

# 青藏高原唐古拉山冬克玛底河流域 水文过程特征分析

张寅生<sup>1</sup> 姚檀栋<sup>1</sup> 蒲健辰<sup>1</sup> 效存德<sup>1</sup> 康世昌<sup>1</sup>  
侯书贵<sup>1</sup> 太田岳史<sup>2</sup> 矢吹裕伯<sup>3</sup>

(1 中国科学院兰州冰川冻土研究所, 730000; 2 日本岩手大学农学部; 3 日本名古屋大学大气-水圈科学研究所)

**摘 要** 利用 1993 年 5~9 月连续时间序列的资料, 对青藏高原唐古拉山冬克玛底冰川区及其流域的水文过程特征进行初步分析。由于青藏高原季风环流的影响, 在性质不同气团控制所产生的降水天气过程的降水量差别极大, 该区域主要降水集中在 6~8 月, Tretyakov 雨量器对标准雨量器捕捉率的修正量小于天山地区的研究结果。该流域地面蒸发过程较为强盛, 各种下垫面的蒸发量占流域水量平衡收入的 37%, 土壤蒸发量与水面蒸发和土壤含水量之间关系密切。流域平均径流系数为 0.63, 径流模数为 26 L/(s·km<sup>2</sup>), 冰川融水径流对整个流域径流影响很大, 冰川融水对流域径流的补给率为 49%。冰川融水径流主要产生于 7~9 月初, 时间短, 但强度大, 其冰川融水径流量除与气温变化有关外, 还与能量过程重要因子——冰川表面反射率呈幂函数关系。

**关键词** 唐古拉山 冬克玛底河流域 水文过程

冬克玛底河流域位于青藏高原腹地的唐古拉山区, 海拔均在 5 000 m 以上, 河谷谷底为古冰川作用形成的平坦开阔的稀疏草地。植被为单一的短草植物, 生长最盛时高度约为 3~5 cm。河流源头发育着两个分支的冬克玛底冰川, 山顶高处为基岩裸露。年平均气温为 -6.0℃, 气温年较差为 24.9℃, 全年只有 6~9 月平均气温在 0℃以上。年平均相对湿度为 65%, 降水集中于 6~9 月。

笔者于 1993 年 5~9 月在该流域进行了一系列的水文特征观测。观测项目为降水、地面及水面蒸发, 流域径流量及地面和冰川表面气象观测, 冰川物质平衡观测。本文拟以冬克玛底河流域冰川消融期 (5~9 月) 连续的实测资料, 分析其水文过程变化特征。

## 1 测点及观测方法

观测点的布设如图 1 所示。在冬克玛底河河口附近设一水文站, 其附近地面设立降水、蒸发和气象观测站, 该水文站称为流域站, 控制着整个冬克玛底流域, 控制面积约 50.50 km<sup>2</sup>。冬克玛底冰川末端设有水文站, 冰川表面设一气象站并在其侧碛上设一降

水观测点, 该水文站称为冰川区站, 控制面积为  $21.49 \text{ km}^2$  (其中冰川面积  $16.40 \text{ km}^2$ )。降水和蒸发采用手动方式, 径流及气象观测均为自动记录, 仪器记录间隔为  $1 \text{ h}$ 。

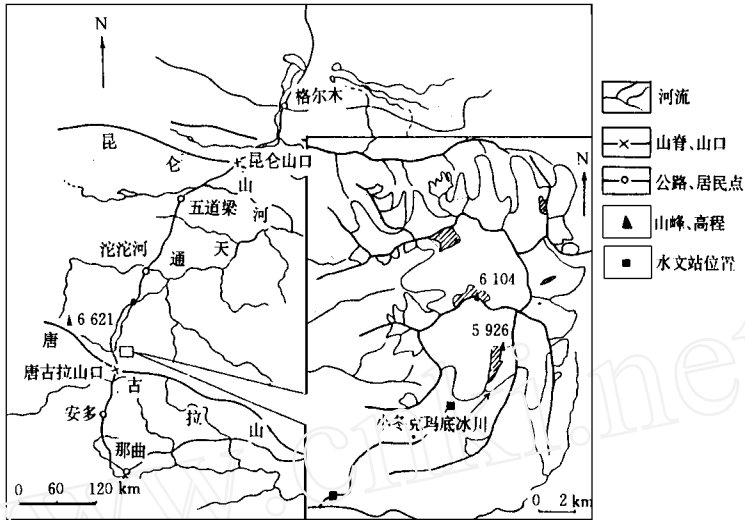


图 1 观测区域示意图

Fig. 1 Sketch map of the observation area

降水量利用标准雨量器观测, 根据降雨过程结束随时量测。为减少风对雨量器捕捉率的影响, 亦布设了加防风圈的 Tretyakov 雨量器对标准雨量器进行校正。

蒸发观测采取 Lysimeter 称重法:

$$E = W/S + P_r \quad (\text{mm}) \quad (1)$$

式中:  $E$  为蒸发量;  $W$  为自然土体重量变化;  $S$  为容器面积;  $P_r$  为降水量。  $W$  每天 20 00 时称重得到, 从式 (1) 即可得日蒸发量。同时亦进行了水面蒸发、潜在蒸发及土壤含水量观测。

如上所述, 研究区域径流观测以两个站控制。以整个流域径流量减去冰川区径流量即得流域非冰川区径流量; 再以非冰川区径流系数估算冰川区非冰川下垫面由于降水形成的径流量, 对冰川区水文站所得径流量进行分割可得冰川融水径流。

## 2 结果与分析

### 2.1 降水

观测期间各月降水量如表 1 所示。与夏季其它月份相比, 5 月降水量极少, 这估计是青藏高原季风所造成的大气环流形式所致。据姚檀栋等 (1993) 的研究, 该区域自 5

月底或 6 月初开始为海洋性气团所控制，两种气团控制的降水过程数量差别极大，这一点已被降水的氧同位素分析所证实。

表 1 冬克玛底河流域 1993 年夏季月降水量

Table 1 Monthly precipitation on the Dongkemadi River Basin in the summer of 1993

月 份	降 水 量 (mm)		观 测 时 段
	标准雨量器	Tretyakov	
5	7.8	8.3	5月18~31日
6	92.2	96.7	整 月
7	135.8	144.9	整 月
8	125.9	133.2	整 月
9	49.4	52.7	9月1~22日

Tretyakov 降雨器所观测各月降水量均高于标准雨量器的观测值，观测时段内前者高出后者 6.2%，该修正率小于天山乌鲁木齐河流域的研究结果（杨大庆等，1988）。由于观测期间为 5~9 月，该结果在用于年降水量修正时偏小，但据研究该区域 5~9 月降水量占全年的比例为 92.5%~94.1%（丁良福等，1993），所以年降水量的修正率也不会很大。相关分析得到：

$$P_{Tt} = 1.0616 P_{Ts} + 0.0406 \quad (\text{mm/d}) \quad (2)$$

(样本数 133; 相关系数 0.99)

式中： $P_{Tt}$ 与  $P_{Ts}$ 分别为 Tretyakov 雨量器与标准雨量器的观测降水量。本文的计算均利用前者观测结果，所以观测时段总降水量为 436.6 mm。

## 2.2 蒸发

冬克玛底河流域的土壤月蒸发量与其降水量具有相似的季节变化特征（表 2），但其变差明显要小得多，既显示了土壤蒸发量随降水量的大致变化，又表明其具有相对独立变化的特性。地面蒸发过程受到气候要素、下垫面条件等诸多因素所控制，相关分析表

表 2 1993 年夏季冬克玛底河流域土壤日蒸发量及平均土壤含水量

Table 2 Monthly soil evaporations and average soil water contents on the Dongkemadi River Basin in the Summer of 1993

月 份	土壤蒸发 (mm/月)	潜在蒸发 (mm/月)	水面蒸发 (mm/月)	土壤含水量 (%)	
				0~4 cm	10~14 cm
5	24.8	77.5	133.3	43	33
6	63.0	99.0	147.0	40	37
7	83.4	105.4	142.6	52	46
8	77.5	111.6	127.1	45	46
9	54.0	90.0	87.0	47	52

明, 土壤蒸发量与水面蒸发之间存在以下线性关系:

$$E = 0.726 E_w - 0.20 \quad (\text{mm/d}) \quad (3)$$

(样本数 150; 相关系数 0.853)

式中:  $E$  为土壤蒸发量;  $E_w$  为水面蒸发量, 它是以 20 cm 直径蒸发器观测得到的, 其观测值要稍高于实际水面蒸发量。

土壤的给水性能是决定地面蒸发量的重要因子, 它是由土质、土壤结构及土壤含水量所构成。同一地点即在其它两项因子不变情况下, 土壤蒸发量与其表面含水量密切相关, 两者之间应存在指数关系 (Brutsaert, 1982)。以观测结果拟合得到:

$$E = \left(\frac{W}{23.8}\right)^{1.646} \quad (\text{mm/d}) \quad (4)$$

(样本数 150; 相关系数 0.816)

式中:  $W$  为地表土壤含水量。对式 (3) 取  $W$  的导数, 则有:

$$\frac{dE}{dW} = 0.2464 W^{0.646} \quad (5)$$

式 (5) 的意义在于当其它因子保持恒定时, 土壤蒸发量的变化除决定于土壤含水量的变化值外, 还与其本身大小有关。例如当土壤含水量为 50 % 时, 其值变化 1 % 会使 0.11 mm 的土壤蒸发量变化; 土壤含水量为 80 % 时, 其值变化 1 % 会使土壤蒸发量变化 0.15 mm。

### 2.3 径流

表 3 给出了 1993 年夏季冬克玛底河整个流域、冰川区及推算出的非冰川区各月的径流量。整个流域的径流量与其降水量有相似的季节变化特征, 5 月经流量很小, 只占观测时段总径流量的 2.2%; 8 月经流量最大, 占总径流量的 42%; 7, 8 两个月的径流量占总径流量的 83%。冰川区径流量 5, 6 两个月均为零, 7 月突然增加, 8 月最大。从月总径流量的变化与降水量最为相似的是非冰川区径流量, 各月经流量所占比例与降水量的比例非常接近。

从图 2 给出的非冰川区日径流量和日降水量的变化过程可看出以下特征: 首先, 尽

表 3 1993 年夏季冬克玛底河流域月径流量 ( $\times 10^5 \text{ m}^3$ )

Table 3 Monthly discharges on the Dongkemadi River Basin in the Summer of 1993

月 份	冬克玛底河流域	冬克玛底冰川区	非冰川区
5	3.59	0.00	3.59
6	11.24	0.00	11.24
7	65.57	37.85	27.71
8	67.17	52.90	14.27
9	12.31	6.23	6.08
合 计	159.88	96.98	62.89

管 5~6 月发生了一定强度的降水过程，但并未导致非冰川区径流量出现峰值变化，这是由于该区域海拔很高，5~6 月夜间气温依然低于 0，地表白天融化，夜间冻结的缘故。落到地表的降水亦经历冻结 - 融化 - 再冻结的缓慢过程，极难形成径流。7 月初地表完全融化，冻土活动层厚度增加，加之强度较大的连续降水，便形成观测时段最高的径流峰值。日径流深近 12 mm。其次，径流过程高峰期往往形成于较为连续的降水过程，是由于土壤径流的形成过程所决定的，降水到达地面首先要满足表层土壤的饱和状态，然后才能形成径流，所以相当一部分不连续的降水消耗于土壤的蒸发过程。三是径流变化过程明显较降水变化过程平缓，或者说前者较之后者的变化有一个滞后时间。

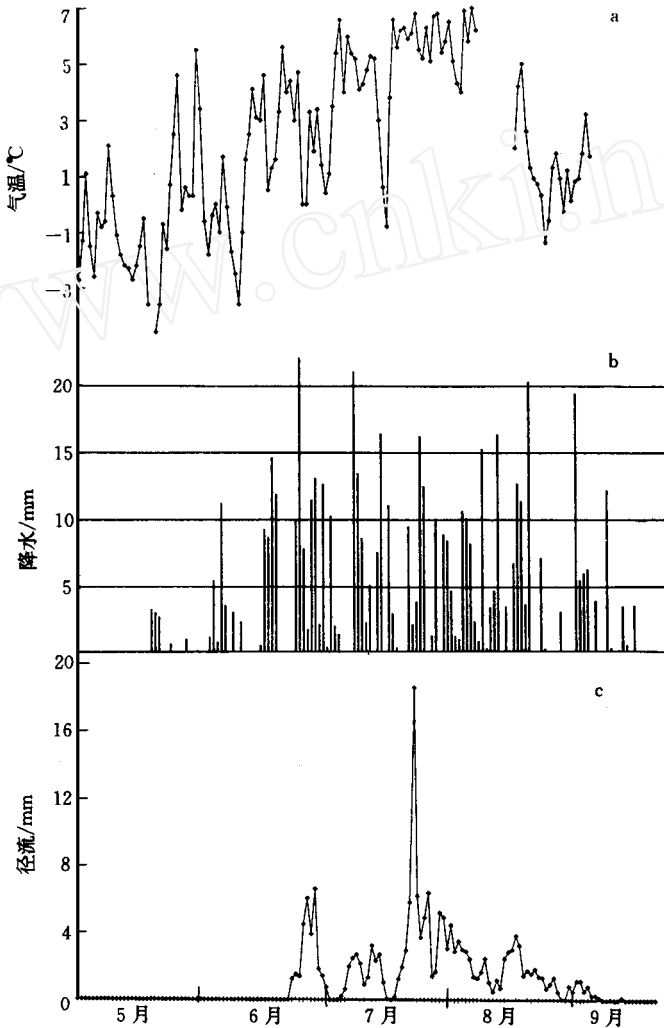


图 2 冬克玛底河流域非冰川区 1993 年夏季气温 (a)，降水 (b) 和径流 (c) 变化过程

Fig. 2 Variations of daily temperature (a), precipitation (b) and discharge (c) in ice - free area of the Dongkemadi River Basin in the Summer of 1993

## 3 讨论

### 3.1 冰川融水径流的估算

冰川融水径流, 较为普通的定义是冰川表面当年积累区和消融区内的冬春季节雪、夏季固、液态降水和冰川冰、冰内、冰下以及埋藏冰融水径流, 即**冰川区除去裸露山坡径流的所有径流量** (杨针娘, 1991)。对于冰川融水径流的准确计算十分困难, 因为在冰川区流域内不存在任何一点可以布设水文站使其只控制冰川融水径流过程。目前应用较广的是**利用径流系数相似法进行估算**, 即利用同流域相似下垫面条件非冰川区径流系数, 估算裸露山坡降水所形成的径流量, 从而得到冰川融水径流量。即:

$$R_g = R - R_B \quad (6)$$

$$R_B = K_B \cdot P_r \quad (7)$$

式中:  $R_g$  为冰川融水径流量;  $R$  为冰川区总径流量;  $R_B$  为裸露山坡径流量;  $K_B$  为非冰川区径流系数;  $P_r$  为降水量。

**冰川区的降水观测位于其侧碛之上**, 由于某些客观原因限制, 其资料序列不完整。根据现有资料计算得到冰川区的降水总量为非冰川区的 1.33 倍, 因而冰川区观测时段降水量推算值为 579 mm, 由此可得裸露山坡径流量为 313 mm, 冰川融水径流量为 494 mm。

冰川表面的物质平衡量亦可用水量平衡方程计算:

$$B = P_r - (E + R_g) \quad (8)$$

式中:  $B$  为冰川物质平衡值;  $E$  为冰川表面蒸发量。根据能量平衡计算结果, 该冰川表面消融期蒸发量在其总消融中的比例为 22.9%。

以上式求得冰川物质平衡值为 85 mm, 而同时段物质平衡实测值为 222 mm, 两者相差 137 mm, 若以降水量作为误差评价基点, 其相对误差为 23%。造成误差的原因估计有: 一是物质平衡与径流量观测计算误差; 二是以非冰川区径流系数代替冰川区裸露山坡径流系数所带来的误差, 裸露山坡的下垫面性质决定了其径流系数会高于非冰川区, 该误差使  $B$  的计算值偏小; 三是降水观测误差, 本文所用降水资料均是未加修正过的, 若以天山地区研究的结果 (25%) 进行修正,  $B$  的计算值与实测值仅相差 9 mm。

### 3.2 冰川区径流过程的模拟

冰川融水径流由于其估算过程往往存在误差, 所以很多研究工作均对冰川区的实测径流过程进行模拟。

图 3 点绘了冰川区无降水日径流  $R$  (mm) 与日平均气温  $t$  ( ) 的关系, 相关分析得到:

$$R = 6.8 e^{0.222t} \quad (\text{mm}) \quad (9)$$

(样本数 52; 相关系数 0.79)

式中： $e$  为自然对数的底。

冰川的融水径流实际上是能量过程在冰川表面作用的结果。从图 4 点绘的冰川区无降水日径流量  $R$  (mm) 与日平均反射率  $ALB$  的关系，可看出两者成较好的幂函数关系。相关分析得到：

$$R = 1.05 \cdot ALB^{-4.97} \quad (10)$$

(样本数 52; 相关系数 0.74)

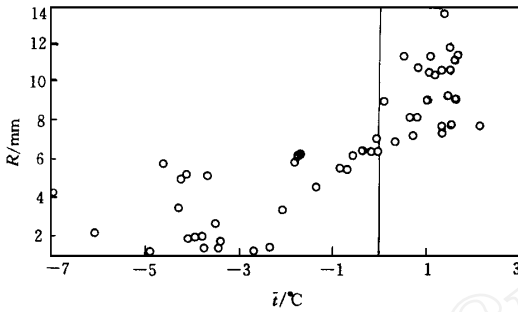


图 3 冰川区日径流量 ( $R$ ) 与冰川表面气温 ( $t$ ) 之关系

Fig. 3 Relationship between daily discharge ( $R$ ) and air temperature upon glacier surface ( $t$ )

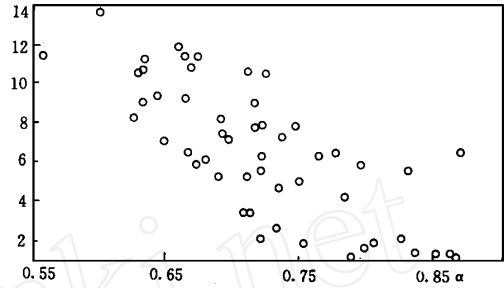


图 4 冰川区日径流量 ( $R$ ) 与冰川表面反射率 ( $\alpha$ ) 的关系

Fig. 4 Relationship between daily discharge ( $R$ ) and albedo ( $\alpha$ ) on glacier in the Dongkemadi River Basin

### 3.3 径流基本参数分析

各种不同下垫面的产流量大小一般以径流模数表示，其意义在单位面积、单位时间所形成的径流量。表 4 给出了观测时段各区域的径流模数，非冰川区的平均产流量只有冰川区的二分之一。

径流系数是表征流域在某一时段内产流特征的基本参数。表 5 给出了 1993 年夏季各月及观测时段平均径流系数的变化状况。冰川区与非冰川区分别在 8 月和 5 月经流系数大于 1，即径流量大于降水量 (表 5)，这是由于冰雪融水和冻土区地下冰融化参加径流过程所造成的，这也是高寒水文过程的特征之一。

### 3.4 水量平衡分析

表 6 是冬克玛底河流域 1993 年 5~9 月水量平衡计算结果，其中的水当量是以整个流域面积平均而得到的。从表 6 可见，该流域覆盖率为 33% 的冰川所产生的融水径流对整个流域的水文过程影响很大，冰川融水径流量占整个水分支出的 30%。冰川融水对河流径流的补给率为 49%，冰川融水径流量与冰川表面蒸发量之和即冰川表面的水分支出为整个流域的三分之一。整个流域的蒸发量在水文过程中的地位非常重要，土壤蒸发量占整个流域水分支出的三分之一。该流域平均近 500 mm 的降水，有 63% 产生于径流，37% 用于蒸发。

表 4 1993 年夏季冬克玛底河流域不同下垫面的径流模数

Table 4 Runoff modulus on different surfaces in the Dongkemadi River Basin in the Summer of 1993

项 目	流 域	冰 川 区	非 冰 川 区
面 积 (km <sup>2</sup> )	50.50	21.49	29.01
冰川覆盖率 (%)	33	76	0
径流模数 [L/ (s · km <sup>2</sup> )]	26	38	20

表 5 1993 年夏季冬克玛底河流域各月径流系数

Table 5 Runoff coefficients in the Dongkemadi River Basin in the Summer of 1993

月 份	流 域	冰 川 区	非 冰 川 区
5	0.52	0.00	1.49
6	0.30	0.00	0.40
7	0.78	0.92	0.66
8	0.87	1.39	0.37
9	0.71	0.55	0.40
观测时段	0.63	0.78	0.66

表 6 1993 年夏季冬克玛底河流域水量计算结果

Table 6 The calculated results of water budget in the Dongkemadi River Basin in the Summer of 1993

		×10 <sup>4</sup> m <sup>3</sup>	mm	占收支比例
收入项	降 水 量 *	2 507.2	496	+ 100
支出项	非冰川覆盖区径流	836.0	166	- 33
	土 壤 蒸 发	878.1	173	- 34
	冰川融水径流	782.2	154	- 30
	冰川表面蒸发	81.9	16	- 3
平衡结果		- 65	- 13	

注: \* 降水量以面积加权平均得到。

## 参 考 文 献

- 丁良福等. 1993. 唐古拉山中段冰川发育的气候条件. 见: 青藏高原冰川气候与环境. 北京: 科学出版社, 96~105.
- 杨大庆等. 1988. 乌鲁木齐河源降水观测系统误差分析及改正. 冰川冻土, 10 (4): 384~399.
- 杨针娘. 1991. 中国冰川水资源. 兰州: 甘肃科学技术出版社, 83~85.
- 姚檀栋等. 1993. 青藏高原唐古拉山地区降雪中 <sup>18</sup>O 特征及其与水汽来源的关系. 见: 青藏高原冰川气候与环境. 北京: 科学出版社, 22~26.
- Brutsaert H. 1982. Evaporation into the Atmosphere, Reidel Publishing Compang. Dordrecht Holland, 33~35.



## The Features of Hydrological Processes in the Dongkemadi River Basin, Tanggula Pass, Tibetan Plateau

Zhang Yinsheng<sup>1</sup>, Yao Tandong<sup>1</sup>, Pu Jianchen<sup>1</sup>, Xiao Cunde<sup>1</sup>,  
Kang Shichang<sup>1</sup>, Hou Shugui<sup>1</sup>, T. OHTA<sup>2</sup> and H. YABU KI<sup>3</sup>

(1 Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, CAS, 730000; 2 Faculty of Agriculture, Iwate University,  
Morioka 020, Japan; 3 Institute of Hydrospheric - Atmospheric Sciences,  
Nagoya University, Nagoya 464 - 01, Japan)

### Abstract

**Based** on the measurement from May to September 1993 in the Dongkemadi River Basin, Tanggula Pass, Tibetan Plateau, the hydrological features are analysed in this paper. The amount of precipitation is quite different under different types of weather processes which controlled by plateau monsoon circulation of the atmosphere; precipitation in the study region mainly occurs in the period from June to August; the catch ratio of standard rain-gauge, comparing to Tretyakov rain-gauge, is low, and the precipitation correction is lower than that in the Tianshan Mts. The evaporation is high and takes 37% for outgoing of water balance; the soil evaporation relates well with water evaporation and soil water content. The mean runoff coefficient is 0.63; the mean runoff modulus is 26 L/(s·km<sup>2</sup>). The water of glacier ablation takes an important role in the discharge of the whole basin, accounting for 49%. The ablation runoff mainly occurs from the beginning of July to the beginning of September, that not only relates with air temperature and also with the albedo on the glacier.

**Key words:** Tanggula Pass, Dongkemadi River Basin, hydrological process

**第一作者简介:** 张寅生, 男, 35岁, 副研究员, 1983年毕业于西北大学地理系自然地理专业, 1993年在中国科学院兰州冰川冻土研究所获博士学位。现主要从事冰川与寒区气候气象研究工作。