

唐古拉山冬克玛底冰川平衡线高度 附近的能量平衡^①

张寅生 姚檀栋 萍健辰

(中国科学院兰州冰川冻土研究所, 730000)

大畑 哲夫 矢吹裕伯 藤田耕史

(名古屋大学大气与水圈科学研究所, 日本名古屋)

摘 要 本文以连续的、至少一年的观测资料, 分析青藏高原唐古拉山冬克玛底冰川平衡线高度处的辐射平衡及能量平衡特征。冰川表面独特的下垫面性质, 使其净辐射值全年有 5 个月左右为负; 潜热交换量基本与净辐射成反向的季节变化; 感热交换全年均为正值而成为该冰川表面主要热源之一; 传导热交换量对能量平衡的贡献很小。该冰川表面的能量交换水平季节变化明显, 冰川表面气温季节变化与净辐射关系密切。冰川表面气温对总辐射通量变化的敏感性系数与其反射率及吸收辐射通量关系密切。

关键词 冬克玛底冰川 辐射平衡 能量交换

冬克玛底冰川位于青藏高原唐古拉山中段, 唐古拉山口附近, $33^{\circ} 02' N$, $90^{\circ} 02' E$ (图 1)。该冰川面积 16.4 km^2 , 最大长度 5.4 km , 冰川上限海拔 6104 m , 末端

图 1 观测位置示意图

Fig. 1 Sketch map showing observation measure point

①本文于 1995 年 4 月 18 日收到。

5 275 m, 平衡线高度为 5 600 m(蒲健辰等, 1993)。该冰川是一条朝南向的主冰川和一条朝西南向的支冰川汇合而成。支冰川面积约 1.8 km^2 , 位于主冰川东侧, 表面平缓、洁净。1991 年起在支冰川表面平衡线高度(5 600 m)处设立自动观测站, 观测项目有气温、湿度、风速风向、太阳辐射及冰川温度, 仪器记录间隔为 1 h。本文拟以该观测点获得的长时间序列资料为依据, 对其表面的辐射平衡及能量交换性进行计算分析。

1 气候背景条件

图 2 为测点 1991 年 9 月至 1993 年 9 月的气温、水汽压和风速的月平均值。年平均气温为 $-9.8 \text{ }^\circ\text{C}$, 气温所较差为 $20.9 \text{ }^\circ\text{C}$, 极端最高气温为 $3.5 \text{ }^\circ\text{C}$, 极端最低气温为 $-26.3 \text{ }^\circ\text{C}$ 。即使在最暖月(8月), 其月平均气温也只略高于 $0 \text{ }^\circ\text{C}$ 。全年只有 21 d 的日平均气温在 $0 \text{ }^\circ\text{C}$ 以上, 大于 $0 \text{ }^\circ\text{C}$ 年积温为 $44.3 \text{ }^\circ\text{C}$ 。

该冰川表面水汽压的月平均值季节变化过程与气温十分相似, 最大值均在 8 月出现, 约为 5.4 hPa 。年平均水汽压为 2.6 hPa , 平均相对湿度为 77%。资料分析表明, 测点平均昼夜水汽压差值最大值出现于夏季 7 月, 为 0.6 hPa ; 最小值出现于冬季 1 月, 为 0.2 hPa 。

图 2 冬克玛底冰川表面气温、水汽压和风速月平均值

Fig. 2 The monthly mean values of air temperature, vapour pressure and wind speed on Dongkemadi Glacier

观测点月平均风速以冬季 1 月最高, 夏季消融期风速较低, 年平均风速 4.3 m/s, 夏季主导风向为 NNE, 冬季为 SWW。据该冰川地理位置及风向资料分析, 该冰川表面大气运动受地方性环流系统——山谷风的影响很大, 冬季谷风多而强盛, 夏季山风与谷风频率相差无几。各季节风速日变化过程亦有所不同。冬季风速日变化剧烈, 午后 15 时左右风最强; 夏季风速日变化平缓且于午夜时分风最强。

2 辐射平衡

辐射平衡方程式可表示为:

$$Q_n = Q_{ns} - Q_{nl} \quad (1)$$

$$Q_{ns} = Q_g - Q_r \quad (2)$$

式中: Q_n 为净辐射; Q_{ns} 为短波辐射平衡; Q_{nl} 为长波辐射平衡; Q_g 为总辐射; Q_r 为反射辐射。图 3 给出了测点 1991 年 9 月至 1993 年 9 月总辐射(Q_g)、反射辐射(Q_r)、短波辐射平衡(Q_{ns}) 和长波辐射平衡(Q_{nl}) 通量月平均值的季节变化过程, 其中图 3a 中 Q_g 与 Q_r 所围成的面积及图 3b 中 Q_{ns} 与 Q_{nl} 所围成的面积分别显示冰川表面对太阳辐射的吸收量及其净辐射量的季节变化特征。

图 3 测点辐射平衡通量季节变化

(a) 总辐射(Q_g) 和反射辐射(阴影面积为吸收辐射); (b) 长波辐射平衡(Q_{nl}) 和短波辐射平衡

Fig. 3 The seasonal variations of radiation budget

Q_g 的变化主要受太阳高度角与云量控制。测点夏季总辐射通量明显高于冬季, 6 月平均日总辐射量比 12 月要高出 $15 \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ 。云量等诸多因素的影响, 使 Q_g 的季节变化规律性受到不同程度的扰动。根据各地区纬度、海拔等要素计算出的晴天总辐射量称为可能总辐射(Q_{g0}), 其变化显示的是季节规律性, 若定义 C_1 为:

$$C_1 = 1 - \frac{Q_g}{Q_{g0}} \quad (3)$$

则 C_1 可认为是大气对太阳辐射的影响系数。表 1 是测点 1991 年 9 月至 1993 年 9 月 C_1 的各月平均值。秋季大气对太阳辐射的影响很小, 9~11 月的 C_1 平均值只为 0.06; 春季和夏季较大, 3~5 月 C_1 平均值为 0.26, 6~8 月为 0.21。 C_1 值亦间接地反映了该冰川表面天气过程的季节变化特征, 若天气系统活动频繁, 天空云量大, 则 C_1 值偏高。

表 1 冬克玛底冰川表面大气对太阳辐射影响系数的月平均值(1991~1993 年)

Table 1 The monthly mean value of the influencing coefficient of atmosphere to solar radiation on Dongkemadi Glacier (1991~1993)

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年平均
大气对太阳辐射影响系数(C_1)	0.18	0.26	0.29	0.27	0.20	0.26	0.19	0.19	0.08	0.08	0.03	0.15	0.18

普遍认为, 实际总辐射 Q_g 与可能总辐射(Q_{g0}) 之间应有良好的线性关系(陆谕蓉等, 1987; 沈志宝等, 1984), 据测点资料得到:

$$Q_g = 0.6332 Q_{g0} - 54.7800 \quad (W/m^2) \quad (\text{样本数 } 25, \text{ 相关系数 } 0.91) \quad (4)$$

反射辐射是冰川表面辐射过程的二给变量, 它除了决定于总辐射量的多少之外, 还依赖于冰川表面反射率的大小而变化。从图 3a 亦可看出反射辐射通量(Q_r) 呈现不规律的季节变化特征, 即反射辐射与总辐射成正比关系, 但其比例系数并不确定, 这就要考虑辐射平衡的另一重要因子——反射率。冰川表面反射率与下垫面性质有关, 测点表面无冰川冰裸露, 但其表面积雪粒径、含水量亦影响反射率的变化。该冰川平衡线高度处年平均反射率为 75%, 6~8 月平均反射率为 73%, 12 月至翌年 2 月平均反射率为 81%。到达冰川表面的年总辐射量为 $7\,300 \text{ MJ/m}^2$, 其中只有四分之一被冰川表面所吸收。

短波辐射平衡与长波辐射平衡的差额为净辐射或称辐射平衡(Q_n), 它是表征下垫面对辐射能量净收支状况的指标。从图 3b 中阴影面积所显示的测点净辐射量季节变化状况可看出, 全年约有 7 个月(4~10 月) 净辐射为正值(下垫面通过辐射过程获得能量), 其它季节为负值。造成这种现象的根本原因是冰川表面对太阳辐射的巨大反射力, 使大部分到达冰川表面的太阳辐射能被反射回大气层, 从而冰川表面的吸收辐射较之相同区域非冰川区要少 65% 左右。另外, 夏季冰川表面反射率较少, 吸收辐射相对较高, 加之夏季气温升高, 冰川表面温度由于融化作用而上升幅度较小, 因而相对较少的能量以长波辐射方式逸出, 冰川表面尚可维持低水平净辐射正值; 冬季冰川表面对短波辐射的吸收急剧减少, 加之冰川表面气温下降使更多的能量以长波辐射返回大气, 使得净辐射使出现负值。

测点净辐射绝对值变化于 $7.0 \sim 9.2 \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ 之间。资料分析表明月平均净辐射(Q_n) 与实际总辐射(Q_g) 有较好的线性关系:

$$Q_n = 0.8106 Q_g - 184.0176 \quad (W/m^2) \quad (\text{样本数 } 25, \text{ 相关系数 } 0.79) \quad (5)$$

3 能量平衡

冰川表面的能量平衡方程式可表示为:

$$Q_n = Q_s + Q_1 + Q_c + Q_m \quad (6)$$

其中净辐射 (Q_n) 为实测资料; 感热通量 (Q_s) 及潜热通量 (Q_1) 以下式计算:

$$Q_s = - \rho C_p K^2 \frac{U(T_z - T_s)}{[\ln(z/z_0)]^2} \quad (7)$$

$$Q_1 = \rho L K^2 \frac{U(q_z - q_s)}{[\ln(z/z_0)]^2} \quad (8)$$

式(7)和(8)中: 下标 z 与 s 分别表示大气 z 高度和冰川表面; T 和 q 分别为温度和比湿; U 为风速; K 、 ρ 、 C_p 和 L 均为常数。以上方法天山乌鲁木齐河源 1 号冰川表面应用曾取得较为满意的结果。

传导热 (Q_c) 以下式计算:

$$Q_c = - \rho_s C_s K_s \frac{dT_s}{\alpha z} \quad (9)$$

式中: C_s 为冰雪比热; ρ_s 为冰川表面积雪密度; $\alpha T_s / \alpha z$ 为冰川表面附近温度梯度; 热扩散系数 (K_s) 以下式计算(Greuell, 1985):

$$K_s = 2.1 \times 10^{-2} + 4.2 \times 10^{-4} \rho_s + 2.2 \times 10^{-9} \rho_s^3 \quad [W/(m^2 \cdot k)] \quad (10)$$

冰川表面积雪密度与其反射率关系引用天山乌鲁木齐河源 1 号冰川研究成果(白重媛, 1989), 以反射率确定其积雪粒径和种类, 再以积雪的粒径与密度的关系确定测点积雪的密度(王彦龙, 1992), 所以测点的传导热为估算值。

消融耗热 (Q_m) 在理论上应为融化量与融化潜热的乘积, 但时间间隔较长的融化量观测会给计算带来较大误差, 所以在此先以冰川表面气温确定消融期, 在消融期间将 Q_m 作为式(6)的余项处理。图 4 是测点 1992 年 5 月至 1993 年 4 月月平均 Q_n , Q_s , Q_1 , Q_c 和 Q_m 的变化状况。感热交换全年均为正值, 隆冬与盛夏均为较大, 春季与秋季较小, 其日总量可相差 $5.0 \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ 。夏季冰川表面强烈的湍流扰动能量, 成为其冰雪融化的重要能源之一; 冬季它补偿了冰川表面辐射过程千万的能量损耗, 以维持冰种——大气的动态能量平衡。潜热交换基本上与净辐射成反向季节变化, 4~11 月为负值, 其它季节为正值; 测点所在冰川表面融化过程发生在 5~9 月, 其融化耗热量经同期的蒸发耗热小许多, 前者只为后者的 32%, 只有在 7 月两个耗热过程所用的能量相差无几。传导热交换量比其它各因子要小一个数量级, 其日平均值变化于 $0.22 \sim 0.39 \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ 之间, 所以其估算误差对整体结果不会有很大影响。

任何下垫面的能量平衡均是一个有机的整体, 各能量因子之间存在着内在的联系。

图 4 测点能量平衡季节变化

Fig. 4 The seasonal variation of heat budget

表 2 列出了 1992 年 5 月至 1993 年 4 月测点各能量因子所占能量收支比例的月平均值。该冰川表面的能量平衡组成在不同季节表现出截然不同的特征: 4~10 月冰川表面通过辐射过程获得能量, 该期间感热与净辐射对能量收入的贡献大致相同, 所占比例平均分别为 49% 和 51%; 该期间潜热为主要能量支出项, 其比例平均为 81%; 11 月至翌年 3 月净辐射成为主要能量支出项, 其中有 4 个月占能量支出的 100%, 该期间感热在能量收入中地位非常重要, 所占比例平均为 74%, 潜热此时成为能量收入项, 所占比例平均为 18%, 传导热此时对能量平衡的贡献相对较高。总的来看, 感热交换是该冰川表面能量平衡中较为稳定因子, 而净辐射与潜热则较为活跃, 两者在不同季节会改变其交换的方向。

表 2 冬克玛底冰川表面的能量平衡组成

Table 2 The composition of energy budget on Dongkemadi Glacier

年/月	能量收支比例(%)				
	净辐射	感热	潜热	传导热	融化耗热
1992/5	55	45	-80	-2	-18
1992/6	40	60	-75	-2	-23
1992/7	54	46	-50	-2	-48
1992/8	53	47	-84	-1	-15
1992/9	46	54	-87	0	-13
1992/10	49	45	-100	6	
1992/11	-69	88	-31	12	
1992/12	-100	79	17	4	
1993/1	-100	69	27	4	
1993/2	-100	56	35	6	
1993/3	-100	60	34	6	
1993/4	42	58	-90	-10	
年平均	-14	98	-64	2	-22

4 对几个问题的讨论

4.1 能量交换水平

冰川表面的能量平衡实际上是各能量因子之间不断的相互转换过程。不同季节各能量因子会呈现不同的量值及交换方向,或者说虽然冰川表面能量支出量与收入量大致相等,但两者的绝对值季节变化十分明显,从图4显示的各能量因子平均日总量季节变化亦可看出这一点。一般认为气候系统的能量值小则其稳定性高(杨大庆等,1983)。在此引入“能量交换水平”的概念,它可被定义为冰川表面能量交换的水平即能量支出或收入之和的绝对值。为消除总辐射量的地域性变化及季节变化对能量交换的影响,再引入“能量交换系数”概念,即:

$$C_e = Q_b / Q_g \quad (11)$$

式中: C_e 为能量交换系数; C_b 为能量交换水平。表3列出了冬克玛底冰川表面各要素1992年5月至1993年4月的变化状况。冬季与夏季的 C_e 及 C_b 的平均值高于其它季节,6~8月 C_e 平均值为0.38, C_b 平均值为304 MJ/(m²·月); 12月至翌年2月 C_e 平均值为0.55, C_b 平均值为229 MJ/(m²·月)。 C_e 年平均值为0.30, C_b 为184 MJ/(m²·月)。结合上述分析,可以看出当净辐射为较大正值或负值时,均会导致冰川表面较高水平的能量交换。

表3 冬克玛底冰川表面能量交换水平及能量交换系数

Table 3 The energy exchanging level and the energy exchanging coefficient on Dongkemadi Glacier

年/月	1992 /5	1992 /6	1992 /7	1992 /8	1992 /9	1992 /10	1992 /11	1992 /12	1993 /1	1993 /2	1993 /3	1993 /4	年平均
总辐射月总量(MJ/m ²)	831	794	833	771	615	614	527	383	410	484	538	666	620
能量交换水平(MJ/m ²)	233	302	325	285	178	74	69	230	287	169	188	46	184
能量交换系数	0.28	0.38	0.39	0.37	0.29	0.12	0.13	0.60	0.70	0.35	0.35	0.07	0.30

4.2 辐射平衡对消融量的影响

如前所述,太阳辐射是冰川表面夏季的主要热源之一,而作为主要能量损耗过程的消融必然与辐射过程有着内在的联系。图5点绘了冬克玛底冰川平衡线高度处1992年5~9月旬消融量与旬平均净辐射通量的关系。除9月之外,其它月份两者关系甚好,大致均可模拟成线性关系。从模拟的直线斜率来看,8月净辐射的变化对消融的影响最大,而8月净辐射在能量收入中所占的比例最高。9月冰川融化作用减弱,蒸发量在消融中所占比例增加,从而破坏了消融量与净辐射的线性关系。

图 5 测点旬消融量与旬平均净辐射通量的关系

Fig. 5 The relationship between dekad ablation and dekad mean net radiation

4.3 冰川表面气温对辐射通量变化的敏感性

气温对总辐射通量变化的敏感性系数可用下式表达(彭公炳, 1992):

$$\frac{dT_a}{dQ_g} = \frac{1 - \alpha}{b - \Phi Q_g} \quad (12)$$

式中: α 为反射率; Φ 为 α 与气温 T_a 偏离平衡态偏差的函数; b 为长波辐射与气温所确定的常数; dT_a/dQ_g 为气温对总辐射通量变化的敏感性系数, 其物理意义为当总辐射

图 6 测点气温对总辐射通量敏感性系数 (dT_a/dQ_g)、反射率(α)
及吸收辐射 [$Q_g(1 - \alpha)$] 的季节变化

Fig. 6 The seasonal variation of sensitivity coefficient of air temperature to global radiation, albedo and absorbed radiation at the observing point

通量变化 1 W/m^2 时所导致的气温变化。从图 6 所示测点 dT_a/dQ_g 、 α 和吸收辐射 $Q_g(1 - \alpha)$ 的月平均值变化过程可见, dT_a/dQ_g 与 α 成负相关关系; 与 $Q_g(1 - \alpha)$ 成良好的正相关关系。

dT_a/dQ_g 的值变化于 $0.0302 \sim 0.0627$ 之间, 即气温变化 $1 \text{ }^\circ\text{C}$ 所要求的总辐射通量变化量为 $15.9 \sim 33.1 \text{ W/m}^2$, 该总辐射的变化量与当时冰川表面实际总辐射的比值可视为其气温变化 $1 \text{ }^\circ\text{C}$ 所要求总辐射变化的相对变率, 它反映了所温波动的稳定性。从图 6 亦可看出 dT_a/dQ_g 的值夏季高冬季低, 冬季其气温变化 $1 \text{ }^\circ\text{C}$ 所要求的总辐射相对变率几乎是夏季的 3 倍, 故推断该冰川表面夏季气温波动较大, 冬季变化较为平稳。

5 结语

冬克玛底冰川为一大陆型冰川。本文是基于该冰川物质平衡线高度处的观测资料进行的分析。当冰川及测点位置改变时, 其辐射平衡与能量平衡特征会有所变化, 但平衡线上所作讨论与计算应该大致反映大陆型冰川能量平衡特征。表 4 比较了冬克玛底冰川与海洋型古乡 3 号冰川的能量平衡组成情况。总的来看, 大陆型冰川表面的能量平衡具

表 4 冬克玛底冰川与古乡 3 号冰川夏季的能量平衡组成之比较

Table 4 Comparison of energy budget composition in Summer between on Dongkemadi Glacier and Gouxang Glacier No. 3

冰川及类型	测点 高程 (m)	净辐射		感 热		潜 热		融化耗热		能量交 换水平 [MJ /($\text{m}^2 \cdot \text{d}$)]
		日总量 [MJ /($\text{m}^2 \cdot \text{d}$)]	比例 (%)							
冬克玛底冰川 (大陆型)	5 600	4.8	49	4.9	51	- 6.6	- 68	- 2.9	- 30	9.7
古乡 3 号冰川* (海洋型)	4 400	12.8	63	5.4	26	1.5	11	- 19.7	- 100	19.7

有净辐射量小, 感热占能量收入比便高, 潜热为耗热过程并所占比例高, 冰雪融化耗热所占比便小等特点, 并且大陆型冰川表面的能量交换水平只有海洋型冰川的二分之一左右。

参 考 文 献

- 王中隆等. 1982. 西藏古乡冰川发育的水热条件. 见: 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, 82~ 90.
- 王彦龙. 1992. 中国雪崩研究. 北京: 海洋出版社, 45~ 50.
- 白重瑗等. 1989. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川夏季消融期内反射率变化. 冰川冻土, 11(4): 311~ 322.
- 杨大庆等. 1983. 动力气象学. 北京: 气象出版社, 330~ 345.
- 陆谕蓉等. 1987. 物理气候学. 北京: 气象出版社, 157~ 200.
- 沈志宝等. 1984. 青藏高原热源观测实验概况. 见: 青藏高原气象科学实验文集(一), 北京: 科学出版社, 1~ 9.

彭公炳. 1992. 气候与冰雪覆盖. 北京: 气象出版社, 270~ 280.

蒲健辰, 姚檀栋. 1993. 冬克玛底支冰川物质平衡研究. 见: 青藏高原冰川气候与环境, 北京: 科学出版社, 60~ 68.

Greuell W. 1985. Glacier and climate, D. R. publishing compang, Nethland, 142~ 145.

Energy Budget at ELA on Dongkemadi Glacier in the Tonggula Mts. Tibetan Plateau

Zhang Yinsheng, Yao Tandong and Pu Jianchen

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

T Ohata, H Yabuki and K Fujita

(Institute for Hydrospheric Atmospheric Sciences of Nagoya University, Nagoya 464, Japan)

Abstract

Dongkemadi Glacier is located in the middle of Tanggula Mts., Tibetan Plateau, $33^{\circ}02'N$, $90^{\circ}02'E$, where the equilibrium line altitude is near 5 600 m a. s. l.. The solar radiation budget and energy balance were analysed based on a long time series observation in an automatic station setted on the ELA of the glacier. At the observing point, the annual mean air temperature is $-9.8^{\circ}C$, the annual mean air vapour pressure is 2.6 hpa, and the annual wind speed is 4.3 m/s. The annual amount of global radiation that reach on the surface of the glacier is about $7\ 300\ MJ/m^2$, but only 1/4 of that is absorbed by the glacier. The net radiation is positive from April to October but negative for the rest. The latent heat flux has an opposite direction seasonal variation with net radiation. The sensible heat flux is positive for all seasons so that it is an important energy source for the glacier surface. The melting heat occurs from May to September but has less contribution to heat balance comparing with latent heat. The conductive heat flux is few in energy budget on the glacier surface. Both the energy exchanging level and the energy exchanging coefficient are large in summer and winter. There is a good relationship between the air temperature above the glacier and net radiation. The sensitivity coefficient of air temperature above the glacier to variation of global radiation is related well with albedo and absorbed radiation.

Key words: Dongkemadi Glacier, radiation budget, energy exchange

第一作者简介: 张寅生, 男, 34岁, 副研究员, 1983年毕业于西北大学地理系自然地理专业, 1993年在中国科学院兰州冰川冻土研究所获博士学位。现主要从事冰川与寒区气候气象研究工作。