

青藏公路沿线冻土的地温特征及退化方式^{*}

金会军^{**} 赵 林 王绍令 晋 锐

(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, 青藏高原冰冻圈观测试验研究站, 兰州 730000)

摘要 青藏高原多年冻土(以下简称冻土)具有地域分布广、厚度薄及稳定性差等特征. 过去几十年的气候变暖背景下, 冻土广泛退化, 地温升高, 夏季最大融化深度加深, 冬季冻结深度减小. 冻土已经产生下引式、上引式和侧引式退化. 冻土层厚度减薄, 或者在某些地区彻底消失. 冻土退化模式研究在冻土学、寒区工程和寒区环境管理方面具有重要意义. 由南至北穿越 560 km 冻土区的青藏公路沿线(简称青藏线)冻土在青藏高原腹地具有很好的代表性. 在水平方向上, 冻土退化在多年冻土下界附近的零星冻土分布区、融区边缘和岛状冻土区表现得更为明显. 当最大季节融化深度超过最大季节冻结深度时, 冻土开始下引式退化; 通常形成融化夹层, 造成多年冻土和季节冻结层不衔接. 当多年冻土层中地温梯度减小到小于下伏或周边融土层时, 则产生上引式或侧引式退化. 下引式退化进程可分为 4 个阶段: (1) 初始退化阶段, (2) 加速退化阶段, (3) 融化夹层阶段, (4) 最终多年冻土彻底融化为季节冻土阶段. 当多年冻土中地温梯度降至下伏融土层地温梯度以下时, 则产生上引式退化. 3 种类型冻土温度曲线(稳定型、退化型和相变过渡型)展现了这些退化模式. 虽然存在不同地段和类型的地温特征, 三种退化模式的各种组合最终将使多年冻土消融, 转变成季节冻土. 过去 25 年来, 青藏线冻土年平均下引式退化速率变化在 6~25 cm, 年平均上引式退化速率在 12~30 cm, 零星多年冻土区年平均侧引式退化速率为 62~94 cm. 这些观测结果超过所报道的过去 20 年来阿拉斯加亚北极不连续冻土区 4 cm 的年平均退化速率, 蒙古国不连续冻土区的 4~7 cm 的年平均退化速率, 以及雅库梯共和国亚北极和阿拉斯加北极稳定性冻土区退化速率.

关键词 青藏高原 青藏公路 多年冻土 地温曲线 退化方式 地热梯度

青藏高原是地球上面积最大($1.3 \times 10^6 \text{ km}^2$)的高海拔冻土分布区. 高耸的地形、强烈构造抬升、复杂的沉积物、严寒而较干旱的气候条件、强烈的太阳辐射和热量平衡控制了高原冻土的形成和演化. 现存冻

收稿日期: 2005-09-20; 接受日期: 2006-04-10

^{*} 中国科学院百人计划项目(2004)和中国科学院知识创新项目(批准号: KZCX1-SW-04, KZCX3-SW-345, KZCX3-SW-339-3)共同资助

^{**} E-mail: hjjin@lzb.ac.cn

土的主体形成于晚更新世末期冰盛期^[1~3]，进入冰后期以来，随气候波动变化，冻土经历过多次退化后又发展的演变过程^[2]。冻土的分布主要受高度地带性控制，同时受纬度和经度地带性的强烈影响^[4]。在此基础上，其他局地地质地理因素也在不同程度上起了作用。和高纬地区相比，青藏高原具有气温年较差小、冬季气温较高和夏季气温较低，无明显四季之分等特点，造成活动层较浅，冻土地温¹⁾较高、稳定性差、分布广等特征^[3,5,6]。在近数十年气候持续变暖的背景下，冻土呈区域性退化趋势^[7~9]。同时，日益增加的工程活动对冻土的稳定性影响很大^[10,11]。冻土的广泛退化将导致一系列环境问题^[5,12,13]，尤其对高寒生态系统及其演化、工程建设和区域水土资源的影响很大^[14]。

冻土退化的方式对于寒区工程基础安全可靠性和长期稳定性、寒区环境管理、减灾防灾和水土资源利用和保持，以及气候系统稳定性、古气候和环境重建和未来变化趋势预测研究具有特别重要的意义。但是，目前国内外对于冻土退化方式的观测研究很少^[15,16]，有关冻土退化的研究多侧重于研究退化了多少，而不清楚如何退化。这样很难评价冻土退化的后果并制定相应的工程设计、施工和环境管理措施和政策。在连续冻土区，主要是热传导引起的上引式缓慢退化。在不连续冻土区边缘，若干度的气候变暖可对冻土的热状况在数年或数十年尺度上产生影响。高温、不连续冻土退化相当快，但退化的机制和方式知道很少，这主要是因为冻土上限和底板附近冻土的融化速率、融区(融化夹层)发展过程、融化的时间尺度和侧向热流的资料十分匮乏。

近几十年来，青藏公路、铁路、输油管线等工程勘察和冻土科研项目已完成上千眼冻土勘探钻孔^[7,14]。为了便于对比，选出连续观测达 5 a 以上、观测深度大于 20 m 地温孔 60 眼。这些钻孔在 20 世纪 60~70 年代用阿斯曼缓变温度计测温，精度为 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ 。20 世纪 80 年代多使用电阻温度计，精度为 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ 。20 世纪 90 年代以后改用铂金热敏电阻温度计和自动数采仪，精度至少可达 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ 。观测点的经、纬度和海拔

从 1:10 万地形图查得，90 年代有些用全球定位系统(GPS)确定，或用经纬仪、全站仪实测，实际经纬度精度至少达到 1"，海拔高度达到 1 m。本文将上述 60 眼钻孔统计分类，各类选出代表性的绘成钻孔地温曲线，并分析其规律性。

1 冻土地温曲线的基本类型

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。在冻土区域性退化的背景下，目前冻土层中存在着 3 种热流条件；根据上述 60 个钻孔地温曲线变化状态，分为 3 种基本类型。在年变化深度范围内，当土层上部地温高于下部地温时，该土层必然是处于吸热状态^[17]，最终导致冻土退化，称退化型。相反，则处于放热状态，冻土层则稳定或有所发展，称稳定型。有些上部和下部地温几乎相同或上部处于吸热状态、下部则为放热状态，冻土层地温近似于零梯度，这种情况下，冻土层不仅受到垂直方向热流的作用，侧向热流也起很大作用；有些地段近数十年来，冻土退化强烈，冻层厚度只剩下 1~2 m 厚。这种地温曲线称为相变过渡型。由表 1 可见，反映冻土退化的钻孔地温曲线(包括退化型、相变过渡型)共占 76.7%，而稳定型仅占 23.3%，充分显示出目前冻土的区域化退缩趋势。

表 1 冻土的钻孔地温曲线类型及其在观测孔中所占比例

地温曲线类型	测温孔眼数	所占百分比/%
退化型	31	51.7
稳定型	14	23.3
相变过渡型	15	25.0
总计	60	100.0

各类型地温曲线特征简述如下：

1.1 稳定型

稳定型冻土地温曲线主要见于连续冻土区内高山及丘陵地段，冻土年平均地温低于 -1.5°C ，厚度大，热稳定性较强。一般情况下，这种冻土具有上部年平均地温低于下部，年变化深度层内地温梯度变化

1) 为了方便讨论，“地温”泛指地中岩石(或土壤)温度。多年冻土的“年平均地温”专指在多年冻土区地温年变化深度处的地温年平均值。后文的“地温年平均值”则泛指任意深度上土的年平均温度

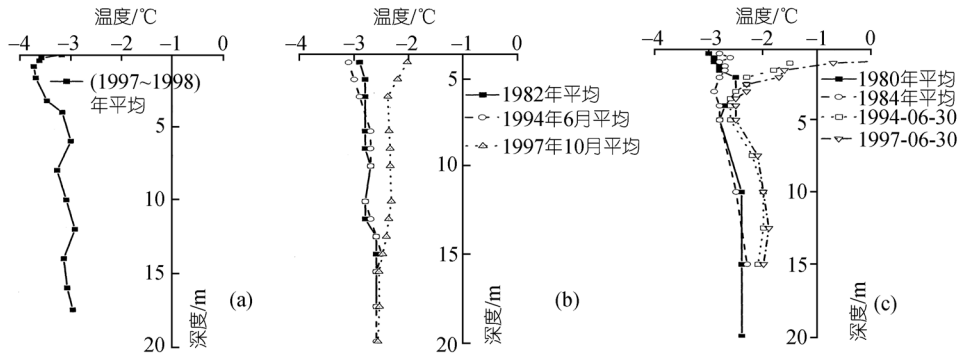


图 1 稳定型地温曲线

(a) 可可西里场地 1 号孔; (b) 昆仑山垭口地温场孔; (c) 风火山冻土站气象场地孔

于 $0.03\sim 0.05^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$. 稳定型地温曲线比较典型可见于可可西里场地 1 号孔、昆仑山垭口地温场孔和风火山气象站场地孔(图 1). 近几年来, 由于气温持续转暖, 造成一些钻孔 0~40 cm 深度地温年平均值高于下部的现象(图 1(a)).

1.2 退化型

退化型地温曲线主要见于高平原上的河谷和盆地等连续和不连续冻土区边缘和岛状冻土区内, 年平均地温一般高于 -1.5°C , 冻土层很薄, 热稳定性较差. 在地温年变化深度范围内, 年平均地温曲线的上段地温随深度下降, 直到一定深度(甚至年变化深度以下)才逐渐转为正梯度(温度随深度增加而升高). 退化型地温曲线比较典型可见于 66 道班天然场地 1 号孔、K2956 孔、113-5 孔和惊仙谷北口孔(图 2).

1.3 相变过渡型

相变过渡型地温曲线主要见于岛状冻土区边缘和融区附近, 年平均地温一般高于 -0.5°C , 冻土层薄, 稳定性很差. 地温梯度一般小于 $0.03^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$, 甚至为零梯度. 地温曲线上部类似于退化型曲线, 侧向热流起很大作用. 在气候持续变暖背景下, 冻土层中垂向地温梯度已产生变化. 对某一点而言, 这种改变可能促使冻土层地温曲线从稳定型转变为退化型, 甚至相变过渡型, 直到最后完全演变为季节冻土. 比较典型的过渡型地温曲线可见于两道河 1 和 2 号场地孔、西大滩-3 号孔、西大滩-4 号孔、温泉谷地 103-II-1 号孔和两道河盆地各孔(1976 年 4 月 16 日)(图 3).

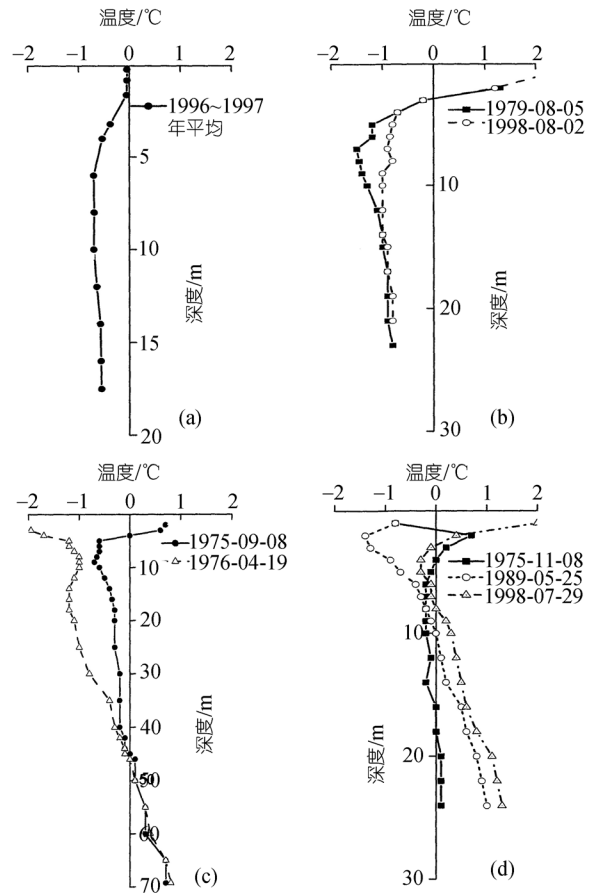


图 2 退化型地温曲线

(a) 楚玛尔河高原 66 道班天然场地 1 号孔; (b) 清水河西侧 K2596 孔; (c) 桃尔九山南麓 113-5 孔; (d) 西大滩西段惊仙谷北口孔

分析两道河 1 号场地孔地温曲线可见, 整个曲线自下而上可分为 3 段: 4 m 以上地温曲线受季节冻结

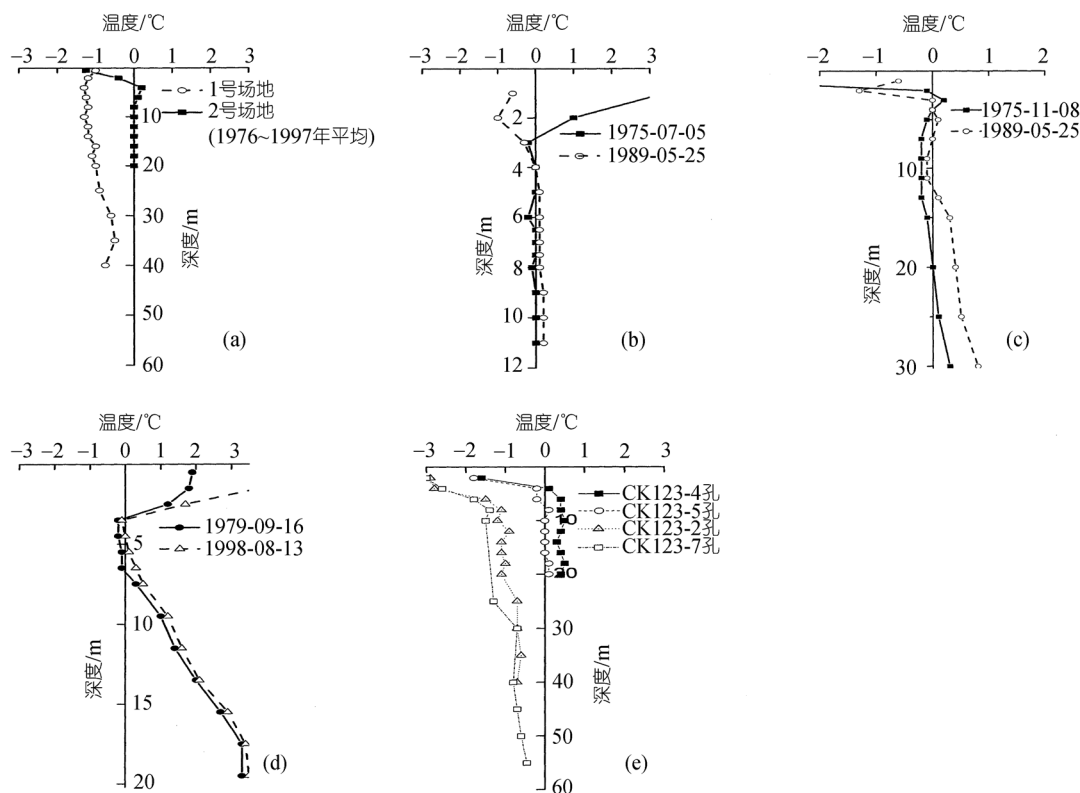


图 3 相变过渡型地温曲线

(a) 两道河 1, 2 号场地孔; (b) 西大滩-3 号孔; (c) 西大滩-4 号孔; (d) 温泉谷地 103-II-1 孔; (e) 两道河盆地各孔(1976-04-16)

融化作用影响而波动变化; 4~18 m 深度段同时受上下层影响, 地温曲线近似于零梯度波动; 18~40 m 深度段为微弱($0.015^{\circ}\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$)的正梯度。这种地温曲线表明, 两道河盆地早期形成厚层冻土, 在目前气候转暖背景下, 上部表现出退化趋势。4~18 m 深度段地温零梯度正在逐渐向深处扩展。而相邻的 CK123-7 孔中, 15~59.8 m 深度段地温梯度相当小($0.01^{\circ}\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$)。1995 年 7 月 1 日观测表明, 59.8 m 深度处地温比 1976 年升高 0.1°C 。这说明近数十年的地温升高已经影响到该深度。

上述 3 类地温曲线都是冻土形成及发展和退化过程中由于时空差异的不同表现, 因而是相对的。随着外界条件变化(如气候变化)在同一地点亦是相互转化的。因此深孔地温曲线可以反映出不同时段冻土发展过程和状态。

2 冻土的退化方式

随着环境条件(主要表现在气温、地表温度和地

热梯度)的变化, 冻土中换热强度及其方向也发生变化。如果只是强度改变, 冻土仍然可存在(或发展); 一旦热流方向发生变化, 当地温长期等(高)于土的相变温度时, 多年冻土则最终退化殆尽并转化为季节冻土。由于气温变暖, 地表升温, 冻土层内热量的吸收和散失发生变化, 导致地中热流发生显著变化。分析地温曲线可知, 退化型和相变过渡型冻土更易退化, 迹象最明显, 速度也最快^[5,7,12,14]。在水平方向上, 冻土退化首先发生在南、北部下界附近和融区边缘地带^[5,7,9,12]。在剖面上, 冻土退化有三种方式: 下引式、上引式和侧引式。在不同地段、不同深度处冻土退化方式各有侧重, 具有共性同时又有差异。冻土退化的最终结果是冻土层减薄或完全融化。

2.1 下引式

冻土对气温变化的响应取决于初始地表温度、地中温度、土壤热学性质、含水量、地下冰分布及地中

热流等因素。除了地面温度外,在不同年份其他因子可以近似看作不变。因此,土的季节冻结和融化过程可以看作气温变化的单值函数。在某一地点,当气温升高到一定程度,这一点的最小季节冻深小于当年的融深时,冻土上限下降形成融化夹层。如果融化夹层逐年增厚则导致冻土层下引式退化^[5,7,14]。统计和分析公路沿线 60 个代表性地温孔观测结果表明,绝大多数钻孔明显反映出各孔上段 20 世纪 80 年代或 90 年代地温与 70 年代相比均有升高的趋势。为了深入分析冻土下引式退化时的地温曲线的演变过程,作者选择 20 世纪 90 年代末有 1~3 周期年以上的地温监测资料的 12 个浅孔,分别计算出各孔不同深度处 1~3 周期年的地温平均值(表 2)。

按冻土上限附近最近几年地温变化特征将下引式冻土退化划分为 4 个阶段(表 2 和图 4),表示从多年冻土完全演变成季节冻土的整个退化过程。

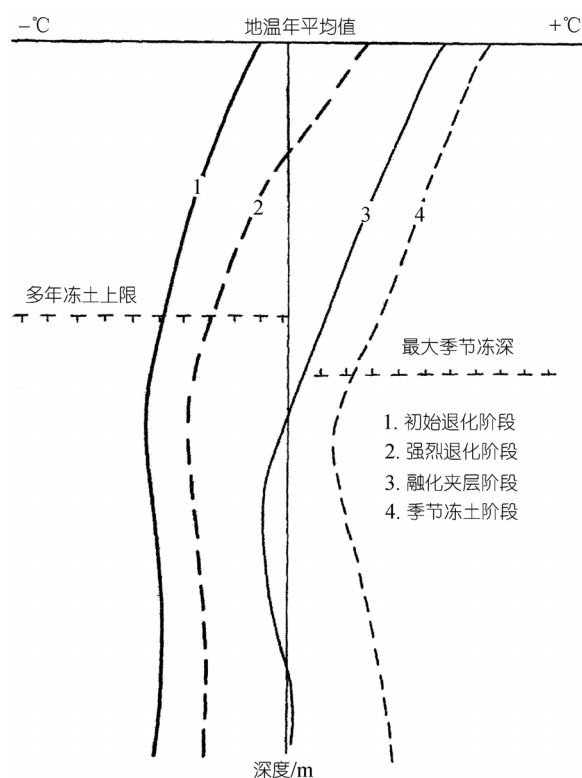


图 4 下引式退化型冻土退化阶段示意图

(1) 初始退化阶段: 代表孔为 K3363+800 和 K3411+810。所有深度地温年平均值均为负温,但季

节融化层内地温年平均值向下逐渐降低,延伸到上限以下一定深度后即转为近似零梯度,或局部正负梯度波动。例如, K3363+800 孔在 3~10 m 深度段地温为 $(-1.04 \pm 0.01)^\circ\text{C}$, 近似零梯度; K3411+810 孔在 5.15~10.65 m 深度段地温为 $(-0.35 \pm 0.02)^\circ\text{C}$, 近似零梯度。这类地温曲线说明表层冻土已开始退化,并向发展。

(2) 强烈退化阶段: 随着气温逐渐升高,某些地段季节融化层的从地表向下一一定深度内地温年平均值出现正温。季节融化层内地温年平均值仍是从上向下逐渐降低,由正温变为负温,并延伸到冻土上限以下一定深度后即转为近似零梯度或局部正、负梯度波动。这个阶段的代表孔如: K2936+400 孔,至少 1 m 以上的地温年平均值为正值; K2959+970 孔地温年平均值正温段至少可达 1.5 m 深;而中日队 D66 场地孔 4 cm 以上表层地温已开始出现正的地温年平均值, 2.63 m 以上地温均高于 -0.3°C 。这说明,这些地段冻土已进入强烈退化阶段。

(3) 融化夹层阶段: 地温继续升高,当冻土上限以上地温年平均值正温段深度大于该处最大季节冻深时,造成冻土在垂向上与季节冻结层不衔接,开始出现融化夹层。如果冻土退化继续向深层发展则形成埋藏冻土。例如, K3393+950 孔 3.5 m 深度以上段地温年平均值均为正值,该处冻土垂向上呈不衔接状。同样中日队劳达场地孔 2.45 m 以上地温年平均值均为正值,也开始出现融化夹层。类似现象在青藏公路南、北部下界附近也有所发现^[7,14]。

(4) 季节冻土阶段: 当地层所有深度段地温年平均值均为正值,并明显高于 0°C 时(一般介于 $1\sim 3^\circ\text{C}$),多年冻土则完全退化为融区或季节冻土区。例如,中日队沱沱河场地孔 2.71 m 深度以上段地温年平均值为 $1.1\sim 1.6^\circ\text{C}$ 。勘探资料证实,该处目前已经位于沱沱河融区范围内。中日队安多场地孔现在已经位于冻土南部下界附近的季节冻土区,最大季节冻深约 3.5 m, 0~2.79 m 深段地温年平均值为 $1.2\sim 1.6^\circ\text{C}$ 。又如,中日队 MS3608 场地最大季节冻深处(2.1 m)地温处平均值为 2.7°C , 0~2.42 m 深度段地温平均值介于 $2.7\sim 3.1^\circ\text{C}$ 。中日队 MS3637 场地孔最大季节冻深 1.6 m 深处,地温年平均值高达 3.4°C , 0~2.34 m 段地温年

表 2 青藏线浅孔地温年平均值(℃)统计

类型	孔号	北纬	东经	海拔/m	统计年份	融化 深度/m	深度/m 0.04	0.10	0.20	0.40	0.50	0.60	0.80	1.00	1.15	1.30	1.50	1.60	1.65	1.80	2.00	2.15	2.30	2.34	2.42	2.45	2.50	2.63	2.65	2.71	2.80
多年冻土	K2936+400	35°31'43"	93°43'50"	4,557	1997~1999	2.1~2.2					0.16			0.09			-0.27			-0.68							-0.70				
	K2959+970	35°23'30"	93°31'40"	4,485	1997~1999	3.2~3.3					0.55			0.28			0.21			-0.12							-0.10				
	K3363+800	32°42'10"	91°52'35"	4,980	1998~1999	2.6~2.7					-0.77			-0.78			-0.95			-0.96							-0.98				
	K3393+950	32°29'33"	91°49'30"	4,850	1998~1998	3.5~3.6									0.64				0.59			0.35								0.21	
	K3411+810	32°22'53"	91°42'54"	4,720	1998~1999	1.7~1.8								-0.07				-0.16			-0.21							-0.26			
	中日队 D66	35°31'24"	93°47'50"	4,560	1998~1998	3.0~3.2	0.00		-0.10	-0.10		-0.10	-0.10	-0.20		-0.20		-0.20			-0.20							-0.30			
	中日队 D110	32°41'29"	91°52'34"	4,977	1998~1998	2.2~2.3	0.50		0.20	0.30		0.10	-0.10	-0.30		-0.30		-0.40		-0.50											
	中日队劳达	32°27'36"	91°48'00"	4,850	1998~1998	2.6~2.7	1.10		0.80	0.90		0.80	0.70	0.60		0.50		0.50			0.20					0.10					
	孔号						深度/m 3.00	3.15	3.30	3.50	3.65	3.80	4.00	4.15	4.30	4.50	4.65	4.80	5.00	5.15	5.30	5.50	5.65	5.80	6.00	6.15	6.30	6.50	6.65	6.80	7.00
	K2936+400						-0.77			-0.86			-0.87			-0.86			-0.86			-0.87			-0.88			-0.88			-0.88
	K2959+970						-0.10			-0.29			-0.32			-0.53			-0.51			-0.50			-0.53			-0.60			-0.70
	K3363+800						-1.03			-1.03			-1.04			-1.03			-1.03			-1.03			-1.03			-1.03			-1.04
	K3393+950							0.02				-0.15			-0.21			-0.24			-0.25			-0.25			-0.26			-0.25	
	K3411+810							-0.29			-0.31			-0.33			-0.34			-0.36			-0.36			-0.36			-0.37		
季节冻土	孔号						深度/m 7.15	7.30	7.50	7.65	7.80	8.00	8.15	8.30	8.50	8.65	8.80	9.00	9.15	9.30	9.50	9.65	9.80	10.00	10.15	10.30	10.65	10.80			
	K2936+400								-0.94			-0.98																			
	K2959+970								-0.72			-0.81																			
	K3363+800								-1.03			-1.04			-1.03			-1.04			-1.05			-1.04							
	K3393+950							-0.25			-0.25			-0.25			-0.24			-0.24			-0.23			-0.23			-0.22		
	K3411+810						-0.37			-0.37			-0.36			-0.36			-0.36			-0.36			-0.36			-0.35			
	孔号						深度/m 0.04	0.10	0.20	0.40	0.50	0.60	0.80	1.00	1.15	1.30	1.50	1.60	1.65	1.80	2.00	2.15	2.30	2.34	2.42	2.45	2.50	2.63	2.65	2.71	2.80
	中日队沱沱河	34°13'01"	92°26'02"	4,533	1998~1998	3.5			1.60	1.60		1.30	1.40	1.20		1.20		1.10			1.30		1.40						1.50		
	中日队安多	32°14'28"	91°37'30"	4,710	1998~1998	3.5	1.30		1.30	1.60		1.30	1.30	1.30		1.40		1.30			1.30									1.20	
	中日队 MS3608	31°13'36"	91°47'01"	4,610	1998~1998	2.1	3.10		3.00	2.90		2.90	2.80	2.80		2.80		2.80			2.70			2.70							
	中日队 MS3637	31°01'03"	91°39'26"	4,660	1998~1998	1.6		2.70	2.90	2.50		2.70	2.90	3.00		3.30		3.40			3.30			3.30							

平均值介于 $2.5\sim 3.4^{\circ}\text{C}$ 。这表明, 这些地区的多年冻土已完全退化为季节冻土。

2.2 上引式

在地温升高过程中, 当冻土层中地温梯度减少到由冻土层散失的热流小于地中热流时, 在地中热流作用下, 冻土层将产生上引式退化。虽然冻土层的导热系数和含冰量以及地下水活动等有一定影响, 冻土融化强度和速度主要取决于冻土底板以下融、冻土层的地温梯度比值。比值越大, 上引式冻土退化速度越快。

王家澄等^[18]系统分析了青藏线 10 个穿透冻土层的钻孔测温资料。在这些钻孔中, 当时冻土层厚度均超过地温年变化深度并有系统的地温资料。通过计算发现, 当时其中的 8 个孔冻土底板以下融土层中的地温梯度($q_{融}$)大于冻土层的地温梯度($q_{冻}$)。冻土层地温梯度一般为 $0.04\sim 0.07^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$, 最小为 $0.02^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$ 。融土层地温梯度大部分为 $0.05\sim 0.10^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$, 最小为 $0.03^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$ 。融土层与冻土层地温梯度比值($q_{融}/q_{冻}$)为 $1.1\sim 2.0$ 。融土层趋向冻土底板的地中热流平均值为 $83\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$, 而冻土层趋向地表方向的热流平均值为 $64\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ 。也就是说, 冻土底板以下融土层向冻土底板有一个 $19\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ 的热流增量。计算表明, 在不考虑气候变暖的条件下向上的冻土融化速度为 $1.2\sim 3.2\text{ cm}\cdot\text{a}^{-1}$ 。近数十年来, 在这种地温梯度变化趋势下, 随着气候变暖地温逐渐在升高, 高温冻土中大多数地温曲线向零梯度趋近。冻土底板以下融土层地温升高后, 地温梯度增大, 进一步加大融土层与冻土层地温梯度比值, 导致冻土层上引式退化加快。

位于青藏线冻土北部下界附近的惊仙谷北口钻孔中的冻土退化过程是上引式退化的一个典型例子(图 2(d))。根据 1979 年地温资料计算, 当时该孔中冻土底板在 14 m 深度, 年平均地温 -0.2°C , 冻土层地温梯度为 $0.07^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$, 冻土底板以下融土层中地温梯度为 $0.08^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$, q_t/q_f 为 1.3, 上引式冻土退化速率应为 $2.7\text{ cm}\cdot\text{a}^{-1}$ (未考虑气候变化和侧引式传热)。根据 1998 年该孔的地温资料计算表明, 冻土底板已上升至 8 m 深度, 目前年平均地温为 $+0.4^{\circ}\text{C}$ (年变化深度

处), 冻土层地温梯度为 $0.03^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$, 冻土底板以下融土层的地温梯度变为 $0.11^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$, 比值变大(3.7), 融化速度加快。近 20 年来, 向上退化了 6 m, 平均每年退化 30 cm。

中国科学院西大滩观测场地温孔和上述惊仙谷北口孔同样位于西大滩西段高河漫滩上, 水平相距 2 km。该孔 1983 年钻探时, 孔深 30.65 m。当时确定冻土底板在 24.58 m 深处, 年平均地温 -0.4°C 。1998 年 7 月 15 日地温资料证实, 冻土底板已上升至 20 m 深处, 年平均地温 -0.1°C 。近 15 年来, 该孔中冻土层上引式退化了 4.58 m, 平均每年退化 30 cm。可见, 这两孔中冻土层退化方式和速度是非常相似的。

位于青藏线温泉谷地多年冻土岛内的 103-II-1 孔亦同样存在着冻土层上引式退化现象(图 3(d))。该孔 1976 年 8 月 5 日终孔, 孔深 20.0 m。冻土上限 3.5 m, 冻土底板在 7 m 深处, 年平均地温 $+2.5^{\circ}\text{C}$ 。1998 年 8 月 13 日地温资料表明, 冻土底板已上升到 4.5 m 深处。近 20 年来冻土上引式退化了 2.5 m, 平均每年退化 12.5 cm。目前, 测温资料显示, 该孔周围已无多年冻土。

有些地段冻土层呈现出双向式(上、下引式)同时退化的现象。例如, 西大滩-4 孔(图 3(c)), 1975 年 6 月 23 日钻探深度为 31.40 m, 当时判断冻土底板在 20 m 深度处。据 1989 年 5 月 25 日测温资料表明, 该孔仅在深 8~11 m 段为残留冻土, 13~30 m 段地温较 1975 年升高 $0.3\sim 0.4^{\circ}\text{C}$ ^[14]。双向融化使冻土层退化速度加快。目前, 该孔已在季节冻土区。

2.3 侧引式

在冻土岛边缘处, 因周围与季节冻土相邻, 在同一水平层位, 由于融土地温较高, 而冻土岛边缘处地温垂向上多处于近似零梯度状态, 邻近融土层热流从侧向传向冻土层, 使冻土层侧引式退化占主导地位。有些地段冻土退化进程中往往和双向式退化同时进行, 致使冻土层退化速度加快。下面选两处实例进行说明。

西大滩一冻土岛位于 K2882 公路北侧约 150 m 处, 在 20 世纪 70 年代时冻土岛为 $150\text{ m}\times 100\text{ m}$ 。位于该冻土岛上的钻-3 孔, 1975 年 6 月 15 日钻探, 孔深 12 m。当时冻土底板在 11 m 深度, 地温梯度近似为

零(图 3(b)). 相距 110 m 远的钻-2 孔为季节冻土区. 1989 年 5 月 25 日再次测温表明, 钻-3 孔中 4 m 以下已全部变为正温, 但地温梯度很小. 1991 年 6 月在此处钻探证实该冻土岛已融化完毕.

两道河盆地是青藏线南段冻土岛最发育的地段, 在 4.74 km² 盆地内分布着稳定型、退化型冻土及季节冻土(图 5). 冻土厚度变化相当大, 最厚可达 80 m (CK7 孔周围). 但距该孔 200 m 远、公路西南侧则无多年冻土. 通过 1975 年 6 月(图 5(a))和 1996 年 6 月(图 5(b))绘制的冻土图对比发现, 近 20 年来盆地内各类冻土面积发生明显变化(表 3)^[12]. 该图反映出两道河盆地冻土退化错综复杂. 在平面分布上, 稳定型冻土区(I 区)部分过渡为退化型冻土区(II 区), 而退化型冻土区有些已变成季节冻土区(III 区). 结果, 稳定型冻土面积减少 28.9%, 而退化型和季节冻土面积分别

增加了 18.8%及 35.6%(表 3). 在由稳定型转化为退化型冻土, 或由退化型冻土转变为季节冻土过程中, 冻土侧引式退化起了主导作用, 但在各类冻土区冻土的退化形式各有差异. 图 3(e)绘制了两道河冻土岛 1976 年 4 月 16 日各孔的地温曲线. 其中, CK7 孔和 CK2 孔位于冻土岛中心, CK5 孔当时位于冻土岛边缘, CK4 孔位于岛外的季节冻土区内(图 5). 由四孔地温曲线可见, 该冻土岛边缘的内外侧具有一个不同的正负温的零梯度带, 从冻土岛中向岛外存在侧向热迁移作用. 侧引式退化使冻土平面分布从四周向岛中心缩减. 两道河 No.1 和 No.2 观测场分别布设于冻土岛的中心和边缘地带. CK2 孔位于 No.1 观测场内, CK5 孔位于 No.2 观测场内. 从 1975 年 12 月至 1976 年 11 月, 每天利用地中热流计观测不同两场地内钻孔各深度的热通量^[19]. 从表 4 可见, 当时两个场地表

表 3 两道河盆地各类冻土区面积变化

年代	图中总面积/km ²	I 区/km	II 区/km ²	III 区/km ²
1975	4.74	2.49	0.48	1.77
1996	4.74	1.77	0.57	2.40
面积变化/%	100	-28.9	+18.8	+35.6

表 4 两道河观测场地平均热通量(据徐学祖等^[19]资料编制)

场地	深度/m	1975 热流 /mW·m ⁻²	1976 热流/mW·m ⁻²											年平均 /mW·m ⁻²
		12 月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
1 号	0.07	-11.39	-8.83	-2.43	-2.47	-1.33	8.48	8.45	7.09	5.76	2.87	-1.02	-7.72	-0.21
	0.20	-10.32	-5.97	-2.25	-0.80	0.67	5.69	9.61	7.85	6.66	2.71	0.09	-3.02	0.91
	0.40	-7.48	-4.73	-1.91	-0.39	0.66	1.23	2.21	6.41	5.53	3.07	0.23	-0.02	0.40
	0.67	-6.73	-7.70	-3.67	-1.20	0.37	1.30	0.91	2.68	5.10	3.37	0.37	0.00	-0.43
	1.20	-0.21	-4.19	-2.91	-0.95	0.06	0.65	0.88	0.81	1.28	3.56	0.65	0.07	-0.02
	1.80	0.15	0.04	-2.34	-1.06	-0.09	0.35	0.48	0.57	0.56	0.65	0.49	0.48	0.02
	2.10	0.18	0.35	-1.75	-1.04	13.93	0.29	0.42	0.48	0.49	0.59	0.45	0.45	1.24
	2.40	0.28	0.27	-0.70	-0.88	-0.22	0.21	0.28	0.39	0.38	0.44	0.37	0.42	0.10
	2.80	0.23	0.26	0.23	-0.96	-0.29	-0.12	0.18	0.28	0.31	0.31	0.26	0.28	0.08
	3.20	0.18	0.18	0.14	-0.46	-0.19	0.07	0.07	0.26	0.33	0.28	0.19	0.20	0.10
	8.00	0.00	-0.02	-0.01	0.00	0.04			0.02	0.04	-0.02	0.00	-0.01	0.00
	13.00	0.00	0.00	0.00	-0.02	0.00			-0.01	-0.02	-0.04	-0.01	-0.01	-0.01
	18.70	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01			0.01	0.02	0.00	0.02	0.02	0.01
	40.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01			0.00	0.00	-0.01	0.00	0.00	0.00
2 号	59.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01			-0.02	-0.05	-0.06	-0.02	-0.02	-0.01
	0.13	-13.35	-8.59	-5.93	-2.07	3.43	7.03	4.69	4.73	2.81	-1.56	-4.21	-6.85	-1.66
	0.40	-6.56	-4.84	-1.94	-0.59	0.53	5.17	4.41	3.76	1.81	0.66	-1.30	-3.25	-0.18
	0.80	-6.44	-5.01	-2.45	-1.04	0.08	3.31	4.59	3.46	2.53	1.34	-0.89	-1.67	-0.18
	1.38	-4.08	-3.93	-2.59	-1.22	-0.33	0.42	2.51	2.88	2.32	1.43	-0.12	-0.42	-0.26
	1.60	-2.46	-3.14	-2.18	-1.04	-0.37	0.46	1.73	2.66	2.16	1.54	0.00	-0.36	-0.08
	3.20	-0.18	-0.14	-1.01	-1.10	-0.60	0.07	-0.09	0.02	1.35	1.45	0.51	0.04	0.03
	19.50	-0.01	0.02	0.00	0.00	-0.02	0.00	0.02	0.01	0.02	0.05	-0.04	-0.02	0.00

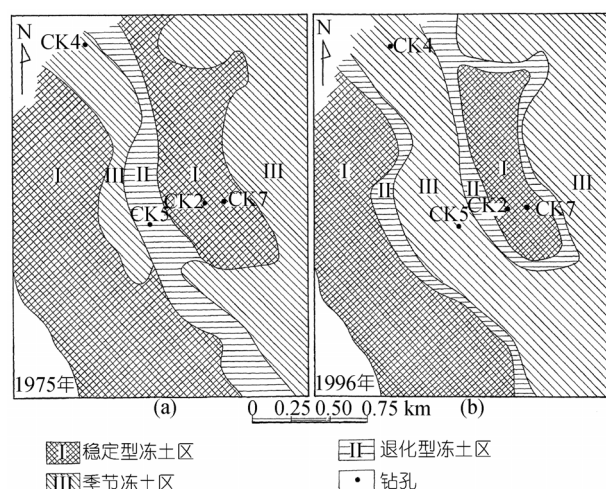


图 5 两道河盆地(123 道班)多年冻土和季节冻土分布图

层热流存在明显的差异。No.1 场地基本上以吸热为主, No.2 场地则表现为放热。在冻土上限附近, No.1 场地 1.8 m 深处的年平均热通量为 $+22 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$, No.2 场地在 3.2 m 深处为 $-22 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 。尽管热通量值都接近于零, 但其符号却是相反的。这些观测数据和图 3(a)地温年平均值曲线反映的规律基本一致。同样证实该冻土岛存在侧向热流。

对冻土层底板附近的热流分析可见, 该冻土岛最深(59.8 m)的 CK7 孔中 45 m 以下地温基本上呈直线变化, 确认了冻土底板趋向地表的热流基本上是稳定的(图 3(e))。由表 4 可见, 59 m 深处的年平均热通量为 $-11 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 。若根据地温曲线取 45 m 以下的温度梯度为 $0.01^\circ\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$, 则计算出该冻土岛底板趋向地表的热通量为 $31 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 。此数值稍低于青藏公路沿线冻土底板附近地中热流统计值 $36 \sim 142 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ ^[18]。因此可以判断该冻土岛在侧向退化的同时, 冻土底板也缓慢抬升, 同时存在上引式冻土退化过程。目前, 该孔 59.8 m 地温已升高 0.1°C , 也可证明上引式缓慢退化过程。两道河冻土岛冻土侧向退化造成稳定型冻土区(I 区)分布面积缩减, 地温升高。例如, 该区中心的 CK7 孔 20 世纪 90 年代比 70 年代 15~59.8 m 段地温平均值普遍升高 $0.1 \sim 0.2^\circ\text{C}$, 周边已过渡为退化型冻土区(图 5)。CK5 孔原位于退化型冻土 No.2 观测场内, 1975 年 6 月 17 日终孔、孔深 19.5 m。1975 年 9 月 15 日测温表明年平均地温为 0°C , 8 m 以下基

本上为地温零梯度带。孔底 19.5 m 深处年平均热通量为 $+11 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$, 为退化型冻土。1984 年 8 月 6 日地温资料表明, 该孔中冻土基本已退化完, 说明侧向热流对该孔周围冻土退化起主导作用。侧引式退化使退化型冻土区(II 区)向稳定型冻土推移。与此同时, 季节冻土区向退化型冻土扩展。目前, CK5 孔周围已变为季节冻土区(图 5(b))。季节冻土区(III 区)面积 1996 年比 1975 年增加了 35.6% (表 3)。该区冻土地温普遍升高。据 III 区内 CK4 孔地温资料表明, 目前 15~19.5 m 段地温年平均值较 1975 年均升高 $0.2 \sim 0.3^\circ\text{C}$ ^[7]。

两道河盆地冻土退化方式充分地表现出高原冻土退化的特征。较厚的稳定型冻土地温在升高, 其周边带逐渐过渡为退化型冻土区。原来的退化型冻土部分区段已变为季节冻土区。在平面上, 冻土退化进程由四周向冻土岛中心推进。在垂向上, 冻土侧向退化的同时, 上引式、下引式退化在不同类型冻土、不同深度段同时作用, 构成两道河盆地内目前冻土分布格局。

3 总结及讨论

根据对青藏线冻土地温曲线类型和冻土退化方式的研究结果, 可以归纳以下几点:

(1) 近年来, 在气候持续变暖的背景下, 高原冻土总的处于区域性退化趋势。根据其地温曲线特征基本可归纳为 3 类: 稳定型、退化型和相变过渡型。

(2) 冻土层空间上的退化方式包括下引式、上引式和侧引式 3 种, 但不同地段或同一地段不同深度处三种退化方式各有所侧重, 最终均造成冻土层减薄或完全融化。

(3) 当季节融深大于季节冻深时, 则开始下引式冻土退化; 当冻土层中地温梯度减小到小于下伏或周围融土层地温梯度时, 则产生上引式或侧引式冻土退化。

(4) 在下引式冻土退化过程中, 根据 12 个浅孔 1~3 周年以上的地温年平均值, 按上限附近近几十年地温变化特征划分出 4 个冻土不同退化阶段, 即: (i) 初始退化阶段, (ii) 强烈退化阶段, (iii) 融化夹层阶段, 和 (iv) 季节冻土阶段, 分别表示出多年冻土完全变为季节冻土的整个退化过程。近数十年来气候变

暖导致冻土域性退化, 冻土面积缩减, 地温普遍升高, 现已波及到大 60 m 深处. 据预测, 在 21 世纪冻土退化的趋势仍会持续, 并向更大深度和更广范围发展.

高海拔冻土厚度及其变化的主要控制因子包括地表温度及其变化历史、地形、地中热流及其变率和高度地带性规律^[20,21]. 北半球全新世以来的气候变暖导致冻土向高纬和高海拔地区退缩; 小冰期以来冻土变暖和退化在加速. 在过去 20 年冻土温度升高 0.5~1.5℃ 的背景下, 阿拉斯加不连续冻土区高温冻土的上引式融化速率大约为 $4 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$ ^[22,23]. 这比青藏公路沿线的数据($12\sim 30 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$)小得多. 阿拉斯加中南部冻土得以保存较好的主要原因在于地表有机盖层的热补偿效应; 岛状冻土区的侧引式融化强烈, 和下引式融化共同作用形成广泛分布的热喀斯特, 如富冰冻土区的热融湖塘^[15,16]. 蒙古国中部过去 30 年升温幅度大约 0.15~0.45℃, 富冰冻土下引式融化速率为 $3\sim 7 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$ ^[24]. 据预测, 到 21 世纪中叶厚度在 25 m 以下的冻土可能消失, 大于 50 m 的冻土将上引式退化 1.0~2.5 m, 零星和岛状冻土将消失, 但连续和不连续冻土面积变化不大(<20%~25%). 在西西伯利亚中部深埋藏冻土的下引式和上引式融化^[25]也证明, 高温冻土的三向式退化具有全球性. 但是, 也有报道气候变暖条件下, 表层 15 m 冻土热状况基本稳定的情况, 如俄罗斯雅库梯中部, 这可能归结于变暖的方式和降雪的减少^[26]. 气候变暖和在大陆性气候条件下, 年际突然或持续大幅变暖对冻土退化影响很大^[27]. 例如, 个别(或者连续异常)高温夏季平均温度高出多年平均值 5~6℃, 形成的融化夹层不断增厚, 由于土在融化状态下的导热系数大于冻结状态下, 在 10~20 年尺度上, 将导致不可逆退化过程¹⁾. 微地形和地表覆被状况突变(如施工时植被和有机盖层破坏、突然淹没等)对冻土的热稳定性的影响很大. 例如, 一个少雪暖冬比一个多雪寒冬更能降低雅库梯中部的地温^[26], 因此, 冻土退化过程中的随机性、不确定性很大.

目前青藏线冻土下引式退化的速率大约在 $6\sim 25 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$, 上引式融化速率在 $12\sim 30 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$. 因此, 与高纬冻土相比, 青藏线的冻土退化速率快得多, 这主要归结于强烈构造运动所导致的较高地温和地中热流、较薄冻土层和持续气候变暖. 在有地热异常、地下水、地表水活动和工程活动强烈影响的地区, 冻土退化速率要大的多. 如在西大滩岛状冻土区, 冻土的侧引式融化明显, 速率在 $62\sim 94 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$. 但可以肯定, 随着冻土厚度的增加, 受气候变化影响变小, 上引式融化速率会随深度增加而减小. 据预测, 如果到 21 世纪中叶升温 1.1℃, 冻土面积将减少 18%, 目前的岛状冻土将大致消失, 青藏高原腹地融区将显著扩大, 高原冻土温度将从目前以 $-1.5\sim -0.5^\circ\text{C}$ 占主导地位变为 $-0.4\sim 0^\circ\text{C}$ 占主导地位^[28]; 到 2100 年, 如果升温 2.91℃, 冻土面积将减少 58%, 高原东部、北部和南部地区冻土将大致消失^[29]. 但是, 由于模型和模拟研究的一些不得已的假设和简化, 实际气候变化的随机性和不确定性与模型假设的情景相差较远, 加上可利用的参数和资料及其时空分布上的问题, 这些结果可能与实际情况和趋势有较大的出入. 和冰芯、树木年轮、湖相沉积等古气候重建相比, 高原和青藏线冻土演化研究还非常不够, 大暖期和冰后期之后的冻土退化方式和过程, 以及融区形成机制和过程需要进一步探索.

总之, 高原冻土地温特征和退化方式研究目前还存在资料空间上分布不足(不均匀)、时间上序列太短和不连续、穿透冻土层的钻孔和地中热流观测太少、观测和模拟研究不足, 及古冻土和环境及其相关冰川湖泊演化研究存在较大争议. 亟待解决的冻土退化方式问题主要包括气候(突然、逐渐和振荡式)变暖条件下, 天然状态下和工程影响下冻土退化方式的观测、模拟和预测研究. 在对冻土退化有比较深入研究的基础上, 才可以较为客观地评价其生态、环境、水文和工程效应, 并制定相应工程措施和管理政策规范.

1) Jin H J, Brewer M C. Highway roadway stability influenced by warm permafrost and seasonal frost action. J Cold Reg Eng, 2006 (accepted)

参 考 文 献

- 1 王绍令. 晚更新世以来青藏高原多年冻土形成演化的探讨. 冰川冻土, 1989, 11(1): 67—75
- 2 周幼吾, 郭东信, 邱国庆, 等. 中国冻土. 北京: 科学出版社, 2000. 377—386
- 3 Qiu G Q, Cheng G D. Permafrost in China: past and present. Permafrost Periglacial Processes, 1995, 6(1): 3—14
- 4 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(2): 1—17
- 5 金会军, 李述训, 王绍令, 等. 气候变化对中国多年冻土和寒区环境的影响. 地理学报, 2000, 55(2): 161—173
- 6 程国栋. 中国青藏高原多年冻土与加拿大北部多年冻土的一些差别. 冰川冻土, 1980, 2(1): 39—42
- 7 王绍令. 近数十年来青藏公路沿线多年冻土变化. 干旱区地理, 1993, 16(1): 1—8
- 8 Jin H J, Cheng G D, Li X, et al. Permafrost on the Qinghai-tibet Plateau under a Changing Climate. Chin Sci Bull, 1999, 44(Suppl): 152—158
- 9 南卓铜, 李述训, 吴通华, 等. 近 30 年青藏高原西大滩多年冻土变化. 地理学报, 2003, 58(6): 817—823
- 10 Dou M J. Discussion on permafrost stability along the Qinghai-Tibet Highway. J Glaciol Geocryol, 2000, 22(Suppl): 92—97
- 11 吴青柏, 朱元林, 刘永智. 人类工程活动下冻土环境变化评价模型. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2002, 32(2): 142—148
- 12 王绍令, 赵秀峰. 青藏公路南段岛状冻土区冻土环境变化. 冰川冻土, 1998, 20(4): 231—239
- 13 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, 2002, 22(3): 200—205
- 14 Wang S L, Jin H J, Li S X, et al. Permafrost degradation on the Qinghai-Tibet Plateau and its environmental impacts. Permafrost Periglacial Processes, 2000, 11(1): 43—53[DOI]
- 15 Jorgenson M T, Racine C H, Walters J C, et al. Permafrost degradation and ecological changes associated with a warming climate in central Alaska. Climatic Change, 2001, 48: 551—579[DOI]
- 16 Osterkamp T E, Jorgenson M T. Response of boreal ecosystems to varying modes of permafrost degradation in Alaska. Canadian J Forest Res, 2005, 35(9): 2100—2112[DOI]
- 17 吴紫汪. 高原多年冻土区地温曲线的基本类型及工程应用地温参数的计算方法. 见: 周幼吾, 吴紫汪主编. 青藏冻土研究论文集. 北京: 科学出版社, 1983. 185—194
- 18 王家澄, 李树德. 青藏公路沿线多年冻土下界面附近的热状况分析. 见: 周幼吾, 吴紫汪主编. 青藏冻土研究论文集. 北京: 科学出版社, 1983. 38—43
- 19 徐学祖, 朱林楠. 西藏两道河岛状多年冻土的水热状况. 见: 周幼吾, 吴紫汪主编. 青藏冻土研究论文集. 北京: 科学出版社, 1983. 44—48
- 20 Nelson F E, Lachenbruch A H, Woo M K, et al. Permafrost and changing climate. In: Proceedings of the 6th International Conference on Permafrost, 5-9 July 1993, Beijing China, Vol. 2. Guangzhou: South China University of Technology Press, 2003. 987—1005
- 21 Sergueev D, Tipenko G, Romanovsky V, et al. Mountain permafrost thickness evolution under influence of long-term climate fluctuations (results of numerical simulation). In: Phillips M, Springman S M, Arenson L U, eds. Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost (Vol. 2), 21-25 July 2003, Zurich, Switzerland. Lisse, the Netherlands: A A Balkema Publishers, 2003. 1017—1021
- 22 Osterkamp T E. A thermal history of permafrost in Alaska. In: Phillips M, Springman S M, Arenson L U, eds. Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost (Vol. 1), 21-25 July 2003, Zurich, Switzerland. Lisse, the Netherlands: A A Balkema Publishers, 2003. 863—868
- 23 Osterkamp T E, Gosink J P. Variations in permafrost thickness in response to changes in paleoclimate. J Geophys Res, 1991, 96(B3): 4423—4434
- 24 Sharkhuu N. Recent changes in the permafrost of Mongolia. In: Phillips M, Springman S M, Arenson L U, eds. Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost (Vol. 2), 21-25 July 2003, Zurich, Switzerland. Lisse, the Netherlands: A A Balkema Publishers, 2003. 1029—1034
- 25 Ananjeva G V, Melnikov E S, Ponomareva O E. Relict permafrost in the central part of western Siberia. In: Phillips M, Springman S M, Arenson L U, eds. Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost (Vol. 1), 21-25 July 2003, Zurich, Switzerland. Lisse, the Netherlands: A A Balkema Publishers, 2003. 5—8
- 26 Skcryabin P, Skachkov Y, Varlamov S. The thermal state of soils under contemporary climate change in Central Yakutia. In: Phillips M, Springman S M, Arenson L U, eds. Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost (Vol. 2), 21-25 July 2003, Zurich, Switzerland. Lisse, the Netherlands: A A Balkema Publishers, 2003. 1063—1066
- 27 Riseborough D W, Smith M W. Modeling permafrost response to climatic change and climate variability. In: Lunardini V J, ed. Proceedings of the 4th International Symposium on Thermal Engineering and Science for Cold Regions, US Army CRREL Special Report 93-22. Hanover, New Hampshire, USA: US Army Cold Regions Research and Experimental Laboratory, 1993. 179—187
- 28 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 D 辑: 地球科学, 1993, 23(4): 342—347
- 29 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 D 辑: 地球科学, 1999, 29(2): 185—192