

文章编号: 1008-2786(2000)06-0481-08

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

何元庆, 姚檀栋, 杨梅学

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 甘肃 兰州 730000)

摘 要: 从我国玉龙雪山典型温冰川王白水 1 号冰川不同区段表面融水, 新近积雪和冰川补给河水采样分析结果表明, 雪线以上降水中的稳定同位素和离子含量比雪线以下为高, 低海拔河水比高海拔融水的氧同位素浓度为低, 可能在来源上存在着差异, 这种分布特征说明本温冰川区局部大气环流情况随高度而不同, 有可能存在季风气候区所特有的“降水量效应”或“季节性效应”。冰川不同水体内离子浓度变化说明, 冰川融水与地壳表面接触时间越久, 其中的可溶性离子浓度就越高, 此外也与当地基岩岩性密切相关。冰川水化学的空间分布反映出温冰川化学溶解作用和物理活动性都比较强。小冰期以后气候变暖, 玉龙冰川后退的幅度也比较大。实测资料表明, 50 年代以来气候大体以 11 a~12 a 的周期波动, 受气候波动的控制, 冰川时进时退, 变化幅度不同。玉龙冰川在经历了 1980~1990 年的后退以后, 最近又显示出前进趋势。在大部分时期内, 除非突然出现全球大幅度变暖的情况, 冰川受气温和降水非同步变化的制约, 在总体趋势上是比较稳定的, 不会很快消失, 也不会突然大幅度前进。

关键词: 玉龙雪山; 温冰川; 水化学; 冰川动态

中图分类号: P343.6

文献标识码: A

玉龙雪山($27^{\circ}10'N \sim 27^{\circ}40'N$, $100^{\circ}9'E \sim 100^{\circ}20'E$)是中国最南的一座雪山, 属于横断山系, 是欧亚大陆距赤道最近的温冰川区, 它的西北临金沙江大峡谷—虎跳峡, 东麓是海拔约 3 000 m 的干海子高位山间盆地, 南面是丽江盆地。雪山南北长 35 km, 东西宽 13 km, 主峰扇子陡海拔 5 596 m。山上分布有 19 条冰川(图 1), 面积 11.61 km²。由于玉龙山山势极为陡峻, 在自然条件下, 很难越过原始森林带到海拔 4 100 m 以上的现代冰川, 所以早期的研究者们大部分报道仅局限于第四纪冰川地貌方面, 对现存冰川的研究报道很少^[1~5]。

1980 年代初, 主要由中国科学院兰州冰川冻土研究所和兰州大学地理系组成的青藏高原综合考察队冰川组首次对玉龙山的现代冰川、气候、积雪等进行了短期的野外考察和定位观测^[6]。1997 年以来, 玉龙雪山已开发成为现代化冰川公园, 横跨千米高山索道的建立, 为山地冰川的考察研究提供了优良条件。最近赵希涛等^[7]和郑本兴^[8]对玉龙山地区的现代冰川地貌和第四纪古冰川遗迹进行了较详细的总结研究。虽然过去本区的冰川考察研究取得了一定资料, 但是, 1980 年代后期以来在我国蓬勃兴起的山地冰芯和现代气候环境研究方法还没有在本区得到应用, 对我国温冰川表面过程, 物质平衡和水文化学变化缺乏定量研究, 海拔 > 4 000 m 冰川区还没有气温降水等定位观测资料。为了弥补这些空白, 充实我国温冰川研究的资料库, 笔者于 1999—06—07 间赴玉龙雪山, 在此地最大的白水 1 号冰川粒雪盆获取了一支 10.1 m 长的浅冰芯, 获取了近期的气候环境记录和净积累变化资料, 对玉龙雪山温冰川冰雪现代过程有了初步认识^[9]。同时, 我们还分别沿冰舌至粒雪盆不同位置系统地采集了表面积雪、雨水、冰面

收稿日期: 2000—06—12; 改回日期: 2000—08—28。

基金项目: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所创新项目(210019), 中国科学院冰冻圈动态变化基础研究特别经费(3 期), 中科院知识创新领域前沿(KZCX2—301)项目, 中科院院长基金和留学择优基金资助的研究成果。

作者简介: 何元庆, (1957—), 男(汉族), 陕西延安人, 研究员, 1993 年在英国曼彻斯特大学获博士学位。目前在中国科学院寒区旱区环境与工程研究所工作, 从事冰冻圈与全球变化研究。联系电话: 013619362210。

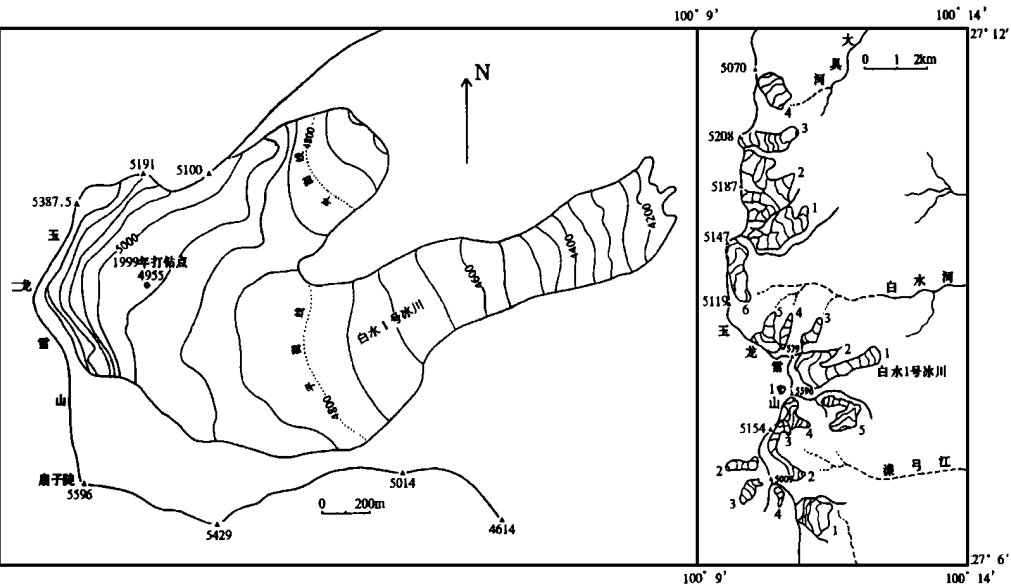


图 1 玉龙山冰川分布和最大的白水 1 号冰川
Fig. 1 Distribution of the glaciers on Mt. Yulong and the largest glacier Baishui No. 1

和冰下融水, 以及下游冰川补给径流样品, 收集了近 50 年以来的气候和冰川变化资料, 本文着重讨论白水 1 号冰川不同水体的水化学和现代冰川变化情况。这对于持久开展季风温冰川区冰川和水资源动态监测研究具有重要意义。

1 冰川和气候概况

玉龙雪山东坡冰川 15 条, 面积 10.86 km², 漾弓江源头冰川 5 条, 融水汇入丽江盆地, 白水河源头冰川 6 条, 融水向东汇入金沙江, 大具沟源头冰川 4 条, 融水经大具盆地入金沙江, 西坡冰川只有 4 条小型悬冰川, 面积仅 0.75 km², 融水向西注入仁河。最大的冰川是位于雪山东坡的白水 1 号冰川(图 1), 长 2.7 km, 面积 1.52 km², 积累区广阔平坦, 面积约为 1 km², 冰舌部分裂隙密布, 支离破碎, 反映出其活动较为剧烈, 雪线海拔高度约 4 800 m, 冰川末端海拔 4 100 m。玉龙雪山在纬度上处于亚热带区域, 70 % 的降水集中于每年 5~9 月的西南夏季风盛行季节, 来自西南方向的印度洋暖湿气流受横断山系的阻挡后绕道从东南方到达玉龙山, 使横断南北的玉龙山成为降水屏障, 所以东坡迎风面的降水偏多^[10]。此外, 因为玉龙山东西两侧有截然不同地形条件, 西侧为南北向的虎跳峡大断裂, 降水气流由南至北沿峡谷而上, 峡谷底部与玉龙雪山顶部的相对高度接近 4 000 m, 多为悬崖峭壁, 不利于冰雪积累形成冰川, 因此同海拔地段雪山东坡降水明显大于西坡, 使东坡冰川远比西坡发育, 冬季高空主要受西风环流南支和陆源冬季风控制, 降水只占全年的 30 %。海拔 2 393 m 的丽江的年平均气温为 12.6 °C, 山脚云杉坪海拔高度 3 240 m, 年平均气温为 5.4 °C, 冷季长 3 个月。根据丽江气象站高空资料, 海拔 5 400 m 处年平均气温为 -7.5 °C, 全年各月平均气温均 < 0 °C, 雪线处(4 800 m)的年平均气温为 -3.3 °C~4.7 °C^[11]。玉龙雪山的现代冰川是在降水量较多的季风海洋性气候下形成的, 根据云南省气象局整编的农业气象资料, 推算海拔 > 4 800 m 的降水量仅为 800 多 mm, 但苏珍等^[11]认为这个推算远远偏少, 他们根据海拔 2 393.2 m 处的丽江气象站多年平均降水 772 mm 和玉龙山麓 3 240 m 处的 4 a 平均降水量 1 646 mm 推算出本地 103.3 mm/100 m 的降水梯度, 进而推测冰川雪线(4 800 m~5 000 m)附近的降水应达到 2 383 mm~2 590 mm。玉龙雪山冰川积累消融量大, 冰温较高, 底部滑动明显, 运动较快, 对气候变化的反映十分敏感, 属于典型的温冰川^[6]。距玉龙雪山 25 km 的丽江气象站 1951~1998 年平均气温和降水资料代表了本

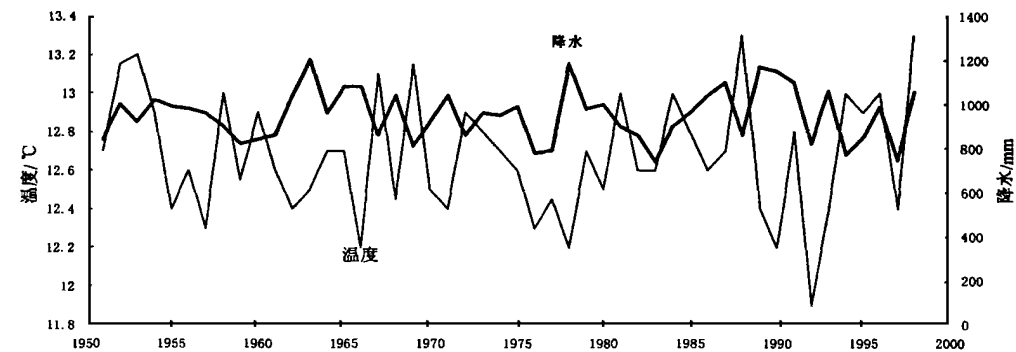


图 2 玉龙山附近的丽江气象站近 50 年来年平均温度和降水变化

Fig. 2 Variations of mean annual temperature and precipitation at Lijiang meteorological station (25 km from the Mt. Yulong) during the recent 50 years.

区海拔< 3 000 m近半个世纪来气候变化情况(图 2)。

2 水化学分析结果和讨论

沿白水 1 号冰川区不同高度带分别采集了 23 个较新积雪、冰川表面和冰下融水, 夏季雨水和冰川补给河水样品, 运回中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰芯与环境实验室, 分别用 MAT252 同位素气质谱仪, 原子吸收光谱仪, Dinex-100 离子色谱仪, 电导率和 pH 计进行了 $\delta^{18}\text{O}$, K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , NO_3^- , SO_4^{2-} , 电导率和 pH 值等项目的分析测定。阳离子的测定误差一般低于 0.1%, 阴离子低于 0.3%, $\delta^{18}\text{O}$ 的测量误差低于 0.5‰, 分析结果如表 1 所示。

表 1 玉龙雪山白水 1 号冰川区不同水体中化学分析结果

Table 1 Chemical results of various glacial-hydro mediums at the glacier Baishui No. 1 in Mt. Yulong

样品号	高度 a. s. l. m	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	K^+ mg/L	Na^+ mg/L	Ca^{2+} mg/L	Mg^{2+} mg/L	Cl^- mmg/L	SO_4^{2-} mmg/L	NO_3^- mmg/L	电导率 $\mu\text{s/cm}$	pH
积雪 1	5000	-5.82	0.15	0.03	5.89	1.38	96.9	29.14	0	185	7.29
积雪 2	4950	-4.87	0.12	0.03	6.54	1.26	117.24	0	0	178	7.45
积雪 3	4823	-8.21	0.08	0.10	5.26	1.01	156.4	0	0	124	7.6
积雪 4	4745	-12.67	0.06	0.10	4.49	0.38	153.6	0	0	102	7.66
积雪 5	4680	-12.8	0.04	0.11	3.87	0.36	129.16	0	0	117	7.74
冰川融水 1	4800	-12.73	0.00	0.02	2.27	0.02	139.52	0	0	40.6	7.07
冰川融水 2	4752	-12.66	0.00	0.03	2.38	0.04	161.01	0	127.02	44.7	7.12
冰川融水 3	4664	-12.45	0.01	0.05	2.06	0.05	186.57	0	0	46.6	7.46
冰川融水 4	4623	-12.65	0.02	0.06	5.45	0.13	228.74	0	0	39	7.6
冰川融水 5	4550	-12.49	0.04	0.09	3.81	0.18	235.67	117.92	94.4	7.84	
冰川融水 6	4510	-12.41	0.04	0.09	5.57	0.18	223.67	163.54	67.86	133	7.77
冰川融水 7	4344	-12.08	0.05	0.09	8.23	0.35	248.92	221.93	65.3	126	7.92
冰川融水 8	4287	-11.93	0.06	0.11	12.98	0.52	275.81	166.23	76.5	137	7.9
白水河 1	3375	-14.18	0.01	0.05	4.26	1.60	262.19	340.11	59.02	154	7.92
白水河 2	3341	-14.85	0.04	0.11	4.58	1.60	176.47	283.72	234.41	162	7.93
白水河 3	3285	-14.82	0.05	0.58	6.54	2.02	248.92	377.25	181.24	314	8.02
白水河 4	3241	-14.75	0.07	1.12	6.62	2.02	253.61	455.89	205.69	340	8.24
白水河 5	3176	-14.21	0.09	1.17	12.49	2.06	288.44	576.83	312.36	341	8.26
雨水 1	4765	-13.47	0.00	0.02	4.74	0.21	61.25	29.57	0	107	6.23
雨水 2	4654	-13.26	0.02	0.08	4.77	0.20	97.45	29.24	0	98	6.34
雨水 3	4563	-12.94	0.04	0.19	4.26	0.07	134.92	45.77	0	86	7.13
雨水 4	4510	-12.24	0.04	0.08	2.63	0.04	277.8	78.74	0	75	7.86

以上结果清楚地指示出,不同介质中氧同位素含量分布非常特别,粒雪盆新积雪中的 $\delta^{18}\text{O}$ 出现异常高值,为 $-4.87\text{‰} \sim -8.21\text{‰}$,雪线以下新积雪的 δ 值则大幅度降低,分别为 -12.67‰ 和 -12.80‰ ,雨水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 浓度也比较低,且有随高度降低而减少的趋势。冰川融水内的氧同位素含量分布比较均匀,变化于 $-12.38\text{‰} \sim -12.73\text{‰}$ 间,在低海拔以冰川融水和夏季降雨补给为主的白水河,氧同位素含量最低。冰川补给部分物质(粒雪盆积雪和雨水)与亏损部分物质(冰川融水和冰川河水)之间的这种差异,反映了季风温冰川区氧同位素的一种特殊的空间分布,可能与不同海拔高度降水来源,局部气候条件和较大尺度大气环流的差异有关,它是否由于低纬度季风气候区所特有的“季风效应”和“降水量效应”^[12-13]所引起的,即降水的物质成分与水气来源有关,还有待进一步的研究和讨论,需要更多的观测资料来证实。

在所有冰川水体中(积雪、融水、雨水、径流),主要阳离子中 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 的浓度远比 Na^{+} 与 K^{+} 为高,其中 Ca^{2+} 浓度最高, K^{+} 最低,离子含量的高低与当地基岩岩性密切相关。据地质资料,玉龙雪山以灰岩为主,也有片岩、玄武岩分布,所以决定了水化学类型为 Ca^{2+} , Mg^{2+} 型^[4]。4种主要阳离子与电导率以及 pH 值具有同样的变化趋势,新降落的积雪和雨水样品中的离子浓度随高度降低而逐步减小,但在冰川融水样品中则有相反的趋势,即离子浓度随高度降低而增加,白水河离子浓度也是从上游至下游呈增加趋势。以上结果表明,在冰川输入和输出系统的不同水介质中,可融性离子浓度变化即反映了它们的物质来源,也反映了冰川水资源的空间变化规律。较高的 Ca^{2+} , Mg^{2+} 说明各种介质内的可融性物质主要来自于近源的地壳物质,输入方式可能主要有三种:1. 风吹而来,山地强劲持久的大风将附近地表岩石物质吹至积雪或融水内;2. 水气携带而来,当水气沿山体上升时,携带了地表物质,到达凝结高度形成固体或液体降水,使这些物质重返地表;3. 流水冲刷而来,积雪融水和降水形成的流水将地表岩石物质冲入冰川系统的各种介质之内。在粒雪盆内,离子浓度的变化估计与风力强度和物质来源的远近距离有关,越往高处,风力越强,由风吹而来的地表物质越多,此外,在海拔较高的几个采样点离冰斗壁都比较近,由雪崩和风吹带来的物质比较多一些。雪线以下,高度越低,冰雪融水越多,流水与冰床冰碛接触时间越长,融水中地表物质的含量也就越高。白水河离子浓度变化的原因与此相似。雨水粒雪盆积雪中离子浓度随高度增加的原因估计与水气上升的距离有关,距源头越远的水气,所经历的陆地途径也就越长,沿途所携带的物质成分就越多。与我国阿尔泰山、天山、祁连山等地的大陆型冰川水体(积雪、融水、雨水、径流)的矿化度相比^[5],玉龙雪山冰川水化学具有各种水介质离子浓度差异较明显、离子浓度空间变化较大的特征,这主要与温冰川的气候环境和冰川的物理特性有关,由于季风温冰川区暖期较长,降水量大,雨热同季,加之温冰川本身温度高,消融强,冰川底部为融点并滑动,冰体水体与地表接触较强等原因有关,与以冷期较长,冷季固态降水量大,化学溶解作用微弱的大陆型冰川区不同,那里冰川冰体水体矿化度与大气降水相近,冰川水化学成分主要是大气降水带来的。

主要阴离子中,积累区3个积雪样品中的 Cl^{-} 浓度显示出与 Na^{+} 的对应关系,从冰舌的上游到下游,冰融水中的 Cl^{-} 含量明显增加,白水河水中的 Cl^{-} 浓度最高,这也是逐步吸收地表岩石冰碛中可溶性 Cl^{-} 的结果。海拔较高降雨中的 Cl^{-} 浓度比较低雨水中为低,虽然样品很少,但反映出它们的水气来源可能有别。除了一个样品外,海拔较高的几个积雪样品中的 SO_4^{2-} 和 NO_3^{-} 浓度均为零,海拔较低的几个雨水样品中的浓度也很低,冰川融水和冰舌以下河水中的 SO_4^{2-} 和 NO_3^{-} 浓度都表现出明显增加的趋势,说明原始降水中没有或很少受到污染,冰川融水和河水内的杂质是后期从上到下的流动过程中与地表和大气接触时所逐步吸收的。冰川各水体中的电导率与离子浓度成正比关系,积雪、雨水和冰川融水的 pH 值介于 6.23 ~ 7.92 间,为中性,到白水河, pH 值增大至 7.92 ~ 8.26,逐步呈现碱性,与这些水体中的阴阳离子变化说明了同样的问题。

3 近代气候与冰川变化的讨论

我们在位于海拔 2 393.2 m 的丽江气象站收集了 1951 ~ 1999 年共 48 a 的气温降水资料,绘制了年平均气温和降水变化曲线(图 2),大体显示出该地近半个世纪以来的气候基本以 10 a ~ 12 a 的周期波动变

化, 与太阳黑子的变化周期相当一致, 从曲线上看, 温度和降水基本呈反相关关系, 这是因为当降水量大的年份, 云雾必然增多, 所以地面温度也相对较低。郑本兴^[16]统计了白水1号冰川自小冰期以来的变化情况(表2), 指出1980年代气候偏暖, 1990年代开始, 气候转冷, 与丽江站的气候变化趋势一致, 冰川也相应出现了后退和前进的现象, 但是冰川变化一般以若干年滞后于气候变化, 根据白水1号冰川平衡线到末端500 m的距离和本冰川273.8 m的年平均运动速度^[11], 推算冰川冰从粒雪盆移动到冰川末端需要5.5 a, 也就是说冰川对气候响应大体是5.5 a。从图1曲线可知, 1990年代后半期处在一个气温较低, 降水量较高的一个阶段, 估计将来几年会出现前进情况, 据1998年的实地调查, 冰川已开始前进5 m左右, 证实这种趋势已经出现。

表2 玉龙雪山白水1号冰川小冰期以后冰川与气候变化

冰川变化			气候变化			
末端海拔 m(年)	起止时间	末端变化 +进-退	起止时间	平均气温/℃ +增高-降低	起止时间	年降水量 变化
3800(小冰期)	7~19世纪	前进	小冰期	降温	1950's初	变化不大
4353(1957)	19世纪~1957	-1250	1950's初~末期	+0.5℃~稍暖	1950's末	偏少
4100(1982)	1957~1982	+800	1960's~1970's初	变化小	1960's	增多
	1980's后期	后退	1970's后期	偏冷	1970's	稍偏少
	1982~1998	-100~-150	1980's后期	偏暖	1980's	减少
4150(1998)	1997~1998	+5	1990's初	偏冷	1990's前期	增多

我们把图2中显示的近50 a来丽江地区气温降水进行了周期统计, 结果发现气温存在着2 a~3 a准周期和10 a~11 a的较长周期波动, 而降水的11 a~12 a周期十分明显(图3), 我国西南季风的这种波动特征可与典型印度季风降水的观测结果进行对比。过去40 a中对印度夏季风降水的许多研究表明, 虽然在很长的时间尺度上, 夏季风降水并没有表现出一定趋势。但在某些特定的时期内, 印度夏季风降水却表现出明显的趋势, 尤其是十年际的周期性变化, Panthasarathy^[17]发现了最小的准两年周期(2 a~3 a), 另外还发现了6 a~14 a不等的周期。Kumares Mitra等^[18]将印度十个大区115 a(1871~1985)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 a的月日节律(lini-solar nodal)和10 a~11 a的太阳周期信号。其中2 a~3 a最小准周期与丽江地区气温的2 a~3 a短周期对应, 10 a~11 a的太阳周期信号则与丽江地区降水10 a~11 a周期十分对应。

此外, 我们分别选择了印度东北部、中部和北部50 a来降水变化的资料与丽江站50 a来降水变化进行对比(图4), 结果表明, 虽然它们各自之间在时间上有偏移, 但表现出相似的变化趋势和周期性, 特别印度东北部, 因为距离比较接近, 其变化趋势无论在时间上和周期上都与丽江站接近, 说明它们都在西南季风体系的控制之下。

冰川是气候的产物, 主要与气温的高低和降水量的大小有关, 冰川的波动变化是气温和降水波动变化的表现。从表2的统计结果看出, 冰川近期的进退变化与气温和降水都有关系, 取决于两者那种变化幅度大, 例如: 在17~19世纪的小冰期期间, 气候普遍降温, 但降水量变化不大冰川以前进为主; 在19世纪至20世纪50年代后期较长时期内, 气温变暖, 降水偏少, 冰川后退了千余米; 从1950 a代后期到1980年代初期, 气温变化不大, 而降水量增多, 冰川也是持续前进; 从1980年代初期到1990年代后期, 气温和降水量都减小, 所以冰川后退的幅度也比较大。气温和降水是相互制约和相互依托的两大气候要素, 决定着冰川变化的趋势, 一般冰川数年滞后于气候变化, 温冰川一般处于温湿的海洋性气候下, 对气候反应比较灵敏, 加之玉龙雪山冰川比较小, 所以滞后时间比较短, 为5 a~6 a。在很多时间内, 气温和降水都不是同步变化的, 所以决定着冰川不会很快消失, 也不会突然大幅度前进。除非突然出现全球性大幅度变暖的情况, 玉龙雪山冰川旅游区人们所担心的冰川会不会很快消失的问题, 笔者预料是不会发生的。

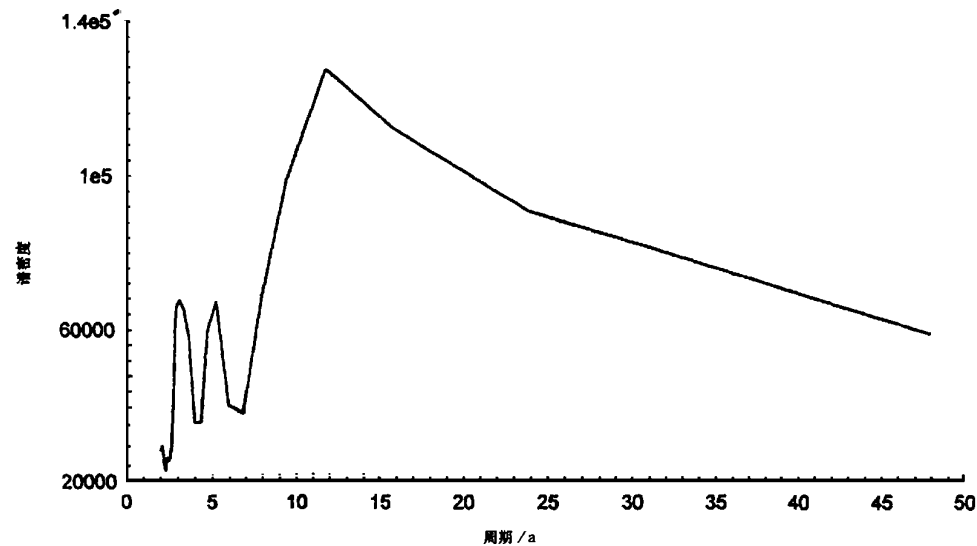


图 3 丽江气象站 1950 ~ 1998 逐年降水量的谱分析

Fig. 3 Spectrum analysis of the annual precipitation variation at the Lijiang meteorological station from 1950 to 1998

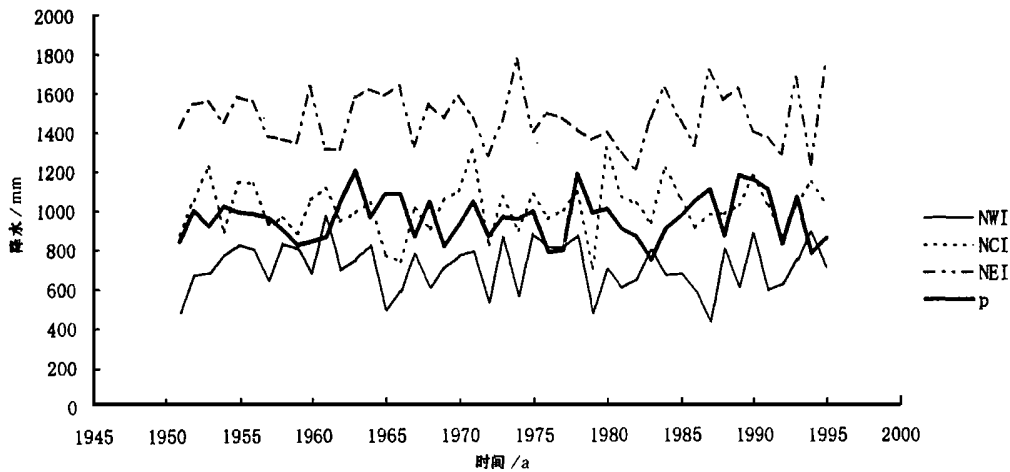


图 4 印度东北部(NEI)、西北部(NWI)和中部(NCI)以及玉龙山丽江气象站(P)最近 50 年年平均降水变化的比较, 指示出西南季风降水 11~12 年的周期变化和 2~3 年的准周期变化

Fig. 4 Variations of mean annual precipitation at Lijiang station (P), northwestern India (NWI), north central India (NCI) and northeastern India (NEI) from 1950 to 1996, indicating 11~12 year periodic cycles and 2~3 year sub-periodic cycles for southwestern monsoon

4 结 论

1. 玉龙雪山白水 1 号冰川平衡线以上新雪内的氧同位素含量远高于雪线以下新雪和雨水的氧同位素含量, 说明他们各自的来源不同, 冰川外围以夏季降水和冰融水补给河流内的 δ 值比冰川内部融水的 δ 值为低, 说明本温冰川区局部大气环流情况随高度而不同, 有可能存在季风气候区所特有的“季风效应”和“降水量效应”, 有待进一步分析研究和较长时间的观测资料来证实。

2. 平衡线以上积雪比平衡线以下积雪和雨水内的离子浓度为高, 同样说明它们的来源和途径不同。冰川融水的离子浓度随海拔高度的降低而升高, 冰川补给河水比内部融水的离子浓度高, 是由于它们与地表接触时间长短的不同所致, 冰川水体离子浓度的高低也与当地基岩岩性密切相关。与我国青藏高原大陆型冰川相比, 玉龙雪山冰川各水体水化学的空间差异比较大, 反映了温冰川化学溶解作用和物理活动性都比较强。

3. 当地冰川主要受来自印度洋西南季风的控制, 小冰期以后气候变暖, 玉龙雪山冰川后退的幅度比较大。实测资料表明, 1950 年代以来气候大体以 11 a~12 a 的周期波动, 受气候波动的控制, 冰川时进时退, 但幅度不大。玉龙雪山冰川在经历了 1980~1990 年的后退阶段以后, 最近又显示出前进趋势。除非突然出现全球气候大幅度变暖的情况, 在大部分时期内, 冰川受气温和降水非同步变化的制约, 在总体趋势上是比较稳定的, 不会很快消失, 也不会突然大幅度前进。

致谢: 本工作得到中国科学院冰芯与寒区环境实验室和玉龙山旅游开发总公司大力支持和帮助。施雅风院士提出指导意见。参加野外工作的有刘景寿、张永亮、郑本兴、苏珍、刘时银等提供有关资料和帮助, 化学分析由孙维贞, 盛文坤, 李凤霞和王晓香完成, 在此一并致谢。

参考文献:

- [1] Ward F K. The snow mountains of Yunnan [J]. *The Geographical Journal*, 1924, 64(3): 222~231.
- [2] Wissmann H V. The Pleistocene glaciation in China [J]. *Bulletin of the Geological Society of China*, 1937, 17(4): 145~168.
- [3] 任美镔, 刘振中, 雍万里, 等. 丽江和玉龙山地貌的初步研究[J]. 云南大学学报(自然科学版), 1957(4): 9~18.
- [4] 罗来兴, 杨逸畴. 川西滇北地貌形成的探讨[J]. 地理集刊, 1963, (5): 1~47.
- [5] 谢又予, 崔之久. 滇北玉龙山[A]. 中国东部第四纪冰川和环境问题[C]. 北京: 科学出版社, 1989. 106~119.
- [6] 李吉均, 苏珍. 横断山冰川[M]. 科学出版社, 1996.
- [7] 赵希涛, 曲永新, 李铁松. 玉龙山东麓更新世冰川作用[J]. 冰川冻土, 1999, 21(3): 242~248.
- [8] 郑本兴. 云南玉龙雪山第四纪冰期与冰川演化模式[J]. 冰川冻土, 22(1): 53~61.
- [9] 何元庆, 姚檀栋, 杨梅学, 等. 玉龙山温冰川浅冰芯记录现代指示意义[J]. 冰川冻土, 2000, 22(3).
- [10] 王宇. 云南气候变化概论. 北京: 气象出版社, 1996.
- [11] 苏珍, 蒲建辰. 横断山冰川发育条件、数量及形态特征[A]. 见: 横断山冰川[C]. 北京: 科学出版社, 1996, 1~25.
- [12] 章新平, 姚檀栋. 我国部分地区降水中氧同位素成分与温度降水之间的关系[J]. 冰川冻土, 1995, 17(2): 125~131.
- [13] Tian Lida, Yao Tandong, Yang Zhihong. $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation and moisture sources upon the Tibetan Plateau. *Cryosphere*, 1996, 2: 33~39.
- [14] 王立伦, 王平, 苏珍, 等. 横断山冰川消融、冰川水文及水化学特征. 见: 横断山冰川[C]. 北京: 科学出版社, 1996 70~109.
- [15] Wang Ping. Application of isotope geochemistry to research on Chinese glaciers. *Annals of Glaciology*, 1985, 7: 94~99.
- [16] 郑本兴, 赵希涛, 李铁松, 等. 梅里雪山明永冰川的特征与变化[J]. 冰川冻土, 1999, 21(2): 145~150.
- [17] Parthasarathy B, Rupa Kumar K and Kothawale D R. Indian summer monsoon rainfall indices: 1871~1990[J]. *Meteorological Magazine*, 1992, 121: 174~186.
- [18] Kumares Mitra and Dutta S N. 18.6 year lunar-solar and 10~11 year solar signals in rainfall in India[J]. *Int. J. Climatol.*, 1992, 12: 839~851.

SPATIAL FEATURES OF GLACIAL HYDRO-CHEMISTRY AND RECENT VARIATIONS OF A CHINESE TEMPERATE GLACIER IN MT. YULONG

HE Yuan-qing, Yao TAN-dong, YANG Mei-xue

(Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 73000, China)

Abstract: Mt. Yulong is the southmost present glacialized area in Eurasia, where there are 19 typical sub-tropics temperate glaciers above 4000m a. s. l., formed under the climate of south-west monsoon. In the summer of 1999, investigations of glacial hydro-chemistry were carried out at the largest glacier, Baishui No. 1 and 23 samples were collected from new accumulated snow, summer rain, glacial meltwater and glacier-feeding river at the different levels of the glacier. Chemical analysis of these samples show that isotopic and ionic contents of precipitation above the equilibrium line (4 800 m) is much higher than that below it, implying that the atmospheric vapor for precipitation came from different sources and a "precipitation effect" or "monsoon effect" may exist in this typical monsoon-climate region. Ionic contents of glacial meltwater were increasing with the decrease of elevation as a result of longer-time contact with the earth's surface. The highest content of Ca^{2+} in all collected samples is closely related to local bedrock which mainly compose of limestone. Glacial hydro-chemistry of the studied area is characterized by a distinct spatial variability in various water bodies because of stronger physical and chemical activity of the temperate glacier, which differs from those of the continental glaciers.

Glaciers have greatly retreated after the Little Ice Age because of warming of the climate. The recent 50 year climatic data at Lijiang, the closest meteorological station to Mt. Yulong, indicates that there are 2~3 year periodic changes for the local temperature and apparent 11~12 year periodic cycles for precipitation, showing a corresponding pattern with that in northeastern part of India. During the most recent half-century, glaciers in Mt. Yulong have alternately retreated and advanced, with smaller amplitudes. According to the trend of local climate in last 50 years and recent observation at the glacier Baishui No. 1, the glaciers in Mt. Yulong start to advance in 1998 after a continuous retreat stage between early 1980's and late 1990's. However, as a result of a negative relation between temperature and precipitation in most cases of this region, the glaciers will keep a relatively stable state in the future overall trends, except for a case of abrupt large-scale global warming.

Key words: Mt. Yulong, temperate glacier, glacial hydro-chemistry, recent glacial changes