



青藏高原多年冻土特征、变化及影响

程国栋¹, 赵林^{2,3*}, 李韧³, 吴晓东³, 盛煜¹, 胡国杰³, 邹德富³, 金会军^{1,4}, 李新⁵, 吴青柏¹

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. 南京信息工程大学地理科学学院, 南京 210044;

3. 中国科学院西北生态环境资源研究院, 青藏高原冰冻圈观测研究站, 冰冻科学国家重点实验室, 兰州 730000;

4. 哈尔滨工业大学极地研究院, 极地与寒区工程国际研究中心, 哈尔滨 150090;

5. 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100101

* 联系人, E-mail: lzhao@nuist.edu.cn

2019-06-14 收稿, 2019-07-24 修回, 2019-07-25 接受, 2019-08-29 网络版发表

中国科学院战略性先导科技专项(A类)(XDA20020000)资助

摘要 青藏高原是全球中纬度面积最大的多年冻土分布区, 青藏高原多年冻土对东亚季风乃至全球气候系统都有重要影响. 本文在前人研究成果的基础上, 系统地梳理了青藏高原多年冻土基本特征的现状, 主要包括活动层厚度、多年冻土面积、温度和厚度的空间分布, 以及多年冻土区地下冰和土壤碳储量等方面的研究进展. 通过补充最近监测资料, 阐述了高原尺度活动层和多年冻土热状况的动态变化过程及趋势, 并分析了这种变化的水文效应. 随后, 概述了多年冻土与生态系统、多年冻土与碳循环相互作用关系方面的研究进展. 青藏高原多年冻土在过去数十年来发生了不同程度的退化, 对多年冻土区地表的水、土、气、生间的相互作用关系产生了显著影响, 进而影响着区域水文、生态乃至全球气候系统. 本研究可为冻土与气候变化相互作用关系的机理研究提供思路, 为寒区环境保护、工程设计和施工提供参考经验.

关键词 多年冻土, 活动层, 温度, 水热过程, 特征

青藏高原是全球中低纬度地区海拔最高、面积最大的多年冻土分布区, 被称为世界“第三极”, 其热力和动力作用, 对区域气候和全球环境产生重大影响, 是我国气候变化的“敏感区”和“启动区”以及全球变化的“驱动力”和“放大器”. 广泛分布的多年冻土和高山冰雪资源, 使得青藏高原能够孕育黄河、长江、恒河、湄公河、雅鲁藏布江等亚洲重要的大江大河, 因此青藏高原被称为“亚洲水塔”^[1]. 多年冻土对寒区工程规划与维护、生态与水安全均有重要影响. 多年冻土区丰富的地下冰是青藏高原地区重要的固态水资源^[2,3], 调节着“亚洲水塔”的水资源结构和水量平衡及变化^[4,5]. 随着我国“一带一路”倡议的不断推进和气候变暖影响的日

益显著, 多年冻土变化的影响日渐突出^[6]. 例如, 三江源生态、湖泊面积扩张、区域气候变化、亚洲水塔变化等均与多年冻土有着密切联系^[5,7]. 因此, 全面总结青藏高原多年冻土的动态变化过程和影响, 不仅具有科学研究上的重要意义和迫切需求, 而且在工程建设和资源开发、生态建设和环境保护中也具有重要意义.

受全球气候变暖的影响, 青藏高原变暖的趋势明显, 近40年增温速率要比全球同期升温速率高约2倍. 受气温升高的影响, 青藏高原多年冻土发生显著、快速和广泛退化, 主要表现在地温升高、冻土融化, 活动层增厚、连续率降低、剖面上出现不衔接, 形成局部融区或融区扩大、加深或贯穿, 以及冻结期缩短、融

引用格式: 程国栋, 赵林, 李韧, 等. 青藏高原多年冻土特征、变化及影响. 科学通报, 2019, 64: 2783–2795

Cheng G D, Zhao L, Li R, et al. Characteristic, changes and impacts of permafrost on Qinghai-Tibet Plateau (in Chinese). Chin Sci Bull, 2019, 64: 2783–2795, doi: [10.1360/TB-2019-0191](https://doi.org/10.1360/TB-2019-0191)

化期延长、范围出现萎缩迹象和多年冻土厚度减薄趋势^[8,9]。已有的研究结果显示,青藏高原腹地活动层以3.6~7.5 cm/a的速率增加^[10,11],多年冻土退化呈现出加速趋势^[12]。最新的研究结果显示,青藏高原多年冻土面积达 $1.06 \times 10^6 \text{ km}^2$ ^[13],活动层厚度增加0.15 m/10 a,冻结时长缩短9.7 d/10 a^[14],年平均地温升高^[15]。青藏公路沿线6.0 m深度处的多年冻土温度自1996年以来的十几年间升高了0.08~0.55°C^[10,16,17]。

冻土退化会影响多年冻土区地下冰、地下水补给源和补给量、径流路径和排泄过程以及地下水与地表水的交换等^[18]。因此,气候变化和冻土退化正在深刻影响着冻土水文地质过程^[19-23]。此外,多年冻土区生态系统明显依赖于水热状态和浅表层水文过程;后者的变化以及相应的水文地质条件的改变对水土资源可持续利用影响很大^[23]。由于多年冻土退化,地表植物可利用水分大为减少,导致依赖于冻结层上水的短根系植物枯死、生物多样性种群变异、生态系统植物退化和荒漠化趋势增强等生态环境问题。这些变化无疑会对多年冻土区地下冰和有机碳的形成、存储环境,对多年冻土区地表的水、土、气、生间的相互作用关系产生影响,进而影响着区域水文、生态乃至全球气候系统,最终影响到人类工程活动及区域可持续发展。因此,迫切需要理清青藏高原多年冻土现状、了解其变化特征,更好地为气候变化、水文循环过程和社会经济发展服务。

本文在文献研究基础上,结合本课题组相关最新的研究进展,试图对青藏高原多年冻土特征、变化和影响的研究现状及其发展做一梳理和总结,对该领域今后的研究方向提出展望。

1 青藏高原多年冻土特征的现状

1.1 多年冻土空间分布

近年来的调查显示^[24],青藏高原东部地区(以214国道温泉地区为例)多年冻土分布下界海拔大约在4200 m,10 m深度多年冻土地温随海拔高度的变化速率约为 $-0.67^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ 。北部边缘阿尔金山地区下界海拔大约位于4300 m,10 m深度多年冻土地温随海拔高度的变化速率约为 $-0.83^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ 。西北部边缘(以西昆仑山为例)下界海拔大约在4800 m,10 m深度多年冻土地温随海拔高度的变化速率约为 $-0.87^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ 。西昆仑山区和阿尔金山地区都属于高寒荒漠地区,这两个

区域多年冻土地温随海拔高度变化的速率相似,但西昆仑山区多年冻土分布下界海拔比后者高约500 m,这主要是由于二者纬度不同造成的太阳辐射差异所致,西昆仑调查区比阿尔金调查区靠南约2°。

基于高原不同地区多年冻土下界与环境因子的关系,我国冻土学者在不同时期针对青藏高原现代多年冻土分布进行了制图工作,基本原则是在前人研究基础上结合新的调查资料或研究成果进行修正,形成了一系列的图件以供科研生产实践使用^[25]。对比分析表明,多年冻土顶板温度(TTOP)模型的模拟结果在单点、典型区和南北向公路剖面3个空间尺度验证中表现较好^[13]。结果显示,青藏高原多年冻土和季节冻土的面积分别为 1.06×10^6 和 $1.45 \times 10^6 \text{ km}^2$ (不包括冰川和湖泊),分别占高原总面积的40.2%和56.0%。多年冻土的分布以羌塘高原为中心向周边展开;羌塘高原北部和昆仑山是多年冻土最发育的地区,基本连续或大片分布。在青藏公路沿线,自西大滩往南直至唐古拉山南麓安多附近,地段内除局部有大河融区和构造地热融区外,多年冻土基本连续分布。连续多年冻土带由此向西、西北方向延伸,直至喀喇昆仑山。安多以南多年冻土主要分布在高山顶部,如冈底斯山、喜马拉雅山和念青唐古拉山地区。在青藏公路以东地区,地势自西向东降低,但由于存在阿尼玛卿山、巴颜喀拉山和果洛山等5000 m以上的山峰,区内有片状、岛状多年冻土与季节冻土并存,横断山区基本为岛状山地多年冻土。

1.2 多年冻土温度

多年冻土的温度是其热稳定性和工程稳定性分类的重要指标^[26],2009年后,青藏高原多年冻土本底调查项目实施后,对于多年冻土地温的定位监测从沿青藏公路格尔木-拉萨段和青康公路西宁-玉树段两条线扩展到了以西昆仑甜水海地区、阿里高原改则地区、阿尔金阿克库木湖地区、可可西里卓乃湖-盐湖地区和兴海县温泉地区五个地区为代表的覆盖青藏高原连续多年冻土分布区,除沿两条公路和青藏铁路线的观测外,新建的观测地温钻孔总数达到100多个^[6]。赵林等人^[24]基于对这些地温数据的分析研究,给出了青藏高原多年冻土地温的空间分布状态,并按照多年平均地温阈值,可将多年冻土分为极稳定型($\text{MAGT} < -5^\circ\text{C}$)、稳定型($-5^\circ\text{C} < \text{MAGT} < -3^\circ\text{C}$)、亚稳定型($-3^\circ\text{C} < \text{MAGT} < -1.5^\circ\text{C}$)、过渡型($-1.5^\circ\text{C} < \text{MAGT} < -0.5^\circ\text{C}$)和

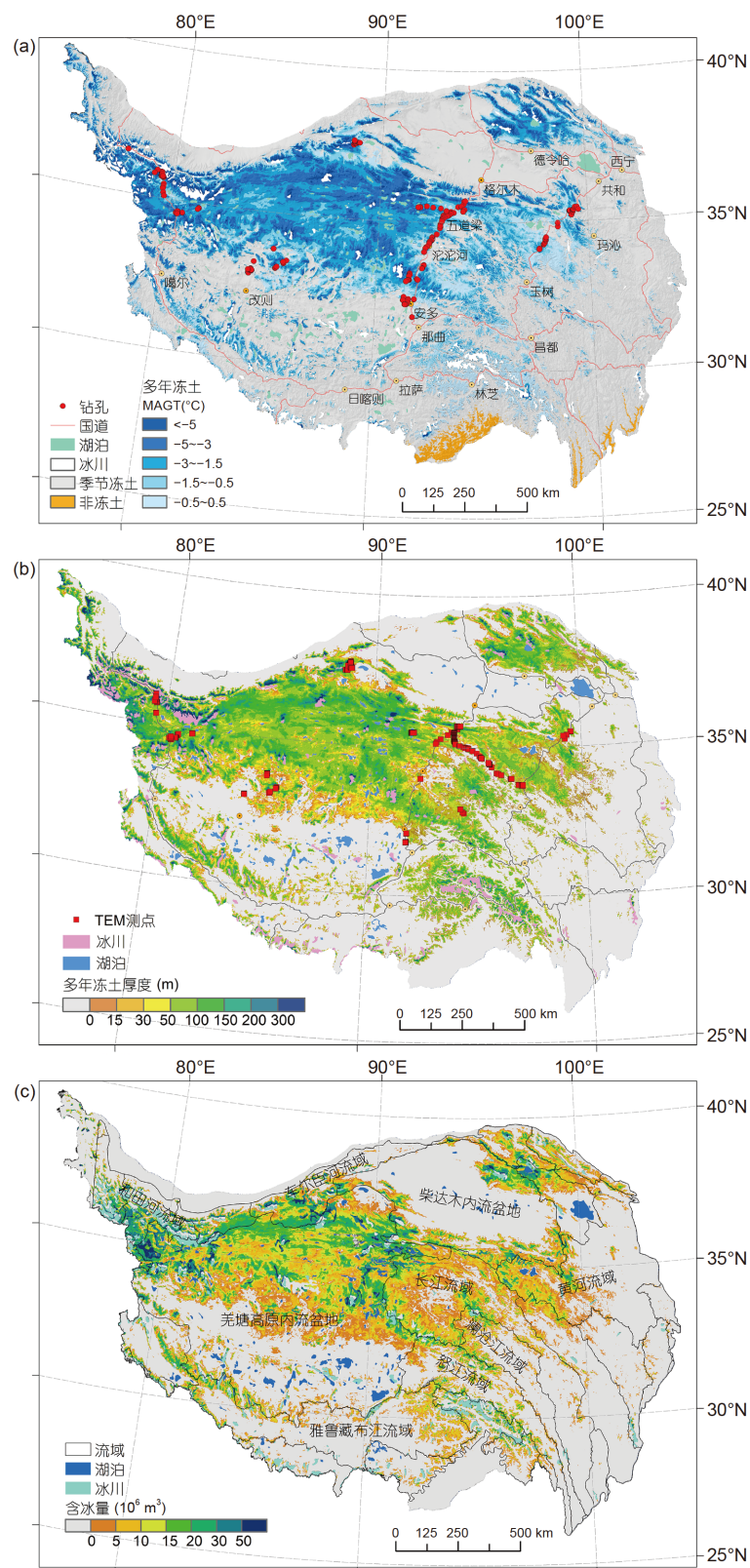


图 1 青藏高原多年冻土现状。 (a) 多年冻土分布及年平均地温; (b) 多年冻土层厚度; (c) 多年冻土地下冰
 Figure 1 Current state of permafrost on the Qinghai-Tibet Plateau. (a) Permafrost distribution and mean annual ground temperature (MAGT); (b) thickness of permafrost; (c) ground ice of permafrost

不稳定型($-0.5^{\circ}\text{C}<\text{MAGT}<0.5^{\circ}\text{C}$)5种类型(图1(a)). 极稳定型多年冻土主要分布在喀喇昆仑山、阿尔金山; 稳定型多年冻土主要分布可可西里、唐古拉山-桃儿九山、风火山; 亚稳定型多年冻土主要分布在昆仑山垭口、可可西里低山丘陵; 过渡型多年冻土分布在楚玛尔河高平原、北麓河盆地、开心岭; 不稳定型多年冻土主要分布在西大滩谷地、沱沱河盆地、通天河盆地、布曲河谷地、温泉盆地、安多盆地、申格里贡山及以南地区. 极稳定型、稳定型、亚稳定型、过渡型和不稳定型多年冻土分别为 0.059×10^6 , 0.195×10^6 , 0.308×10^6 , 0.224×10^6 , $0.229\times 10^6\text{ km}^2$. 其中青藏高原主要以亚稳定型(30.4%)、过渡型(22.1%)和不稳定型多年冻土(22.6%)为主, 极稳定型和稳定型多年冻土占比较少.

1.3 多年冻土厚度

受气候条件和地质条件的综合影响, 青藏高原多年冻土平均厚度区域差异很大, 目前实测的多年冻土最大厚度约为128 m, 出现在西藏那曲唐古拉山区的瓦里百里塘盆地; 根据实测年平均地温和地温梯度估算的多年冻土最大厚度达到了312 m, 出现在风火山地区^[11]. 基于钻孔资料和大量的瞬变电磁法(Nano-TEM)反演的822个多年冻土下限埋藏深度资料, 通过拟合多年冻土厚度与MAGT的关系, 计算得到青藏高原多年冻土厚度分布图(图1(b))^[24]. 从整个青藏高原来看, 海拔高度极高的高山脊、岭地区多年冻土厚度最大, 可以达到200 m及以上; 山间丘陵地带次之(60~130 m), 高平原及河谷地带最小(<60 m).

1.4 多年冻土区地下冰储量

基于164个钻孔岩芯记录(包括青藏公路沿线、卓乃湖、阿尔金、西昆仑、改则、温泉地区)的水平、垂直方向规律, 结合青藏高原第四纪沉积类型图, 以及最新绘制的多年冻土分布图^[13]和多年冻土厚度图, 对青藏高原多年冻土地下冰储量进行了估算. 青藏高原多年冻土总地下冰含量约为 $1.27\times 10^4\text{ km}^3$ 水当量, 相当于中国冰川水储量的2倍多. 在青藏高原大片连续多年冻土区, 地下冰含量呈现自东向西、自南向北增加的趋势, 在可可西里地区和西昆仑地区存在两个高含冰量区域. 发源于青藏高原地区的主要江河流域源区内都有多年冻土发育, 不同流域源区多年冻土覆盖率从不足10%到超过60%(图1(c))^[24].

2 活动层的空间分布及热状况和厚度变化

2.1 活动层厚度的空间分布

GIPL2模型结果显示^[27], 青藏高原多年冻土活动层的平均厚度约为2.3 m(2.21~2.40 m), 其中80%集中分布于0.8~3.5 m. 空间上, 活动层厚度存在很强的异质性, 总体规律是随着海拔高度的增加活动层厚度相应减小. 高原腹地及水分条件较好的山区平坦谷地和坡地地区活动层厚度相对较薄, 多年冻土边缘地带活动层厚度相对较厚(一般>2.5 m), 活动层厚度主要受控于气温和地表水热条件, 与土壤含水量呈现负相关关系.

2.2 活动层内温度变化

利用不同下垫面观测资料对Era-Interim土壤温度再分析数据资料进行校正后, 分析了多年冻土区活动层1980~2015年不同深度(0~10, 10~40, 40~100, 100~200 cm)土壤温度年均值变化趋势(图2(a)). 结果表明, 1980~2015年活动层年平均土壤温度变暖趋势在0~10, 10~40, 40~100, 100~200 cm升温率分别为0.439, 0.449, 0.396和0.259 $^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ ^[28]. 而根据青藏公路沿线10个活动层观测场(昆仑山垭口至两道河段)观测资料分析了活动层底部温度变化特征, 结果表明2004~2018年活动层底部温度呈现出明显的上升趋势, 平均为0.486 $^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ (图2(b)). 受区域持续增温的影响, 活动层近年表现出增厚加快的特点, 多年冻土退化明显.

2.3 活动层厚度变化特征

统计模型^[29]的估算结果表明, 1981~2018年间, 青藏公路沿线活动层厚度呈显著增加趋势, 平均变化率达到19.5 cm/10 a, 这与该时段内区域平均气温的升高趋势(升温率为0.068 $^{\circ}\text{C}/\text{a}$)显著相关. 但是, 活动层厚度增加速率在空间上存在较大差异(图3(a)). 总体空间变异规律为, 低温多年冻土区较高温多年冻土区变化明显、高海拔地区较低海拔地区变化明显、高寒草甸地区较高寒草原地区变化明显, 细粒土较粗颗粒土变化明显.

3 多年冻土热状况及变化特征

3.1 多年冻土温度及其变化

不同深度的地温观测均显示, 多年冻土近年来一

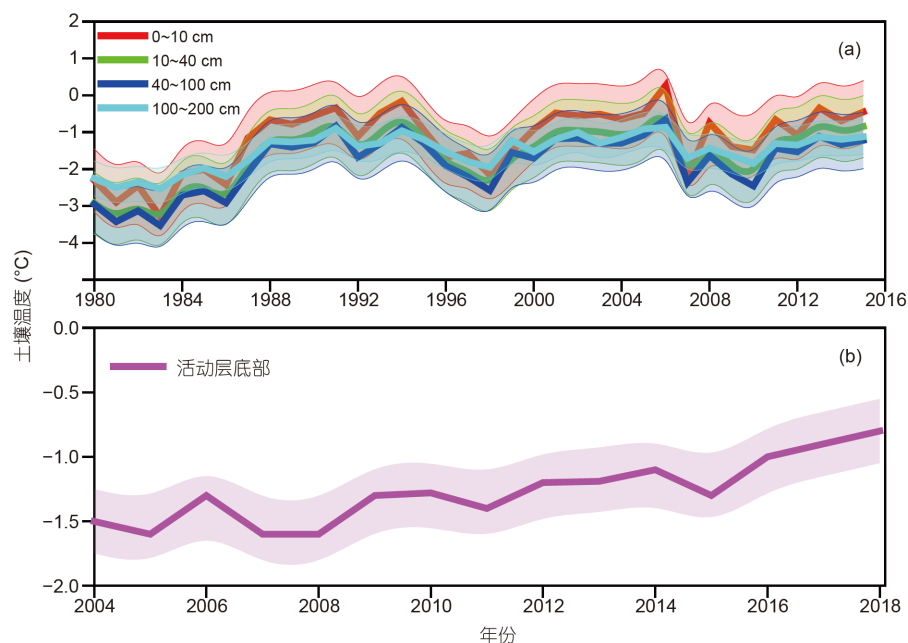


图 2 1980~2018年活动层不同深度土壤温度变化趋势. (a) 1980~2015; (b) 2004~2018

Figure 2 Soil temperature at different depths of active layer from 1980 to 2018. (a) 1980~2015; (b) 2004~2018

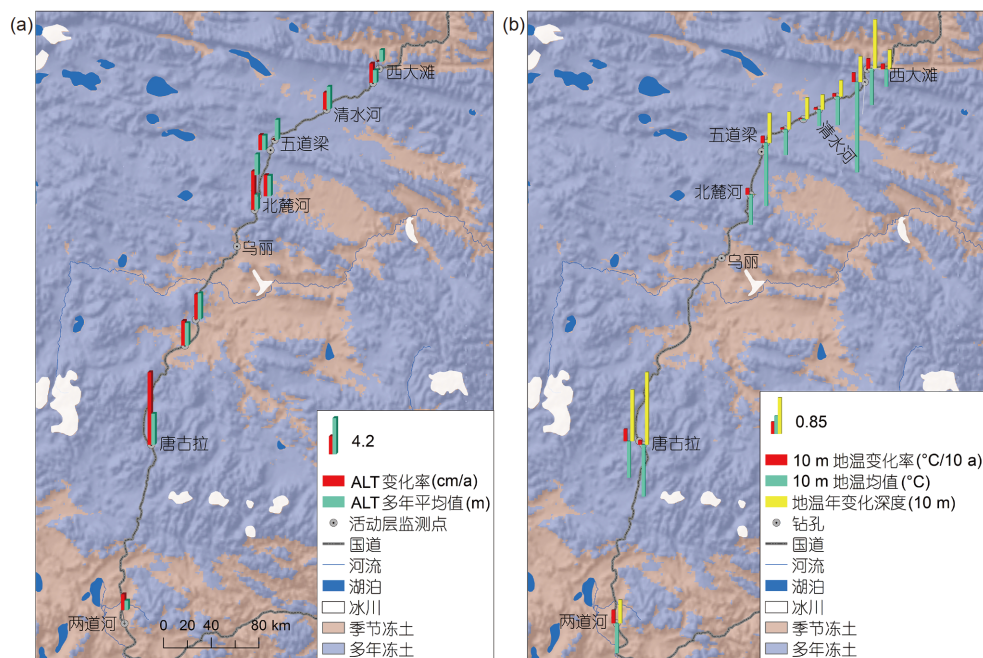


图 3 青藏公路沿线多年冻土热状况变化. (a) 活动层厚度变化率; (b) 10 m地温变化率

Figure 3 Changes of permafrost thermal state along the Qinghai-Tibet highway. (a) Changing rate of ALT changes; (b) changing rate of ground temperature at 10 m depth

直处于升温中, 研究表明青藏公路沿线监测点6 m处地温的平均升温率约为 $0.39^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ [22,30]. 图3(b)显示了2005~2017年间监测点10 m地温的变化速率, 变化率范

围为 $0.019\sim 0.31^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$, 平均速率为 $0.15^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$. 利用214国道温泉地区、西昆仑山区和改则地区3个典型区实测的10 m深度钻孔地温资料为代表分析了东部湿润

区、西部高寒荒漠区和南部高寒荒漠区多年冻土地温变化趋势(图4)。结果表明,在2010~2017年,3个区域多年冻土普遍呈现增温趋势。温泉地区变化率范围为0.13~0.50°C/10 a,平均速率为0.28°C/10 a(图4(a));西昆仑山高寒荒漠区变化率范围为0.068~0.16°C/10 a,平均速率为0.11°C/10 a(图4(b));改则地区高寒荒漠区变化率范围为0.048~0.094°C/10 a,平均速率为0.07°C/10 a(图4(c))。对比10 m地温均值发现,多年冻土地温增温速率随多年冻土地温的高低而不同,地温较低的多年冻土升温速率大。随着地温变高,升温速率下降;对不同区域而言,东部升温速率明显比西部快。青藏高原升温率较高纬度多年冻土要低,在阿拉斯加北部、加拿大北部和俄罗斯西伯利亚北部等多年冻土年平均地温在-8°C以下的地区,升温率达到甚至超过0.1°C/a^[31];在蒙古国中部高纬度多年冻土的南界,多年冻土在过去近30年来升温率仅为0.05~0.15°C/10 a之间^[16]。地温年变化深度(DZAA)空间变化表明(图3(b)),高温多年冻土的DZAA通常较小,而低温多年冻土较大,但同时又受局部地表环境和岩土含水量的影响。青藏线监测点资料显示,DZAA平均值为8.5 m,其中地温高于-1.0°C的多年冻土的DZAA基本上小于7.0 m。

3.2 多年冻土厚度及其变化

青藏高原多年冻土厚度受到高度地带性控制,随海拔升高,地温降低、冻土厚度增大是普遍规律。高原冻土腹部地区(沿青藏公路)海拔每升高100 m冻土厚度增加量在20 m左右,而在高原东部为13~17 m。刘广岳等人^[32]的研究表明青藏高原地区多年冻土厚度随年平均地温的变化梯度约为31 m/°C。以西昆仑地区为例,TEM方法探测的多年冻土下限与测点(线)附近钻孔的

10 m地温间可以建立较好的线性回归关系(图5)。

4 青藏高原多年冻土的水文效应

多年冻土区活动层表层土壤开始融化时,前期冻结过程中被迁移到表层土壤并冻结的分凝冰融化,导致表层土壤水分含量较大,使得蒸散发增加。但随着融化深度增加,蒸散发会降低^[33]。利用同位素和多源水模型,发现活动层的土壤水分是补给活动层上限冰层的主要来源^[34]。以氢氧同位素为指标,对青藏高原风火山地区的河水来源进行分析,表明土壤的冻融深度变化对多年冻土区的径流具有重要的调节作用^[35]。基于地下冰分布和目前活动层增厚速率粗略估计,青藏高原多年冻土区平均每10年约有80 km³水当量的地下冰将融化,进而参与到区域水循环过程中。活动层增大会增加土壤水分下渗,降低表层土壤水分,并进一步导致植被发生退化;同时改变降雨的截留和分配过程^[36]。植被退化引起的根系和细土壤颗粒的减少,会减低土壤持水率。总体上,多年冻土退化会降低青藏高原草地生态系统对径流的调节能力,并在总体上降低土壤水分含量。

气候变暖背景下,多年冻土中地下冰融化可能会释放一定量的水分,参与到区域水循环中。有研究表明,地下冰融化和产汇流可能是引起流域内湖泊水位增加的原因,其贡献量占12%^[37]。除了地下冰融化会释放历史时期被固定的水资源外,多年冻土层作为隔水层也会影响到水循环。多年冻土层将地下水分为三部分:冻结层上水、层下水和层间水。随着多年冻土层的加厚,冻结层下水具有一定的承压性质,而寒冷气候往往导致地下水排泄区封冻,在排泄区往往形成一系列冻胀丘,并不能使地下水顺畅地排泄,从而使地下水储

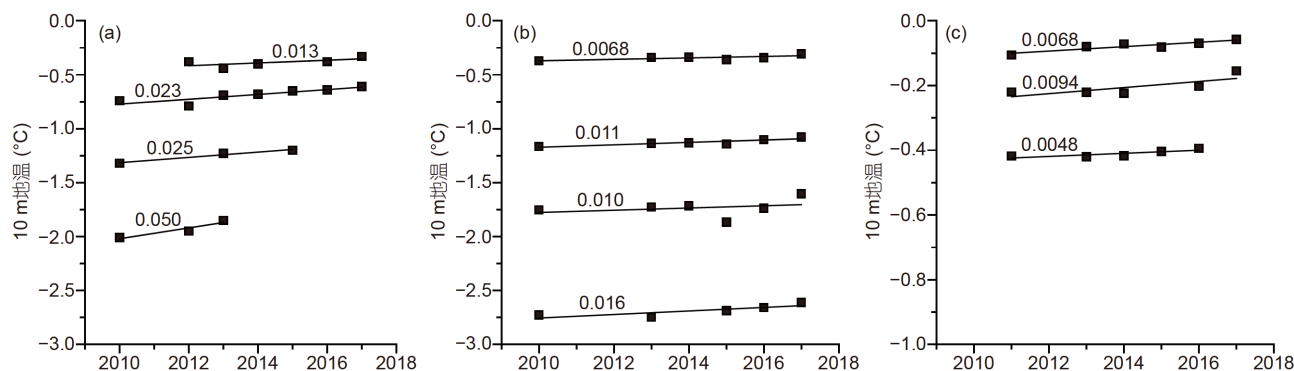


图4 青藏高原不同区域多年冻土地温年际变化。(a) 温泉地区;(b) 西昆仑山区;(c) 改则地区

Figure 4 Inter-annual changes in permafrost temperature in different regions on the QTP. (a) Wenquan; (b) Xikunlun; (c) Gaize

存。多年冻土层上水的排泄方式有，通过沼泽湿地蒸发、以泉的方式出露于河流或湖塘、通过融区补给冻土层下水，冻土层下水也通过融区排泄。随地温升高，冻土不均匀融化致使冻土层的区域性稳定隔水作用不断弱化，多年冻土层上水水位随之下降、补给路径延长、加深，甚至可通过新近形成的局部融化“天窗”(贯穿融区)直接补给多年冻土层下水或层间水。这些区域水文地质条件的变化，对于局地到流域尺度的地下水循环，特别是地下水补径排过程都产生了深刻影响^[38]。这一现象在高温冻土的升温、融化过程中，冻土层渗透性急剧增加，转化为(弱)透水层或含水层^[39]。融区的贯穿和径流通道的形成与扩展，以及产汇流方式转变将对水文地质结构、河湖和地下水水位及河川径流过程产生显著影响^[19,22,40]。

5 青藏高原年冻土与碳循环

对青藏高原162.7万km²的草地生态系统的土壤有机碳储量进行估算, 结果表明0.75 m深度的有机碳储量为33.52 Pg^[41]; 同时有研究结果表明, 青海省和西藏地区草地生态系统表层1 m的有机碳储量为7.4 Pg^[42], 此后关于高原有机碳的储量研究主要集中于多年冻土区, 高原多年冻土区2 m的土壤有机碳储量在28 Pg左右, 而0~25 m深的土层可能有160 Pg有机碳^[43], 在青海省和西藏地区多年冻土区草地生态系统表层1 m的土壤有机碳储量为7.44 Pg, 表层2 m的储量为10.68 Pg, 3 m深为13.39 Pg^[44]; 通过200个土壤探坑资料, 并根据更新后

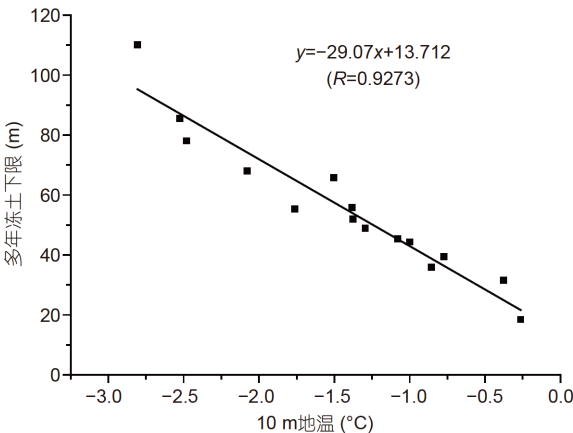


图 5 多年冻土下限同10 m地温的关系
Figure 5 Relationship between the lower limit of permafrost and soil temperature at 10 m depth

的植被和土壤资料, 计算得到多年冻土区表层2 m的有机碳储量为17 Pg左右(表1)。同时该研究发现, 由于土层分布不均、区域差异大等原因, 高原土壤有机碳的储量不确定范围很大^[45]。

青藏高原多年冻土区土壤活性有机碳的比例随着海拔的增加而增加, 到4800~4950 m后则快速下降^[46], 其中多年冻土区土壤活性碳的含量和比例均高于非多年冻土区^[47], 高寒草地下土壤轻组碳比例可占9%~20%, 计算得活性碳库为0.5%~3.65%^[48]。荒漠草原区土壤有机碳分解速率非常低, 高寒草原、草甸植被类型下土壤碳分解潜力却较大, 其中木质素等难分解的组分会在分解过程中先转化为活性组分并进一步分

表 1 青藏高原碳储量研究结果总结

Table 1 Summary of research results on carbon storage in Qinghai-Tibet Plateau

数据来源	研究区	研究面积(10 ⁴ km ²)	深度(m)	有机碳储量(Pg)	文献
124个土壤样点	青藏高原	162.7	0.75	33.52	Wang等人 ^[41]
450个土壤剖面(135个样点)	青海省和西藏地区	112.82	1	7.4	Yang等人 ^[42]
			2	28	
190个土壤剖面	青海省和西藏地区	56.70	25	160	Mu 等人 ^[43]
			1	8.51	
342个3 m深钻孔和177个0.5 m深探坑	青海省和西藏地区	114.40	2	12.22	Ding等人 ^[44]
			3	15.31	
			0~0.3	6.05	
			0.3~0.5	2.81	
			0.5~1	3.86	
200个土壤探坑	青藏高原	148.40	1~2	3.57	Zhao 等人 ^[45]
			2	17.07	

解^[49]. 对深达5 m的多年冻土样品进行有氧和厌氧培养, 发现各深度样品的 N_2O 、 CH_4 和 CO_2 释放速率相似^[50]. 高原上与铁吸附的碳约占总有机碳比例的20%, 是惰性碳库的一部分^[51]. 这些研究表明, 青藏高原上, 除了荒漠草原和裸地之外, 其他植被类型下土壤碳库的分解潜力大, 可以长期释放.

土壤活性有机碳组分对水热变化敏感, 温度升高会增加活性碳的含量^[52]. 开顶式增温实验结果表明, 短期增温不会明显改变土壤碳含量, 但是会增加活性碳的含量^[53]. 除了温度变化以外, 氮沉降增加也会增加活性碳的比例, 降低惰性碳的比例^[54]. 活动层变化会间接引起微生物群落的改变从而促进碳分解^[55]. 多年冻土退化引起的喀斯特地貌也会改变土壤微生物, 加速碳分解^[56]. 活动层增加和热喀斯特也会增强土壤酶活性, 提高碳的生物地球化学循环强度而促进碳分解^[57].

高原多年冻土区增温实验结果表明, 增温会增强生态系统在生长季的碳汇能力, 但同时也增加了非生长季的土壤碳分解^[58]. 多年冻土区生态系统夏季碳汇效应的增强并不意味着土壤碳库的增加. 而多年冻土区和季节冻土区的对比监测结果表明, 季节冻土区的碳通量比多年冻土区高, 说明多年冻土退化后会增加生态系统碳的释放量^[59]. 多年冻土退化形成的热融滑塌地貌会破坏地表植被, 导致生态系统在生长季由碳汇变成碳源^[60]. 1980~2010年间, 气候变化已经导致了多年冻土区土壤碳的分解在增加^[61].

6 总结与展望

近年来有关青藏高原多年冻土研究的新进展主要包括: (1) 给出了青藏高原尺度的多年冻土分布、温度、活动层厚度、多年冻土厚度以及地下冰储量、土壤有机碳储量等区域资料, 可为未来冻土及相关学科研究提供数据支持; (2) 近几十年来, 高原多年冻土呈现退化趋势, 表现为地温升高、活动层增厚等, 但退化程度在空间上差异较大, 这与区域气候变化强度、冻土热状况及冻土环境密切相关; (3) 多年冻土退化将加速高原水循环过程, 从而导致区域水量失衡, 但其具体影响方式及影响程度仍然很不明确; (4) 多年冻土退化引发了高原草地生态系统类型转变, 促进了土壤有机碳分解和释放, 但目前青藏高原整体上可能仍是一个碳汇. 尽管这些阶段性成果进一步提高了对青藏高原多年冻土区域差异、历史变化及其影响的认识, 但在未来研究中仍然存在诸多关键且充满挑战的问题需深入探索.

入探索.

(i) 冻土变化到底有多快? 气候变化背景下, 多年冻土温度有明显的升高趋势. 近年来也有大量基于各类模式对青藏高原多年冻土的模拟^[27,62]. 模拟结果表明多年冻土范围发生了大规模的萎缩, 从1975年的 $1.61 \times 10^6 \text{ km}^2$ 降至2002年的 $1.41 \times 10^6 \text{ km}^2$ ^[63]. 青藏高原多年冻土面积从1975年的约 $1.50 \times 10^6 \text{ km}^2$ 减少到2006年的约 $1.26 \times 10^6 \text{ km}^2$ ^[64]. 甚至有模拟结果表明在RCP8.5情景下, 青藏高原不会再有多年冻土存在^[65]. 但是有研究表明对于RCP2.6、4.5和8.5三种情景预估的多年冻土面积变化的差异非常小, 2020~2030年10年间的变化量在23.58%~25.55%之间, 到2046年左右多年冻土面积缩减量可达北半球多年冻土总面积的三分之一^[66]. 可见, 不同研究获得的模拟结果差异非常大, 但从现有观测资料看, 预估的结果仍然偏大. 这主要是由于多年冻土温度、活动层厚度的变化不仅与气温、降水的变化有关, 还与水热参数以及地表辐射平衡有密切关系^[67]. 多年冻土内部的水热平衡与气候系统之间远非简单的线性关系可以描述, 这导致了以往大多模拟都高估了多年冻土对气候变化的响应. 同时, 这些模式既没有考虑多年冻土内部能量积累的历史继承性, 也没有考虑被埋藏在地表下1 m乃至更深的、内部包含体积含冰量大于20%地下冰体的影响^[68]. 近期研究结果表明, 在充分考虑多年冻土深层地温、地下冰及地热梯度等因素后, 对青藏高原多年冻土地温的模拟结果显示: 即使是在RCP8.5的情景下, 到2040年多年冻土活动层厚度的增加并不显著, 到2100年, 目前厚度仅仅30 m的多年冻土也不能完全消失^[69]. 因此, 青藏高原多年冻土温度升高虽然较快, 但是冻土消失的速度很慢.

(ii) 地下冰及其融化对水循环的影响程度有多大? 高纬地区的相关研究表明, 以地下冰融化、活动层加深和融化期延长为主要表征的冻土退化可能导致冬季基流和暖季径流显著增加^[70]. 在气候变暖和冻土快速退化背景下, 冻土主导型的源区径流却在整体上减少^[71]. 青藏高原多年冻土区冻土退化导致的地下冰融水是如何影响水文过程, 对水资源及其分量的贡献有多大, 对“亚洲水塔”水资源结构和水平衡有什么影响? 要回答这些问题, 首先应研究地下冰融化的产汇流机制及长短期冻融过程变化对水文过程的影响机理. 然而, 迄今为止, 尽管在青藏高原及周边山区已经开展了许多多年冻土相关研究, 但是冻土水文观测资料仍然缺乏, 测站稀疏且分布不均, 仅有数据时空覆盖率和

分辨率不足,加之冰冻圈变化对水循环的影响显著,导致水资源各成分的变化机制、相互之间的关联及其对下游的影响等仍认识不清.相关观测及模型模拟和预报研究主要集中于高纬和北极连续多年冻土区.在高纬多年冻土区,活动层很浅(数十厘米),地下水活动和地表、地下水之间的水力联系微弱.由于受到多年冻土层的影响,冻土层下水补给和排泄都很困难,水循环周期长^[39].相关水文模型相对简单,缺乏对多年冻土层下水和层间水的考虑及地表水和(各层)地下水的耦合^[21,72].因此,青藏高原多年冻土变化过程、地下冰和水文过程耦合模型研发和改进亟需加强.此外,多年冻土地下冰融化对湖泊、河流的影响究竟如何还需要进一步研究.

在气候变暖的背景下,活动层内部冰-水相变会导致的季节性的冻胀和融沉,多年冻土上限处地下冰融化将引起长期的地表沉降.因此,通过对多年冻土的地

面形变进行监测,反映不同地区多年冻土的季节形变幅度和长期的沉降趋势.前者主要由活动层内部的水热变化状况决定,而后者与多年冻土上限处地下冰的融化有关,在一定程度上可以为活动层厚度的变化与上限处地下冰的长期变化提供可靠的依据.因此,从冻土变化的机理角度,结合遥感技术获取大范围的地面形变变化和实测数据^[73],分析青藏高原多年冻土地面形变的变化,从而评估活动层厚度与地下冰的变化状况是十分必要的.

(iii) 多年冻土区是碳源还是碳汇? 研究表明目前青藏高原整体上可能是一个碳汇,但是在气候变暖的背景下,青藏高原地区的土壤有机碳中活性碳含量会增加,土壤微生物活动增加,会导致土壤碳分解增加,而未来青藏高原多年冻土退化可能导致植被退化^[74],从而会增加土壤碳的流失,并降低生态系统碳吸收的能力,导致青藏高原由碳汇转变为碳源.

参考文献

- Immerzeel W W, Bierkens M F P. Asian water towers: More on monsoons response. *Science*, 2010, 330: 585
- Zhao L, Ding Y J, Liu G Y, et al. Estimates of the reserves of ground ice in permafrost regions on the Tibetan Plateau (in Chinese). *J Glaciol Geocryol*, 2010, 32: 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. *冰川冻土*, 2010, 32: 1–9]
- Wu J C, Sheng Y, Wu Q B, et al. Discussion on the possibility of taking ground ice in permafrost regions as water sources under climate warming (in Chinese). *J Glaciol Geocryol*, 2009, 31: 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. *冰川冻土*, 2009, 31: 350–356]
- Immerzeel W W, van Beek L P H, Bierkens M F P. Climate change will affect the Asian water towers. *Science*, 2010, 328: 1382–1385
- Yao T D, Qin D H, Shen Y P, et al. Cryospheric changes and their impacts on regional water cycle and ecological conditions in the Qinghai-Tibetan Plateau (in Chinese). *Chin J Nat*, 2013, 35: 179–186 [姚檀栋, 秦大河, 沈永平, 等. 青藏高原冰冻圈变化及其对区域水循环和生态条件的影响. *自然杂志*, 2013, 35: 179–186]
- Zhao L, Wu T H, Xie C W, et al. Support geoscience research, environmental management, and engineering construction with investigation and monitoring on permafrost in the Qinghai-Tibet Plateau, China (in Chinese). *Bull Chin Acad Sci*, 2017, 32: 1159–1168 [赵林, 吴通华, 谢昌卫, 等. 多年冻土调查和监测为青藏高原地球科学研究、环境保护和工程建设提供科学支撑. *中国科学院院刊*, 2017, 32: 1159–1168]
- Liu W H, Xie C W, Zhao L, et al. Dynamic changes in lakes in the Hoh Xil region before and after the 2011 outburst of Zonag lake. *J Mt Sci*, 2019, 16: 1098–1110
- Sharkhuu A, Sharkhuu N, Etzelmuller B, et al. Permafrost monitoring in the Hovsgol Mountain region, Mongolia. *J Geophys Res-Earth*, 2007, 112: F02S06
- Wang S, Jin H, Li S, et al. Permafrost degradation on the Qinghai-Tibet Plateau and its environmental impacts. *Permafr Periglac Process*, 2000, 11: 43–53
- Li R, Zhao L, Ding Y J, et al. Temporal and spatial variations of the active layer along the Qinghai-Tibet highway in a permafrost region. *Chin Sci Bull*, 2012, 57: 4609–4616
- Wu Q, Zhang T, Liu Y. Permafrost temperatures and thickness on the Qinghai-Tibet Plateau. *Glob Planet Change*, 2010, 72: 32–38
- Cheng G, Wu T. Responses of permafrost to climate change and their environmental significance, Qinghai-Tibet Plateau. *J Geophys Res-Earth*, 2007, 112: F02S03
- Zou D, Zhao L, Sheng Y, et al. A new map of permafrost distribution on the Tibetan Plateau. *Cryosphere*, 2017, 11: 2527–2542
- Guo D, Wang H. Simulation of permafrost and seasonally frozen ground conditions on the Tibetan Plateau, 1981–2010. *J Geophys Res Atmos*, 2013, 118: 5216–5230
- Ding Y, Zhang S, Zhao L, et al. Global warming weakening the inherent stability of glaciers and permafrost. *Sci Bull*, 2019, 64: 245–253
- Zhao L, Wu Q, Marchenko S S, et al. Thermal state of permafrost and active layer in central Asia during the international polar year. *Permafr*

- Periglac Process, 2010, 21: 198–207
- 17 Liu G, Zhao L, Li R, et al. Permafrost warming in the context of step-wise climate change in the Tien Shan mountains, China. *Permafr Periglac Process*, 2017, 28: 130–139
- 18 Bense V F, Ferguson G, Kooi H. Evolution of shallow groundwater flow systems in areas of degrading permafrost. *Geophys Res Lett*, 2009, 36: L22401
- 19 Jin H, He R, Cheng G, 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. *Environ Res Lett*, 2009, 4: 045206
- 20 Jin H, Li S, Cheng G, et al. Permafrost and climatic change in China. *Glob Planet Change*, 2000, 26: 387–404
- 21 Zhang Y, Cheng G, Li X, et al. Influences of frozen ground and climate change on hydrological processes in an alpine watershed: A case study in the upstream area of the Heihe River, Northwest China. *J Glaciol Geocryol*, 2016, 38: 1362–1372
- 22 Zheng M J, Wan C W, Du M D, et al. Application of Rn-222 isotope for the interaction between surface water and groundwater in the source area of the Yellow River. *Hydrol Res*, 2016, 47: 1253–1262
- 23 Wang G X, Chen G D, Liu G X, et al. The features of landscape ecological process in high-Asia periglacial region (in Chinese). *J Glaciol Geocryol*, 2000, 22: 29–35 [王根绪, 程国栋, 刘光秀, 等. 论冰缘寒区景观生态与景观演变过程的基本特征. 冰川冻土, 2000, 22: 29–35]
- 24 Zhao L, Sheng Y. Permafrost and its Changes on the Qinghai-Tibetan Plateau (in Chinese). Beijing: Science Press, 2019. 200–237 [赵林, 盛煜. 青藏高原多年冻土及其变化. 北京: 科学出版社, 2019. 200–237]
- 25 Li S D, Cheng G D, Zhou Y W, et al. Permafrost Map on the Qinghai-Tibetan Plateau (in Chinese). Lanzhou: Gansu Cultural Press, 1996. 1–15 [李树德, 程国栋, 周幼吾, 等. 青藏高原冻土图. 兰州: 甘肃文化出版社, 1996. 1–15]
- 26 Cheng G D, Wang S L. On the zonation of high-altitude permafrost in China (in Chinese). *J Glaciol Geocryol*, 1982, 4: 1–17 [程国栋, 王绍令. 试论中国高海拔多年冻土带的划分. 冰川冻土, 1982, 4: 1–17]
- 27 Qin Y, Wu T, Zhao L, et al. Numerical modeling of the active layer thickness and permafrost thermal state across Qinghai-Tibetan Plateau. *J Geophys Res-Atmos*, 2017, 122: 11604–11620
- 28 Hu G, Zhao L, Wu X, et al. Variations in soil temperature from 1980 to 2015 in permafrost regions on the Qinghai-Tibetan Plateau based on observed and reanalysis products. *Geoderma*, 2019, 337: 893–905
- 29 Li R, Zhao L, Ding Y J, et al. Temporal and spatial variations of the active layer along the Qinghai-Tibet highway in a permafrost region. *Chin Sci Bull*, 2012, 57: 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. 科学通报, 2012, 57: 2864–2871]
- 30 Wu Q, Zhang T. Recent permafrost warming on the Qinghai-Tibetan Plateau. *J Geophys Res*, 2008, 113: D13108
- 31 Smith S L, Wolfe S A, Riseborough D W, et al. Active-layer characteristics and summer climatic indices, Mackenzie Valley, Northwest Territories, Canada. *Permafr Periglac Process*, 2009, 20: 201–220
- 32 Liu G Y, Zhao L, Xie C W, et al. Variation characteristics and impact factors of the depth of zero annual amplitude of ground temperature in permafrost regions on the Tibetan Plateau (in Chinese). *J Glaciol Geocryol*, 2016, 38: 1189–1200 [刘广岳, 赵林, 谢昌卫, 等. 青藏高原多年冻土区地温年变化深度的变化规律及影响因素. 冰川冻土, 2016, 38: 1189–1200]
- 33 Zhang Y, Ohata T, Kadota T. Land-surface hydrological processes in the permafrost region of the eastern Tibetan Plateau. *J Hydrol*, 2003, 283: 41–56
- 34 Wang W, Wu T, Zhao L, et al. Exploring the ground ice recharge near permafrost table on the central Qinghai-Tibet Plateau using chemical and isotopic data. *J Hydrol*, 2018, 560: 220–229
- 35 Li T B, Wang G X, Hu H C, et al. Hydrological process in a typical small permafrost watershed at the headwaters of Yangtze River (in Chinese). *J Glaciol Geocryol*, 2009, 31: 82–88 [李太兵, 王根绪, 胡宏昌, 等. 长江源多年冻土区典型小流域水文过程特征研究. 冰川冻土, 2009, 31: 82–88]
- 36 Li C J. The experimental study of the impact of Alpine grassland coverage changes on the surface hydrological cycle at permafrost zone of the Qinghai-Tibet Plateau (in Chinese). Master Thesis. Lanzhou: Lanzhou University, 2010 [李春杰. 青藏高原多年冻土区典型高寒草地植被覆被变化对地表水循环影响的试验研究. 硕士学位论文. 兰州: 兰州大学, 2010]
- 37 Zhang G, Yao T, Shum C K, et al. Lake volume and groundwater storage variations in Tibetan Plateau's endorheic basin. *Geophys Res Lett*, 2017, 44: 5550–5560
- 38 Walvoord M A, Kurylyk B L. Hydrologic impacts of thawing permafrost—A review. *Vadose Zone J*, 2016, 15: 20
- 39 Cheng G D, Jin H J. Groundwater in the permafrost regions on the Qinghai-Tibet Plateau and it changes (in Chinese). *Hydrogeol Eng Geol*, 2013, 40: 1–11 [程国栋, 金会军. 青藏高原多年冻土区地下水及其变化. 水文地质工程地质, 2013, 40: 1–11]
- 40 Bense V F, Kooi H, Ferguson G, et al. Permafrost degradation as a control on hydrogeological regime shifts in a warming climate. *J Geophys Res-Earth*, 2012, 117: F03036
- 41 Wang G X, Qian J, Cheng G D, et al. Soil organic carbon pool of grassland soils on the Qinghai-Tibetan Plateau and its global implication. *Sci*

- [Total Environ](#), 2002, 291: 207–217
- 42 Yang Y, Fang J, Tang Y, et al. Storage, patterns and controls of soil organic carbon in the Tibetan grasslands. [Glob Change Biol](#), 2008, 14: 1592–1599
 - 43 Mu C, Zhang T, Wu Q, et al. Editorial: Organic carbon pools in permafrost regions on the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau. [Cryosphere](#), 2015, 9: 479–486
 - 44 Ding J, Li F, Yang G, et al. The permafrost carbon inventory on the Tibetan Plateau: A new evaluation using deep sediment cores. [Glob Change Biol](#), 2016, 22: 2688–2701
 - 45 Zhao L, Wu X, Wang Z, et al. Soil organic carbon and total nitrogen pools in permafrost zones of the Qinghai-Tibetan Plateau. [Sci Rep](#), 2018, 8: 3656
 - 46 Li C, Cao Z, Chang J, et al. Elevational gradient affect functional fractions of soil organic carbon and aggregates stability in a Tibetan alpine meadow. [Catena](#), 2017, 156: 139–148
 - 47 Wu X, Zhao L, Hu G, et al. Permafrost and land cover as controlling factors for light fraction organic matter on the southern Qinghai-Tibetan Plateau. [Sci Total Environ](#), 2018, 613-614: 1165–1174
 - 48 Liao Y, Yang Z F, Xia X Q, et al. Research on temperature sensitivity of soil respiration and different active organic carbon fractions of Qinghai-Tibet Plateau permafrost (in Chinese). *Earth Sci Front*, 2011, 18: 85–93 [廖艳, 杨忠芳, 夏学齐, 等. 青藏高原冻土土壤呼吸温度敏感性和不同活性有机碳组分研究. *地学前缘*, 2011, 18: 85–93]
 - 49 Wu X, Fang H, Zhao L, et al. Mineralisation and changes in the fractions of soil organic matter in soils of the permafrost region, Qinghai-Tibet Plateau, China. [Permafr Periglac Process](#), 2014, 25: 35–44
 - 50 Mu C, Li L, Wu X, et al. Greenhouse gas released from the deep permafrost in the northern Qinghai-Tibetan Plateau. [Sci Rep](#), 2018, 8: 4205
 - 51 Mu C C, Zhang T J, Zhao Q, et al. Soil organic carbon stabilization by iron in permafrost regions of the Qinghai-Tibet Plateau. *Geophys Res Lett*, 2016, 67: 773–781
 - 52 Rui Y, Wang S, Xu Z, et al. Warming and grazing affect soil labile carbon and nitrogen pools differently in an alpine meadow of the Qinghai-Tibet Plateau in China. [J Soils Sediments](#), 2011, 11: 903–914
 - 53 Guan S, An N, Zong N, et al. Climate warming impacts on soil organic carbon fractions and aggregate stability in a Tibetan alpine meadow. [Soil Biol Biochem](#), 2018, 116: 224–236
 - 54 Fang H, Cheng S, Yu G, et al. Experimental nitrogen deposition alters the quantity and quality of soil dissolved organic carbon in an alpine meadow on the Qinghai-Tibetan Plateau. *Appl Soil Ecol*, 2014, 81: 1–11
 - 55 Wu X, Xu H, Liu G, et al. Bacterial communities in the upper soil layers in the permafrost regions on the Qinghai-Tibetan Plateau. [Appl Soil Ecol](#), 2017, 120: 81–88
 - 56 Wu X, Xu H, Liu G, et al. Effects of permafrost collapse on soil bacterial communities in a wet meadow on the northern Qinghai-Tibetan Plateau. [BMC Ecol](#), 2018, 18: 27
 - 57 Wu X D, Zhao L, Fang H B, et al. Soil enzyme activities in permafrost regions of the western Qinghai-Tibetan Plateau. [Soil Sci Soc Am J](#), 2012, 76: 1280–1289
 - 58 Mu C, Zhang T, Zhao Q, et al. Permafrost affects carbon exchange and its response to experimental warming on the northern Qinghai-Tibetan Plateau. [Agric For Meteorol](#), 2017, 247: 252–259
 - 59 Mu C, Wu X, Zhao Q, et al. Relict mountain permafrost area (Loess Plateau, China) exhibits high ecosystem respiration rates and accelerating rates in response to warming. [J Geophys Res Biogeosci](#), 2017, 122: 2580–2592
 - 60 Mu C C, Abbott B W, Zhao Q, et al. Permafrost collapse shifts alpine tundra to a carbon source but reduces N₂O and CH₄ release on the northern Qinghai-Tibetan Plateau. [Geophys Res Lett](#), 2017, 44: 8945–8952
 - 61 Tian L, Zhao L, Wu X, et al. Variations in soil nutrient availability across Tibetan grassland from the 1980s to 2010s. *Geoderma*, 2019, 338: 197–205
 - 62 Hu G, Zhao L, Li R, et al. Modeling hydrothermal transfer processes in permafrost regions of Qinghai-Tibet Plateau in China. [Chin Geogr Sci](#), 2015, 25: 713–727
 - 63 Wu Q B, Lu Z J, Liu Y Z. Permafrost monitoring and its recent changes in Qinghai-Tibet Plateau (in Chinese). *Adv Clim Change Res*, 2005, 1: 26–28 [吴青柏, 陆子建, 刘永智. 青藏高原多年冻土监测及近期变化. *气候变化研究进展*, 2005, 1: 26–28]
 - 64 Jin H, Luo D, Wang S, et al. Spatiotemporal variability of permafrost degradation on the Qinghai-Tibet Plateau. *Sci Cold Arid Regions*, 2011, 3: 281–305
 - 65 Guo D, Wang H. CMIP5 permafrost degradation projection: A comparison among different regions. [J Geophys Res Atmos](#), 2016, 121: 4499–4517
 - 66 Wang C, Wang Z, Kong Y, et al. Most of the northern hemisphere permafrost remains under climate change. [Sci Rep](#), 2019, 9: 3295
 - 67 Hu G, Zhao L, Li R, et al. Simulation of land surface heat fluxes in permafrost regions on the Qinghai-Tibetan Plateau using CMIP5 models. [Atmos Res](#), 2019, 220: 155–168

- 68 Liljedahl A K, Boike J, Daanen R P, et al. Pan-Arctic ice-wedge degradation in warming permafrost and its influence on tundra hydrology. [Nat Geosci](#), 2016, 9: 312–318
- 69 Sun Z, Zhao L, Hu G, et al. Modeling permafrost changes on the Qinghai-Tibetan Plateau from 1966 to 2100: A case study from two boreholes along the Qinghai-Tibet engineering corridor. *Permafr Periglac Process*, 2019, doi: 10.1002/ppp.2022
- 70 Zhang X, He J, Zhang J, et al. Enhanced poleward moisture transport and amplified northern high-latitude wetting trend. [Nat Clim Change](#), 2013, 3: 47–51
- 71 Liang S, Ge S, Wan L, et al. Can climate change cause the Yellow River to dry up? *Water Resour Res*, 2010, 46: W02505
- 72 Tian W, Li X, Wang X S, et al. Coupling a groundwater model with a land surface model to improve water and energy cycle simulation. [Hydrol Earth Syst Sci Discuss](#), 2012, 9: 1163–1205
- 73 Xie C, Li Z, Xu J, et al. Analysis of deformation over permafrost regions of Qinghai-Tibet Plateau based on permanent scatterers. [Int J Remote Sens](#), 2010, 31: 1995–2008
- 74 Wang G, Wang Y, Li Y, et al. Influences of alpine ecosystem responses to climatic change on soil properties on the Qinghai-Tibet Plateau, China. [Catena](#), 2007, 70: 506–514

Summary for “青藏高原多年冻土特征、变化及影响”

Characteristic, changes and impacts of permafrost on Qinghai-Tibet Plateau

Guodong Cheng¹, Lin Zhao^{2,3*}, Ren Li³, Xiaodong Wu³, Yu Sheng¹, Guojie Hu³, Defu Zou³, Huijun Jin^{1,4}, Xin Li⁵ & Qingbai Wu¹

¹ State Key Laboratory of Frozen Soil Engineering, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China;

² School of Geographical Sciences, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China;

³ Cryosphere Research Station on Qinghai-Xizang Plateau, State Key Laboratory of Cryospheric Sciences, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China;

⁴ International Research Center for Polar and Cold Regions Engineering, Polar Academy, Harbin Institute of Technology, Harbin 150090, China;

⁵ Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China

* Corresponding author, E-mail: lzhao@nuist.edu.cn

Qinghai-Tibet Plateau (QTP) is the largest high-altitude permafrost zone in the mid-latitudes. Due to the climate warming, permafrost degradation on the QTP has been widely recorded in the past decades. Since it greatly affects the East Asian monsoon, and even the global climate system, it is extremely important to understand permafrost current state, changes and its impacts. Based on literature reviews and some new data, this paper summarizes the characteristics of the current state permafrost on the QTP, including the active layer thickness (ALT), the spatial distribution of permafrost, permafrost temperature and thickness, as well as the ground ice and soil carbon storage in permafrost region.

The new results showed that the permafrost and seasonally frozen ground area (excluding glaciers and lakes) is 1.06 million square kilometers and 1.45 million square kilometers on the QTP. The sub-stable, transitional, and unstable permafrost accounts for 30.4%, 22.1% and 22.6% of the total permafrost area. The permafrost thickness varies greatly among topography, with the maximum value in mountainous areas, which could be deeper than 200 m, while the minimum value in the flat areas and mountain valleys, which could be less than 60 m. The mean active layer thickness of the permafrost on the QTP is 2.3 m, with 80% of the permafrost regions ranges from 0.8 m to 3.5 m. During 1980 to 2015, soil temperature at 0–10, 10–40, 40–100, 100–200 cm increased at a rate of 0.439, 0.449, 0.396, and 0.259°C/10 a, respectively. From 2004 to 2018, the increasing rate of the soil temperature at the bottom of active layer was 0.486°C/10 a. These results show that the permafrost degradation has been accelerating. The permafrost degradation largely reduces the soil moisture.

The ground ice volume of the permafrost is estimated up to $1.27 \times 10^4 \text{ km}^3$ (liquid water equivalent). The soil organic carbon in the upper 2 m of permafrost region is about 17 Pg; there is a large uncertainty in this estimation however due to the great heterogeneities in the soil column. Although the permafrost ecosystem is a carbon sink at the present, it is possible that it will shift to a carbon source due to the loss of soil organic carbon along with permafrost degradation.

Overall, this paper shows that the plateau permafrost has undergone remarkable degradation during past decades, which are clearly proven by the increasing ALTs and ground temperature. Most of the permafrost on the QTP belongs to the unstable permafrost, meaning that permafrost over TPQ is very sensitive to climate warming. The permafrost interacts closely with water, soil, greenhouse gases emission and biosphere. Therefore, the permafrost degradation greatly affects the regional hydrology, ecology and even the global climate system. This paper also proposes approaches and methods to study the interactive mechanisms between permafrost and climate change, and the results can serve as a scientific basis for environmental protection, engineering design and construction in cold regions.

permafrost, active layer, temperature, hydrothermal process, characteristics

doi: [10.1360/TB-2019-0191](https://doi.org/10.1360/TB-2019-0191)