

冰川作用区的温度及其特征*

康 兴 成

(中国科学院兰州冰川冻土研究所, 730000)

提 要 本文通过西昆仑山崇侧冰川区的观测资料。揭示了冰川区和非冰雪区气温的日变化,垂直和水平方向的演变以及季节变化。结果表明,冰雪区气温的日变化小,而昼夜温差大,全天均为绝热稳定区。非冰雪区白天为绝热不稳定状态,夜晚存在逆温现象。接近冰雪区地带气温递减率较大。水平方向温差主要发生在冰雪区前缘地带。由此,提出了冰川区特有的现象——“冰川锋”,并给出了该地区作为青藏高原最冷区域之一的一些数值。

关键词 不同下垫面 “冰川锋” 逆温 绝热分布 温度递减率 冰雪区 非冰雪区

冰雪(冰盖、冰帽、山地冰川和积雪区)是全球气候系统中冰冻圈的主要因子,对它们与气候的关系进行探讨必不可少。而对区域的冰雪区和非冰雪区之间气候要素的观测和分析,则是基础性工作。

为从某一区域的观测事实获取冰冻圈边界层气候状况。必须分析不同区域气候参量的时空分布和变化。这些参量实际上代表着冰冻圈的基本特征和物理过程,在一定程度上反映了冰冻圈对气候影响的基本状况和特征。

过去,我国对高山冰川的热量平衡、物质平衡及冰面气温等作过不少工作^[1-3]。但对区域的冰雪区与非冰雪区之间温度的系统演变过程,还未曾有人分析过。为了能为冰雪区对其周围气候影响的研究提供一些有益数据,根据1987年中日联合西昆仑山冰川考察期间,在崇侧冰帽区的系统观测资料,本文对冰雪区与非冰雪区之间气温演变进行了分析。

1 地形、站点和资料

西昆仑山是中亚陆地冰川作用的一大中心,平均海拔高度在5000m以上。据统计^[4],这里发育有8438km²的现代冰川,其中西昆仑山主峰周围有3300km²的现代冰川群,仅崇侧冰帽区,流域面积为224km²。而以崇侧冰帽区为主体的冰川群面积达105km²。我们进行观测的崇侧冰帽面积也达16.4km²。该冰帽区三面与其它冰川相连接,只有一面和非冰川区接壤(图1)。冰帽末端处海拔5800m。从冰帽末端到郭扎错湖之间的非冰雪区,地势呈北高南低,地形平坦。在从冰帽顶部B12处到湖边约30km长范围内,设有8个不同情况的气温测点。详细位置如图1所示。这些测点中,1个固定站(BC)有1年的观测

* 参加野外观测工作的还有中科院冰川冻土所的谢应钦高级工程师、曹正堂工程师、日本名古屋大学水圈研究所大畑哲夫助理教授、筑波技术研究所高桥修平教授。

来稿日期: 1991年9月;收到修改稿日期: 1992年5月。

资料; 3 个临时定位观测点 (B12、B4、LS) 有夏季 7、8 月的观测资料; 4 个临时观测点 (G1、ABC、M1、M2) 有 3—6 天的观测资料。这些站点之间的水平距离, B12 到 B4 约 5km, B4 到 ABC 约 5km, ABC 到 M1 约 2km 多, M1 至 BC 约 8 km, BC 到 LS 约 10km。每天 24 次观测, BC 站在 1987 年 7 月 20 日—8 月 28 日期间, 有每天 1 次的探空资料。

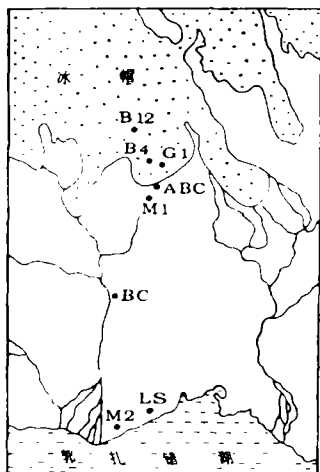
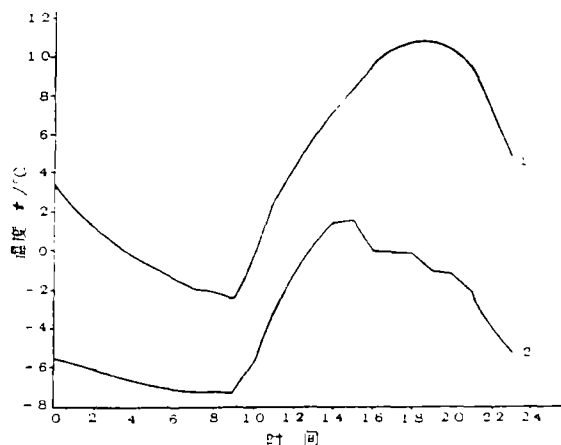


图 1 地形和测点位置概况

Fig. 1. Position of the observation points



1—BC 点, 2—B12 点

图 2 考察期间不同点温度的日变化曲线

Fig. 2 Diurnal variation of temperature at different points during exploration

2 不同下垫面上温度及其特征

近地层的空气温度主要取决于下垫面的辐射特性, 接受太阳辐射多的下垫面, 其温度一般较高, 接受太阳辐射少的下垫面, 其温度一般较低。对冰雪和非冰雪下垫面来说, 温度差异显而易见。前者由于反射率大, 冰层导热率小和冰雪表面消融耗热等因素的影响, 使近地层空气温度始终低于后者。因此, 在气候上常常把冰雪区作为一种特殊的下垫面来研究。西昆仑山崇侧冰帽区, 就是这特殊下垫面中的一个例子。它大体上由冰雪区和非冰雪区两种下垫面组成。这两种不同性质的下垫面决定和制约了该地区的基本气候要素——气温和局地环流。因对局地环流已进行过讨论^[9], 在此主要对温度进行讨论。

2.1 气温的日变化

气温的日变化是反映一个地区气候特征的重要因子之一, 也是区分不同地区气候特征的一个方面。从冰雪区代表点 (B12) 和非冰雪区代表点 (BC) 的温度资料来看 (图 2), 一日中的最低气温, 两区域均出现在上午 9 时 (当地时间 7 时) 左右, 即日出之前; 而最高气温, 冰雪区和非冰雪区则有着明显差别, 前者出现在下午 3 时 (当地时间 1 时) 左右, 最高点和最低点之间的温差为 8.9°C; 后者则出现在下午 7 时 (当地 5 时) 左右, 最高点和最低点之间的温差为 13.1°C。

昼夜温差是反映温度日变化的又一方面, 冰雪区日平均气温为 -4.6°C (B12 点), 白昼

(8—22 时)的平均气温为 -2.9°C ,夜间(23日—24 日 7 时)的平均气温为 -7.5°C ,昼夜温差为 4.6°C ;非冰雪区,日平均气温为 4.0°C (BC 点),白昼的平均气温为 5.4°C ,夜间的平均气温为 1.8°C ,昼夜温差为 3.6°C 。显然,冰雪区的昼夜温差大于非冰雪区。

比较两个区域,它们的日平均温差为 8.6°C ,最高温度的差值为 9.1°C ,最低温度的差值为 4.8°C ,白昼平均温差为 8.3°C ,夜间平均温差为 9.3°C 。显然,两区域之间最高温度的差值和夜间温差大。最高温度非冰雪区高,夜间的平均温度冰雪区低。

由表 1 可见,冰雪区和非冰雪区近地层气温日分布的另一个特征是,在冰雪区,近地层白天和夜间都存在有强逆温,而且逆温层结基本上不受太阳辐射的制约,即不随日出、日落呈绝热与逆温有规律的更替。只是日出以后,随着太阳辐射增强,逆温梯度略有减小。最强的逆温出现在日出之前,最弱的逆温发生在 14 时左右。在非冰雪区,近地层气温的日分布随着日出和日落呈明显的更替过程,夜间为逆温,白天为绝热分布。逆温在日出前后较强,绝热分布在 14 时左右达最强。可见冰雪区白天和夜间都为绝热稳定区,而非冰雪区,夜间和冰雪区相同,白天则为绝热不稳定区。

表 1 一天内不同时刻不同下垫面近地层气温随高度的变化($^{\circ}\text{C}$)*

Tab. 1 Temperature vary with altitude near the surface layer under different surface condition

区域	高度 (m)	时 刻											
		0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22
冰 川 区	2	-6.6	-8.8	-8.5	-9.0	-9.4	-3.5	1.8	2.1	2.6	-0.6	-2.5	-6.0
	1	-9.6	-10.1	-11.3	-12.3	-13.2	-2.8	2.1	2.6	2.9	-1.3	-3.3	-7.2
	0.5	-11.0	-11.0	-13.7	-14.3	-15.5	-4.6	1.1	2.1	1.7	-2.0	-4.6	-8.3
非 冰 川 区	2	4.0	3.5	1.1	-0.5	0.4	4.0	7.8	10.1	14.4	15.3	13.1	5.5
	1	3.5	2.9	0.4	-1.1	-0.1	3.8	9.4	11.0	14.7	16.0	13.1	5.0
	0.5	3.8	3.4	0.7	-0.7	-0.3	4.7	10.4	13.0	16.5	17.3	13.3	5.5

注 资料来源: B4 点 1987 年 8 月 16 日—18 日实测资料(冰川区); M2 点 1987 年 8 月 26 日—28 日实测资料(非冰川区)。

上述现象表明,冰川作用地区气温的日变化主要受下垫面状况和太阳辐射的影响。由于冰雪层表面反射率大,白天得到的辐射热小,而所得热量的大部分又多用于冰层的消融,致使冰雪区近地层气温低,湍流小,逆温存在,空气层结稳定;夜晚冰层表面的辐射冷却作用大,逆温增强。逆温的作用使该地区气温日变化小,太阳辐射的作用使昼夜温差大。在非冰雪区,地表反射率远远小于冰雪区,白天地表面接受太阳辐射热多,地温高,近地层空气层不但接受太阳的直接辐射热,而且也接受来自地表的部分热量。所以白天气温较高,湍流强,层结不稳定;夜晚冷却作用比冰雪区小,因此,日变化大,昼夜温差小。

2.2 气温随高度的变化

气温一般随高度的增高而降低。随着地区和季节的不同,气温递减率也不同。但是,西昆仑山地区,从和田到崇侧冰帽上 B12 点处(表 2),高度差为 4 952 m,气温差为 29.2°C ,其气温递减率为 $0.59^{\circ}\text{C}/100\text{m}$,与自由大气平均气温递减率($-0.60^{\circ}\text{C}/100\text{m}$)似乎没有差别。可是,仔细分析,其差别相当大,从和田到甜水海之间,气温递减率与自由

大气的递减率相近,从甜水海到郭扎错湖边,几乎没有递减率,除了资料精度有别外,其它原因有待探讨。而从郭扎错湖边到冰帽上 B12 处,气温递减率明显增大到 $-0.71^{\circ}\text{C}/100\text{m}$,从 BC 点到 B12 点气温递减率更大,为 $-0.95^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 。这说明越接近冰雪区,气温递减率越大。尤其是临近冰雪区的气温递减率急剧增加,它超出了山区气温递减率的正常分布规律。这一现象不仅仅发生在西昆仑山地区,而是普遍存在于冰川作用地区。如天山乌鲁木齐河 1 号冰川区的气温递减率高达 $-1.30^{\circ}\text{C}/100\text{m}^{[6]}$,祁连山‘七一’冰川区为 $-1.00^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 左右,在南美洲高山积雪地区的温度递减率变化在 $0.13-0.98^{\circ}\text{C}/100\text{m}^{[7]}$,在苏联的 ADISHI 冰川区温度递减率为 $-0.7^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 以上并有明显的温度跳跃值^[8]等。另外,据统计,我国西部山区,夏季气温递减率一般变化于 $-0.49-0.97^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 之间^[9]。个别冰川区在 $-1.0^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 以上。

这种现象的存在,反映出冰雪区气温不同于一般山区气温随高度变化的重要特征。它主要是由于冰雪下垫面吸收太阳辐射热和支出热量的主要形式与非冰雪下垫面不同而引起,如果用热量平衡方程来进一步分析,则一般下垫面:

$$R_n = S + LW + C \quad (1)$$

冰雪面(有融化状况):

$$R_g = S + LW + C + 80H \quad (2)$$

式中, R ——下垫面热量平衡, S ——下垫面与大气间的乱流交换热(正号为下垫面吸热,负号为放热), L ——蒸发潜热,水面为 $2512\text{J}/\text{kg}$, 冰雪面为 $2847\text{J}/\text{kg}$, W ——蒸发量, LW ——下垫面蒸发或凝结的热量(正号为凝结,负号为蒸发), C ——土壤或冰中热通量(向上为正,向下为负), $80H$ ——冰融化或冻结的热量(正为冻结,负为融化)。

由(1)、(2)式可见,对于冰雪区和非冰雪区,方程中 S 、 LW 和 C 各项的差别较大,因而对太阳辐射的吸收程度以及对空气的加热与冷却效应也很不一致。冰雪区,冰雪层热传导和蒸发耗热较少^[10],而融化状态的冰雪表面所吸收的太阳辐射热又绝大部分用于冰雪面的融化,使表面温度不能升高,因此不论白天夜晚,其表面不能以乱流的形式使空气增温,相反,只能使上部空气冷却降温。如表 1 所示,冰雪区昼夜均存在逆温现象。在非冰雪区下垫面上,地表吸收热量后,除部分用于蒸发和向下层传输外,还以乱流交换形式使空气增温。对于干燥地区的地表来说,可以近似地认为 $R \rightarrow S$ 。因此,近地层气温的变化和下垫面气温变化相呼应。白天,气温随高度变化呈绝热分布,夜晚,因有效辐射的冷却作用,出现逆温分布(表 1)。因此,由于冰雪面对空气的冷效应和非冰雪面对空气的热效应,使两地温差显著增大,在冰雪区与非冰雪区衔接处的一段小高差内出现最大温度梯度。根据 7 月 29 日—8 月 3 日实测资料,海拔分别为 5260m 、 5800m 、 6327m 的 BC

表 2 温度随高度的变化

Tab. 2 Temperature varies with altitude

站名	高度 (m)	平均温度 ($^{\circ}\text{C}$)	递减率 ($^{\circ}\text{C}/100\text{m}$)
和田	1 375	24.6	-0.58
康西瓦	3 986	9.6	-0.64
甜水海	4 800	4.2	-0.1
LS 点	5 125	3.9	0.0
BC 点	5 260	3.9	-0.95
B4 点	5 974	-2.9	-0.52
B12 点	6 327	-4.6	

站、ABC 点和 B4 点的平均温度分别是 4.5°C 、 -2.7°C 和 -5.7°C , 其中 BC 站和 ABC 点之间的温差达 7.2°C , 但高差只有 540m, 递减率达 $-1.35^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, 而 ABC 站至 B12 点递减率为 $0.5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 。

2.3 温度在水平方向上的变化

在两种性质截然不同的下垫面上, 由于热量平衡的原因, 气温差异大, 悬殊温差必然引起空气水平运动。如表 3 所示, 该地区盛行来自冰川区的偏北风。而且偏北风下的温

表 3 BC 站偏北风和偏南风各月频数表(%)

Tab. 3 Frequency of the north and south winds at BC point in each month

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	平均
偏北风	54.0	47.7	43.3	56.7	60.5	62.2	57.3	57.8	70.0	56.2	66.1	62.1	57.8
偏南风	46.0	52.3	56.7	43.3	39.5	37.8	42.7	42.2	30.0	43.8	33.9	37.9	42.2

表 4 不同风向下的温、湿度值

Tab. 4 The values of temperature and relative humidity under different wind direction

风向	BC 点		B12 点	
	温度 ($^{\circ}\text{C}$)	湿度 (%)	温度 ($^{\circ}\text{C}$)	湿度 (%)
NNE	2.2	68	-5.7	74
NEE	2.0	73	-5.8	82
SEE	3.4	71	-4.2	81
SSE	6.0	62	-3.4	79
SSW	7.0	53	-2.3	78
SWW	7.8	46	-3.1	76
NWW	4.7	59	-5.1	79
NNW	2.8	66	-6.0	83

度低于偏南风下温度(表 4)。B12 和 BC 点之间, 温差达 10.2°C , 其中, B12 和 ABC 点之间为 3.0°C , ABC 和 BC 点之间达 7.2°C 。如果从 B12 点到 ABC 点, 空气在冰雪区作水平移动, 将看到其温度既受下沉增温的影响, 也受下垫面冷却降温的影响。这两种作用相互制约, 使温差变小。从 ABC 点到 BC 点, 空气在非冰雪地区移动, 既受下沉增温影响, 又受下垫面加热增温影响, 使温度升高较快, 温差增大。以 B12 点和 ABC 点的实测气温值和大气温度的递减率 $-0.97^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ (根据同期探空资料), 分别求得 ABC 点和 BC 点的温度为

-0.7°C 和 2.5°C 。将这些值和该点上的实测值比较, 前者偏高了 2.0°C , 后者又偏低了 2.0°C 。也就是说, 从 B12 点到 ABC 点, 空气的下沉增温值应为 4.0°C , 而实际只增温了 2.0°C , 高出的 2.0°C 是被下垫面的冷却作用抵消; 从 ABC 点到 BC 点, 空气的下沉增温应为 2.0°C , 而实际增温为 4.0°C , 这多出的 2.0°C , 是由于非冰雪下垫面的加热作用所致。加热值和冷却值完全相等, 不是巧合, 而可能正是冰雪区温度在水平方向上一种不连续的变化特征。

因此, 从上述的事实和分析可见, 冰雪区和非冰雪区之间, 气温存在很大差别。不论是几十天的平均值(表 2), 还是几天的平均值, 都在 9.0°C 左右。如 BC 和 B12 点之间, 7、8 月平均温差为 8.5°C , 而短期测得温差达 10.2°C , 其中, BC 点和 ABC 点之间的温差达 7.2°C 。将这一现象和一个冷锋锋面的降温特征比较, 不难看出, 冰雪区和非冰雪区之间的温差已达到强冷锋面的降温标准, 甚至可达到强寒潮锋面的降温值, 这表明冰雪区和

非冰雪区之间的温度变化存在较大不连续性,而且,这种不连续现象集中在冰雪区前缘地带。

天气学上,冷暖气团之间的过渡区称为锋。锋虽然形成于冷暖气团之间,但冷暖气团之间并不一定总有锋存在。在过渡区中,如气象要素变化缓慢时,就不一定有锋出现。相反,在单一气团内部,当气象要素变化较大,并有一定天气表现时,也可以有锋出现。这就是说,锋的确定主要取决于水平方向气象要素变化的剧烈程度。根据这一原理和上述现象,我们把冰雪区和非冰雪区之间存在的温度不连续变化带或急剧变化带称为“冰川锋”。这一概念的产生,并非偶然。因为在天气学中,锋面的确定主要根据气压、气温、风和天气现象的变化。在一个单站,绝大多数情况下是依据气温、风及三小时以来的气压变化,其中气温变化一般被作为主要因素。鉴于这种情况,我们给出了该地区的温度时间剖面图(图3)和风向时间剖面图(图4),由图可见,两区域之间存在与锋面有关的某些特性。我们把这些特性做为“冰川锋”存在的主要特征,提出来供大家讨论。

在降水方面,表5给出西昆仑山同期BC点和ABC点对比观测结果,可见ABC点的降水量是BC点的1.6倍之多。类似这种现象也存在于我国西部其它冰川区^[11-13]。这些现象是否是由“冰川锋”而引起,虽有待进一步探讨,但至少表明在冰川区和非冰川区之间降水量存在显著差别这一事实。结合上述温度的分析和风场^[5]的讨论,我们认为这和一个锋面前后气象要素变化有相似之处。

在以往冰川气候观测研究中,从非冰川区到冰川区,温度、降水和风等要素存在突变过程,从单一因素考虑,可称为温跃值^[8]、第二降水高值带^[14]及冰川风环流^[15],但都缺乏将温度、降水、湿度和风统一考虑。如果用“冰川锋”这一概念来表述,将十分形象和清楚。我们目前仅就表面现象提出了这一概念,许多工作,如对它的空间结构、影响范围、演变过程的研究等还有待今后去完成。

2.4 温度的季节变化

一个地区的气温一般取决于它的地理位置、海拔高度和下垫面状况。西昆仑山崇侧冰帽区是高原上海拔最高的地区之一。BC站也是该地区迄今为止唯一在海拔高冰雪覆盖区进行周年观测的站点。如表6所示,这里

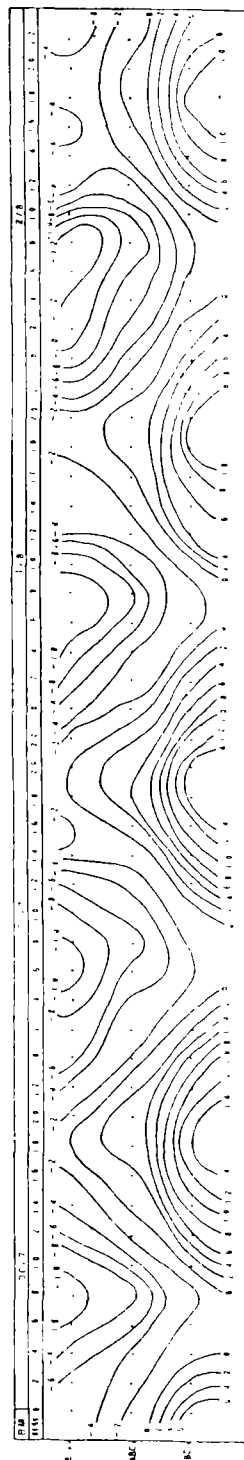


图3 不同点上温度时间剖面图
Fig. 3 Time-profile of temperature at different points

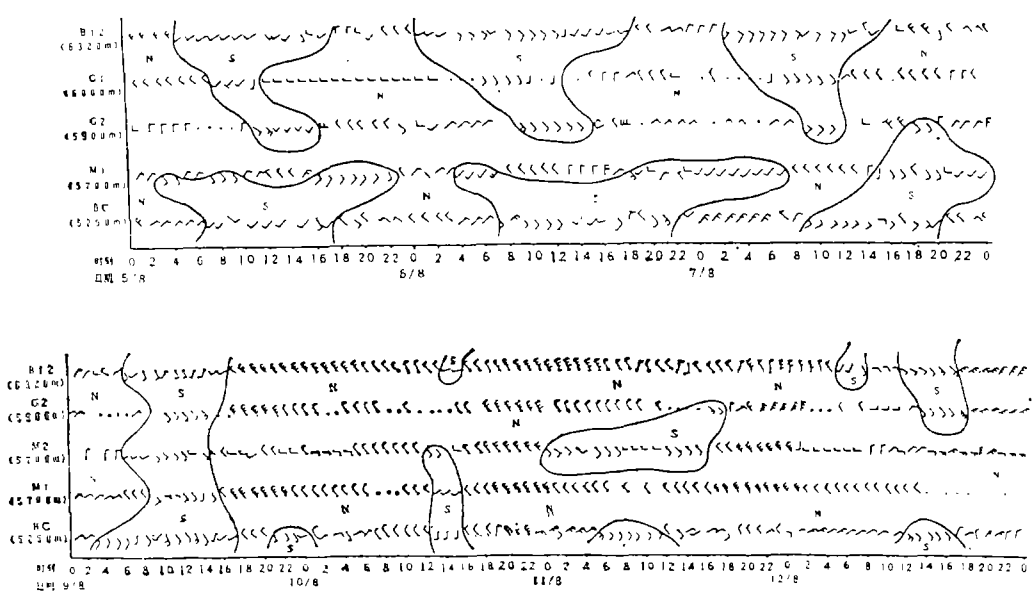


图 4 不同点上风向时间剖面图

Fig. 4 Time-profile of wind direction at different points

表 5 8 月同期降水量的对比观测值(mm)

Tab. 5 Comparison of precipitations at ABC and BC for several days in August

日期	6	7	8	9	10	11	14	16	合计
ABC 点	1.0	1.3	1.4	4.8	2.7	1.5	0.3	3.0	16.0
BC 点	0.1	0.2	0.6	2.2	1.8	0	0.3	3.9	9.1

表 6 BC 站各月平均气温和极端最高最低气温值(℃)

Tab. 6 Values of mean, extreme maximum and minimum of temperatures at BC point in each month

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	平均
平均	-17.8	-15.7	-13.3	-8.4	-4.3	0.6	4.8	3.7	-1.4	-7.8	-12.7	-15.1	-7.2
极高	-4.7	-3.6	-1.6	6.2	7.1	17.0	16.7	16.8	11.6	1.6	0.1	-3.2	5.3
极低	-29.6	-27.9	-25.9	-22.9	-16.0	-12.4	-5.9	-7.9	-14.5	-19.1	-24.3	-30.3	-20.6

年平均气温为-7.2℃,极端最高值为 17.0℃,出现在 6 月下旬,最低值为-30.3℃,出现在 12 月下旬。月平均最高为 4.8℃,出现在盛夏 7 月,月平均最低为-17.8℃,出现在隆冬 1 月,全年只有夏季三个月(6、7、8 月)平均气温为正值,其余时间均为负值。如按日平均气温在 0℃ 以上来计算天数。全年只有 81 天(6 月 21 日—9 月 9 日);如按日平均气温大于 5℃ 计算,全年只有 29 天,还不足一个月。大于 0℃ 的积温为 332.1℃,全年日平均最高气温为 9.2℃,日平均最低气温为 23.3℃。这些数值表明,该地区的气温是青藏高原上最低

的地区之一。在冰雪区中我们还测得一个年极端最低温度为 -60.5°C 的温度值(在冰帽上百叶箱中放的最低温度表而得)。这也是迄今测得的我国冰川地区最低的一个温度值。

从气温的月际变化来看,有着春季升温早,秋季降温急的特点。如 3—5 月的升温值为 9.0°C , 9—11 月的降温值为 -11.3°C , 4—10 月温差为 -0.6°C 。

3 结语和讨论

西昆仑山崇侧冰帽地区在我国冰雪覆盖地区中是不同下垫面气温观测资料和系统分析较多的地区,从这些宝贵的资料中得出,冰雪区的气温日变化、气温递减率以及风向风速和降水都与一般山区气候要素不同,表现在:

(1) 冰川区近地层昼夜均存在强逆温层结,而非冰雪区近地层逆温则随日出、日落变化。

(2) 冰川区气温日变化较非冰雪区小,而昼夜温差又比非冰雪区大。两区域夜晚温差比白天大。

(3) 在冰川地区,随着距冰雪区距离靠近,气温递减率不断增大。在冰雪区前缘地带,气温梯度达最大。一般接近 $-1.0^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 左右。

(4) 在冰雪区,近地层气温不论白天或夜晚均存在强冷却作用,而在非冰雪下垫面上则出现近地层增温效应。这导致在冰雪区与非冰雪区接壤处形成一个温度、风和降水等气候要素的急剧变化带,我们称此变化带为“冰川锋”。它与天气学上的冷锋相似。不同的是,天气学上的冷锋多是移动性的,而“冰川锋”是准静止的,它基本上维持在冰雪区与非冰雪区之间一段窄地带中,它的强弱将取决于冰雪区面积和两区域间的温差。

参 考 文 献

- 1 寇有观,谢维荣,萧铎等. 中国冰川表面的热量平衡. 见: 中国科学院兰州冰川冻土研究所编. 中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊(第 3 号). 北京: 科学出版社, 1980. 91—101.
- 2 谢维荣,寇有观,李文忠. 我国西北高山冰川气温的某些特征. 见: 中国科学院兰州冰川冻土研究所编. 中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊(第 3 号). 北京: 科学出版社, 1980. 53—59.
- 3 谢自楚. 冰川物质平衡及其与冰川特征的关系. 冰川冻土, 1980, 2(4): 1—10.
- 4 中国科学院兰州冰川冻土所编. 中国冰川目录: 青藏高原内陆水系(班公湖流域区). 北京: 科学出版社, 1988.
- 5 康兴成. 冰雪区局地环流及气候特征探讨. 地理学报, 1991, 46(4): 449—459.
- 6 白重媛. 冰川与气候关系的研究. 冰川冻土, 1989, 11(4): 287—296.
- 7 Kadamtsseva TG. Air Temperature Gradients in the High Mountains of South America. Data of Glaciological Studies. New Delhi: Oxonian Press PVT. LTD, 1988. 177—184.
- 8 Davidovich NV. Local Variability of Summer Meteorological Conditions in the Mountain-Glacier Basins of Upper Svanetiya. Data of Glaciological Studies. New Delhi: Oxonian Press PVT. LTD, 1988. 136—148.
- 9 中国科学院兰州冰川冻土所编. 中国冰川概论. 北京: 科学出版社, 1988. 15—24.
- 10 谢维荣,曹梅盛. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川雪面蒸发观测的初步结果. 见: 中国科学院兰州冰川冻土研究所编. 天山乌鲁木齐河源冰川与水文研究. 北京: 科学出版社, 1965. 73—76.
- 11 杨大庆,姜彤,张寅生等. 天山乌鲁木齐河源降水观测误差分析及其改正. 冰川冻土, 1988, 10(4): 384—399.
- 12 秦大河, R J 瑟沃茨, 谢自楚等. 乔戈里峰北坡现代冰川的初步观察. 冰川冻土, 1989, 11(2): 125—134.
- 13 张祥松,陈建明,谢自楚等. 巴托拉冰川的一般特征. 喀喇昆仑山巴托拉冰川考察与研究. 北京: 科学出版

- 社, 1980, 8—27.
- 14 谢自楚, 苏珍, 珠穆朗玛峰地区冰川的发育条件, 数量及分布. 见: 中国科学院西藏科学考察队编. 珠穆朗玛峰地区科学考察报告. 北京: 科学出版社, 1975, 1—13.
- 15 沈志宝, 高登义. 珠穆朗玛峰北坡的局地环流与冰川风. 见: 中国科学院西藏科学考察队编. 珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1966—1968): 气象与太阳辐射. 北京: 科学出版社, 1975, 21—36.

TEMPERATURE AND ITS CHARACTERISTICS IN GLACIATION AREA

Kang Xingcheng

(Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Chinese Academy of Sciences 730000)

Key words The glacier front; Inverse temperature; Abiabetic distribution; Lapse rate of temperature; The ice/snow area; The nonglacier area

Abstract

This paper is based on measured data in the Chongce ice cap area of the West Kunlun Mountain. The diurnal variation of air temperature in the glacier and nonglacier areas, its variation in horizontal and vertical directions as well as seasonal variation were revealed. The results show that there are small diurnal range of air temperature and large temperature difference between day and night in the glacier area. In general, the atmosphere is in the superadiabatic stable state in the ice/snow region during the day. In the nonglacier region the superadiabatic unstable state is occurred in the daytime, and there is a phenomenon of inverse temperature in the night. The lapse rate of temperature is increasing in the area near glacier. The variation of temperature occurred mainly in the area in front of the ice/snow region. Therefore, a specific phenomenon in the glaciation area—"the glacier front" was revealed. In this area, the annual mean temperature is -7.3°C , the extrem minimum temperature is -30.3°C , the extrem maximum temperature is 17.0°C , while the extrem minimum temperature on the glacier is -60.5°C .