

拉萨河冬季径流对气候变暖和冻土退化的响应

巩同梁^{1,2}, 刘昌明^{1,3}, 刘景时⁴

(1. 北京师范大学水科学研究院, 北京 100081;
2. 西藏自治区水利规划勘测设计研究院, 拉萨 850000;
3. 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101;
4. 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100085)

摘要: 20世纪90年代以来, 拉萨河流域的气温经历了10年升高0.54℃的气候变暖, 这期间以秋冬季升温为主。在近40年(1963~2004年)气候和28年(1976~2004年)月径流数据的基础上, 研究了具有多年冻土的高海拔拉萨河流域的冻土和水文响应。结果表明, 冬季径流对11~2月气温升高具有显著响应, 在12~2月份增加了16%, 其中2月份增加22%。水热相关分析表明, 10~11月地表温度升高0.8~0.9℃导致冬季河流水量增多, 介于0.9~1.5m深度的季节冻土深度和温度变化导致了径流量变化的响应。20世纪90年代的气候变暖使得多年冻土区的季节冻土深度萎缩了大约14cm, 冻土区的冬季径流水文响应比气温更快、更显著。但冻土积雪观测的不足使冬季水文变化具有不确定性。

关键词: 拉萨河; 冻土; Mann-Kendall 检验; 气温; 冬季径流

1 引言

科学家已经预言了不断增加的温室气体会导致区域气温和降水量的变化。气候变化已经影响了水文循环, 如降水的时空的重新分布, 雪的积累和融化, 蒸发, 地表水和地下水转化等^[1]。这些潜在的作用已经对我国东北、西北和青藏高原寒冷地区的水资源和生态环境产生了重大影响^[2-4], 特别是在我国西藏高原的江河源区^[5]。

通过对近40年高原气温变化检测表明, 西藏大部分地区四季和年平均气温为升温趋势, 尤其是秋、冬季; 以最低温度显著上升, 而且高海拔地区比低海拔地区升温强烈。西藏年平均气温以0.26℃/10a的增长率上升, 明显高于全国和全球气温的增长率, 20世纪90年代多异常偏暖年^[3, 6, 7]。同时, 高原东北部、高原东南部和高原南部区冻土厚度表现出变薄趋势, 其代表站的最大冻土深度平均比80年代变浅2.0、5.0和14cm, 反映了对气候变暖的响应, 呈现出与全球气候变暖的趋势^[8]。同时, 勘探发现近30年来青藏高原多年冻土北界发生较大规模的多年冻土退化, 多年冻土面积从1975年的 $160.5 \times 10^4 \text{ km}^2$ 退化成现在的 $141.0 \times 10^4 \text{ km}^2$, 缩小约12%。开始出现多年冻土的最低高程为4385m^[9-12], 比1975年升高了25m。近30年来研究区的气候变暖是造成北界多年冻土退化的主要原因^[5, 6]。

在某种尺度上, 河流流量特征的季节模式反应了区域气候和自然地理条件的综合效应。这种平均模式可以是稳定的, 其径流在年内表现出相同的季节性; 在多种气候条件下其流量特征变化也可能是不稳定的。独立于气候和自然地理条件, 这种流量特征模式

收稿日期: 2006-01-22; 修订日期: 2006-04-02

基金项目: 国家自然科学基金项目(40561002); 中国科学院院长基金项目; 国家科技攻关计划项目(2005BA901A11)

[Foundation: National Natural Science Foundation of China, No.40561002; President Foundation of CAS; National Key Project of Science and Technology of China, No.2005BA901A11]

作者简介: 巩同梁(1965-), 男, 山东淄博人, 博士研究生, 主要研究方向为水资源水环境。

© 1994-2006 Chinese Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.academy.org.cn

响应了大气和地表的交互作用以及气温和降水两种变量的变化。西藏大部分地区秋、冬季年平均气温的升温趋势最为显著，因此，本文选择具有高山冻土背景的拉萨河流域冬季径流和冻土作为研究对象，对冬季水文和冻土响应进行检测，这项研究对于水资源和生态环境变化预测有重大意义。从另一方面来说，一些关于河流流量的代表性和敏感性指标比如年最小流量变化，能显示出与冻土退化相关性。

2 研究区域

拉萨河为雅鲁藏布江中游左岸的一级支流，流域范围在东经 $90^{\circ}05' \sim 93^{\circ}20'$ 、北纬 $29^{\circ}20' \sim 31^{\circ}15'$ 之间，流域面积 32896 km^2 。流域西部和北部以念青唐古拉山为界，东南部与雅鲁藏布江流域相邻，河流向南在海拔约 3730m 处流入雅鲁藏布江。本文选择拉萨河中游的旁多水文站控制范围为研究区，其海拔 4050m 以上流域面积为 16459 km^2 。地貌形态包括西南-东北走向的山脊和平行的河谷以及有冰川覆盖的河源区，流域平均海拔约 5400m 。海拔在 4340m 以下的下游河段分布有广阔的河流谷地及平原（表1，图1）。

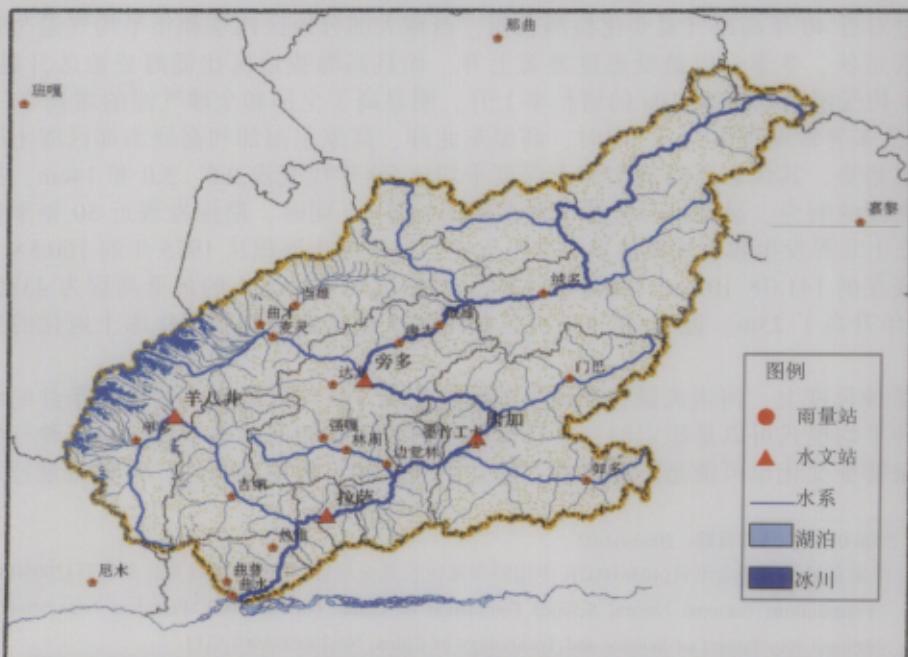
在西藏拉萨河北部的季节冻土及北部沿念青唐古拉山不连续多年冻土范围内，活动层的面积分布和深度与山的纬度和海拔紧密联系^[7-12]。流域内植被稀疏，多为草原与荒漠，

表1 拉萨河流域旁多站水文及冰川冻土特征值

Tab. 1 Hydrological and glaciological-geocryological characteristics of the studied watershed

测站高度 (m,a.s.l)	集水面积 (km ²)	年径流深 (mm)	冰川面积* (km ²)	年温度** (°C)	1月温度** (°C)	冻土覆盖** (%)	平均高度*** (m)	年降水量 (mm)
4050	16459	376.0	337.59	1.6	-9.7	40	4500	538.5

Note: * 冰川面积来自中国冰川编目；** 冻土参数来自中国冻土 4800m , a.s.l.; *** 流域高程生成于自美国联邦地质调查局(USGS/Gtopo30')。**** 气温资料来自西藏当雄气象站。



植被与土壤有明显的垂直分布规律。在海拔 5200m 以上为高山寒漠土，海拔 5000m 左右的坡地布满高山草甸土，海拔 4500m 以下的坡地植被较好，生长着茂盛的牧草和灌木丛，局部地区长有圆柏、桧柏、白柳、山柳等树木，在河谷地带分布有狼牙刺、沙草等植物，覆盖度较低。

我们收集了研究区内当雄县 44 年气象资料 (1961~2004 年) 和旁多水文站 28 年 (1976~2004 年) 冬季 12~2 月流量、气温和降水量数据。当雄站海拔 4250 m，距离旁多水文站约 40 km。当雄站的年平均气温为 1.6 °C，流域范围降水量分布不均匀，从下游的 450 mm 到中游的 600 mm，夏季占 80~90 % 左右。冬季寒冷而且漫长，从每年 11 月到次年 3 月，通常在 1 月份日气温最低，达到 -20 °C，最低气温达到 -25 °C。在北部高山区，1 月份的平均气温能低于 -30 °C，有多年冻土和季节冻土分布。旁多站上游有岛状冻土，特别是在高海拔地区。流域内 10 月到 4 月有积雪分布，所以冬季河流只能靠深层地下水补给，而且受地表土壤冻融影响很大。在 6~9 月天气受印度洋季风控制，多雨的夏季降雨产生的地表径流是河流的主要水循环方式^[9]。

3 研究方法

3.1 趋势检验

传统参数检验是标准趋势检验简单的样本与时间回归相关。非参数统计检验基于 Mann-Kendall 排列相关系数^[13-15] (M-K 法)，非参数统计检验认为分析变量具有非正态分布，这在水文气象观测系列中常见。经常应用于评价水文气象要素时间序列趋势的显著性^[16, 25]。M-K 法定义统计量 U_t 来检验变化。假定有一个水文变量的时间序列，例如流量， X_1, X_2, \dots, X_T ，其中 T 是时间序列的长度。

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(x_j - x_k) \quad (1)$$

$$\begin{array}{ll} \text{如果 } \theta > 0, & \text{sgn}(\theta) = 1 \\ \text{如果 } \theta = 0, & \text{sgn}(\theta) = 0 \\ \text{如果 } \theta < 0, & \text{sgn}(\theta) = -1 \end{array} \quad (2)$$

式中：n 为样本系列数， X_j 和 X_k 为系列数值。

M-K 法检验有两个非常重要的检测趋势的参数，置信度显示趋势的长度，斜率大小表示趋势的大小和方向。假设有向上 (或下) 趋势数据不会被排除。如果 S 有零平均和方差；就否定该时间内没有变化的假设。那么又定义了以下变量：

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} \quad (3)$$

为抛物线分布。

$$\text{则常规的 Z 检验为: } z = \frac{S}{[\text{Var}(S)]^{0.5}} \quad (4)$$

一旦确定有水文气象系列趋势，利用 Hirsch 等^[11]给出估计趋势大小 β (斜率) 的方法：

$$\beta = \text{Median} \left[\frac{(X_j - X_k)}{j - k} \right] \text{所有 } k < j \quad (5)$$

式中： β 出现正值表示气温、降水呈上升趋势，负值表示为气温、降水下降趋势。

3.2 变点识别与分析

水文序列变点检测与识别是研究水文序列对气候变化响应的统计方法之一，Pettitt^[17-19]提出的非参数检验方法具有检测范围宽、定量化程度高的特点，能够较好地识别一个水文时间系列的突变点，在变点检测方法中应用较多且物理意义最为清晰。这种检

验基于 Mann-Whitney 的统计函数 $U_{t,N}$, 已经被证明如果 2 个样本系列来自同样的分布, 则函数如下:

$$U_{t,N} = U_{t,-1,N} + \sum_{j=1}^N \text{sgn}(x_t - x_j) \quad t = 2, \dots, N \quad (6)$$

式中: 如果 $x > 0$ 则 $\text{sgn}(x) = 1$; 如果 $x = 0$ 则 $\text{sgn}(x) = 0$; 如果 $x < 0$ 否则 $\text{sgn}(x) = -1$.

Pettitt 检验的假设是样本序列没有变点。它的统计量 K_N 和具有一定信度的概率为:

$$K_N = \text{Max}_{1 \leq t \leq N} |U_{t,N}| \quad (7)$$

$$p = 2\exp\left\{-6(K_N)^2/(N^3 + N^2)\right\} \quad (8)$$

4 结果分析

4.1 变化与变点

图 2 为 1976~2003 年旁多水文站近 27 年来冬季径流变点检测曲线。图中实线 (U_1 向正方向变化) 和虚线 (U_2) 的交点位置所对应的横坐标即是突然变化点年份, 而且此检测通过 99% 的可靠性检验。因此通过变点识别可以检测其后面的系列变化趋势。旁多水文站冬季 12 月径流变点年份为 1997 年(图 2a), 表明旁多水文站 12 月份的径流自 1997 年开始呈上升趋势。旁多水文站冬季 1 月径流变点年份为 1982 年(图 2b), 表明该站 1 月份的径流自 1982 年开始呈上升趋势。该站冬季 2 月径流变点年份为 1985 年(图 2c), 可以确定该站 2 月份的径流自 1985 年开始呈上升趋势。旁多站冬季月流量突变点和明显的增加(上升)趋势。

根据对旁多径流序列变点检测统计(图 3), 检测出冬季径流的突变年(表 2)、年变化率及可靠性等级。这些突然变化分别出现在 1985 前后, 最早 1 月径流增加始于 1982 年, 最晚 12 月出现在 1997 年。1 月径流具有最大变率 ($\beta = 0.075$) 和最高敏感性。

4.2 相关分析

野外观测和实验室测试表明, 土壤水分迁移与土壤前期含水量和土壤温度有密切关系, 而且冻土中未冻水含量与冻土温度成正比, 即冻土温度越高, 土壤水含量越大^[20-22]。尽管冻土温度与气温、积雪厚度和植被覆盖有关, 且气温起主导作用^[23, 24], 同时检测和调查发现后二者没有明显趋势变化。因此 20 世纪 90 年代以来的冬季气温上升必然导致地温上升。Liu 等在我国黑龙江所做的类似研究也表明地下温度与冬季河流径流存在可靠相关, 在没有土壤温度资料情况下, 经相关统计发现 12~2 月气温与冬季流量具有较显著的相关特性, 通过了 90% 可靠性检验, 证明冬季水分增大是暖冬所致。图 4 及相关统计结果如下:

$$Q_{12} = -0.0228T_{12}^2 - 0.25T_{12} + 6.874 \quad R^2 = 0.161 \quad (6)$$

$$Q_1 = -0.0526T_1^2 - 0.974T_1 + 1.233 \quad R^2 = 0.136 \quad (6)$$

$$Q_2 = 0.045T_2^2 + 0.701T_2 + 7.09 \quad R^2 = 0.154 \quad (6)$$

式中: T_i 为 12~2 月为各月气温 $^{\circ}\text{C}$, Q 为 12~2 月各月流量; R^2 为相关系数的平方。

表 2 Mann-Kendall 检验的突变点年 (YY) 冬季温度及径流趋势斜率 β 和信度水平 α

Tab. 2 Approximate year (YY) according to Mann-Kendall test of abrupt change and the slope β in upward trends of winter temperature (T) and discharge (Q) under the confident levels α

1月		2月		12月		
突变点年份	趋势斜率	信度水平	突变点年份	趋势斜率	信度水平	
气温 流量	1982	0.075	99%	1985	0.080	99%
				1997	0.052	99%
				1997	0.072	95%

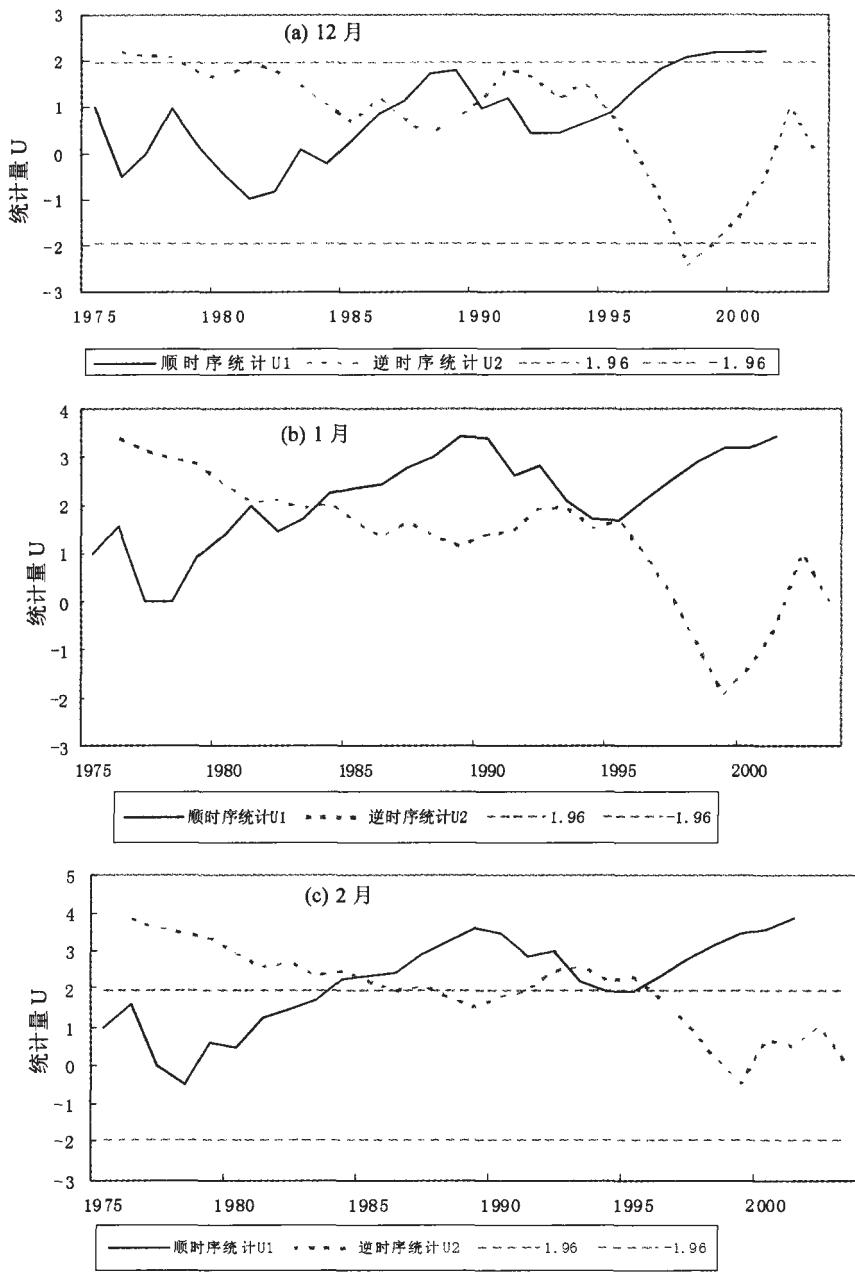


图 2 1976~2003 年旁多站冬季径流变点检测曲线
Fig. 2 Change point at cold region discharge at the Pangdo in 1976-2003

5 结论

本文利用西藏高寒山区水文站水文资料检测了暖冬影响冻土，后者有影响冬季河川径流的实事。结果表明：

(1) 拉萨河流域水文站流量系列数据灵敏地响应了气候变化对水文过程的影响，而且具有较高的可靠性和代表性。我们的分析统计结果与刘景时等^[18]对我国东北大兴安岭多年冻土冬季河流水流急剧增加与冻土退化的结论一致，表明冻土中水分在热力驱动下的迁

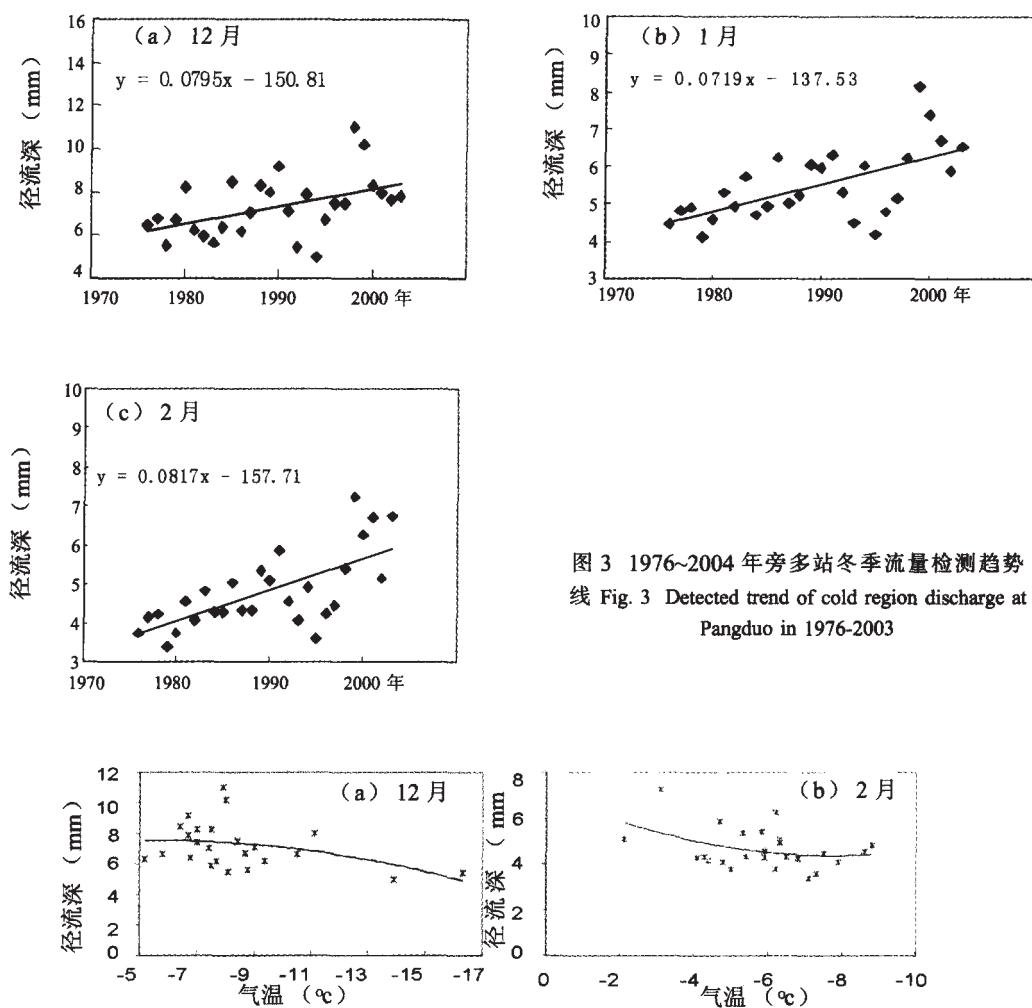


图3 1976~2004年旁多站冬季流量检测趋势
线 Fig. 3 Detected trend of cold region discharge at Pangduo in 1976-2003

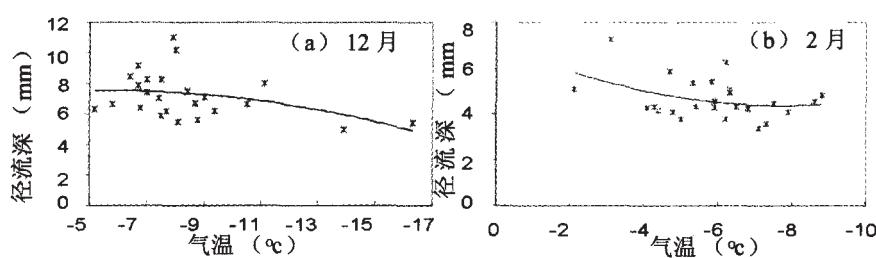


图4 西藏拉萨河旁多冬季气温与径流深相关图

Fig. 4 Correlation between December and February temperature and runoff in the Lhasa River

移具有普遍性，不受时间空间的限制。

(2) 冬季水循环过程反映冬季前后水热交换的空间变化，弥补了气象观测及冻土监测只能代表点或线的缺陷。过去人们都把检测水文和气候变化的研究重点放在气象站和夏季。本文研究表明，在即使夏季水量无法反映气候变化的情况下，冬季河川径流仍有较高的可靠性和灵敏性，尤其是1月流量变化可作为气候变化的指示器。

(3) 拉萨河以及西藏许多河流都分布有冰川和冻土，冬季又极端干旱。冬季升温，河流水量增加对增加土壤水分，保育植物根系，改善草原生态环境等都极为有利。当然本文没有检测出降水(雪)变化趋势，说明水文气象站积雪观测缺乏代表性，也缺乏冻土时间系列资料，这需要在今后的水文观测加以改善和补充，以促进我国高寒地区气候变化对水循环的影响的观测研究更完整，更科学。

致谢：对帮助收集整理水文气象资料的西藏自治区水文水资源勘测局王宏局长，谢玉红副局长，王静工程师，巴桑赤列工程师等表示衷心感谢。

参考文献 (References)

- [1] Houghton J T, Meira F, Callander B A et al. IPCC 2001 Third Assessment Report--Climate Change: Summary for Policymakers.
- [2] Qin Dahe. Climate and Environmental Changes in China. Beijing: Science Press, 2005. 104-181. [秦大河. 气候与环境的演变与及预测. 见: 中国气候与环境演变(上卷). 北京: 科学出版社, 2005. 104-181.]
- [3] Shi Yafeng. An Assessment of the Climatic Shift from the Warm-dry into Warm-wet in Northwest China. Beijing: China Meteorological Press, 2003. 7-55. [施雅风. 中国西北气候由暖干向暖湿转型评价. 北京: 气象出版社, 2002. 7-75.]
- [4] Liu Jingshi, N Hayakawa M, Lu S Dong et al. Hydrological and geocryological response of winter streamflow to climate warming in Northeast China. Cold Region Science and Technology, 2003, 37: 15-24.
- [5] Zhou Youwu, Wang Yinxue, Gao Xingwang et al. Ground temperature, frozen ground distribution and climate warming in Northeast China. Journal of Glaciology and Geocryology, 1996, 18(suppl.): 139-147. [周幼吾, 王银学, 高兴旺等. 我国东北部冻土温度和分布与气候变暖. 冰川冻土, 1996, 18(增刊): 139-147.]
- [6] Wang Shaoling, Zhao Xiufeng, Guo Dongxin et al. Response of frozen ground to climatic change in the Qinhai-Xizang Plateau. Journal of Glaciology and Geocryology, 1996, 18(suppl.): 157-165. [王绍令, 赵秀锋, 郭东信等. 青藏高原冻土对气候变化的响应. 冰川冻土, 1996, 18(增刊): 157-165.]
- [7] Wang Genxu, Shen Yongping, Cheng Guodong. Eco-environmental change and causal analysis in sources regions of the Yellow River. Journal of Glaciology and Geocryology, 2000, 22(3): 200-211. [王根绪, 沈永平, 程国栋. 黄河源区生态环境变化与成因分析. 冰川冻土, 2000, 22(3): 200-211.]
- [8] Du Jun. Recent change of air temperature for 40 years in Qinghai-Xizang Plateau. Acta Geographica Sinica, 2001, 56(6): 682-690. [杜军. 西藏高原近 40 年的气温变化. 地理学报, 2001, 56(6): 682-690.]
- [9] Wang Chenghai, Dong Wenjie. Abnormal characteristics of interannual variation in seasonally frozen ground, Qinghai-Xizang Plateau. Acta Geographica Sinica, 2001, 56(5): 523-531. [王澄海, 董文杰. 青藏高原季节性冻土年际变化的异常特征. 地理学报, 2001, 56(5): 523-531.]
- [10] Liu Changming. Research progress in geographical hydrology and its prospect in 21st century. Acta Geographica Sinica, 1994, 49(suppl.): 601-608. [刘昌明. 地理水文学的研究进展与 21 世纪展望. 地理学报, 1994, 49(增刊): 601-608.]
- [11] Cheng Guodong, Wu Bangjun. Discussion on mathematical model of high-elevation permafrost seasonality. Journal of Glaciology and Geocryology, 1983, 5(4): 1-8. [程国栋, 吴邦俊. 高海拔多年冻土分布的地带性数学模式之探讨. 冰川冻土, 1983, 5 (4): 1-8.]
- [12] Zhou Youwu. Geocryology in China. Beijing: Science Press, 2000. 9-218. [周幼吾. 中国冻土. 北京: 科学出版社, 2000. 9-218.]
- [13] Mann H B. Non-parametric tests against trend. Econometrica, 1945, 13: 245-259.
- [14] Kendall M G. Rank Correlation Measures. London: Charles Griffin, 1975.
- [15] Hirsch R M, Slack J R, Smith R A. Techniques of trend analysis for monthly water quality data. Water Resources Research, 1982, 18: 107-121.
- [16] Jenkins G M, Watts D G. Spectral Analysis and Its Applications. Holden-Day, San Francisco, California, 1968.
- [17] Pettitt A. A nonparametric approach to the change-point problem. Applied Statistics, 1979. 28-126.
- [18] Nakano Y, Tice A, Ollphant J et al. Transport of water in frozen soil: I. experimental determination of soil-water diffusivity under isothermal conditions. Adv. Wat. Res., 1982, 5: 221-226.
- [19] Nakano Y, Tice A, Ollphant J et al. Transport of water in frozen soil: II. effect of ice on the transport of water under isothermal conditions. Adv. Wat. Res., 1983, 6: 15-25.
- [20] Li Shuxun, Cheng Guodong. Problem of Heat and Moisture Transfer in Freezing and Thawing Soils. Lanzhou: Lanzhou University Press, 1996. 3-245. [李述训, 程国栋. 冻土中的水热传输问题. 兰州: 兰州大学出版社, 1996. 3-245.]
- [21] Nelson F E, Shiklomanov N I, Mueller G R. Estimating active layer thickness over a large region: Kaparuk river basin, Alaska, U.S.A. Arctic and Alpine Research, 1997, 29: 367-378.
- [22] Yamazaki T, Kondo J, Nishida A. Seasonal frost depth of grounds with the bare surface, snow cover and vegetation. J. Jap. Snow and Ice, Japan, 1998, 60: 213-224.
- [23] Zhang T, Osterkamp T E, Starnes K. Effect of climate on the active layer and permafrost on the northern slope of Alaska, U.S.A. Permafrost & Periglacial Processes, 1997, 8: 45-67.
- [24] Liu Jingshi, Hayakawa N, Lu M et al. Winter streamflow, ground temperature and active-layer thickness in Northeast China. Permafrost and Periglacial Processes, 2003, 14(1): 11-18.
- [25] Xu Z X, Takeuchi K, Ishidaira H. Long-term trends of annual temperature and precipitation time series in Japan. Journal of Hydroscience and Hydraulic Engineering, 2002, 20(2): 11-26.

Hydrological Response of Lhasa River to Climate Change and Permafrost Degradation in Xizang

GONG Tongliang^{1,2}, LIU Changming^{1,3}, LIU Jingshi⁴

(1. Institute of Water Science, Beijing Normal University, Beijing 100875, China;

2. Institute of Water Resources, Tibetan Autonomous Region, Lhasa 850000, China;

3. Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Beijing 100101, China;

4. Institute of Tibetan Plateau Research, CAS, Beijing 100085, China)

Abstract: Air temperature in the Lhasa River basin has increased by 0.54°C since 1990, particularly in winter and autumn, while precipitation did not increase in the same period. Based on climatological data of (1963-2003) and monthly runoff data of 28 years (1976-2004), the hydrological and geocryological response to the climate change was studied. The significant response to the temperature rising from the winter streamflow during November to February was detected, winter streamflow during December to February increased by 16% and in February by 22%. Correlation analysis between water flow and temperature indicated that the rise in temperature in October and November by 0.8-0.9°C resulted in the increase in winter streamflow, the seasonal frost at depth of 0.9-1.5 m became thinner comparing with that before the 1990s, the thickness decreased by about 14 cm. The hydrological response from winter flow in a permafrost basin is more sensitive and quicker than that of air temperature. There are un-certainties due to the lack of both soil frost and snowfall survey on the Tibetan Plateau.

Key words: Lhasa River; permafrost, winter streamflow; Mann-Kendall test; correlation