

文章编号: 1000-0240(2009)02-0293-08

黑河上游冰沟流域典型积雪期水文情势

李弘毅¹, 王建¹, 白云洁¹, 李哲¹, 窦燕²

(1. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 甘肃 兰州 730000; 2. 中国科学院
新疆生态与地理研究所, 新疆 乌鲁木齐 830011)

摘要: 综合研究了黑河上游祁连山冰沟流域 2008 年积雪期水文情势, 以积雪-冻土-径流为框架详细分析了该地区积雪水文特征. 采用物质平衡计算了冰沟流域雪蒸发和融水值, 并分析了冻土水热变化过程和融雪径流变化特征. 积雪期降水总量达到 204.6 mm, 雪面蒸发为 140.8 mm, 雪面蒸发在积雪期水文循环中占有重要的位置. 3 月 12 日融雪开始, 引起 3 次大规模的融雪峰值; 整个融雪季, 冰沟流域融雪径流总量为 $3.98 \times 10^6 \text{ m}^3$. 冻土解冻始于 4 月 12 日左右, 随着气温升高, 土壤含水量变化明显. 地形和风速相互作用, 造成积雪的大规模重新分布.

关键词: 融雪; 雪蒸发; 风吹雪; 冻土; 黑河上游

中图分类号: P334⁺.7 **文献标识码:** A

0 引言

近年来, 积雪消融加速, 冰川退化, 冻土升温, 全球变暖现象明显^[1]. 在气候变暖以及水资源短缺等问题的严峻考验下, 人们越来越多地把目光投向冰冻圈这一宝贵的淡水资源发源地. 系统地对河流源头高寒山区水文情势进行观测研究, 已是大势所趋. 作为我国第二大陆河流域, 黑河流域农业生产用水量最为迫切的 3—6 月降水量只占全年降水总量的 19%, 而此时 70% 以上的径流补给依靠季节性融雪^[2]. 在黑河源头开展积雪水文观测与研究, 具有重要的科学价值和现实意义. 但是在面积达 10 009 km² 的黑河上游只有两个气象台站和 5 个水文站, 且全分布在平均海拔以下, 难以对整个黑河上游流域积雪水文过程有全面和细致的把握. 在 WATER (Watershed Airborne Telemetry Experimental Research) 项目框架下, 选择典型小流域加密观测寒区水文过程, 定点测量了积雪和冻土的水热变化特征, 构建用于发展、改进和验证寒区陆面过程模型和分布式水文模型所需的数据集^[3]. 本文概括了实验观测情况, 总结了 2008 年积雪期的水

文情势.

1 研究区概况

冰沟流域位于黑河流域上游, 分布在海拔 3 440~4 400 m 间, 面积为 30.28 km², 呈西北走向 (图 1). 有着典型的垂直地带性特征, 在海拔 3 440~3 700 m 左右分布着大量的灌木和草地, 灌木占多, 尤其是阴坡; 而海拔 3 700~3 950 m 则以草地为主要分布; 海拔 3 950 m 以上, 大多为出露的岩石和风化的碎石. 土壤分布较为均一, 一般在 1~2 m 的土壤覆盖下即有相当数量的碎石层. 土壤厚度因地形而论, 山区坡度较大、地形复杂, 大量分布着季节性冻土和多年冻土. 直至 5 月中下旬, 在海拔 3 500 m 处土壤 50 cm 以下仍保持冻结状态. 冻土水热状况严重地影响着山区水文过程. 5 月之后, 表层冻土大量解冻, 土壤含水量剧增, 因而产生的径流现象明显.

冰沟流域为季节性积雪山区, 春秋两季降雪多, 而冬季则较少出现降雪. 一般自 11 月至次年 4 月为降雪期, 5 月进入雨雪交替季节, 6—8 月为降雨集中季节, 9 月之后则交替出现雨雪现象. 冰沟

收稿日期: 2009-01-26; 修订日期: 2009-03-17

基金项目: 中国科学院西部行动计划 (二期) 项目 (KZCX2-XB2-09); 国家自然科学基金项目 (40671040); 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 (2007CB714400) 资助

作者简介: 李弘毅 (1981—), 男, 四川西充人, 2003 年毕业于中国矿业大学, 现为中国科学院寒区旱区环境与工程研究所在读博士研究生, 主要从事积雪水热过程模拟研究. E-mail: lihongyi@lzb.ac.cn

流域风速大, 风吹雪现象严重. 地形和风速相互作用, 造成积雪的大规模重新分布. 降雪之后, 山顶处积雪往往被大风吹走, 阳坡往往只是少许雪覆盖于裸露地表, 阴坡及山谷处大量积雪. 融雪期间, 山区积雪大量消融, 阳坡几乎无积雪, 阴坡高海拔处仍然维持较厚积雪, 而在海拔较低处, 地表大量出露, 积雪迅速消退.

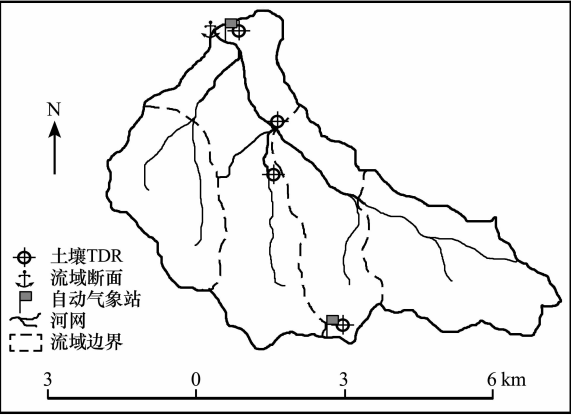


图 1 冰沟流域示意图
Fig. 1 Map of the Binggou watershed

2 观测设施

在流域上游大冬树山垭口(海拔 4 146.8 m, 38°00′51″ N, 100°14′31″ E)和冰沟流域出口处(海拔 3 449.4 m, 38°04′03″ N, 100°13′19″ E)设立了两个自动气象台站, 各变量观测时间间隔为 10 min. 在气象台站附近设立雪蒸发皿, 雪面蒸

发皿采用白色隔热塑料制作, 蒸发面尺寸为 25 cm × 40 cm, 深 20 cm, 每日 07:00 时以及 19:00 时称重观测雪面蒸发情况, 其中, 称重天平量程为 5 000 g, 精度为 0.1 g. 同时, 设立花杆, 监测雪深变化. 为探究流域内冻土的水热变化过程, 分别在两个气象站埋设土壤温湿测量探头, 获取连续的土壤水热数据, 埋设梯度为 5 cm、10 cm、20 cm、40 cm、80 cm、120 cm. 相关观测仪器型号及精度如表 1 所示. 进行每日 2 次的径流观测, 获得了连续时间序列的径流数据.

3 降水与积雪

3.1 降水

1980 年代在冰沟地区的观测发现^[4], 冰沟流域年内降水分极不均匀, 夏季降水集中了年降水量的 50%~80%, 而冬季则不足全年降水的 5%. 通过分析雪深和降雪资料发现(图 2), 2008 年 1 月 12 日之前, 降雪稀少, 雪深呈现平稳走低趋势; 而 1 月 12 日至 3 月 12 日, 降雪量明显增多, 积雪逐渐积累, 风吹雪造成的雪深突升突降现象严重. 这段时间流域出口处逐时流量以及逐日流量较小, 以基流为主, 变化不大. 3 月 12 日之后, 积雪逐渐出现消融, 即便有降雪, 也不能造成长时间的雪积累现象, 雪深持续下降. 实地观测发现, 自 3 月 12 日起流域积雪自海拔较低处逐渐出现融化现象, 白天解冻夜晚则重新冻结. 一场大规模的降雪, 通常需要经历 7 d 左右的消融过程. 随着逐日气温的升高,

表 1 观测仪器及相关信息
Table 1 Instruments used in the study and their specifications

观测量	传感器型号	生产厂家	观测精度
2 m 温湿度	HMP45C	Vaisala	温度:± 0.2 ℃; 湿度:± 2%
2 m 风速	010C-1	MetOne	精度:± 0.11 m·s ⁻¹
10 m 温湿度	HMP45C	Vaisala	温度:± 0.2 ℃; 湿度:± 2%
10 m 风速风向	010C-1/020C-1	MetOne	风速:± 0.11 m·s ⁻¹ ; 风向:± 4°
气压	CS100	Campbell	精度:± 0.5 mb
雪深	SR50	Campbell	10 mm
降水	52202/18641	R. M. Young	精度:± 1%
总辐射和反射辐射	CM3	Campbell	精度:± 10%
地面和天空长波辐射	CG3	Campbell	精度:± 10%
土壤热流	HFP01	Campbell	精度:± 2%
土壤温度	109	Campbell	精度:± 0.2 ℃
土壤湿度	CS616	Campbell	精度:± 2%

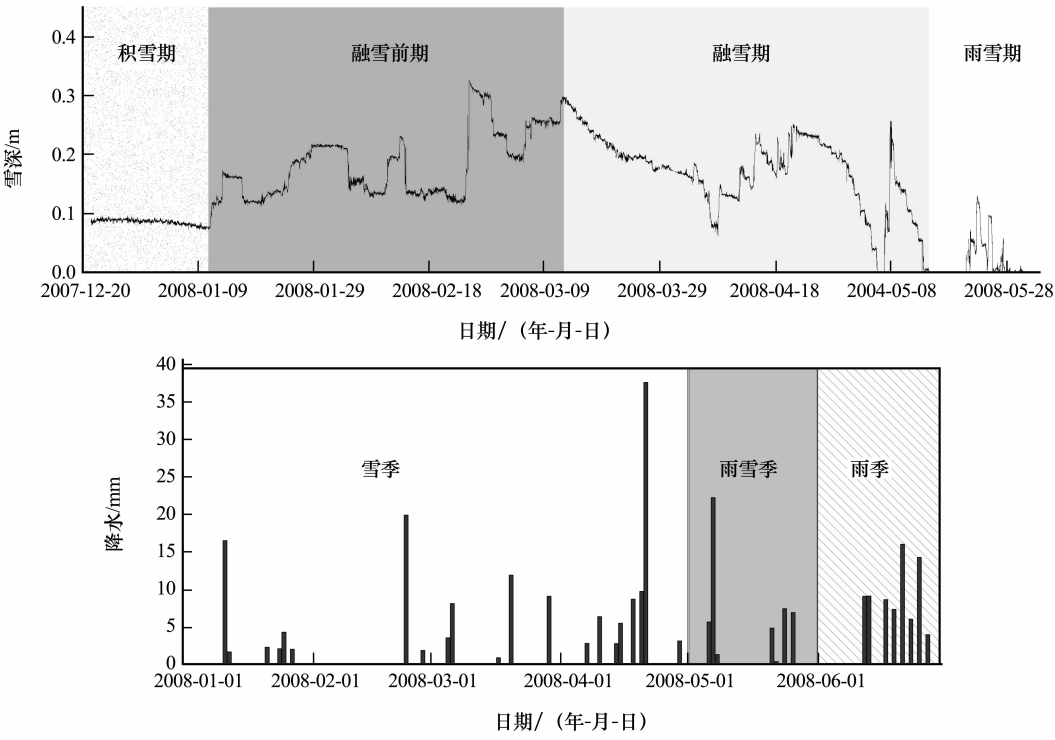


图 2 2008 年积雪期降水和雪深变化

Fig. 2 Changes of precipitation and snow depth in the snow cover period of 2008

有少量融雪径流在山间漫流，但规模不大。流域出山径流逐日递增，至 4 月 7 日径流量突然加大。之后，融雪周期大大缩短，降雪在 1~2 d 之内即大量消融，低海拔处无法形成长时间积雪覆盖。明显的降雪-消融周期现象一直到 5 月 12 日止，此时融雪期结束。

5 月 7 日之前为雪季，降水多数为降雪；而 5 月 12 日至 6 月 1 日则大量出现雨雪现象，为雨雪交替期，雨雪临界温度范围为 0~4℃，该阶段即便有降雪也迅速融化；6 月 1 日之后，雨季紧随来临。

根据降水、雪深以及径流特征，以积雪消融形式为主要判别依据，选择 2007 年 12 月 20 日至 2008 年 6 月 1 日作为研究时段，并以 2008 年 1 月 12 日、2008 年 3 月 12 日、2008 年 5 月 12 日为界，将研究期划分为积累期、融雪前期、融雪期和雨雪期 4 个阶段。

3.2 蒸发

在现有的研究中，主要采用梯度方法来计算雪面蒸发值^[5-6]，同时，风吹雪升华也是需要着重考虑的一个方面^[7-8]。本文考虑到雪面蒸发和风吹雪升华两个部分，以大冬树垭口气象站作为主要观测站点，计算了积雪期雪蒸发量，计算时间段为 2007

年 12 月 20 日至 2008 年 5 月 12 日，逐时蒸发量如图 3 所示。

计算采用如下式：

$$sum = P \cdot Q_{bs} + (1 - P) \cdot Q_{ss} \quad (1)$$

式中：*sum* 为雪蒸发总量；*Q_{bs}* 为风吹雪升华量；*Q_{ss}* 为雪面蒸发量；*P* 为风吹雪发生概率。

表 2 对比了大冬树垭口气象站各阶段蒸发量和降水量之间的关系。从雪积累期到融雪期，降水量逐渐增加，最密集的降雪出现在 4 月 1 日~5 月 12 日融雪期间，达到 106.9 mm。在冬季积雪期，雪蒸发是主要的雪损耗方式，这一时期凝结基本不出现。雪积累期以及融雪初期(1 月、2 月和 3 月)逐月降水量相差不大，从 31.6 mm 到 34.1 mm 不等，几乎所有的降雪都损耗于雪蒸发。随着融雪季来临，雪蒸发现象开始减弱，凝结增加。整个积雪期，雪蒸发量达到降水量的 68.8%。冬季积累期，风吹雪现象频发，其迁移量较大。随着气温升高，表层雪消融，风吹雪现象减弱。

3.3 融雪

采用 UEB 模型(Utah energy balance snow accumulation and melt model)计算了大冬树垭口气象站的雪层平均温度以及累积融雪水量^[9]，并给出了逐时计算误差如图 4 和图 5。从前述雪深的分析中

可以看出,在雪积累前期,风吹雪的迁移对雪深有很大的影响.考虑到风吹雪的因素,以雪深变化来推断实际的雪水当量增加情况,并将其作为对降水数据的改进输入 UEB 模型.

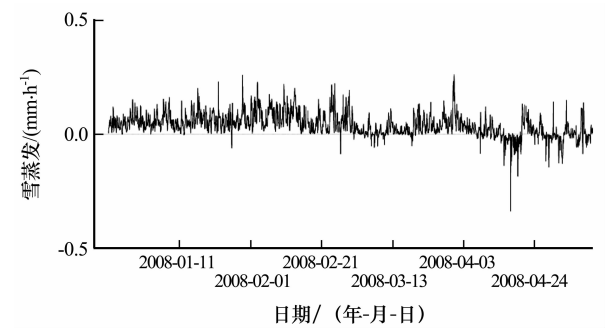


图 3 大冬树垭口气象站逐时雪蒸发

Fig. 3 Variation of the sublimation by 10 min intervals in Dadongshu Station (Auto Weather Station)

表 2 大冬树垭口气象站逐月降水和雪蒸发量对比			
Table 2 The monthly precipitation and sublimation in Dadongshu Station			
月份	蒸发/mm	降水/mm	百分比/%
1 月	59.9	31.6	189.6
2 月	52.7	32.0	164.7
3 月	24.5	34.1	71.8
4 月 1 日—5 月 12 日	3.7	106.9	3.5
总计	140.8	204.6	68.8

3 月 12 日左右,冰沟流域气温首次达到 0℃,同时雪层均温也达到 0℃,开始出现表层部分融雪(图 4).融雪水经过下渗和再冻结的反复过程,使得雪层内部达到其最大持水量,进一步的能量输入则可产生融雪径流.从图 5 可以看出,虽然表面已有融雪水产生,但是在达到雪层最大持水能力之前,并无融雪径流出现.少量的融雪径流出现在 3 月 16 日,真正大规模的融雪径流自 4 月 6 日开始.



图 4 大冬树垭口气象站雪层温度变化

Fig. 4 Variation of the calculated snow temperature in Dadongshu Station

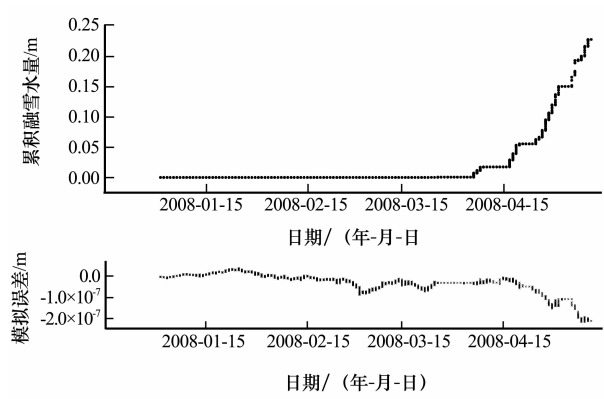


图 5 大冬树垭口气象站累积融雪水计算值

Fig. 5 Variations of the calculated cumulative snowmelt amount and the simulation error in Dadongshu Station

实地的观测发现,融雪水往往在流动途中就再冻结,其汇流时间远大于一般意义上的降雨产流.融雪水的再冻结在积雪底部形成大量冰体,雪表面也有结冰体.到融雪后期,降雪在很短时间内便融化形成径流.

4 冻土

在积雪覆盖的冻土地区,冻土是影响融雪过程的关键因素.积雪厚度以及持续时间、雪层热传导性的变化等对冻土活动层厚度以及土温等有着重要的影响^[10].目前对冻土-积雪相互作用的研究,主要集中在雪层对冻土的绝热性以及融雪水在冻土中的下渗两个方面.雪层对冻土的绝热性在许多研究积雪/冻土相互作用的文章中都被提及^[11-12].冻土对融雪水的下渗会起到阻止作用,但许多地区的研究表明^[13-14],融雪水在冻土中有一定的下渗能力,这和冻土性质密切相关.由于冻融而产生的土壤的水热物理性质变化、土壤含水含冰量、温湿度梯度变化、以及融雪水的量和速度影响着融雪水下渗^[15],而入渗到冻土中的融雪水又能提升土层温度和含水量,影响其后续下渗过程.

冰沟流域多年冻土和季节性冻土并存.把土层温度和土壤含水量作时间等值线图(图 6 和图 7),结合土壤热通量变化观测和气温数据,可以从整体上对冻土水热变化过程有全面的把握.从大冬树垭口气象站的数据可看出,土温在时间演变上,至 2 月中旬为最低.土壤含水量则基本无变化.随着气温的升高,土温也逐渐上升,最终各层土壤温度趋于同一.由于 4 月初气温上升,地表出现一定量的

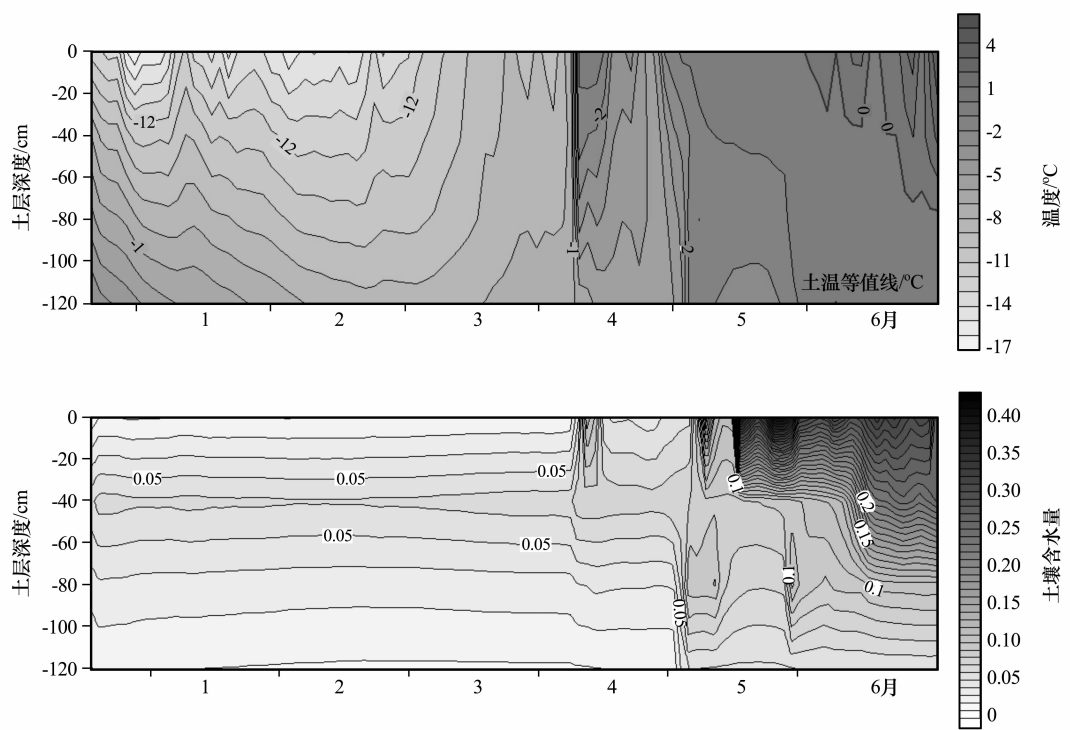


图 6 大冬树垭口气象站土温及含水量时间变化
Fig. 6 Changes of the soil temperature and volumetric water content in Dadongshu Station

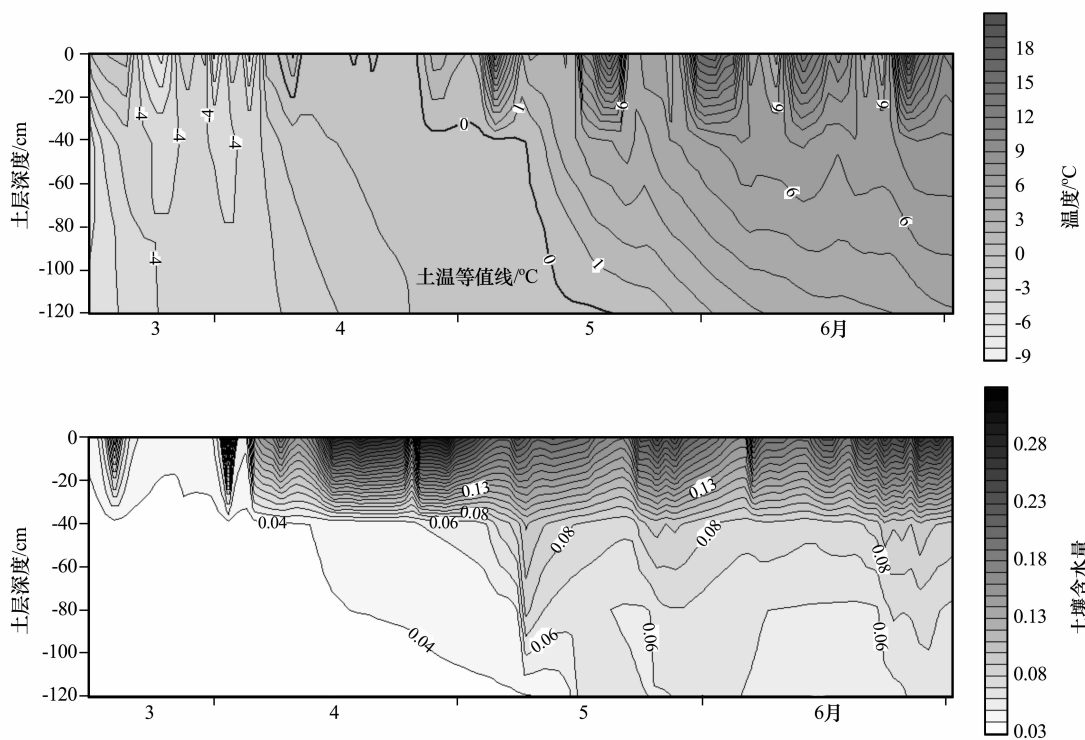


图 7 2008 年冰沟气象站土温及含水量时间变化
Fig. 7 Changes of the soil temperature and volumetric water content in Binggou Station

融雪，此时土壤含水量有一个突升的过程。虽然土壤温度并未达到 0℃，未出现冻土融化，但由于冻

土的孔隙存在，融雪水在冻土中有一个相应的下渗，导致了含水量的增加。气温逐渐升高，土壤含

水量变化明显。融雪过程结束后,活动层含水量又趋于均一。冰沟气象站的观测同样发现,在2月中旬为最寒冷的时候,土壤含水量一直保持不变,维持低位,随着气温回升,土层温度趋于同一。融雪期由于融雪水入渗,土温有一个抬升过程。大冬树垭口气象站冻土解冻开始于5月15日左右,冰沟气象站解冻开始于4月12日左右。

一般情况下,随着土层温度的增加会出现冻土解冻现象,使得土壤含水量增加。需要清楚的问题是,各个层次的土壤由于深度不一致,导热时间也不一致,同时各层之间相互影响,这种情况下其含水量如何随土壤温度升高而变化。选择大冬树垭口气象站5 cm、40 cm、80 cm观测数据分析发现,表层5 cm处土壤受温度影响最为明显,在0℃之前,土层含水量基本无变化,为3%左右,而一旦达到融化临界点,其含水量则迅速增加,最大达到45%左右。高于0℃时,含水量一般变化在2%~45%间,不再回落。5 cm处土层所表现出的温度-含水量变化特征与40 cm处基本相似,不同之处在于40 cm处最大含水量低于5 cm处,其原因在于土壤质地特征以及表层土受融雪水影响更大;120 cm处,观测时段内土温几乎未超过0℃,但土壤含水量仍然出现波动,这主要是由于融雪水下渗形成,和土壤本身解冻基本无关。

5 径流

选择径流最高值和最低值时段进行一日两次的日常观测,在典型融雪期,进行逐时加密观测。径流最高最低值出现时间一般较为固定,根据情况实时调整。观测发现,在积雪的各个阶段,径流表现出不同的变化特征。

(1) 雪积累期与融雪前期。雪积累期,积雪基本以升华和风吹雪两种形式损耗和迁移,径流以基流为主,不出现大的变动。融雪前期,雪损耗则主要表现为蒸发与融化。观测发现,一天之中气温较高时有融雪出现,融雪水主要形成“坡面漫流”,向谷地汇集,但气温迅速回落至0℃以下,不足以形成大规模的融雪径流。融雪水在流动一定距离后出现再冻结,具体表现为在河谷等汇流处出现大量冰体。冰体在不断的融化冻结过程中出现缓慢的流动现象,造成河床上冰积物越来越多,面积也越来越广。河冰为春季融化的第一次小洪峰的重要来源。

(2) 融雪期。3月12日夜间,流域出口处新雪开始大量融化并重结晶,形成表面冰层,此时可看

作融雪之开始。13日下午,流域出口处积雪大面积融化,一日之内融雪深为3~4 cm,径流出现混浊现象,流速与水深都突然加大,山间出现漫流。在此之前,一日之内径流波动不大,而进入融雪期,日间径流量变化明显。随着气温的升高,积雪融化逐渐加强,再冻结现象规模相应缩小。这段时间,气温较高时可出现大规模的融雪径流。一般于中午12:00~14:00时出现明显融雪径流现象,流量逐渐增大,而至夜间又逐渐回落。最终体现为流域出口处一天之内径流的明显波动,径流流速流量、泥沙含量皆变化明显。同时,随着时间的推移,总流量逐日增加。这种一日之内径流量循环涨落,同时总流量又逐日递增的态势,是融雪初期径流变化的典型特征。图8表示了逐日最大最小径流量的变化轨迹,通过对比可观察到融雪强度的变化过程。可以看出,在3月12日左右,一天之内径流值开始出现差异,当其差值最大的时候正是融雪最为剧烈的时候。4月初冰沟径流出口处开始第一次融雪径流峰值,此后共出现了3次大的融雪过程。

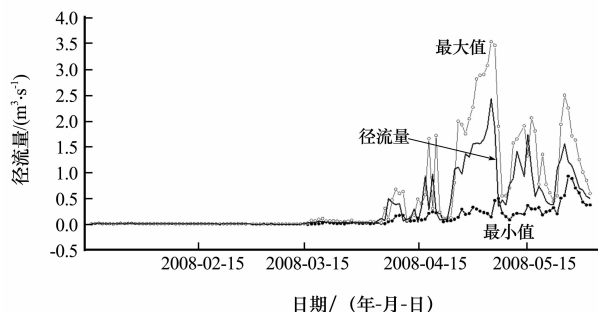


图8 积雪期逐日径流最大最小值

Fig. 8 The maximum and minimum daily runoff variations in snow cover period

河道上,由于大量径流流入,冰层上形成冰面流河冰层夹流。河冰在气温和水流作用下也逐渐融化,而夜间温度降低,表面水流则渐渐冻结。河道冰面形成冰花,水流在冰层底部流动。经过计算,冰沟流域2008年融雪期融雪水出流量达到 $3.98 \times 10^6 \text{ m}^3$ 。

6 结论

冰沟流域雪层浅,积累时间短,其演化过程有明显的阶段性。根据其特征,可具体划分为积累期、融雪前期、融雪期和雨雪期4个阶段。积累期降雪稀少,雪深呈平稳走低趋势;融雪初期有大量春季降雪;融雪期积雪融化和再冻结现象交替发

生, 融雪周期逐渐缩短。

冰沟流域雪面蒸发在冬季积雪水文循环过程中占有很大比例, 应当引起相当的注意。冬季几乎所有的降雪都损耗于雪面蒸发, 雪积累期和融雪初期雪蒸发量甚至超过降水量。整个积雪期, 雪蒸发量占到降水量的 68.6%。

风吹雪和地形相互作用, 形成积雪大规模的新分布。目前, 对于祁连山区乃至整个中国的寒区, 这方面的研究工作都进行的比较少。需要更加深入的是考虑流域地形, 在流域面上对风吹雪进行模拟和评估, 从而对其规律以及对水资源的影响获得较为准确的判断。

冬季冻土温度自 2 月中旬开始缓慢上升, 在融雪期趋于同一, 之后浅表冻土受温度影响较强, 表现出较大的波动性。由于积雪的隔热性, 冻土消融滞后于积雪融化。融雪初期, 融雪水在冻土中会有一定的下渗, 导致土壤含水量的增加。随着融雪期气温升高, 冻土消融, 土壤含水量变化明显。融雪过程结束后, 活动层含水量又趋于均一。

积雪的消融和再冻结逐日循环, 在融雪前期形成大量冰体, 向河道缓慢移动。融雪期一日之内径流量循环涨落, 最大最小流量之差逐渐扩大, 总流量逐日递增。在 2008 年, 冰沟流域融雪期融雪水出流量达到 $3.98 \times 10^6 \text{ m}^3$ 。

参考文献(References):

- [1] Bates B C, Kundzewicz Z W, Wu S H, *et al.* Climate Change and Water[R]. Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Geneva: IPCC Secretariat, 2008: 1—210.
- [2] Wang Jian, Li Shuo. Effect of climatic change on snowmelt runoffs in mountainous regions of inland rivers in Northwestern China [J]. Science in China(Series D), 2005, **35**(7): 664—670. [王建, 李硕. 气候变化对中国内陆干旱区山区融雪径流的影响 [J]. 中国科学(D 辑), 2005, **35**(7): 664—670.]
- [3] Li Xin, Ma Mingguo, Wang Jian, *et al.* Simultaneous remote sensing and ground based experiment in the Heihe River Basin; Scientific objectives and experiment design [J]. Advances in Earth Science, 2008, **23**(9): 897—914. [李新, 马明国, 王建, 等. 黑河流域遥感-地面观测同步试验: 科学目标与试验方案[J]. 地球科学进展, 2008, **23**(9): 897—914.]
- [4] Yang Zhenliang, Zeng Qunzhu, Liu Xinren, *et al.* Cold Region Hydrology in China [M]. Beijing: Science Press, 2000. [杨壮娘, 曾群柱, 刘新仁, 等. 中国寒区水文[M]. 北京: 科学出版社, 2000.]
- [5] Hood E, Williams M, Cline D. Sublimation from a seasonal snowpack at a continental, mid-latitude alpine site [J]. Hydrological Processes, 1999, **13**: 1781—1797.
- [6] Cline D. Snow surface energy exchanges and snowmelt at a continental, midlatitude Alpine site [J]. Water Resources Research, 1997, **33**: 689—701.
- [7] Essery R, Li L, Pomeroy J. A distributed model of blowing snow over complex terrain[J]. Hydrological Processes, 1999, **13**(14—15): 2423—2438.
- [8] Pomeroy J W, Gray D M, Landine P G. The prairie blowing snow model-characteristics, validation, operation[J]. Journal of Hydrology, 1993, **144**(1—4): 165—192.
- [9] Tarboton D G, Luce C H. Utah Energy Balance Snow Accumulation and Melt Model (UEB), Computer Model Technical Description and Users Guide [R]. Utah Water Research Laboratory and USDA Forest Service Intermountain Research Station, 1996.
- [10] Zhang T J. Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: An overview [J]. Reviews of Geophysics, 2005, **43**: RG4002.
- [11] Bayard D, Stahli M, Parriaux A, *et al.* The influence of seasonally frozen soil on the snowmelt runoff at two Alpine sites in southern Switzerland [J]. Journal of Hydrology, 2005, **309**: 66—84.
- [12] Sutinen R, Hanninen A, Venalainen R, *et al.* Effect of mild winter events on soil water content beneath snowpack [J]. Cold Regions Science and Technology, 2008, **51**: 56—67.
- [13] Luo L F. Effects of frozen soil on soil temperature, spring infiltration, and runoff: Results from the PILPS 2(d) experiment at Valdai, Russia [J]. Journal of Hydrometeorology, 2003, **4**: 334—351.
- [14] Iwata Y, Hayashi T, Hirota, Y, *et al.* Comparison of snowmelt infiltration under different soil-freezing conditions influenced by snow cover [J]. Vadose Zone Journal, 2008, **7**: 79—86.
- [15] Gray D M. Estimating areal snowmelt infiltration into frozen soils [J]. Hydrological Processes, 2001, **15**: 3095—3111.

The Snow Hydrological Processes during a Representative Snow Cover Period in Binggou Watershed in the Upper Reaches of Heihe River

LI Hong-yi¹, WANG Jian¹, BAI Yun-jie¹, LI Zhe¹, DOU Yan²
(1. Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou Gansu 730000, China; 2. Xinjiang Institute of Ecology and Geography, Chinese Academy of Sciences, Ürümqi Xinjiang 830011, China)

Abstract: The snow hydrological process in Binggou watershed in the upper reaches of Heihe River is described synthetically in this article, and the special snow characteristics in the watershed are analyzed in detail in a framework of snow-frozen soil-runoff. Snow sublimation and melt are calculated by the energy balance methods. The changes of water content and thermal properties of the frozen soil and the snowmelt runoff in Binggou watershed are analyzed too. The importance of blowing snow is illustrated especially. The results indicate that sublimation accounted for respectively 189.6% and 164.7% of precipitation in January and February in the 2008 snow cover period. The proportion decreased to 71.8% in March, while this proportion was 3.5% in April. Snow sublimation changes periodically along with snowpack and meteorological conditions. Wind speed accelerates snow sublimation and redistributes snowpack in a large scale; however, this influence is reduced

with increasing air temperature and snowmelt. The soil temperature in different depths increases after the middle February with increasing air temperature and reaches a stable condition. Snowmelt which occurs in the early snowmelt season can infiltrate into frozen soil because of the existence of soil cracks. With increasing air temperature, the soil water content changes following the snowmelt process. At the end of snowmelt period, the active layer water content of the frozen soil reaches a constant. Snowmelt season began on March 12, followed by three large-scale melt processes. The snowpack melts and refreezes in the early snowmelt season, causing ice to accumulate in the valley and moves slowly. The difference between the maximum and minimum runoff increases and the runoff increases day by day. The sum of snowmelt runoff was $3.98 \times 10^6 \text{ m}^3$ in the whole snowmelt season.

Key words: snowmelt; snow sublimation; blowing snow; frozen soil; upstream of Heihe basin