

DOI: 10.14042/j.cnki.32.1309.2017.06.001

基于地貌分类的黄河源区多年冻土层地下冰储量估算

王生廷^{1,2}, 盛煜¹, 曹伟¹, 李静¹, 马帅^{1,2}, 胡晓莹^{1,2}

(1. 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; 2. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: 地下冰作为多年冻土区别于其他土体的显著特征, 对寒区水文、生态环境和工程建设等都有深刻影响。为准确估算多年冻土层地下冰储量, 基于黄河源区地貌及其成因类型, 结合岩性组成、含水率等 105 个钻孔的野外实测数据, 估算了黄河源区多年冻土层 3.0~10.0 m 深度范围内地下冰储量, 并讨论了浅层地下冰的空间分布特征。研究表明: 黄河源区多年冻土层 3.0~10.0 m 深度范围内地下冰总储量为 $(49.62 \pm 17.95) \text{ km}^3$, 平均单位体积含冰量为 $(0.293 \pm 0.107) \text{ m}^3/\text{m}^3$; 在水平方向上, 湖积湖沼平原、冰缘作用丘陵等地貌单元含冰量较高, 而侵蚀剥蚀台地、冲洪积平原等地貌单元含冰量较低; 在垂向上, 多年冻土上限附近含冰量较高, 并随深度呈减小的趋势。

关键词: 地貌分类; 黄河源区; 多年冻土; 地下冰储量

中图分类号: P642.14 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-6791(2017)06-0801-10

多年冻土不同于其他土体的显著特征在于含有冰, 含冰量的大小深刻影响着冻土环境、冻土的工程分类、寒区工程建设以及冻土力学等性质^[1]。多年冻土具有较强的热敏感性, 外界条件的变化极易造成多年冻土层地下冰的融化。尤其是在富冰冻土区, 地下冰的融化很容易引发水文地质灾害, 如融沉、热熔湖塘、热熔滑塌等^[2-3]。而多年冻土层表层地下冰的融化, 极易造成地表水分状况发生变化, 使得地表生态环境尤其是植被类型发生变化^[2]。因此, 地下冰的融化对约占全球陆地面积 23% 的多年冻土区域都将是一种潜在危害^[3]。准确估算多年冻土层地表含冰量对于多年冻土区生态环境、水文、地质灾害和工程稳定性等具有积极意义。

地下冰的研究大多数是基于多年冻土的加积和退化, 利用实地调查、遥感技术和实验室分析等手段来估测地下冰, 且目前大多数研究以冰楔为主^[4]。还有部分研究则以实地调查结果, 利用统计学的方法来估算地下冰储量。如 Kokelj 和 Burn^[5] 通过地表植被分类计算了加拿大麦肯齐三角洲地区不同覆被条件下多年冻土表层的地下冰分布特点; Morse 等^[6] 则基于 71 个钻孔地表岩性分类, 统计分析了加拿大北极海岸肯德尔岛的多年冻土表层地下冰的分布特点。这些计算主要基于土质类型、植被类型、冷生构造等分类来计算地下冰^[1,4], 但目前对于青藏高原地下冰的研究较少。赵林等^[7] 基于地形分类估算了青藏高原多年冻土层地下冰储量, 然而其计算没有考虑土质类型的空间变化及地貌成因。由于地貌是包括形态、物质分异、形成环境等在内的多种营力共同作用的结合体, 土层与各地貌部位成因相联系, 从而形成不同地貌单元土质类型的差异。在不同地貌单元的形成和演变过程中受不同营力和形成环境的影响, 尤其是水文环境, 使得不同持水性土层中地下冰赋存、冷生构造具有不同特征^[8-9]。因此, 地貌与多年冻土区地下冰赋存状态紧密相连。作为中国第二大长河——黄河的水源涵养地, 黄河源区受气候、冻土退化和人为活动等影响, 由地下冰融化造成的植被退化、湿地萎缩和土地盐碱化等环境问题日益突出^[10-11]。但目前缺乏关于黄河源区地下冰的详细信息。据此, 本文将尝试基于地貌及其成因类型为一级分类, 以土质类型作为次一级分类研究黄河源区多年冻土层地下冰的空间赋存状态。

收稿日期: 2017-04-27; **网络出版时间:** 2017-11-15

网络出版地址: <http://kns.cnki.net/kcms/detail/32.1309.P.20171115.1158.002.html>

基金项目: 中国科学院重点部署项目(KZZD-EW-13); 国家自然科学基金资助项目(91647103)

作者简介: 王生廷(1989—), 男, 甘肃武威人, 博士, 主要从事冻土工程与环境研究。E-mail: wangshengting@lzb.ac.cn

通信作者: 盛煜, E-mail: sheng@lzb.ac.cn

1 区域概况与数据来源

1.1 研究区域

黄河源区位于青藏高原中东部, 介于 $95^{\circ}50'E-98^{\circ}55'E$, $33^{\circ}32'N-35^{\circ}35'N$ 之间(图1), 海拔为4 193~5 238 m。黄河源区属于典型高原大陆气候区, 受季风气候影响, 年降水量为300~400 mm, 年平均气温低于 $-3.5^{\circ}C$ 。由于高寒的气候使得源区多年冻土占源区80%以上^[12]。多年冻土年平均地温(青藏高原一般在10~15 m深度的地温不随外界季节性变化, 将其作为年平均地温)在 $-0.2\sim 2.0^{\circ}C$ 之间^[12], 活动层厚度为0.6~3.0 m^[13]。多年冻土厚度受地带性等因素影响, 源区多年冻土厚度多在20~40 m之间^[14]。黄河源区地貌特征受构造作用显著, 是构造活动、流水作用以及冰缘作用的综合结果^[15-16]。在多种营力作用影响下, 黄河源区主要地貌从格局上形成了以扎陵湖和鄂陵湖为主的汇水中心, 从四周高山区向中心汇水区以受冰缘寒冻剥蚀作用、冲-洪积作用、冲-湖积作用的高山、台地、丘陵、平原地貌变化的特点。从第四系地层来讲, 以中更新统、上更新统的冰碛、冰水相沉积和下更新统的湖相地层以及全新统的冲积、洪积和沼泽沉积为主^[16]。其中国道214(G214)作为源区与外界的主要联系交通要道, 从北向南纵贯源区, 增强了源区受人为活动的影响。

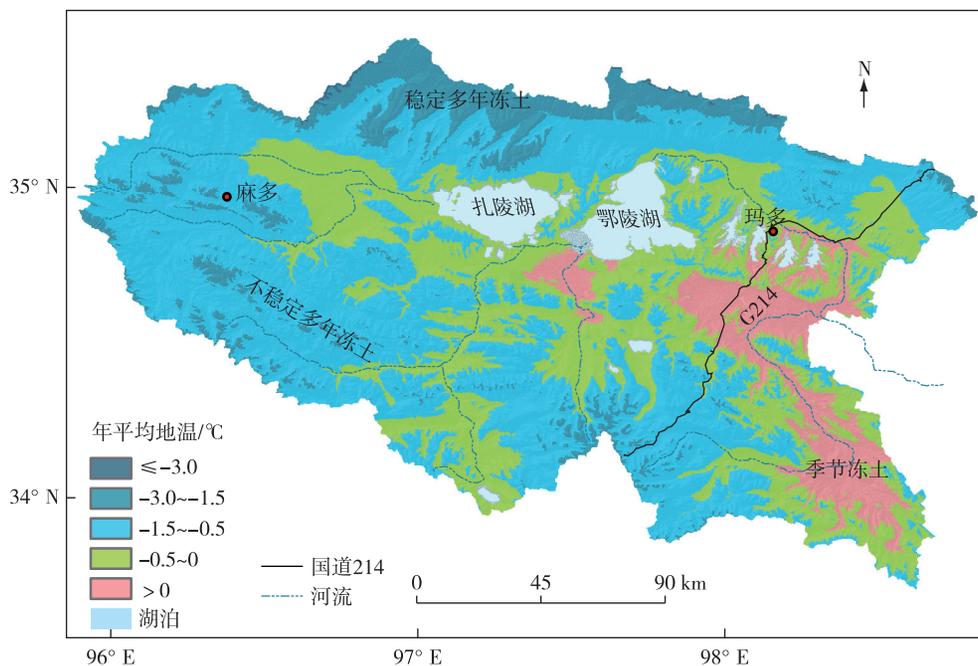


图1 黄河源区冻土地温分布

Fig. 1 Frozen soil temperature map of the source area of the Yellow River

1.2 研究数据

本文所采用的地貌图是基于中国数字地貌集成(1:100万)^[16], 其地貌分类指标是由基本地貌形态类型、成因、次要成因、形态、次级形态、坡度坡向组合和物质组成或岩性7种要素构成^[16-17]。以包括不同海拔高度和起伏度的高山、台地、丘陵和平原的25种基本地貌形态类型基础上结合成因等其他要素进一步划分。其中成因主要包括流水、湖成、海成、冰川、冰缘、风成和干燥等类型。由于地貌是多种因素的结合体, 可以中国地貌集成图为基础, 按照需要划分不同的亚级地貌类型^[17]。由于高寒的气候使得黄河源区广泛发育以冻融剥蚀和冻融侵蚀作用形成的冰缘地貌; 而广泛发育的河流、湖泊等流水作用, 也形成了传统的以流水侵蚀、剥蚀和堆积作用为主的地貌。因此, 源区地貌从成因讲基本属于冰缘、流水和湖成等因素组成。以中国数字地貌集成(1:100万)为基础, 按照基本地貌类型结合成因划分黄河源区地貌, 划分结果如图2所示。

结果表明黄河源区地貌类型共13种,主要包括冰缘作用高山、冰缘作用丘陵、冲湖积平原和侵蚀剥蚀丘陵等,分别占源区面积的25.0%、18.1%、13.1%和8.1%。

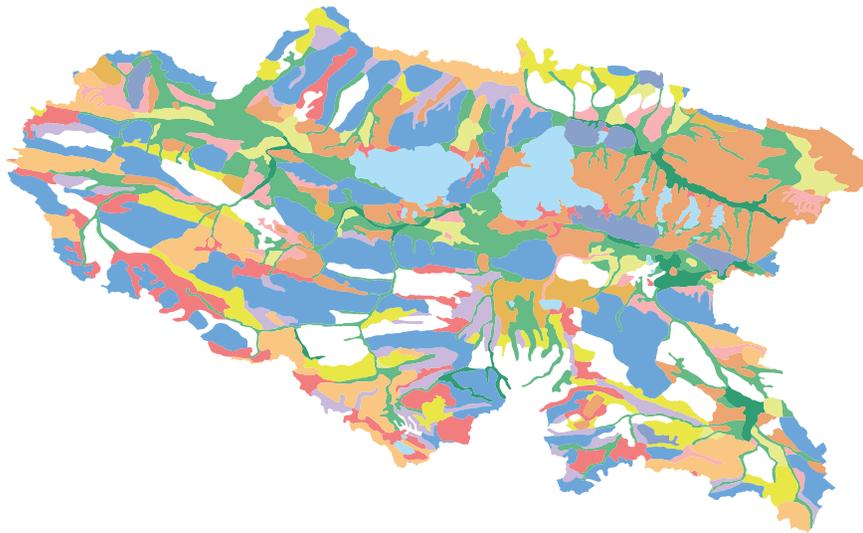


图2 黄河源区地貌

Fig. 2 Landform map of the source area of the Yellow River

根据源区钻探测温数据最新制作完成的冻土地温分布图^[12](图1),以0℃作为多年冻土与季节冻土的分界线,源区多年冻土与季节冻土面积分别为24 065 km²和4 329 km²,分别占整个源区面积的85.1%和9.7%,其余为湖泊。计算中所采用的岩性组成、含水率和地温等数据来自2012—2015年钻探的56个钻孔和国道214沿线地质勘察报告中沿线大量钻探数据。综合两部分数据,从中选取典型的钻孔共计105个,含水率实验数据共计529个(图3)。钻孔主要集中分布在麻多乡、扎陵湖南部以及国道214沿线,基本涵盖了所有地貌类型,各地貌单元钻孔位置见图2。由于目前掌握的钻孔深度多在10.0 m左右,因此,计算整个源区多年冻土层地下冰储量也限制在地表以下10.0 m范围之内。计算采用和参考的多年冻土活动层厚度、多年冻土年平均地温等冻土地温相关数据均来自野外钻探的56个钻孔近5年的地温监测数据和文献[12-14]。

2 研究方法与计算结果

本文利用平面分区、垂直分层的空间研究方法估算黄河源区多年冻土层地下冰分布状况。即基于黄河源区地貌分布图(图2)和冻土地温分布图(图1),结合黄河源区56个钻孔数据以及国道214沿线共和至结古工程地质勘察报告,分析不同地貌单元地层岩性的组成特点以及不同地貌单元地下冰储量特点。将岩性、地下冰分布状况与地貌单元相结合分析,按照如下步骤计算源区多年冻土层(10.0 m)地下冰储量。

2.1 数据分析与数据归类

按照黄河源区地貌分布图(图2)结合黄河源区多年冻土分布图(图1),统计多年冻土区各地貌单元面积。结果表明:黄河源区多年冻土区地貌主要有冰缘作用高山、冰缘作用丘陵、冲湖积平原和侵蚀剥蚀丘陵等地貌。利用黄河源区地貌分布图(图2),在ArcGIS软件中将钻孔、含水率数据按照地貌单元归类整理。统计计算多年冻土区各地貌单元面积、钻孔数量以及含水率样品数目,统计结果如表1所示。受数据的局限

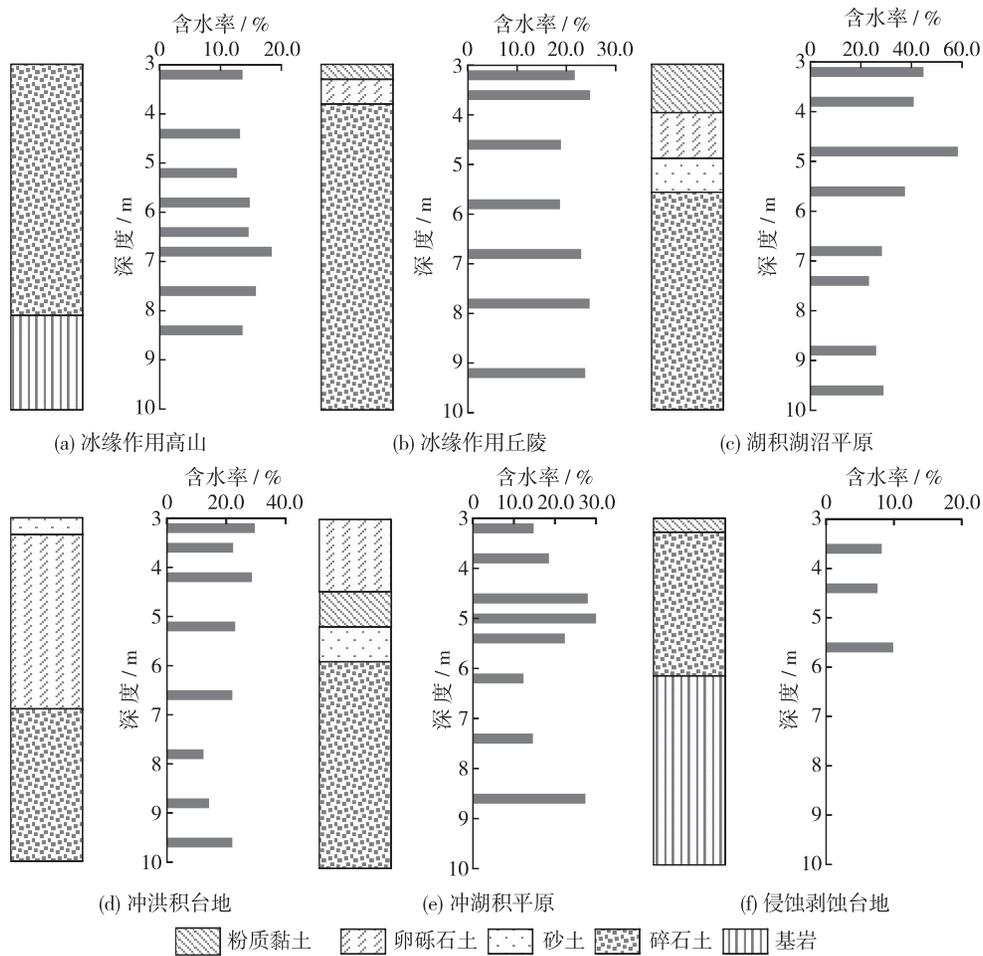


图 3 不同地貌单元典型钻孔岩性组成及含水率

Fig. 3 Profiles of lithological compositions and measured water contents at depths within representative landform types

性，钻孔数据未涉及所有地貌类型，即分别占源区多年冻土区面积 2.3%、5.5%、1.4% 的侵蚀剥蚀高山、剥蚀平原、冲积阶地地貌单元无钻孔数据，采用与其相似相邻的地貌数据计算，即分别按照冰缘作用高山、侵蚀剥蚀台地和冲湖积平原的含冰量计算。

表 1 不同地貌单元土层分布及计算数据

Table 1 Distribution of soil layers and data in different landform types

地貌类型	面积/km ²	钻孔数量	岩性组成	含水量	
				样品数量	范围
冰川冰缘作用高山	1 470.3	8	碎石土	28	8.9%~33.3%
			基岩	-	-
冰缘作用丘陵	4 360.3	16	粉质黏土	19	14.2%~38.2%
			卵砾石土	27	17.4%~30.5%
			碎石土	17	12.4%~24.7%
冰缘作用高山	6 023.7	14	粉质黏土	31	9.0%~52.6%
			碎石土	21	9.7%~38.6%
侵蚀剥蚀高山	290.1	-	-	-	-
侵蚀剥蚀丘陵	1 950.1	10	砂土	41	5.1%~20.7%
			碎石土	28	4.8%~13.9%

续表1

地貌类型	面积/km ²	钻孔数量	岩性组成	含水量	
				样品数量	范围
冰缘作用台地	1 508.8	7	砂土	14	10.8%~14.3%
			碎石土	10	8.8%~17.3%
冲湖积平原	684.2	13	粉质黏土	87	10.8%~14.3%
			碎石土	56	8.8%~17.3%
侵蚀剥蚀台地	495.3	7	砂土	10	7.6%~12.9%
			碎石土	13	8.5%~9.9%
剥蚀平原	1 340.3	-	基岩	-	-
			-	-	-
冲积阶地	333.6	-	-	-	-
			粉质黏土	11	18.0%~71.3%
湖积湖沼平原	1 731.0	11	卵砾石土	5	10.5%~58.3%
			砂土	5	9.7%~67.9%
			碎石土	7	8.8%~31.5%
冲洪积台地	3 153.0	9	卵砾石土	38	9.2%~29.7%
			碎石土	41	10.8%~21.0%
			粉质黏土	8	14.3%~24.5%
冲洪积平原	724.6	10	砂土	6	8.1%~22.9%
			碎石土	6	7.3%~23.7%
总计	24 065.3	105		529	

2.2 数据整理与计算

利用地质勘查以及钻探数据, 将上述归类后的不同地貌单元 10.0 m 范围地层, 按照岩性特点垂向分层, 求出不同岩层不同深度部位含水率的平均值。按照钻孔勘查资料, 计算不同岩性地层的干密度值平均值, 并在青藏高原常用干密度值基础上做修正, 用以计算冰储量 (表 2)。当所采用干密度值超过对应含水率所在岩层的相应饱和密度时, 认为多年冻土层中地下冰完全充填孔隙, 根据土颗粒密度及含水量计算饱和状态下对应的干密度值, 采用饱和状态下的干密度值代替干密度平均值。由于在冰川冰缘作用高山区等区域, 基岩埋深较浅, 在钻探过程中受野外测量条件限制, 基岩的含水率较难测定, 在个别钻孔中缺乏对于基岩含水率测定数据。一般认为基岩含水率在 1%~7% 之间^[18]。鉴于此, 本文在考虑裂隙冰等影响因素之内, 取基岩的含水率估计值为 5%。

表 2 不同土质类型计算所采用的物理指标
Table 2 Physical indicators of different soil types

土层类别	土粒比重	干密度/(kg·m ⁻³)
粉质黏土	2.72	1 600
卵砾石土	2.65	1 650
砂土	2.65	1 700
碎石土	2.65	1 750
基岩	2.65	2 200

2.3 含冰量计算

从现有的 56 个钻孔近 5 年测温数据可知, 黄河源区活动层厚度范围多在 1.0~3.0 m 之间, 在整个计算过程中只计入活动层以下多年冻土层内冰储量。为了计算的统一性, 在各地貌单元均采用 3.0 m 作为估算多年冻土层冰储量的起算深度, 利用式(1)水平向计算地下冰储量, 即先计算不同地貌单元垂直方向地下含水量分布, 将垂直方向含冰量进行加和与相应地貌单元面积相乘即可估算出各个地貌单元地下冰储量, 各地貌单元地下冰储量之和即为黄河源区 3.0~10.0 m 深度多年冻土地下冰总储量。

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

式中: Q_m 为第 m 种地貌 3.0~10.0 m 厚度范围内地下冰储量; Δh_i 为第 i 层土层计算厚度; ρ_{si} 为第 i 层土层干密度取值, 见表 2; w_i 为第 i 层土层含水率, %; S_m 为第 m 种地貌单元的面积; ρ_c 为冰密度, 取

0.9 g/cm³。计算结果如图4所示。

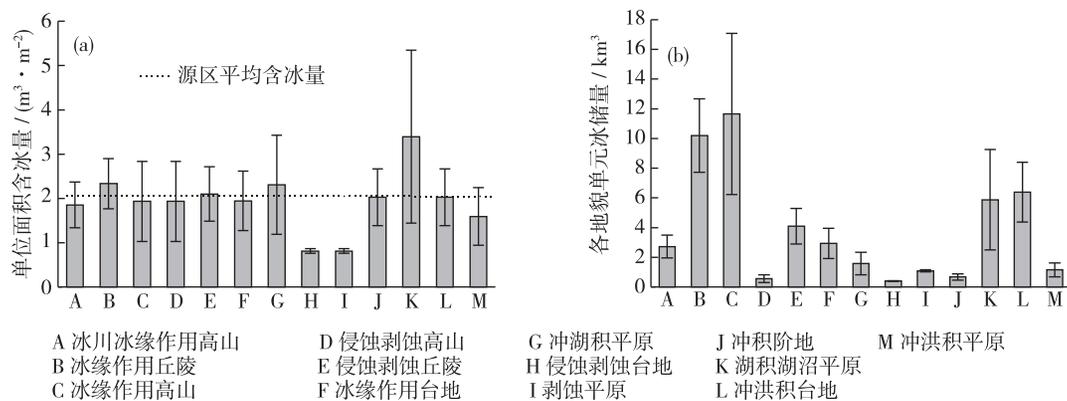


图4 各地貌单元多年冻土层单位面积冰储量和总冰储量统计

Fig. 4 Ice reserves in unit area of different landform types and total ice reserves

在垂直方向上，将不同地貌单元不同深度土层内冰储量横向加和，则可以计算出整个黄河源多年冻土区垂直方向上不同深度地下冰的贮藏状况，即

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

式中： Q_n 为整个源区深度方向第 n 层深度范围内多年冻土层地下冰储量； Δh_j 为第 n 层土层分层厚度； ρ_{sj} 为第 j 种地貌单元土层干密度取值，见表2； w_j 为 Δh_j 厚度范围第 j 种地貌单元土层含水率，%； S_j 为第 j 种地貌单元的面积。计算结果如表3所示，地下冰储量总计 $(49.62 \pm 17.95) \text{ km}^3$ 。

表3 黄河源区多年冻土层不同深度地下冰储量分布

Table 3 Ice distribution of permafrost at different depths in the source area of the Yellow River

深度/m	3.0~3.5	3.5~4.0	4.0~4.5	4.5~5.0	5.0~5.5	5.5~6.0	6.0~6.5
冰储量/km ³	3.66±1.76	3.67±1.85	3.83±2.12	3.78±1.81	3.56±1.41	3.45±1.28	3.39±1.12
深度/m	6.5~7.0	7.0~7.5	7.5~8.0	8.0~8.5	8.5~9.0	9.0~9.5	9.5~10.0
冰储量/km ³	3.48±1.15	3.59±1.06	3.42±1.03	3.47±0.88	3.47±0.90	3.37±0.83	3.38±0.74

通过上述计算整个源区多年冻土层3.0~10.0 m深度范围内地下冰储量为 $(49.62 \pm 17.95) \text{ km}^3$ ，3.0~10.0 m范围内多年冻土层单位面积平均含冰量为 $(2.05 \pm 0.75) \text{ m}^3/\text{m}^2$ 。分布在湖积湖沼平原的地下含冰量显著高于源区平均值，高出平均值66.1%；冰缘作用丘陵、冲湖积平原的含冰量则分别高于整个源区平均值14.3%、12.9%；而侵蚀剥蚀台地含冰量则显著低于源区平均值，低于平均值60.1%；而冲洪积平原、冰川冰缘作用高山则分别低于源区平均值22.0%、9.3%。（图4）。此外，从图4可以看出：各地貌单元含冰量密度值的偏差较大，含冰量密度越大，偏差也越大。这说明对于地下含冰量越大的区域，其地下冰储量变化幅度也越大，分布模式也更加复杂多样化。这种情况同样也出现在垂直方向上（表3），在冻土顶板附近计算偏差较大，这也说明冻土顶板附近地下冰储量的变化幅度大、分布存储模式多样。

3 分异特征与结果讨论

3.1 黄河源区多年冻土层浅层冰储量

整个源区多年冻土区3.0~10.0 m深度范围内冰储量为 $(49.62 \pm 17.95) \text{ km}^3$ 。若以黄河源头的玛多径流量7.010亿 m^3 ^[19]计算，其地下冰储量平均值分别相当于玛多近63.7年的径流量；若以107.6亿 m^3 、

46.70亿 m^3 计算黄河源区两湖(鄂陵湖与扎陵湖)的水储量^[20],则相当于2.89个两湖蓄水量之和。根据对源区监测数据及数值模拟计算分析,近10年来黄河源区活动层厚度平均以2.2~4.4 cm/a的融化速度增加,按照3.0~3.5 m的垂直地下冰储量平均值计算,平均每年从多年冻土层地下冰中释放的水将达1.6亿~3.2亿 m^3 。尽管多年冻土区地下冰融化后如何产流目前还有待探讨,但是在目前气候变暖背景下多年冻土活动层加厚所导致的地下冰融化的水量无疑是不可忽视的。

根据计算结果,黄河源区1 m^3 土体平均含冰量为 $(0.293\pm 0.107)\text{m}^3$,这和赵林等^[7]计算青藏高原冻土地下冰储量估值(已将折算的未冻水含量计入)接近。Zhang等^[21]在计算北半球地下冰储量时,将青藏高原浅层地下冰腹部地带划分为中等(含冰量10%~20%),比本计算中按照单位体积含冰量所折算的含水率24.1%偏低(土壤平均密度取 $1.55\times 10^3\text{ kg/m}^3$)。此外,计算过程中,占源区面积分别为2.3%、5.5%、1.4%的侵蚀剥蚀高山、剥蚀平原、冲积阶地,由于数据的局限性,在此区域缺乏数据支撑,计算中采用了与其相似、相邻地貌类型计算结果,这势必会对源区含冰总储量计算和地下冰分布状况准确性产生影响。此外,由于计算过程中采用的钻孔数据钻孔位置相对集中,并不是均匀分散在整个源区,也可能会造成计算结果产生误差。

3.2 垂直方向冰储量特点

青藏高原多年冻土层中含冰相对较高的土层多分布在20.0 m深度以内^[22]。从表3可以看出,黄河源区多年冻土地下冰分布在垂直方向上地下冰储量呈上部高、下部低的特点。含冰量最高分布在4.0~5.0 m深度范围内,最低含冰量则分布在9.0~10.0 m范围内。出现这样的特点应当和黄河源区沉积环境和地下水等水文效应有关。而含冰量高的区域多集中在冻土顶板附近,主要和共生冻土的发育以及分凝冰的形成有关。

青藏高原冻土多属于后生冻土,但也会形成共生冻土^[22]。一般说来共生冻土形成于粉土等细颗粒物质,其中地表含冰量和粉土含量显著正相关^[6],局部含水量可高达100%~200%。而土层的岩性与地貌成因以及地形特点相关。多年冻土在冲积、洪积、风积、湖积作用以及沼泽草甸有机质积累导致的表层加积作用下,会使得多年冻土上限缓慢抬升。当冻土顶板捕获活动层底部分凝冰时,在活动层季节性水分的不等量迁移作用下,加积冰得以生长^[23-24]。如此往复的冻融循环作用,导致冻土顶板处含冰量提高,形成了以冻土顶板和粉土等细颗粒物质为代表的高含冰量区域(图3,表3)。而后生冻土中的地下冰则主要取决于岩石成因类型、冻结前含水量、有无外来水等条件。在粗颗粒岩土中无外来水发生冻结时,水容易从冻结锋面挤出,含冰量往往不高;当粗颗粒土中有外来水发生冻结时,会形成含冰量较高的冻土层;而作为隔水层的黏土等细颗粒土往往会使得地下水产生冷生水头,从而形成高含冰量冻土层(图3)。

3.3 水平方向上地下冰分布特点

从各地貌单元单位面积含冰量上来说,受冲积、洪积、湖积等作用形成的地貌单元的多年冻土含冰量一般较高(图4)。这是因为这些区域一般处在高海拔、大起伏度向低海拔、河谷平原坡度放缓过渡区。这些区域受较强坡积、坡面片流以及融冻泥流作用,使得土层多以粉土等细颗粒物质为主,如湖积湖沼平原,冰缘作用丘陵等(表1)。由于细颗粒土层较高的持水性,使得细颗粒土层积聚的区域,随着地表缓慢抬升,受重复分凝、地表加积等作用,其含冰量往往相对较高;在湖冰、石冰川、冰川末端表碛下冰川的埋藏冰和侵入冰也使得湖积物、冰碛物中的含冰量偏高,如湖积湖沼平原,其单位面积含冰量处于源区最高地位。此外,对于同一地貌单元而言,受局地因素影响,不同坡向和坡度对地下冰的分布也有很大影响,一般而言,阴坡因受太阳辐射影响,地温相对较低,蒸发水分也少,因而地下冰较为发育;在不同坡度上,平坦地区坡度小,植被覆盖度高,水分条件好,有利于地下冰发育;在不同地形走向上也呈一定的规律性,山坡自上而下随着植被覆盖和水分含量的增加,地下冰含量由低到高逐渐增加。

冰缘作用高山、冰缘作用丘陵、冲洪积台地和湖积湖沼平原等地貌单元的地下冰储量对整个源区冰储量贡献较大,分别占整个源区23.6%、20.7%、13.0%和11.9%(图4)。其中冰缘作用高山、冰缘作用丘陵、冲洪积台地单位面积含冰量相对不大,冰缘作用丘陵稍高于源区平均值,冰缘作用高山则略低于源区平均值,冲洪积台地则和源区平均值持平(图4)。导致这3种地貌单元较高的冰储量是因为其较大的面积,冰缘

作用高山、冰缘作用丘陵和冲洪积台地分别占源区多年冻土区面积的 24.9%、18.0%和 13.0%(图 3)。而湖积湖沼平原虽然分布面积较小,只占源区多年冻土区面积的 7.2%,但由于单位面积较高的含冰量(图 4),使其对源区冰储量贡献值达 11.9%。其余地貌单元对源区冰储量的贡献值则多在 0.8%~8.3%之间,其面积也较小,基本占源区多年冻土区面积在 1.2%~8.1%之间。

3.4 地下冰分布特点以及储量的研究意义

黄河源区广泛发育热融湖塘、冻胀丘等冰缘地貌。冻土层顶板附近是典型的富冰区,此外,在一些诸如湖沼湖积平原和冰缘作用丘陵等地貌含冰量也很高(图 4)。这些高含冰量区域的冰融化极易导致地面发生融沉、热融滑塌和热融湖塘等水文地质灾害^[2-3];加之地表水的热侵蚀,地下冰持续融化,在高含冰量地貌区域极易造成热融湖塘的扩大;并且在山坡坡度相对较大区域也会使得山坡稳定性降低,从而引发滑坡等地质灾害^[2-3]。此外,由于季节冻结深度和季节融化深度是表层土层和大气间热交换的产物,其决定因素主要是含水率、热融和温度等热物理参数。在热效应的驱使下,若冻土顶板处含冰量较高的冻土融化,将对活动层内水分产生较大影响,势必将会改变季节冻融深度,从而产生不衔接冻土层或冻土隔年层,进而引起多年冻土冻结性质的改变。在地表水分以及冻结性质的影响下,也会对表生植被类型、生态等造成影响。因此,准确掌握地下冰分布,尤其是高含冰量的分布对计算融沉、热融等意义重大。此外,掌握地下冰分布、储量,对于冻土预报、评价多年冻土区景观稳定性以及因环境变化引起的地形、植被和水文的区域性变化评价也具有十分重要的意义。

4 结 论

(1) 黄河源区浅层(3.0~10.0 m)深度内多年冻土层地下冰总储量为 $(49.62 \pm 17.95) \text{ km}^3$,且主要分布在冰缘作用高山、冰缘作用丘陵、冲洪积台地和湖积湖沼平原,分别占地下源区总量 23.6%、20.7%、13.0%和 11.9%。

(2) 源区单位面积平均含冰量为 $(2.05 \pm 0.75) \text{ m}^3/\text{m}^2$,受地貌因素影响不同地貌单位面积含冰量不同。湖积湖沼平原、冰缘作用丘陵等地貌区含冰量较高,而侵蚀剥蚀台地、冲洪积平原等地貌区域则含冰量较低。在垂向上多年冻土上限附近含冰量较高,而下部含冰量逐渐减小。

(3) 随着气候变暖以及人为因素等影响,黄河源区活动层厚度以 2.2~4.4 cm/a 的速度融化。按照此速度以 3.0~3.5 m 的垂向冰储量计算,每年从多年冻土层中释放的水将达 1.6 亿~3.2 亿 m^3 。

参考文献:

- [1] 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.
- [2] 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. (ZHANG S Q, WANG Y G, ZHAO Y Z, 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. (in Chinese))
- [3] NELSON F E, ANISIMOV O A, SHIKLOMANOV N I. Subsidence risk from thawing permafrost [J]. Nature, 2001, 410(6831): 889.
- [4] GILBERT G L, KANEVSKIY M, MURTON J B. Recent advances (2008—2015) in the study of ground ice and cryostratigraphy [J]. Permafrost and Periglacial Processes, 2016, 27(4): 377-389.
- [5] 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.
- [6] 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.
- [7] 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. (ZHAO L,

- DING Y J, LIU G Y, 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. (in Chinese))
- [8] VIERIA G, LÓPEZ-MARTÍNEZ J, SERRANO E, et al. Geomorphological observations of permafrost and ground-ice degradation on Deception and Livingston Islands, Maritime Antarctica[J]. *Martinez*, 2008, 29: 1839-1844.
- [9] 曹伟, 盛煜, 吴吉春, 等. 青藏高原坡面冻土土壤水分空间变异特性[J]. *水科学进展*, 2017, 28(1): 32-40. (CAO W, SHENG Y, WU J C, et al. Spatial variability of permafrost soil-moisture on the slope of the Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Advances in Water Science*, 2017, 28(1): 32-40. (in Chinese))
- [10] YANG J P, DING Y J, CHEN R S. Climatic causes of ecological and environmental variations in the source regions of the Yangtze and Yellow Rivers of China[J]. *Environmental Geology*, 2007, 53: 113-121.
- [11] 刘吉平, 杜保佳, 盛连喜, 等. 三江平原沼泽湿地格局变化及影响因素分析[J]. *水科学进展*, 2017, 28(1): 22-31. (LIU J P, DU B J, SHENG L X, et al. Dynamic patterns of change in marshes in the Sanjiang Plain and their influential factors [J]. *Advances in Water Science*, 2017, 28(1): 22-31. (in Chinese))
- [12] 李静, 盛煜, 吴吉春, 等. 黄河源区冻土分布制图及其热稳定性特征模拟[J]. *地理科学*, 2016, 36(4): 588-596. (LI J, SHENG Y, WU J C, et al. Mapping permafrost stability in the source area of the Yellow River[J]. *Scientia Geographica Sinica*, 2016, 36(4): 588-596. (in Chinese))
- [13] LUO D L, JIN H J, LV L Z, et al. Spatiotemporal characteristics of freezing and thawing of the active layer in the source areas of the Yellow River (SAYR)[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2014, 59(24): 3034-3045.
- [14] 罗栋梁, 金会军, 林琳, 等. 黄河源区多年冻土温度及厚度研究新进展[J]. *地理科学*, 2012, 32(7): 898-904. (LUO D L, JIN H J, LIN L, et al. New progress on permafrost temperature and thickness in the source area of the Huanghe River[J]. *Scientia Geographica Sinica*, 2012, 32(7): 898-904. (in Chinese))
- [15] BLUE B, BRIERLEY G, YU G. Geodiversity in the Yellow River source zone [J]. *Journal of Geographical Sciences*, 2013, 23(5): 775-792.
- [16] 周成虎, 程维明. 中国西部 1:100 万数字地貌数据集[Z]. 北京: 中国科学院地理科学与资源环境研究所, 2007. (ZHOU C H, CHENG W M. *Geomorphological map of western China (1: 1 000 000)* [Z]. Beijing: Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, 2007. (in Chinese))
- [17] CHENG W M, ZHOU C H, LI B Y, et al. Structure and contents of layered classification system of digital geomorphology for China [J]. *Journal of Geographical Sciences*, 2011, 21(5): 771-790.
- [18] 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.
- [19] 林学钰, 廖资生, 钱云平, 等. 基流分割法在黄河流域地下水研究中的应用[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 2009, 39(6): 959-967. (LIN X Y, LIAO Z S, QIAN Y P, et al. Baseflow separation for groundwater study in the Yellow River basin, China [J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 2009, 39(6): 959-967. (in Chinese))
- [20] 李万寿, 冯玲, 孙胜利. 扎陵湖、鄂陵湖对黄河源头年径流的影响[J]. *地理学报*, 2001, 56(1): 75-82. (LI W S, FENG L, SUN S L, et al. Influence of Zaling and Eling Lake on the annual discharge of the Huanghe River Source Area[J]. *Acta Geographica Sinica*, 2001, 56(1): 75-82. (in Chinese))
- [21] 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.
- [22] 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. (WANG J C, WANG S L, QIU G Q. Permafrost along the Qinghai-Xizang high way[J]. *Acta Geographica Sinica*, 1979, 34(1): 18-32. (in Chinese))
- [23] 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.
- [24] FRENCH H, SHUR Y. The principles of cryostratigraphy [J]. *Earth-Science Reviews*, 2010, 101(3): 190-206.

Estimation of permafrost ice reserves in the source area of the Yellow River using landform classification *

WANG Shengting^{1,2}, SHENG Yu¹, CAO Wei¹, LI Jing¹,
MA Shuai^{1,2}, HU Xiaoying^{1,2}

(1. State Key Laboratory of Frozen Soil Engineering, Northwest Institute of Eco-Environmental and Resources, CAS, Lanzhou 730000, China; 2. University of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: Ground ice is a distinguishing characteristic of permafrost soil. As permafrost profoundly influences the hydrology, ecology and engineering design in cold regions, it is important to accurately estimate the underground ice reserves of permafrost. Thus, this study investigated landforms and their genetic types in the source area of the Yellow River. The lithologic composition and water content were analyzed using field data from 105 boreholes. The underground ice reserves at depths of 3.0—10.0 m were estimated in the source area of the Yellow River. This research also focused on the spatial distribution of shallow underground ice. The results show that ① the total amount of ice reserves at depths between 3.0 and 10.0 m was approximately (49.62 ± 17.95) km³ and the ice reserve per unit was (0.293 ± 0.107) m³; ② in the horizontal direction, high ice contents were associated with lacustrine-marshland plain and periglacial hill landforms, while low ice contents correlated with erosional platform and alluvial-proluvial plain landforms; and ③ in the vertical direction, high ice contents were observed close to the upper limits of permafrost and gradually decreased with depth.

Key words: landform classification; the source area of the Yellow River; permafrost; underground-icereserves

* The study is financially supported by the Chinese Academy of Science Key Research Program (No. KZZD-EW-13) and the National Natural Science Foundation of China (No. 91647103).