.]
- [25] He Yuanqing, The contemporary processes of the environmental information in the atmosphere-glacier-runoff system in an area of typical monsoon temperate glacier. *Science in China (D)*, 2001, 43(12): 275-283.
- [26] He Yuanqing, Yao Tandong, W H Theakstone et al. Recent climate significance indicated by the chemical signals in a shallow ice core at a glacier in south-Asia monsoon region. *Journal of Asia Earth Science*, 2002, 20(3): 289-296.
- [27] Kumares M. 18.6 year lunui-solar and 10-11-year solar signals in rainfall in India. *Int. J. Climat.*, 1992, 12: 839-851.
- [28] Wu X D, Lin Z Y. Climatic variations indicated by tree-ring index in the Little Zhongdian area. In: *The Investigation Monograph on Hengduan Mountains*. Kunming: Yunnan People's Press, 1983. [吴祥定, 林振耀. 云南小中甸地区树木年轮所表征的气候变化. 见: 横断山考察专集. 昆明: 云南人民出版社, 1983.]
- [29] Yao T D, Duan K Q, Tian L D et al. Changes of the accumulation rate in Dasuopu ice core and summer monsoon precipitation in Indian since 400 years. *Science in China (D)*, 2000, 30(6): 619-627. [姚檀栋, 段克勤, 田立德等. 达索普冰芯积累量记录和过去 400a 来印度夏季风降水变化. *中国科学(D)*, 2000, 30(6): 619-627.]
- [30] Thompson L G, Yao T, Thompson E M et al. A high-resolution millennial record of the south Asian monsoon from Himalaya ice cores. *Science*, 2000, 289(5486): 1916-1925.

- [31] Duan K Q. Response of the monsoonal precipitation to climatic warming, as recovered by the accumulation rate in the Dasuopu ice core in the Himalaya Mountains. *Chinese Science Bulletin*, 2002, 47(1): 1-4. [段克勤. 喜马拉雅山地区冰川积累量记录的季风降水对气候变暖的响应. *科学通报*, 2002, 47(1): 1-4.]
- [32] Sontakke N A, Singh N. Longest instrumental regional and all-India summer monsoon rainfall series using optimum observations: reconstruction and update. *The Holocene*, 1996, 6(3): 315-331.
- [33] Shi Y F, Shen Y P, Hu R J. Preliminary study on signal, impact and foreground of climatic shift from warm-dry to warm-humid in Northwest China. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2002, 24(3): 219-225. [施雅风, 沈永平, 胡汝翼. 西北气候由暖干向暖湿转型的信号、影响和前景初步探讨. *冰川冻土*, 2002, 24(3): 219-225.]
- [34] Fu C B, Wang Q. Synchronous change of long-term, abruptly-varied summer monsoon in southern Asia and rapid global warming. *Science in China (B)*, 1991, 21(6): 666-672. [符淙斌, 王强. 南亚夏季风长期变化的突变现象及其与全球迅速增暖的同步性. *中国科学(B)*, 1991, 21(6): 666-672.]
- [35] Duan K Q. Abrupt climatic changes of the Indian monsoon as recorded in the Dasuopu ice core. *Chinese Science Bulletin*, 2001, 46(24):2069-2073. [段克勤. 达索普冰芯记录的印度季风突变. *科学通报*, 2001, 46(24): 2069-2073.]

Modern Changes of the Climate and Glaciers in China's Monsoonal Temperate–Glacier Region

HE Yuanqing¹, ZHANG Zhonglin¹, YAO Tandong¹, CHEN Tuo¹, PANG Hongxi¹,
ZHANG Dian²

(1. *Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, CAS, Lanzhou 730000, China;*

2. *Department of Geography, University of Hong Kong, Pokfulam Road, Hong Kong, China)*

Abstract: Climatic data, ice core records, the tree ring index and recorded glacier variations have been used to reconstruct a history of climatic and glacial changes in the monsoonal temperate-glacier region of southwestern China during the last 400 years. All the results indicate that the temperature in the region increased in a fluctuating manner during the 20th century, after the two cold stages of the Little Ice Age during the 17th-19th centuries, with a corresponding retreat of most of the glaciers against a background of global warming. However, the amount, trend and amplitude of variation of precipitation have differed in different parts of the region. The climatic records in the Dasuopu ice core, from the Himalaya area in the western part of the region, show a decreasing trend of precipitation, the converse of the trend of temperature. In the Hengduan Mountains and other areas of the eastern part of the region, however, a rising trend of rainfall has accompanied increasing temperatures, as a result of the variable atmosphere circulations from different sources. The data indicate that the southwestern monsoon, which is the principal controlling factor in the Chinese monsoonal temperate-glacier region, can be classified into two parts. One is the Indian monsoon from the Arabian Sea, passing across the Indian Peninsula. This transports the vapour for precipitation in the Himalaya area, the western part of the monsoonal temperate-glacier region. The other part is the Bengal monsoon from the Bay of Bengal, passing over Bangladesh and Burma. This is the major source of precipitation in the Hengduan Mountains and other areas of the eastern part of the region. In addition, the eastern part is influenced by the southeast monsoon from the western Pacific, whilst the western part is affected by the southern branch of the westerly circulation in winter. This complex atmospheric situation results in different patterns of precipitation in the western and eastern zones.

Key words: temperate glacier; monsoonal circulation; climate change; glacier variation