

DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2018.0305

WANG Shengting, SHENG Yu, WU Jichun, et al. Based on geomorphic classification to estimate the permafrost ground ice reserves in the source area of the Datong River, Qilian Mountains[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2020, 42(4):1186-1194. [王生廷, 盛煜, 吴吉春, 等. 基于地貌分类对祁连山大通河源区多年冻土地下冰储量估算[J]. 冰川冻土, 2020, 42(4):1186-1194.]

基于地貌分类对祁连山大通河源区多年冻土地下冰储量估算

王生廷^{1,2,3}, 盛煜², 吴吉春², 李静², 黄龙^{1,2}

(1. 兰州工业学院, 甘肃 兰州 730050; 2. 中国科学院西北生态环境资源研究院冻土工程国家重点实验室, 甘肃 兰州 730000; 3. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: 多年冻土地下冰作为一种特殊的存在形式, 对高原生态、冻土环境以及冻土工程建设等都有深刻影响, 但是目前对于青藏高原地下冰储量的研究很少。以祁连山中东部大通河源区为例, 基于源区地貌分类、冻土分布等研究, 利用源区多年冻土钻孔数据和公路地质勘测资料, 在水平和垂直两个方向上估算了多年冻土层地下冰储量。计算表明: 大通河源区多年冻土层2.5~10.0 m深度范围内地下冰总储量为 $(11.70 \pm 7.24) \text{ km}^3$, 单位体积含冰量为 $(0.396 \pm 0.245) \text{ m}^3$ 。其中冰缘作用丘陵和冰缘湖沼平原等地貌区含冰量较高, 而冰缘作用台地、冲积洪积平原则含冰量较低。在垂向上多年冻土上限附近含冰量最高, 并随深度增大而缓慢减小。随着未来气候变暖、多年冻土退化以及环境变化, 准确把握多年冻土区地下冰储量和分布特点对生态、水文地质、地质灾害预估、冻土工程建设具有深远意义。

关键词: 大通河源区; 地貌; 多年冻土; 岩性; 地下冰储量

中图分类号: P642.14 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2020)04-1186-09

0 引言

多年冻土对气候变化反应敏感。多年冻土和其他土体相比, 最显著特征在于含有冰。含冰量的大小对多年冻土环境和力学等性质影响深刻。目前有很多关于多年冻土层冰的研究, 如多年冻土层冰的形成机制^[1-2]和冷生构造、含冰量特点^[3-7]。青藏高原是全球气候变化的敏感区, 在全球气候变暖的驱使下, 随着多年冻土退化及伴生地下冰融化, 势必对多年冻土区冻土环境造成很大影响。尤其是冻土退化及伴生的水文地质环境的变化^[8-9], 将对多年冻土区的生态^[10-12]与环境^[13-15]、地质灾害与冻土工程^[3,5,16-18]等造成很大影响。因此, 准确把握多年冻土区地下冰储量和分布状况, 对生态、水文、冻土灾害评估等研究具有指导意义。

目前有一些国内外学者基于钻孔含水率^[19]、不同土覆植被与表层土层类型分类^[20]、不同沉积物冰分布和冻土冷生构造^[21-22]、地形与土质类型^[23]等因素为分类标准对地下冰的赋存状况或储量做了相关研究。但以上研究多以植被、沉积物或地形为划分依据研究表层多年冻土层地下冰储量、冷生构造特点和分布, 且未能形成一种统一的、普遍适用的地下冰储量的估算方法。

由于土质类型对多年冻土的形成和发展, 尤其是多年冻土含冰量、冷生构造等具有很大影响, 而不同区域土质类型的形成则是受多种营力作用分选、沉积形成的。地貌是形态和成因在多种营力共同作用下的结合体, 研究中应同时考虑物质分异、地貌形成环境、时间因素(演化过程)等方面的影响^[24]。因此在不同地貌单元, 在形成和长期演变过

收稿日期: 2018-12-16; 修订日期: 2019-02-15

基金项目: 中国科学院重点部署项目(KZZD-EW-13); 兰州工业学院青年科技创新项目(19K-010)资助

作者简介: 王生廷(1989-), 男, 甘肃武威人, 讲师, 2018年在中国科学院西北生态环境资源研究院获博士学位, 从事冻土工程与环境研究. E-mail: wangshengting@lzb.ac.cn

通信作者: 盛煜, 研究员, 从事冻土环境与全球变化、冻土与寒区工程研究. E-mail: sheng@lzb.ac.cn.

程中受不同地貌营力作用影响, 形成了地层土质类型的差异。加之各地貌单元不同的形成环境, 尤其是水文和土质环境的差异造成了不同土质条件下多年冻土冰体赋存量、冷生构造的差异性分布^[25]。因此, 地貌成因与地下冰的赋存具有密切的相关性^[26]。但是目前的研究缺乏基于地貌单元对多年冻土含冰量的详细研究, 也并未从空间分布的角度分析地下冰的赋存状况。据此, 本文将尝试基于地貌分类, 研究多年冻土层地下冰的空间赋存状态。

1 研究区概况

大通河源区地处青藏高原东北角, 祁连山中东部, 本研究仅限于大通河源头——尕日得段流域上游区域。源区经度介于 $98.9^{\circ}\sim 100.6^{\circ}\text{E}$, 纬度介于 $37.6^{\circ}\sim 38.3^{\circ}\text{N}$, 海拔介于 $3\,443\sim 5\,044\text{ m}$ 。源区北西-南东走向, 长约 155 km , 流域面积 $4\,573\text{ km}^2$, 如图1。源区主要由北祁连褶皱带、祁连山中间隆起带以及柴达木坳陷带组成。源区南北两侧由北西-南东向两列山脉夹持, 北部为托来南山, 南部为大通山。整个源区海拔相对较高, 曾经受冰川作用^[27]显著, 两侧高山顶部见冰川侵蚀地貌, 现代冰川仅见于源区西北角, 面积很小。高山地区受现代冰缘作用十分明显, 常年受寒冻风化作用, 兀岩、岩屑坡比较发育。作为大通河源区的主要组成部分, 南侧的大通山是青海湖内陆水系与外流水系的分水岭, 北侧的托来南山-冷龙岭是内流河与外流河的分水岭。源于两侧高山的季节性河流在源区形成典型的树枝状水系, 使得河谷底部广泛发育冲洪积地貌, 主河道两侧河流阶地和出山口的冲洪积扇交叠。源区河谷总体上宽展, 现代河床两侧普遍发育两级河流阶地, 部分地段受后期流水改造, 二

级阶地不明显。从两侧高山发育的支流呈树枝状向中心河道汇集, 河道短促, 多为季节性河流, 其携带的冲洪积物覆盖在河流阶地之上, 在山前形成大小不等的冲洪积倾斜平原。

大通河源区植被丰富, 覆盖度达 63.9% , 主要有高寒草甸、沼泽草甸^[28-29]。源区多年冻土下界在 $3\,650\text{ m}$ 左右, 多年冻土年平均气温 $-1.76\sim -0.02^{\circ}\text{C}$, 多年冻土活动层厚度较薄, 基本在 $0.9\sim 2.5\text{ m}$ 。源区年平均气温 $-3.8\sim -0.42^{\circ}\text{C}$, 降水丰富, 年降水量达 500 mm , 且主要集中在 $6\sim 9$ 月份。源区煤矿资源丰富, 目前有江仓、木里两大煤矿, 柴木铁路以及S204省道、乡道等线性工程。受近年来随着气候、人类活动等多方面因素加剧影响, 使得多年冻土退化^[30]、生态环境恶化等冻土环境问题日渐突出。

2 研究方法

2.1 数据来源

文中所采用的地貌图是基于中国西部数字地貌数据集($1:100\text{ 万}$)^[31]。中国西部数字地貌数据集($1:100\text{ 万}$)是以地貌形态和成因等主要指标来划分地貌的, 即由基本地貌形态类型、成因、形态、坡度坡向及物质组成或岩性7种要素构成^[32-34]。以包括高山、台地、丘陵、平原等地貌形态将我国地貌划分为25种。在以上地貌类型的基础上结合包括流水、湖成、海成、冰川等地貌成因类型进一步划分。因此可以结合地貌成因在上述地貌图的基础上划分出不同亚级地貌类型^[34]。基于上述地貌类型, 由于大通河源区海拔较高, 本文以冰缘、流水、湖成等成因为划分依据划分大通河源区地貌。

大通河源区多年冻土分布图采用了根据源区测温数据完成的冻土地温分布图^[35], 如图1。通常我们以 0°C 作为季节冻土与多年冻土的划分界线, 因此基于源区冻土地温分布图, 大通河源区多年冻土与季节冻土面积分别为 $3\,992.1$ 、 555.9 km^2 , 分别占整个源区面积的 87.8% 和 12.2% 。在计算过程中, 结合大通河源区地貌图、地温分布图来计算多年冻土区的地下冰储量和空间分布状况。

本文所采用的地层岩性、含水率、地温等数据来自2004-2013年分别在祁连-热水、江仓-木里、天俊-木里公路沿线的岩土勘测报告和源区内多年冻土勘测记录数据共计196个, 其中采用含水率数据共计1678个。其中在计算过程中所采用的活动

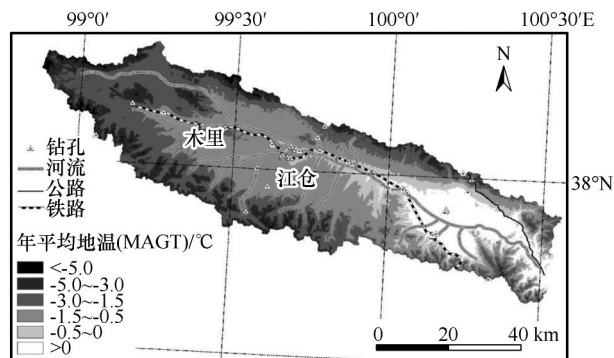


图1 大通河源区冻土地温分布

Fig. 1 The temperature map of frozen soil in the source area of the Datong River

层厚度、多年冻土地温等相关数据均来自 74 个源区内冻土地温监测数据。本文中的地貌分类(A~L) 及各地貌单元含水率样品数目以及地貌地形特点见表 1。

表 1 不同地貌单元土层分布特征

Table 1 Area, stratum property and moisture content sample number of various geomorphic units			
地貌分类	面积/km ²	地层性质	含水量样品数量/个
冰川冰缘作用高山 A	1 225. 6	碎石土、基岩	182
冰缘作用高山 B	449. 5	粉质黏土、碎石土	57
冰缘作用丘陵 C	170. 7	粉质黏土、碎石土、卵砾石土	33
冰缘剥蚀平原 D	732. 2	碎石土、卵砾石土	220
冰缘湖沼平原 E	513. 6	粉质黏土、卵砾石土	319
冰缘作用台地 F	452. 6	碎石土、卵砾石土	149
冲积河漫滩 G	44. 1	砂土、卵砾石土	283
冲积阶地平原 H	218. 2	卵砾石土、粉质黏土	323
侵蚀剥蚀高山 I	76. 2	碎石土、卵砾石土	94
冲洪积平原 J	62. 5	卵砾石土、碎石土	18
冰碛平原 K	37. 4	—	—
冰水平原 L	9. 3	—	—

2.2 计算方法

本文基于地貌对源区分区和土层岩性分层的空间研究方法探究大通河源区多年冻土区地下冰分布状况。通过分析不同地貌单元土质岩性与地下冰分布的相关性,按照下列的具体步骤计算源区多年冻土层地下冰储量。

2.2.1 数据处理

基于中国西部数字地貌数据集(1:100 万)中基本地貌类型,按照地貌形成的成因来划分大通河源区地貌,按照划分结果主要地貌类型共计 12 种,划分结果如图 2 所示。利用大通河源区地温分布(图 1),统计源区位于多年冻土区内不同地貌单元的面积,用于多年冻土区地下冰储量的计算。计算结果表明:大通河源区多年冻土区地貌类型有 12 种,主要包括冰川冰缘作用高山、冰缘剥蚀平原、冰缘湖沼平原、冰缘作用台地等,分别占源区面积的 30. 7%、18. 3%、12. 9%、11. 3%(图 3)。利用基于中国西部数字地貌数据集(1:100 万)所得的大通河源区地貌分布(图 2),在 ArcGIS 平台中将钻孔、含水率以地貌为依据进行归类统计。结合大通河源区地温分布图,统计计算源区不同地貌单元相应的含水率样品数目以及岩性分类(表 1)。由于钻孔分布的影响,钻孔位置并不能覆盖所有地貌类型,其中分别占源区面积 0. 94%、0. 23% 的冰碛平原、冰水平原地貌单元中没有钻孔数据,采用近似计算,即均按照冰缘剥蚀平原的含冰量计算。

2.2.2 数据计算

利用岩土勘察报告和钻孔记录,将分类后的不同地貌单元 10. 0 m 范围的地层按土质不同分层,便于干密度取值。由于野外含水率样品是根据经验采取,采样间隔一般在 0. 3~0. 6 m 之间。我们将相邻两个含水率的中间深度认为是含水率变化的深度来处理数据。如依次相邻三个含水率 w_{i+1} 、 w_{i+2} 、 w_{i+3} ,深度为 d_{i+1} 、 d_{i+2} 、 d_{i+3} ,则含水率变化的深度为 $(d_{i+1}+d_{i+2})/2$ 和 $(d_{i+2}+d_{i+3})/2$ 。因此,在 $(d_{i+1}+d_{i+2})/2$ 和 $(d_{i+2}+d_{i+3})/2$ 之间的含水率则认为是 w_{i+2} 。通过上述方式得出不同地貌单元含水率随深度变化的平均值,然后计算出不同土质岩性的平均干密度值用来计算冰储量。若计算出所在土层干密度值大于相应土层含水率的饱和密度时,可认为冻土层中的土孔隙完全被地下冰所充填。按照土密度和含水量计算在饱和状态下相应的干密度,然后用饱和状态下的干密度来替代干密度平均值。在计算过程中,部分高海拔钻孔中无基岩含水率测定结果。由于基岩以及残积层中一般土层颗粒粗,持水性差,多年冻土含冰量一般较小,不易形成富冰冻土^[36]。一般认为基岩含水率在 1%~7% 之间^[37-38]。基于此,本文取基岩的含水率为 5%。

2.2.3 冰储量计算

基于源区的 74 个钻孔的测温数据可看出:源区记录的钻孔深度基本在 10. 0 m 深度以内,所以数据局限性决定了只能计算 10. 0 m 范围内源区多年冻土层地下冰储量。从测温数据可以知道大通河

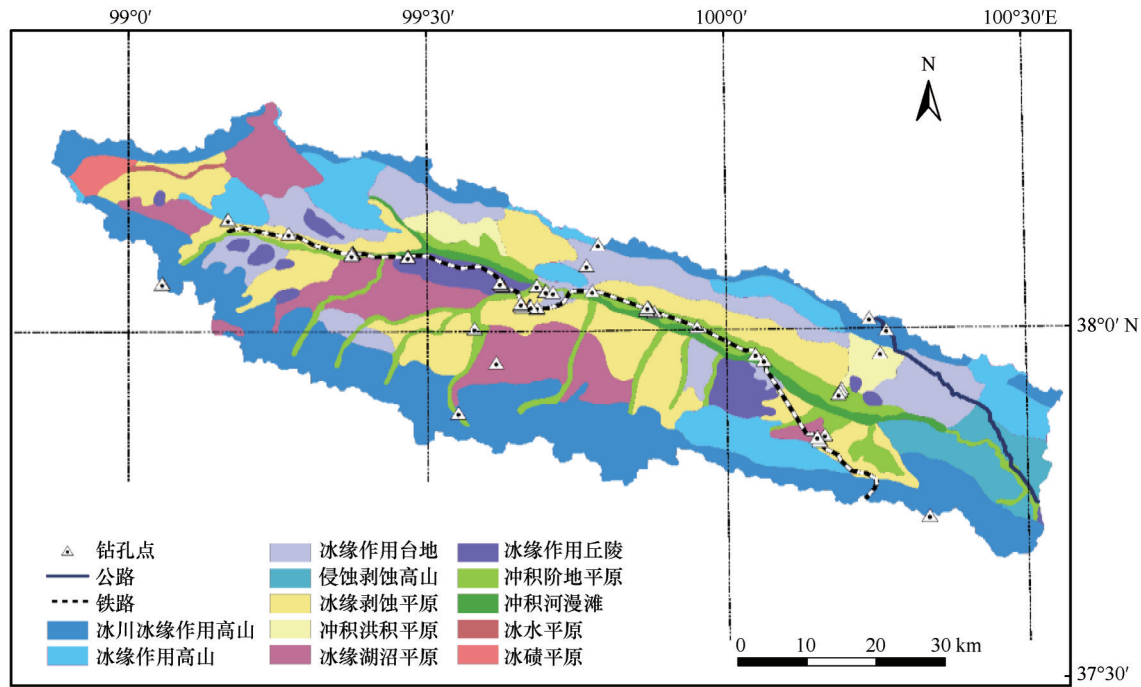


图2 大通河源区地貌分类

Fig. 2 Geomorphologic map of the source areas of the Datong River

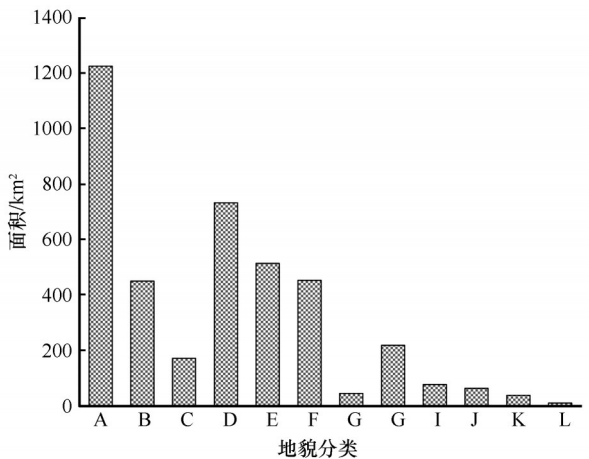


图3 不同地貌单元面积统计

Fig. 3 The area of different geomorphic units in permafrost of source area of Datong River

源区活动层厚度基本为1.0~2.5 m。因此，本文以2.5 m作为估算多年冻土层冰储量的起算深度，计算不同地貌区域单位面积深度方向地下含冰量的和，然后将单位面积含水量的和与面积相乘即可求得不同地貌单元地下冰储量 Q_m 。

$$Q_m = \frac{\sum_{i=1}^k (\Delta h_i \times \rho_{si} \times w_i) \times S_m}{\rho_c} \quad (1)$$

式中： Q_m 为不同地貌垂直范围内的含冰量(m^3)； Δh_i 为不同土层的厚度(m)； ρ_{si} 为不同土层的干密度值($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$) (表2)； w_i 为不同土层含水率(%)； S_m

表2 不同土层的物理指标

Table 2 Soil physical properties

土层类别	粉质黏土	砂土	碎石土	卵、砾石土	基岩
密度/($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)	2 720	2 650	2 650	2 650	2 650
干密度/($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)	1 480	1 710	1 760	1 800	2 200

为不同地貌单元的面积(m^2)； ρ_c 为冰密度，取 $0.9 \times 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 。计算结果如图4所示。

按照式(1)可计算出各地貌单元2.5~10.0 m深度多年冻土层的单位面积冰储量以及各地貌单元多年冻土地下冰总储量，然后将各地貌单元地下冰储量加和即可得大通河源区2.5~10.0 m深度范围内多年冻土层的地下冰总储量。

在深度方向上，将同一深度不同地貌单元土层内的含冰量横向相加，即可以计算得出源区多年冻土层垂向上不同深度的地下冰的分布情况，即式(2)：

$$Q_n = \frac{\sum_{j=1}^f (\Delta h_j \times \rho_{sj} \times w_j \times S_j)}{\rho_c} \quad (2)$$

式中： Q_n 为源区不同深度范围内多年冻土层冰储量(m^3)； Δh_j 为不同土层计算厚度(m)； ρ_{sj} 为不同地貌土层干密度值($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$) (表2)； w_j 为 Δh_j 深度范围不同地貌单元含水率(%)； S_j 为不同地貌的面积(m^2)。 ρ_c 为冰密度，取 $0.9 \times 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 。计算结果如表3所示。

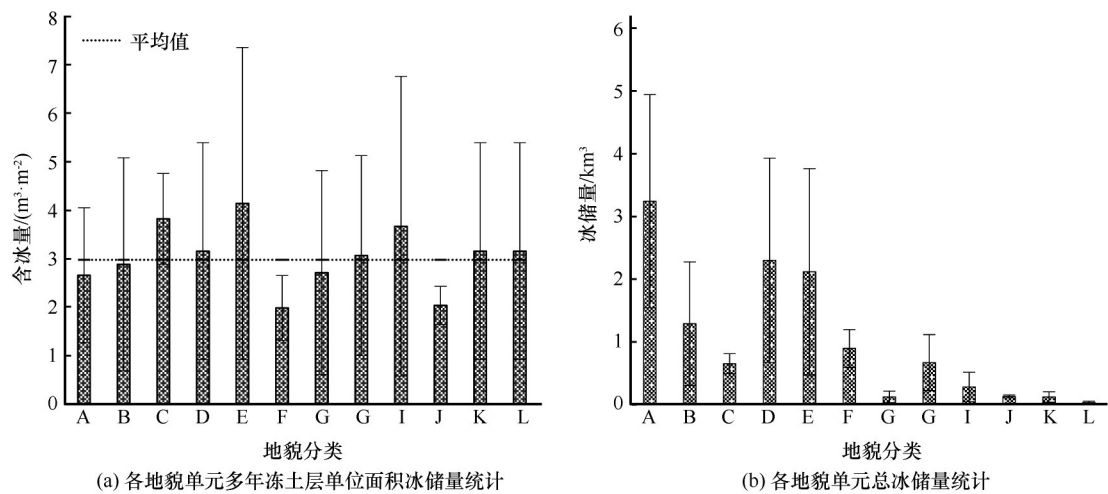


图4 不同地貌单元多年冻土层单位面积冰储量(a)及不同地貌单元总冰储量(b)

Fig. 4 Ice reserves per unit area (a) and total ice reserves (b) in different geomorphic units of permafrost

表3 源区多年冻土层不同深度范围内地下冰含量

Table 3 The permafrost ground ice reserves at different depths in the source areas

深度/m	冰储量/km ³	深度/m	冰储量/km ³
2.5~3.0	0.862±0.598	6.5~7.0	0.811±0.585
3.0~3.5	0.872±0.598	7.0~7.5	0.705±0.383
3.5~4.0	0.829±0.505	7.5~8.0	0.660±0.315
4.0~4.5	0.841±0.563	8.0~8.5	0.647±0.363
4.5~5.0	0.851±0.593	8.5~9.0	0.687±0.376
5.0~5.5	0.874±0.502	9.0~9.5	0.679±0.359
5.5~6.0	0.913±0.555	9.5~10.0	0.674±0.352
6.0~6.5	0.789±0.587	总计	11.700±7.240

3 结果与分析

根据计算结果：大通河源区多年冻土层2.5~10.0 m深度范围内地下冰赋存量为(11.70±7.24) km³，1 m³多年冻土层含冰量为(0.396±0.245) m³。从地下冰空间分布状况(图4、表3)，可以看出地下冰在垂直水平向呈不同特点。

3.1 垂直方向上冰储量特点

青藏高原冻土是自晚更新世最后一次冰期，伴随海拔的不断隆起及气候波动6个演化阶段的产物^[36,39-40]。青藏高原冻土以后生冻土为主，但也有大量共生冻土存在^[36,41]。其中共生冻土中的含冰量和细颗粒土质含量呈正相关^[32,42-43]。这种冰通常称为加积冰，这是由于地表土层在冲积、洪积等作用，或沼泽草甸所形成的有机质累积的地表层的加积作用下^[42,44]，伴随活动层水分的季节性不等量迁移^[1-2]，促进了加积冰的形成。常年往复，即可形成在冻土顶板处以细颗粒岩性为代表的高含冰量区

域^[1,43-45]。研究表明，青藏高原多年冻土的含冰多分布在20.0 m深度范围内，而在20.0 m以下一般呈整体状构造，含冰量较小^[36]。大通河源区多年冻土地下冰储量的垂直分布特点为在多年冻土顶板附近含冰量最高，并随深度有逐渐减小的趋势(表3)。但这并不是说所有区域含冰量都是这样的趋势，这只是大通河源区的整体趋势。

3.2 水平方向上地下冰分布特点

从图4可以看出，整个大通河源区不同地貌单元2.5~10.0 m深度范围内单位面积体积含冰量为(2.97±1.84) m³，且冰缘作用丘陵、冰缘湖沼平原的冰储量明显高于源区平储量，而冰缘作用的低台地、冲积洪积平原冰储量则低于源区平均储量[图4(a)]。大通河源区2.5~10.0 m范围内多年冻土层地下冰储量为(11.70±7.24) km³，其中冰川冰缘作用高山、冰缘剥蚀平原、冰缘湖沼平原、冰缘作用高山地貌区域的地下冰储量占比较大，分别占整个源区27.4%、19.5%、17.9%、10.9%[图4(b)]。其中冰川冰缘作用高山、冰缘剥蚀平原、冰缘作用高山单位面积含冰量和源区平均值相接近[图4(a)]。由于这三种地貌单元面积较大，冰川冰缘作用高山、冰缘剥蚀平原、冰缘作用高山分别占源区多年冻土区面积的30.7%、18.3%、11.3%(图3)。而冰缘湖沼平原虽然面积占源区多年冻土区面积12.9%(图3)，但由于单位面积的含冰量较高[图4(a)]，使得冰缘湖沼平原冰储量占源区冰储量的15.7%。而冰缘作用台地虽然分布面积较大，占源区多年冻土区面积11.3%(图3)，但由于单位面积较低的含冰量[图4(a)]，使其对源区冰储量贡献值

只有 7.6%。其余地貌单元对源区冰储量的占比较小,多在 0.3%~5.6%,面积也基本在 0.2%~5.5% [图 3、图 4(b)]。

冰与土在空间上的不同组合构成了冻土冷生构造。典型的共生冻土以分凝冰为主,其冷生构造主要为层状、透镜状、微层状;而后生冻土主要由孔隙冰构成^[45],但也有层、网状构造存在。结合图 4(a)和表 1 可以看出,以黏土、粉土为主的多年冻土,其冷生构造以层状、微层状甚至纯冰层的高含冰量为主。这种类型以不同厚度在各地貌单元表层均有出现,且多形成于冲洪积、湖积等作用形成的地貌单元;而在碎石土中则以孔隙冰为主,但也有层、网状冰,且主要出现在台地、高山地貌。在地貌成因为冲积、洪积、湖积等作用的地貌单元含冰量往往较高。因为这些地貌单元受坡积作用显著,往往细颗粒土质含量较高。在重复分凝、地表加积等作用影响下,含冰量较高,如冰缘湖沼平原;而受剥蚀作用形成的台地等地貌单元,由于受较强的寒冻剥蚀作用,细颗粒物质较少,松散层较薄,且松散层以碎石土为主,因而含冰量很低,如冰缘作用台地。此外,由于卵砾石土层的持水性较差,在卵砾石土中含冰量一般也不高,如冲积阶地平原。

4 讨论

4.1 大通河源区地下冰储量

整个源区多年冻土区 10 m 深度范围内冰储量为 $(11.70 \pm 7.24) \text{ km}^3$,若以大通河的年径流量 $28.0 \times 10^8 \text{ m}^3$ 来计算,这部分冰全部融化成水需要 $(3.8 \pm 2.4) \text{ 年}$ [$3.8 \approx (11.70 \times 10^9 \times 0.9 \times 10^3) / (28.0 \times 10^8 \times 1.0 \times 10^3)$,标准差同理]才能流完;若以大通河流域的年降水量 500 mm 计算,这相当于大通河 $(4.6 \pm 2.8) \text{ 年}$ [$4.6 \approx (11.70 \times 10^9 \times 0.9 \times 10^3) / (4573 \times 10^6 \times 0.5 \times 1.0 \times 10^3)$,其中 4573 km^2 为大通河面积,标准差计算同理]降水量之和。随着气候变暖,青藏高原活动层厚度以 $1.33 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$ 的融化速度增加^[46],以浅层 2.5~3.0 m 的地下冰储量为基准计算,每年从源区多年冻土层中释放的水量为 $(0.21 \pm 0.14 \times 10^8) \text{ m}^3$ [$0.21 \times 10^8 \approx 0.862 \times 10^9 \times 0.9 \times 10^3 \times 1.33 / (50 \times 1.0 \times 10^3)$,标准差同理]。但需要注意的是,假若多年冻土全部融化,所有的地下冰全部融化成水,它仅仅是多年冻土(岩)层变为融土(岩)层中的“水”分(即土层含水量),只有当该融土(岩)层

“水分”含量超过土(岩)层本身的持水度,才会释出部分可自由流动的水^[19]。

大通河源区降水丰富,植被发育良好,多年冻土较其他区域地下冰较为丰富,冰储量较高。按照大通河源区地下冰储量计算结果:源区 1 m^3 多年冻土的平均含冰量为 $(0.396 \pm 0.245) \text{ m}^3$,与赵林等^[19]计算青藏高原冻土地下冰储量 0.266 m^3 (含未冻水)相比,大通河源区冰储量高 48.9%。此外,Zhang 等^[47]认为青藏高原腹地单位体积冰含量为 10%~20%,这也比源区按照单位体积含冰量折算所得含水率 36.9% 偏低(土层平均密度取 $1.60 \times 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$)。从各地貌单元多年冻土层单位面积冰储量统计[图 4(a)]中可以看出,数据结果的标准差较大。这是因为目前的计算是一种基于地貌分类的估算,由于地形、地质、水分等多方面的原因,即使在同一地貌单元,地下冰分布仍然存在很大差异。此外,在源区形成的钻孔位置往往集中在交通方便的区域,并不是均匀分散在各个地貌区域,也会形成计算结果的误差。

4.2 地下冰融化对大通河源区环境的影响

随着大通河源区多年冻土退化,活动层增厚,多年冻土层冰将持续融化。由于不同区域地下冰储量不同,冰融化对地表水分状况影响程度也不一样。作为隔水层的多年冻土一方面可阻止地表水和土壤水下渗,另一方面可有效保持低温状况,维持活动层淋溶和淋滤作用形成的有机质积累,为植被提供生长保障。随着气温上升、活动层厚度增大、水文地质发生变化,区域性水分条件差异使得植被分布模式、生物多样性等发生转变,从而产生植被生态模式的演替^[10-12]。由于不同地貌单元地下冰储量不同,在多年冻土融化过程中产生水分条件的差异会导致不同的植被生态模式转变。例如在含冰量较高区域,随着活动层进一步加深,表层土壤水分会经历提高-减少-疏干的过程,相应的植被生长模式会经历湿生-中生-旱生的模式转变^[45]。

垂向上冻土层顶板附近和水平向冰缘作用丘陵和冰缘湖沼平原区域含冰量很高[图 4(a)、表 3]。此类高含冰量区域的多年冻土受人为以及气候影响,极易在地表处融化发生热融灾害^[11],例如高含冰量地貌区域形成热融湖塘。虽然可以采取一些工程手段提高工程稳定性,但是一般说来这些手段耗资巨大。准确掌握地下冰分布、储量,对于高原生态、环境、多年冻土灾害风险评价、及寒区工程

建设选线、选址意义重大。

5 结论

(1) 大通河源区浅层(2.5~10.0 m)范围深度内多年冻土地下冰总储量为 $(11.70 \pm 7.24) \text{ km}^3$, 单位体积含冰量为 $(0.396 \pm 0.245) \text{ m}^3$ 。随着气候变暖, 若活动层厚度以 $1.33 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$ 的速度融化, 每年从多年冻土释放的水将达 $(0.21 \pm 0.14) \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

(2) 大通河源区多年冻土层内地下冰在不同地貌区储量不同。冰缘作用丘陵和冰缘湖沼平原等地貌区含冰量较高, 而冰缘作用台地、冲积洪积平原则含冰量较低。在垂向上多年冻土上限附近含冰量较高, 并随深度逐渐减小。

参考文献(References):

- [1] Cheng Guodong. The mechanism of repeated-segregation for the formation of thick layered ground ice[J]. Cold Regions Science and Technology, 1983, 8(1): 57–66.
- [2] Mackay J R. Downward water movement into frozen ground, western Arctic coast, Canada[J]. Canadian Journal of Earth Sciences, 1983, 20(1): 120–134.
- [3] Kanevskiy M, Shur Y, Krzewinski T, et al. Structure and properties of ice-rich permafrost near Anchorage, Alaska[J]. Cold Regions Science and Technology, 2013, 93(1): 1–11.
- [4] Shur Y, Zhestkova T. Cryogenic structure of a glacio-lacustrine deposit[C]//Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, 2003, 2: 1051–1056.
- [5] Shur Y, French H M, Bray M T, et al. Syngenetic permafrost growth: cryostratigraphic observations from the CRREL Tunnel near Fairbanks, Alaska[J]. Permafrost and Periglacial Processes, 2004, 15(4): 339–347.
- [6] Kanevskiy M. Cryogenic structure of mountain slope deposits, northeast Russia[C]//Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost, 2003, 1(2): 513–518.
- [7] Kanevskiy M, Shur Y, Fortier D, et al. Cryostratigraphy of late Pleistocene syngenetic permafrost (yedoma) in northern Alaska, Itkillik River exposure[J]. Quaternary Research, 2011, 75(3): 584–596.
- [8] Cheng Guodong, Jin Huijun. Groundwater in the permafrost regions on the Qinghai-Tibet Plateau and it changes[J]. Hydrology & Engineer Geology, 2013, 40(1): 1–11. [程国栋, 金会军. 青藏高原多年冻土区地下水及其变化[J]. 水文地质工程地质, 2013, 40(1): 1–11.]
- [9] Wu Jichun, Sheng Yu, Wu Qingbai, et al. Discussion on the possibility of taking ground ice in permafrost regions as water sources under climate warming[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2009, 31(2): 350–356. [吴吉春, 盛煜, 吴青柏, 等. 气候变暖背景下青藏高原多年冻土层中地下冰作为水“源”的可能性探讨[J]. 冰川冻土, 2009, 31(2): 350–356.]
- [10] Cao Wenbing, Wan Li, Zhou Xun, et al. A study of the geological environmental of suprapermafrost water in the headwater area of the Yellow River[J]. Hydrology & Hydrological Geology, 2003, 30(6): 6–10. [曹文炳, 万力, 周训, 等. 黄河源区冻结层上水地质环境影响研究[J]. 水文地质工程地质, 2003, 30(6): 6–10.]
- [11] Wang Genxu, Shen Yongping, Cheng Guodong. Eco-environmental changes and causal analysis in the source regions of the Yellow River[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2000, 20(3): 200–205. [王根绪, 沈永平, 程国栋. 黄河源区生态环境变化与成因分析[J]. 冰川冻土, 2000, 20(3): 200–205.]
- [12] Zhang Senqi, Wang Yonggui, Zhao Yongzhen, et al. Permafrost degradation and its environmental sequent in the source regions of the Yellow River[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2004, 26(1): 1–6. [张森琦, 王永贵, 赵永真, 等. 黄河源区多年冻土退化及其环境反映[J]. 冰川冻土, 2004, 26(1): 1–6.]
- [13] Zhang Yanlin, Chang Xiaoli, Liang Ji, et al. Influence of frozen ground on hydrological process on alpine regions: a case study in an upper reach of the Heihe River[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2016, 38(5): 1362–1372. [张艳林, 常晓丽, 梁继, 等. 高寒山区冻土对水文过程的影响研究——以黑河上游八宝河为例[J]. 冰川冻土, 2016, 38(5): 1362–1372.]
- [14] Yao Junqiang, Yang Qing, Mao Weiyi, et al. Evaluation of the impacts of climate change and human activities on the hydrological environment in Central Asia[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2016, 38(1): 222–230. [姚俊强, 杨青, 毛炜峰, 等. 气候变化和人类活动对中亚地区水文环境的影响评估[J]. 冰川冻土, 2016, 38(1): 222–230.]
- [15] Qiao Yongping, Zhao Lin, Pang Qiangqiang, et al. Characteristics of permafrost in Gerze County on the Tibetan Plateau[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2015, 37(6): 1453–1460. [乔永平, 赵林, 庞强强, 等. 青藏高原改则地区多年冻土特征[J]. 冰川冻土, 2015, 37(6): 1453–1460.]
- [16] Mackay J R. Disturbances to the tundra and forest tundra environment of the western Arctic[J]. Canadian Geotechnical Journal, 1970, 7: 420–432.
- [17] Lewkowicz A G. Dynamics of active layer detachment failures, Fosheim Peninsula, Ellesmere Island, Nunavut, Canada[J]. Permafrost and Periglacial Processes, 2007, 18(1): 89–103.
- [18] Harris C, Lewkowicz A G. Form and internal structure of active-layer detachment slides, Fosheim Peninsula, Ellesmere Island, Northwest Territories, Canada[J]. Canadian Journal of Earth Sciences, 1993, 30(8): 1708–1714.
- [19] Zhao Lin, Ding Yongjian, Liu Guangyue, et al. Estimates of the reserves of ground ice in permafrost regions on the Tibetan Plateau[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2010, 32(1): 1–9. [赵林, 丁永建, 刘广岳, 等. 青藏高原多年冻土层中地下冰储量估算及评价[J]. 冰川冻土, 2010, 32(1): 1–9.]
- [20] O'Neill H B, Burn C R. Physical and temporal factors controlling the development of near-surface ground ice at Illisarvik, western Arctic coast, Canada[J]. Canadian Journal of Earth Sciences, 2012, 49(9): 1096–1110.
- [21] Kokelj S V, Burn C R. Near surface ground ice in sediments of the Mackenzie Delta, Northwest Territories, Canada[J]. Permafrost and Periglacial Processes, 2005, 16(3): 291–303.
- [22] Bray M T, French H M, Shur Y. Further cryostratigraphic observations in the CRREL permafrost tunnel, Fox, Alaska[J]. Permafrost and Periglacial Processes, 2006, 17(3): 233–243.
- [23] Morse P D, Burn C R, Kokelj S V. Near surface ground ice distribution, Kendall Island Bird Sanctuary, western Arctic

- coast, Canada [J]. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2009, 20(2): 155 – 171.
- [24] Penck W. Geomorphology analysis [M]. Jiang Meiqiu, trans. Beijing: Department of Geology and Geography, Peking University, 1964. [彭克. 地貌分析 [M]. 江美球, 译. 北京: 北京大学地质地理系, 1964.]
- [25] Vieira G, López-Martínez J, Serrano E, et al. Geomorphological observations of permafrost and ground-ice degradation on Deception and Livingston Islands, Maritime Antarctica [C]// *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*. 2008, 29: 1839 – 1844.
- [26] Wang Shengting, Sheng Yu, Cao Wei, et al. Estimation of permafrost ice reserves in the source area of the Yellow River using landform classification [J]. *Advances in water Science*, 2017, 28(06): 801 – 810. [王生廷, 盛煜, 曹伟, 等. 基于地貌分类的黄河源区多年冻土层地下冰储量估算 [J]. *水科学进展*, 2017, 28(06): 801 – 810.]
- [27] Liu Zengqian. The glacial landform in the south of Datong Riverbasin in Qilian Mountain [J]. *Geological Review*, 1946(Suppl 2): 247 – 251. [刘增乾. 祁连山南麓大通河流域之水川地形 [J]. *地质论评*, 1946(增刊2): 247 – 251.]
- [28] Li Jing, Sheng Yu, Chen Ji, et al. Characteristics of ground temperatures and influencing factors of permafrost development and distribution in the source region of Datong River [J]. *Progress in Geography*, 2011, 30(7): 827 – 836. [李静, 盛煜, 陈继, 等. 大通河源区多年冻土的地温特征及其影响因素分析 [J]. *地理科学进展*, 2011, 30(7): 827 – 836.]
- [29] Zhang X, Sheng Y, Li J, et al. Changes of alpine ecosystem along the ground temperature of permafrost in the source region of Datong River in the Northeastern Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Journal of Food, Agriculture & Environment*, 2012, 10(1): 970 – 976.
- [30] Wang Shengting, Sheng Yu, Wu Jichun, et al. The characteristics and changing tendency of permafrost in the source regions of the Datong River, Qilian Mountains [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2015, 10(1): 27 – 37. [王生廷, 盛煜, 吴吉春, 等. 祁连山大通河源区冻土特征及变化趋势 [J]. *冰川冻土*, 2015, 10(1): 27 – 37.]
- [31] Zhou Chenghu, Cheng Weiming. Geomorphological map of western China (1:1 000 000) [DS]. Beijing: Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, 2007. [周成虎, 程维明. 中国西部 1:100 万数字地貌数据集 [DS]. 北京: 中国科学院地理科学与资源环境研究所, 2007.]
- [32] Zhou Chenghu, Cheng Weiming, Qian Jinkai, et al. Research on the classification system of digital land geomorphology of 1:1 000 000 in China [J]. *Journal of Geo-Information Science*, 2009, 11(6): 707 – 724. [周成虎, 程维明, 钱金凯, 等. 中国陆地 1:100 万数字地貌分类体系研究 [J]. *地球信息科学学报*, 2009, 11(6): 707 – 724.]
- [33] Cheng Weiming, Zhou Chenghu. Methodology on hierarchical classification of multi-scale digital geomorphology [J]. *Progress in Geography*, 2014, 33(1): 23 – 33. [程维明, 周成虎. 多尺度数字地貌等级分类方法 [J]. *地理科学进展*, 2014, 33(1): 23 – 33.]
- [34] Cheng Weiming, Zhou Chenghu, Li Bingyuan, et al. Structure and contents of layered classification system of digital geomorphology for China [J]. *Journal of Geographical Sciences*, 2011, 21(5): 771 – 790.
- [35] Li Jing, Sheng Yu, Chen Ji. Modeling permafrost temperature distribution and analyzing zoning characteristics of permafrost in the source regional of the Datong River [J]. *Journal of China University of Mining & Technology*, 2012, 41(1): 145 – 152. [李静, 盛煜, 陈继, 等. 大通河源区冻土地温模拟与分类特征分析 [J]. *中国矿业大学学报*, 2012, 41(1): 145 – 152.]
- [36] Wang Jiacheng, Wang Shaoling, Qiu Guoqing. Permafrost along the Qinghai-Xizang Highway [J]. *Acta Geographica Sinica*, 1979, 34(1): 18 – 32. [王家澄, 王绍令, 邱国庆. 青藏公路沿线的多年冻土 [J]. *地理学报*, 1979, 34(1): 18 – 32.]
- [37] Yasuhara H, Elsworth D, Polak A. Evolution of permeability in a natural fracture: Significant role of pressure solution [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2004, 109(B3): 1 – 11.
- [38] Yasuhara H, Elsworth D, Polak A, et al. Spontaneous switching between permeability enhancement and degradation in fractures in carbonate: lumped parameter representation of mechanically and chemically-mediated dissolution [J]. *Transport in Porous Media*, 2006, 65(3): 385 – 409.
- [39] Wang Shaoling. Formation and evolution of permafrost in the Qinghai-Xizang Plateau since the late Pleistocene [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1989, 11(1): 69 – 75. [王绍令. 晚更新世以来青藏高原多年冻土形成及演化的探讨 [J]. *冰川冻土*, 1989, 11(1): 69 – 75.]
- [40] Jin Huijun, Zhao Lin, Wang Shaoling, et al. Evolution of permafrost and environmental changes of cold regions in eastern and interior Qinghai-Tibetan Plateau since the Holocene [J]. *Quaternary Sciences*, 2006, 26(2): 198 – 210. [金会军, 赵林, 王绍令, 等. 青藏高原中、东部全新世以来多年冻土演化及寒区环境变化 [J]. *第四纪研究*, 2006, 26(2): 198 – 210.]
- [41] Zhou Youwu, Du Ronghuan. A preliminary study on permafrost of Qinghai Tibet Plateau [J]. *Chinese Science Bulletin*, 1963, 18(2): 60 – 63. [周幼吾, 杜榕桓. 青藏高原冻土初步考察 [J]. *科学通报*, 1963, 18(2): 60 – 63.]
- [42] Mackay J R, Burn C R. The first 20 years (1978 – 1979 to 1998 – 1999) of active-layer development, Illisarvik experimental drained lake site, western Arctic coast, Canada [J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 2002, 39(11): 1657 – 1674.
- [43] Kokelj S V, Burn C R. Ground ice and soluble cations in near-surface permafrost, Inuvik, Northwest Territories, Canada [J]. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2003, 14(3): 275 – 289.
- [44] Shur Y, Hinkel K M, Nelson F E. The transient layer: implications for geocryology and climate-change science [J]. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2005, 16(1): 5 – 17.
- [45] French H, Shur Y. The principles of cryostratigraphy [J]. *Earth-Science Reviews*, 2010, 101(3/4): 190 – 206.
- [46] Li Ren, Zhao Lin, Ding Yongjian, et al. Temporal and spatial variations of the active layer along the Qinghai-Tibet Highway in a permafrost region [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2012, 57(35): 4609 – 4616. [李韧, 赵林, 丁永建, 等. 青藏公路沿线多年冻土区活动层动态变化及区域差异特征 [J]. *科学通报*, 2012, 57(30): 2864 – 2871.]
- [47] Zhang T, Barry R G, Knowles K, et al. Statistics and characteristics of permafrost and ground-ice distribution in the Northern Hemisphere [J]. *Polar Geography*, 1999, 23(2): 132 – 154.

Based on geomorphic classification to estimate the permafrost ground ice reserves in the source area of the Datong River , Qilian Mountains

WANG Shengting^{1,2,3}, SHENG Yu², WU Jichun², LI Jing², HUANG Long^{1,2}

(1. Lanzhou Institute of Technology, Lanzhou 730050, China; 2. State Key Laboratory of Frozen Soil Engineering, Northwest

Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China;

3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: The ground ice in permafrost is meaningful for studying permafrost environment, ecology and frozen soil engineering. However, there is not detailed study of it in the Tibetan Plateau. Taking the source areas of the Datong River in the Qilian Mountains as an example, based on the geomorphic classification, permafrost distribution, borehole data and geological survey data, the ground ice reserve in the depth range of 2.5~10.0 m of the permafrost is estimated in both horizontal and vertical directions. The spatial distribution characteristics of the ground ice in the source areas of the Datong River also discuss. It is found that in the depth range of 2.5~10.0 m, the total volume of ground ice is about $(11.70 \pm 7.24) \text{ km}^3$, and the ground ice content per m^3 soil is about $(0.396 \pm 0.245) \text{ m}^3$. In the horizontal direction, periglacial lacustrine plain and periglacial hill contain more ice, but erosional platform and alluvial-proluvial plain contain less ice. In vertical direction, the amount of ice is more near the permafrost table and decreases slowly downwards. The study of ground ice reserves is of great significance in ecological, hydrogeological, frozen ground construction, as well as useful for thawing settlement prediction and other geological hazard prediction.

Key words: source areas of the Datong River; geomorphic; permafrost; lithology; ground ice reserves

(责任编辑: 温智; 编辑: 周成林)