

DOI: 10.13476/j.cnki.nsbdtqk.2021.0088

盛乃宁, 鞠琴, 顿珠加措, 等. 黄河源区冻土变化特征及其与温度的关系[J]. 南水北调与水利科技(中英文), 2021, 19(5): 843-852. SHENG N N, JU Q, DUN Z J C, et al. Permafrost variation characteristics and its relationship with temperature in Yellow River[J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology, 2021, 19(5): 843-852. (in Chinese)

黄河源区冻土变化特征及其与温度的关系

盛乃宁^{1,2}, 鞠琴^{1,2}, 顿珠加措³, 王琴^{1,2}, 王维^{1,2}, 郝振纯^{1,2}

(1. 河海大学水文水资源与水利工程科学国家重点实验室, 南京 210098; 2. 河海大学全球变化与水循环国际合作联合实验室, 南京 210098; 3. 西藏自治区水文水资源勘测局那曲水文水资源分局, 西藏 那曲 852000)

摘要:利用黄河源区9个气象站1997—2018年的逐日气温、地表温度和冻土深度资料,使用线性趋势分析法,基于ArcGIS的反距离权重插值法、高程插值法和相关系数法,对黄河源区温度和季节性冻土最大冻结深度以及封冻期起止时间进行分析,研究最大冻结深度与温度的相关关系。结果表明:黄河源区季节性冻土的最大冻结深度分布具有较明显的纬度分带性和垂直分布性,纬度较高地区大于纬度较低地区,海拔较高地区大于海拔较低地区。同时纬度高海拔高的地区相较于纬度低海拔低的地区来说,冻土冻结起始日出现的更早,解冻日出现的更晚,封冻期更长;黄河源区季节性冻土的冻结起止时间均发生了变化,大致表现为冻结起始时间延后,冻结消融时间提前,封冻期缩短,不同地区变化幅度有所不同,源区平均缩短速率为8 d/(10 a)。近20年来,源区绝大部分地区气温、地温和负积温均呈现不同程度的上升趋势,冻土最大冻结深度呈波动减小的趋势,最大冻土深度和冬季平均气温地温、周期内平均气温地温、负积温均呈负相关关系,其对负积温的响应最为显著,相关系数 $R=-0.7627$ 。这说明负积温每上升100℃,最大冻土深度将减少7.07 cm。

关键词:最大冻结深度;冻土变化特征;相关系数;时空分布;黄河源区

中图分类号:TV211;P642 文献标志码:A 开放科学(资源服务)标志码(OSID):



冻土是指0℃或0℃以下,含有冰的土壤和岩石的总称^[1]。一般情况下冻土可以按照封冻期长短分为多年冻土、季节性冻土和短时冻土等3种类型^[2-3]。冻土是连接冰冻圈各组成部分的重要纽带^[4],它对气候变化的反应非常灵敏,因此常被当做气候指示器^[5]。在全球气候变化的背景下,尤其是随着气候变暖,冻土环境已经发生了巨大的改变,对高寒地区的水文气象要素和水文环境造成了重要的影响^[6-7],具体表现为:平均地温的升高、多年冻土面积的减少和活动层厚度的增加,这些变化进而导致地表土壤水分含量降低,进一步引起草场退化和荒漠化^[8]。在气候变暖的背景下,冻土的时空变化分

布特征及其对气候变化的响应获得了国内外研究学者的广泛关注。国外学者 Anismov 等^[10]、Nelson 等^[11]得出结论:多年冻土和季节性冻土区的变化是由于近几十年全球气候变暖造成的。与此同时,又有学者^[9-13]指出全球变暖已经导致了多年冻土的退化和消融,触发了冻土的碳效应,从而加大碳的排放^[9],进一步加剧了全球变暖^[12-13]。陈博^[14]通过分析我国冻土时空变化特征与东亚气候的关系,得出中国冻土退化的主要表现特征。近50年来,中国冻土最大冻土深度减小,始冻日推迟,解冻日提前,封冻期缩短,以及冻结层下界上升^[15]。张山清等^[16]通过对新疆地区冻土最大深度与负积温的研究认为,

收稿日期:2021-02-08 修回日期:2021-05-30 网络出版时间:2021-06-30

网络出版地址:https://kns.cnki.net/kcms/detail/13.1430.TV.20210629.1351.006.html

基金项目:国家重点研发计划项目(2018YFC1508001);国家重点实验室专项经费资助项目(20195018812;20195025612;520004412)

作者简介:盛乃宁(1995—),男,江苏连云港人,从事水文水资源和气候变化的研究。E-mail:993080498@qq.com

通信作者:鞠琴(1980—),女,江苏泰兴人,副教授,博士,从事流域水文模拟和气候变化影响研究。E-mail:juqin@hhu.edu.cn

活动层土壤温度控制了冻结上层水的季节性变化,最大冻深与地表温度之间存在函数关系。

黄河源区位于青藏高原的东部边缘,是我国西北和华北地区的“水塔”,其冻土对气候的敏感性较整个青藏高原内部更加明显,冻土退化严重影响了黄河源区的生态水文过程^[17]。杨建平^[18]通过分析河源区的冻土深度与浅层不同深度地温资料,得出多年冻土和季节性冻土区地温年均升高约 0.3~0.7℃,多年冻土上限以 2~10 cm/a 的速度加深。在黄河源区多年冻土的边缘地带,垂向上生成了不衔接冻土和融化夹层,多年冻土分布下界提升了 50~70 cm,但当时源区测站稀少,观测资料不足,多年冻土与气候变化的关系需要在加大监测密度的基础上再进一步研究。通过对 1997—2018 年黄河源区 9 个观测站点的逐日冻土观测资料处理,分析黄河源区冻土的时空变化规律,探讨冻土始冻日、解冻日

和最大冻结深度的变化趋势,研究冻土对温度的响应关系^[19-20],为流域水文过程的影响研究提供基础和前提^[21]。

1 资料与方法

1.1 研究区概况

黄河源区(95°50'E~103°30'E,32°20'N~35°50'N)地处青藏高原东北部,研究区及气象站分布见图 1。研究区海拔 2 675~6 253 m,最高海拔为阿尼玛卿主峰,最低海拔为流域出口;地势为西高东低,河流从源头流向东南方向。源区东临阿尼玛卿山,南临巴颜喀拉山,北临布青山,地形以丘陵和盆地为主,面积为 45 308 km²,源区内水系发达,湖泊众多,有多年冻土区和季节性冻土区,源区流域内植被覆盖较好,植被类型较简单,空气湿度相对较大,人类活动影响较小^[22]。

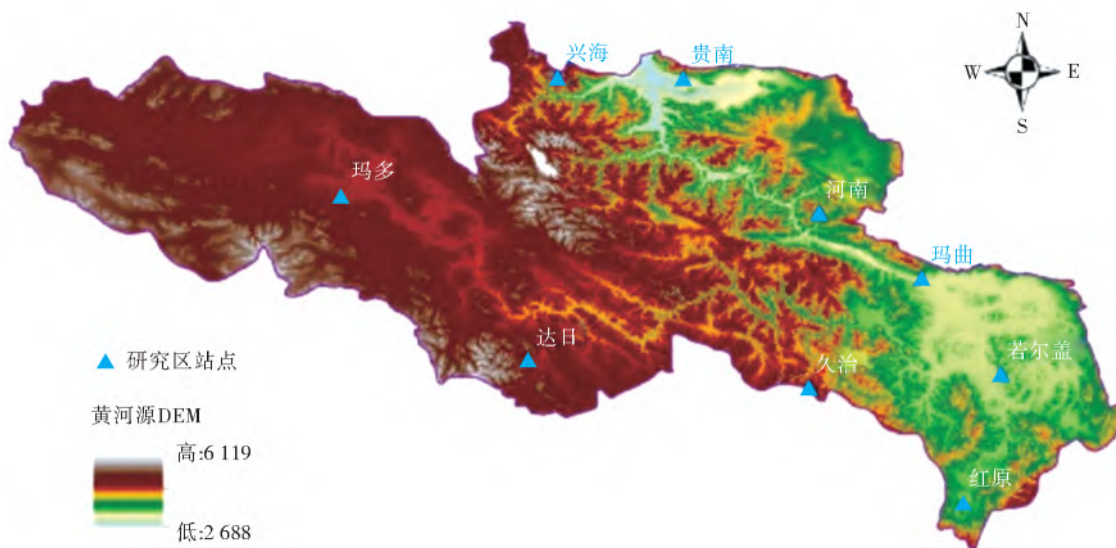


图 1 黄河源区

Fig. 1 Source region of the Yellow River

1.2 资料来源

选用国家气象局基本气象站中 9 个观测站(久治、河南、达日、玛多、若尔盖、红原、兴海、贵南和玛曲)1997 年 1 月 1 日—2018 年 6 月 1 日的逐日 0 cm 地温、气温资料和冻土观测资料^[23]。冻土观测按照国家地面气象观测规范,根据埋入土中的冻土器内水柱所在位置,从管壁刻度线上读出冰上下两端的相应刻度线,分别记为冻结层的上下限深度值。本文采用的冻土深度为第一冻土层下限与上限的差值,将冻结下层开始出现的当天记为冻结起始日,冻结下层开始上升,上层开始下降的当天记为解冻日,该日冻土的冻结深度即为最大冻深,起始日到解冻日的天数记为该年的封冻期长^[24]。冻土资料统计

显示,1997—2018 年黄河源区季节性冻土出现时间一般在 10 月份以后,冻融时间基本为翌年 2 月。因此,将 10 月 1 日记为第 1 天^[25](如 1997 年 10 月 18 日,记为 18),以此类推。

1.3 数据处理方法

1.3.1 反距离权重法

基于 ArcGIS 10.2 数据处理平台的反距离权重插值(inversed distance weighted, IDW)法对黄河源区各站点的冻土资料进行空间插值,以此来描绘黄河源区冻土的时间空间变化特征。IDW 是一种常见的空间插值方法,以插值点与样本点间的距离为权重进行加权平均,离插值点越近权重越大, IDW 通过对临近区域的每个样本点值平均运算获得内插

单元值,其表示公式为

$$Z(x_0) = \left[\sum_{i=1}^n \frac{z(x_i)}{(d_{i0})^p} \right] / \left[\sum_{i=1}^n \frac{1}{(d_{i0})^p} \right] \quad (1)$$

式中: $Z(x_0)$ 为 x_0 处的估计值; n 为预测点周围参与预测的站点的数量; d_{i0} 为预测点 x_0 与已知样点 x_i 之间的距离,km; $z(x_0)$ 为 x_i 处的实测值; p 为距离的幂,在日常研究中,普遍采用的是令 $p=2$ 的反距离平方加权法,在 ArcGIS 中, p 的默认值也是 2,故 p 的取值为 2。

1.3.2 相关分析法

影响冻土最大冻结深度的因素很多,选取黄河源

区各站点的冬季与周期平均气温地温和各站多年平均最大冻深进行相关性计算,分析冻土最大冻深对温度的响应机理。相关系数的计算方法选择英国统计学家皮尔逊(Karl Pearsom)的积差法,其计算公式为

$$r = \frac{SS_{XY}}{\sqrt{(SS_{XX})(SS_{YY})}} = \frac{\sum (X - \bar{X})(Y - \bar{Y})}{\sqrt{\sum (X - \bar{X})^2 \sum (Y - \bar{Y})^2}} \quad (2)$$

式中: r 为相关系数; X 和 Y 分别表示 2 组数据的观测值。相关系数与相关程度关系见表 1。

表 1 相关系数与相关程度关系

Tab. 1 Correlation between correlation coefficient and correlation degree

相关系数	$r=0$	$0 < r \leq 0.3$	$0.3 < r \leq 0.5$	$0.5 < r \leq 0.8$	$0.8 < r \leq 1.0$
相关程度	无相关	弱正负相关	低度正负相关	中度正负相关	高度正负相关

2 结果与分析

2.1 冻土的季节性特征及其时间变化

根据线性趋势分析方法,得到黄河源区 9 个站点 1997—2018 年冻土始冻日、解冻日、周期长和最大冻深随时间的变化趋势见图 2,通过线性趋势分析,得到冻土特征的多年变化率见表 2。

表 2 黄河源区冻土特征要素的年度变化率

Tab. 2 Annual change rate of permafrost characteristic elements in the source region of the Yellow River

站名	始冻日/ (d · a ⁻¹)	解冻日/ (d · a ⁻¹)	周期长/ (d · a ⁻¹)	最大冻深/ (cm · a ⁻¹)
久治	0.91	-1.17	-0.26	-1.26
河南	0.36	-0.88	-0.52	-1.54
达日	0.10	-0.55	0.45	-1.01
玛多	0.10	-0.95	-0.85	0.15
若尔盖	2.85	-3.28	-0.43	-0.02
红原	-1.39	1.58	0.19	0.44
兴海	0.38	-1.02	-0.63	-2.28
贵南	0.26	0.08	0.36	0.67
玛曲	0.47	-0.97	-0.50	-1.40

从表 2、图 2 可以看出:除红原站外,其余所有站的冻土始冻日变化率均为正数,即始冻日以不同的速率延后,变化幅度最大的是若尔盖站,以 2.85 d/a 的速度延后;红原站则是以 1.39 d/a 的速度提前。冻土解冻日方面,除红原站外,其余所有站解冻日变化率均为负值,即解冻日以不同的速率提前,提前幅度最大的是若尔盖站,以 3.28 d/a 的速度提前;红原站则是以 1.58 d/a 的速度延后。冻土封冻期长是指冻土从始冻日到解冻日的一个时间序

列周期,始冻日和解冻日的变化直接决定了封冻期的变化。封冻期变化方面,只有红原站封冻期的变化率为正数,即封冻期是增长的趋势;其余所有站周期长变化率均为负值,即周期长以不同的幅度缩短。缩短幅度最大的是若尔盖站,以 3.28 d/a 的速度缩短;最小的是贵南站,以 0.29 d/a 的速度缩短;红原站的封冻期则是以 1.58 d/a 的速度增长。冻土最大冻结深度变化中,玛多、红原、贵南站最大冻深的变化率为正数,即最大冻深是增大的趋势;其余所有站最大冻深变化率均负值,即最大冻深以不同的幅度减小。增大幅度最大的是红原站,以 0.44 cm/a 的速度增大;最小的是玛多站,以 0.15 cm/a 的速度增大;减小幅度最大的是兴海站,以 2.28 cm/a 的速度减小;最小的是若尔盖站,以 0.02 cm/a 的速度减小。综合观察源区各站点的冻土变化特征和时间变化规律,可以发现除红原站外,冻土的变化趋势与我国冻土研究的变化趋势基本相同。红原站地处海拔较低的人员密集区,可能是人类活动的影响,导致其冻土季节性特征的变化规律与其他地区差距较大。

2.2 冻土的季节性特征及其空间变化

2.2.1 冻土各要素的空间分布

根据各观测站的逐日冻土观测数据,将各站多年的始冻日、解冻日、周期长和最大冻深分别汇总,求算术平均值,结合各站的海拔高程和纬度值得到冻土各要素的多年平均值见表 3。利用 ArcGIS 的 IDW 插值法得出冻土各季节性要素的空间分布见图 3。因为影响冻土变化的主要因素是气温及土壤温度,温度受高程影响显著,所以对冻土的插值必须考虑高程的影响,故采用 DEM 高程图来矫正插值结果。

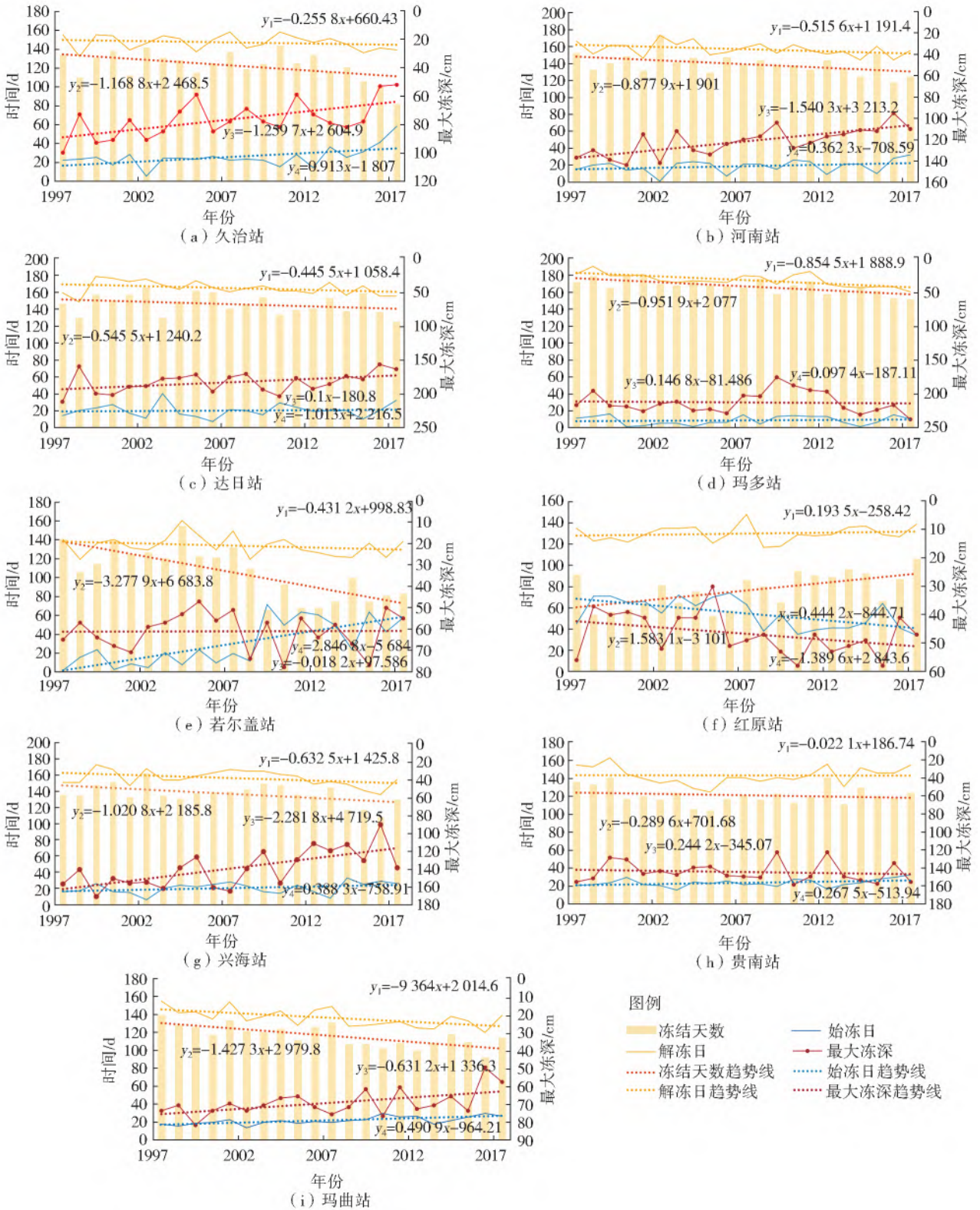


图 2 1997—2018 年黄河源区各站冻土季节性特征的时间变化

Fig. 2 Temporal variation of permafrost seasonal characteristics at each station in the source region of the Yellow River from 1997 to 2018

分析冻土的冻结起止时间和周期变化发现:平均始冻日最早的是玛多站,为第 8 天;最晚的是红原站,为第 55 天。纵观整个黄河源区,由多年平均始冻日分布图 3(a)可以看出:平均始冻日从西北向东南逐渐延后;从海拔较高地区向海拔较低地区逐渐延后;从纬度较高地区向纬度较低地区逐渐延后;平

均始冻日最早和最晚差了 47 d。解冻日最早的是红原站和玛曲站,为第 130 天;最晚的是玛多站,为第 174 天。从多年平均解冻日分布图 3(b)可以看出:平均解冻日与平均始冻日有着相似的区域性分布特征,从西北向东南逐渐提前;从海拔较高地区向海拔较低地区逐渐提前;从纬度较高地区向纬度较低地区逐渐

提前;平均解冻日最早和最晚差了 44 d。冻土周期最长的是玛多站,为第 166 天;最短的是红原站,为第 76 天。从多年平均冻土周期长分布图 3(c)可以看出,平均周期长、平均解冻日和平均始冻日都有较明

显的区域型分布特征:从西北向东南逐渐缩短;从海拔较高地区向海拔较低地区逐渐缩短;从纬度较高地区向纬度较低地区逐渐缩短;平均周期长最长和最短差了 90 d。

表 3 黄河源区各站高程纬度及多年平均冻土特征要素

Tab. 3 Elevation, latitude and permafrost characteristics of each station in the source region of the Yellow River

站名	高程/m	多年平均始冻日/d	多年平均解冻日/d	多年平均周期长/d	多年平均最大冻深/cm	纬度 N
玛多	4 272.3	8	174	166	213	34.55
达日	3 967.5	20	164	145	183	33.45
久治	3 628.5	25	147	123	77	33.26
河南	3 500.0	19	157	139	122	34.44
红原	3 491.6	55	130	76	47	32.48
玛曲	3 471.4	24	130	108	67	34.00
若尔盖	3 441.4	29	133	105	61	33.35
兴海	3 323.2	20	156	137	140	35.35
贵南	3 120.0	23	141	119	144	35.35

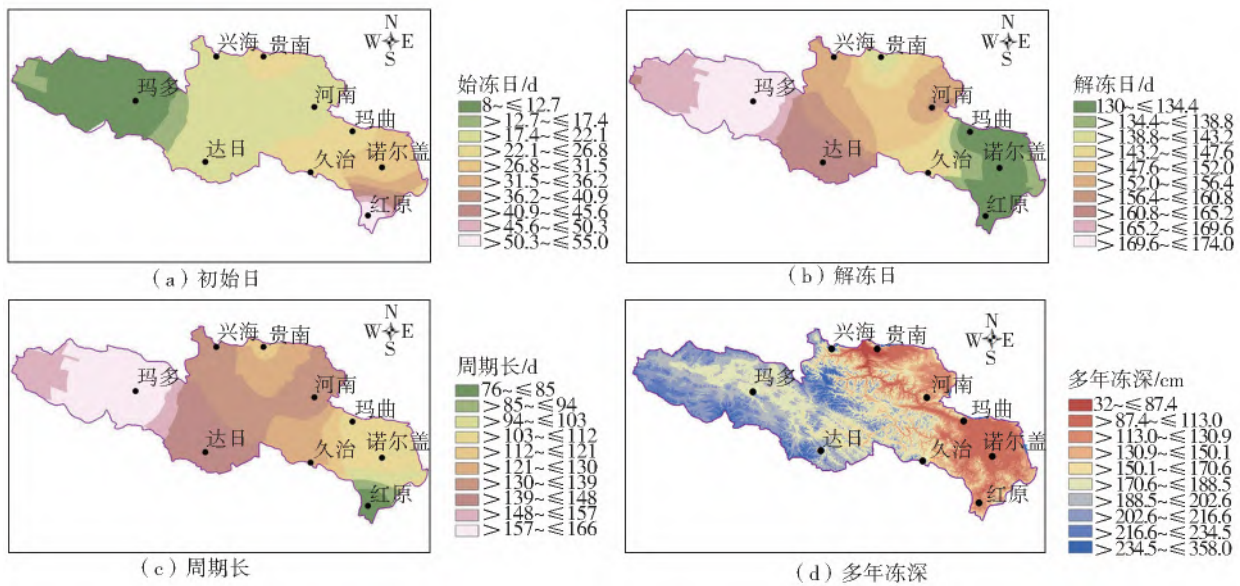


图 3 黄河源区冻土季节性特征的空间分布

Fig. 3 Spatial distribution of the seasonal characteristics of permafrost in the source region of the Yellow River

通过计算 1997—2018 年各个观测站的年平均最大冻深得出:多年平均最大冻深值最大的是玛多站,为 213 cm;最小的为红原站,为 47 cm。根据相关经验公式,利用黄河源区观测站点多年冻土冻结深度与 DEM 高程数据的关系来矫正冻深分布,得到具有高程影响的黄河源区冻土多年冻深分布图(图 3(d))。从图 3(d)可以看出,源区冻土分布西深东浅,沿流域河流方向,从西北向东南冻深逐渐降低。在同一经度,随着纬度的升高,多年平均最大冻深逐渐增大。只有红原站附近没有完全遵从与起止时间相关的空间变化规律,这可能与当地的土壤、植被覆盖或降水量有关,但整体而言,平均冻深依然有从西部向东部逐渐减小的趋势,仍然遵从海拔降低,

最大冻深减小,纬度降低,最大冻深减小的趋势。多年平均最大冻深的最大值和最小值差了 166 cm。总的来说,源区冻土最大冻结深度总体呈现减小趋势,在空间分布上则呈现明显的海拔垂直分布性,纬度地带性和区域特性。

2.2.2 冻土各要素的年际变化率及周期和冻深的空间分布

将 9 个测站每年的始冻日、解冻日、封冻期和最大冻结深度分别求算术平均值作为该年黄河源区冻土的始冻日、解冻日、封冻期和最大冻结深度,见图 4,通过建立一元线性回归方程,可以得到一元线性关系图,线性方程分别为

$$y=0.445 2x-868.62$$

$$y = -0.3621x + 877.24$$

$$y = -0.8074x + 1746.9$$

$$y = -0.5691x + 1265.2$$

即:黄河源区冻土始冻日以 4.5 d/(10 a)的幅度变大,即以 4.5 d/(10 a)的速率延后;冻土解冻日以 3.6 d/(10 a)的幅度减小,即以 3.6 d/(10 a)的

速率提前;冻土周期长正以 8.0 d/(10 a)的幅度减小,即以 8 d/(10 a)的速率缩短;冻土最大冻深正以 5.7 cm/(10 a)的幅度减小,即以 5.7 cm/(10 a)的速率变浅。这与我国冻土研究的变化趋势相同,也与全球气候变暖有显著的相关性。

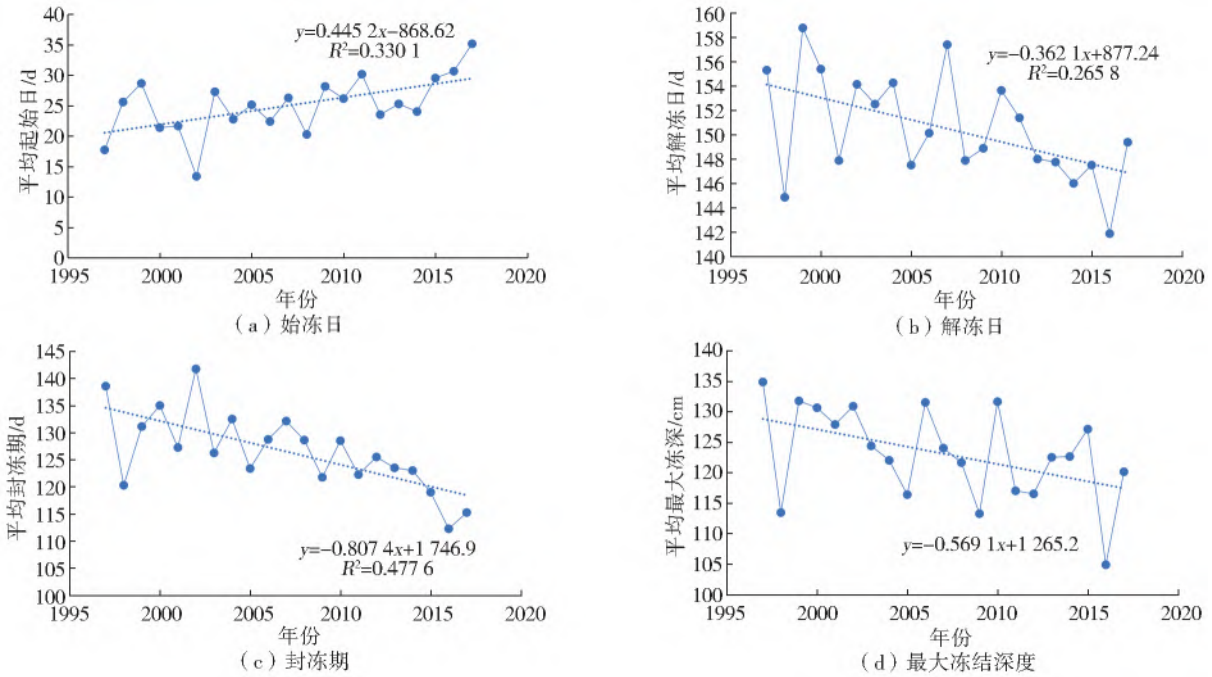


图 4 黄河源区冻土各要素的年际变化

Fig. 4 Interannual variation of permafrost elements in the source region of the Yellow River

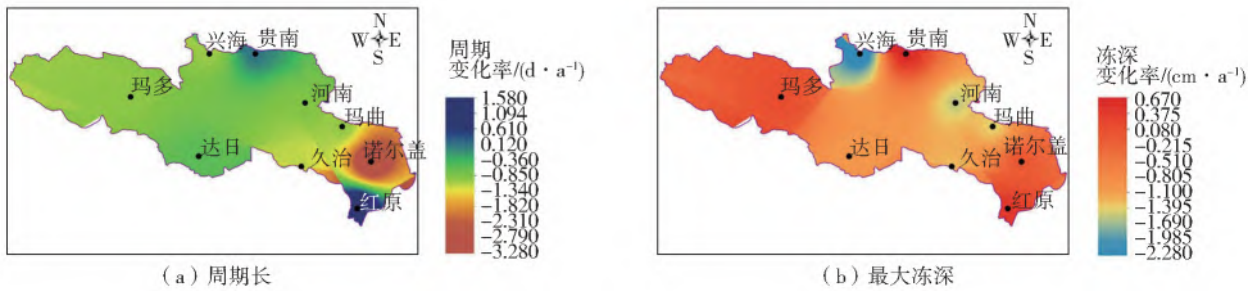


图 5 黄河源区冻土周期长和最大冻深的年际变化率分布

Fig. 5 Interannual variation rate distribution of permafrost period length and maximum frost depth in the source region of the Yellow River

基于 ArcGIS 数据处理平台的反距离权重插值法,对黄河源区的封冻期变化率和最大冻深变化率进行空间插值,根据插值后的 GIS 图可以看出,除红原和贵南站区域外,黄河源区整体的封冻期均以不同的幅度缩短,大致按照由西向东变化幅度逐渐增大的趋势,即东部地区较西部地区而言,封冻期变化更加明显,这与当地的气温、植被、降水有着密切的关联。在最大冻结深度变化方面,除黄河源区东西部冻土最大冻深有较小幅度的增大趋势以外,其余整个中部地区的最大冻深均有不同程度的减小趋势,减大幅度随纬度的增大而增大,高纬度地区最大冻深变小的趋势更明显。

2.3 冻土最大冻结深度对温度的响应

2.3.1 温度的变化趋势与特征分析

负积温是某时段内低于 0 °C 的逐日日平均气温的总和,综合反映了寒冷期的持续时间和低温的强度^[26],是一项能体现冬季寒冷程度的综合性气候指标。研究发现,温度不但能反映冻土的发展和演变过程,而且还能影响寒区的水文过程^[27-28]。建立黄河源区气温地温负积温的一元线性趋势方程,可以计算各站冬季气温地温、周期内气温地温与负积温的气候倾向率^[29]见表 4。除贵南站的冬季气温气候倾向率为-0.43 °C/(10 a)以外,其他观测站的冬季气温

和地温都呈现上升趋势,气温的上升范围为 0.43~2.02 °C/(10 a),地温的上升范围为 0.06~0.93 °C/(10 a);除若尔盖站的周期气温和贵南站的周期地温的气候倾向率为-0.74 °C/(10 a)和-0.43 °C/(10 a)以外,其他观测站的周期内气温和地温都呈现上升趋势,气温的上升范围为 0.06~1.53 °C/(10 a),地温的上升范围为 0.19~2.4 °C/(10 a);除兴海站的负积温气候倾向率为-3.36 °C/(10 a)以外,其他观测站的负积温都呈现上升趋势,上升范围为 28.5~168.1 °C/(10 a)。由此可见,整个黄河源区都处于温度上升的趋势中,且相较于冬季气温来说,冬季地温的变化幅度更小,这与土壤和积雪的保暖效果有密切的关系^[30]。

表 4 黄河源区各观测站温度的气候倾向率

Tab. 4 Climatic tendency rate table of the temperature of each observation station in the source region of the Yellow River
单位: °C/(10 a)

站名	冬季气温	冬季地温	周期气温	周期地温	负积温
久治	1.68	0.41	0.12	1.23	79.40
河南	1.56	0.48	0.31	1.23	100.30
达日	2.02	0.77	0.16	0.59	135.80
玛多	0.91	0.34	0.16	0.59	94.00
若尔盖	1.75	0.70	-0.74	0.24	112.50
红原	1.56	0.33	1.03	2.40	59.00
兴海	0.48	0.19	0.44	0.19	-3.36
贵南	-0.43	0.06	0.06	-0.43	28.50
玛曲	0.56	0.93	1.53	0.75	168.10

2.3.2 季节性冻土最大冻深对温度的响应

对 1997—2018 年黄河源区冬季气温地温、封冻期内气温地温、负积温与冻土最大冻结深度进行相关性分析见表 5。从表 5 可以看出,黄河源区季节性冻土的最大冻结深度与温度从整体看来呈现负相关关系。黄河源区大部分地区冻土最大冻深与冬季气温的相关性均通过了 $\alpha=0.10$ 的显著性检验,只有西部地区玛多站附近的最大冻深气温的相关性没有通过显著性检验,除贵南和玛多站外,其余地区冻土最大冻深与负积温的相关性均通过了 $\alpha=0.10$ 的显著性检验。经统计,有 4 个站的冻土最大冻深与冬季地温的相关系数未通过显著性检验,有 1 个站的最大冻深与冬季气温的相关系数未通过显著性检验,有 3 个站的最大冻深与周期地温的相关系数未通过显著性检验,有 4 个站的最大冻深与周期气温的相关系数未通过显著性检验,有 2 个站的最大冻深与负积温的相关系数未通过显著性检验。计算整个源区多年平均最大冻深与平均温度的相关系数可

知,黄河源区最大冻土深度对冬季气温和负积温的响应最为显著,均通过了 $\alpha=0.01$ 的显著性检验,其中与负积温的相关性最好。即在通常情况下,负积温越高,该年的冻土最大冻结深度越小,封冰期也越短^[31]。对黄河源区 1997—2018 年 9 个站点冻土的平均最大冻结深度序列与同期负积温序列的关系分析,二者具有以下极显著(通过了 $\alpha=0.01$ 的显著性检验)的负相关关系,相关系数 $R=-0.7627$,关系为

$$H=-0.0707T+42.056 \quad (3)$$

式中: H 为某年份 9 个站最大冻土深度的平均值, cm; T 为该年份负积温的平均值, °C。结果说明,就整个源区而言,近 21 年来,负积温每上升 100 °C,最大冻土深度将减少 7.07 cm,但源区各地最大冻深对负积温的响应也具有明显的区域性差异,西部高海拔地区响应的敏感性较小,这可能是因为西部冬季积雪较东部更深厚,积雪层比土壤层的保温性更好,故而减小了气候变暖对冻土热状况影响^[32]。

表 5 黄河源区各观测站冻土最大冻深与温度的相关系数

Tab. 5 Correlation coefficient between maximum frozen depth of frozen soil and temperature at each observation station in the source region of the Yellow River

站名	冬季气温	冬季地温	周期气温	周期地温	负积温
久治	-0.671**	-0.817***	-0.388*	-0.580**	-0.729**
河南	-0.388*	-0.570**	-0.481**	-0.653**	-0.743**
达日	-0.724**	-0.823***	-0.688**	-0.758**	-0.834***
玛多	-0.220	-0.046	-0.045	0.053	-0.165
若尔盖	-0.454*	-0.272	-0.406*	-0.314	-0.357*
红原	-0.482**	-0.028	-0.188	0.194	-0.414*
兴海	-0.484**	-0.035	-0.225	-0.483**	-0.526**
贵南	-0.435*	-0.493*	0.029	-0.587**	-0.352
玛曲	-0.755*	-0.835**	-0.871**	-0.736*	-0.786**
平均	-0.802***	-0.752**	-0.769**	-0.738**	-0.873***

注:“*”通过了 $\alpha=0.10$ 的显著性检验,“**”通过了 $\alpha=0.05$ 的显著性检验,“***”通过了 $\alpha=0.01$ 的显著性检验。

3 结论与讨论

(1)在全球变暖的大背景下,1997—2018 年黄河源区季节性冻土的最大冻结深度呈波动减小趋势。黄河源区季节性冻土的最大冻结深度由西北向东南逐渐递减,且具有明显的海拔垂直分带性、纬度地带性和区域特性,具体表现为海拔自高向低冻深减小,纬度由大到小冻深减小。

(2)1997—2018 年,黄河源区季节性冻土的起止时间均发生了变化,表现为冻结起始时间延后,冻结消融时间提前,封冻期缩短,整体缩短速率为

8 d/(10 a)。

(3)1997—2018 年黄河源区季节性冻土的最大冻结深度与温度呈现负相关关系,源区大部分地区季节性冻土的最大冻深对负积温升高的响应更显著。近 21 年来,负积温每上升 100 °C,最大冻土深度将减少 7.07 cm。

本文仅就黄河源区气温与地温对季节性冻土最大冻结深度的影响进行了简单的分析,得出相关结论,但季节性冻土最大冻深同时受多种因素共同影响,除地温气温和负积温外,还与该地植被、地形、土壤、日照时长、风速、积雪厚度和降水量等因素及其可能的物理机制有关。因此,还需要进一步对黄河源区冻土的季节特征及其影响因素进行深入系统的研究。

参考文献(References):

- [1] 王宁,徐丽丽,陈曦. 1961—2012 年黑龙江省冻土最大冻结深度的时空变化特征[J]. 测绘与空间地理信息, 2020, 43 (S1): 137-140, 143. (WANG N, XU L L, CHEN X. Spatial and temporal variation of maximum frozen depth of frozen soil in Heilongjiang Province during 1961 to 2012[J]. Geomatics and Spatial Information Technology, 2020, 43 (S1): 137-140, 143. (in Chinese)) DOI:CNKI;SUN;DBCH. 0. 2020-S1-042
- [2] 周幼吾,郭东信,邱国庆,等. 中国冻土[M]. 北京:科学出版社,2000. (ZHOU Y W, GUO D X, QIU G Q, et al. Permafrost in China[M]. Beijing: Science Press, 2000. (in Chinese)) DOI:7-03-008285-0
- [3] 米德生.《中国冰雪冻土图》(1:400 万)的编制[J]. 冰川冻土,1990,12(2):175-181. (MI D S. Map of snow, ice and frozen ground in China(1:4 000 000),1990,12 (2):175-181. (in Chinese)) DOI:CNKI;SUN;BCDT. 0. 1990-02-012
- [4] 罗斯琼. 近 35 年来三江源地区冻土温度变化特征[A]. 中国气象学会. 第 33 届中国气象学会年会 S3 青藏高原与复杂山地天气气候[C]. 中国气象学会,2016: 2. (LUO S Q. Characteristics of frozen soil temperature variation in the Sanjiangyuan region in recent 35 years [A]. Chinese Meteorological Society. The 33rd Annual Meeting of the Chinese Meteorological Society S3 Weather and Climate in Qinghai-Tibet Plateau and Complex Mountains[C]. Chinese Meteorological Society,2016:2. (in Chinese))
- [5] PAVIOR A V. Current changes of climates and permafrost in the arctic and subarctic of Russia[J]. Permafrost and Periglacial Processes, 1994, 5 (2): 101-110. DOI:10. 1002/ppp. 3430050204.
- [6] 梁川,赵莉花,张博雄. 长江江源高寒地区气候变化对水文环境影响研究综述[J]. 南水北调与水利科技,

- 2013,11(1):81-86. (LIANG C, ZHAO L H, ZHANG B X. Effects of climate change on hydrological environment in the extremely frigid zone of the source region of Yangtze River. [J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology, 2013, 11(1): 81-86. (in Chinese)) DOI:10. 3724/SP. J. 1201. 2013. 01081
- [7] 梁川,侯小波,潘妮. 长江源高寒区域降水和径流时空变化规律分析[J]. 南水北调与水利科技,2011,9(1): 53-59. (LIANG C, HOU X B, PAN N. Spatial and temporal variations of precipitation and runoff in the source region of the Yangtze River[J]. South-to-North Water Transfers and Water Science and Technology, 2011, 9(1): 53-59. (in Chinese)) DOI: 10. 3724/SP. J. 1201. 2011. 01053.
- [8] 黄荣辉,周德刚. 气候变化下对黄河径流以及源区生态和冻土环境的影响[J]. 自然杂志,2012, 34(1): 1-9. (HUANG R H, ZHOU D G. Impact of climate change on runoff, ecology and frozen soil environment in the source region of the Yellow River[J]. Chinese Journal of Nature, 2012, 34(1): 1-9. (in Chinese)) DOI: 10. 3969/j. issn0253-9608. 2012. 01. 001.
- [9] DAVID M L, ANDREW G S. A projection of severe near-surface permafrost degradation during the 21st century[J]. Res. Lett.,2006,32,L2440 1. DOI:24401-1-24401-5-0.
- [10] ANISIMOV O A, NELSON F E. Permafrost distribution in the Northern Hemisphere under scenarios of climatic change[J]. Global Planetary Change, 1996, 14: 59-72. DOI:10. 1016/0921-8181(96)00002-1.
- [11] NELSON F E, ANISIMOV O A, SHIKLMOV O I. Subsidence risk from thawing permafrost[J]. Nature, 2001, 410: 889-890. DOI:10. 1038/35073746.
- [12] SERGEY A, ZIMOV, EDWARD A G, et al. Stuart chap- in iii. permafrost and the global carbon budget[J]. Science, 2006, 312: 1612-1612. DOI: 10. 1126/science. 1128908.
- [13] ANISIMOV O A, Nelson F E. Permafrost zonation and climate change in the northern hemisphere: Results transient general circulation models [J]. Climatic Change, 1997, 35: 241-258. DOI:10. 1023/A: 1005315409698.
- [14] 陈博. 中国冻土时空变化特征及其与东亚气候的关系[D]. 北京:中国科学院研究生院,2007. (CHEN B. Spatiotemporal variation of permafrost in China and its relationship with climate in East Asia[J]. Beijing: Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, 2007. (in Chinese))
- [15] 郝振纯,张晓鹏,张磊磊,等. 气候变暖下黄河源区冻土变化的数值模拟[J]. 黑龙江水专学报,2009, 36 (3): 100-104. (HAO Z C, ZHANG X P, ZHANG L

- L, et al. Numerical simulation of change of frozen soil in source regions of the Yellow River under climate warming[J]. Journal of Heilongjiang Hydraulic Engineering, 2009, 36 (3): 100-104. (in Chinese) DOI: 10.3969/j.issn.2095-008X.2009.03.028.
- [16] 张山清, 普宗朝, 李景林, 等. 1961—2010 年新疆季节性最大冻土深度对冬季负积温的响应[J]. 冰川冻土, 2013, 35(6): 1419-1427. (ZHANG S Q, PU Z C, LI J L, et al. Response of the maximum depth of seasonal freezing to the cumulated negative temperature in Xinjiang from 1961 to 2010[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2013, 35 (6): 1419-1427. (in Chinese) DOI: 10.7522/j.issn.1000-0240.2013.0157.
- [17] 张晓鹏. 气候变暖下黄河源区冻土过程的研究[D]. 南京: 河海大学, 2009. (ZHANG X P. Study on the process of permafrost in the source region of the Yellow River under climate warming[D]. Nanjing: Hohai University, 2009. (in Chinese))
- [18] 杨建平, 丁永建, 沈永平, 等. 近 40 a 来江河源区生态环境变化的气候特征分析[J]. 冰川冻土, 2004, 26(1): 7-16. (YANG J P, DING Y J, SHEN Y P, et al. Climatic features of eco-environment change in the source regions of the Yangtze and Yellow River in recent 40 years[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2004, 26(1): 7-16. (in Chinese) DOI: 10.3969/j.issn.1000-0240.2004.01.002.
- [19] 杨帅, 侯奇奇, 耿雪莹, 等. 1974—2016 年河北省最大冻土深度及其与温度的关系[J]. 干旱气象, 2020(3): 380-387. (YANG S, HOU Q Q, GENG X Y, et al. Changes of maximum frozen soil depth and its relationships with temperature in Hebei Province during 1974-2016[J]. Journal of Arid Meteorology, 2020(3): 380-387. (in Chinese))
- [20] 丁抗抗, 张浩宇, 杨洪斌, 等. 1959—2018 年沈阳地区冻土时空变化特征[J]. 气象与环境学报, 2019, 35(6): 101-108. (DING K K, ZHANG H Y, YANG H B, et al. Temporal and spatial variation of frozen soil in Shenyang area from 1959 to 2018[J]. Journal of Meteorology and Environment, 2019, 35(6): 101-108. (in Chinese) DOI: CNKI; SUN; LNQX. 0. 2019-06-013.
- [21] 刘秀. 气候变化对东北冻土及水文过程的影响[D]. 湘潭: 湖南科技大学, 2019. (LIU X. Effects of climate change on permafrost and hydrological processes in northeast China[D]. Xiangtan: Hunan University of Science and Technology, 2019. (in Chinese))
- [22] 郝振纯, 江微娟, 鞠琴, 等. 青藏高原河源区气候变化特征分析[J]. 冰川冻土, 2010, 32(6): 1130-1135. (HAO Z C, JIANG W J, JU Q, et al. The features of climate changes in the five river source regions of the Tibetan Plateau[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2010, 32(6): 1130-1135. (in Chinese) DOI: CNKI; SUN; BCDT. 0. 2010-06-008.
- [23] 侯军, 徐冬, 徐永军. 西藏自治区季节冻土区最大冻结深度及动态变化特征研究[J]. 四川地质学报, 2019(S1): 624-634. (HOU J, XU D, XU Y J, et al. Study on the maximum freezing depth and dynamic variation characteristics of seasonal permafrost region in Tibet Autonomous Region[J]. Journal of Sichuan Geology, 2019(S1): 624-634. (in Chinese) DOI: CNKI; SUN; SCDB. 0. 2019-S1-060.
- [24] 郝振纯, 王晓燕, 侯艳茹, 等. 黄河源区季节冻土最大冻结深度估算方法[J]. 水电能源科学, 2013(5): 73-76. (HAO Z C, WANG X Y, HOU Y R, et al. Estimation method of maximum freezing depth of seasonal frozen soil in the source region of the Yellow River[J]. Hydropower and Energy Science, 2013(5): 73-76. (in Chinese) DOI: CNKI; SUN; SDNY. 0. 2013-05-020.
- [25] 杜肖肖, 聂青青, 王宗海, 等. 东营站季节性冻土变化特征及其与气温和地温的关系[J]. 中国人口·资源与环境, 2017, 27(5): 225-228. (DU X X, NIE Q Q, WANG Z H, et al. Variation characteristics of seasonal frozen soil at Dongying station and relationships with air temperature and ground temperature[J]. China Population, Resources and Environment, 2017, 27(5): 225-228. (in Chinese) DOI: CNKI; SUN; ZGRZ. 0. 2017-S1-054.
- [26] 任景全, 王冬妮, 刘玉汐, 等. 吉林省土壤冻融的逐日变化及与气温、地温的关系[J]. 冰川冻土, 2019, 41(2): 324-333. (REN J Q, WANG D N, LIU Y X, et al. Daily variation of soil freezing-thawing and its relationship with air temperature and soil temperature in Jilin Province[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2019, 41(2): 324-333 (in Chinese) DOI: 10.7522/j.issn.1000-0240.2019.0108.
- [27] 王绍令, 赵秀锋, 郭东信, 等. 青藏高原冻土对气候变化的响应[J]. 冰川冻土, 1996(18): 157-165. (WANG S L, ZHAO X F, GUO D X, et al. Response of permafrost to climate change in Qinghai-Xizang Plateau[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1996(18): 157-165. (in Chinese) DOI: CNKI; SUN; BCDT. 0. 1996-S1-018.
- [28] 张发旺, 程彦培, 韩旭, 等. 基于 NOAA 数据的北亚冻土变化研究[J]. 南水北调与水利科技, 2010, 8(6): 1-3. (ZHANG F W, CHENG Y P, HAN X, et al. Study on the fluctuations of frozen soil in Russia (North Asian) region based on NOAA image[J]. South-to-North Water Transfer and Water Science & Technology

- gy, 2010, 8(6): 1-3. (in Chinese)) DOI: 10. 3724/SP. J. 1201. 2010. 06001.
- [29] 符传博, 丹利, 吴润, 等. 全球变暖背景下新疆地区近 45 a 来最大冻土深度变化及其突变分析[J]. 冰川冻土, 2013. (FU C B, DAN L, WU J, et al. Variation and abrupt change of maximum depth of frozen soil over Xinjiang under the background of global warming[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2013. (in Chinese)) DOI: CNKI; SUN; BCDT. 0. 2013-06-006.
- [30] 付强, 马效松, 王子龙, 等. 稳定积雪覆盖下的季节性冻土水分特征及其数值模拟[J]. 南水北调与水利科技, 2013, 11(1): 165-168. (FU Q, MA X S, WANG Z L, et al. Characteristics and numerical simulation of moisture in seasonal frozen soil under the stable snow cover[J]. South-to-North Water Transfer and Water Science & Technology, 2013, 11(1): 165-168. (in Chinese)) DOI: 10. 3724/SP. J. 1201. 2013. 01151.
- [31] 任景全, 刘玉汐, 王冬妮, 等. 吉林省季节冻土冻结深度变化及对气候的响应[J]. 冰川冻土, 2019, 41(5): 90-98. (REN J Q, LIU Y X, WANG D N, et al. The change of frost depth of seasonally frozen soil and its response to climate change in Jilin Province[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2019, 41(5): 90-98. (in Chinese))
- [32] 杜军, 建军. 1961—2010 年西藏季节性冻土对气候变化的响应[J]. 冰川冻土, 2012, 34(3): 512-521. (DU J, JIAN J. Response of seasonal frozen soil to climate change on Tibet region from 1961 to 2010[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2012, 34(3): 512-521. (in Chinese))

Permafrost variation characteristics and its relationship with temperature in Yellow River

SHENG Naining^{1,2}, JU Qin^{1,2}, DUN Zhujiacuo³, WANG Qin^{1,2}, WANG Wei^{1,2}, HAO Zhenchun^{1,2}

(1. State Key Laboratory of Hydrology Water Resources and Hydraulic Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China; 2. Joint Laboratory for International Cooperation on Global Change and Water Cycle, Hohai University, Nanjing 210098, China; 3. Hydrology and Water Resources Survey Bureau of Tibet Autonomous Region Nagqu Hydrology and Water Resources Branch, Nagqu 852000, China)

Abstract: As the climate warms, permafrost degradation becomes progressively serious in cold regions. The changing characteristics of the frozen depth of permafrost have become the focus of many hydrologists and ecologists, and also become the hot and difficult point of hydrology research in cold regions. It is of great significance to study the variation characteristics of permafrost in the source region of the Yellow River for understanding the rules of alpine hydrological science, exploring the regional eco-hydrological process and building the ecological civilization in the cold region.

Use of 9 weather stations data from 1997 to 2018 of daily temperature, surface temperature and frozen soil depth data, and using the linear trend analysis, inverse distance weighted interpolation method based on ArcGIS, elevation interpolation method and the correlation coefficient method, the temperature and seasonally frozen soil of Yellow River source area maximum freezing depth and start-stop time freeze cycle are analyzed. The relationship between maximum freezing depth and temperature was also studied.

The distribution of the maximum freezing depth of seasonally frozen soil in the source region has obvious latitude zoning and vertical distribution, and the higher latitude area is greater than the lower latitude area, and the higher altitude area is greater than the lower altitude area. At the same time, compared with the regions with high latitude and high altitude, the freezing start date of frozen soil appears earlier, the thawing date appears later, and the freezing period is longer in the regions. The starting and ending time of seasonal permafrost in the source region has changed, which generally showed the starting time of freezing is later, the thawing time is earlier, and the freezing period is shorter. The variation range is different in different regions, and the average shortening rate in the source region is 8 d/(10 a).

Interpretation: In recent 20 years, the temperature in most of the source area rise to a different extent, and maximum freezing depth showed a decrease trend of permafrost. The maximum frozen soil depth and winter average temperature geothermal ground temperature, average temperature cycle, the negative accumulated temperature is a negatively correlated relationship. It's response to the negative accumulated temperature is the most significant, the correlation coefficient $R=0.7627$. It shows that the maximum permafrost depth will decrease by 7.07 cm when the negative accumulated temperature rises by 100 °C.

Key words: maximum freezing depth; seasonal characteristics of permafrost; correlation; spatiotemporal distribution; Yellow River