

DOI:10.3880/j.issn.1004-6933.2021.04.011

大兴安岭外源水补给的水量平衡与同位素证据

陈 刚¹, 王文凤², 马芬艳², 陈建生^{2,3}

(1. 河海大学科技处, 江苏 南京 210098; 2. 河海大学土木与交通学院, 江苏 南京 210098;

3. 河海大学地球科学与工程学院, 江苏 南京 210098)

摘要:通过对大兴安岭北部呼玛河流域降水与径流关系以及河水与地下水的同位素分析, 讨论了呼玛河流域多年冻土区地表水与地下水之间的转化关系。结果表明: 冬季河流接受泉水补给, 冻土层下水通过冻土层中的不冻带补给河水; 呼玛河流域径流量与蒸散发量之和大于降水量, 且当地地表水和地下水的氢氧同位素比当地降水贫化, 补给河流的冻土层下水接受非本流域的降水补给; 补给河流的冻土层下水的氢氧同位素特征与西藏河流的氢氧同位素接近, 青藏高原可能是大兴安岭的补给源区。

关键词:水量平衡; 氢氧同位素; 冻土层; 地下水; 大兴安岭; 呼玛河流域

中图分类号:TV12;P333.1 **文献标志码:**A **文章编号:**1004-6933(2021)04-0075-07

Water balance and isotopic evidence of external water supply in Daxing'an Mountains // CHEN Gang¹, WANG Wenfeng², MA Fenyan², CHEN Jiansheng^{2,3} (1. Hohai University Science & Technology Office, Nanjing 210098, China; 2. College of Civil and Transportation Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China; 3. School of Earth Science and Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China)

Abstract: By analyzing the relationship between precipitation and river runoff in the Huma River Basin in the north of Daxing'an Mountains and isotopic of river and groundwater, this paper discusses the transformation relationship between surface water and groundwater in permafrost area of Huma River Basin. The results show that the rivers are recharged by springs in winter, and the sub-permafrost water supplies the river through the unfrozen zone in the frozen soil layer. The sum of runoff and evapotranspiration in the Huma River Basin is larger than the precipitation, and the sub-permafrost water, which supplies the river, receives the precipitation supplement from exotic basins under the circumstance of hydrogen and oxygen isotopes of local surface water and groundwater are less than that of local precipitation. The hydrogen and oxygen isotopic characteristics of the sub-permafrost water, which supplies the river, are close to that in Tibet, which indicates that the Tibet plateau may be the source of water supplement in Daxing'an Mountains.

Key words: water balance; hydrogen and oxygen isotopes; permafrost; groundwater; Daxing'an Mountains; Huma River Basin

大兴安岭位于内蒙古自治区东北部与黑龙江省西北部, 北起黑龙江畔, 南至西拉木伦河上游谷地, 东北—西南走向, 全长 1 200 km, 平均海拔 1 200 m, 总面积 32.72 万 km²^[1]。大兴安岭分布着中国面积最大的原始森林, 也是内蒙古高原与松辽平原的分水岭。大兴安岭多年平均降水量小于 500 mm, 但地表水资源极为丰富, 沟壑中的溪流常年流淌, 主要河流有呼玛河、塔河、多古河、多布库尔河、甘河等, 大兴安岭地区年径流深高达 262.4 mm, 这是极为罕

见的^[2]。

关于大兴安岭地区水资源丰富的原因存在两种不同的观点: 一种观点认为, 山区发源的河水都来自降水补给, 冬季补给河流的泉水来自夏季降水入渗并储存在含水层中的地下水, 流域内的总水量是平衡的^[2]; 另一种观点认为, 大兴安岭流域水量不平衡, 河流接受稳定的泉水补给, 稳定的泉水不是来自当地降水的入渗补给, 而是来自外源地下水的跨流域补给: 西藏内流区河流与湖泊存在渗漏^[3-5], 渗漏

基金项目: 中央高校基本科研业务费专项(2018B48814)

作者简介: 陈刚(1974—), 男, 副教授, 硕士, 主要从事水环境工程研究。E-mail: gchen@hhu.edu.cn

通信作者: 陈建生(1955—), 男, 教授, 博士, 主要从事同位素水文学研究。E-mail: jschen@hhu.edu.cn

水通过深循环导水通道补给到鄂尔多斯、阿拉善、内蒙古高原、大兴安岭、松嫩平原、三江平原及长白山地区一带^[4,6-8]。

由于全球降水的氢氧同位素关系点都落在全球雨水线(global meteoric water line, GMWL)上,地下水如果来自当地降水的入渗补给,那么地下水的氢氧同位素应该与当地降水的多年加权平均值相同或相似,虽然降水在入渗过程中可能受到蒸发分馏的影响,但氢氧同位素关系点将沿着特定的蒸发线(evaporation line, EL)分布,通过对比分析可以确定地下水是否来自当地降水的入渗补给^[9-10]。可见,同位素分析为判别大兴安岭泉水的来源提供了一种技术手段,通过对比分析,可以确定当地水体与大气降水是否存在补给关系。

本文通过分析大兴安岭呼玛河流域降水与径流的关系,结合水量平衡计算与水文地质条件分析,确定地表水与地下水的相互转化关系,通过河水、地下水与降水之间的同位素关系,探寻当地地表水、地下水的补给源、补给通道及形成机制。

1 研究区概况

呼玛河流域位于大兴安岭主峰伊勒呼里山北麓东部一侧,呼玛河是黑龙江一级支流,流域面积 30 853 km²,塔河是呼玛河的最大支流。呼玛河流域由西向东地势逐渐降低,平均海拔高度 385 m,水系分布见图 1。呼玛河流域多年平均降水量 485 mm,蒸发量 685 mm,流域内水系发育良好,共有河流 51 条,自然泡沼 370 多个。呼玛河流域位于大兴安岭原始森林区,区域内植被覆盖度较高,植被归一化指数在 0.8 以上,叶面积指数 1.4 ~ 5.3,植被优势种群为兴安落叶松、白桦林等。呼玛河流域存在永久冻土层,冻土层厚度一般为 50 ~ 60 m,在谷底、沼泽化洼地及低阶地,冻土层厚度可达 70 ~ 80 m,最厚可达 100 m 以上。永久冻土层上存在一层活动层,在冬季与永久冻土层连为一体,在夏季成为地下水含水层。流域内分布有冻土层上水、冻土层间水和冻土层下水,由于冻土层的隔水作用,冻土区冻土层上水与冻土层下水交换较少^[11],仅通过不冻带进行交换。

呼玛河流域采样点分布如图 1 所示。2017 年 8 月下旬在采样点采集水样 10 件,其中地表水样 7 件,地下水样 3 件。地表水样由 6 件河水样品(S1 ~ S6)和 1 件水塘样品(S7)组成。河水样品采集于呼玛河干流、塔河及其支流等,地下水样品采集于呼玛河旁边的村镇。采集地表水时先清洗瓶子,在水下采集并密封好后拿出水面;于村民水井中采集地下水时,先让井水自流 5 min 后采集。

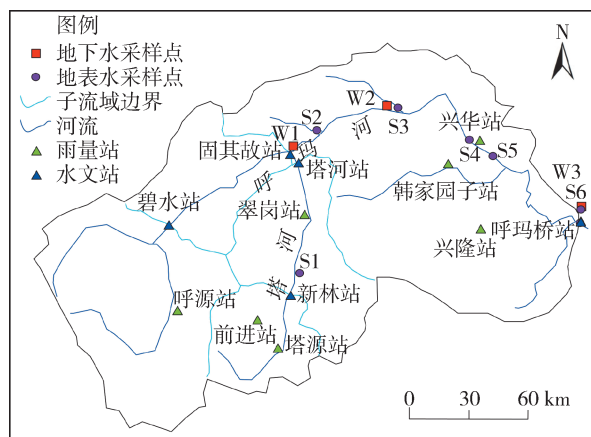


图 1 呼玛河流域及采样点分布

Fig. 1 The Huma River Basin and distribution of sampling points

现场采样时采用 WTW Multi3400i 便携式多功能测试仪测量水样温度、pH 值、TDS、电导率、盐度等信息,测试误差小于 10%。具体分项误差为:pH 值 0.001, TDS 1 mg/L,电导率 1 μ S/cm。将采集的所有样品保存在聚乙烯瓶中,带回实验室采用 MAT253 质谱仪测定水的氢氧同位素,分析精度 δD 为 $\pm 2\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ 为 $\pm 0.1\text{‰}$ 。

本文用到的气象和水文数据来自 2003—2012 年的水文年鉴,主要包括降水、径流、蒸发量和温度,其中蒸发量采用 20 cm 口径蒸发器测量。

2 呼玛河流域补径排关系

2.1 降水与径流特征

呼玛河流域共设置了 5 个水文站和 7 个雨量站(图 1),5 个水文站中,新林站与塔河站设置在呼玛河的一级支流塔河上,碧水站、固其故站与呼玛桥站设置在呼玛河干流上。由于降水量与高程的相关性不是很强($R^2 = 0.48$),采用普通克里金插值计算流域及子流域的降水量。流域全年多年平均降水天数为 87 d,2003—2012 年平均降水量为 483.5 mm。降水年内分配不均,最大连续降水多出现在 6—9 月,占全年降水量的 67%,降水主要来自西太平洋季风;11 月到次年 4 月的降水总量仅为 46.4 mm,占全年降水量的 9.5%;5 月春汛期降水量为 49.5 mm,占全年降水量的 10.2%。降水年际变化大,丰水年与枯水年降水量之比为 3.0 左右。呼玛桥站 2003—2012 年多年平均水面蒸发量为 770 mm,进入冰期后的 11 月至次年 2 月的蒸发量为 15.3 mm,仅占年蒸发量的 2%;5 月蒸发量达到最大值 160.5 mm,风速大、湿度小是蒸发量大的主要原因。呼玛河流域 2003—2012 年月平均降水量与蒸发量分布见图 2。

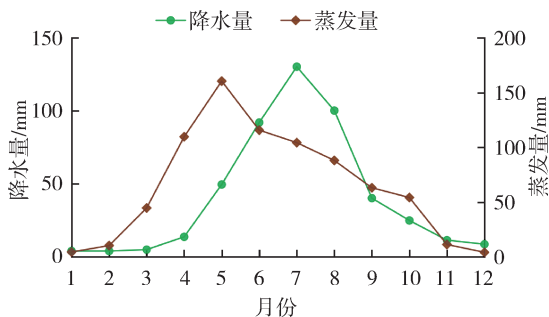


图2 呼玛河流域月平均降水量与蒸发量

Fig. 2 Monthly average precipitation and evaporation in the Huma River Basin

呼玛河流域碧水站 2003—2012 年月平均降水量、蒸发量与气温分布见图 3, 4—9 月平均气温在 0°C 以上, 河水的径流量与气温几乎是同步上升, 二者的相关系数为 0.953; 而径流量与降水量的相关系数为 0.918。河水的径流除与降水有关外, 还与气温有关, 而气温则与冻土层上部“活动层”中的融水量呈正相关关系, 从 4 月开始, 气温高于 0°C , “活动层”中的冻土层自上而下开始融化, 融水形成的潜水通过地下径流补给到河水中, 河流径流量增大。

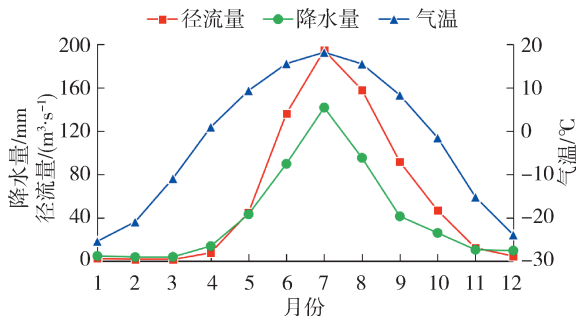
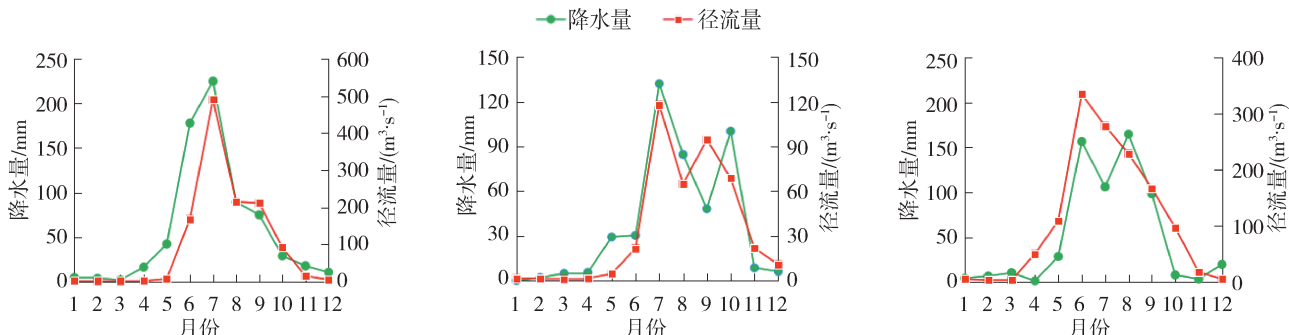


图3 碧水站月平均降水量、径流量与气温

Fig. 3 Monthly average precipitation, runoff and temperature of Bishui Station

碧水站位于呼玛河上游, 受人类活动影响较小, 对 2003—2012 年碧水站的降水和径流关系进行逐年分析发现, 该水文站的月降水量与径流量并非完全一一对应, 降水量最大的年份是 2003 年, 为



(a) 降水直接产生地表径流(2003 年) (b) 降水入渗“活动层”形成潜流补给河流(2008 年) (c) 承压水上涌补给河流(2009 年)

图4 碧水站 3 类径流方式示意图

Fig. 4 Diagram of 3 types of runoff mode at Bishui Station

692 mm, 然而径流最大年份出现在 2009 年, 为 34.4 亿 m^3 。为了揭示降水与径流关系, 对 2003—2012 年的年内降水和径流分配进行进一步的分析, 图 4 给出了 3 种不同类型的径流方式。

a. 降水直接产生地表径流。呼玛河流域上游的年径流量和森林覆盖率存在着相反的变化趋势, 森林覆盖率升高 10.0%, 径流系数降低 14.9%^[12]。降水被植物截留后落在地表, 如果下渗的水量大于土壤的渗透量, 将形成超渗产流^[13], 在地表下的非饱和层形成了一个饱和薄层, 不能渗入“活动层”的降水通过地表径流直接补给河水。如 2003 年 7 月碧水站降水量 224.9 mm, 当月的径流量达到 $490 \text{ m}^3/\text{s}$, 显然地表径流来自降水(图 4(a))。降水产生地表径流的年份还有 2007 年 7 月(降水量 105 mm, 径流量 $120 \text{ m}^3/\text{s}$)。

b. 降水入渗“活动层”形成潜流补给河流。降水受到植物截留后, 降雨强度小于土壤的下渗速率, 在土壤表层不足以形成饱和的薄层, 降水不能形成地表径流。降水经过土壤入渗到“活动层”中形成潜流, 潜流补给河流一般滞后降水 1~2 个月。如 2010 年与 2011 年 7 月降水量为全年最高, 分别达到 185.6 mm 与 167.4 mm, 8 月的径流量达到最大值, 分别为 $358 \text{ m}^3/\text{s}$ 与 $199 \text{ m}^3/\text{s}$, 最大径流量滞后最大降水量约 1 个月, 表明降水入渗“活动层”大约经过 1 个月后汇集到河水中。2008 年最大的降水量 (132.2 mm) 出现在 7 月, 同月出现最大径流量 ($118 \text{ m}^3/\text{s}$), 而第二大径流量 ($94.6 \text{ m}^3/\text{s}$) 出现在 9 月, 显然 9 月的最大径流量应该来自 7 月、8 月的降水(图 4(b)), 由此也可以看出, 降水入渗形成的潜流汇集到河水需要 1~2 个月。

c. 承压水上涌补给河流。一些年份的径流量与降水、气温没有对应关系, 如 2006 年最大降水量出现在 7 月 (159 mm), 而最大径流量出现在 6 月 ($242 \text{ m}^3/\text{s}$)。7 月 (159 mm) 和 8 月 (124 mm) 的降水量都大于 6 月 (112 mm), 但 7 月经流量 ($174 \text{ m}^3/\text{s}$)

与8月径流量($158\text{ m}^3/\text{s}$)小于6月,9月也未出现大径流,表明6月的径流除了降水补给之外还存在别的补给来源。具有相同特征的还有2009年,2009年最大降水量出现在8月(165 mm),最大径流量($335\text{ m}^3/\text{s}$)出现在6月,如果说6月径流来自6月降水(156 mm),那么8月降水应该产生比实际径流量($229\text{ m}^3/\text{s}$)更大的径流量(图4(c))。由于2006年和2009年6月的平均气温分别为 $15.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $13.4\text{ }^{\circ}\text{C}$,低于该月多年平均值 $16.9\text{ }^{\circ}\text{C}$,因此,6月径流量的增大也不是气温升高、冻土融化量增加的结果。

2.2 降水与蒸散发特征

表1为2003—2012年呼玛河各子流域(以水文站所在断面为出口断面)的多年平均径流量、径流深与降水量分布,呼玛河流域以水文站所在断面(碧水站、固其故站、呼玛桥站、新林站、塔河站)为控制断面的子流域的降水量与径流深的差值在 $233.8\sim 275.6\text{ mm}$ 之间,其中上游(碧水站子流域和新林站子流域)差值最小。如果流域内所有的水都来自当地降水,根据流域水量平衡原理,那么降水量与径流深的差值就应该是蒸散发量,曲迪等^[14]根据流域水量平衡理论确定该地区的蒸散发量为 234 mm 。但是一些学者通过遥感卫星反演以及建立野外实验站测量得到的蒸散发量远大于水量平衡计算得到的蒸散发量,如贺添等^[15]通过MOD16模型计算了中国2001—2010年的年均蒸散发量,呼玛河流域的多年平均蒸散发量为 $300\sim 500\text{ mm}$;苏布达等^[16]通过17种全球气候模式计算了中国1982—2003年的蒸散发量,呼玛河流域的多年平均蒸散发量为 $400\sim 500\text{ mm}$;李博生等^[17]通过建立蒸散发实验站得到的该地区7月的蒸散发量为 88 mm 。此外,Chen等^[18-19]在内蒙古、黑龙江、吉林等呼玛河流域的周边地区对草原、旱作农田、灌木林、针叶林、灌木荒漠、人工林等进行了蒸散发量研究,发现蒸发量在 $287.1\sim 433.5\text{ mm}$ 之间,其中,大兴安岭典型克氏针茅草原的蒸散发量最小,针叶林的蒸散发量远大

表1 2003—2012年呼玛河各子流域的多年平均径流量、径流深与降水量分布

Table 1 Average annual runoff, runoff depth and precipitation of each sub basin in the Huma River from 2003 to 2012			
水文站	多年平均径流量/亿 m^3	径流深/mm	降水量/mm
碧水	18.6	241.6	479.7
固其故	23.9	219.7	487.2
呼玛桥	56.1	180.6	447.8
新林	6.4	269.7	503.5
塔河	15.6	236.6	512.2

于草原,黑龙江寒温带落叶针叶林的蒸散发量为 325.4 mm 。综上所述,呼玛河流域的蒸散发量在 300 mm 以上,明显大于降水量与径流深的差值。

2.3 地表水与地下水氢氧同位素分析

根据测量得到的水样氢氧同位素值得到呼玛河流域地表水、地下水、降水的 $\delta\text{D}\sim\delta^{18}\text{O}$ 关系见图5,地表水与地下水的氢氧同位素关系点较为接近,都落在全球雨水线上, δD 值在 $-97.7\text{‰}\sim -106.4\text{‰}$ 之间, $\delta^{18}\text{O}$ 值在 $-12.47\text{‰}\sim -14.43\text{‰}$ 之间。呼玛河中游(S4)的同位素最贫化, δD 与 $\delta^{18}\text{O}$ 的值分别为 -106.4‰ 与 -14.43‰ 。呼和力乡水泡子(S5)的同位素最富集, δD 与 $\delta^{18}\text{O}$ 的值分别为 -97.7‰ 与 -12.47‰ 。呼玛河流域地下水的 δD 与 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围分别为 $-99.7\text{‰}\sim -100.6\text{‰}$ 与 $-13.08\text{‰}\sim -13.29\text{‰}$,地下水的同位素变化范围较小,且包含于地表水中。

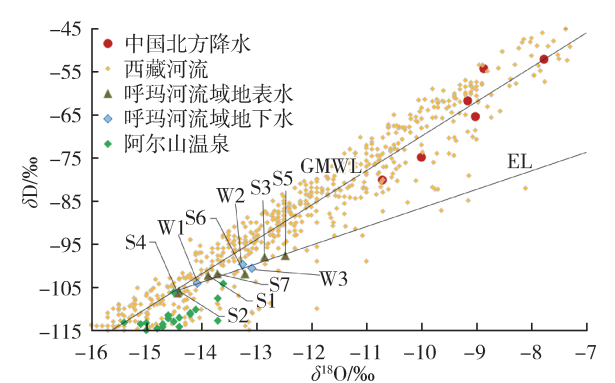


图5 呼玛河流域水体、东北地区降水与西藏河流的 $\delta\text{D}\sim\delta^{18}\text{O}$ 关系
Fig.5 $\delta\text{D}\sim\delta^{18}\text{O}$ relationship among water body of Huma River Basin, precipitation in Northeast China and river in Tibet

呼玛河流域内没有降水同位素观测站,东北地区的降水同位素观测站分别设在齐齐哈尔、哈尔滨、长春等地。齐齐哈尔站是距离呼玛河流域最近的降水同位素观测站,相距约 500 km 。齐齐哈尔的多年平均降水量 545.8 mm ,略高于呼玛河流域(483.5 mm)。由于齐齐哈尔与呼玛河流域之间没有山脉阻挡,距离较近,且降水的主要来源均为西太平洋季风^[20],所以,两个地区的降水同位素较为接近,可以用齐齐哈尔的降水同位素表征呼玛河流域的降水同位素。对比分析可以看出,呼玛河流域地表水、地下水的氢氧同位素比当地降水的加权平均值(-80.1‰ , -10.9‰)贫化。为了进一步加强同位素证据,图5还给出了大兴安岭南部海拔 1000 m 地区的温泉数据,温泉的氢氧同位素与该流域水体有相似的特征,其氢氧同位素都比当地降水贫化,大兴安岭南部的温泉与研究区的地表水和地下水补给

源区相同。

河水采样点 S2 与 S4 靠近泉眼, $\delta D \sim \delta^{18}O$ 关系点落在全球雨水线上。除了 S2 与 S4 外, 其余各采样点的 $\delta D \sim \delta^{18}O$ 关系点都不同程度地偏离了全球雨水线 ($\delta D = 8\delta^{18}O + 10\text{‰}$), 明显受到蒸发的影响。根据地表水同位素拟合得到对应的地表水蒸发线, 可以发现, 地表水蒸发线的斜率为 4.3, 远小于当地降水线的斜率 8, 地表水受到了明显的蒸发作用。地下水同位素关系点位于地表水蒸发线附近, 表明其在入渗之前也受到了蒸发作用的影响。沿着蒸发线外推, 可得蒸发线与全球雨水线的交点, 该交点为呼玛河上游 (S2) 与中游 (S4) 的同位素关系点, 说明当地不同地区河水补给源一致。齐齐哈尔的降水同位素值为 -80.1‰ 和 -10.9‰ , 氢氧同位素关系点位于呼玛河流域地表水和地下水的右上方, 而其他北方地区降水的氢氧同位素关系点更加富集 (图 5), 表明当地降水不是研究区地表水和地下水的主要补给源。呼玛河流域的 $\delta D, \delta^{18}O$ 值相对贫化, 说明它受到降水较多或海拔较高、具有相对贫化 δD 和 $\delta^{18}O$ 特征的地区补给。由图 5 可以看出, 呼玛河流域的河水和地下水同位素相较中国北方地区的降水同位素贫化, 因此其补给源不在中国北方地区。

3 呼玛河流域泉水补给源讨论

呼玛河流域径流量较大, 径流深高达 180.6 mm, 且由上游向下游径流深逐渐减小, 产流主要位于上游地区。由于研究区地表之下存在 1.5 ~ 2.0 m 的“活动层”, “活动层”仅在气温高于 0℃ 时出现, 随着气温的升高, “活动层”的深度增大。气温低于 0℃ 后, “活动层”逐渐被冻结, 与下部的多年冻土层连成一体。碧水站 11 月至次年 3 月多年平均降水量为 32.4 mm, 仅占多年平均降水总量 (483.3 mm) 的 6.7%, 此期间都是降雪, 开春后降雪才开始融化, 融化的雪水首先满足植被的用水量需求, 能够入渗到“活动层”中的水量很少, 所以, “活动层”中冻土层的融水不可能来自冬季的降水。8 月以后, 随着气温的降低, 冻土的融化速率下降, 融水量也随之下降, 汇入河流的水量随着气温的降低而减少。10 月冻土层的融化基本停止, 11 月之后“活动层”重新冰冻, 9 月以后进入“活动层”的降水如果没有流出则被冻结。冰冻从地表向下发展, “活动层”越来越薄, 最终被完全冻结。

如果河流中的水全部来自“活动层”的潜流, 那么当“活动层”被完全冻结后, 潜流就停止了, 河流中不应该存在径流, 因为此时地表水也都被冻结。事实上, 呼玛河流域的河流在冬季存在径流, 冬季的

径流应该来自泉水补给, 冬季的泉水只可能来自冻土层下部的冻土层下水, 冻土层下水通过冻土层之间的不冻带补给河流 (图 6)。根据前面的分析可知, 冻土层下水补给地表水的量呈现季节性变化, 有可能是因为受外界温度影响, 不冻带断面发生变化, 冬天温度降低, 不冻带断面减小, 进而导致补给河流流量减小。

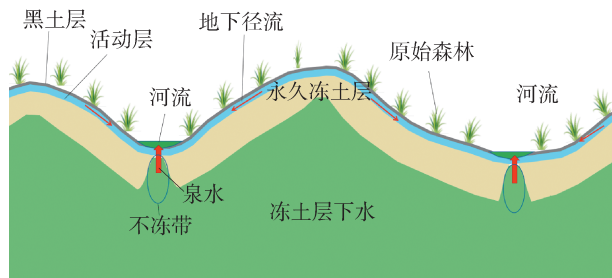


图 6 大兴安岭多年冻土层地区地下水补给河水示意图

Fig. 6 Groundwater replenishment of river water in permafrost region of Daxing'an Mountain

由于冻土层的存在, 冻土层下水的补给和排泄相对苛刻, 其补给与排泄主要通过不冻带进行, 冻土层下水主要依靠上游的河流和湖泊通过下部的不冻带补给。呼玛河流域内没有较大的湖泊, 而且呼玛河流域常年存在冻土层下水补给地表水的情况, 因此, 呼玛河流域的冻土层下水并非本流域降水补给。这也表明流域内降水量与径流深的差值小于蒸散发量是由于存在冻土层下水的补给, 造成了该地区水量不平衡。

由以上分析可知, 呼玛河流域河水的径流量不仅与活动冻土层有关, 同时还与冻土层下水有关。由于河流下部无多年冻土层, 冻土层的厚度由山区向河流地区逐渐变薄, “活动层”厚度变化刚好与之相反^[1], 因此, 冻土层下水极有可能通过不冻带补给到河流与“活动层”中。“活动层”上部有一层黑土, 针叶林与草本植物生长在黑土上, 夏季的降水一部分被树叶、植被截留, 一部分吸附在有机质很高的黑土层中, 只有小部分降水入渗到“活动层”中, 大部分降水被植物和土壤截留, 这就是夏季河水的氢氧同位素与冻土层下水相同而比当地降水贫化的原因。

大兴安岭分布着世界著名的原始森林与草原, 虽然年降水量小于 500 mm, 但河流发育, 水资源极为丰富。河流径流量不仅与降水、气温有关, 冻土层下水通过不冻带上涌补给河流, 造成当地流域水量不平衡。由图 5 可知, 河水的氢氧同位素关系点并没有落在北方降水的加权平均值附近, 说明河水的主要补给源不是北方降水, 而是海拔较高的其他地区。通过对比分析, 发现中国除拉萨以外的全球大气降水同位素站点的降水同位素都比呼玛河流域的

地表水和地下水同位素富集,其中部分呼玛河流域地表水与地下水的 $\delta D \sim \delta^{18}O$ 关系点靠近拉萨,而且与西藏高原湖水的关系点落在了相同的区域^[21](图5)。Zhou等^[3]通过水量平衡研究发现,西藏内流区的纳木错湖存在严重的渗漏,渗漏水量为 $120 \sim 190 \text{ m}^3/\text{s}$ 。西藏内流区形成于3万a前,在内流区存在13个TDS小于 1 g/L 的淡水湖泊,通过湖水盐分平衡分析可知,这些湖水都存在渗漏^[4]。据此推断,呼玛河流域冻土层下水的补给源可能来自西藏高原。

同样的现象发生在长白山天池^[22],长白山天池是世界上海拔最高的火山口湖,水面高程2189.7m,天池四面环山,唯北部有一个缺口,湖水从此溢出形成长白山瀑布,此瀑布也是松花江支流二道白河的源头。通过水量平衡计算发现,地下水补给占天池来水量的65%。在天池湖滨发育着两处大型的温泉群,泉眼高程2193m,温泉水全年不结冰,水温最高可达 73°C ,由于温泉水必须经过深部地层加热才能形成,补给的地下水在岩石圈应经历深循环过程^[23]。补给天池的地下水必须满足4个条件:①补给源区高程远高于天池及温泉水位;②补给源区的湖泊与河流存在强烈的渗漏;③渗漏水的氢氧同位素与天池水相同或相似;④补给源区水量存在严重的不平衡,降水量远远大于蒸发量。在长白山周边1300km范围内,没有地表高程高于2193m的山脉,能够同时满足上述4个条件的只有西藏高原。温泉地下水经历深循环过程,通过氡定年测得长白山温泉水、天池地下水的年龄约为40a^[24]。通过对玄武岩地下水涌水通道的调查发现,火山口中涌出的地下水来自熔岩隧道。导水的熔岩隧道或管道的形成应该与熔岩流有关。据此推断,火山喷发停息后,断裂带中的熔岩流冷却,体积减小形成收缩缝,地下水进入收缩缝中循环,最终形成了管道型导水通道。泉水中富含的氦、氡、锶、碳、氮等物质也证实了地下水与地幔岩浆岩发生了水岩反应^[6,25]。大兴安岭地区中生代和新生代时期火山活动强烈,造成岩浆大面积喷发^[26],使得大兴安岭地区形成众多的火山地貌,属于新生代玄武岩富水地区。呼玛河流域丰富的水资源可能与长白山的水资源一样来自西藏高原。

4 结 论

a. 大兴安岭北部多年冻土层地区的地表水对地下水没有补给关系,由于多年冻土层属于隔水构造,进入活动带的浅层地下水不能入渗补给冻土层地下水,大兴安岭补给河流的泉水的主要补给源不可能来自当地的降水,泉水接受非本流域降水的补给。

b. 呼玛河流域降水量与径流深的差值小于针叶林的蒸散发量,表明流域的水量不平衡。冬季径流量完全来自泉水,河流接受冻土层下水的补给,降水不是唯一的补给源,不能根据流域水量平衡关系确定蒸散发量。

c. 河水与北方降水的氢氧同位素存在较大的差异,能够满足补给源区所有条件的地区只有西藏高原。西藏的河流经过裂谷时出现了严重的渗漏,大兴安岭地下水的氢氧同位素关系点与西藏河流落在相同的区域,二者存在补给关系。

参考文献:

- [1] 周梅. 大兴安岭落叶松林生态系统水文过程与规律研究[D]. 北京:北京林业大学,2003.
- [2] 司国佐,毛正国,杨文娟. 大兴安岭地区水文特征分析[J]. 黑龙江水利科技,2006(6):82-83. (SI Guozuo, MAO Zhengguo, YANG Wenjuan. Analysis of hydrological characteristics in Daxing'an Mountains area [J]. Heilongjiang Science and Technology of Water Conservancy,2006(6):82-83. (in Chinese))
- [3] ZHOU S, KANG S, CHEN F, et al. Water balance observations reveal significant subsurface water seepage from Lake Nam Co, south-central Tibetan Plateau [J]. Journal of Hydrology,2013,491(11):89-99.
- [4] 陈建生,王庆庆. 北方干旱区地下水补给源问题讨论[J]. 水资源保护,2012,28(3):1-8. (CHEN Jiansheng, WANG Qingqing. A discussion of groundwater recharge sources in arid areas of North China[J]. Water Resources Protection,2012,28(3):1-8. (in Chinese))
- [5] 陈建生,马芬艳,张茜,等. 苏北盆地地下水补给源问题讨论[J]. 水资源保护,2018,34(3):1-8. (CHEN Jiansheng, MA Fenyan, ZHANG Xi, et al. Discussion on recharge source of groundwater in Subei Basin[J]. Water Resources Protection,2018,34(3):1-8. (in Chinese))
- [6] 江巧宁,陈建生. 深循环地下水补给长白山天池的水量平衡分析[J]. 水资源保护,2015,31(5):55-62. (JIANG Qiaoning, CHEN Jiansheng. Analysis on water balance of deep cycle groundwater supplying Tianchi Lake of Changbai Mountain [J]. Water Resources Protection, 2015,31(5):55-62. (in Chinese))
- [7] 张文卿,陈建生,姜淑坤,等. 基于同位素水化学分析的松嫩平原大布苏湖流域地下水补给源研究[J]. 水资源保护,2017,33(1):9-14. (ZHANG Wenqing, CHEN Jiansheng, JIANG Shukun, et al. Study of recharge source of Dabusu Lake in Songnen Plain based on isotopic and hydrochemical analysis [J]. Water Resources Protection, 2017,33(1):9-14. (in Chinese))
- [8] 陈建生,陈亚飞,谢飞,等. 鄂尔多斯乌海地下水水位上升原因分析[J]. 水资源保护,2016,32(3):1-9. (CHEN Jiansheng, CHEN Yafei, XIE Fei, et al. Analysis of causes of groundwater level rise in Wuhai area of Ordos

- Basin[J]. Water Resources Protection,2016,32(3):1-9. (in Chinese))
- [9] 符韵梅,董艳辉,徐志方,等. 分布式光纤温度示踪识别裂隙地下水流动研究进展[J]. 水利水电科技进展, 2020,40(3):86-94. (FU Yunmei, DONG Yanhui, XU Zhifang, et al. Advances of DTS-based heat tracer tests in characterization of groundwater flow in fractured media [J]. Advances in Science and Technology of Water Resources,2020,40(3):86-94. (in Chinese))
- [10] 常启昕,孙自永,马瑞,等. 冻土区地下水流过程及其与地表水转化关系研究进展[J]. 水利水电科技进展, 2016,36(5):87-94. (CHANG Qixin, SUN Ziyong, MA Rui, et al. A review of groundwater flow and its interaction with surface water in permafrost region[J]. Advances in Science and Technology of Water Resources, 2016, 36 (5):87-94. (in Chinese))
- [11] 王建群,陈红红,洛珠尼玛. 藏东南尼洋河流域降水径流量平衡问题[J]. 河海大学学报(自然科学版), 2015, 43(4):283-287. (WANG Jianqun, CHEN Honghong, Luozhunima. Precipitation-runoff water balance problem in Niyang River catchment in Southeast Tibet [J]. Journal of Hohai University (Natural Sciences), 2015,43(4):283-287. (in Chinese))
- [12] 段亮亮. 大兴安岭气候、森林覆盖率和冻土变化对河川径流的影响[D]. 哈尔滨:东北林业大学,2017.
- [13] 陈建生,彭靖,詹泸成,等. 鄱阳湖流域河水、湖水及地下水同位素特征分析[J]. 水资源保护,2015,31(4):1-7. (CHEN Jiansheng, PENG Jing, ZHAN Lucheng, et al. Analysis of isotopes characteristics of river water, lake water and groundwater in Poyang Lake Basin[J]. Water Resources Protection,2015,31(4):1-7. (in Chinese))
- [14] 曲迪,范文义,杨金明,等. 塔河森林生态系统蒸散发的定量估算[J]. 应用生态学报,2014,25(6):1652-1660. (QU Di, FAN Wenyi, YANG Jinming, et al. Quantitative estimation of evapotranspiration from Tahe forest ecosystem, Northeast China [J]. Chinese Journal of Applied Ecology, 2014, 25 (6): 1652-1660. (in Chinese))
- [15] 贺添,邵全琴. 基于 MOD16 产品的我国 2001—2010 年蒸散发时空格局变化分析[J]. 地球信息科学学报, 2014(6):979-988. (HE Tian, SHAO Quanqin. Spatial-temporal variation of terrestrial evapotranspiration in China from 2001 to 2010 using MOD16 products[J]. Journal of Geo-Information Science, 2014 (6): 979-988. (in Chinese))
- [16] 苏布达,周建,王艳君,等. 全球升温 1.5℃和 2.0℃情景下中国实际蒸散发时空变化特征[J]. 中国农业气象,2018,39(5):5-15. (SU Buda, ZHOU Jian, WANG Yanjun, et al. Spatial and temporal variation of actual evapotranspiration in China under the 1.5℃ and 2.0℃ global warming scenarios [J]. Chinese Journal of Agrometeorology,2018,39(5):5-15. (in Chinese))
- [17] 李博生,丁国栋,张武文,等. 大兴安岭水湿地兴安落叶松蒸腾作用及其应用的研究[J]. 内蒙古林学院学报, 1996(4):18-23. (LI Bosheng, DING Guodong, ZHANG Wuwen, et al. Research on transpiration and its utilization for larix gmelinii at marshland within Daxing'an Mountains [J]. Journal of Inner Mongolia Forestry College, 1996 (4):18-23. (in Chinese))
- [18] CHEN S P, CHEN J Q, LIN G H, et al. Energy balance and partition in Inner Mongolia steppe ecosystems with different land use types [J]. Agricultural and Forest Meteorology,2009,149(11):1800-1809.
- [19] 崔崧,基于微气象学方法的落叶松人工林 CO₂ 通量研究[D]. 哈尔滨:东北林业大学,2007.
- [20] WANG T, CHEN J, LI L. Entropy analysis of stable isotopes in precipitation:tracing the monsoon systems in China[J]. Scientific Reports,2016,6:303-389.
- [21] LI L, GARZIONE C N. Spatial distribution and controlling factors of stable isotopes in meteoric waters on the Tibetan Plateau: implications for paleo elevation reconstruction [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2017, 460: 302-314.
- [22] 张文卿,王文凤,刘淑芹,等. 长白山矿泉水补给径流与排泄关系[J]. 河海大学学报(自然科学版),2019,47(2):108-113. (ZHANG Wenqing, WANG Wenfeng, LIU Shuqin, et al. Relationship of recharge runoff and drainage for the mineral water in the Changbai Mountain [J]. Journal of Hohai University (Natural Sciences), 2019, 47 (2):108-113. (in Chinese))
- [23] 徐成华,于丹丹. 汤山地下水补给及受轨道交通工程的影响[J]. 水资源保护,2018,34(3):57-61. (XU Chenghua, YU Dandan. Geothermal water recharge in Tangshan and impact of rail transit engineering[J]. Water Resources Protection,2018,34(3):57-61. (in Chinese))
- [24] 林元武,高清武,于清桐. 长白山天池火山区长白聚龙泉热水氢氧稳定同位素组成与氡分布规律[J]. 地质论评,1999,45(7):236-240. (LIN Yuanwu, GAO Qingwu, YU Qingtong. Hydrogen and oxygen stable isotopic compositions and distribution of tritium contents in hot water of the Changbaijulongquan spring in the Tianchi Volcanic Region, Changbai Mountains [J]. Geological Review,1999,45(7):236-240. (in Chinese))
- [25] 郑欣虹,陈建生. 苏北灌南地下水补给源同位素地球化学分析[J]. 水资源保护,2018,34(1):24-30. (ZHENG Xinhong, CHEN Jiansheng. Isotope geochemistry analysis of groundwater recharge source in Guannan, Northern Jiangsu Province [J]. Water Resources Protection, 2018, 34(1):24-30. (in Chinese))
- [26] 刘祥. 中国东北地区新生代火山活动构造控制及火山灾害[J]. 世界地质,1999(2):26-32. (LIU Xiang. Tectonic control of cenozoic volcanism in Northeastern China [J]. Global Geology,1999(2):26-32. (in Chinese))

(收稿日期:2020-01-07 编辑:熊水斌)