

# 巴颜喀拉山青康公路沿线多年冻土 和活动层分布特征及影响因素

罗栋梁, 金会军, 林 琳, 游艳辉, 杨思忠, 王永平

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所 冻土工程国家重点实验室, 甘肃 兰州 730000)

**摘要:** 巴颜喀拉山是较典型的高海拔多年冻土区。南、北坡迥异的气候、土壤及地表景观控制和影响其多年冻土空间分布。2008~2012年冻土调查及测温资料表明, 该山以高温冻土( $>-1^{\circ}\text{C}$ )为主。海拔是冻土主要影响因素。年均地温随海拔升高而降低的高程递减率在北坡 $6^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , 南坡 $4^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 。北坡查拉坪及巴颜喀拉山口一带, 活动层厚度约1 m, 活动层随海拔降低而增厚; 南坡活动层厚度受局地因素影响较大, 与海拔无明显相关。

**关 键 词:** 巴颜喀拉山; 高海拔多年冻土; 年平均地温; 高程递减率; 活动层

**中图分类号:** P642.14

**文章标识码:** A

**文章编号:** 1000-0690(2013)05-0635-06

青藏高原是全球最主要的高海拔多年冻土区, 占北半球高海拔多年冻土的75%<sup>[1]</sup>。青藏高原多年冻土的形成、发展、演化、空间分布规律及其影响因素已得到较多研究<sup>[1-9]</sup>。位于青藏高原东北部的巴颜喀拉山处于平均海拔4 500 m的高原面向海拔2 000 m的黄土高原过渡的斜坡地带, 海拔落差递降明显, 是较典型的高山多年冻土区<sup>[10-13]</sup>。

对巴颜喀拉山及其周边冻土和冰缘现象的研究多集中于古冰缘现象和古冻土遗迹, 如周尚哲等<sup>[14,15]</sup>根据冰川遗迹重建了巴山和黄河源区第四纪冰川序列; 郑本兴等<sup>[16]</sup>对其北坡古冰川和古环境进行了探讨; 王绍令等<sup>[17]</sup>、潘保田等<sup>[18]</sup>通过在南、北坡发现的原生砂楔、冰楔及冰楔假型, 确立了4次冻土强烈扩展时期; 金会军等<sup>[19]</sup>在南坡发现末次冰期(LGM)残留的深埋藏及双层冻土, 指出LGM等阶段古冻土遍布; 但现代气候条件下多年冻土南界以南的埋藏冻土多已消融<sup>[20]</sup>。巴颜喀拉山现代冻土研究始于20世纪60年代初, 但并无专门的调查和研究, 主要结合穿越本区的青康公路(214国道)等寒区工程进行<sup>[21]</sup>。20世纪80~90年代, 该区冻土研究开展较多。王绍令等<sup>[10]</sup>总结该区多年冻土空间分布特征; 朱林楠等<sup>[22,23]</sup>分析了北坡坡脚野

牛沟等地冻土退化及退化的差异性; 吴紫汪等<sup>[24]</sup>结合本区活动层厚度研究了214国道巴颜喀拉山段临界路堤的高度。总体而言, 这些多为定性描述, 缺乏较系统的实测地温数据<sup>[13]</sup>, 对巴颜喀拉山冻土的具体分布特征认识较模糊。本文利用巴颜喀拉山南北坡2008~2012年的冻土调查和测温资料, 初步分析并探讨了巴颜喀拉山冻土分布特征及控制和影响因素, 以为巴颜喀拉山寒区建设、高寒生态及其与多年冻土的互作研究提供借鉴。

## 1 研究区域和数据

研究区位于巴颜喀拉山东段(图1)。巴颜喀拉山是东昆仑山的一支, 呈北西-南东走向, 全长700 km, 处于柴达木构造域与羌塘构造域的结合部位<sup>[25]</sup>。同时也是黄河和长江两大水系的分水岭。向南流的一些河流为长江上游的重要支流。因巨大山体效应阻挡了南来的印度洋暖湿气流, 造成该区南、北坡景观迥异。南坡为高原亚寒带半湿润气候、北坡为高原亚寒带半干旱气候<sup>[26]</sup>。南坡清水河(4 415 m a. s. l.) 1956~2010年年均气温为 $-4.6^{\circ}\text{C}$ , 年均降水量为501 mm。北坡玛多站(4 272 m a. s. l.) 1956~2010年年均气温 $-3.7^{\circ}\text{C}$ , 年均降

收稿日期: 2012-08-23; 修订日期: 2012-10-13

基金项目: 国家自然科学基金委创新群体项目(41121061)、全球变化研究国家重大科学研究计划项目(2010CB951402)资助。

作者简介: 罗栋梁(1983-), 男, 湖南邵东人, 博士, 助理研究员, 主要从事多年冻土和全球变化研究。E-mail: luodongliang@gmail.com

通讯作者: 金会军, 研究员。E-mail: hjjin@lzb.ac.cn

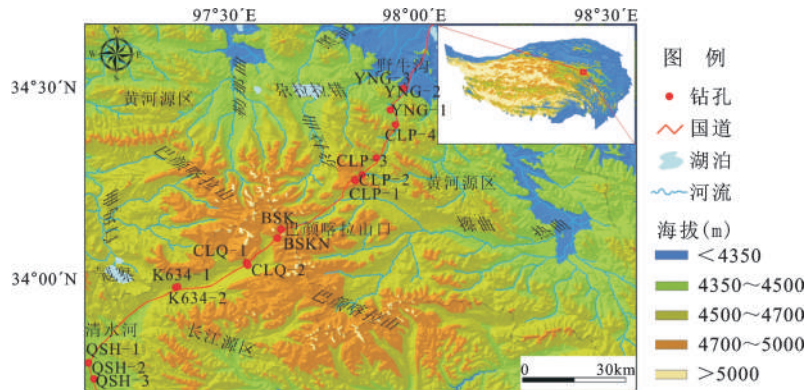


图1 研究区钻孔分布

Fig. 1 Distribution of boreholes in the study region on the north and south slopes of the Bayan Har Mountains along the Qinghai-Kangding Highway on the northeastern Qinghai-Tibet Plateau

水量为 311 mm (图2)。

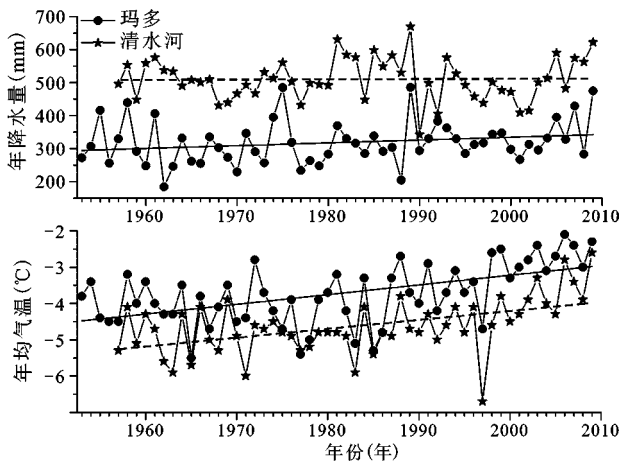


图2 玛多站(1953~2010年)和清水河站(1956~2010年)年均气温和年降水量变化趋势

Fig. 2 Change trends of mean annual air temperatures and precipitation at the Madoi (1953-2010) and Qingshuihe meteorological stations along the Qinghai-Kangding (W. Sichuan) Highway (1956-2010)

该区纬度较差小,但海拔和冻土条件变化很大,正是研究海拔对多年冻土空间分布影响的较佳场所。为充分研究海拔、坡向、局地因素等对冻土分布的影响,2010年7~9月以调查区域交通可达、海拔最高的巴颜喀拉山口为中心,在南、北坡依海拔每递降约100 m的原则布设钻孔。而且,对地表景观和土壤干湿条件差异较大的等海拔高度监测场地另加密布置,共布设16个钻孔。由此建立一条呈北东-南西走向的巴颜喀拉山多年冻土监测断面(图1)。测温孔深介于20~100 m。钻探完成后埋设测温管,置入由冻土工程国家重点实

验室研制的高精度热敏电阻测温探头和电缆(测温精度 $\pm 0.05^{\circ}\text{C}$ )。探头的间距设计为,在5 m深度以上为0.5 m;5~20 m为1 m;20~50 m为5 m;50 m以下为10 m。从2010年7~9月开始,维持1个月1次的人工观测。所测量电阻值经公式换算成温度值。部分资料已发表<sup>[27]</sup>。由于测温时间间隔较大,故选取指示多年冻土热稳定性的年平均地温作为冻土空间分布特征的分析指标。这一指标年变幅小于 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ ,通常为10~15 m深度的地温<sup>[8]</sup>。对钻穿多年冻土层的钻孔,取其实际冻土厚度;在其余钻孔中,则由年平均地温及附近地区较深钻孔中实测获得的地温梯度根据公式<sup>[27,28]</sup>求取。

## 2 结果和讨论

### 2.1 冻土地温和厚度

将年平均地温高于 $-1^{\circ}\text{C}$ 的多年冻土定义为高温冻土<sup>[8,29,30]</sup>,由测温结果判断,巴颜喀拉山是较典型的高温冻土区。仅有5个钻孔年平均地温低于 $-1^{\circ}\text{C}$ ,冻土厚40~80 m,这5个钻孔的海拔高于4 660 m;另有6个钻孔年平均地温低于 $-0.5^{\circ}\text{C}$ ,冻土厚20~40 m,海拔高于4 530 m;还有5个钻孔为季节冻土。多年冻土在海拔4 700 m以上的北坡主峰查拉坪最发育:CLP-1孔年平均地温最低,为 $-1.8^{\circ}\text{C}$ ;CLP-2孔冻土厚74 m(图3a、b)。多年冻土边缘地带,北坡坡脚海拔4 422 m的野牛沟YNG-1孔,年平均地温 $-0.2^{\circ}\text{C}$ ,冻土厚17 m;南坡坡脚海拔4 413 m的清水河QSH-1孔,年平均地温 $+0.3^{\circ}\text{C}$ (图3c、d),冻土层仅厚5.5 m。

### 2.2 影响多年冻土空间分布的因素

1) 海拔。巴颜喀拉山多年冻土年平均地温、

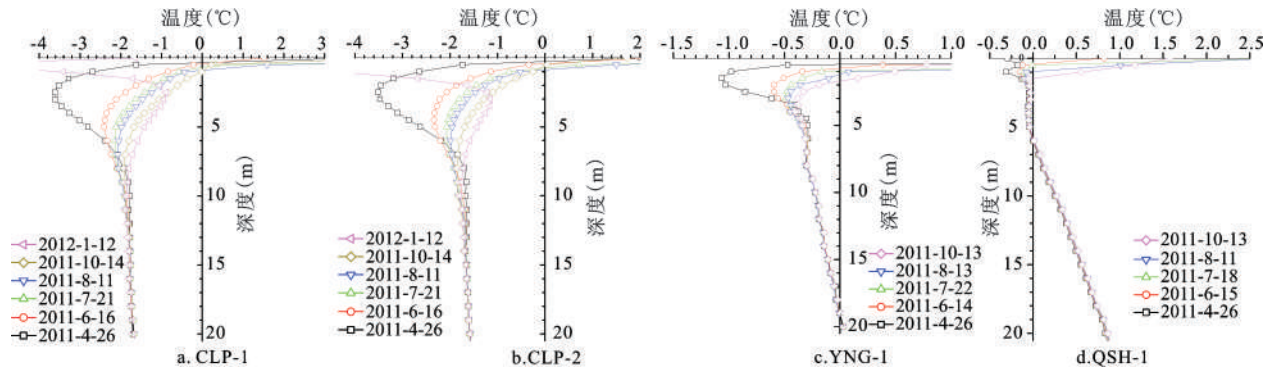


图3 CLP-1、CLP-2、YNG-1、QSH-1等4孔地温廓线

Fig.3 Ground temperatures of permafrost in boreholes CLP-1, CLP-2, YNG-1 and YNG-2 on the north slopes of the Bayan Har Mountains along the Qinghai-Kangding Highway

厚度与海拔有较好的相关性。比较巴颜喀拉山冻土监测断面各孔地温曲线(测温时间: 2011年10月13日)(图4)和冻土厚度(图5)可发现,随海拔升高,年平均地温相应降低,冻土厚度有规律地增加。北坡坡脚YNG-1孔的地温曲线离0°C最近; CLP-1、CLP-2孔海拔约4 720 m,地温曲线离0°C最远,年平均地温低于-1.7°C,冻土层厚大于70 m。CLP-3孔海拔4 663 m,年平均地温-1.2°C,冻土厚53 m。CLP-4孔海拔4 564 m,年平均地温-0.7°C,冻土厚38 m。巴颜喀拉山口的BSK孔海拔最高,为4 830 m,地温曲线离0°C较远(图4b),年平均地温-1.7°C,冻土厚70 m左右。南坡BSKN孔海拔4 754 m,年平均地温-1.3°C,冻土厚55 m; CLQ-1和CLQ-2孔海拔分别是4 642 m和4 614 m,年平均地温-0.5~-0.6°C,冻土层厚25~36 m; K634-1和K634-2孔海拔分别为4 532和4 540 m,年平均地温-0.6~-0.7°C,冻土厚35~40 m。由上不难看出,海拔是巴颜喀拉山高海拔多年冻土空间分布最主要的决定因素。

2) 坡向。年平均地温的高程递减率是高海

拔多年冻土空间分布规律的重要指标之一<sup>[30]</sup>。相同海拔的多年冻土,巴颜喀拉山北坡比南坡更发育,年平均地温更低,冻土更厚。回归分析结果表明(图6),海拔每上升100 m,北坡年平均地温下降约0.6°C,南坡年平均地温下降约0.4°C。这是因为,年平均地温的空间分布规律在根本上受到气候条件影响,北坡干旱条件下空气稀薄,南坡大气降水相对更丰沛、气候也更为湿润,受水汽凝结时释放潜热影响<sup>[31, 32]</sup>,气温递减率南坡比北坡要小,由此年平均地温递减率呈现相似的空间变化趋势。南坡海拔4 570 m以上、北坡海拔4 527 m以上,年平均地温低于-0.5°C,大致相当于巴颜喀拉山多年冻土(岛状多年冻土)分布下界,比高斯曲线<sup>[2]</sup>模拟的该区冻土分布下界高150 m和90 m左右(图5);南坡海拔4 670 m以上、北坡海拔4 615 m以上,年平均地温低于-1°C,与大片连续多年冻土分布下界相当。巴颜喀拉山口的BSK孔比北坡主峰查拉坪的CLP-1、CLP-2孔海拔高100 m,但冻土层薄5~10 m,年平均地温高0.1~0.2°C。

图6和表1还表明,年平均地温相同的巴颜喀

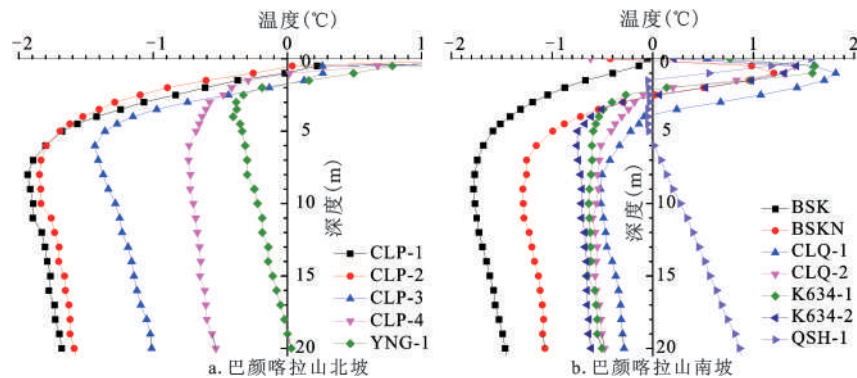
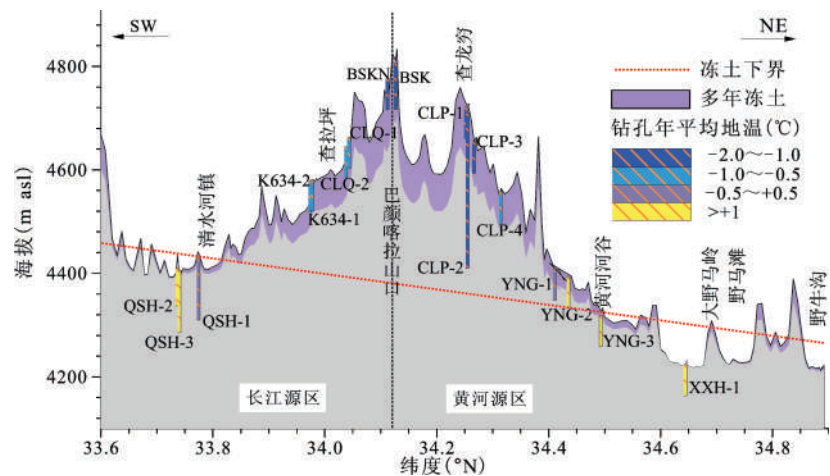


图4 巴颜喀拉山南北坡冻土地温廓线

Fig.4 Comparison of ground temperatures of permafrost on the north and south slopes of the Bayan Har Mountains along the Qinghai-Kang Highway





冻土下界由高斯曲线<sup>[2]</sup>模拟获得,多年冻土空间分布由沿线钻孔地温模拟

图5 巴颜喀拉山冻土

Fig. 5 Schematic diagram for changing thermal types of frozen ground along the transect of the Bayan Har Mountains versus elevations and northern latitudes

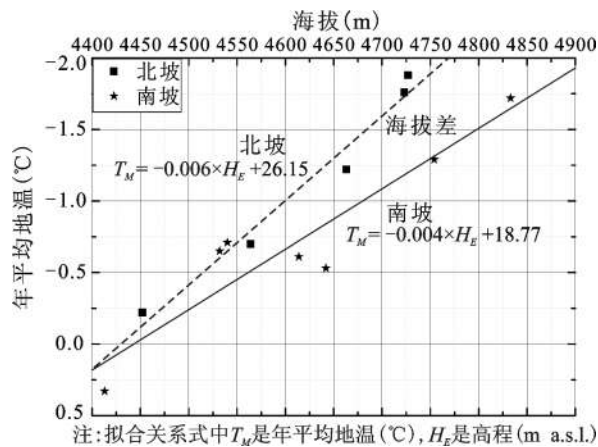


图6 巴颜喀拉山多年冻土年平均地温与海拔关系

Fig.6 Linear correlations of mean annual ground temperatures and elevations on the north and south slopes in the Bayan Har Mountains

拉山南、北坡,海拔差随海拔升高而增大:年平均地温 $-0.5^{\circ}\text{C}$ 的南北坡海拔差仅30 m,年平均地温 $-1.7^{\circ}\text{C}$ 处海拔差大于100 m。南北坡坡脚的多年冻土边缘地带,多年冻土迅速向下尖灭,年平均地温均为较高正值。如QSH-2孔和QSH-1孔海拔相

当,植被覆盖度都较高,地表含水条件也较好,两地的年平均气温相差不大,但QSH-2孔年平均地温高于 $+2^{\circ}\text{C}$ ,QSH-3孔年平均地温 $+1.4^{\circ}\text{C}$ ;北坡坡脚冻土有类似特征,YNG-2孔海拔近4 400 m,年平均地温为 $+1^{\circ}\text{C}$ ,YNG-3孔年平均地温也高于 $+1.2^{\circ}\text{C}$ 。

3) 局地因素影响。南坡海拔4 500~4 600 m处多年冻土受局地因素影响较大而分异。K634-1孔和K634-2孔虽比CLQ-1孔和CLQ-2孔海拔低约100 m(图3、5),纬度也偏南,年均地温却更低。调查发现,K634-1、K634-2孔所在盆地为植被覆盖度高于85%的高寒沼泽草甸,地表因排水条件差常处于过饱和和含水状态,热喀斯特现象较普遍,冻融草丘、热融洼地遍布。CLQ-1孔和CLQ-2孔地表植被覆盖度相对较低、含水条件稍差。特别是CLQ-1孔地表受风蚀作用及啮齿类动物的啃噬破坏,植被覆盖度低于20%,植被类型呈低矮灌丛化发展趋势,其年平均地温不仅高于K634-1和K634-2孔,且高于CLQ-2孔。可以推测,巴颜喀拉山南坡海拔4 600~4 700 m处存在一定逆温效应。

表1 巴颜喀拉山南、北坡海拔和年平均地温

Table 1 Changes in the mean annual ground temperature of permafrost with elevations on the south and north slopes of the Bayan Har Mountains

海拔范围 (m a.s.l.)	北坡			南坡		
	孔号	海拔(m a.s.l.)	年均地温( $^{\circ}\text{C}$ )	孔号	海拔(m a.s.l.)	年均地温( $^{\circ}\text{C}$ )
4 400~4 500	YNG-1	4450	-0.2	QSH-1	4 413	0.3
4 500~4 600	CLP-4	4564	-0.7	K634-1	4 530	-0.7
4 600~4 700	CLP-3	4663	-1.2	CLQ-2	4 640	-0.6
4 700~4 800	CLP-1	4720	-1.8	BSKN	4 754	-1.7
4 800~4 900	-	-	-	BSK	4 830	-1.7

活动层厚度的空间分布更好地指示了局地因素对不同坡向冻土空间分布特征的深刻影响。巴颜喀拉山北坡活动层(多年冻土上限)有随海拔降低而增厚的规律:巴颜喀拉山口和查拉坪等地活动层厚度通常不到1 m,如BSK、CLP-1、CLP-2、CLP-3等孔活动层厚度分别为0.6、0.8、0.6、1.8 m,但YNG-1孔活动层厚度超过2 m。南坡活动层厚度受局地因素影响较大,与海拔无明显相关性。CLQ-1孔活动层厚度近4 m,地表受风蚀作用且较干燥,植被覆盖度较低。相同海拔、植被覆盖度高、地表含水条件较好的CLQ-2孔活动层厚度仅1.5 m。BSKN、CLQ-2、K634-1、K634-2等孔活动层厚度为2~2.5 m,而QSH-1和QSH-2孔地表含水为过饱和状态,活动层厚度为1~1.5 m。

### 3 小结和讨论

青藏高原是全球最主要的高海拔多年冻土区,位于其东北部的巴颜喀拉山多年冻土较为典型。本文基于野外调查和测温数据,选用稳定温度场的年平均地温作为指标,并结合线性回归分析了巴颜喀拉山高海拔多年冻土的空间分布特征,探讨了海拔、坡向、局地因素等对多年冻土空间分布特征及其规律的影响。

1) 海拔是高海拔多年冻土空间特征的决定性因素。高海拔多年冻土年平均地温随海拔增高而递减,这种性质,可规范高山及高海拔多年冻土分布下界的界定。如在巴颜喀拉山区,年平均地温 $-0.5^{\circ}\text{C}$ 可作为不连续多年冻土分布下界的参考指标,年平均地温 $-1^{\circ}\text{C}$ 等值线可作为连续多年冻土分布下界的参考指标。

2) 除主峰、查拉坪和巴颜喀拉山口等存在年平均地温低于 $-1^{\circ}\text{C}$ 的多年冻土外,巴颜喀拉山大部分多年冻土温度较高,且南北坡多年冻土存在空间分异。相同年平均地温的南北坡海拔差值,随海拔升高而增大,年平均地温 $-0.5^{\circ}\text{C}$ 的海拔差值为30 m,年平均地温 $-1.7^{\circ}\text{C}$ 的海拔差值达100 m。北坡年平均地温的高程递减率是 $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ,南坡则为 $0.4^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 。局地因素对南坡多年冻土有较大影响。多年冻土在坡脚处迅速尖灭,南坡清水河、北坡野牛沟年平均地温均高于 $+1^{\circ}\text{C}$ 。

3) 高海拔多年冻土的空间分布特征,取决于气温和水分条件所决定的地表能量平衡差异。巴颜喀拉山的巨大山体效应造成南北坡气候迥

异,巴颜喀拉山为青藏高原现代三个较冷的中心之一,这种情况下,多年冻土、气候、生态、环境、水文径流等诸因素如何互作,值得进一步深入探讨和研究。

### 参考文献:

- [1] 程国栋,王绍令.试论中国高海拔多年冻土带的划分[J].冰川冻土,1982,4(2): 1~17.
- [2] 程国栋.我国高海拔多年冻土地带性规律之探讨[J].地理学报,1984,39(2): 185~193.
- [3] 王绍令,丁永建,赵林,等.青藏高原局地因素对近地表层地温的影响[J].高原气象,2002,21(1): 85~89.
- [4] 程国栋.局地因素对多年冻土分布的影响及其对青藏铁路设计的启示[J].中国科学(D辑:地球科学),2003,32(6): 602~607.
- [5] Jin H J, Chang X L, Wang S L. Evolution of permafrost on the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau since the end of the late Pleistocene[J]. J. Geophys. Res., 2007, 112(F2): F02S09.
- [6] 金会军,孙立平,王绍令.青藏高原中、东部局地因素对地温的双重影响(I): 植被和雪盖[J].冰川冻土,2008,30(4): 535~545.
- [7] 吕兰芝,金会军,王绍令.青藏高原中、东部局地因素对地温的双重影响(II): 砂层和水被[J].冰川冻土,2008,30(4): 546~555.
- [8] Wu Q B, Zhang T J, Liu Y Z. Permafrost temperatures and thickness on the Qinghai-Tibet Plateau[J]. Global and Planetary Change, 2010, 72: 32~38.
- [9] 张国胜,李林,汪青春,等.青海高原冻土退化驱动因素的定量辨识[J].地理科学,2007,27(3): 337~351.
- [10] 王绍令,罗祥瑞,郭鹏飞.青藏高原东部冻土分布特征[J].冰川冻土,1991,13(2): 131~140.
- [11] 王绍令,林清,赵林.青康公路(国道214线)沿线的多年冻土[J].干旱区地理,1999,22(2): 42~49.
- [12] 臧恩穆,吴紫汪.多年冻土退化与道路工程[M].兰州:兰州大学出版社,1999: 1~35.
- [13] 金会军,王绍令,吕兰芝,等.黄河源区冻土特征及退化趋势[J].冰川冻土,2010,32(1): 10~17.
- [14] 周尚哲,李吉均,潘保田,等.黄河源区更新世冰盖初步研究[J].地理学报,1994,49(1): 64~74.
- [15] 周尚哲.巴颜喀拉山第四纪冰川序列[J].冰川冻土,1995,17(3): 230~240.
- [16] 郑本兴,王苏民.黄河源区的古冰川与古环境[J].冰川冻土,1996,18(3): 210~218.
- [17] 王绍令.晚更新世以来青藏高原多年冻土形成及演化的探讨[J].冰川冻土,1989,11(1): 69~75.
- [18] 潘保田,陈发虎.青藏高原东北部15万年来的多年冻土演化[J].冰川冻土,1997,19(2): 124~132.
- [19] 金会军,赵林,王绍令,等.青藏高原中、东部全新世以来多年冻土演化及寒区环境[J].第四纪研究,2006,26(2): 198~210.
- [20] 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[J].冰川冻土,2012,34(3): 538~645.
- [21] 范希鹏.青藏高原东部的多年冻土[J].地理,1963,4: 154~156.
- [22] 朱林楠,吴紫汪,刘永智.青藏高原东部的冻土退化[J].冰川冻土,1995,17(2): 124~132.

- [23] 朱林楠,吴紫汪,臧恩穆,等.青藏高原东部冻土退化的差异性初探[J].冰川冻土,1996,18(2):104~110.
- [24] 吴紫汪,朱林楠,郭兴民,等.青康公路多年冻土区路堤的临界高度[J].冰川冻土,1998,20(1):36~41.
- [25] 韩建恩,余佳,朱大岗,等.黄河源地区磁组构特征及其地质意义[J].中国地质,2011,38(6):1493~1503.
- [26] 林振耀,吴祥定.青藏高原气候区划[J].地理学报,1981,36(1):22~32.
- [27] 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.
- [28] Wu Q B,Zhang T J,Liu Y Z.Thermal state of the active layer and permafrost along the Qinghai-Xizang (Tibet) Railway from 2006 to 2010[J].The Cryosphere,2012,6:607-612.
- [29] Cheng G D,Wu T H.Responses of permafrost to climate change and their environmental significance,Qinghai-Tibet Plateau[J].J. Geophys. Res.,2007,112(F2):F02S03.
- [30] Cheng G D,Dramis F. Distribution of mountain permafrost and climate[J].Permafrost and Periglacial Processes,1992,3:83-91.
- [31] 谢健,刘景时,杜明远,等.念青唐古拉山南坡气温分布及其垂直梯度[J].地理科学,2010,30(1):113~118.
- [32] 张杰,李栋梁,王文.夏季风期间青藏高原地形对降水的影响[J].地理科学,2008,28(2):235~240.

## Distributive Features and Controlling Factors of Permafrost and the Active Layer Thickness in the Bayan Har Mountains along the Qinghai-Kangding Highway on Northeastern Qinghai-Tibet Plateau

LUO Dong-liang, JIN Hui-jun, LIN Lin, YOU Yan-hui, YANG Si-zhong, WANG Yong-ping

(State Key Laboratory of Frozen Soils Engineering, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou, Gansu 730000, China)

**Abstract:** Permafrost on the Qinghai-Tibet Plateau (QTP) is elevational, where the permafrost accounts for approximately 75% of the elevational permafrost in the Northern hemisphere. Located in the transition zone from the Qinghai-Tibet Plateau higher than 4 500 m a. s. l. to the Loess Plateau at less than 2 000 m a. s. l., the Bayan Har Mountains (BHM) have typical alpine permafrost. The intensive uplifts of the BHM have resulted in a great variety in climate, permafrost and landscapes on the north and south slopes. Based on field investigations and ground temperature measurements between 2008-2012, the distributive features and controlling/influencing factors of permafrost in the BHM are revealed in detail in this paper. Most permafrost in the BHM is warm ( $>-1^{\circ}\text{C}$ ), except that at some mountain tops such as Chalaping and the Bayan Har Mountain Pass. The ground temperature in the BHM is principally controlled by elevations. The lowest MAGT of  $-1.8^{\circ}\text{C}$  and the thickest permafrost of 74 m are found at Chalaping higher than 4 700 m a. s. l. The lapse rate of MAGT with rising elevation is  $6^{\circ}\text{C}/\text{km}$  on the north slopes and  $4^{\circ}\text{C}/\text{km}$  on the south slopes, respectively. The MAGTs are  $-0.2^{\circ}\text{C}$  in Borehole YNG-1 at the north-slope toes, and  $+0.3^{\circ}\text{C}$  in Borehole QSH-1 at the south-slope toes. Permafrost thins rapidly downwards at both slope toes. The MAGTs are lower than  $-0.5^{\circ}\text{C}$  at elevations above 4 570 m a. s. l. on the south slopes and above 4 527 m a. s. l. on the north slopes. The MAGTs are lower than  $-1^{\circ}\text{C}$  at elevations above 4 670 m a. s. l. on the south slopes and above 4 615 m a. s. l. on the north slopes. The zone boundaries of  $-0.5^{\circ}\text{C}$  in mean annual ground temperatures largely coincide with the lower limits of sporadic (discontinuous) permafrost, and zone boundaries of  $-1^{\circ}\text{C}$  correspond to the lower limits of continuous permafrost. The active layer thickness, which usually affected by the lithology (soil types) and moisture conditions, is about 1 m at the Bayan Har Mountain Pass and Chalaping on the north slopes. It increases with declining elevation. However, on the south slopes, it is greatly influenced by some local factors, such as vegetative coverage and soil moisture contents. For example, the active layer is more than 4 m deep in Borehole CLQ-1 at 4 642 m a. s. l., where the surface vegetation coverage is low, and soils and alpine meadows are broken by rodent and insect activities.

**Key words:** Bayan Har Mountains; Elevational Permafrost; Mean Annual Ground Temperature (MAGT); Lapse Rate of MAGT with Rising Elevation; Active Layer