

黄河源区多年冻土空间分布变化特征数值模拟

马帅^{1,2}, 盛煜¹, 曹伟¹, 吴吉春¹, 胡晓莹^{1,2}, 王生廷^{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, 兰州 730000;
2. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: 基于IPCC第五次评估报告预估的气温变化情景, 采用数值模拟的方法对黄河源区典型冻土类型开展模拟, 推算过去及预测未来黄河源区冻土分布空间变化过程和发展趋势。结果表明: 1972-2012年源区多年冻土只有少部分发生退化, 退化的冻土面积为833 km², 季节冻土主要集中在源区东南部的热曲谷地、小野马岭以及两湖流域南部的汤盆玛地带; RCP 2.6、RCP 6.0、RCP 8.5情景下, 2050年多年冻土退化为季节冻土的面积差别不大, 分别为2224 km²、2347 km²、2559 km², 占源区面积的7.5%、7.9%、8.6%; 勒那曲、多曲、白马曲零星出现季节冻土, 野牛沟、野马滩以及鄂陵湖东部的玛多四湖所在黄河低谷大片为季节冻土; 2100年多年冻土退化为季节冻土的面积分别为5636 km²、9769 km²、15548 km², 占源区面积的19%、32.9%、52.3%; 星宿海、尕玛勒滩、多格茸的多年冻土发生退化, 低温冻土变为高温冻土, 各类年平均地温出现了不同程度的升高。到2100年, RCP 2.6情景下源区多年冻土全部退化为季节冻土主要发生在目前年平均地温高于-0.15 °C的区域, 而-0.15~-0.44 °C的区域部分发生退化; RCP 6.0、RCP 8.5情景下目前年平均地温分别为高于-0.21 °C以及-0.38 °C的区域多年冻土全部发生退化, 而-0.21~-0.69 °C以及-0.38~-0.88 °C的区域部分发生退化。

关键词: 黄河源区; 多年冻土; 空间分布; 变化特征; 数值模拟

DOI: 10.11821/dlxb201709007

1 引言

多年冻土是地质历史和气候变迁背景下受区域地理环境、地质构造、岩性、水文和地表植被特征等因素共同影响, 通过地气间物质和能量交换而发育的客观地质实体, 有着独特的自身演变规律, 对环境变化极为敏感^[1]。地表气候条件的改变、人为活动对地表热交换条件的干扰, 都会引起冻土的变化甚至消失。作为全球气候变化的冰冻圈敏感因子之一, 多年冻土的变化不仅通过改变地气水热交换过程而影响气候系统, 同时会通过改变冻土碳库进而影响全球碳循环和气候变化^[2]。在全球气候变化的背景下, 多年冻土的退化及其所引发的生态、环境效应已成为人们关注的焦点问题之一^[3-6]。

随着多年冻土对气候变化作用认识的逐渐深入, 多年冻土与气候关系相关模型得到了越来越多的重视并取得了较快发展, 多数模型已被广泛用于预估不同尺度气候状况变

收稿日期: 2017-04-07; 修订日期: 2017-07-06

基金项目: 中国科学院重点部署项目(KZZD-EW-13); 国家自然科学基金项目(91647103, 41501079); 冻土工程国家重点实验室自主研究课题(SKLFSE-ZQ-43) [Foundation: Key Research Program of the Chinese Academy of Sciences, No.KZZD-EW-13; National Natural Science Foundation of China, No.91647103, No.41501079; Research Project of State Key Laboratory of Frozen Soil Engineering, No.SKLFSE-ZQ-43]

作者简介: 马帅(1993-), 男, 山东德州人, 硕士生, 研究方向为冻土学与气候变化。E-mail: mashuai@lzb.ac.cn

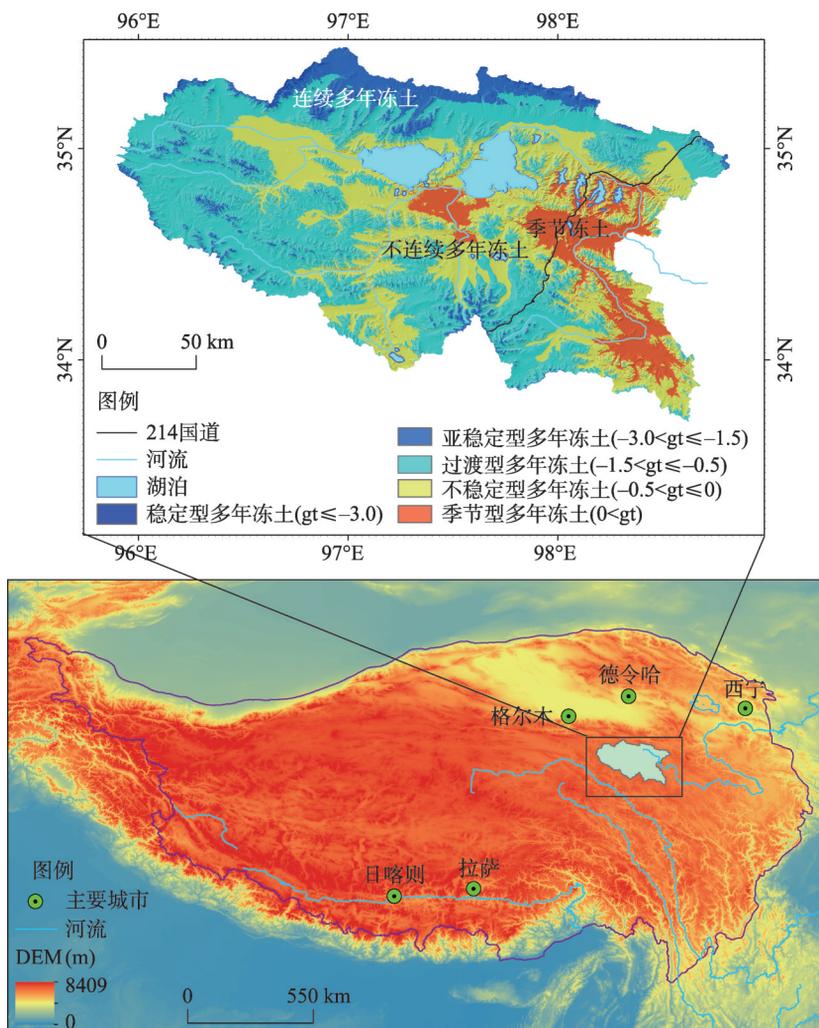
通讯作者: 盛煜(1964-), 男, 甘肃酒泉人, 博士, 研究员, 博士生导师, 主要从事冻土工程和普通冻土方面的研究。E-mail: sheng@lzb.ac.cn

化情景下多年冻土热状况的空间变化。国内学者对青藏高原冻土过去以及未来变化可能趋势进行了研究。李新等^[7]应用高程模型和GCM输出结果,对2009年、2049年、2099年进行情景预测,结果表明:多年冻土在未来20~50年间不会发生本质变化,多年冻土总的消失比例不会超过19%,然而到2099年青藏高原多年冻土将发生显著变化,消失比例高达58%。王澄海等^[8]选取模拟效果相对较好的HadCM3、EACHE5模拟结果,采用Kudryavtsev方法,在A2情景下得出未来50年中国地区的冻土呈现出退缩趋势,中国的冻土面积2050年较2006年减少约10.7%。两位学者把多年冻土分布的主要指标确定为冻土下界或者年平均温度0℃线,采用经验、半经验公式直接推测多年冻土退化范围,但无法得知冻土地温的变化过程。南卓铜等^[9]计算了在0.02℃·a⁻¹和0.052℃·a⁻¹两种气温年升温率情景下青藏高原多年冻土自然平均状态50年和100年后可能发生的变化,预测结果表明:两种升温情景下,50年后多年冻土退化分别为8.8%和13.5%,而100年后多年冻土退化分别为13.4%、46%,冻土退化不仅发生在多年冻土边缘地带,也发生在多年冻土区内的河谷融区、高平原沼泽附近。该研究把求解区域视为同一类土层,对于青藏高原大尺度范围的多年冻土模拟来讲是可行的,但针对中小尺度范围的多年冻土模拟来讲需要细化土层分类。由于陆面过程模型在处理冻土水热过程以及时空分布方面具有独特优势,部分学者也逐步尝试采用陆面过程模型模拟冻土退化过程与方式。Guo等^[10]利用区域气候模式动力降尺度结果驱动通用陆面模式(Community Land Model 4.0),对21世纪青藏高原多年冻土变化进行了预估,结果表明:在SRES A1B温室气体排放情景下,青藏高原近地层多年冻土面积到21世纪中期(2030-2050年)将减少大约39%,到21世纪末期(2080-2100年)将减少81%。Lawrence等^[11]在SRES A2(高)以及B1(低)温室气体排放情景下利用CCSM模式开展了北半球连续性多年冻土模拟研究,高排放情景下连续性多年冻土由目前的 10.69×10^6 km²迅速减少到2100年的 1.0×10^6 km²。但由于陆面过程模式模拟深度较浅、冰水相变处理较为简单、植被与土壤质地考虑过于简单、缺乏长序列高精度驱动数据^[12]等,该模式在冻土深层模拟方面受到限制。

青藏高原东北部的黄河源区处于大片连续多年冻土向季节冻土的过渡区,多年冻土、高寒生态、水文径流等的相互作用十分强烈,因而备受冻土学、气候变化和相关环境保护等方面的高度关注。气候变暖背景下源区多年冻土呈区域性退化趋势,表现为由片状分布逐渐变为岛状、斑状分布,多年冻土层变薄,冻土面积缩小,融区范围扩大,部分多年冻土岛状完全消失变为季节冻土^[13]。多年冻土的退化也导致了黄河源区占主导地位的高寒草甸失水向沙漠化草地和“黑土滩”型次生裸地退化^[14]。目前黄河源区多年冻土退化及其所引发的生态环境退化、水文效应变化等问题已成为共识,但缺乏对未来冻土空间分布变化的研究。因此,本文在掌握了源区冻土现状的基础上,依据下覆沉积物类型及其含水量将其划分为4种类型,针对不同冻土类型采用合理的气候变化的升温情景和数值计算的方法,获得多年冻土温度变化过程,从而推算过去及预测未来源区冻土空间变化过程和发展趋势,分析结果可以为黄河源区水文过程提供冻土变化情景,也可为源区生态环境治理提供相关依据。

2 黄河源区多年冻土基本特征

本文中黄河源区指多石峡以上的集水范围(图1),地理坐标介于95°55'E~98°41'E、33°56'N~35°31'N之间^[15],流域面积 2.97×10^4 km²。区内为典型的高原大陆性气候,年平均气温低于-3.5℃,多年平均降水量300~400 mm,平均蒸发量1000~1500 mm^[16]。地形呈

图1 黄河源区多年冻土现状分布图^[19]Fig. 1 Frozen soil distribution in the source area of the Yellow River^[19]

明显的带状特征, 南北两侧为海拔较高的高山区, 中部为低缓的谷地、湖盆, 属于晚新生代断陷盆地, 并呈NW-SE展布^[17], 海拔4193~5238 m。源区多年冻土面积 2.5×10^4 km², 约占整个源区面积的85.2%; 季节冻土面积 0.3×10^4 km², 约占整个源区面积的9.8%。源区多年冻土多为高温冻土, 年均地温大部分介于-2~-0.2 °C, 布青山和巴山等高山顶部可能存在年均地温低于-2 °C或-3 °C的多年冻土, 冻土厚度可能超过100 m^[18]。季节冻土主要分布于两湖南部冲洪积平原区、源区东部黄河沿滩地和东南部热曲河谷及周边地区^[19]。源区内两侧高山及中部的丘陵主要由三叠系浅变质板岩构成, 表层覆盖很薄的土壤, 以下为碎块石直至完整基岩, 地层含水量很少, 导热系数较大; 中部断陷盆地内主要为第四系河湖相沉积物, 地层含水量较高。由于中部宽谷、平原区与山地的地层构成差异, 所以在多年冻土发育特征上也有明显不同。一般来讲, 地貌单元决定了地层沉积物类型及地下冰赋存^[20], 例如在细颗粒含量高的湖相沉积、坡积地区和中高山山脚广泛存在高含冰量冻土及厚层地下冰, 因此不同地形和地貌类型上多年冻土的年均地温、活动层厚度、冻土厚度不同。

3 黄河源区多年冻土预测模型

多年冻土的变化可以通过地层温度的变化来刻画。热传导是多年冻土层中起主导作用的热量传递方式，表层气候变化以边界条件的形式驱动着多年冻土层中的热传导过程。对于多年冻土层的温度变化研究而言，可以将计算模型简化为上下热边界控制下的热传导模型。

3.1 几何模型

根据黄河源区地貌单元以及地层特征，将源区多年冻土层归纳为4种典型类型（图2a）：平原区低含冰量冻土，主要发育在冲洪积平原、河漫滩地带，如星宿海；平原高含冰量冻土，主要发育在河流阶地、冲洪积扇地带，如多曲、勒那曲；高山低含冰量冻土，主要发育在坡度相对较大的山坡，如鄂陵湖东北部；高山高含冰量冻土，主要发育在高山缓坡及高山山脚，如查拉坪。

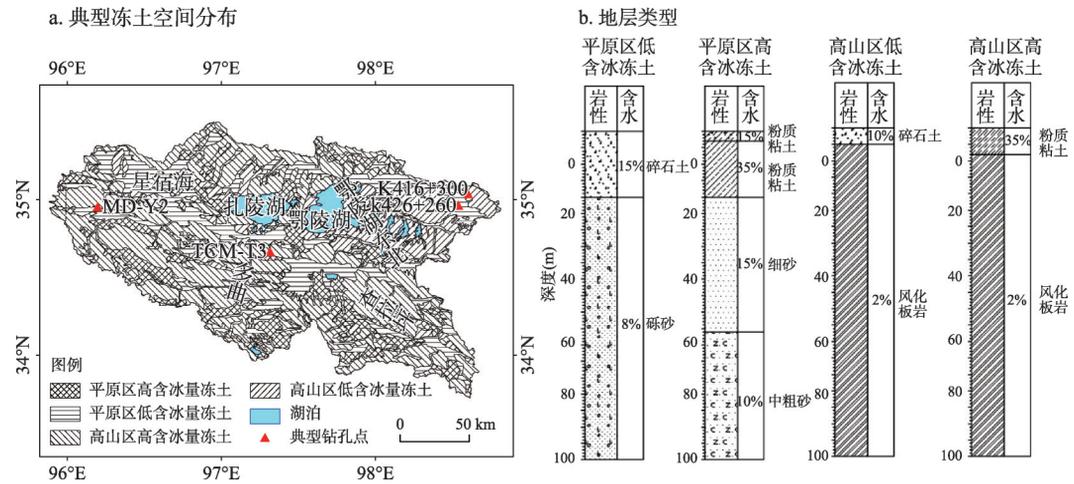


图2 黄河源区典型冻土空间分布及地层类型

Fig. 2 The typical frozen soil distribution and stratigraphic type in the source area of the Yellow River

研究范围为天然地表的土体，本文模拟的冻土变化时段为100年以内尺度，气候变化对多年冻土的影响一般小于100 m，因此，计算模型中拟定土层深度为100 m。假设其地温状态变化规律相同，因此可以采用一维模型进行模拟。根据对黄河源区已有的钻孔资料以及214国道的勘探资料分析归类，确定4种典型冻土类型的岩性特征如图2b所示，构成源区冻土模拟的几何模型。

3.2 热传导控制方程

本文对冻土变化的模拟根据热传导理论，忽略土体中对流和渗流，考虑土体中的热传导和冰水相变情况，由能量平衡和温度连续建立数学物理方程^[21]：

$$C_f \frac{\partial T_1}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda_f \frac{\partial T_1}{\partial x} \right), \quad C_w \frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda_w \frac{\partial T_2}{\partial x} \right) \quad (1)$$

$$T(0, t) = f(t), \quad T(x, 0) = g(x), \quad T_1(x, t) \Big|_{x=\xi} = T_2(x, t) \Big|_{x=\xi} = T_f \quad (2)$$

$$\lambda_f \frac{\partial T_1}{\partial x} \Big|_{x=\xi} - \lambda_w \frac{\partial T_2}{\partial x} \Big|_{x=\xi} = L \gamma_d (W - W_u) \frac{d\xi}{dt} \quad (3)$$

$$T_1(x, t) \Big|_{x=\xi_d} = T_2(x, t) \Big|_{x=\xi_d} = T_f, \quad \lambda_w \frac{\partial T_1}{\partial x} \Big|_{x=H} = q \quad (4)$$

$$\lambda_f \frac{\partial T_1}{\partial x} \Big|_{x=\xi_d} - \lambda_w \frac{\partial T_2}{\partial t} \Big|_{x=\xi_d} = L\gamma_d(W - W_u) \frac{d\xi}{dt} \quad (5)$$

式中: λ_f 、 λ_w 分别为冻、融土的导热系数 ($W/(m \cdot ^\circ C)$); C_f 、 C_w 分别为冻、融土的热容量 ($KJ/(m^3 \cdot ^\circ C)$); γ_d 为地层干容重 (kg/m^3); T_1 、 T_2 分别为冻土和融土区的温度 ($^\circ C$); T_f 为土冻结温度 ($^\circ C$); W 、 W_u 分别为地层内的含水量和未冻水含量 (%); x 、 t 分别为空间和时间变量 (m, s); H 为计算区域下边界 (m); ξ_d 为多年冻土下限 (m); L 为水的相变潜热, 取 334.56 kJ/kg 。模型中各层岩土的热物理参数基于《冻土工程地质勘察规范》^[22]选取 (表1)。本模型相变分析可通过定义材料随温度变化的焓值来考虑潜热, 具体步骤可参考曹元兵等^[21]的处理方法。

表1 各岩土层的热物理参数

Tab. 1 Thermophysical parameters of each rock layer

岩层	γ_d (kg/m^3)	质量含水量 (%)	C_w ($J/(kg \cdot ^\circ C)$)	C_f ($J/(kg \cdot ^\circ C)$)	λ_w ($W/(m \cdot ^\circ C)$)	λ_f ($W/(m \cdot ^\circ C)$)
粉质粘土	1600	15	1589	1276	1.11	1.02
粉质粘土	1400	35	2300	1694	1.18	1.93
风化板岩	2700	2	750	750	2.60	2.60
砾砂	1700	8	1129	900	1.58	2.06
碎石土	1600	15	1464	1129	1.28	1.45
碎石土	1600	10	1255	1025	0.89	1.00
细砂	1500	15	1479	1099	1.54	2.00
中粗砂	1600	10	1213	941	1.48	1.86

3.3 边界条件与初始条件

表层能量平衡决定了土层上部的热边界, 地表温度实际上代表了能量平衡的结果。在本文模拟中, 以地表温度作为上边界条件。一般而言, 地表温度与气温之间具有很好的相似性。地表温度 (T) 通常呈季节性周期变化, 可采用三角函数按下式^[23]拟合:

$$T = T_0 + c \times t + A \times \sin\left(\frac{2\pi}{8760} \times t + \varphi\right) \quad (6)$$

式中: T_0 为地表初始年均温度 ($^\circ C$); c 为地表温度变化速率 ($^\circ C/h$); A 为地表温度年振幅, 根据玛多气象站近60年温度统计结果, A 取12; φ 为初相位, 决定本模型的起始时间或季节, 本模型从暖季末冷期初开始计算, 故取 π 。

地表温度与气温的变化过程之间虽然存在很好的一致性, 但是气温与不同地表之间的关系并不一致, 针对不同类型、不同地温区域会有不同的地表初始年平均温度, 所以文中初始地表年平均温度根据计算区域、冻土类型的不同而选取不同的值, 地表年平均地温变化率选取与源区气温变化相同的规律。地表温度序列从1953-2100年、1953-2012年的升温趋势根据源区玛多气象站实测的气温拟合分析获得, 2013-2100年的升温趋势利用IPCC AR5^[24]所采用的第5次耦合模式比较计划 (CMIP5) 模式结果, 采用新一代温室气体排放情景RCP 2.6、RCP 6.0、RCP 8.5三种条件下的温度变化情景预测。黄河源区过去 (1953-2012年) 的气温变化基本划分为两个阶段: 1953-1982阶段气温以 $0.2 \text{ } ^\circ C/10a$ 的速率缓慢降低; 1983-2013阶段气温以 $0.64 \text{ } ^\circ C/10a$ 的高速率升高。RCP 2.6情景下, 到2040年年均温度升高 $0.57 \text{ } ^\circ C$, 之后保持不变; RCP 6.0情景下, 到2100年直线上升 $1.98 \text{ } ^\circ C$; RCP 8.5情景下, 到2045年上升 $1.19 \text{ } ^\circ C$, 再到2100年又上升 $2.62 \text{ } ^\circ C$, 100年间上升 $3.81 \text{ } ^\circ C$ 。图3所示为 $T_0 = -0.5 \text{ } ^\circ C$ 时上边界温度的升温趋势。下边界条件取恒定地热流 $0.0474 \text{ J/(m}^2 \cdot s)$ 。通过稳态处理得到初始温度场, 并以此计算300年, 确定温度场相对稳定后,

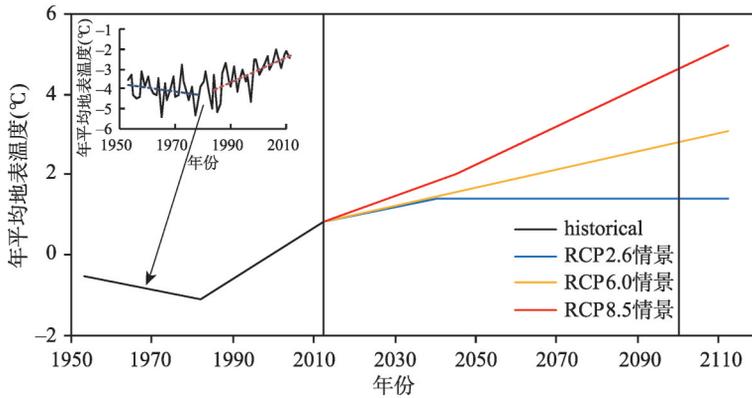


图3 T_0 为-0.5 °C时上边界温度的升温趋势

Fig. 3 The upper boundary temperature rise trend when $T_0=-0.5\text{ }^\circ\text{C}$

假设300年末的温度场就是1953年初的温度场，然后输入1953-2100年上边界温度的变化。本文假定地表年平均温度以相同的速度上升，分别计算了初试地表年平均温度(T_0)为0.5 °C、0 °C、-0.5 °C、-1 °C、-2 °C、-3 °C、-4 °C的7种情况，模拟计算并进行预测结果的验证。

3.4 计算结果及验证

地温是冻土动态特征的重要标志，一定深度的钻孔地温曲线可反映该处冻土的现状、演化史和变化趋势^[25]。多年冻土退化过程按地温的深度剖面曲线形态可划分为初始阶段、升温阶段、0梯度阶段、不衔接阶段和消失阶段^[26]，我们可以根据黄河源区典型冻土区域模拟出的温度曲线形态，判断出各典型冻土在退化历史过程中所处的退化阶段。以高山区高含冰量冻土为例，绘制了RCP 6.0情景下 $T_0=-0.5\text{ }^\circ\text{C}$ 时多年冻土地温变化曲线(图4a)以及退化过程图(图4b)。从图中模拟的结果可以看出该冻土类型各个时刻地温所处的阶段：1972-2012年地温处于升温阶段，地温快速升高，厚度变化不大；2013-2050年地温处于0梯度阶段，地温升高幅度不大，厚度从下部迅速减小，该阶段多年冻土对气候变化的响应不明显，缓慢升温，相变为主；2050年左右地温处于不衔接阶段，

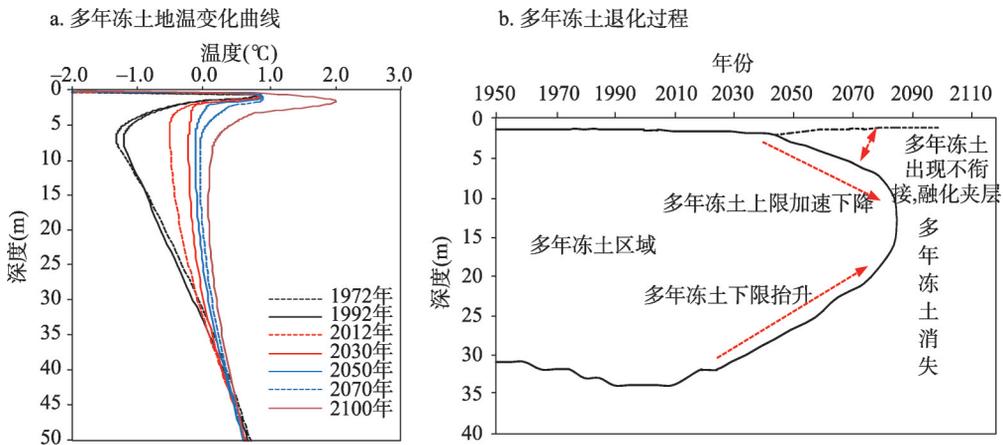


图4 RCP6.0情景下 T_0 为-0.5 °C时多年冻土地温变化曲线以及退化过程示例

Fig. 4 Ground temperature curve and degradation process of permafrost in RCP2.6 scenario when $T_0=-0.5\text{ }^\circ\text{C}$

出现融化夹层, 多年冻土自顶部开始融化; 2070年以后的冻土地温处于消失阶段, 上下两个方向的融化使多年冻土消失。地温曲线形态显现了升温对冻土地温的影响, 当表面温度升高时, 多年冻土温度升高, 浅部变化剧烈, 深部变化小; 同时也显现出多年冻土退化的过程和方式, 地温处于各个阶段的多年冻土有着不同的升温方式和速率, 地温阶段不同, 对气候变化的响应也就不同。

为验证预测结果的准确性, 本文在4种典型冻土类型各选取1个代表钻孔点, 并通过对比代表钻孔点实测值与模拟值来验证模拟效果。由于源区缺乏早期的钻孔资料, 本文只能选取214国道十几年以及源区近几年的钻孔资料作为验证, 可以看出K426+260、TCM-T3、MD-Y2的冻土地温处于升温阶段, 短短几年就能看出温度变化; 而K416+300处于0梯度阶段, 近十年受相变作用的影响, 缓慢升温, 比较符合多年冻土地温各阶段的升温规律。总体来说, 除浅层地表各因素影响而导致浅层温度存在差异外, 相同类型、相近年平均地温的多年冻土地温曲线实测值和计算值是比较吻合的, 因此本数值模型计算结果是可靠的。黄河源区代表钻孔点实测值与模拟值对比图如图5所示。

4 黄河源区多年冻土空间分布变化

4.1 多年冻土分布的空间扩展

青藏高原上10~15 m深度以下地温基本不随外界温度变化而发生变化, 因此该深度范围常被视为多年冻土的年均地温值^[27], 本文中多年冻土的年均地温统一采用15 m深度处的实测地温值。根据黄河源区实测多年冻土地温, 李静等^[19]建立的黄河源区多年冻土年均地温模型:

$$GT = 76.59 - 0.20LONG - 1.16LAT - 0.0039H, \quad R^2 = 0.7659 \quad (7)$$

式中: GT 为模拟地温值; $LONG$ 为经度; LAT 为纬度; H 为高程。以SRTM DEM数据(空间分辨率90 m)为基础, 把0 °C作为多年冻土和季节冻土的分界线进行冻土分布格局的划分, 得到源区冻土现状分布图(图6c)。根据本文数值模拟计算结果, 各类多年冻土2012年的多年冻土地温代表了与多年冻土现状分布图中地温相同的区域, 其温度变化过程也就代表了这些区域多年冻土地温的演变过程和未来变化预测结果, 介于计算给出的年平均地温间的值采用线性内插方法得到, 然后在ArcGIS平台下, 计算出黄河源区过去及未来的多年冻土空间分布。以0.5 °C以及1.0 °C为分类间隔对模拟地温值进行分类, 分为I带($GT \leq -2.0$ °C)、II带(-2.0 °C < $GT \leq -1.0$ °C)、III带(-1.0 °C < $GT \leq -0.5$ °C)、IV带(-0.5 °C < $GT \leq 0$ °C)、V带($GT > 0$ °C)5个地温带, 得到1972年、1992年以及不同RCP升温情景下2050年和2100年黄河源区多年冻土空间分布变化图(图6)以及变化面积统计(表2)。

4.2 过去黄河源区多年冻土空间分布变化

因在1953年之前获取稳定的温度场采用了恒定的温度上边界条件, 从1953年开始才根据气象站气温变化施加实际变化的温度边界, 因此1953年之后几年的模拟结果不能准确反映之前气候变化的响应, 模拟结果与实际的温度会有偏差, 需要一段时间才可以与实际吻合, 所以本文认为1972年的模拟的地温与实际地温应该较为接近, 这样每隔20年分别选取1972年、1992年与2012年的多年冻土地温状况进行对比。结果表明: 1972年至1992年, 部分季节冻土变为多年冻土, 增加的冻土面积为323 km², 反映了源区20世纪70年代中后期到80年代短暂的降温效应; 相较于前者, 1992年至2012年多年冻土退化面积达1056 km², 这与20世纪90年代后气温急剧上升有关, 1983年开始黄河源区气

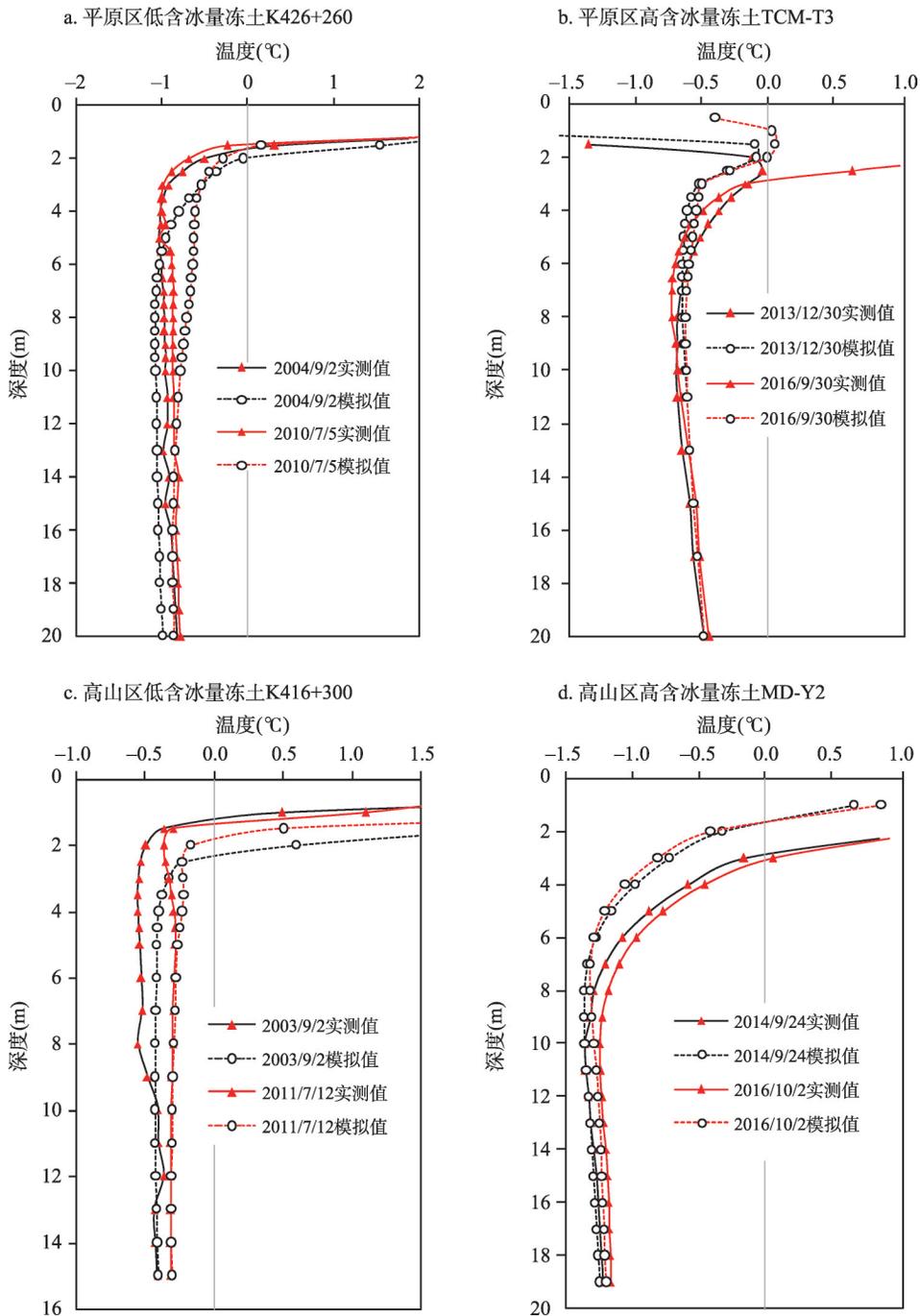


图5 黄河源区代表钻孔点实测值与模拟值对比图

Fig. 5 Comparison of measured and simulated values of drilling points in the source area of the Yellow River

候转暖，1998年发生气候变暖的突变，2001年开始气温显著升高^[28]。季节冻土主要集中在源区东南部的热曲谷地、小野马岭以及两湖流域南部的汤岔玛地带，多为谷地、平原等平缓地带，季节冻土边缘地带冻土地温多为IV带，总体来看过去40年多年冻土退化为季节冻土的面积较少，但是各类年平均地温出现了不同程度的升高。

4.3 源区多年冻土未来空间分布变化

为了探讨未来源区多年冻土空间分布变化, 采用IPCC AR5新一代温室气体排放情景RCP 2.6、RCP 6.0、RCP 8.5下得到的气温变化趋势, 预测未来源区多年冻土在不同温度下的变化情况。2050年不同升温情景下多年冻土退化为季节冻土的面积差别不大, 从低到高分别为2224 km²、2347 km²、2559 km², 占源区面积的7.5%、7.9%、8.6%, 相比于1972-2012年的退化面积较大。目前为季节冻土边缘地带的多年冻土开始退化为季节冻

土, 勒那曲、多曲、白马曲零星出现季节冻土, 野牛沟、野马滩以及鄂陵湖东部的玛多四湖所在黄河低谷大片为季节冻土。年平均地温为IV带的多年冻土占源区面积一半以上, 两湖流域的北部和源区的西部的年平均地温多为III带, 少量为II带。

RCP 2.6情景下温度虽然到2040之后保持不变, 但冻土退化一直进行, 反映了冻土温度对之前气温升高的持续响应。2100年较2050年退化为季节冻土的面积接近3500 km², 星宿海出现大片季节冻土, 白马曲、勒那曲季节冻土面积扩大; RCP 6.0情景下温度上升约2 °C, 与当前气候大会确立的本世纪末升高2 °C阈值接近, 2100年与目前多年冻土相比, 退化的冻土面积接近10000 km², 约占源区面积的32.9%, 尕玛勒滩、多格茸出现大

表2 黄河源区多年冻土空间变化面积统计

Tab. 2 Permafrost and seasonal frozen ground areas in the source area of the Yellow River

年份	气候变化情景	多年冻土(km ²)	季节冻土或非冻土(km ²)
1972年	玛多气象	26220	2110
1992年	站观测气温资料	26543	1787
2012年		25387	2943
2050年	RCP 2.6	23163	5167
	RCP 6.0	23040	5290
	RCP 8.5	22828	5502
2100年	RCP 2.6	19751	8579
	RCP 6.0	15618	12712
	RCP 8.5	9838	18492

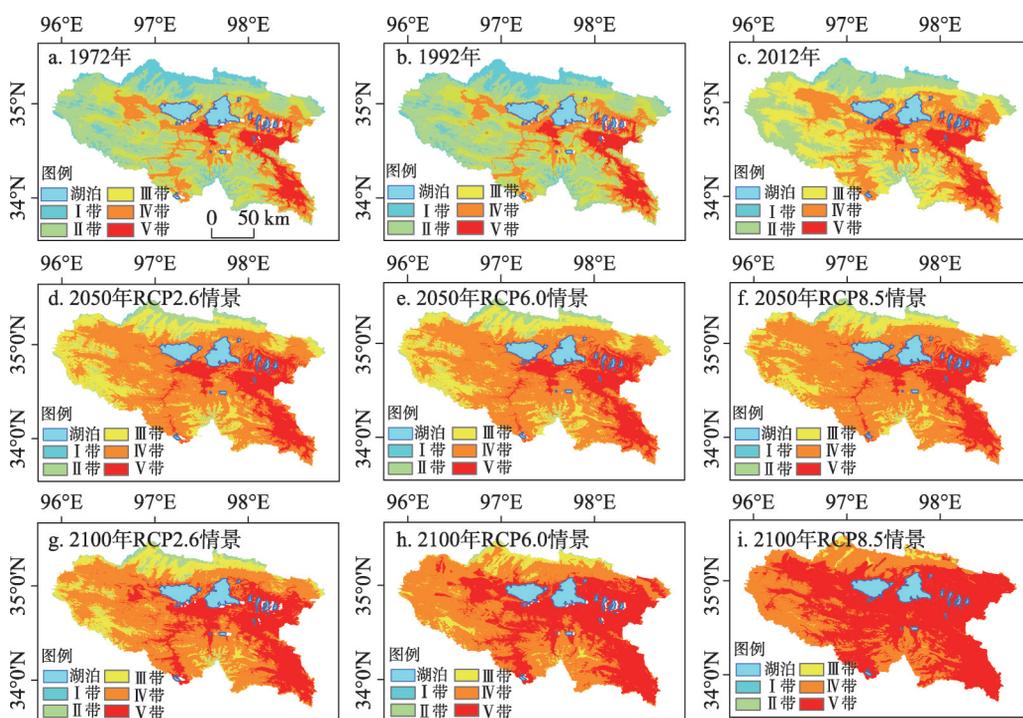


图6 黄河源区多年冻土空间分布变化

Fig. 6 Spatial distribution of permafrost in the source area of the Yellow River

片季节冻土, 星宿海地带季节冻土扩大, 已扩大到扎陵湖流域, 白马曲、勒那曲、邹马曲地带的季节冻土已连为一片; RCP 8.5 情景下, 2100年温度上升约 $4\text{ }^{\circ}\text{C}$, 季节冻土面积为 18492 km^2 , 约占源区面积的62.2%, 两湖流域的北部和源区的西部存在少量多年冻土, 源区大部为季节冻土。从对地温值的分类看, 大部分低温冻土变为高温冻土, 到2100年变化尤为明显, RCP 2.6 情景下源区存在低于 $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的地温值, 源区多年冻土全部退化为季节冻土主要发生在目前年平均地温高于 $-0.15\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的区域, 而 $-0.15\sim-0.44\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的区域部分发生退化; RCP 6.0 情景下不存在低于 $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的地温值, 大部分多年冻土年平均地温为Ⅳ带, 少部分为Ⅲ带, 目前年平均地温高于 $-0.21\text{ }^{\circ}\text{C}$ 区域的多年冻土全部退化为季节冻土, 而 $-0.21\sim-0.69\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的区域部分发生退化; 而RCP 8.5 情景下年平均地温为Ⅲ带的多年冻土近乎消失, 源区多年冻土年平均地温几乎都Ⅳ带, 目前年平均地温为 $-0.38\sim-0.88\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的区域发生退化, 高于 $-0.38\text{ }^{\circ}\text{C}$ 区域的多年冻土全部退化为季节冻土。

5 结论与讨论

5.1 结论

本文采用数值模拟的方法对黄河源区典型冻土类型开展模拟, 并借助 ArcGIS 平台计算出源区过去及未来多年冻土面积的分布变化情况, 结果表明:

(1) 1972-1992年, 部分季节冻土变为多年冻土, 增加的冻土面积为 323 km^2 , 反映了源区20世纪70年代中后期到80年代短暂的降温效应; 相较于前者, 1992-2012年多年冻土退化面积达 1056 km^2 , 这与20世纪90年代后气温急剧上升有关。季节冻土主要集中在源区东南部的热曲谷地、小野马岭以及两湖流域南部的汤岔玛地带。

(2) RCP 2.6、RCP 6.0、RCP 8.5 情景下, 2050年多年冻土退化为季节冻土的面积差别不大, 分别为 2224 km^2 、 2347 km^2 、 2559 km^2 , 占源区面积的7.5%、7.9%、8.6%, 相比于1972-2012年的退化面积较大, 勒那曲、多曲、白马曲零星出现季节冻土, 野牛沟、野马滩以及鄂陵湖东部的玛多四湖所在黄河低谷大片为季节冻土; 2100年多年冻土退化为季节冻土的面积分别为 5636 km^2 、 9769 km^2 、 15548 km^2 , 占源区面积的19%、32.9%、52.3%, 低温冻土变为高温冻土, RCP 2.6 情景下星宿海出现大片季节冻土, 白马曲、勒那曲季节冻土面积扩大, RCP 6.0 情景下尕玛勒滩、多格茸出现大片季节冻土, 白马曲、勒那曲、邹马曲地带的季节冻土已连为一片, RCP 8.5 情景下两湖流域的北部和源区的西部存在少量多年冻土, 源区大部退化为季节冻土。

(3) 到2100年, RCP 2.6 情景下源区多年冻土全部退化为季节冻土主要发生在目前年平均地温高于 $-0.15\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的区域, 而 $-0.15\sim-0.44\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的区域部分发生退化; 而RCP 6.0、RCP 8.5 情景下目前年平均地温分别为高于 $-0.21\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以及 $-0.38\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的区域多年冻土全部发生退化, 而 $-0.21\sim-0.69\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以及 $-0.38\sim-0.88\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的区域部分发生退化。

5.2 讨论

由于不同的气候模式在相同温室气体排放情景下会有不同的升温效果, 本文所采用 IPCC AR5 中新一代温室气体排放情景 RCP 2.6、RCP 6.0、RCP 8.5 三种条件下的温度升高是多模式模拟结果的平均, 而 RCP 8.5 情景下的升温速率过快, 超过21世纪末升高 $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的阈值, 能否用此升温情景值得讨论。另外, 气温并非是多年冻土的唯一影响因素, 地形、土层岩性、地面状况等都显著影响多年冻土的状态^[20], 这决定了多年冻土分布的复杂性, 同时多年冻土的地下埋藏特性也使得多年冻土空间分布以及变化趋势的研究难度较大^[29]。而对于多年冻土退化的时间尺度而言, 实测的地温数据时间较短, 只能依靠

模式模拟的手段来研究其变化方式和过程。本文根据热传导理论, 简化了上下边界的温度条件以及地中的传热过程, 虽然不能按照地表能量分量的边界条件计算, 不能实现网格化的输入输出, 但是对于多年冻土层中的热量传递而言可以精细描述, 且可以完全反映多年冻土对气候变化的滞后响应, 模拟深部多年冻土层的温度变化过程有明显的优势, 这种方法在冻土工程计算中已经得到很好的应用。相比于热传导方程的模拟, 陆面过程模式的优势在于其对于地表过程考虑较多, 包含各种物理机制, 但很少用到下部深部多年冻土的变化中, 其结果也就表现在浅层冻土变化, 忽略了深部多年冻土的响应, 不能反映完整的多年冻土层退化过程, 因此如何将发展和改进了的陆面过程模型耦合到全球或区域气候模式中去, 预估在气候变暖背景下多年冻土的变化过程和响应机制, 是今后开展多年冻土区模式模拟的有力手段和方向。

参考文献(References)

- [1] Cheng Guodong, Zhao Lin. The problems associated with permafrost in the development of the Qinghai -Xiang Plateau. *Quaternary Sciences*, 2000, 20(6): 521-531. [程国栋, 赵林. 青藏高原开发中的冻土问题. 第四纪研究, 2000, 20(6): 521-531.]
- [2] Qin Dahe, Ding Yongjian. Cryospheric changes and their impacts: Present, trends and key issues. *Advances in Climate Change Research*, 2009, 5(4): 187-195. [秦大河, 丁永建. 冰冻圈变化及其影响研究: 现状、趋势及关键问题. 气候变化研究进展, 2009, 5(4): 187-195.]
- [3] Yang M, Nelson F E, Shiklomanov N I, et al. Permafrost degradation and its environmental effects on the Tibetan Plateau: A review of recent research. *Earth-Science Reviews*, 2010, 103(1/2): 31-44.
- [4] Luo Dongliang, Jin Huijun, Lin Lin, et al. Degradation of permafrost and cold-environments on the interior and eastern Qinghai Plateau. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2012, 34(3): 538-546. [罗栋梁, 金会军, 林琳, 等. 青海高原中、东部多年冻土及寒区环境退化. 冰川冻土, 2012, 34(3): 538-546.]
- [5] Niu Li, Ye Baisheng, Li Jing, et al. Effect of permafrost degradation on hydrological processes in typical basins with various permafrost coverage in western China. *Science China: Earth Sciences*, 2011, 54(4): 615-624. [牛丽, 叶柏生, 李静, 等. 中国西北地区典型流域冻土退化对水文过程的影响. 中国科学: 地球科学, 2011, 41(1): 85-92.]
- [6] Yin Guo'an, Niu Fujun, Lin Zhanju, et al. The distribution characteristics of permafrost along the Qinghai-Tibet Railway and their response to environmental change. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2014, 36(4): 772-781. [尹国安, 牛富俊, 林战举, 等. 青藏铁路沿线多年冻土分布特征及其对环境变化的响应. 冰川冻土, 2014, 36(4): 772-781.]
- [7] Li Xin, Cheng Guodong. A GIS-aided response model of highaltitude permafrost to global change. *Science China: Earth Sciences*, 1999, 42(1): 72-79. [李新, 程国栋. 高海拔多年冻土对全球变化的响应模型. 中国科学: 地球科学, 1999, 29(2): 185-192.]
- [8] Wang Chenghai, Jin Shuanglong, Shi Hongxia. Area change of the frozen ground in China in the next 50 years. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2014, 36(1): 1-8. [王澄海, 靳双龙, 施红霞. 未来50a中国地区冻土面积分布变化. 冰川冻土, 2014, 36(1): 1-8.]
- [9] Nan Zhuotong, Li Shuxun, Cheng Guodong. Prediction of permafrost distribution on the Qinghai-Tibet Plateau in the next 50 and 100 years. *Science China: Earth Sciences*, 2005, 48(6): 797-804. [南卓铜, 李述训, 程国栋. 未来50与100a青藏高原多年冻土变化情景预测. 中国科学: 地球科学, 2004, 34(6): 528-534.]
- [10] Guo D, Wang H, Li D. A projection of permafrost degradation on the Tibetan Plateau during the 21st century. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2012, 117(D5): 214-221.
- [11] Lawrence D M, Slater A G. A projection of severe near-surface permafrost degradation during the 21st century. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32(24): 230-250.
- [12] Wang W, Rinke A, Moore J C, et al. Diagnostic and model dependent uncertainty of simulated Tibetan permafrost area. *Cryosphere Discussions*, 2015, 9(2): 1769-1810.
- [13] Jin Huijun, Wang Shaoling, Lü Lanzhi, et al. Features and degradation of frozen ground in the sources area of the Yellow River, China. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2010, 32(1): 10-17. [金会军, 王绍令, 吕兰芝, 等. 黄河源区冻土特征及退化趋势. 冰川冻土, 2010, 32(1): 10-17.]
- [14] Zhang Senqi, WangYonggui, Zhao Yongzhen, et al. Permafrost drgradation and its environmental sequent in the source

- regions of the Yellow River. *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. 冰川冻土, 2004, 26(1): 1-6.]
- [15] Wang Genxu, Shen Yongping, Cheng Guodong. Eco-environmental changes and causal analysis in the source regions of the Yellow River. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2000, 22(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. 冰川冻土, 2000, 22(3): 200-205.]
- [16] Jin H J, He R X, Cheng G D, et al. Changes in frozen ground in the source area of the Yellow River on the Qinghai-Tibet Plateau, China, and their eco-environmental impacts. *Environmental Research Letters*, 2009, 4(4): 045206.
- [17] Qian Cheng, Han Jianen, Zhu Dagang. An analysis of geomorphologic characteristics of the Yellow River source region based on ASTER-GDEM. *Geology in China*, 2012, 39(5): 1247-1260. [钱程, 韩建恩, 朱大岗, 等. 基于 ASTER-GDEM 数据的黄河源地区构造地貌分析. 中国地质, 2012, 39(5): 1247-1260.]
- [18] Luo Dongliang, Jin Huijun, Lin Lin, et al. New progress on permafrost temperature and thickness new thickness in the source area of the Huanghe River. *Scientia Geographica Sinica*, 2012, 32(7): 898-904. [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. 地理科学, 2012, 32(7): 898-904.]
- [19] Li Jing, Sheng Yu, Wu Jichun, et al. Mapping frozen soil distribution and modeling permafrost stability in the source area of the Yellow River. *Scientia Geographica Sinica*, 2016, 36(4): 588-596. [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. 地理科学, 2016, 36(4): 588-596.]
- [20] Zhou Youwu, Guo Dongxin, Qiu Guoqing, et al. *Geocryology in China*. Beijing: Science Press, 2000: 1-42, 108-114. [周幼吾, 郭东信, 邱国庆, 等. 中国冻土. 北京: 科学出版社, 2000: 1-42, 108-114.]
- [21] Cao Yuanbing, Sheng Yu, Wu Jichun, et al. Influence of upper boundary conditions on simulated ground temperature field in permafrost regions. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2014, 36(4): 802-810. [曹元兵, 盛煜, 吴吉春, 等. 上边界条件对多年冻土地温场数值模拟结果的影响分析. 冰川冻土, 2014, 36(4): 802-810.]
- [22] GB 50324-2001. Code for Engineering Geological Investigation of Frozen Ground. [GB 50324-2001. 冻土工程地质勘察规范.]
- [23] Li Shuxun, Cheng Guodong, Guo Dongxin, et al. The future thermal regime of numerical simulating permafrost on Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau, China, under climate warming. *Science China: Earth Sciences*, 1996, 26(4): 342-347. [李述训, 程国栋, 郭东信. 气候持续变暖条件下青藏高原多年冻土变化趋势数值模拟. 中国科学: 地球科学, 1996, 26(4): 342-347.]
- [24] Stocker T F, Qin D, Plattner G K, et al. IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 2013: 710-719.
- [25] Jin Huijun, Zhao Lin, Wang Shaoling, et al. Degradation modes and ground temperature of permafrost along the Qinghai-Tibet Highway. *Science China: Earth Sciences*, 2006, 49(11): 1170-1183. [金会军, 赵林, 王绍令, 等. 青藏公路沿线冻土的地温特征及退化方式. 中国科学: 地球科学, 2006, 36(11): 1009-1019.]
- [26] Wu Jichun, Sheng Yu, Wu Qingbai, et al. Processes and modes of permafrost degradation on the Qinghai-Tibet Plateau. *Science China: Earth Sciences*, 2010, 53(1): 151-158. [吴吉春, 盛煜, 吴青柏, 等. 青藏高原多年冻土退化过程及方式. 中国科学: 地球科学, 2009, 39(11): 1570-1578.]
- [27] Wu Q B, Zhang T J, Liu Y Z. Permafrost temperatures and thickness on the Qinghai-Tibet Plateau. *Global & Planetary Change*, 2010, 72(1/2): 32-38.
- [28] Luo Dongliang, Jin Huijun. Variations of air temperature and precipitation from 1953 to 2012 in the Maduo station in the sources areas of the Yellow River. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 2014, 28(11): 185-192. [罗栋梁, 金会军. 黄河源区玛多县 1953-2012 年气温和降水特征及突变分析. 干旱区资源与环境, 2014, 28(11): 185-192.]
- [29] Li Jing, Sheng Yu, Chen Ji, et al. Modeling permafrost temperature distribution and analysing zoning characteristics of permafrost in the source regiona of the Datong River. *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. 中国矿业大学学报, 2012, 41(1): 145-152.]

Numerical simulation of spatial distribution and change of permafrost in the source area of the Yellow River

MA Shuai^{1,2}, SHENG Yu¹, CAO Wei¹, WU Jichun¹, HU Xiaoying^{1,2}, WANG Shengting^{1,2}

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

Abstract: The numerical simulation method was used to predict the future possible changes that happened on permafrost by setting up the prediction results of the climate model from the IPCC Fifth Assessment Report as a possible climatic condition. The source area of the Yellow River with complicated permafrost conditions was chosen as the study area. The past and future permafrost distribution were predicted, and the future possible changing trends in permafrost in this area were calculated. The obtained results were, (1) during the past 30 years of 1972-2012, a small part of permafrost was degraded, which covered an area of about 833 km². In this period, the seasonal frozen soil type was mainly distributed in the of Requ river valley, Xiaoyemaling, and Tangchama, as well as the southern part of the two lake basins. (2) Under different climatic scenarios of RCP 2.6, RCP 6.0 and RCP 8.5, little difference would happen on permafrost degradation until 2050. In details, the possible degradation area of permafrost would be 2224 km², 2347 km², and 2559 km² under the scenarios of RCP 2.6, RCP 6.0, and RCP 8.5, respectively, accounting for 7.5%, 7.9%, 8.6% of the total study area. The seasonal frozen soil type would be sporadically distributed in the river valleys of Lena Qu, Duo Qu, Baima Qu, but widely distributed around Yeniugou, Yeniutan and four Madio lakes located in the Yellow River valley in the eastern part of Ngoring Lake. (3) In 2100, the predicted permafrost degradation area would be 5636 km², 9769 km² and 15548 km², respectively, and they would account for 19%, 32.9% and 52.3% of the source area. The permafrost degradation mainly occurred in the areas of Xingsuhai, Gamaletan, Duogerong, of which low-temperature permafrost would be degraded into a high-temperature permafrost type. And the mean annual ground temperature of permafrost would rise differentially. (4) Under the scenario of RCP 2.6, all permafrost with current mean annual ground temperature higher than -0.15°C would be degraded into seasonal frozen soil type, and the permafrost with the mean annual ground temperature ranging from -0.15°C to -0.44°C would be partly degraded into seasonal frozen soil type. Under the scenarios of RCP 6.0 and RCP 8.5, permafrost with the current mean annual ground temperature higher than -0.21°C and -0.38°C would be totally degraded, the permafrost with the mean annual ground temperature ranging from -0.21°C to -0.69°C and from -0.38°C to -0.88°C would be partly degraded.

Keywords: the source area of the Yellow River; permafrost changes; spatial distribution; change characteristics; numerical simulation