

天山季节性积雪的能量平衡 研究和融雪速率模拟

马 虹 刘一峰 胡汝骥

(中国科学院新疆地理研究所, 乌鲁木齐)

提 要: 本文采用能量平衡法模拟计算中国西部天山山地季节性积雪的融雪速率。结果表明: 在融雪期, 净辐射和感热通量分别占融雪能量输入的75.3%和22.6%; 用于融雪和雪面蒸发所消耗的能量分别占吸收能量的95.1%和4.9%。用能量平衡法所计算的融雪速率和实测的雪面数据吻合的较好, 表明用能量平衡法估算天山山地季节性积雪的融雪速率是可行的。

主题词: 季节性积雪 能量平衡 融雪速率

新疆维吾尔自治区地处中亚, 80%以上的土地面积是干旱或半干旱地区^[1]。供水需求大多依赖各大山系发源的许多大小河流。融雪径流对这些河流的补给量占有较大比重, 其中在阿勒泰山区占到河流年总径流量的40—70%; 在天山山地占到20%以上; 在昆仑山区则接近20%^{[2][3]}。由于融雪径流在时间和空间分布上的不平衡和缺乏这方面准确预报的手段和信息, 常有比较严重的春旱和融雪洪水发生, 成为制约本地区农牧业和其他经济活动发展的不利因素。

采用能量平衡和水量平衡的方法进行融雪速率模拟进而对洪旱灾害进行实时预报, 在国外已有很长的研究历史^[4, 5, 6]。目前对于能量平衡方面的研究已经比较成熟和完善, 对于水量平衡方面的研究也进行的比较深入, 其中有些方法和技术已到了实用化的阶段^[7, 8]。

国内采用能量平衡法主要用在冰川融水速率模拟方面。如乌鲁木齐河源1号冰川和托木尔峰地区西琼台兰冰川上的能量平衡研究等^[9, 10, 11]。基于一定的物理基础进行融雪径流的研究基本上开始于80年代后期^[12]。

本文的目地是用能量平衡法估算中国西部天山季节性积雪融雪速率的一个尝试, 以便对融雪期雪面能量交换过程有一个基本的认识, 进而探讨能量平衡法模拟季节性积雪融雪速率的可行性。

1 雪面能量平衡

在融雪期, 雪面的能量平衡可以表示为:

$$Q_m = Q^* + Q_h + Q_e + Q_p + Q_g \quad (1)$$

式中: Q_m 是用于融雪所消耗的能量, Q^* 是净辐射, Q_h 和 Q_e 分别是雪面-大气间感热和潜热交换, Q_r 是降雨供热, Q_g 是地中热流项。

由于在融雪期雪面温度基本上处在 0°C , 雪面湿度接近饱和, 相对湿度接近100%。这样就可以采用块体交换法计算感热和潜热的能量通量^[5, 8];

$$Q_h = \rho_a C_a D U_z (\theta_z - \theta_s) \quad (2)$$

$$Q_e = \rho_a L (\varepsilon / \rho) D U_z (e_z - e_s) \quad (3)$$

式中: θ_s 和 θ_z 分别是在雪面和 z 高度处的温度(k), e_s 和 e_z 分别是雪面和 z 高度处的水汽压(P_a), ρ_a 空气密度(kg/m^3), C_a 空气定压比热($\text{J}/\text{kg}\cdot\text{k}$), L 是汽化潜热(J/kg), ε 水和空气的分子重比(无量纲), P 大气压强(ρ_a), U_z 雪面以上 z 高度处的风速(m/s), D 是中性层结情况下的块体交换系数(无量纲)块体交换系数 D 可面下式确定

$$D = K^2 / [\ln(z/z_0)]^2 \quad (4)$$

式中 K 是卡尔曼常数($=0.4$)。 z_0 是雪面粗糙度系数, 本文采用 0.1115m ^[13]。

块体交换系数 D 仅在中性层结条件下有效, 如果层结处在不稳定情况下, 必须采用理查德数 R_i 来进行调整^[5]。

$$R_i = g_z (\theta_z - \theta_s) / \theta_z (U_z - U_s)^2 \quad (5)$$

式中 g 是重力加速度。对于稳定层结($R_i > 0$), 块体交换系数是

$$D_s = D / (1 + \sigma R_i) \quad (6)$$

式中 σ 是一个等于10的常数^[5], 在不稳定条件下($R_i < 0$), 块体交换系数可以修正为

$$D_u = D (1 - \sigma R_i) \quad (7)$$

在天山西部山地, 春季融雪季节的降雨强度通常很小, 因此由降雨供给雪面的热能项 Q_r 可忽略不计。地中热流的通量密度和雪面诸项能量平衡的分量相比也很小。例如, 1987年在研究区所测得的地中热通量在整个融雪期间在 $0.2-0.7\text{W}/\text{m}^2$ 的范围变化, 因此地中热流项 Q_g 对融雪能量的贡献可以认为是零。

2 方法和结果

2.1 研究地区和方法

研究区位于中国科学院天山积雪站($43^\circ 16' \text{N}$, $82^\circ 24' \text{E}$ 1776m)站区。试验点设在一个较为开阔, 坡度为 7° 的南向缓坡上。由积雪站所属气象站记录到的气象资料, 该地区多年年平均气温为 1.3°C , 平均最高和最低气温为 12.6°C 和 -14.5°C , 分别出现在冬季的1月和夏季的7月。多年年平均降水量为827.3mm, 最大可达1139.7mm(1976年)。该地区多年平均积雪深度为86cm, 记录到的最大雪深为150cm(1985年)。据估算, 年降雪量(雪水当量)约占全年总降水量的30%左右^[14]。冬季通常持续4—5个月。站区融雪常开始在3月下旬, 融雪期通常为2—3个星期。

研究时间从1987年3月26日到4月13日。用于雪面能量平衡计算的观测项目包括: 净辐射, 温度和风速梯度。温度的测量使用干湿球温度计; 风速使用杯式风速计在雪面上5个层次测得。净辐射使用EKO系列辐射计中的净辐射表测量。在整个观测期间, 仪器的高度不断

调整以保证净辅射表始终和雪面保持1.5m的高度,另外,实际的融雪情况在研究区附近的一个400m²的积雪场内观测。每日的融雪深度用5个测杆测得并取其平均值。由每日计算的雪面能量平衡值模拟日消融量,结合每日平均积雪密度将日融雪深度变换成日融雪水当量,最后将模拟值和实测值进行比较。

2.2 结果讨论

图1给出了研究期实测的近雪面微气候诸要素和计算得到的雪面能量平衡的变化情况。表1分别给出了实测和计算得到的能量平衡各分量的日总量和积雪消融速率对比。在整个19天的融雪期里,雪面反射率随着融雪过程的进行,其反射率不断下降。面融雪初期的0.77下降到最后阶段的不足0.20。在降新雪的过程中和以后的短期内雪面反射率可高达0.80以上,而后由于积雪的持续消融又迅速地下降。

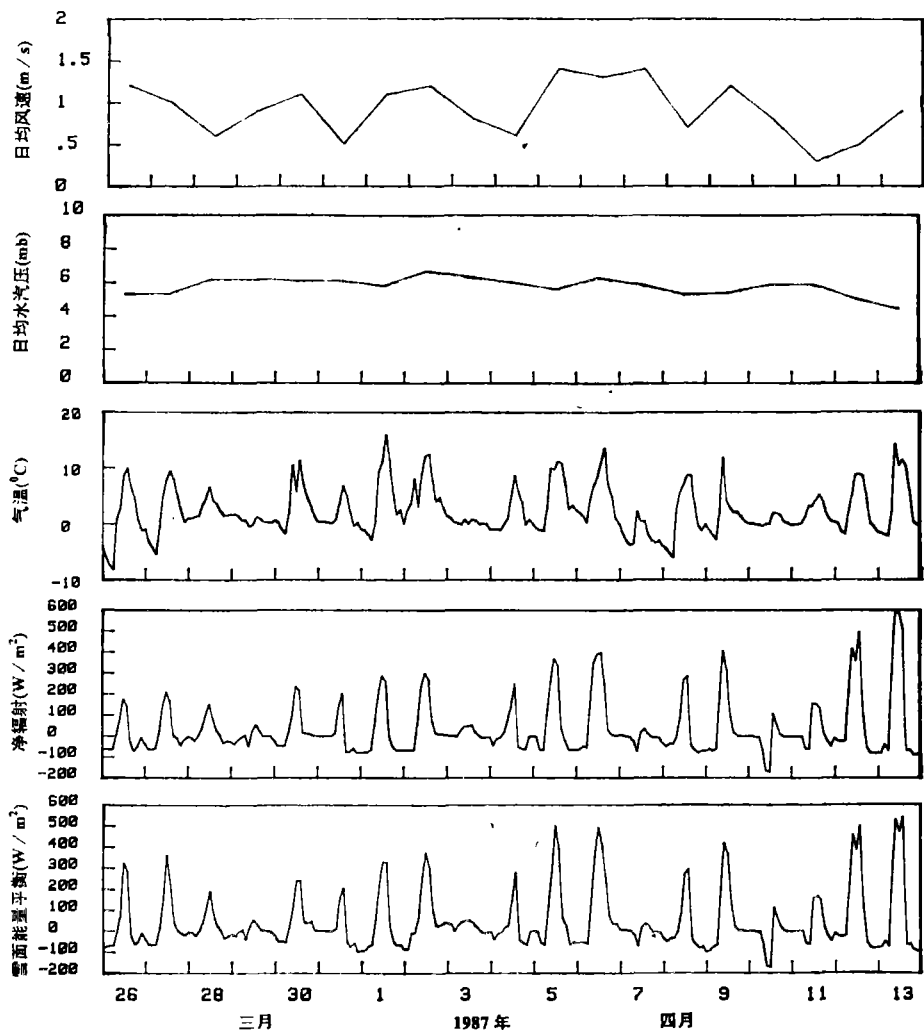


图1 研究期实测和计算得到的微气候要素
Measured and calculated microclimatological elements
during the study period

表 1 雪面能量平衡各分量和由能量平衡法计算与实测的融雪速率对比*
Components of energy balanced and comparison of measured and calculated
ablations during the study period

日期 (1987年)	Q* (MJ/m ²)	Q _h (MJ/m ²)	Q _e (MJ/m ²)	Q _m (MJ/m ²)	融雪深度 (cm)		融雪水当量 (mm)		累积融雪水当量 (mm)		天气状况
					实测值	计算值	实测值	计算值	实测值	计算值	
3月26日	0.16	2.62	-0.61	2.17	2.5	2.6	6.3	6.4	6.3	6.4	晴
27	1.53	2.25	-0.67	3.11	5.0	3.7	12.5	9.3	18.8	15.7	晴
28	1.61	0.69	0.24	2.54	2.0	3.1	5.0	7.6	23.8	23.3	小雨
29	0.27	0.34	0.13	0.74	1.0	0.9	2.5	2.3	26.3	25.6	降雪
30	1.91	1.17	0.07	3.15	3.0	3.8	7.5	9.1	33.8	35.0	晴
31	1.02	0.32	-0.03	1.31	3.0	2.4	4.5	3.7	38.3	38.7	降雪
4月1日	1.68	1.12	-0.28	2.52	5.5	5.0	8.3	7.6	46.6	46.3	晴有云
2	4.35	1.71	0.45	6.51	11.0	7.8	27.5	19.5	74.1	65.8	晴
3	0.93	0.29	0.32	1.54	1.0	1.8	2.5	4.6	76.6	70.4	小雨
4	2.40	0.48	0.03	2.91	7.0	7.3	9.1	9.5	85.7	79.9	多云
5	5.09	2.18	-0.42	6.85	8.5	8.2	21.3	20.6	107.7	100.5	晴
6	8.30	2.06	0.55	10.91	12.5	13.1	31.3	32.8	138.3	133.8	晴
7	0.64	0.11	0.01	0.76	1.0	1.5	1.5	2.3	139.8	135.6	雨加雪
8	2.40	0.50	-0.25	2.65	7.0	6.6	9.1	8.6	148.9	144.2	阴
9	5.41	1.04	-0.64	5.81	8.0	7.0	20.0	17.4	168.9	161.6	晴
10	0.12	0.22	-0.13	0.21	0.0	0.4	0.0	0.6	168.9	162.2	降雪
11	2.57	0.31	-0.06	2.82	3.0	3.4	7.5	8.5	176.4	170.7	晴
12	11.08	0.64	-0.28	11.44	10.5	13.7	26.3	34.3	202.7	205.0	晴
13	12.70	1.15	-0.76	13.09	3.5	15.7	8.7	39.0	211.4	244.0	晴
合计	64.17	19.20	1.8/-4.13	81.03	95.0	108.6	211.4	244.0	211.4	244.0	-
%	75.3	22.6	2.1/-4.9	95.1							

*表中净辐射、用于感热和潜热计算的气温、风速和融雪资料均为实测值。

研究结果反映了以下几个比较重要的特征:

2.2.1 在整个融雪期内, 由于天气过程的不稳定、雪面能量平衡存在着相当大的变化特征。例如, 一段时间的晴空天气所具有的比较高的净辐射能量输入总量紧接着 1—2 天的阴雪天气, 导致很低的雪面能量输入。这种不稳定的天气过程在天山山地整个春季的融雪季节都非常典型。

2.2.2 雪面-大气间的感热交换没有随季节的进行而增加的趋势。比较明显的感热交换仅在晴朗、气温高和风速大的期间出现; 而在阴雪天气或气温低于雪面温度时, 感热能量输入明显减小或出现负值。

2.2.3 在融雪期的前半部, 潜热能量输入占优势。即雪面的凝结超过雪面的蒸发量。潜热能量损失主要出现在融雪的后期, 而且在风速较大的情况下明显增加。潜热交换和净辐射、感热交换相比, 其绝对值较小, 说明潜热交换在雪面能量中平衡的作用是比较小的, 也就是在整个融雪期内, 雪面的蒸发量是偏小的。这种情况的发生其原因之一就是融雪过程中不稳定的天气过程。在 19 天的研究期内, 降雨雪频繁。来自西方的冷湿空气带来的水汽造成雪面上方的水汽压较高从而抑制了雪面蒸发。另一方面, 在晴朗的天气条件下, 研究区内的气温通常很高 (图 1), 近雪面比较高的气温常导致水汽压接近甚至超过融雪表面的饱和水汽压。这种情况使得雪面以上的水汽压梯度减小, 因而也很大程度地减弱了雪面蒸发速率。

2.2.4 净辐射是雪面能量平衡中占主导地位的分量。和净辐射相比感热和潜热的重要性次之。由于在研究区附近有大面积的裸露岩体、土壤、公路和建筑物、森林和暴露水体的存在, 在融雪季节气温往往很高, 风速通常较低, 这就使得感热交换和潜热的能量交换相比要显著的多。

图 2 给出的是能量平衡法模拟的累积融雪水当量和实测的累积融雪水当量对比。由图 2 和表 1 可以看出, 数据之间一致性较好, 表明用能量平衡法估算融雪速率的可行性。图 3 给出的是由能量平衡法计算和实测的日消融水当量比较。全部 19 个点的拟合线的比率为 1 : 1、

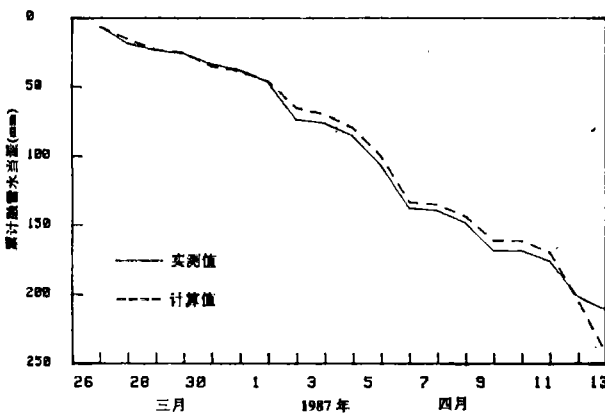


图 2 实测和计算得到的融雪水当量对比
Comparison of cumulative measured snowmelt
and cumulative calculated ablation

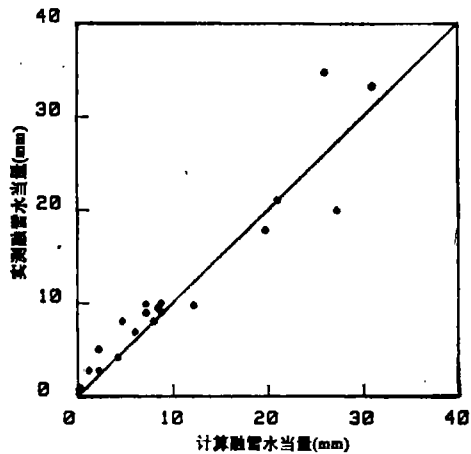


图 3 实测和计算得到的日融雪水当量对比
Plot of daily observed snowmelt against
daily calculated ablation

看出,由能量平衡法计算的日融雪量在融雪的早期阶段略低于实测值;而在后期计算值略高于实测值。产生这些误差的原因有以上讨论的暴露物体产生较强的乱流交换影响到雪面的缘故。因为能量平衡法的应用是以垂直一维的能量交换过程为假设条件的。另外一个产生较大误差的原因是在融雪期的最后一天,当天的能量平衡值为 $13.08\text{W}/\text{m}^2$,它理论上可以融化 13.7cm 厚容重为 $250\text{kg}/\text{m}^3$ 的积雪,而实际上当对地面只剩下 3.5cm 厚的积雪,仅这一天就产生了 30.3mm 水当量的误差。如果考虑这些因素,那么用能量平衡法估算融雪速率可以说精度是相当高的。

研究结果表明采用能量平衡法可以比较成功地模拟中国西部天山山地季节性积雪的融雪速率。总的来说,净辐射是积雪消融过程中起主导作用的能量来源,占雪面能量输入的 75.3% ;感热交换占能量输入的 22.6% ;潜热的净通量值为负。其中凝结潜热占雪面总能量输入的 2.1% ;蒸发潜热占全部能量消耗的 4.9% 。天气过程对雪面的能量平衡各分量有很大影响。在晴天净辐射和感热通量明显增加时,会加速积雪的消融。在阴雪天气,净辐射占能量输入主导作用,而感热和潜热通量很小。风速在雪面一大年间的感热和潜热交换过程中起非常重的作用,显著的感热和潜热交换常出现在气温高和风速较大的天气过程中。

参 考 文 献

- (1) 杨川德等.新疆干湿状况的初步研究.干旱区地理,1987,10(4)
- (2) 杨针娘.我国西北山区河流类型.冰川冻土,1981,3(2)
- (3) 赖祖铭.西北地区河川年经流变差系数的研究.冰川冻土,1981,3(1)
- (4) Anderson E A. A point energy balance and mass balance model of a snow cover. NOAA Tech. Rep. 1976, NWS19
- (5) Price A J and Dunne T. Energy balance computation of snowmelt in a Subarctic area. Water Resour. Res. 1976, 12: 686-689
- (6) Kuhn, M On the computation of heat transfer coefficients from energy-balance gradients on a glacier. J. Glaciol. 1979, 2(187)
- (7) Colbeck S C. A theory of water flow through a layered snowpack. Water, Resour. Res. 1975, 11: 261-266
- (8) Woo M K, Richard Heron and peter Steer, Catchment hydrology of a high Arctic lake. Cold Regions Sci. Technol. 1981, 5: 29-41
- (9) 白重媛、谢维荣.天山乌鲁木齐、河源1号冰川消融期开阔冰面上的量热平衡.乌鲁木齐河冰川与水文研究,科学出版社,1965
- (10) Tetsuo Ohata, Bai Zhongyuan and Ding Lingfu, Heat balance study of Glacier No. 1 at the headwater of Urumqi River, Tianshan Mountains, China. J. Glaciol. Geocryol. 1989, 11(4)
- (11) 冠有观等.托木尔峰地区的辐射热平衡及水汽输送.托木尔峰地区的冰川与气象,新疆人民出版社,1985
- (12) 刘宗超等.中国天山西部山地积雪的辐射平衡研究.干旱区地理,1980,12(4)
- (13) Munro, D. S. Surface roughness and bulk transfer on a glacier: comparison with eddy correlation. J. Glaciol. 1989, 35: 121
- (14) 胡汝骥等.中国天山雪崩与治理.人民交通出版社,1980

ENERGY BALANCE AND SNOWMELT SIMULATION OF SEASONAL SNOW IN THE WESTERN TIANSHAN MOUNTAINS, CHINA

Ma Hong Lin Yifeng Hu Ruji

(Xinjiang Institute of Geography, Chinese Academy of sciences)

Subject terms: Seasonal snow, Energy balance, Rate of snowmelt

Abstract

The energy balance approach was used to calculate the snowmelt at a site in the mid-mountain zone of the western Tianshan Mountains. During a 19-day snowmelt period, the study results showed that net radiation and sensible heat flux accounted for 75.3% and 22.6% of the incoming energy, while snowmelt and evaporation consumed 95.1% and 4.9% of the energy, respectively. The calculated snowmelt from the energy balance compare favorably with measured ablations, indicating the applicability of energy balance approach to estimate the rate of snowmelt in the mountain environment of the western Tianshan Mountains. Weather conditions have great influence on energy flux. During clear days, both net radiation and sensible heat flux increased, resulting in an increase in melt. On overcast days, net radiation became the dominant energy input while flux of sensible and latent heat were small. Windspeed plays a significant role in the exchange of sensible and latent flux between the snow surface and atmosphere. Sizeable transfers of sensible and latent heat occurred on warm days with strong wind. Warm air temperature and low windspeed are primary characteristics of weather conditions in the western Tianshan Mountains during the snowmelt season. Because of this, vapour pressure of the air often rises close to or above the saturation vapour pressure for melting snow. Therefore, under warm and low windspeed conditions, the large temperature gradient and reduced vapour gradient above the snow led to a great transfer of sensible flux and a minor latent flux, and this is why the importance of sensible heat was far more significant than that of latent heat in the energy balance.