

乌鲁木齐河源冰川物质平衡季节变化 和总消融海拔分布^①

康尔泗 刘潮海 王纯足 韩添丁 张万昌

(中国科学院兰州冰川冻土研究所, 730000)

提 要 消融期前冰川积累量随海拔线性增加, 消融期冰川总消融随海拔线性减少。季节零平衡线的移动和正积温密切相关。根据总消融率和冰川面积随海拔的分布, 计算了冰川融水量随海拔的分布。冰川平衡线、平均消融线和平均海拔线相互接近。平衡线可作为估算冰川融水量的一个标准位置。

关键词 消融期前积累 总消融 季节零平衡线 平衡线 平均消融线

在冰川作用区径流计算中, 需要计算冰川融水量。冰川融水产生于冰川总消融, 它由冰川冰的消融和冰面积雪的消融组成。研究冰川总积累和总消融的季节变化和空间分布在计算冰川融水量中是十分重要的。为此, 本文选择天山乌鲁木齐河源1号冰川为例来对此进行探讨。1号冰川是我国进行冰川物质平衡观测研究时间最长、积累资料最多的冰川。该冰川是一条朝向东北的冰斗山谷冰川, 根据尤根祥(1988)地面立体摄影测量, 冰川分布于海拔3730—4479 m之间, 由东支(1.19 km²)和西支(0.68 km²)组成。本文基于天山冰川观测试验站1980—1989年进行的冰川物质平衡观测^②, 分析了消融期前冰川积累量的分布, 季节零平衡线的变化和冰川融水量随海拔的分布。

1 冰川消融期前积累

在天山气候条件下, 冰川消融期是在5—9月, 因此把消融期前积累定义为10月至次年5月这段时期的物质积累量, 它和冰川冬物质平衡的时期一致。冰川的物质积累来自于大气降水, 而冰川消融取决于大气对冰川的能量输入。消融期前降水量占年降水量的12.1%, 而这段时期的气温均为负温(表1)。这段时期的降水量在乌鲁木齐河源冰川作用流域中积累于冰川表面, 形成冬物质平衡, 而在非冰川地面形成季节积雪。消融期前积雪在消融季节开始后首先消融形成径流。

在非消融季节, 降水观测并未显示出明显的随海拔而变化的特征(杨大庆等, 1992)。这可由大陆性季风气候的特征来解释。在天山地区, 冬季由寒冷而干燥的大陆

①本文于1993年4月3日收到, 7月1日改回。

②参看1980—1989年《天山冰川观测试验站年报》, 1—8期。

气团控制, 由于地形对气流的抬升作用而增加降水量的机制不能很好建立起来。但是, 如果将历年消融季节开始时, 在乌鲁木齐河源 1 号冰川的东支和西支不同海拔观测的积雪量和海拔相关(图 1), 即可发现冰川消融期前积累量随海拔而增加。在消融季节结束

表 1 乌鲁木齐河源降水和气温年内分配(大西沟气象站海拔 3 539 m, 1959—1989 年平均)

Table 1 The annual distribution of precipitation and air temperature in the source area of the Urumqi River

月 份	降 水		气 温 (℃)
	(mm)	(%)	
1	2.8	0.7	-15.7
2	3.9	0.9	-15.1
3	7.4	1.7	-10.7
4	22.3	5.2	-5.2
5	48.2	11.2	-0.6
6	92.7	21.6	2.7
7	106.7	24.7	4.8
8	83.2	19.4	4.5
9	47.3	11.0	0.3
10	10.7	2.5	-4.9
11	2.8	0.7	-10.7
12	1.8	0.4	-13.6
年统计	429.3	100.0	-5.4

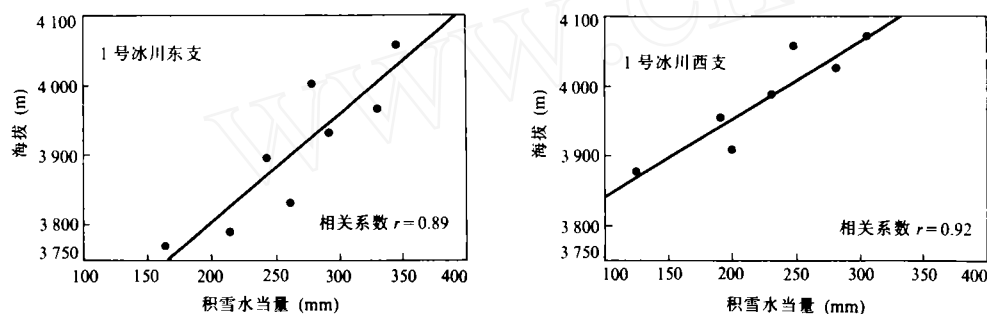


图 1 乌鲁木齐河源 1 号冰川消融期前积雪水当量随海拔的变化
(5 月 1 日观测值, 1985—1989 年平均)

Fig.1 Variation of premelt snow-water equivalent with altitude on Glacier No.1

时, 冰川积累量随海拔而增加。在非消融期, 由于在流域较高海拔部位冰川两旁地形较陡, 而风速一般也是随海拔而增加, 这有利于流域内积雪在冰川海拔较高部位的再积累。如以 $C_p(Z)$ 表示在冰川海拔 $Z(m)$ 处的消融期前积累水当量(mm), 则图 1 所示的关系可表示为

$$C_p(Z) = 0.5124Z - 1735 \quad (\text{东支}) \quad (1)$$

$$C_p(Z) = 0.7559Z - 2785 \quad (\text{西支}) \quad (2)$$

由此, 得出 1 号冰川消融期前积累梯度东支为 $51 \text{ mm} / 100 \text{ m}$, 西支为 $76 \text{ mm} / 100 \text{ m}$ 。因此, 消融期前冰川积累与海拔具线性关系。

对于冰川作用流域的消融期前积累, 可对冰川表面和非冰川表面分别予以考虑。对冰川表面

$$C_p(Z) = C_p(Z1) + \frac{dC_p}{dZ} \cdot \Delta Z \quad (3)$$

$$C_p(Z1) = [P_w(Z0) \cdot Sfw + \frac{dP_w}{dZ} \cdot Sfw \cdot \Delta h] \cdot C_r \quad (4)$$

式中: $C_p(Z1)$ 为冰舌末端消融期前积累; dC_p/dZ 为冰川上消融期前积累梯度; $\Delta Z = Z - Z1$ (Z 为冰面海拔, $Z1$ 为冰舌末端海拔); $P_w(Z0)$ 为消融期前(10—4 月)气象站(海拔 $Z0$)观测降水量; Sfw 为降水观测系统误差改正系数; dP_w/dZ 为降水梯度; $\Delta h = Z1 - Z0$, C_r 为冰舌末端消融期前积累量和同期降水量的比率。

对于流域中非冰川作用的山坡, 消融期前积雪量的计算应考虑再堆积到冰川上的部分。冰川两旁山坡积雪可再堆积到冰川表面不同海拔部位, 但两旁山坡积雪减少量应等于冰川表面积雪增加量。为计算方便, 假设积雪的再堆积是在同海拔进行, 则在冰川分布的海拔范围, 有

$$C_{pn}(Z) = 2P_w(Z) - C_p(Z) \quad (5)$$

$$P_w(Z) = P_w(Z0) \cdot Sfw + \frac{dP_w}{dZ} \cdot Sfw \cdot \Delta Z \quad (6)$$

式中: $C_{pn}(Z)$ 为冰川海拔范围内非冰川作用表面消融期前海拔 Z 的积累量; $P_w(Z)$ 为海拔 Z 的降水量, $\Delta Z = Z - Z0$ 。考虑到 9 月消融量已很小, 如以 9—4 月冰川积雪作为消融期前积累, 则对这一时段, 根据杨大庆等(1992)对降水分布和观测误差的研究结果, 对 1985—1989 年进行计算, 得 $dP_w/dZ = 0$, $Sfw = 1.43$, $C_r = 1.16$ (对 1 号冰川东支), $C_r = 0.85$ (对 1 号冰川西支)。

1 号冰川消融期前积累量随海拔具线性增加关系, 积累梯度西支大于东支, 但积累量是东支大于西支(图 1)。这是由于东、西两支冰川地形差异所致。对消融期前冰川积累量, 可以其积累的海拔梯度和气象站的观测降水量来计算。

2 季节零平衡线变化计算

冰川物质平衡不仅有年际变化, 而且有季节变化。年物质平衡由冬平衡和夏平衡组成(Paterson, 1981)。点物质平衡随海拔、坡度、坡向和时间而变化(Lliboutry, 1974), 并且还随表面凹凸程度而变化(Funk, 1985)。因此, 年物质平衡 B_n 可由下式表示

$$B_n = \frac{1}{S} \int_s \int_{t_1}^{tm} (\dot{c} + \dot{a}) dt ds + \frac{1}{S} \int_s \int_{tm}^{t_2} (\dot{c} + \dot{a}) dt ds \quad (7)$$

式中: S 为冰川面积; t_1 、 tm 和 t_2 为时间(冬平衡由 t_1 至 tm , 夏平衡由 tm 至 t_2); $\dot{c}$ 为积累率; $\dot{a}$ 为消融率。

本文仅以物质平衡随海拔的变化来考察其空间变化, 每一海拔物质平衡值以该海拔冰川上各观测点平均值代表。于是, 方程(7)可写为

$$B_n = \frac{1}{F_g} \int_{Z_1}^{Z_2} \int_{t_1}^{tm} [S_g(Z + \Delta Z) - S_g(Z)] (\dot{c} + \dot{a}) dt dZ \\ + \frac{1}{F_g} \int_{Z_1}^{Z_2} \int_{tm}^{t_2} [S_g(Z + \Delta Z) - S_g(Z)] (\dot{c} + \dot{a}) dt dZ \quad (8)$$

式中: Z_1 和 Z_2 为冰川下界和上界海拔; F_g 为冰川总面积; $S_g(Z)$ 为冰川海拔面积分布曲线; ΔZ 为海拔增量。

如以消融期前积累代替冬平衡, 则在消融季节冰面海拔 Z 和时间 t 的物质平衡 $B_{(Z)}(t)$ 可表示为

$$B_{(Z)}(t) = CP_{(Z)}(tm) + \int_{tm}^t [\dot{c}_{(Z)}(t) + \dot{a}_{(Z)}(t)] dt \quad (9)$$

式中: $CP_{(Z)}(tm)$ 为消融期前在海拔 Z 处消融季节开始时间 tm 时的积累量; $\dot{c}_{(Z)}(t)$ 和 $\dot{a}_{(Z)}(t)$ 为在海拔 Z 和时间 t 时的积累和消融率。

因此, 在消融季节, 物质平衡随海拔和时间而变化。方程(9)表示, 在冰川表面任何海拔 Z , 物质平衡随时间 t 而变化; 而在任何时间 t , 物质平衡随海拔而变化。笔者于 1989 年在 1 号冰川进行了详细的物质平衡季节变化观测, 图 2 表示了几个典型时间的实测物质平衡随海拔的变化。

在大陆性季风气候条件下, 由于降水集中于夏季(表 1), 冰川夏季物质补给量大, 使得冰川消融季节也是积累季节。因此, 物质平衡海拔梯度表现出很大的季节变化(图 2)。当消融强烈时, 积累量也大, 结果使得物质平衡海拔梯度增大。

除年平衡线外, 冰川在消融季节还有随时间而变化的季节零物质平衡线。在消融季节末, 季节零平衡线上升到年平衡线的位置。季节零平衡线的变化可提供一些关于雪面和冰面的变动情况。在零平衡线处, 式(9)变为

$$CP_{(Z)}(tm) + \int_{tm}^t \dot{c}_{(Z)}(t) dt = \int_{tm}^t \dot{a}_{(Z)}(t) dt \quad (10)$$

因此, 在零平衡线处, 冰面吸收的热量总和应正好消耗于冰面积雪的雪量。这部分热量可消融季节开始以后到时间 t 的正积温来近似表示。根据 1989 年的野外观测, 零平衡线的日变化和从 5 月 1 日开始的日平均正积温关系密切(图 3), 从而得出计算季节零平衡线海拔的方程为

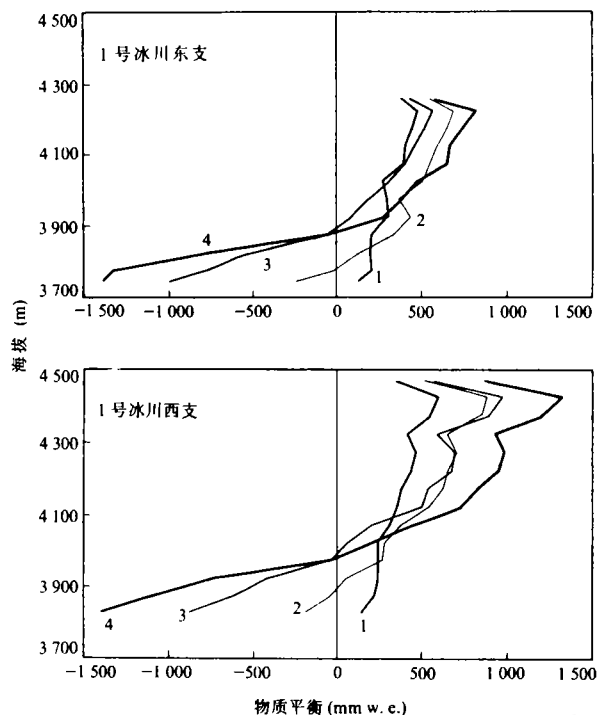
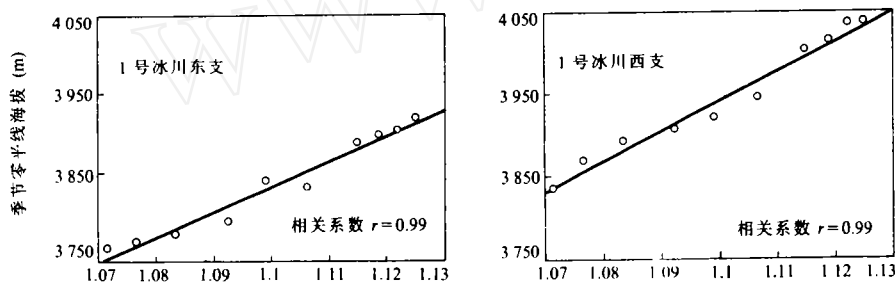


图2 乌鲁木齐河源1号冰川物质平衡季节变化(1989年)

1号冰川东支: 1. 5月1日; 2. 6月29日; 3. 7月30日; 4. 9月29日

1号冰川西支: 1. 5月2日; 2. 7月1日; 3. 7月31日; 4. 9月30日

Fig.2 Seasonal variation of mass balance with altitude and time of Glacier No.1



$$\text{正积温的 } c \text{ 次方 } \left(\sum_{t=0}^i T_+(t) \right)^c$$

图3 乌鲁木齐河源1号冰川季节零平衡线海拔和大西沟气象站日平均正积温的关系
(1989年消融季节开始至季节零平衡线最高海拔)

Fig.3 Relationship between daily variation of zero balance line $SEL(t)$ of Glacier No.1 and the cumulative positive daily mean air temperature at the Daxigou meteorological station from the beginning of ablation season

$$SEL(t) = b \left[\sum_{n=t_0}^t T_+(t) \right]^c \quad (11)$$

式中: $SEL(t)$ 为消融季节 t 日(从 5 月 1 日起)季节零平衡线海拔; b , c 为常数; t_0 为计算积温的起始日; $T_+(t)$ 为气象站的正日均气温。对 1 号冰川和大西沟气象站, 如图 3 所示, 得出 $c=0.02$, 对东支 $b=3\,533.3$; 对西支 $b=3\,568.9$ 。

3 冰川总消融、面积和融水量随海拔的分布

冰川消融产生的融水量不仅取决于消融速率, 而且取决于消融面积。冰川消融和面积均随海拔而变化, 因此冰川融水量也随海拔而变化。

根据 1980—1989 年在 1 号冰川进行的物质平衡观测^①, 并根据降水观测误差修正和降水海拔梯度(杨大庆等, 1992), 得出了 1 号冰川 10 年平均的总消融随海拔的变化(图 4Aa 和图 4Ba)。由此得出总消融随海拔而线性减少。对 1 号冰川东支和西支, 其方程分别为:

$$M_s(Z) = 29\,487.6 - 7.2Z \quad (\text{东支}) \quad (12)$$

$$M_s(Z) = 32\,510.4 - 7.8Z \quad (\text{西支}) \quad (13)$$

式中: $M_s(Z)$ 为冰川表面海拔(m) Z 处的年总消融(mm)。由式(12)和(13)可估算出 1 号冰川东支平均干雪线约在海拔 4 096 m, 西支约在海拔 4 168 m。1 号冰川年总消融海拔梯度东支为 $-720 \text{ mm} / 100 \text{ m} \cdot \text{a}$, 西支为 $-780 \text{ mm} / 100 \text{ m} \cdot \text{a}$ 。

图 4Ab 和图 4Bb 表示冰川高程面积直方图。1 号冰川的面积基本是集中于冰川中部, 由冰川中部向较高海拔和较低海拔两个方向冰川面积随海拔的分布均减小。冰川的平均海拔(图 4Ab 和图 4Bb)由式(14)计算:

$$\bar{H}_g = \sum_{i=1}^{nz} f(A_i) \bar{Z}_i \quad (14)$$

式中: $\bar{H}_g$ 为冰川表面平均海拔; A_i 为海拔带 i 的面积; $f(A_i)$ 为 A_i 占冰川总面积的权重; $\bar{Z}_i$ 为高度带平均海拔; nz 为海拔带的数量。冰川表面存在一条海拔为 $\bar{H}_g$ 的等高线, 定义为冰川平均海拔线。1 号冰川积累区面积小于消融区面积, 两者比率 AAR 值东支为 0.42, 西支为 0.45。相当大的冰川面积集中分布于冰川平均海拔线周围。东支冰川海拔 3 850—4 050 m 占其总海拔范围的 33%, 但该海拔带的面积占总面积的 56%; 西支海拔 4 000—4 200 m 占其总海拔范围的 20%, 但该海拔带的面积占总面积的 47%。对每一个海拔带 i , 总融水量由式(15)计算

$$M_i = A_i M_s(\bar{Z}_i) \quad (15)$$

式中: M_i 为从冰川面积 A_i 上产生的融水量。图 4Ac 和图 4Bc 表示了冰川融水量随海拔的分布。因此, 由总消融和冰川面积随海拔的分布即可进行冰川融水量计算。冰川融

① 参看 1980—1989 年天山冰川观测试验站年报 1—8 期。

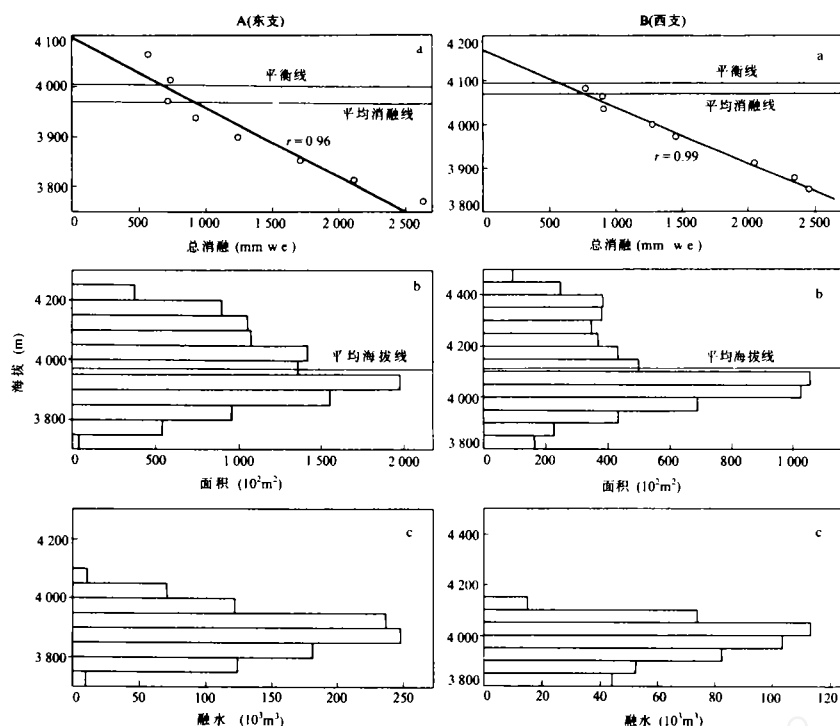


图4 乌鲁木齐河源1号冰川总消融、面积和融水量随海拔分布(1980—1989年平均)

Fig.4 Altitude dependency of total melt, area and meltwater of the east branch of Glacier No.1

水平平均深度 M_w 为

$$M_w = \frac{\sum_{i=1}^{n_z} M_i}{F_g} \quad (16)$$

由冰川消融随海拔的分布, 可得到一条在冰川表面相当于平均融水深的等高线, 定义为平均消融线(图 4Aa 和图 4Ba)。

图 4Ac 和图 4Bc 表示, 大量融水产生于冰川消融区, 但冰川面积随海拔的分布影响着冰川融水量的海拔分布。冰舌末端消融最强烈, 但由于那里冰川面积小, 因此, 产生的融水量相对较少。在干雪线以下, 冰川融水量随海拔的分布类似于冰川面积随海拔的分布。

表 2 表示冰川平衡线、平均消融线和平均海拔线的高度相互接近。1 号冰川西支比东支平均高 143 m, 因此西支消融量比东支少。冰川平均海拔线取决于冰川的几何形态, 它可能高于或低于平衡线, 因此东、西支冰川在平均海拔线处的消融量相差较大。平衡线处的消融表现出一些规律性。西支平衡线比东支高, 其消融量相应较少。东支冰川平衡线处的消融量是平均消融量的 72%, 而西支是 74%, 两者很接近。因此平衡线处的消融和冰川的平均消融具有一定的关系。由于物质平衡线对冰川气候的代表性

表 2 乌鲁木齐河源 1 号冰川平衡线、平均消融线和平均海拔线之间的关系(1980—1989 年平均)

Table 2 The relationship between equilibrium line, mean melt line and mean altitude line of Glacier No.1

1 号 冰 川	平 衡 线		平 均 消 融 线		平 均 海 拔 线	
	海 拔 (m)	总消融水深 (mm / a)	海 拔 (m)	总消融水深 (mm / a)	海 拔 (m)	总消融水深 (mm / a)
东 支	4 005	652	3 970	904	3 972	889
西 支	4 095	569	4 069	772	4 115	413

(Ohmura *et al.*, 1992), 以及该位置的消融量和平均消融量的上述比例关系, 可以作为计算冰川平均消融量的一个标准位置。

4 结 论

乌鲁木齐河源 1 号冰川消融期前积累量随海拔而线性增加, 并可用气象站的观测降水量来推算。冰川物质平衡海拔梯度季节变化大并随消融增强而增大。季节零平衡线的移动和气象站日平均正积温有较好关系。冰川总消融随海拔而线性减少, 但融水量的分布还受制于冰川面积的海拔分布。除冰川零平衡线, 本文还定义了冰川平均消融线和平均海拔线, 并指出零平衡线可作为计算冰川平均消融量的一个标准位置。本文的结论基于乌鲁木齐河源 1 号冰川多年观测积累的资料, 为进一步对不同类型和规模的冰川进行计算和探讨提供了一定的依据。

致谢: 瑞士联邦理工学院 Atsumu Ohmura 教授对本工作提出宝贵意见, 特此致谢。

参 考 文 献

- 尤根祥, 1988. 乌鲁木齐河源 1 号和 2 号冰川图. 西安: 西安地图出版社.
- 杨大庆等, 1992. 天山乌鲁木齐河流域降水观测系统误差分析和修正. 乌鲁木齐河源山区水资源形成和估算, 北京: 科学出版社, 14—38
- Funk M, 1985. Räumliche verteilung der Massenbilanz auf dem Rhonegletscher und ihre Beziehung zu Klimaelementen. Zürcher Geographische Schriften 24: 129—137
- Lliboutry L, 1974. Multivariate statistical analysis of glacier annual balance. Journal of Glaciology, 13(69): 371—390
- Ohmura A, Kasser P, Funk M, 1992. Climate at the equilibrium line of glaciers. Journal of Glaciology, 38(130): 397—411
- Paterson V S B, 1981. The physics of glaciers. 2nd Edition, Pergamon Press, 41—45

Seasonal Variation of Mass Balance and Altitude Dependency of Total Melt in the Glacierized Source Area of the Urumqi River

Kang Ersi, Liu Chaohai, Wang Chunzu, Han Tianding and Zhang Wanchang

(Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Academia Sinica)

Abstract

Based on the mass balance measurement on Glacier No.1 by Tianshan Glaciological Station in the source area of the Urumqi River during the years from 1980 to 1989, this paper is intended to analyse the distribution of the premelt accumulation, the movement of the seasonal zero balance line and the altitude dependency of glacial meltwater. The altitude gradient of the premelt accumulation is 51 mm / 100 m water equivalent for the east branch of Glacier No.1, and 76 mm / 100 m for the west branch. The seasonal variation of the altitude gradient of mass balance is large. The movement of the seasonal zero balance line has good correlation with the cumulative air temperature of the positive daily mean values. The altitude gradient of the total melt is $-720 \text{ mm} / 100 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ for the east branch and $-780 \text{ mm} / 100 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ for the west branch. A large amount of meltwater is produced from the glacial ablation area, but the distribution of melt water with altitude is also controlled by the glacial hypsometric curve. The equilibrium line, mean melt line and mean altitude line of the glacier are close to one another. The equilibrium line can be taken as a standard position for the calculation of the glacial mean melt.

Key words: premelt accumulation, total melt, seasonal zero balance line, equilibrium line, mean melt line