

# 青藏公路多年冻土路基内的热状况\*

盛煜<sup>1</sup> 刘永智<sup>1</sup> 张建明<sup>1</sup> 武敬民<sup>2</sup>

1. 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, 兰州 730000;

2. 交通部第一公路勘察设计研究院, 西安 710068

**摘要** 基于青藏公路沿线2组地温观测孔5年的地温观测资料, 定量分析了高温冻土区和低温冻土区路基内的热状况. 结果表明: 路基近地表地温明显高于对应天然地表下的地温, 路基近地表经历的融化期长于对应天然地表, 高温冻土区路基内已形成贯穿融化夹层; 进入路基内活动层的热收支呈明显热积累状态; 进入高温冻土区路基下伏多年冻土内的热收支处于持续不断的吸热状态, 进入低温多年冻土区的热收支也呈现出吸热明显大于放热的周期性变化; 高温冻土区接近0℃的地温及其持续不断的热积累是引起下伏多年冻土不断融化的主要原因, 低温冻土区进入多年冻土的热积累暂时以增高地温耗热为主, 随着地温的增高, 低温冻土区也可能发生强烈的冻土融化.

**关键词** 多年冻土 地温 融化 路基 热积累 热收支

青藏公路是祖国内地通往西南边疆的重要国防经济主干道之一, 担负着85%以上进出藏物资的运输任务. 最早的青藏公路是建于1954年的砂石土路, 后经1955~1958年的第1次改建、1972年的第2次改建, 于1985年全线改建为沥青路面. 改建后的青藏公路全长1937 km, 穿越海拔4000 m以上的高原多年冻土区路段达632 km, 其中连续多年冻土区528.5 km; 岛状多年冻土区103.5 km. 沥青路面的修筑改变了地气热交换界面, 打破了原有地表的热平衡, 其结果是通过路基进入多年冻土的热收支呈正平衡发展趋势. 积热作用导致了路基下多年冻土的融化, 引起了公路的融化下沉, 严重影响着青藏公路的正常运营. 青藏公路沿线的多年冻土厚度多为数十米至上百米<sup>[1,2]</sup>, 采取保护多年冻土的设计原则几乎是无可替代的选择. 保护多年冻土的最终目标就是力争维持活动层与下伏多年冻土之间的热交换平衡, 从而保持多年冻土上限的稳定. 为了达到此目标, 对修筑在多年冻土区的公路路基内的热状况有一个定量认识是至关重要的. 1995年, 青藏公路第3期科研组于公路沿线唐古拉山以北的昆仑山(K2898)至风火山(K3075)路段中不同

冻土地带布设了8组路基、天然冻土温度观测孔, 得到了5年的连续地温观测资料. 本文基于2组典型地温观测资料分析了青藏公路路基内的热状况.

## 1 观测场地及观测方法

唐古拉山以北的8组地温观测孔分别布置于公路沿线的昆仑山区的K2898+100, K2898+800, K2900+980; 楚玛尔河高平原区的K2936+400, K2959+970; 五道梁盆地的K3006+100, 可可西里丘陵区K3017+300和风火山区的K3075+700位置. 这些位置基本可以代表青藏公路沿线不同地温带的冻土类型. 昆仑山区、可可西里丘陵区和风火山区代表低地温路段; 楚玛尔河高平原区、五道梁盆地区代表高温路段. 有关针对多年冻土区道路工程的地温分带问题目前尚没有统一的认识, 从青藏公路的融沉破坏状况看, 地温较高的路段融沉明显严重. 本文延用了刘永智等提出的青藏公路沿线多年冻土温度分区<sup>[3]</sup>, 即以天然状态下多年冻土年平均地温-1.5℃为划分界限. 限于篇幅, 我们选用楚玛尔河高平原的5号观测场为高温冻土区代表点; 风火山的8号观测场为低温冻土区代表点. 两

2001-11-21 收稿, 2001-12-27 收修改稿

\* 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所创新项目(210071)、中国科学院重要方向项目(KZCX2-306)和中国科学院知识创新重大项目(KZCX1-SW-04)资助

E-mail: sheng@ns.lzb.ac.cn

个观测场地下伏土质基本属于碎石亚黏土。观测场地的冻土条件列于表1。

表1 观测场地的多年冻土条件

场 地	多年冻土类型	路基高度/m	年平均地温/℃	
			天然	路中
楚玛尔河高原(5号)	饱冰冻土	2.1	-0.8	-0.6
风火山(8号)	饱冰冻土	2.7	-3.2	-2.7

每个场地均布设有天然、路中和路肩3个位置的温度观测孔,每个观测孔由地表(或路面)以下0.5 m起沿深度每隔0.5 m布置温度探头。5号场地天然孔深度8 m、路中孔深度15 m、路肩孔深度10 m;8号场地天然孔深度6 m、路中孔深度12 m、路肩孔深度8 m。温度探头采用冻土工程国家重点实

验室自制的热敏电阻,经室内标定测试,其精度可保证在 $\pm 0.05$ ℃以内。温度观测采用Fluke高精度万用表测量温度探头电阻,经各探头的标定参数将电阻值换算为温度值,每半个月观测一次。观测从1995年10月起至2000年11月共获得5年的完整数据。

## 2 青藏公路下伏多年冻土的融化状态

青藏公路下伏多年冻土的融化已经被诸多研究所证实<sup>[4-6]</sup>。冻土融化在温度场中的表现为土体温度高于冻土中冰的相变温度。观测结果表明,在同一场地中路基内的温度场与天然地表下的温度场截然不同(图1, 2)。具体表现在以下几个方面。

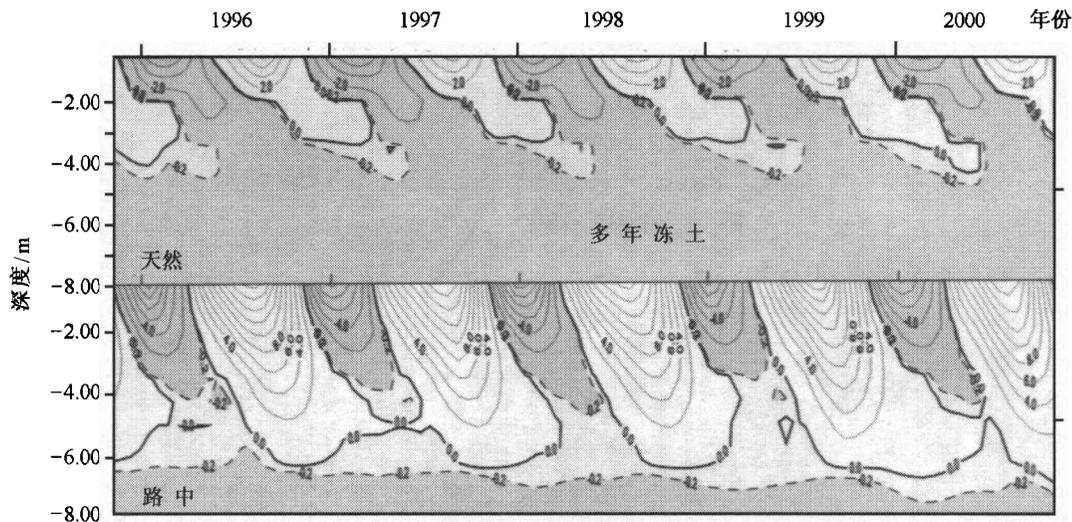


图1 楚玛尔河高原观测场(5号)天然地表及路中心下的等温线分布图

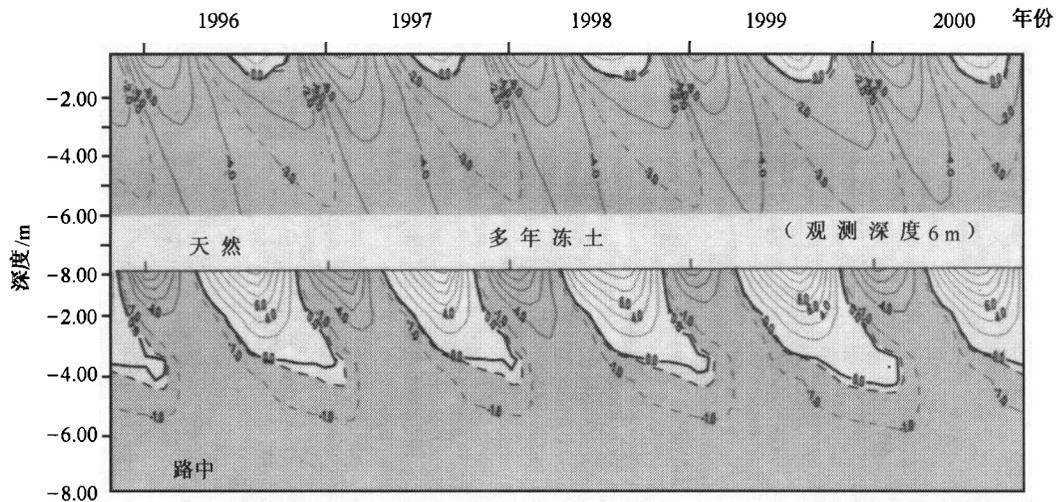


图2 风火山观测场(8号)天然地表及路中心下的等温线分布图

(1) 近地表处路基内的年平均地温、年变幅均远高于天然地面。在高温冻土区的5号场地，路面下0.5 m深度处的年平均温度高达4.0℃，冬季冻结期最低温度达-12℃以下，夏季融化期最高温度达18℃以上，地温年变幅高达30℃以上；而天然场地中0.5 m深度处的年平均温度只有-0.2℃，冬季不低于-8℃，夏季也不高于8℃，年变幅不足16℃。在低温冻土区的8号场地，路面下0.5 m深度处的年平均温度为1.3℃，冬季冻结期最低温度达-10℃以下，夏季融化期最高温度达12℃以上，地温年变幅达到了22℃以上；天然场地中0.5 m深度处的年平均温度为-3.1℃，冬季约为-8℃，夏季不高于6℃，年变幅不足14℃。近地表年平均温度越高、年变幅越大，冻土活动层就越厚，亦即夏季的融化深度就越深。因此，即使进入路基的热收支处于平衡状态，仅因修筑道路改变下垫面条件而引起的近地表热条件就决定了路基下原有多年冻土必然趋于融化。

(2) 路基下冻土融化深度比天然地面下深。即使以0℃等温线作为冻土融化温度界限，高温冻土区路基下的融化深度已超过6 m，天然场地的融化深度尚不到4 m。低温冻土区路基下的融化深度达到了4 m，而天然场地的融化深度只有1.5 m左右。实际上冻土(尤其是细颗粒土)的融化温度一般总是低于0℃的<sup>[7]</sup>，如果以-0.2℃作为实际冻土融化温度，则高温冻土区5号场地路基下约4~6 m范围内已经形成了终年不冻的融化夹层，且融化夹层呈扩大趋势。

(3) 路基近地表所经历的融化期比天然近地表长。5号场地天然地表下近地表从5月起融化至10月开始冻结，冻结期与融化期基本相同；而路基近地表的融化期则从4月即开始直至10月长达7个月之久。8号场地天然近地表的融化期只有4个月左右(7~10月)，而路基近地表的融化期却长达6个月(5~10月)。无论高温冻土区还是低温冻土区，路基近地表融化期的增长均表现为融化起始时间的提前，而融化终止时间基本相同。

### 3 进入活动层的热收支

活动层及下伏多年冻土的热状况主要取决于地气热交换所决定的由地表进入活动层的热量收支情况。虽然我们无法确切知道发生在地表的地气热交换的各个分量(辐射、湍流等)，但是可以采用0.5

和1.0 m深度处的地温通过热传导原理来近似估算出进入活动层的热流量，因为0.5 m以下土层中的热量传递基本是以伴随水分运动及相变的热传导方式进行的。青藏公路唐古拉山以北地段地处干燥气候区，土壤上层含水量一般较低，因此在冻融过程中水分运动相对较弱<sup>[8,9]</sup>。由于我们的目的在于考察修筑公路后进入活动层的热量收支，因此不再考虑在年周期中处于平衡状态相变潜热。路基内部更是很少受到外部水分干扰，加之含水量较低，采用热传导原理计算热收支应该更为准确。进入0.5~1.0 m深度层的热流量 $q$ 可以近似描述为

$$q = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \approx -\lambda \frac{T_{1.0} - T_{0.5}}{\Delta z}, \quad (1)$$

式中 $\lambda$ 为导热系数(W/(m℃))； $T$ 为温度； $T_{1.0}$ 和 $T_{0.5}$ 分别为1.0, 0.5 m深度处的温度， $\Delta z = 0.5$  m。计算中采用的导热系数根据土质、干容重及含水量选取如下<sup>[7]</sup>(见表2)。

表2 计算中选用的导热系数

场 地	导热系数/W·m <sup>-1</sup> ·℃ <sup>-1</sup>			
	天然		路中	
	冻土	融土	冻土	融土
楚玛尔河高原(5号)	1.14	0.88	1.21	1.02
风火山(8号)	1.14	0.88	1.31	1.17

由5年地温观测资料计算得到的热流量结果如图3, 4所示(正值代表吸热, 负值代表放热)。无论高温冻土区还是低温冻土区, 路基内吸热期和放热期与天然地表下相比差别不甚明显, 总体上吸热期略长于放热期。吸热过程中的热流量相对平缓, 放热过程中的热流量略显剧烈。但是, 路基内的热周转量却明显高于天然场地(尤其在高温冻土区)。将图3, 4中的热流量对时间积分(即图中阴影面积)便可得到各年份的热收支, 结果整理后列于表3。

在高温冻土区(5号), 尽管天然场地放热量均大于吸热量, 热收支呈现较大的负平衡(可能与近几年的区域气候变化及计算方法误差有关); 路基内的吸热量却远大于放热量, 平均每年有近四分之一的吸热不能释放而积累在活动层及下伏多年冻土中。路基中的年吸热量几乎是天然场地的2倍, 而它们的放热量基本处于同等水平。如此大的热量积累必然导致活动层及下伏多年冻土升温 and 多年冻土融化。在低温冻土区(8号), 天然场地及路基内的

吸热量均略大于放热量, 年热积累量约占吸热量的14%。与高温冻土区相比, 路基内的热收支相对于天然场地的变化不甚突出。尽管如此, 路基内热

量积累的绝对值仍然很高, 其结果同样会引起路基土的升温、冻土融化等不利于保护多年冻土的后果。

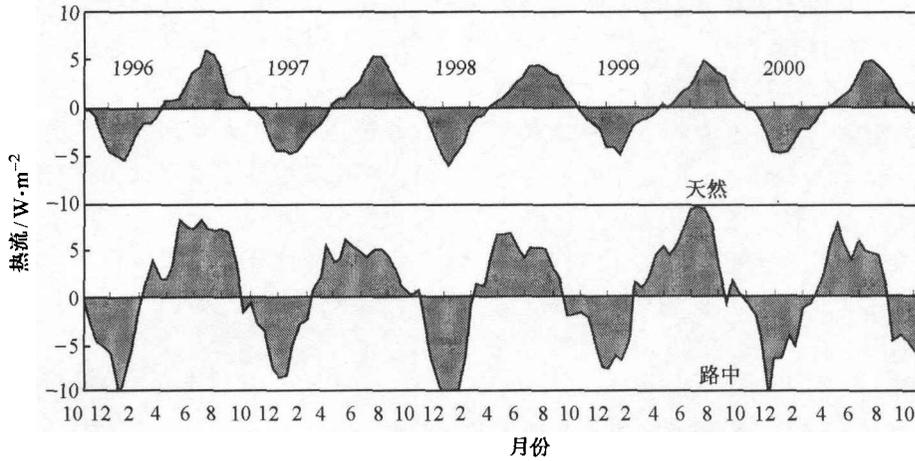


图3 楚玛尔河高平原场地(5号)通过0.5~1.0m深度的热流量

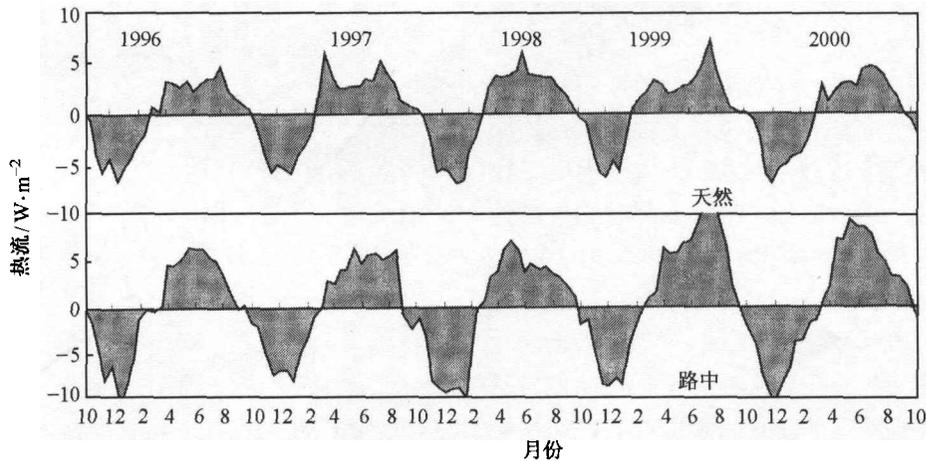


图4 风火山场地(8号)通过0.5~1.0m深度的热流量

表3 进入0.5~1.0m深度土层的年热收支

(单位: kJ/m<sup>2</sup>)

年份	楚玛尔河高平原(5号)				风火山(8号)			
	天然		路中		天然		路中	
	吸热	放热	吸热	放热	吸热	放热	吸热	放热
1996	42652	51459	95335	55574	44618	44119	63963	59106
1997	40956	56261	70449	53903	54980	43354	68052	59931
1998	41297	52797	69642	71641	55657	48860	68791	83878
1999	33396	48541	90074	55696	53891	36425	108983	60503
2000	38413	50508	58541	55099	45818	47036	90849	76438
平均	39345	51913	76808	58383	50993	43959	80128	67971
吸热—放热	-12568		18425		7034		12157	

注: 吸热量为当年暖季值; 放热量为当年冷季至次年暖季开始前的值

#### 4 进入多年冻土的热收支

多年冻土内热收支的变化反映了其对活动层内

热收支变化的响应。这种响应的程度除了取决于活动层内的热收支变化程度外, 还与活动层的深度有关。活动层越深, 多年冻土的响应就越弱。由多年

冻土层最上端两个点的温度观测数据可以计算进入多年冻土层的热收支。因多年冻土层中几乎没有相变(未冻水随温度的微弱变化),利用(1)式所描述的热传导方程(代之以多年冻土层上限附近温度)计算

热流量应该比地表附近的计算更为准确。根据多年冻土上限位置及冻土条件(土质、含冰量等)选用的温度点、导热系数如表4所列。

表4 计算选用温度测点深度及多年冻土导热系数

场 地	多年冻土上限/m		选用温度测点深度/m		多年冻土导热系数/ $W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$	
	天然	路中	天然	路中	天然	路中
楚玛尔河高平原(5号)	3.5	6.4	3.5/4.0	6.5/7.0	1.35	1.71
风火山(8号)	1.3	3.6	1.5/2.0	4.0/4.5	1.63	1.68

楚玛尔河高平原场地的计算结果(图5)表明,路基下多年冻土始终处于吸热状态,而且吸热量表现出逐年增加的趋势。天然地表下进入多年冻土的热收支表现为吸热时期长而平缓、放热时期短而剧烈的特征。在风火山场地,路基下多年冻土吸热时

期远远长于放热时期,放热强度也只是略高于吸热强度。天然地表下进入多年冻土的热收支似乎保持着吸放热的平衡。将图5,6中的热流量对时间积分可得到5年来进入多年冻土的总热收支,由此计算出进入多年冻土的年平均热收支(表5)。

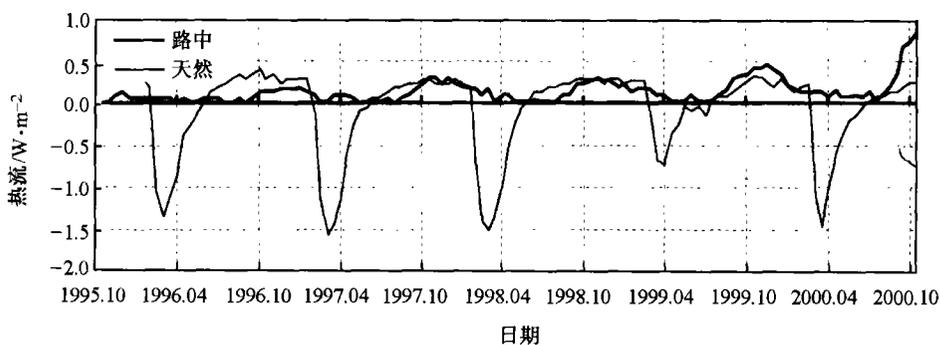


图5 楚玛尔河高平原场地(5号)进入多年冻土的热流量

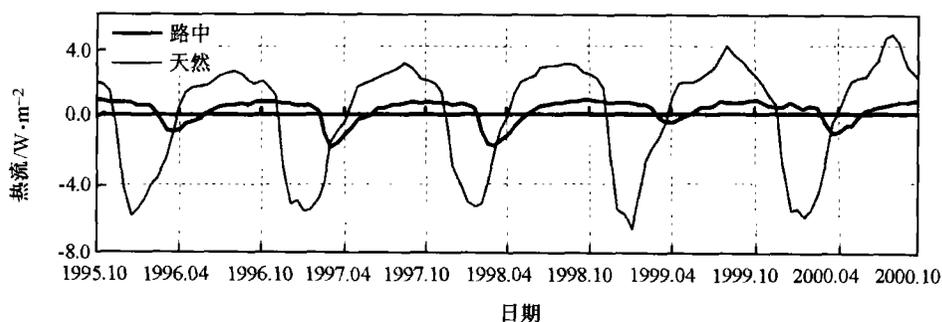


图6 风火山场地(8号)进入多年冻土的热流量

表5 进入多年冻土的年平均热收支(kj/m²)

场 地	天 然	路 中
楚玛尔河高平原(5号)	-1838	4508
风火山(8号)	466	7955

楚玛尔河高平原天然地面下多年冻土的热收支总体表现为放热状态,与对应活动层的热收支情况

类似,而路基下多年冻土在6.5m以下的深度上仍然持续着很高的吸热状态。风火山场地天然地表下进入多年冻土的热收支基本可以认为是平衡的,但是路基下多年冻土中却存在着强烈的吸热作用。从公路的实际破坏情况看,处于高温冻土区的楚玛尔河高平原地带的融沉破坏极其严重,风火山地带的

破坏却不显著。尽管由于低温冻土区上限埋深浅,对活动层内的热收支变化理应表现出强烈的响应,但是以上限附近的多年冻土为研究对象,进入多年冻土的热量越多,当然越有利于多年冻土的融化。低温冻土区路基下多年冻土的吸热远比高温冻土区表现得强烈,为什么低温冻土区路基下多年冻土的融化却不及高温冻土区剧烈呢?我们知道冻土融化的前提首先必须有足够的热量使冻土的温度升高至其融化温度,然后其余的热量才可用于冻土中冰的相变。风火山观测场路基下多年冻土上限附近4~5 m深度范围的平均温度为 $-1.2^{\circ}\text{C}$ ,而楚玛尔河高平原观测场路基下多年冻土上限附近6.5~7.5 m深度范围的平均温度只有 $-0.2^{\circ}\text{C}$ 。低温冻土区进入路基下多年冻土的年热量尽管很大,但是因多年冻土温度较低,升高冻土的温度首先需要消耗热量,因此冻土融化反而不及高温冻土区强烈。随着进入多年冻土的热量的逐年积累、多年冻土的温度升高,即使在低温冻土区也完全可能发生较强的冻土融化。

## 5 结论

(i) 在高温冻土区和低温冻土区路面下0.5 m深度处的年平均地温均明显高于相应天然地表下的地温(约高 $4^{\circ}\text{C}$ 以上),地温变幅远大于相应天然地表(高温冻土区大 $14^{\circ}\text{C}$ ,低温冻土区大 $8^{\circ}\text{C}$ );路基近地表所经历的融化期比天然地表长(主要表现在起始融化早);高温冻土区路基内已经形成贯穿融化夹层。

(ii) 进入路基内活动层的年热收支呈现明显的热积累状态,在高温冻土区表现尤为强烈;路基内的吸热期和放热期与天然地表下相比差别不大。

(iii) 高温冻土区进入路基下多年冻土的热收支表现为持续不断的吸热状态,相应天然地面下进入多年冻土的热收支却呈放热状态;低温冻土区进入路基下多年冻土的热收支呈现吸热、放热的年周期变化,但吸热量明显大于放热量。

(iv) 高温冻土区路基下伏多年冻土接近 $0^{\circ}\text{C}$ 的高温及持续不断的热积累造成了多年冻土的持续融化;在低温冻土区,进入路基下伏多年冻土的热量积累尽管很大,但是由于冻土温度较低,热积累主要消耗于升高冻土的温度,因此暂时未表现出强烈的冻土融化。随着吸热的逐年积累、冻土温度的不断升高,发生强烈的冻土融化也是完全可能的。

## 参 考 文 献

- 1 王家澄,等. 青藏公路沿线多年冻土下限附近的热状况分析. 见: 青藏冻土研究论文集. 北京: 科学出版社, 1983. 38
- 2 李树德. 青藏高原多年冻土年平均地温和厚度, 见: 中国地理学会冰川冻土学术会议论文集, 北京: 科学出版社, 1983. 3
- 3 刘永智,等. 高原多年冻土区公路路基温度场现场实验研究. 公路, 2001, 2: 5
- 4 王绍令,等. 青藏高原多年冻土地区地温监测结果分析. 冰川冻土, 1999, 21(2): 159
- 5 Tong C J, et al. The effect of climate warming on Qinghai-Tibet Highway, China. *Could Regions Science and Technology*. 1996, 2: 221
- 6 吴青柏,等. 全球气候变化下青藏公路沿线冻土变化响应模型的研究. 冰川冻土, 2001, 23(1): 1
- 7 徐学祖,等. 冻土中水分迁移的实验研究. 北京, 科学出版社, 1991
- 8 Xu X Z, et al. Factors affecting water migration in frozen soil. CRREL Report, 1995, 87: 9
- 9 Miller R D. Freezing and heaving of saturated and unsaturated soils. *Highway Research Record*, 1972, 393: 1