

祁连山冰沟流域冻土水文过程^①

Permafrost Hydrological Processes in Binggou Basin of Qilian Mountains

杨针娘 杨志怀 梁凤仙 王 强

(中国科学院兰州冰川冻土研究所)

提 要 冰沟实验流域位于祁连山北坡中段, 海拔 3 431—4 401 m, 流域面积为 30.48 km², 年平均气温为-2.5℃。流域内进行系统水文、气象观测实验研究始于 1984 年。近年来为进一步探讨冻土活动层对水文过程的作用, 观测地下水位、冻结与解冻随季节变化的观测实验研究。得出冻土水文过程受制于下垫面与大气水热状况。受制于气候变化的气温、降水, 冻结与解冻直接影响冻土区径流的产汇流过程及其径流特征。

关键词 祁连山 冻土水文 活动层 冻结 解冻

我国西部高寒山区的水文过程在很大程度上受多年冻土、季节冻土及其水热状况的影响。祁连山山区河流约有 50% 以上的面积分布于 3 500 m 以上高度带, 这里是多年冻土与季节冻土、高山积雪和冰川发育的地区。我国青藏高原冻土北界的年平均气温为-2.0—-3.0℃(程国栋, 1979), 祁连山山区正好处于多年冻土的下限。全国冻土面积约占我国领土面积的四分之一。然而在我国系统地开展冻土水文过程研究, 起步较晚。“六五”期间冰川冻土研究所承担了中国科学院重大项目“祁连山区冰川、气候与径流变化”研究的同时, 于 1984 年在祁连山区中段、黑河上游的冰沟流域建立寒区径流实验流域。1989—1991 年获国家自然科学基金项目的资助, 进一步在该流域探讨冻土地区水文物理过程的研究。本文基于该流域的观测实验资料讨论: 1) 冻土水热状况对径流形成过程的影响; 2) 冻土地区水文基本特征; 3) 流域水量平衡。

1 研究流域

冰沟实验流域位于祁连山中段北坡黑河流域的源头(图 1)。位于 100° 12′—100° 18′ E, 38° 1′—38° 4′ N, 海拔 3 431—4 401 m。研究流域的面积为 30.48 km², 海拔 3 431—3 900 m 的面积约占 50%。实验区的下方为森林带。海拔 3 500—4 000 m 为良好的高山草场, 4 000 m 以上为植被稀少的高山荒漠区。冻土现象相当发育, 如石流、岩屑坡、石环、鱼鳞状草皮、热融泥流和热融滑塌等。河谷两岸分布灌丛, 沿河谷两岸的活动层深度为 1.0—1.5 m, 向两侧山坡上的一级阶地增厚(3.0 m 以上)。气象场

^①本文属国家自然科学基金资助项目。

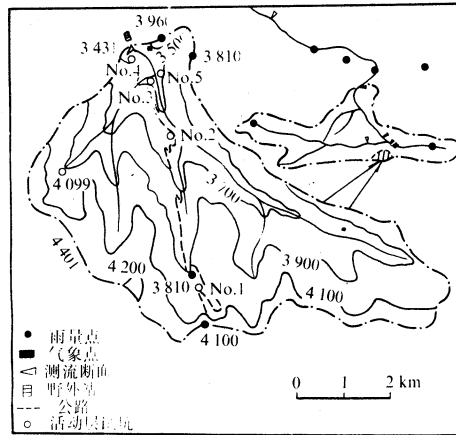


图1 冰沟研究流域

的年平均气温为 -2.5°C ，最低气温达 -30.8°C ，最高气温为 24.8°C ，流域源头的年平均气温为 -7°C 。流域平均年降水量为 686 mm ，10—4月为固态降水。季节性积雪深度约 0.5 m ，最深可达 $0.8\text{—}1.0\text{ m}$ 。

在海拔 3431 m 处设测流断面，其东北侧还设山坡径流实验流域，海拔 $3470\text{—}4150\text{ m}$ ，面积 0.292 km^2 。气象场(海拔 3452 m)观测气温、地温、降水、蒸发、湿度、日照、风速、风向等。源头于海拔 4100 m 还设气象点，观测气温、湿度和降水。另外于3个山顶设高山降水对比观测点以及5个试坑(海拔分别为 $3956, 3510, 3473, 3440$ 和 3490 m)。观测地温、地下水位和冻结与解冻的变化过程(图1)。

2 气温、地温、地下水位与冻结面对径流的影响

2.1 气 温

气温通常作为热状况的重要指标，是冻土发育、活动层内冻融过程的重要因素之一。我国西部山区气温的分布受纬度和海拔的控制，同时也受局地因素的影响。

根据冰沟实验流域内气象场观测资料的统计，1984—1991年年平均气温为 -2.5°C ，年平均气温递减率为 $0.48^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 。以连续多年冻土区年平均气温为低于 -5.0°C (周幼吾等，1982)考虑，那么冰沟流域在海拔 4000 m 以上则为连续多年冻土区，负温期达9个月(9—5月)。而低于上述海拔为不连续多年冻土区，负温期为7个月(10—4月)。从气温过程线分析得知，下游于4月下旬，上游于6月气温开始稳定上升至 0°C 以上。由此则可确定出各高度地表开始产流日期与地表径流的终止日期(图2)。分析表明，随着海拔的升高产流期愈短，而水文过程停止活动的时间愈长(Yang Zhenniang *et al.*, 1991a)。

2.2 地 温

(1) 不同季节地温的变化：观测资料表明，在阴坡、缓坡地形的过湿地(如试坑

No.1, No.3, No.5), 冻土活动层的深度为 1.0—1.5 m; 阴坡的一级阶地(试坑 No.4), 冻土活动层深度约 3.0 m。而在阳坡的一级阶地(气象场与 No.2), 挖至 3.2 m 未出现多年冻土层。根据气象场绘出的地温剖面图(图 3)可以看出, 1—4 月从地面以下至 3.2 m

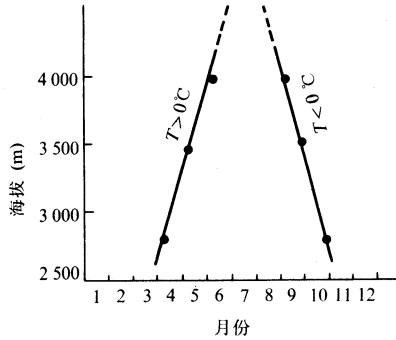


图 2 不同海拔气温 $T > 0^{\circ}\text{C}$ 和气温 $T < 0^{\circ}\text{C}$ 的关系

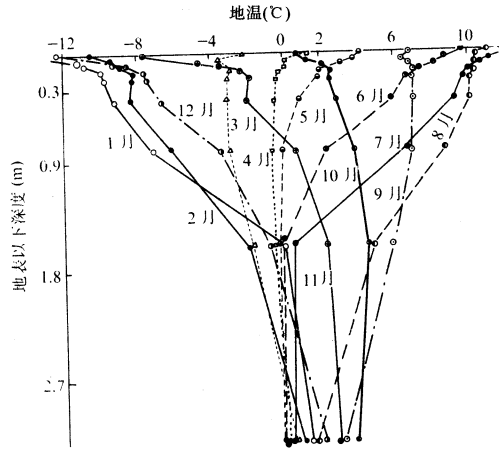


图 3 气象场地温剖面图(1991年)

以内的地温均处于负温; 5 月的表层地温(0—1.5 m)开始出现正温, 而在地表以下 1.5—3.2 m, 5—6 月的地温仍接近 0°C 。冬季(12—2 月)上层地温为负, 而下层地温为正。表明地温受气温影响, 地表以下 1.5—2.5 m 地温大约滞后于气温 2 个月。在阴坡一级阶地, 试坑 No.4 的地温剖面图(图 4)与图 3 基本相似, 但图 4 在 5—6 月间, 地表 0.5 m 以下的地温仍处于冻结状态。

(2) 冻融层的时空变化: 冻土活动层深度受地形、坡向、海拔、岩性、土壤含水量与下垫面状况制约。1) 随着海拔的升高, 在相同的融化层深度, 其融化的出现时间愈迟; 2) 干土层比湿土层的解冻深度深; 3) 南坡的解冻时间早于北坡, 而冻结时间则相反(图 5)。可见, 地温的时空分布是影响寒区径流的主要因素之一。不同季节的径流: 1) 春初, 因表层土壤处于冻结状态, 流域内基本无地表径流形成。5 月初表层土壤已处于正温, 虽然有融雪过程, 但融水被雪层吸收, 以及流域的填注作用, 因此地表径流十分微弱, 这是我国西部山区河流春旱相当严重的主要原因。2) 春末夏初, 冻土的融化层深度尚浅, 冻土层的存在如隔水层一样, 阻止水流入渗(Dingman, 1975), 在满足流域表层的初损之后迅速形成地表径流, 所以山区春季融雪径流的单位面积产流量大(杨针娘, 1981); 3) 盛夏已达到最大融化层深度, 季节冻土层消失, 流域的调蓄能力增强, 下渗及蒸发量大, 洪峰削减, 故夏季洪峰不及春季洪峰大(特大暴雨除外), 基流量大; 4) 冬季, 泉水与地下水补给河流, 因气温很低则形成河冰, 河道封冻, 沿河谷两岸冲沟多处出现冰锥。大约半年水文过程停止活动。

2.3 活动层内的水位和冻结面

河谷两岸的活动层深度浅(1.0—1.5 m), 地下水相当丰富, 由河谷向两岸山坡的活动层深度增厚, 地下水位埋深很深。上游河谷活动层内的地下水受季节变化的影响较为

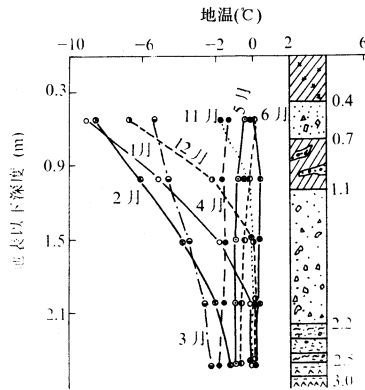


图4 试坑 No.4 地温剖面图

0.0—0.4 m: 棕色草炭亚粘土, 湿; 0.4—0.7 m: 灰绿色粗砂石层, 砾石占 50%; 0.7—1.1 m: 草炭亚粘土与碎砾石; 1.1—2.2 m: 黄绿土, 粗砂碎石层, 随深度增加含量增至 70%; 2.2—3.0 m: 灰黑色, 泥炭层, 2.2 m 见冻, 2.5 m 以下为泥炭层

明显。如试坑 No.1, 6 月的冻结面离地面 0.5 m, 7—8 月的冻结面基本消失, 地下水位由 0.5 m 上升至 1.0 m 左右; 9—10 月因气温急降, 地表既无融水也无雨水补充, 流域储水量逐渐减少, 相应的地下水位下降, 而冻结面由低部缓慢上升, 冰厚逐渐增厚(图 6a)。而在下游河谷的试坑 No.4, 6 月的地下水基本消失, 7 月下旬冻结面缓慢上升(图 6b), 上游河谷的地下水位是与山坡浅层泉水的出露有关。而位于下游山坡的试坑其地下水位明显是与降水入渗过程有关。当雨季到来之时, 首先满足土壤含水量, 然后流域储水量增大, 相应的地下水位逐渐升高; 在无降水日, 流域储水量通过地下水的形式向河谷排泄。到秋季气温下降至 0℃ 以下, 固态降水出现, 相应的地下水位下降, 因双向冻结使冻结面逐渐上升, 地下水增厚。可见, 流域的表层径流直接受活动层内的水位与

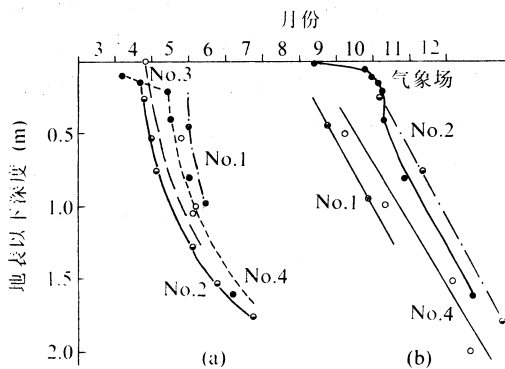


图5 融化层与冻结层随季节的变化
(a). 融化层; (b). 冻结层

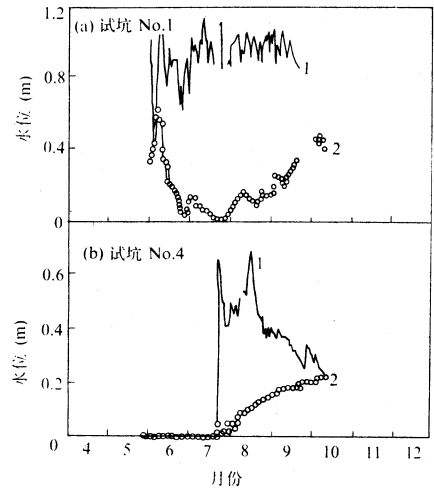


图6 试坑 No.1 和 No.4 的活动层水位与冻结面(1991 年)
1. 水位; 2. 冻结面

冻结面变化的影响。

3 冻土地区水文过程的基本特征

3.1 河川径流情势

冰沟地处高寒山区, 水文过程除了受制于大气的水热状况, 冻土下垫面也是不可忽略的重要因素之一。

春季(4—5月), 山区的积雪随着气温的回升, 从低山向高山带融化, 河冰也从下游向上游解冻。但春秋因气温较低, 仅于中午的气温高于 0°C , 而夜间气温急降, 故雪层中的融水未排出雪层到夜间又冻结成冰。其次大量的融水被雪层吸收(Woo *et al.*, 1983)和满足流域填洼(Woo, 1986), 因此, 春初的融水径流相当微弱(杨针娘, 1988)。到春末夏初(5—6月)气温稳定上升至 0°C 以上, 积雪大量融化, 融水强度增大, 但因季节冻土融化层较浅, 约 0.5 m 左右, 融水的渗透十分微弱(Kane *et al.*, 1983), 冻土的隔水作用十分明显(杨针娘, 1981), 单位面积产流量大, 因此春季融雪洪峰一般比夏季雨洪的洪峰大(图7)。此外, 据观察冻土地区的小沟、小溪, 春季的早晨一般均有一股小水流,

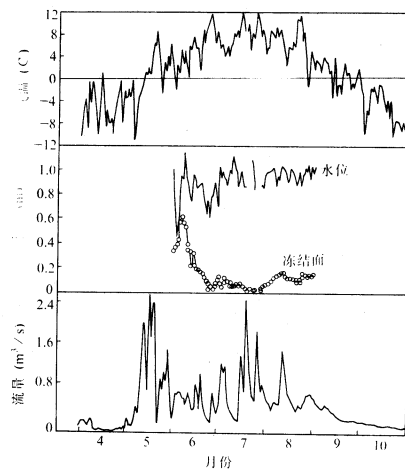


图7 气温、水位、冻结面和流量过程线(1991年)

但到了上午11时以后就断流, 傍晚或晚上大量山水下来补给河道。这是冻土地区水文过程独具的特色。

夏季, 流域的积雪已消失, 降水为河流的主要补给水源。季节冻结层消失, 隔水作用减弱, 流域的调蓄能力增强, 大量降水入渗使冻土活动层内的地下水位提高, 流域的地表径流和表层流同时汇入河道。流域储水以泉水的形式补给河流, 起提高基流量、削减洪峰的作用。然而, 夏季虽然季节冻土消失, 但多年冻土层的存在仍起到阻止水流向深处入渗。冻土地区暴雨的出现, 易形成山洪暴发。如1989年7月间, 冰沟出现50 a不遇的暴雨, 引起滑坡、泥石流和山洪, 冲毁公路、桥梁, 影响交通达1个多月。

秋季, 因气温急降至 0°C 以下, 地表已无液态降水补充, 流域内不断排泄地下水,

流域储水量不断减少, 出现退洪流量过程。河谷附近的活动层出现双向冻结, 10月的冻结面已达地表。11月因气温远小于 0°C , 河冰逐渐形成, 泉水出露的沟谷多处形成冰锥。水文过程停止活动约达半年之久。祁连山冻土地区冰沟的上述水文情势(图7)与北美亚极地融雪水型河流很相似(Church, 1974)。

3.2 冰沟流域水量平衡特征

流域水量平衡方程:

$$P = R + E \pm \Delta S \quad (1)$$

式中: P 为流域平均降水量; R 为径流量; ΔS 为流域储水量的变化, 包括冻土层内地下水(冰)、河冰、积雪储量的变化。分析表明, 冰沟年平均降水量(1984—1991年)具有随海拔升高而递增的趋势, 结合流域高度面积分布曲线, 以面积加权求出流域的平均降水量为 686 mm。但是, 因实际降水量比实测降水量偏小(杨大庆等, 1988; Unesco, 1978; Woo *et al.*, 1979), 根据冰沟的降水对比观测资料, 其修正系数为 20%(Yang Zhenniang, 1991b), 从而求得修正后的流域年平均降水量为 806 mm。实测径流深为 568 mm, 假定 ΔS 的多年平均值为零, 则流域的年平均蒸发量为 238 mm。冰沟(0.70)与天山乌鲁木齐河源(0.70)(杨针娘, 1991)和北极地区的径流系数(0.7—0.8)很相近(Anderson, 1974; Findlay, 1969; Kane *et al.*, 1973; Woo, 1983)。由此可见, 冻土地区的径流系数比非冻土地区的径流系数大, 而且随着气候变暖径流系数明显减小。由表 1 所示, 以 1984 和 1991 年相比较, 后者降水量稍偏多, 但气温明显偏高(0.7°C), 其径流系数偏小 0.28。表明降水虽然偏多, 气候变暖, 冻土地区的河流水量反而比正常年偏小很多。1991 年整个河西干旱比较严重, 河东的石羊河水系, 冻土地区的河流水量偏小的百分比远远超过降水量减少的百分比。

综上所述, 可以得到如下结论:

(1) 高寒山区多年冻土与季节冻土的存在是影响冻土水文过程的重要因素之一。冻土作为不透水层可以提高流域融雪与降雨径流的产流量, 与 Slaughter 等(1983)的研究结果相似。

(2) 多年冻土埋深受地形、坡向、海拔、土壤含水量及下垫面等的制约。气候变化对活动层内地下水位、冻结面的作用, 直接影响冻土区的水文过程。冰沟冻土区的水文

表 1 冰沟流域水量平衡计算结果

年 份	降 水 量* (mm)	径 流 深 (mm)	蒸 发 量 (mm)	径 流 系 数 (α)	气 温 ($^{\circ}\text{C}$)
1984	713	529	184	0.74	-2.9
1985	804	548	256	0.68	-2.5
1986	804	682	122	0.85	-2.8
1987	811	595	216	0.73	-1.9
1988	812	704	108	0.87	-2.4
1990	935	568	365	0.60	-2.2
1991	761	348	413	0.46	-2.2
平均	808	568	238	0.70	-2.4

* 加 20%降水修正系数。

情势与北美亚极地融水河流相似。

(3) 冻土地区的径流系数(0.70)高于非冻土地区, 并随气候变化而发生变化。

参 考 文 献

- 杨大庆、姜彤、张寅生、康尔泗, 1988. 天山乌鲁木齐河源降水观测误差分析及其改正. 冰川冻土, 10(4): 384—399
- 杨针娘, 1981. 我国西部山区河流类型. 冰川冻土, 3(2): 24—31
- 杨针娘, 1988. 中国冰川融水径流及其对河流的补给作用. 中国冰川概论. 北京: 科学出版社, 187—204
- 杨针娘, 1991. 中国冰川水资源. 兰州: 甘肃科学技术出版社, 108—110
- 周幼吾、郭东信, 1982. 我国多年冻土的主要特征. 冰川冻土, 4(1): 1—19
- 程国栋, 1979. 青藏高原多年冻土与加拿大北部多年冻土的一些差别. 冰川冻土, (2): 39—42
- Anderson J C, 1974. Permafrost hydrology studies at Boot Creek and Peter Lake Watersheds, N.W.T. PROC. workshop seminar on permafrost hydrology. Can. Nat. Comm. IHD., Ottawa, 39—44
- Church M, 1974. Hydrology and permafrost with reference to North America. Proc. Workshop Seminar on Permafrost Hydrology, Can. Nat. Comm., IHD, Ottawa, 7—20
- Dingman, 1975. Hydrologic effects of frozen ground. U.S. Army CRREL Sepc. Rep. 128, 55
- Findlay R F, 1969. Precipitation in northern Quebec and Labrador: An evaluation of measurement technique. Arctic, 22: 140—150
- Kane D L, Stein J, 1983. Water movement into seasonally frozen soils. Water Resources. Res. 19: 1 547—1 557
- Kane D L, Carlson R F, 1973. Hydrology of the central Arctic River basin of Alaska. Inst. of Water Resources Rep. No. IWR-41, University of Alaska, 55
- Woo M K, Petter, 1979. Measurement of trace rainfall at a high Arctic site. Arctic. 32(1): 80—84
- Woo M K, Philip Marsh, Peter Steer, 1983. Basin water balance in a continuous permafrost environment, Permafrost fourth international conference, Proceedings, 1 407—1 411, National Academy Press washington, DC
- Woo M K, 1983. Hydrology of drainage basin in the Canadian high Arctic. Am ASSOS. Am. Geogr. (73): 577—596
- Woo M K, 1986. Permafrost hydrology in North America. ATMOSPHERE—OCEAN 24(3): 202
- Slaughter C W, Hilgert, Culp E H, 1983. Summer streamflow and sediment yield from discontinuous—permafrost headwaters catchments. Proc. Fourth international conference on permafrost, Fairbanks, Alaska, 1 172—1 177
- UNESCO, 1978. World water balance and water resources of the earth. 120—129
- Yang Zhenning, Yang Zhihui and Wang Qiang, 1991a. Characteristic of hydrological processes in a small high mountain, Snow hydrology and Forests in High Alpine Area (Proceedings of the Vienna Symposium, August, 1991. IAHS publ. (205): 232—233
- Yang Zhenniang, 1991b. Estimation of mass—balance and runoff component of Urumqi glacier No.1 from water—balance analysis. NORTHERN HYDROLOGY, Selected perspectives, NHRI Symposium (6): 353—362