

论文

中国西北干旱区夏季径流量对大气 0°C 层高度变化的响应

陈忠升, 陈亚宁*, 李卫红

中国科学院新疆生态与地理研究所荒漠与绿洲生态国家重点实验室, 乌鲁木齐 830011

* 联系人, E-mail: chenyn@ms.xjb.ac.cn

收稿日期: 2011-10-31; 接受日期: 2012-04-27

国家重点基础研究发展计划(编号: 2010CB951003)资助

摘要 基于 1960~2009 年夏季(6~8 月)西北干旱区四个典型区域的 8 个探空站逐日观测资料和 9 条河流出口逐日径流资料, 利用 Mann-Kendall 非参数检验法, 对西北干旱区近 50 a 来夏季河流径流量和 0°C 层高度时间序列变化趋势、突变时间及其显著性进行分析, 并借助线性回归和弹性系数法, 建立二者的定量关系. 主要结论如下: (1) 近 50 a 来, 天山北坡和祁连山北坡夏季 0°C 层高度上升趋势显著, 天山南坡上升趋势不明显, 昆仑山北坡则以 2.33 m a^{-1} 的速率显著下降, 而同期的天山南、北坡和祁连山北坡夏季径流量增加趋势显著, 昆仑山北坡增加趋势不明显, 除昆仑山北坡外, 其余三区二者之间具有相同的变化趋势; (2) 突变分析表明, 各典型区域之间两要素发生突变的时间并不完全相同, 在同一典型区域内也不尽一致; (3) 四个典型区域夏季径流量与 0°C 层高度二者之间均表现出显著的正相关, 除祁连山北坡通过 0.05 显著性检验水平外, 其余三区皆通过 0.01 显著性检验水平, 说明西北干旱区夏季 0°C 层高度的升降已成为影响河流径流量变化的一个至关重要的因素; (4) 昆仑山北坡、天山南坡、天山北坡和祁连山北坡夏季径流量对 0°C 层高度变化的敏感性系数分别为 7.19, 6.63, 3.80 和 2.79, 表明西北干旱区夏季径流量对 0°C 层高度变化的敏感性存在区域差异, 河流冰川融水径流补给比重不同是产生区域差异的直接原因, 而区域之间冰川规模有异是根本原因.

关键词
径流量
0°C 层高度
弹性系数
区域差异
西北干旱区

随着全球社会经济的快速发展, 人类的各种活动对全球气候系统产生了显著影响. 有关研究表明, 过去 100 a(1906~2005 年)地球表面气温上升了 0.74°C , 近 50 a 来的线性增温速率为 $0.13^\circ\text{C} (10 \text{ a})^{-1}$, 变暖幅度自 20 世纪 90 年代来明显加速, 且未来 100 a 全球气温可能升高 $1.1\sim 6.4^\circ\text{C}$; 自 20 世纪 50 年代以来, 全球低层高空大气总的升温趋势与近地层类似, 约变

暖 $0.1^\circ\text{C} (10 \text{ a})^{-1}$, 全球气候变暖已经成为不争的事实^[1]. 高空大气是气候系统的重要组成部分, 确定高空气温变化趋势成为气候变化研究不可或缺的基础, 近年来迅速成为气候变化研究中最重要方向之一^[2~5]. Guo 和 Ding^[6]利用中国 116 个探空站的无线电探空资料对中国 1958~2005 年间的高空气温变化趋势进行分析发现, 400 hPa 标准气压层以下的高空气

温呈明显的增加趋势, 且增幅在高海拔地区表现的尤为突出. 薛德强等^[7]认为, 中国高空气温变化存在明显的时空差异, 但西北地区 400 hPa 标准气压层以下的高空气温在近 40 a 整体上表现出上升趋势, 与地面温度变化趋势一致^[8].

中国西北干旱区是气候变化的敏感区, 生态极其脆弱, 水资源主要来源于高山冰雪消融和降水, 气候变化促使冰川运动与积雪分布产生相应的波动, 对该区的水文过程产生较大影响^[8,9]. 20 世纪 90 年代中后期, 中国西北干旱区气候变化对水文循环、水资源影响开始成为研究热点, 许多科研工作者对此展开大量研究与讨论^[10-16]. 但是这些研究与讨论大多基于地面气象要素, 受人类活动、下垫面及地形等因素影响较大, 部分地面气象站因叠加了局地“噪音”而导致气象数据失真, 难以精确代表区域大背景的气候变化情况. 而高空气象要素较少受到地面探空站附近环境的影响, 其变化能更好的反映当地区域气候变化特征. 目前, 高空气象要素变化与冰雪消融、水资源变化之间关系的研究已开始受到关注^[17,18]. 0°C 层(亦称“冻结层”)是低层高空大气中的一个重要的特性层, 可反映大气对流层中下层的温度状况. 在对流层中, 气温随高度的增加而减小, 当地面气温上升至 0°C 以上时, 在高空中则会出现 0°C 层, 此时 0°C 层所对应的海拔高度就是气象学上说的 0°C 高度. 0°C 层高度的升降在一定程度上会影响山体地表 0°C 线的升降, 进而影响高山区冰雪消融过程^[19]. 中国西北干旱区冰川消融区一般海拔较高, 多位于大气的中低层, 消融主要发生在夏季, 且大部分河流径流与冰川融水有直接关系^[20]. 因此, 夏季 0°C 层高度的升降必然会引起出山径流量发生变化. 近年来, 有少量科研工作者对西北干旱区局部地区的河流径流量与 0°C 层高度的关系开展了一些初步研究: 毛炜峰等^[21]认为阿克苏等 3 站的 0°C 层高度逐日变化与阿克苏河两条支流逐日流量之间有显著的相关关系; 宫恒瑞等^[22]发现 2002~2006 年乌鲁木齐 0°C 层高度与乌鲁木齐河日平均流量有较好的线性关系; Zhang 等^[19]通过相关研究发现新疆地区夏季 0°C 层平均高度与河流年径流量变化具有较好的一致性. 但这些研究区域较为局限, 对整个西北干旱区河流径流量与 0°C 层高度关系的研究甚少, 二者之间的定量分析更是鲜见.

本文依据 1960~2009 年夏季(6~8 月)中国西北干旱区的 8 个探空站逐日观测资料和 9 条河流出山口

逐日径流资料, 采用 Mann-Kendall 非参数检验法, 对夏季河流径流量和 0°C 层高度时间序列变化趋势、突变时间及其显著性进行分析, 并借助线性回归和弹性系数法, 建立夏季河流径流量对 0°C 层高度变化响应的定量关系. 其目的在于换一个视角来探讨西北干旱区水资源对气候变化的响应, 希望能为气候变化背景下西北干旱区水资源变化研究提供一种新的思路.

1 研究区概况

中国西北干旱区是指昆仑山和祁连山以北、贺兰山以西的内陆干旱区(介于 73°~106°E 和 35°~50°N 之间), 包括新疆维吾尔自治区全境、甘肃河西走廊、内蒙古自治区阿拉善高原及黄河宁夏段以西的宁夏回族自治区部分, 土地面积约占中国总土地面积的 1/4(图 1). 西北干旱区远离海洋, 深居欧亚大陆腹地, 属温带、暖温带干旱区, 为典型的大陆性气候, 日照充足, 温差变化较大, 雨雪稀少, 气候干燥, 蒸发作用强烈, 成为世界上最严酷的干旱区之一^[23]. 昆仑山、天山、祁连山等高山区雨雪丰沛, 高山冰川与永久积雪起着“固体水库”的调节作用, 是地表径流的重要形成区, 发育了大小内陆河 676 条^[24]. 西北干旱区内陆盆地与高山相间分布的地形格局, 使所有发源于高山地区的河流均向盆地汇集, 组成向心式水系. 地表水与地下水的多次相互转化是内陆盆地水资源循环的基本方式, 由地表水渗漏补给的地下水量占地下水总补给资源的 60%~87%^[25]. 水资源的这种循环特点决定了内陆河流域地表径流及其与之密切联系的地下水资源是维系中下游经济发展和生态环境平衡的纽带. 自 20 世纪 80 年代后期开始, 西北干旱区暖湿化趋势明显, 对水文-生态过程产生重要影响. 探究气候变化背景下水资源变化趋势, 寻求应对措施, 是目前干旱区研究所关注的核心问题.

2 数据来源及方法

2.1 数据来源及处理

依据西北干旱区地形及现有数据空间分布情况, 选取昆仑山北坡、天山南坡、天山北坡和祁连山北坡四个典型区域(以下简称“四区”)进行研究(图 1). 夏季 0°C 层高度可利用中国气象局整编的西北干旱区 8 个

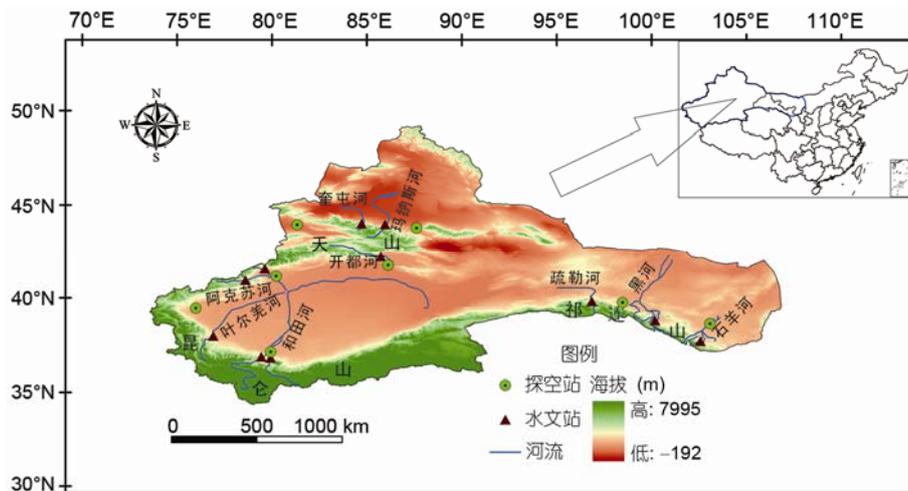


图1 中国西北干旱区示意图

探空站 1960~2009 年 6~8 月逐日探空观测资料进行相关计算获得. 通过观测发现, 夏季 0°C 层基本上介于 500~850 hPa 标准气压层之间, 据此选择易获得的 850, 700, 和 500 hPa 三个标准气压层逐日 00 时和 12 时两时次的高度和温度作为基础数据. 为确保数据质量, 在计算 0°C 层高度之前, 利用极值判定法修正了探空观测过程中因操作失误而引起的过失误差, 并利用两相回归法, 以 NCEP 再分析资料为参照序列对 8 个站探空高度和温度序列进行了均一化处理, 从而达到消除或减弱观测系统误差的目的. 0°C 层高度计算步骤为: 首先分别判断出每日 00 时和 12 时两个时次 0°C 层所在位置的上下两个标准气压层, 然后利用线性插值法^[26,27]计算出每个时次的 0°C 层高度(假定温度在 500~850 hPa 垂直方向上均匀变化), 再求取两个时次的均值, 便可得到 0°C 层高度日值, 对 6~8 月日值进行平均, 最终得到夏季 0°C 层高度值. 利用线性插值法计算 0°C 层高度的公式如下:

$$H_i = \frac{H_j - H_k}{T_j - T_k}(T_i - T_k) + H_k, \quad (1)$$

式中, 变量 H 代表高度(m), T 代表温度(°C), 下标 i 为 0°C 层的标识, j 和 k 分别为 0°C 层上、下两标准气压层的标识.

夏季径流量取自中国西北干旱区 9 条典型河流出山口水文站 1960~2009 年 6~8 月的逐日径流量实测数据, 这部分径流受人类活动影响较小, 能代表河流的实际径流量. 探空站、河流及其水文站分布情况详见图 1.

2.2 研究方法

2.2.1 Mann-Kendall 趋势检验

Mann-Kendall 非参数检验方法可利用线性回归得出趋势方程, 揭示序列的趋势特征, 着重从定量的角度分析序列在某一时间段内的趋势特征, 而且能反映该序列是上升趋势还是下降趋势^[28], 常用于水质、径流量、温度、降水、蒸发等水文气象时间序列变化趋势的显著性检验^[29,30]. 此方法主要是通过计算检验统计量 τ , 方差 σ^2 和标准正态变量 Z , 来判断序列变化趋势是否显著. 计算公式如下:

$$Z = \tau / \sigma, \quad (2)$$

其中,

$$\tau = \frac{4s}{n(n-1)} - 1, \quad (3)$$

$$\sigma^2 = \frac{2(2n+5)}{9n(n-1)}, \quad (4)$$

式中, s 为序列所有对偶观测值($x_i, x_j, i < j$)中 $x_i < x_j$ 出现的次数; n 为序列长度.

本文取 $\alpha=0.05$ 的显著性检验水平, 若时间序列在此置信水平下存在显著变化趋势, 则 $|Z| > Z_{\alpha/2} = 1.96$, Z 为正值, 表明时间序列具有上升或增加趋势, Z 为负值, 则表示具有下降或减少趋势.

2.2.2 Mann-Kendall 突变检验

Mann-Kendall 突变检验是气象、水文学中经常用到的一种检验方法, 其优点在于不仅计算简便, 而

且可以明确突变开始的时间, 并指出突变区域^[31]. 在进行研究时, 对于具有 n 个样本量的时间序列 x , 可构造一秩序列:

$$s_k = \sum_{i=1}^k r_i, \quad k=2, 3, \dots, n, \quad (5)$$

其中,
$$r_i = \begin{cases} +1, & x_i > x_j \\ 0, & x_i \leq x_j \end{cases}, \quad j=1, 2, \dots, i$$

可见, 秩序列 s_k 是第 i 时刻数值大于 j 时刻数值个数的累计数.

在时间序列随机独立的假定下, 定义统计量:

$$UF_k = \frac{[s_k - E(s_k)]}{\sqrt{\text{var}(s_k)}}, \quad k=1, 2, \dots, n. \quad (6)$$

式中, $UF_1=0$; $\text{var}(s_k)$ 和 $E(s_k)$ 分别是累计数 s_k 的均值和方差, 在 x_1, x_2, \dots, x_n 相互独立, 且有相同连续分布时, 它们可由下式算出:

$$\begin{cases} E(s_k) = \frac{k(k-1)}{4}, \\ \text{var}(s_k) = \frac{k(k-1)(2k+5)}{72}, \end{cases} \quad k=2, 3, \dots, n, \quad (7)$$

按时间序列 x 的逆序 x_n, x_{n-1}, \dots, x_1 , 再重复上述过程, 计算 UB_k , 同时使 $UB_k = -UF_k (k=n, n-1, \dots, 1)$, $UB_1=0$. 给定显著性水平, 确定临界值后(本文取 $\alpha=0.05$, 则临界值 $u_{0.05} = \pm 1.96$), 将 UF_k 或 UB_k 两个统计量序列曲线和两条临界直线均绘在同一张图上, 并进行分析. 若 UF_k 或 UB_k 的值大于 0, 则表明序列呈上升趋势, 反之, 序列呈下降趋势; 当 UF_k 或 UB_k 超过临界直线, 表明上升或下降趋势显著, 超过临界线的范围确定为出现突变的时间区域; 若 UF_k 和 UB_k 两条曲线出现交点, 并且交点在临界线之间, 则交点对应的时刻便是突变的开始时间.

2.2.3 气候弹性非参数估计方法

在水文系统对气候变化响应的相关研究中, 常采用水文要素对气象要素变化的弹性分析来探讨水文要素对气象要素变化的敏感性^[32,33]. 气候弹性分析方法众多, 其中基于非参数方法的弹性分析更具有有效性和稳定性^[34], 能快速、简便地评价气候变化对水文要素的影响. 本文采用 Zheng 等^[32]提出的气候弹性非参数估计方法来定量分析西北干旱区夏季径流量对 0°C 层高度变化的敏感性. 此方法定义径流对

气象要素变化的弹性为

$$\varepsilon = \frac{\bar{X} \sum (X_i - \bar{X})(Q_i - \bar{Q})}{\bar{Q} \sum (X_i - \bar{X})^2}, \quad (8)$$

式中, ε 为弹性系数, Q_i 为径流量, X_i 为气象要素值, \bar{Q} 和 \bar{X} 分别为径流量和气象要素的多年平均值. 其物理意义在于: 气象要素变化 1% 可引起径流量变化 $\varepsilon\%$, 弹性系数越大, 径流对气象要素的变化就越敏感.

3 结果分析

3.1 夏季 0°C 层高度和径流量变化

3.1.1 夏季 0°C 层高度变化

在西北干旱区四区中, 天山南、北坡和祁连山北坡的夏季 0°C 层高度在过去的 50 a 中均表现出升高的变化趋势, 而昆仑山北坡却呈现出降低的变化趋势(图 2). 四区夏季 0°C 层高度变化趋势的 Mann-Kendall 非参数检验结果(表 1)表明: 天山北坡和祁连山北坡夏季 0°C 层高度升高趋势显著, 升高速率分别为 2.05 和 2.28 m a^{-1} , 天山南坡虽表现出升高趋势, 但未通过 $\alpha=0.05$ 的显著性检验, 昆仑山北坡则以 2.33 m a^{-1} 的速率显著降低. 就夏季 0°C 层高度变化趋势显著性而言, 昆仑山北坡 ($|Z|=2.49$)、天山山区 ($|Z|=2.43$) 和祁连山北坡 ($|Z|=2.01$) 依次减弱. 四区夏季 0°C 层高度变化均具有显著的突变点, 但发生突变的时间不尽一致(表 1), 昆仑山北坡为 1974 年, 明显早于天山南坡(1994 年)、天山北坡(1991 年)和祁连山北坡(1996 年). 突变后时段与突变前时段相比, 昆仑山北坡、天山南坡、天山北坡和祁连山北坡 0°C 层高度均值分别相差 -77, 64, 78 和 243 m, 变化幅度依次增大(图 2). 影响西北干旱区夏季 0°C 层高度变化存

表 1 夏季 0°C 层高度变化趋势及突变检验结果

典型区域	趋势检验				突变年份
	趋势项	趋势 Z 值	$Z_{\alpha/2}$ 值	显著性 H_0^a	
昆仑山北坡	-2.3347 $t+4920.1$	递减 -2.49	1.96	显著	R 1974 ^{b)}
天山南坡	1.2140 $t+4387.7$	递增 1.91	1.96	不显著	A 1994 ^{b)}
天山北坡	2.0498 $t+4118.5$	递增 2.39	1.96	显著	R 1991 ^{b)}
祁连山北坡	2.2837 $t+4634.5$	递增 2.01	1.96	显著	R 1996 ^{b)}

a) H_0 , 即原假设, 指 0°C 层高度变化趋势不明显; 显著性检验水平 $\alpha=0.05$; A 代表接受原假设; R 代表拒绝原假设. b) 表示突变年份通过 0.05 的显著性检验水平

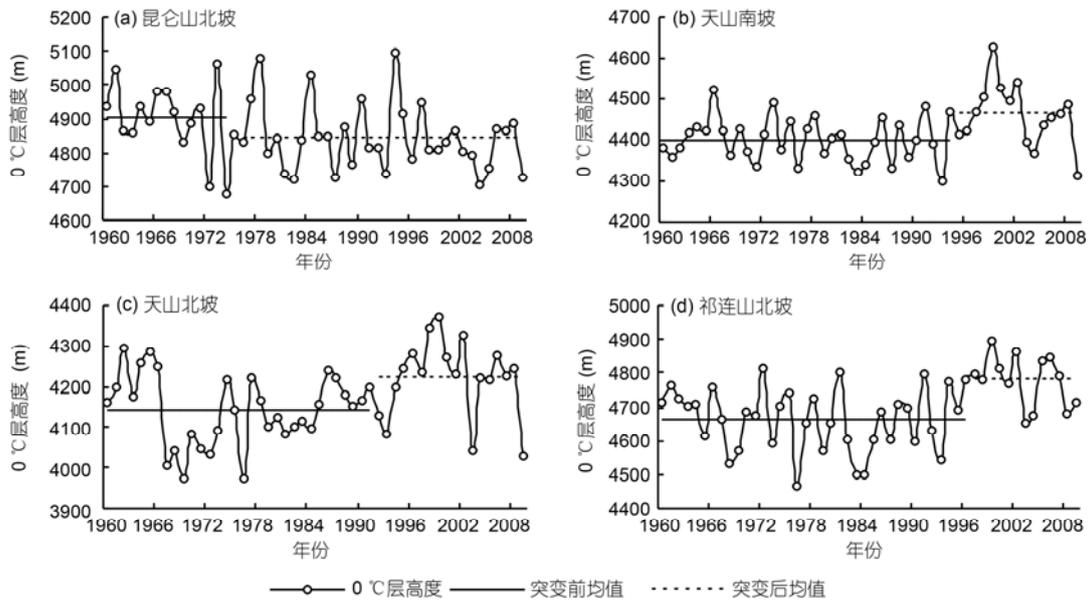


图2 四个典型区域夏季0°C层高度多年变化

在以上所述区域差异的地理因素十分复杂: 首先, 由于0°C层高度变化能反映高空冷气团和暖气团的环流变化, 不同区域独特的环流特点势必对局地0°C层高度变化有很强的影响; 其次, 高程是不容忽视的因素, 不同高程位置0°C层高度变化程度是不同的; 此外, 下垫面对0°C层高度变化也存在一定的影响。

在天山南、北坡和祁连山北坡三个典型区域中, 夏季0°C层高度与地面平均气温之间呈显著的正相关关系, 通过最小二乘法的线性拟合得到的方程分别为: $H_1=54.734T_1+3670.703(R=0.4826, N=50, P=0.0004)$, $H_2=84.988T_2+2329.204(R=0.5890, N=50, P=0.0001)$, $H_3=136.962T_3+2529.802(R=0.8813, N=50, P=0.0001)$, 式中: T 夏季地面平均温度, H 夏季0°C层高度, 说明这三个典型区域的夏季0°C层高度随着地面气温的升高而上升, 二者变化趋势相应, 其中祁连山北坡夏季0°C层高度变化对地面升温的响应更为强烈。尽管昆仑山北坡夏季0°C层高度与地面平均气温之间亦呈显著的正相关关系, 线性拟合方程为: $H_4=85.664T_4+3150.489(R=0.6697, N=50, P=0.0001)$, 但这仅具统计学意义, 事实上其夏季0°C层高度是随着地面升温而下降的, 二者变化趋势相悖。昆仑山位于青藏高原西北部边缘, 其北坡0°C层高度急剧降低可能与青藏高原热力作用变化有关。叶笃正等^[35]和Flohn^[36]发现青藏高原不仅起到以其巨大的山体迫使大尺度气流绕流或爬升的动力作用, 同时它还是抬

升到对流层中层的热源, 可直接加热对流层中层的大气, 通过热力作用改变其上空大气的热力状况, 从而影响周围及邻近地区的大气环流和天气气候。在青藏高原东南地区, 夏季主要以地表潜热通量向大气输送能量, 而高原西北地区则主要以地表感热通量向大气输送能量^[37]。Duan和Wu^[38]和阳坤等^[39]利用不同方法对青藏高原地表感热通量时间序列进行了分析, 均发现青藏高原地表感热通量呈现出较强的减弱趋势, 在四季中, 尤以夏季减弱趋势最强^[39]。由此可见, 青藏高原夏季从地面向大气传输的感热通量减少, 致使高原西北地区地面对低层高空大气加热作用减弱, 这可能是导致昆仑山北坡夏季0°C层高度降低的直接原因。

3.1.2 夏季径流量变化

图3表征的是西北干旱区四区的夏季径流量变化序列, 从中可以看出, 昆仑山北坡、天山南坡、天山北坡和祁连山北坡的夏季径流量在过去的50 a中均表现出递增的变化趋势, 其中天山南、北坡夏季径流量变化趋势具有较强的一致性, 曲线变化趋势吻合度较高。对西北干旱区四区夏季径流量变化趋势的Mann-Kendall非参数检验结果(表2)显示: 所有的 $Z>0$, 说明四区夏季径流量总体是增加的, 其中天山南、北坡和祁连山北坡夏季径流量增加趋势显著, 分

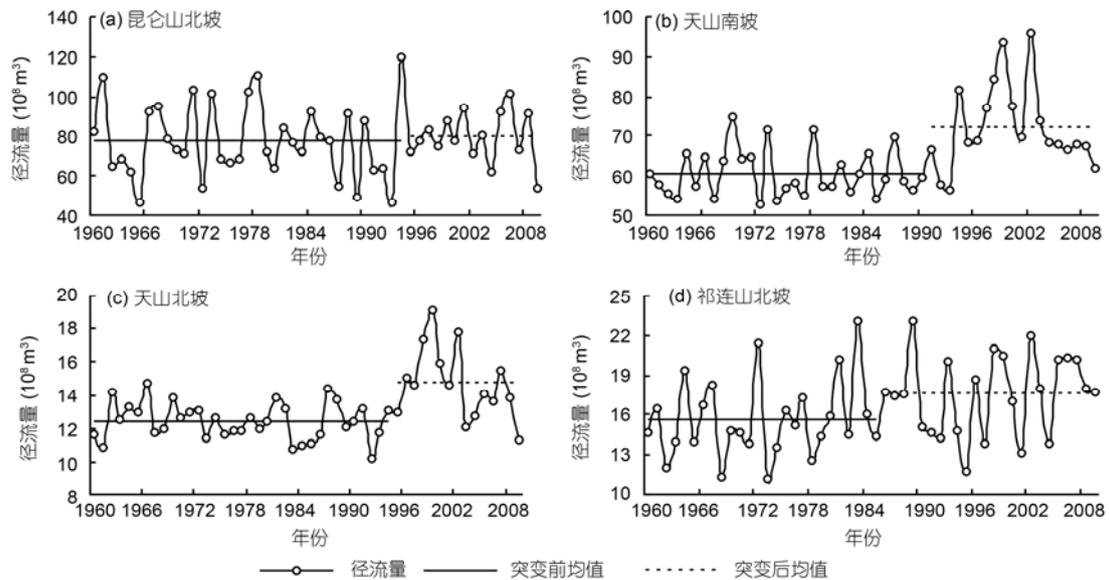


图3 四个典型区域夏季径流量多年变化

表2 夏季径流量变化趋势及突变检验结果

典型区域	趋势检验				突变年份
	趋势项	趋势	Z值	Z _{α/2} 值	
昆仑山北坡	0.0124 t+77.771	递增	0.28	1.96	不显著 A 1994
天山南坡	0.3328 t+56.435	递增	3.36	1.96	显著 R 1990 ^{b)}
天山北坡	0.0474 t+11.902	递增	2.26	1.96	显著 R 1994 ^{b)}
祁连山北坡	0.0758 t+14.610	递增	2.29	1.96	显著 R 1985 ^{b)}

a) H_0 , 即原假设, 指径流量变化趋势不明显; 显著性检验水平 $\alpha=0.05$; A 代表接受原假设; R 代表拒绝原假设. b) 表示突变年份通过 0.05 的显著性检验水平

别以 3.33×10^8 , 0.47×10^8 和 $0.76 \times 10^8 \text{ m}^3 (10 \text{ a})^{-1}$ 的速率递增, 而昆仑山北坡夏季径流量增加趋势不明显, 仅以 $0.12 \times 10^8 \text{ m}^3 (10 \text{ a})^{-1}$ 的速率微增. 同时, Z 值大小也能反映出夏季径流量变化的区域差异, 就西北干旱区而言, 天山山区夏季径流量变化趋势最为显著, 祁连山次之, 昆仑山较弱. 由 Mann-Kendall 突变检验结果(表 2)可以看出, 天山南、北坡和祁连山北坡夏季径流量发生突变的时间分别是 1990, 1994 和 1985 年, 突变后时段与突变前时段相比, 夏季径流量均值分别增加了 11.76×10^8 , 2.30×10^8 和 $1.90 \times 10^8 \text{ m}^3$ (图 3(b), (c)和(d)); 尽管昆仑山北坡并没有检验出突变点, 但自 1994 年开始夏季径流量呈现微增趋势(图 3(a)), 可认为 1994 年是昆仑山北坡夏季径流量发生变化的转折点.

西北干旱区四区中, 除昆仑山北坡外, 其余三区夏季 0℃层高度与出山径流量均具有相同的变化趋

势, 说明二者之间存在一定的关联性. 昆仑山北坡夏季 0℃层高度降低, 有利于冰川物质积累, 冰川融水径流减少, 在西北干旱区暖湿化进程中, 导致冰川融水径流补给比重占 56.26%(由和田、叶尔羌两河径流组成中冰川融水径流所占比例加权计算所得)的昆仑山北坡夏季出山径流量变化不明显. 与之相反, 随着天山山区和祁连山北坡夏季 0℃层高度逐渐升高, 冰川消融加速, 冰川融水径流增多, 夏季出山径流量呈现出显著的增加趋势. 值得关注的是, 各典型区域之间夏季 0℃层高度与出山径流量两要素发生突变的时间并不完全相同, 这可能与局地自然条件(如地形、大气环流等)和各种社会活动(如人类活动方式、强度等)存在区域差异有关; 而在同一典型区域内也不尽一致, 说明夏季出山径流量变化并非受 0℃层高度单一因素制约, 而是多种要素共同作用的结果.

3.2 夏季径流量对 0℃层高度变化的响应

3.2.1 夏季径流量与 0℃层高度线性拟合

通过对西北干旱区四区夏季径流量与 0℃层高度变化的对比分析, 可知二者之间具有较好的关联性. 为定量探讨其关联性, 本文对各区的夏季径流量(Q)与 0℃层高度(H)二者绘制了散点图(图 4), 用统计拟合方法建立线性方程, 并进行相关关系统计显著性检验.

昆仑山北坡的夏季径流量与 0℃层高度线性拟

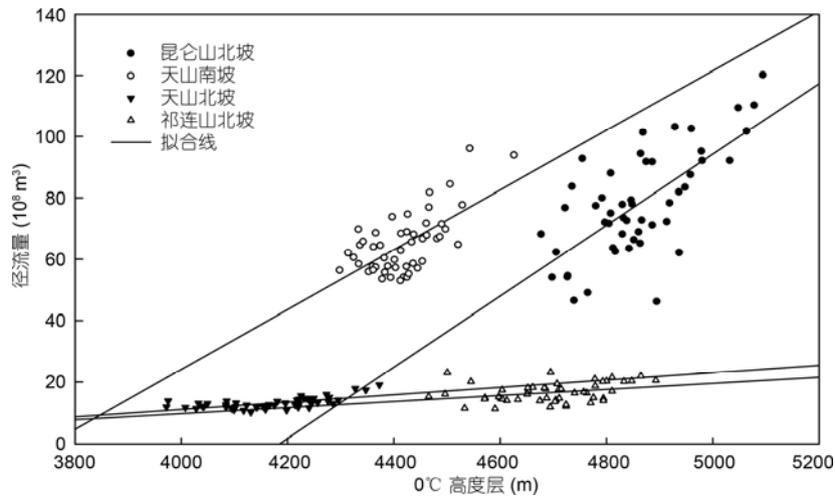


图 4 四个典型区域夏季径流量与 0°C 层高度线性拟合

合表明(图 4), 二者之间呈明显的正相关, 线性拟合方程为

$$Q_1 = 0.116H_1 - 483.459.$$

线性拟合相关系数 $R=0.6862$, 利用 F 检验, 对昆仑山北坡夏季径流量与 0°C 层高度二者的 50 个样本进行相关显著性检验, 取置信度 99%, $P=0.0001 < 0.01$, 通过 0.01 的显著性水平统计检验, 说明二者有非常显著的线性相关关系.

由天山南、北坡夏季径流量与 0°C 层高度线性拟合可以看出(图 4), 两者之间也呈明显的正相关, 南、北坡线性拟合方程分别为

$$\text{天山南坡: } Q_2 = 0.097H_2 - 365.502.$$

$$\text{天山北坡: } Q_3 = 0.012H_3 - 36.75410.$$

天山南、北坡线性拟合相关系数 R 分别为 0.6510 和 0.6354, 同样利用 F 检验, 对天山南、北坡夏季径流量与 0°C 层高度二者的 50 个样本进行相关显著性检验, 取置信度 99%, 天山南、北坡 P 值均为 0.0001, 皆通过 0.01 的显著性水平统计检验, 说明天山山区夏季径流量与 0°C 层高度二者之间也有非常显著的线性相关关系.

祁连山北坡的夏季径流量与 0°C 层高度线性拟合表明(图 4), 二者之间亦呈明显的正相关, 线性拟合方程为

$$Q_4 = 0.010H_4 - 29.656.$$

线性拟合相关系数 $R=0.3174$, 利用 F 检验, 对祁连山北坡夏季径流量与 0°C 层高度二者的 50 个样本进行相关显著性检验, 取置信度 95%, $P=0.0247 <$

0.05, 通过 0.05 的显著性水平统计检验, 说明二者之间亦存在显著的线性相关关系.

西北干旱区四区中, 昆仑山北坡、天山南坡、天山北坡和祁连山北坡河流的夏季径流量与 0°C 层高度之间的相关系数依次减小, 这可能与径流补给类型有关. 从表 3 可以看出, 昆仑山北坡、天山南坡、天山北坡和祁连山北坡河流的冰川融水径流补给比重依次减小, 与其夏季径流量与 0°C 层高度之间的相关性依次减弱趋同, 而地下水补给比重却依次增大, 与夏季径流量与 0°C 层高度之间的相关性依次减弱趋反, 意即冰川融水径流补给比重越大、地下水补给比重越小的河流, 其夏季径流量与 0°C 层高度之间的相关性就越强. 就显著性而言, 由于祁连山北坡冰川融水径流补给比重仅占 15.13%, 远小于昆仑山北坡 (56.26%)、天山南坡 (33.71%) 和天山北坡 (31.80%), 而降水和地下水补给比重却分别占到 35.70% 和 49.17%, 其夏季径流量与 0°C 层高度之间的相关性也没有昆仑山北坡和天山南、北坡表现的那么显著. 综上, 可以

表 3 四个典型区域河流径流组成统计^{a)}

典型区域	代表河流	径流组成(%)		
		冰川融水	降水 (雨雪混合)	地下水
昆仑山北坡	叶尔羌河、和田河	56.26	21.08	22.66
天山南坡	阿克苏河、开都河	33.71	38.37	27.92
天山北坡	玛纳斯河、奎屯河	31.80	36.06	32.14
祁连山北坡	黑河、疏勒河、石羊河	15.13	35.70	49.17

a) 各典型区域径流组成由其主要河流径流组成加权计算得到

得出这样的判断, 即河流径流组成的区域差异在某种程度上造成了夏季径流量对 0°C 层高度变化响应的区域差异.

3.2.2 夏季径流量对 0°C 层高度变化的敏感性

弹性系数可用来表征河川径流对气候变化的敏感性, 利用弹性系数计算公式求出西北干旱区四区夏季径流量对 0°C 层高度变化的弹性系数, 便可进行二者之间的敏感性分析. 由图 5 可以看出, 昆仑山北坡、天山南坡、天山北坡和祁连山北坡夏季径流量对 0°C 层高度变化的弹性系数分别为 7.19, 6.63, 3.80 和 2.79, 意即四区夏季 0°C 层高度变化 1% 可诱发其夏季径流量分别变化 7.19%, 6.63%, 3.80% 和 2.79%. 值得关注的是, 尽管昆仑山北坡夏季径流量对 0°C 层高度变化的弹性系数为 7.19, 位居四区之首, 但其 1960~2009 年间夏季 0°C 层高度呈显著下降趋势, 平均高度为 4861 m, 略高于此区域 4790 m 的最低雪线高度, 冰川环境温度下降, 冰川消融减缓, 物质积累增加, 冰川融水径流减少, 致使该区域夏季径流量在暖湿化进程中因“湿化”作用而表现出微增态势.

对比四区, 可发现西北干旱区夏季径流量对 0°C 层高度变化的敏感性表现出由南至北依次减弱的趋势, 在西东方向上亦呈依次减弱的趋势. 这种敏感性区域差异可能与河流冰川融水径流补给比重有关. 为验证这一论点, 我们需要对四区的弹性系数与冰川融水径流补给比重进行相关性分析. 从图 5 所示的弹性系数与冰川融水径流补给比重关系来看, 二者

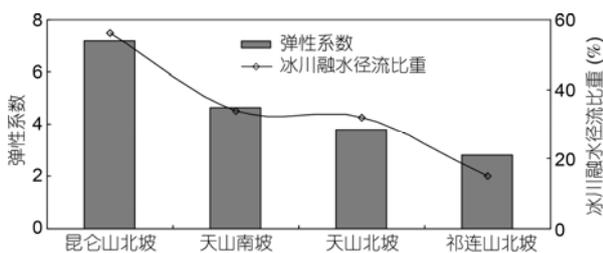


图 5 四个典型区域的弹性系数和冰川融水径流比重

具有较强的一致性, 线性拟合方程为: $\varepsilon=0.109 G + 0.863$ (式中: ε 为弹性系数, G 为冰川融水径流补给比重), $R=0.9808$, 通过 $\alpha=0.01$ 的显著性检验水平, 说明西北干旱区四区河流夏季径流量对 0°C 层高度变化的敏感性与其冰川融水径流补给比重之间具有显著的正相关关系, 这在一定程度上证实了前述论点的正确性.

在中国西北干旱区, 内陆河流域冰川融水径流补给比重与其上游山区冰川的分布数量以及覆盖度密切相关, 冰川数量及覆盖度越大, 冰川融水径流补给比重愈大^[40]. 昆仑山北坡、天山南坡、天山北坡和祁连山北坡四区代表河流流域的冰川面积、冰川储量和冰川覆盖度均依次减小(表 4), 冰川融水径流对河流径流量的贡献率也因而存在显著差异. 结合前文论证的西北干旱区河流夏季径流量对 0°C 层高度变化的敏感性与其冰川融水径流补给比重显著相关的事实, 可知四区冰川规模不同是导致其夏季径流量对 0°C 层高度变化的敏感性存在区域差异的关键原因.

3.2.3 夏季径流量对 0°C 层高度变化的响应机理

中国西北干旱区出山径流变化是多种因素综合作用的结果, 但各因素对径流变化的贡献程度并不完全相同. 为探讨这一问题, 在仅考虑气象要素相关指标的前提下, 对四区的夏季 0°C 层高度(H)、地面气温(T)、降水(P)、蒸发(E)和径流量(Q)数据标准化处理后分区进行 H, T, P, E 与 Q 的多元回归, 得到昆仑山北坡、天山南坡、天山北坡和祁连山北坡的回归方程分别为

$$Q_1 = 0.531H_1 + 0.400T_1 + 0.109P_1 + 0.014E_1 - 1.507 \times 10^{-6} \quad (F=18.562, N=50);$$

$$Q_2 = 0.511H_2 + 0.242T_2 + 0.416P_2 + 0.053E_2 - 7.415 \times 10^{-7} \quad (F=16.864, N=50);$$

$$Q_3 = 0.487H_3 + 0.247T_3 + 0.482P_3 + 0.043E_3 - 1.088 \times 10^{-6} \quad (F=16.195, N=50);$$

$$Q_4 = 0.820H_4 - 0.396T_4 + 0.580P_4 - 0.107E_4 - 9.438 \times 10^{-6} \quad (F=11.324, N=50).$$

表 4 西北干旱区四个典型区域的冰川分布^{a)}

典型区域	代表河流域面积(km ²)	冰川条数	冰川面积(km ²)	冰川储量(km ³)	冰川覆盖度(%)
昆仑山北坡	129100	6472	10652.29	1190.81	8.25
天山南坡	84300	1837	2886.54	460.24	3.42
天山北坡	51000	1105	808.65	44.47	1.59
祁连山北坡	210000	1208	784.27	38.78	0.37

a) 冰川条数、冰川面积和冰川储量数据来自文献[41], 流域面积数据来自文献[42]; 冰川覆盖度的计算方法详见文献[41]

由 F 值可知, 以上四个回归方程均通过 0.01 的显著性水平统计检验. 依据回归方程不难看出, 在四区中表征大气对流层中下层温度变化状况的 0°C 层高度对径流量变化的贡献程度最大, 说明西北干旱区夏季 0°C 层高度的升降已成为影响河流径流量变化的一个至关重要的因素.

西北干旱区的昆仑山、天山和祁连山高山区雨雪丰沛, 高山冰川与永久积雪形成天然“固体水库”, 在西北干旱区水资源构成和河川径流调节方面占有重要地位. 在全球变化背景下, 中国西北干旱区高山冰川对气候变化的响应十分敏感^[40]. 随着近地面温度发生变化, 天山南、北坡和祁连山北坡近 50 a 间夏季 0°C 层平均高度分别由突变点之前的 4398, 4141, 4534 m 升高到突变点之后 4462, 4219, 4777 m, 而其雪线高度范围分别为 3850~4390, 3650~3850, 4400~4800 m^[41], 冰川环境温度升高, 暴露在 0°C 层之下的冰川面积增大, 致使冰川消融退缩加剧, 物质积累减少, 冰川融水径流普遍增加, 河流径流量随之增多; 而昆仑山北坡夏季 0°C 层平均高度却由突变点之前的 4916 m 降至突变点之后的 4839 m, 其雪线范围在 4790~6260 m 之间^[41], 冰川环境温度下降, 暴露在 0°C 层之下的冰川面积减小, 冰川消融减缓, 液态降水也在该区域冻结, 水以冰雪、冰川等方式存储于山区, 物质积累增加, 河流径流中冰川融水径流的补给量减少, 这就导致了在全球变暖背景下, 冰川融水径流补给比重均超过 50% 的昆仑山北坡两河流夏季出山径流量并未发生明显变化. Wang 等^[43]利用冰川系统变化的功能模型, 研究了冰川系统对气候变化的敏感性, 认为昆仑山山区冰川属于稳定型, 天山山区和祁连山山区属于敏感型, 这恰好从侧面证实了上述夏季径流量对 0°C 层高度变化的响应机理具有合理性和可信性.

4 讨论与结论

通过对 1960~2009 年中国西北干旱区四个典型区域夏季大气 0°C 层高度与出山径流时间序列变化趋势及二者之间的相关性分析, 本文得到以下主要结论:

(1) 在过去的 50 a 中, 天山北坡和祁连山北坡的夏季 0°C 层高度均表现出显著的递增变化趋势, 天山南坡虽表现出增加趋势, 但未通过 $\alpha=0.05$ 的显著性

检验, 昆仑山北坡则以 2.33 m a^{-1} 的速率显著递减; 四区同期的夏季径流量均表现出递增的变化趋势, 其中天山南、北坡和祁连山北坡夏季径流量增加趋势显著, 而昆仑山北坡增加趋势不明显, 仅以 $0.12 \times 10^8 \text{ m}^3 (10 \text{ a})^{-1}$ 的速率微增.

(2) 昆仑山北坡、天山南坡、天山北坡和祁连山北坡夏季径流量与 0°C 层高度二者之间均表现出极好的正相关关系, 而夏季径流量对 0°C 层高度变化的弹性系数则分别为 7.19, 6.63, 3.80 和 2.79, 相关系数和弹性系数均依次减小, 河流冰川融水径流补给比重不同是产生相关系数和敏感性具有区域差异的直接原因, 而区域之间冰川规模不同是造成这种区域差异的根本原因.

(3) 西北干旱区夏季 0°C 层高度的升降已成为影响河流径流量变化的一个至关重要的因素. 夏季 0°C 层高度上升(下降)使高山区冰川环境温度升高(降低), 暴露在 0°C 层之下的冰川面积增大(缩小), 致使冰川消融加剧(减缓), 物质积累减少(增加), 冰川融水径流增加(减少), 最终影响到出山径流量的变化.

政府间气候变化专门委员会(IPCC)指出, 由于温室气体排放增多, 全球气候趋于变暖, 对水资源、经济发展和生态系统健康等产生了重要影响^[1]. 近几十年来, 水文气象观测和冰川消融地球物理学证据表明高山区生态环境也正在受到气候变暖的影响, 未来新一轮的气候变暖亦将会加剧高山区生态环境的变化^[27]. 气候变暖对山区的潜在影响正逐渐得到研究者和国际基金机构的重视.

最近 10 年, 表征大气对流层中下层温度变化状况的 0°C 层高度变化及其对高山区水文状况的影响受到广泛关注^[44-48]. 研究表明, 整个热带地区(1958~2007 年)^[26,49]及其夏威夷群岛(1948~2009 年)^[50], 东非、地中海、高加索、喜马拉雅山和科迪勒拉山(1958~2000 年)等高山区^[46]以及中国的青藏高原(1958~2005 年)^[27] 0°C 层高度随气候变暖均呈现出显著的上升趋势, 在高山区表现的尤为突出. 在全球变暖背景下, 0°C 层高度上升与地面升温一样, 具有全球性, 被认为是 20 世纪后半叶全球气候变化的指示器. 在高山区水文状况变化的影响因素研究中, 0°C 层高度被认为是一个重要的临界参量, 如 Coudrain 等^[47]和 Vuille 等^[48]通过研究认为, 安第斯山山区 0°C 层升高是影响区域冰川退缩和水资源变化的重要原因; Bradley^[26]等在探究秘鲁和玻利维亚高海

拔冰川退缩原因时也得出相同的结论; Zhang 等^[27]通过分析发现, 中国高山区积雪、冰川、永久冻土的变化受 0°C 层高度升降的影响也较为显著. 显然, 0°C 层升高已成为反映高山区雪线上升、冰雪融化、出山径流量增加的一个重要指标.

在全球气候变暖背景下, 中国西北干旱区天山南、北坡和祁连山北坡夏季 0°C 层高度均呈显著的上升趋势, 而昆仑山北坡较为特殊, 表现出显著的下降趋势, 与 Diaz 等^[46]所研究的全球主要高山区相比, 西北干旱区夏季 0°C 层高度变化具有独特性: (1) 昆仑山北坡夏季 0°C 层高度下降趋势明显, 与地面升温趋势相悖; (2) 除昆仑山北坡外, 其余三区 0°C 层高度发生突变的时间均迟于全球其他主要高山区 (1974 年); (3) 高山区 0°C 层高度线性变化趋势小于热带高

山区. 在过去的 50 a 中, 西北干旱区四区的夏季径流量与 0°C 层高度二者之间均呈显著的正相关关系, 但昆仑山北坡二者之间的正相关关系仅具统计学意义, 缺乏现实意义, 其夏季径流量微增可能是该区暖湿化进程中“湿化”作用的结果.

本研究为气候变化背景下西北干旱区水资源变化研究提供了一种新的思路和行之有效的方法, 即通过建立夏季径流量对 0°C 层高度变化响应的定量关系式, 利用大气各层的温度预报输出计算得到 0°C 层高度, 可预测评估西北干旱区夏季河流径流量的变化. 但也存在明显不足, 仅讨论了夏季 0°C 层高度变化对出山径流量的影响, 未涉及气温、降水、蒸发等气象要素, 0°C 层高度和气温、降水、蒸发等气象要素对径流量变化的综合影响机理有待进一步深入探讨.

参考文献

- 1 Solomon S, Qin D H, Manning M, et al. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. 1-996
- 2 Oort A H, Liu H Z. Upper-air temperature trends over the globe, 1958-1989. J Clim, 1993, 6: 292-307
- 3 Mears C A, Wentz F J. The effect of diurnal correction on satellite-derived lower tropospheric temperature. Science, 2005, 309: 1548-1551
- 4 Free M, Seidel D J. Causes of differing temperature trends in radiosonde upper air data sets. J Geophys Res, 2005, 110: D07101, doi: 10.1029/2004JD005481
- 5 Herman B M, Brunke M A, Pielke R A, et al. Satellite global and hemispheric lower tropospheric temperature annual temperature cycle. Remote Sens, 2010, 2: 2561-2570
- 6 Guo Y J, Ding Y H. Long-term free-atmosphere temperature trends in China derived from homogenized *in situ* radiosonde temperature series. J Clim, 2009, 22: 1037-1051
- 7 薛德强, 谈哲敏, 龚佃利, 等. 近 40 年中国高空温度变化的初步分析. 高原气象, 2007, 26: 141-149
- 8 Shi Y F, Shen Y P, Kang E S, et al. Recent and future climate change in Northwest China. Clim Change, 2007, 80: 379-393
- 9 Wang J, Li H Y, Hao X H. Responses of snowmelt runoff to climatic change in an inland river basin, Northwestern China, over the past 50 years. Hydrol Earth Syst Sci, 2010, 14: 1979-1987
- 10 康尔泗, 程国栋, 蓝永超, 等. 西北干旱区内陆河流域出山径变化趋势对气候变化响应模型. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1999, 29(增刊): 47-54
- 11 Liu S Y, Sun W X, Shen Y P, et al. Glacier changes since the Little Ice Age maximum in the western Qilian Shan, northwest China, and consequences of glacier runoff for water supply. J Glaciol, 2003, 49: 117-124
- 12 Wang S F, Kang S Z, Zhang L, et al. Modelling hydrological response to different land-use and climate change scenarios in the Zamu River basin of northwest China. Hydrol Process, 2008, 22: 2502-2510
- 13 Huo Z L, Feng S Y, Kang S Z, et al. Effect of climate changes and water-related human activities on annual stream flows of the Shiyang river basin in arid north-west China. Hydrol Process, 2008, 22: 3155-3167
- 14 陈亚宁, 徐长春, 杨余辉, 等. 新疆水文水资源变化及对区域气候变化的响应. 地理学报, 2009, 64: 1331-1341
- 15 Zhang Q, Xu C Y, Tao H, et al. Climate changes and their impacts on water resources in the arid regions: A case study of the Tarim River Basin, China. Stoch Environ Res Risk Assess, 2010, 24: 349-358
- 16 Xu J H, Chen Y N, Lu F, et al. The nonlinear trend of runoff and its response to climate change in the Aksu River, western China. Int J Climatol, 2011, 31: 687-695
- 17 Masiokas M H, Villalba R, Luckman B H, et al. Snowpack variations in the central Andes of Argentina and Chile, 1951-2005: Large-scale atmospheric influences and implications for water resources in the region. J Clim, 2006, 19: 6334-6352

- 18 Fettweis X, Mabilie G, Erpicum M, et al. The 1958–2009 Greenland ice sheet surface melt and the mid-tropospheric atmospheric circulation. *Clim Dyn*, 2011, 36: 139–159
- 19 Zhang G X, Sun S F, Ma Y F, et al. The response of annual runoff to the height change of the summertime 0°C level over Xinjiang. *J Geogr Sci*, 2010, 20: 833–847
- 20 杨针娘, 曾群柱. 冰川水文学. 重庆: 重庆出版社, 2001. 1–40
- 21 毛炜峰, 吴钧, 陈春艳. 0°C层高度与夏季阿克苏河洪水的关系. *冰川冻土*, 2004, 26: 697–704
- 22 宫恒瑞, 石玉, 冯志敏. 春季融雪期 0°C层高度与乌鲁木齐河径流量的关系. *干旱区研究*, 2010, 27: 69–74
- 23 施雅风. 气候变化对西北华北水资源的影响. 济南: 山东科学技术出版社, 1995. 17–25
- 24 秦大河. 中国西部环境演变评估(第二卷). 北京: 科学出版社, 2002. 16–62
- 25 汤奇成. 中国干旱区水文及水资源利用. 北京: 科学出版社, 1992. 6–12
- 26 Bradley R S, Keiming F T, Diaz H F, et al. Recent changes in freezing level heights in the Tropics with implications for the deglaciation of high mountain regions. *Geophys Res Lett*, 2009, 36: L17701, doi: 10.1029/2009GL037712
- 27 Zhang Y S, Guo Y. Variability of atmospheric freezing-level height and its impact on the cryosphere in China. *Ann Glaciol*, 2011, 52: 81–88
- 28 Ichiyana K, Yamanaka M D, Muraji Y, et al. Precipitation in Nepal between 1987 and 1996. *Int J Climatol*, 2007, 27: 1753–1762
- 29 Yue S, Pilon P, Cavadias G. Power of the Mann-Kendall and Spearman's rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series. *J Hydrol*, 2002, 259: 254–271
- 30 Liu M, Shen Y J, Zeng Y, et al. Trend in pan evaporation and its attribution over the past 50 years in China. *J Geogr Sci*, 2010, 20: 557–568
- 31 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术. 北京: 气象出版社, 2007. 63–64
- 32 Zheng H X, Zhang L, Zhu R R, et al. Responses of streamflow to climate and land surface change in the headwaters of the Yellow River Basin. *Water Resour Res*, 2009, 45: W00A19, doi: 10.1029/2007WR006665
- 33 Ma H, Yang D W, Gao B, et al. Impact of climate variability and human activity on streamflow decrease in the Miyun Reservoir catchment. *J Hydrol*, 2010, 389: 317–324
- 34 Sankarasubramanian A, Vogel R M, Limburner J F. Climate elasticity of streamflow in the United States. *Water Resour Res*, 2001, 37: 1771–1781
- 35 叶笃正, 罗四维, 朱抱真. 青藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡. *气象学报*, 1957, 28: 108–121
- 36 Flohn H. Large-scale aspects of the “summer monsoon” in south and east Asia. *J Meteor Soc Japan*, 1957, 75: 180–186
- 37 季劲钧, 黄玫. 青藏高原地表能量通量的估计. *地球科学进展*, 2006, 21: 1268–1272
- 38 Duan A M, Wu G X. Weakening trend in the atmospheric heat source over the Tibetan Plateau during recent decades. Part I: Observations. *J Clim*, 2008, 21: 3149–3164
- 39 阳坤, 郭晓峰, 武炳义. 青藏高原地表感热通量的近期变化趋势. *中国科学: 地球科学*, 2010, 40: 923–932
- 40 康尔泗, 程国栋, 董增川. 中国西北干旱区冰雪水资源与出山径流. 北京: 科学出版社, 2002. 97–124
- 41 施雅风, 刘潮海, 王宗太, 等. 简明中国冰川目录. 上海: 上海科学普及出版社, 2005. 1–194
- 42 陈曦. 中国干旱区自然地理. 北京: 科学出版社, 2010. 226–289
- 43 Wang X, Xie Z C, Li Q Y, et al. Sensitivity analysis of glacier systems to climate warming in China. *J Geogr Sci*, 2008, 18: 190–200
- 44 Beniston M, Diaz H F, Bradley R S. Climate change at high elevation sites: An overview. *Clim Change*, 1997, 36: 233–251
- 45 Hoffmann G. Taking the pulse of the tropical water cycle. *Science*, 2003, 301: 776–777
- 46 Diaz H F, Eischeid J K, Duncan C, et al. Variability of freezing levels, melting season indicators, and snow cover for selected high-elevation and continental regions in the last 50 years. *Clim Change*, 2003, 59: 33–52
- 47 Coudrain A, Francou B, Kundewicz Z W. Glacier shrinkage in the Andes and consequences for water resources. *Hydrolog Sci J*, 2005, 50: 925–932
- 48 Vuille M, Francou B, Wagnon P, et al. Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future. *Earth-Sci Rev*, 2008, 89: 79–96
- 49 Diaz H F, Graham N E. Recent changes in tropical freezing heights and the role of sea surface temperature. *Nature*, 1996, 383: 152–155
- 50 Diaz H F, Giambelluca T W, Eischeid J K. Changes in the vertical profiles of mean temperature and humidity in the Hawaiian Islands. *Glob Planet Change*, 2011, 77: 21–25