

松花江流域融雪径流及其影响因素

朱景亮^{1,2}, 齐非非³, 穆兴民¹, 范昊明³

(1. 中国科学院 水土保持研究所, 陕西 杨凌 712100;
2. 松辽水利委员会, 吉林 长春 130021; 3. 沈阳农业大学, 辽宁 沈阳 110866)

摘要: [目的] 定量分析松花江融雪径流变化过程, 并探讨降雪量、温度、辐射等因素对融雪径流的影响, 为松花江流域融雪径流调控和利用提供依据。[方法] 采用 Mann—Kendall 检验、移动平均、斜率估计等方法, 对松花江流域 1956—2010 年的降雪、气温、辐射、径流量等进行分析。[结果] (1) 春季解冻期松花江径流量介于 $1.26 \times 10^8 \sim 1.20 \times 10^{10} \text{ m}^3/\text{a}$, 且呈减小趋势; (2) 该时段流域内气温上升明显, 增加幅度达 $0.047 \text{ }^\circ\text{C}/\text{a}$, 大于年平均温度变化幅度 $0.036 \text{ }^\circ\text{C}/\text{a}$; (3) 辐射值在研究期内呈现减小趋势, 多年平均及解冻期辐射值降幅分别为 5 和 $8 \text{ J}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$; (4) 降雪量逐年增加, 从流域降雪量分布来看, 松花江干流自东向西递减, 松花江上游支流嫩江流域降雪量自北向南降雪量逐渐减小。降雪量与融雪径流变化一致。[结论] 温度升高为融雪创造条件的同时也增强了蒸发作用, 而降雪量的增加并不足以抵消温度对融雪的影响。

关键词: 解冻期; 融雪径流; 松花江流域

文献标识码: A

文章编号: 1000-288X(2015)02-0125-06

中图分类号: S715.3

Snowmelt Runoff Characteristics and Its Influencing Factors of Songhua River Basin

ZHU Jingliang^{1,2}, QI Feifei³, MU Xingmin¹, FAN Haoming³

(1. Institute of Soil and Water Conservation, Chinese Academy of Sciences and Ministry of Water Resource, Yangling, Shaanxi 712100, China; 2. Songliao Water Resources Commission, Changchun, Jilin 130021, China; 3. Shenyang Agricultural University, Shenyang, Liaoning 100866, China)

Abstract: [Objective] The snowmelt runoff process of Songhua River was analyzed, and the influence factors of snowfall, such as temperature, radiation, and so on, were addressed in order to provide some bases for the regulation and utilization of snowmelt runoff in the Songhua River Basin. [Methods] Using methods of Mann—Kendall test, moving average and slope estimation, the tendencies and variations of snowfall, temperature, radiation, runoff and other information of Songhua River Basin from 1956 to 2010 were analyzed. [Results] (1) Runoff of spring thaw period was between $1.26 \times 10^8 \sim 1.20 \times 10^{10} \text{ m}^3/\text{a}$, and had a decreasing tendency; (2) Temperature rose significantly within the thaw period, increased by $0.047 \text{ }^\circ\text{C}/\text{a}$, which is greater than the increase of annual average temperature of $0.036 \text{ }^\circ\text{C}/\text{a}$; (3) Radiation value showed a trend of decrease in the study period, the yearly averaged decreasing rate and the corresponding value at frost free period dropped by $5 \text{ J}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ and $8 \text{ J}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$; (4) Snowfall increased year by year. The snowfall along the main stream decreased from east to west. While the snowfall along the branched Nenjiang River reduced from north to south gradually. Snowfall and snowmelt runoff changed at a same step. [Conclusion] The increased temperature not only makes a favorable condition for snow melting but also will enhance the evaporation. The increase of snowfall is not enough to counteract the effects of temperature on the snowmelt.

Keywords: spring thaw; snowmelt runoff; Songhua River Basin

融雪径流是春季解冻期松花江水量主要来源, 径流量受冬季稳定积雪量和开春期温度等条件共同影响。冬季积雪量是物质基础, 其他因素为融雪创造环

境条件。徐兴奎^[1]对我国降雪量和空间分布研究表明, 我国能够形成地表积雪的地区主要位于中国北方和西南高原地区, 地理位置以及主控气候系统决定了

收稿日期: 2014-03-25

修回日期: 2014-04-10

资助项目: 国家自然科学基金项目“东北黑土低山丘陵区融雪侵蚀机理与过程研究”(41371272)

第一作者: 朱景亮(1970—), 男(汉族), 吉林省松原市人, 博士研究生, 高级工程师, 主要从事水资源管理方面的研究。E-mail: zjl@slwr.gov.cn。

中国北方地区主要降雪量和积雪形成于秋冬两季。针叶林的截雪量大于落叶林,因此,针叶林内积雪厚度要小于落叶杂木林^[2]。但在融雪期,郁闭度小的树林吸收太阳辐射较多,融雪速度大于郁闭度大的树林。王金叶^[3]在祁连山林区研究表明,阳坡光照强,降雪在短时间内融化,不能形成积雪;阴坡乔灌混交林积雪最厚,灌丛林次之,乔木林林缘积雪效应强烈,往往在迎风面林缘形成高于林内 10 倍以上的积雪。灌木区积雪量大于稀疏的苔原区^[4]。在冬季郁闭度较小的次生白桦林内的积雪厚度冬季最大值为 45 cm,比同期郁闭度较大的云冷杉红松林内积雪厚 14.7 cm。次生白桦林内的积雪量大,在春季所提供的融雪径流量要比其它林型多^[5]。气温以及积雪量都会对融雪产流时间造成影响,融雪径流时间的改变是对控制流域融雪气候状况的一个综合反映。融雪径流发生时间、产流速度等对以融雪径流补给为主的流域水资源开发利用具有重要意义。融雪时间的提前会改变年径流总量及其季节分配^[6],进而影响下游地区工农业用水分配和水库的调度运行。积雪消融过程极其复杂,对于季节性积雪地区而言,气温变化是积雪融化的决定因素。随着春季到来,太阳高度角不断增加,地面接收到短波辐射持续增加,温度回升,为融雪创造条件。下垫面条件也是积雪消融重要影响因素,如:地形、坡度、地表植被类型、海拔高度以及融雪期降雨。坡向决定了积雪可接受的日照辐射量,从而影响到积雪融化速率。植被覆盖能减缓融雪速度,而降雨可以加速融雪。坡度在不同程度上决定了太阳入射角度,直接影响雪盖能量的收入状况和积雪消融速度。不同树种、不同森林类型和结构对融雪径流效应的差异显著^[7]。郁闭度较小的杂木林,林内积雪能大面积直接吸收太阳辐射而加速融化,融雪速度远大于郁闭度大的针阔混交林、红松林^[8]。灌木对辐射的反射率低,吸收太阳总能量高,并能够进行较好的能量传递,将太阳辐射能量传送给林下积雪,使其融化加速。本研究定量分析松花江融雪径流变化过程,并探讨降雪量、温度、辐射等因素对融雪径流的影响,为松花江流域融雪径流调控和利用提供依据。

1 资料与方法

1.1 研究区概况

松花江全长 2309 km,流域面积 $5.61 \times 10^5 \text{ km}^2$,介于北纬 $41^\circ 42' - 51^\circ 38'$,东经 $119^\circ 52' - 132^\circ 31'$ 之间。松花江区为温带大陆性季风气候区,冬季严寒且漫长,达半年之久,夏季温热。年最高气温在 7 月份,月平均气温在 17°C 以上;年最低气温在 1 月份,月平

均气温在 -14°C 以下。流域年平均降水量比较充沛,水资源较丰富,水质较好。年降水量一般在 400~700 mm 之间,降水主呈现自东南向西北方向递减的趋势。汛期雨量集中,6—9 月汛期降水量占全年总降水量的 70% 以上。

1.2 数据与处理

降雪、气温、太阳辐射量数据来源于中国气象局松花江流域内 12 个气象站,其中太阳辐射观测台站 5 个,径流数据来源于松花江流域的佳木斯、哈尔滨、库漠屯、晨明、兰西、碾子山等站水文站,资料时段为 1956—2010 年。通过对松花江流域多年气温观察和分析,1—2 月松花江流域基本处于冰冻期;每年 3—4 月气温在 0°C 左右,故将 3—4 月定义为春季解冻期,6 月开始进入汛期,故把 3—5 月径流称为春季解冻期径流。研究对气候及水文序列进行了滑动平均、斜率估计,并对数据进行了 Mann—Kendall 检验及相关性分析。采用统计方法,分析主要站点的变异特征参数,如极值比、变异系数等。

2 结果与分析

2.1 融雪径流

松花江及其支流主要水文站径流量变化差异显著,其变化统计特征详见表 1。由表 1 可以看出,佳木斯站是松花江干流下游重要水文控制站,地处平原,径流量明显高于其他水文控制站,变异系数与极值比分别为 0.36 和 5.14。哈尔滨站是嫩江与第二松花江汇合之后进入松花江的水文控制站,位于松嫩平原区,径流量变异系数为 0.37,极值比为 5.46。支流库漠屯站、晨明站、兰西站变异系数与极值比均较小,而嫩江中游碾子山站变异系数和极值比分别高达 0.72 和 53.22,这是由于碾子山站位于雅鲁河流域,属丘陵沟壑区,地形起伏较大。

松花江主要水文站年径流变化一致性较高,1956—1979 年变为波动下降,1980—1988 年径流量迅速上升,1989—2010 年径流量呈下降趋势。兰西与晨明站略有不同,在 1956—1979 年间出现了小幅度先上升后下降的波动。从图 1 可以看出,55 a 间 6 个水文站径流量均呈减小趋势,其中佳木斯站径流量减小幅度最大,每年以 $6.68 \times 10^{10} \text{ m}^3$ 的速率减小,其次是哈尔滨站,减小幅度为 $4.01 \times 10^{10} \text{ m}^3/\text{a}$ 。支流兰西站、库漠屯站减小幅度较大,其次是晨明站,碾子山站径流量变化最小。12 月至次年 3 月河道处于封冻期,径流量小,均低于多年平均径流量 70% 左右。3 月份开始径流量开始增加,4 月开始增幅较大,约 46.49%;5 月较 4 月经流量增加了 $5.45 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。这几月恰是松花江流域融雪期。

表 1 松花江 1956—2010 年不同河流水文站径流量变化特征

站点	所属河流	支流级别	控制面积/ 10 ⁴ km ²	径流系数/ %	径流量/ 10 ⁸ m ³	变异系数	最大值		最小值		极值比
							值/10 ⁸ m ³	年份	值/10 ⁸ m ³	年份	
库漠屯	甘河	2	3.22	39	63.56	0.38	112.57	1984	21.89	1974	5.14
碾子山	雅鲁河	2	1.36	32	19.94	0.72	83.87	1998	1.58	2007	53.22
哈尔滨	松花江	—	38.98	22	468.69	0.37	968.40	1998	177.47	1979	5.46
兰西	呼兰河	1	2.77	31	38.81	0.53	88.06	1985	5.75	2001	15.32
晨明	汤旺河	1	1.92	45	54.73	0.37	101.31	1985	18.51	2008	5.47
佳木斯	松花江	—	52.83	26	724.26	0.36	1410.42	1960	285.51	1979	4.94

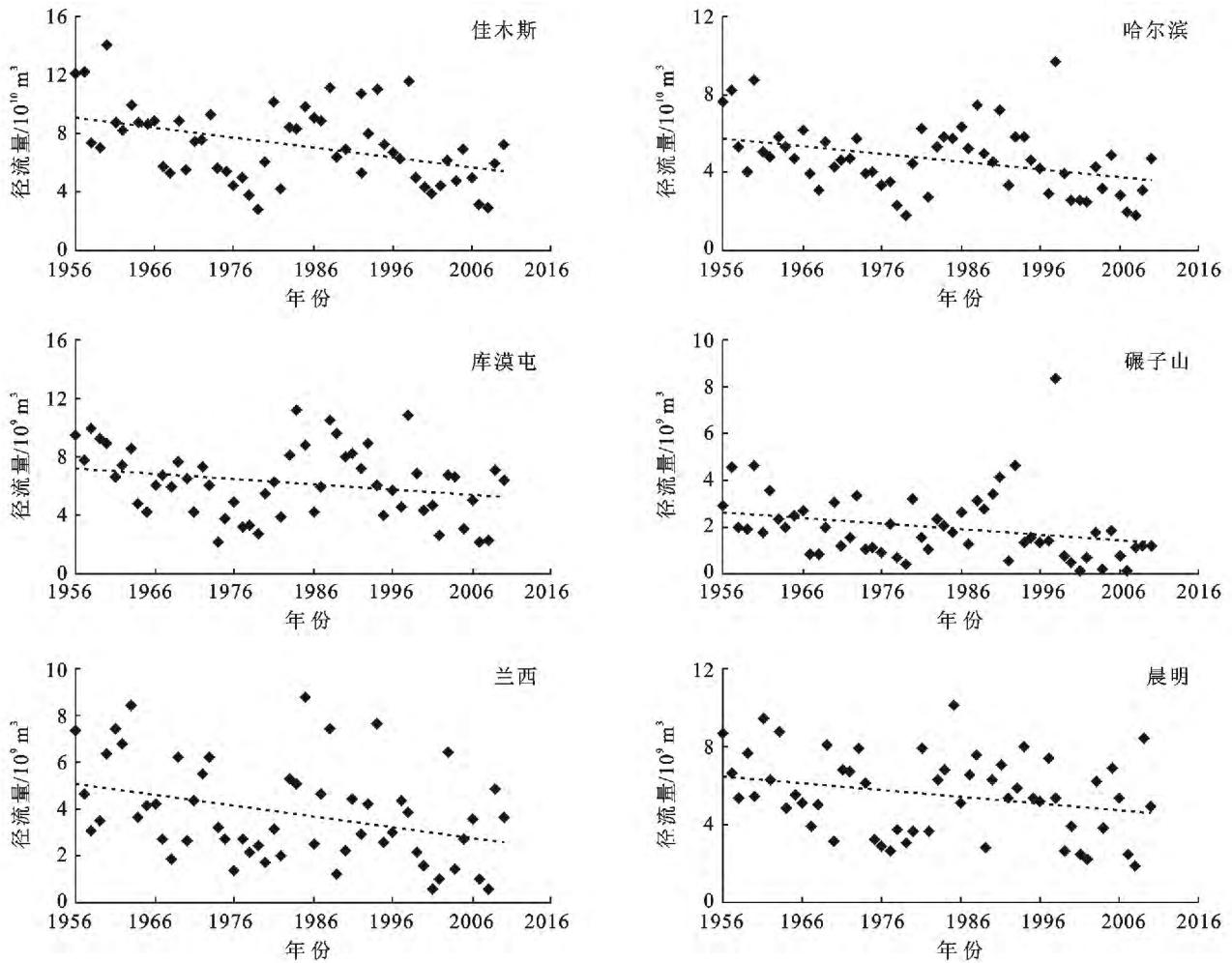


图 1 松花江流域径流量年际变化

图 2 为 6 个水文站径流量代际分布曲线。由图 2 可以看出,径流量变化情况基本一致,其中 20 世纪 70 年代与 21 世纪初期径流量略低于多年平均径流量。60 年代只有兰西站出现小幅增加,其余水文站均呈现不同程度减小。70 年代径流量明显减小,年代际变化曲线在 20 世纪 80 年代出现第二个波峰,径流量与多年平均径流量相持平,之后径流量开始大幅度减小。

松花江流域春季解冻期径流量均值在 1.26×10^8

$\sim 1.20 \times 10^{10} \text{ m}^3/\text{a}$ 之间,径流量均值有大到小依次为:佳木斯 > 哈尔滨 > 库漠屯 > 晨明 > 兰西 > 碾子山。松花江流域春季解冻期径流量历年平均为 $3.82 \times 10^9 \text{ m}^3$ 。佳木斯站与哈尔滨站变异系数和极值比非常接近,分别为 0.32, 4.08; 0.31, 4.05, 均小于年际变化。佳木斯、哈尔滨分别为位于三江平原和松嫩平原,地势平坦,因而径流变化较小。支流中,除晨明站变异系数和极值比较小外其他水文站数值均较大,变异系数超过 0.6,极值比兰西站更高达 39.51(表 2)。

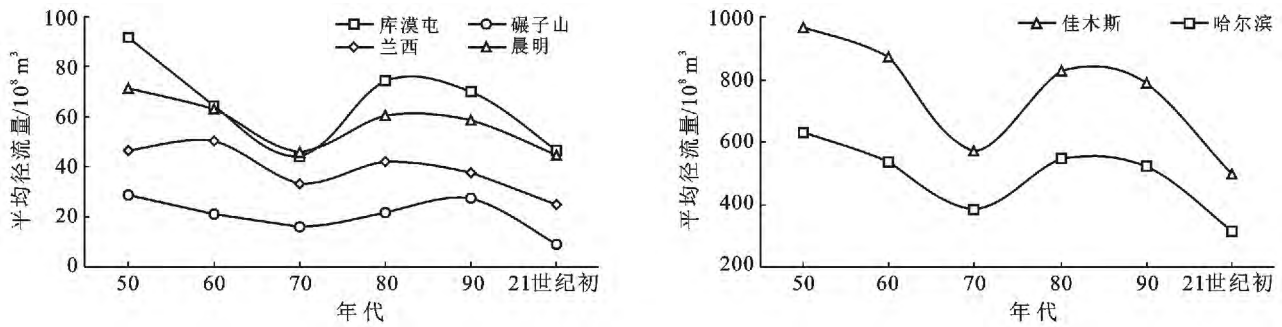


图 2 松花江流域各水文站径流代际变化

表 2 松花江流域 1956—2010 年春季解冻期主要水文站径流量特征

站点	所属河流	支流级别	平均径流量/ 10^8 m^3	变异系数	最大值		最小值		极值比
					值/ 10^8 m^3	年份	值/ 10^8 m^3	年份	
库漠屯	甘河	2	13.61	0.67	45.96	2004	3.33	1977	13.81
碾子山	雅鲁河	2	1.26	0.73	4.51	2010	0.28	1980	16.16
哈尔滨	干流	—	75.13	0.31	128.77	1988	31.83	2008	4.05
兰西	呼兰河	1	5.21	0.70	16.95	1988	0.43	2002	39.51
晨明	汤旺河	1	9.32	0.49	20.84	2005	3.12	2003	6.67
佳木斯	干流	—	119.97	0.32	219.29	1988	53.81	2003	4.08

由图 3 可以看出,佳木斯、哈尔滨站径流量变幅较大,兰西、晨明、以及库漠屯站则趋于平稳,碾子山站径流量小且状态稳定。径流量变化大体上分为以下 3 个阶段:第 1 阶段为 1956—1979 年,径流量呈现波动下降趋势;第 2 阶段为 1980—1988 年,径流量迅速上升;1989—2010 年是第 3 阶段,该阶段径流量逐渐下降趋于平缓。松花江流域干支流各水文站 1956—2010 年间春季解冻期径流量均呈减小趋势,哈尔滨站、佳木斯站减小幅度分别为 $5.00 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{a}$ 和 $7.00 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{a}$ 。

2.2 融雪径流及其影响因素

2.2.1 温度因素

松花江流域多年平均温度为 $3 \text{ }^\circ\text{C}$,经历了冷→暖→冷→暖四次波动,总体上以 $0.036 \text{ }^\circ\text{C}/\text{a}$ 的速率上升,55 a 来平均气温上升 $2 \text{ }^\circ\text{C}$ 。春季解冻期平均气温为 $4.82 \text{ }^\circ\text{C}$,上升速率为 $0.047 \text{ }^\circ\text{C}/\text{a}$,远大于比同期全国升温幅度 ($0.005 \sim 0.008 \text{ }^\circ\text{C}/\text{a}$) 和全球的升温幅度 ($0.006 \sim 0.002 \text{ }^\circ\text{C}/\text{a}$)^[9],与多年平均温度相比春季解冻期温度升高幅度更大。松花江流域温度迅速降低始于 11 月 ($-7.84 \text{ }^\circ\text{C}$)。一个降雪周期内温度值的波谷在 1 月,12 月至翌年 2 月末温度变化平缓,平均温度为 $-17.5 \text{ }^\circ\text{C}$,冬季温度相对较高。3 月起进入松花江流域融雪期,3—5 月平均温度从 $-5.35 \text{ }^\circ\text{C}$ 上升至 $13.49 \text{ }^\circ\text{C}$,升温速度相对较缓,有利于积雪蒸发,从而导致融雪径流量减小。从空间分布来看年温度升高幅度具有自东

南向中部递增再向西北递减的变化。

2.2.2 辐射因素

1962—2011 年多年平均辐射值为 $5660 \text{ J}/\text{m}^2$,呈下降趋势,降幅为 $50 \text{ J}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$,49 a 来下降了 $220 \text{ J}/\text{m}^2$ 。春季解冻期辐射值降幅约为 $8 \text{ J}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ 。3—5 月平均辐射分别为 $5870, 7010, 8020 \text{ J}/\text{m}^2$ 。除富裕站略有上升外,黑河、佳木斯、哈尔滨、长春站均为下降趋势。5 个辐射观测站变化幅度依次为:长春>哈尔滨>黑河>佳木斯>富裕。长春站降幅达到 $10.7 \text{ J}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ 。佳木斯站下降幅度最小,辐射值降低了 $180 \text{ J}/\text{m}^2$ 。富裕站 18 a 间辐射值以 $4.3 \text{ J}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ 的速度缓慢上升了近 $70 \text{ J}/\text{m}^2$ 。一年之中春季解冻期辐射最弱。在松花江流域,大气辐射值差异不大,总体上看,自东部西南递增,再向北部递减。

2.2.3 流域降雪因素

根据松花江流域 12 个气象站的 1956—2011 年资料,多年平均降雪量为 24.12 mm ,变异系数为 0.63。松花江流域降雪量交替上升下降,但总体上呈缓慢上升趋势。其中 2010 年降雪最大,1975 年最小,降雪量分别为 67.84 和 10.78 mm 。

松花江流域冬季降雪主要集中在 1,2,3,11,12 月,其中 12,11 月降雪最多,降雪量分别为 $5.81, 5.47 \text{ mm}$;其次是 3,1,2 月,降雪量分别为 $4.66, 3.99, 3.93 \text{ mm}$;4,10 月零星分布少量降雪。5 和 9 月只有极特殊年份在新林、加格达奇大兴安岭林区有微量降雪。

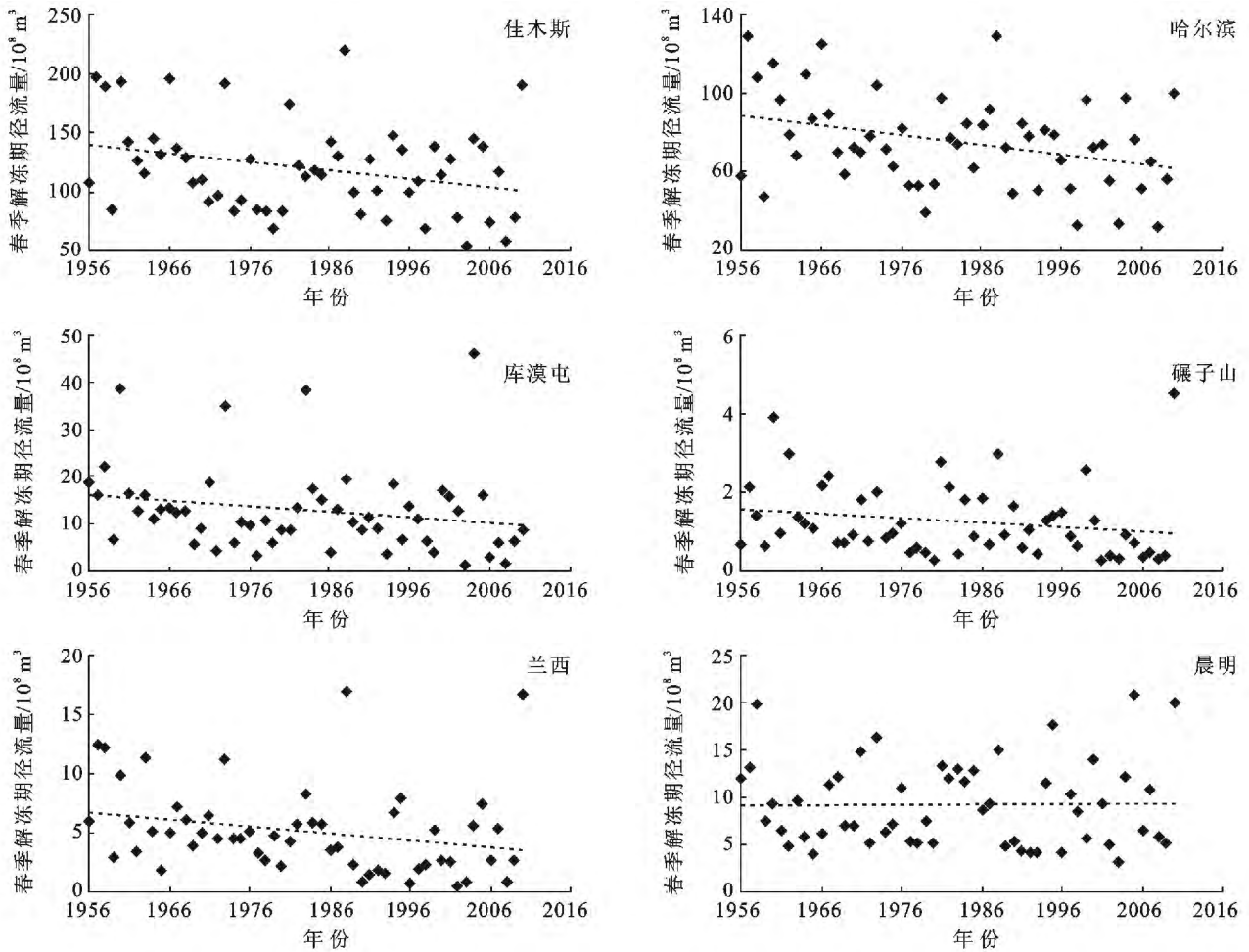


图 3 松花江流域春季解冻期主要水文站径流量变化

北源嫩江流域上游降雪量较多,加格达奇站、嫩江站年平均降雪量分别为 30.08 和 21.38 mm;嫩江下游降雪量在整个研究范围内最低,齐齐哈尔站年平均降雪量为 13.94 mm,略高于扎兰屯站 0.53 mm。第二松花江流域降雪量居中,长春站和梅河口站年平均降雪量分别为 18.69 和 24.97 mm。同支流相比,干流降雪量较大,其中松花江中游哈尔滨站降雪量为

27.82 mm;海伦站与绥化站略低于哈尔滨站,分别为 20.69 和 20.33 mm。下游平原区降雪量最大,伊春站年平均降雪量为 34.56 mm;佳木斯站在研究范围内降雪量最大,高出伊春站 0.7 mm,达到 35.26 mm。在整个松花江流域,下游三江平原区降雪量最大,其次是嫩江流域大兴安岭林区,中西部漫川漫岗区降雪量最少,中游丘陵沟壑区降雪量居中(表 3)。

表 3 松花江气象站春季解冻期多年平均降雪量特征统计

气象站	所属河流	支流级别	平均降雪量/mm	变异系数	最大值		最小值		极值比
					值/mm	年份	值/mm	年份	
嫩江	嫩江	1	21.38	0.43	64.7	1966	8.3	2005	7.80
加格达奇	嫩江	2	30.08	0.39	54.9	2003	13.2	1990	4.16
齐齐哈尔	嫩江	1	13.94	0.59	44.9	1957	3.4	1967	13.21
扎兰屯	嫩江	2	13.41	0.63	55.1	2010	3.6	1980	15.31
长春	第二松花江	1	18.69	0.56	65.1	2010	4.0	1963	16.28
梅河口	第二松花江	1	24.97	0.55	66.0	1956	4.3	1961	15.35
哈尔滨	松花江干流	—	27.82	0.54	79.9	1957	7.5	1975	10.65
海伦	呼兰河	1	20.69	0.58	72.8	2010	6.9	1970	10.55
绥化	呼兰河	1	20.33	0.59	82.2	2010	5.3	1970	15.51
牡丹江	牡丹江	1	29.47	0.56	78.9	1968	2.0	2008	39.45
伊春	汤旺河	1	34.56	0.46	107.2	2010	13.4	1975	8.00
佳木斯	松花江干流	—	35.26	0.60	124.9	2010	8.7	1986	14.36

松花江各支流春季解冻期径流量分布与降雪量变化一致。降雪是融雪的物质基础,丘陵沟壑区与漫川漫岗区降雪量少,植被覆盖度低,降雪之后温度升高,积雪融化较快或随之蒸发,因而产生径流量少。林区物质基础好,且植被盖度大,当辐射增加,植被反射率要低于裸露积雪,同时植物可以将能量传递给积雪,从而加速融雪。

2.2.4 影响因素相关性分析 采用了 Spearman 和 Pearson 两种相关分析方法对融雪径流及其影响因素的相关性进行了分析。从表 4 可以看出,解冻期温度与融雪径流呈负相关,并且在 0.01 水平下显著相关 ($R^2=0.2349$)。解冻期辐射与降雪量对融雪径流也表现出负相关的关系,但相关性不显著。

积雪在消融过程中伴随着能量的相互转化与物质的迁移和消耗,能量的变化决定着积雪层的消融与冻结,而在积雪发生相变过程中,会释放或者吸收能量,从而影响能量平衡,其复杂的过程可以看作是能量与物质的相互耦合。积雪层从外界吸收太阳辐射、长波辐射以及地热等能量用整个积雪消融过程的能量消耗,其一部分能量用于积雪内部的温度变化,剩余部分用于将 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的冰融化为 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的水。地表空气通过与地面热交换,吸收地表长波辐射近而升温,温度的回升是一个过程,因此温度的变化滞后于辐射。

松花江流域融雪径流逐年减小,辐射值在研究期内也呈现减小趋势,而降雪量与温度均逐年增加。春季解冻期温度急剧上升,为积雪融化创造有利条件同时也增强了蒸发作用,因而降雪量的增加并不能抵消温度对融雪的影响,导致春季解冻期径流量的减小。但是温度升高会提前融雪径流产生的时间。

表 4 相关性分析

融雪径流 影响因素	Spearman 相关系数	显著性	Pearson 相关系数	显著性
解冻期温度	-0.409	0.003	-0.45	0.001
解冻期辐射	-0.135	0.351	-0.17	0.238
降雪量	-0.129	0.371	-0.073	0.614

3 结论

(1) 融雪径流均值介于 $1.26 \times 10^8 \sim 1.20 \times 10^{10}$ m^3/a , 55 a 间呈减小趋势,其中哈尔滨、佳木斯站径流

量变化幅度最大,分别为 $5.00 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 和 $7.00 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 。

(2) 松花江流域平均温度与春季解冻期温度变化趋势相同,增幅分别为 0.036 和 $0.047\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{a}$ 。整体上升幅度具有自东南向中部递增再向西北递减的变化。温度升高会提前融雪径流产生的日期。

(3) 多年平均辐射值为 $5\ 660 \text{ J}/\text{m}^2$,呈下降趋势,降幅为 $5 \text{ J}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$,春季解冻期辐射值降幅约为 $8 \text{ J}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ 。支流多年平均辐射明显大于干流,自西向东呈现先增加后减小的趋势。

(4) 降雪量增加幅度为 $0.15 \text{ mm}/\text{a}$ 。松花江干流自东向西降雪量递减,嫩江流域降雪量自北向南降雪量逐渐减小。降雪量与融雪径流变化一致。

(5) 降雪量的增加并不能抵消温度对融雪的影响,冬季温度相对较高,而融雪期增温较缓,促进了雪的蒸发作用,进而导致春季解冻期径流量的减小。

[参 考 文 献]

- [1] Danny M, John K, Dave T, et al. The sensitivity of snowmelt processes to climate conditions and forest cover during rain-on-snow: A case study of the 1996 Pacific Northwest flood[J]. Hydrological Sciences, 1998, 12 (10/11):1569-1587.
- [2] 徐兴奎. 1997—2000 年中国降雪量变化和区域性分布特征[J]. 冰川冻土, 2011, 33(3):497-503.
- [3] 任青山,魏晓华,葛剑平,等. 黑龙江省东部森林中雪的水文效益的初步研究[J]. 东北林业大学学报, 1994, 22 (2):11-16.
- [4] 王金叶,常宗强,金博文,等. 祁连山林区积雪分布规律调查[J]. 西北林学院学报, 2001, 16(S):14-16.
- [5] Pomeroy J W, Bewley D S, Essery R L H, et al. Shrub tundra snowmelt[J]. Hydrological Processes, 2006, 20 (4):923-941.
- [6] 刘海亮. 小兴安岭主要森林类型对降雪融雪过程的影响[D]. 黑龙江 哈尔滨:东北林业大学, 2011.
- [7] 张庆费,周晓峰,蔡体久,等. 黑龙江省中部地区森林队融雪径流的影响[J]. 植物资源与环境, 1994, 3(3):36-40.
- [8] 陈卫东,张波,霸广忠. 春雪消融产生的森林径流特征及其影响[J]. 黑龙江水利科技, 2001(3):54-55.
- [9] 林而达,许吟隆,蒋金荷,等. 气候变化国家评估报告(II):气候变化的影响与适应[J]. 气候变化研究进展, 2006, 2(2):51-56.