

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

李韧^{①②③}, 赵林^{①②③*}, 丁永建^{②③}, 吴通华^{①②③}, 肖瑶^{①②③}, 杜二计^{①②③}, 刘广岳^{①②③}, 乔永平^{①②③}

① 中国科学院青藏高原冰冻圈观测研究站, 兰州 730000;

② 冰冻圈科学国家重点实验室, 兰州 730000;

③ 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000

* 联系人, E-mail: linzhao@lzb.ac.cn

2011-11-25 收稿, 2012-04-26 接受

国家自然科学基金(40871037, 40830533, 40901042)、中国科学院百人计划(51Y251571)、国家重点基础研究发展计划(2007CB411504, 2007CB411505)、科技部基础项目(2008FY110200)、冰冻圈与全球变化重点实验室自主课题(SKLCSS-ZZ-2010-03)、青海三江源自然保护区生态环境保护 and 建设工程生态监测本底-冻土监测及综合评估项目和中国科学院青藏高原冰冻圈观测研究站资助

摘要 利用青藏高原多年冻土区 10 个活动层观测场建立以来到 2010 年的监测资料, 构建了青藏公路沿线多年冻土区活动层平均厚度的估算模型, 分析了多年冻土区活动层近期的动态变化及区域差异特征. 结果表明, 研究区活动层厚度 30 年来以 1.33 cm/a 的速率增大, 多年冻土上限温度、50 cm 土壤温度及 5 cm 土壤积温均呈现出升高的趋势. 土壤热通量以 $0.1 \text{ W m}^{-2}/\text{a}$ 的速率增大, 为高原多年冻土区活动层厚度增大和温度升高提供了依据. 活动层开始融化日期提前, 开始冻结日期推后, 融化日数增加, 速率达 1.18 d/a. 活动层动态变化特征与多年冻土类型、海拔高度、下垫面类型和土壤组分密切相关. 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.

关键词

青藏高原
活动层
热力过程
积温
融化日数
冻融厚度

青藏高原地处全球气候变化最活跃的地区之一, 是气候变化的启动器和调节器^[1,2]. 青藏高原作为全球海拔最高的一个巨型构造地貌单元, 具有独特的自然环境和空间分异规律, 受大气环流和高原地势格局的制约, 形成了高原下垫面独特的水热状况. 相关研究表明, 下垫面的水热特性在一定程度上支配着大气环流及天气气候的形成和变化^[3,4], 青藏高原下垫面热量的储放将触动天气系统发生改变, 使东亚天气系统的槽脊配置发生变化, 最终触发了天气系统的变化^[5-8].

多年冻土区占据了青藏高原总面积的 2/3, 是青藏高原重要的下垫面类型, 是冰冻圈的一个重要组分, 是气候变化的指示器^[9]. 活动层作为多年冻土与大气间的“缓冲层”, 对气候变化更为敏感, 反应更为迅速^[8], 青藏高原多年冻土区地气能量水分交换就是

通过活动层来实现的. 青藏高原活动层厚度是下垫面土壤水热综合作用的结果, 在某种程度上也反映了下垫面热状况, 可作为青藏高原地面的热力指标^[10]. 已有的研究表明活动层的水热动态变化不但会导致多年冻土区水文和生态系统特征的改变, 而且也会影响活动层土体的冻融变化过程^[11-15], 从而导致青藏高原地表水热状况的变化, 目前相关方面的研究受到了越来越多的关注^[16-20]. 近期的研究结果显示, 受气候变暖的影响, 青藏高原多年冻土发生了明显的退化, 表现为多年冻土温度升高及活动层厚度增大, 多年冻土分布面积减小^[21-24]. 青藏高原多年冻土退化可能引起地下水位变化, 地表更干燥, 荒漠化加剧^[21,25,26]. 通过对活动层热力过程分析, 丁永建等人^[13]得出活动层厚度与 4 cm 处土壤积温高度相关, 吴青柏等^[25,23]的研究结果则表明其与 50 cm 处

土壤温度关系密切. 相应的研究结果使人们对青藏高原多年冻土区活动层热力过程有了更进一步的认识. 已有的工作大多围绕高原活动层厚度变化展开, 对活动层厚度及内部热力特性变化的区域差异涉及较少. 此外, 活动层水热过程观测序列较短, 已成为研究青藏高原多年冻土区活动层厚度长期变化特征的障碍. 近年来的研究表明, 青藏高原的气温显著升高, 尤其以冬季升温率最大^[27,28], 是年平均气温升温率的2倍, 冬季较高的温度对活动层厚度有多大影响目前尚不清楚. 本文以中国科学院青藏高原冰冻圈观测研究站10个多年冻土活动层观测场的监测资料为基础, 通过对不同观测场活动层厚度的海拔订正得到了研究区域平均海拔高度上活动层厚度的变化序列, 结合研究区域内气象观测资料得到了研究区活动层厚度的气候学估算模型, 从活动层厚度、活动层内温度变化等方面分析了多年冻土区活动层的热力状况的近期变化特点, 探讨了多年冻土区不同冻土类型、海拔高度、下垫面植被类型、活动层土壤成分对活动层厚度和温度的影响.

1 材料和方法

研究区域活动层观测场沿青藏公路两侧分布, 从昆仑山垭口(China06, 简记为 CN06)至两道河(China04, 简记为 CN04), 南北距离约 593 km. 研究区域涵盖了青藏高原多年冻土区的高寒沼泽草甸、高寒草甸、高寒草原、高寒荒漠草原等主要下垫面类型, 海拔高度在4400~5100 m之间变化, 平均海拔高度大于4700 m(表1). 研究区域年平均气温在-7.1~-1.8℃之间, 年降水量在300~500 mm之间, 降水主要集中在5~9月份, 属高原亚寒带半干旱气候区. 目前监测到的6 m深度处多年冻土温度位于-3.2~0.2℃之间,

活动层厚度(ALT)在105~322 cm之间^[23]. 研究区域土壤样品分析结果显示, 活动层土壤组成中小于0.054 mm的细粒组分在4.8%~28.2%之间变化. 所选资料时段从各观测场建立至2010年12月份, 各观测场的详细信息列于表1.

本研究所用资料取自中国科学院青藏高原高原冰冻圈观测研究站, 10个活动层观测场不同观测深度的土壤温度与表层土壤热通量及高原腹地五道梁气象站的常规气象资料. 土壤温度统一采用105 T热敏电阻温度探头监测, 观测精度0.1℃, 土壤热通量采用HFPO1SC自标定热通量板监测, 观测精度3%. 所有的观测仪器均接入Campbell公司生产的CR1000型数采仪, 观测以北京时间为准, 采样频率每0.5小时或2小时1次(QT编号的观测场每0.5小时1次, CN编号的观测场每2小时1次). 活动层厚度由观测到的土壤温度剖面0℃等温线达到的最大深度来确定.

从表1可以看出, 有关青藏高原活动层厚度连续监测最长的时间序列也仅12年, 这为开展气候变化背景下活动层的响应过程的研究带来了局限. 众多的研究已经表明, 气温、地表温度及浅层土壤温度是影响活动层厚度的重要因子, 且与活动层厚度存在较好的相关性^[13,22], 研究区段内标准气象站有较长序列的相关常规观测资料, 这为估算活动层厚度的动态过程提供了必要的数据支撑.

由于不同观测场地的海拔高度不同, 我们按如下方案把不同观测场的活动层厚度订正到研究区段的平均海拔高度上,

$$ALT_i^* = \frac{\bar{H}}{H_i} \times ALT_i, \tag{1}$$

式中 ALT_i^* 是经海拔订正后的不同观测场的活动层厚度, \bar{H} 是研究区域不同观测场的平均海拔, H_i 和

表1 研究区域活动层观测场的位置及下垫面状况^[23]

位置	编号	纬度(°N)	经度(°E)	海拔(m)	下垫面类型	<0.054 mm 组分(%)	资料时段
昆仑山垭口	CN06	35.62	94.07	4746	高寒稀疏草原	8.8	2003.9~2010.12
索南达杰	CN02	35.43	93.60	4488	高寒草原	4.8	1999.8~2010.12
可可西里	QT01	35.15	93.05	4734	高寒草甸	28.2	2003.9~2010.12
北麓河1	QT02	34.82	92.92	4656	高寒草甸	11.4	2003.9~2010.12
北麓河2	QT03	34.82	92.92	4656	高寒草甸	17.1	2003.9~2010.12
风火山	CN01	34.73	92.90	4896	高寒草甸	26.9	1998.5~2010.12
开心岭	QT05	33.95	92.40	4652	高寒荒漠草原	7.9	2003.9~2010.12
通天河	QT06	33.58	92.24	4650	高寒草原	10.6	2003.9~2010.12
唐古拉	QT04	32.97	91.02	5100	退化的高寒草甸	5.8	2005.10~2010.12
两道河	CN04	31.82	91.73	4808	高寒沼泽草甸	18.6	1999.8~2010.12

ALT_i分别为不同观测场的海拔及活动层厚度. 通过海拔订正, 不同观测场的活动层厚度资料有了可比性. 2004~2010 时段研究区活动层厚度的平均值比相应时段内 CN02, CN01, CN04 的平均值平均大了 27.3 cm(变化范围 24~36 cm 之间), 在此时段之前仅 CN02, CN01, CN04 有观测, 因而研究区 1998~2003 时段的平均活动层厚度可由 CN02, CN01, CN04 的平均值加上 27.3 cm 近似得到. 由此我们得到了研究区域 1998~2010 时段平均活动层厚度序列.

用数理统计方法分析了研究区内五道梁气象站常规观测资料(气温、地表温度、水汽压、降水、风速等资料)与活动层厚度的关系. 通过多元回归筛选出夏季气温(T_a , °C)、一个完整冻融循环过程中的 5 cm 土壤的负积温(CTN, °C d)、正积温(CTP, °C d)^[29] 3 个量作为活动层厚度的影响因子, 用 1998~2009 时段的数据构建了如下的回归模型:

$$ALT = a \cdot T_a + b \cdot CTN + c \cdot CTP + d, \quad (2)$$

回归模型中 a, b, c, d 为回归系数, 各因子与 ALT 的偏相关系数均大于 0.980, 模型的复相关系数为 0.866, 通过了 0.01 显著性的 F 检验 (表 2). 模型计算标准差 6.4 cm, 平均绝对误差 4.8 cm, 平均相对误差 2.4%. 外推检验(2010 年的资料, 未参加模型构建)结果显示, 回归模型的绝对误差 10.0 cm, 相对误差 4.3%. 可见上述回归模型的计算误差相对较小, 且数据易于获取, 可用来估算研究区平均活动层厚度. 回归模型分析发现, CTN 与 CTP 均增大 100.0 °C d 的情景下, CTN 对 ALT 增大的贡献为 7 cm, CTP 的贡献为 4 cm, CTN 对 ALT 的贡献比 CTP 大 3 cm. 再者, 回归模型中 CTN 与 ALT 之间的偏相关系数达到了 0.997, 表明其对 ALT 作用显著, 可见冬季温度变化也是 ALT 的一个重要的影响因子.

2 结果与分析

2.1 青藏公路沿线多年冻土活动层厚度的变化

基于上述方案估算出了研究区域 1981~1997 时段的平均活动层厚度, 结合 1998~2010 时段的观测值, 我们得到了研究区域 1981~2010 时段 30 年的活

动层厚度序列. 结果显示(图 1), 1981~2010 年 30 年间, 青藏公路沿线多年冻土区活动层厚度呈现出明显的增大趋势. 20 世纪 80 年代, 活动层厚度平均值为 179 cm, 20 世纪 90 年代活动层厚度值比 80 年代增大了 14 cm, 21 世纪前 10 年, 活动层厚度值比 20 世纪 90 年代增大了 19 cm, 近 30 年来活动层厚度平均每 10 年增大了 13.3 cm. 与此相对应, 研究区内, 20 世纪 80 年代平均气温为 -5.2°C, 20 世纪 90 年代的气温比 80 年代升高了 0.5°C, 而 21 世纪前 10 年的平均气温比 20 世纪 90 年代升高了近 1.1°C, 气温平均每 10 年升高了 0.79°C. 年平均气温与活动层厚度的相关系数达到 0.66 ($P < 0.01$), 可见近 30 年来青藏高原多年冻土区活动层厚度的变化特点与高原地区气候变暖的背景是一致的, 随着气候变暖活动层厚度增大. 同时我们还发现, 研究区段内气温的季节变化以冬季的升温率最高, 达到了 1.2 °C/10 a, 冬季气温与活动层厚度的相关系数达到了 0.72 ($P < 0.01$). 冬季温度较高, 相应时期活动层的温度也较高, 随后的融化过程中, 消耗于活动层温度升高到融化温度的热量相对较小, 更多的热量被消耗于活动层融化, 因而使活动层的厚度增大. 可见, 活动层厚度不仅与夏季气温有关, 冬季气温对活动层厚度也有重要贡献.

2.2 活动层厚度变化的区域分布差异

不同观测场的观测结果表明(图 2), 青藏公路沿线多年冻土区活动层平均厚度为 218 cm, 在 100~320

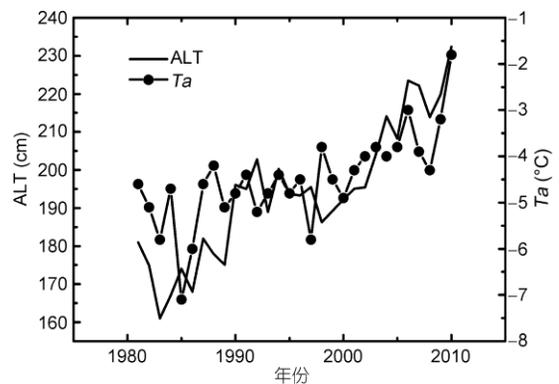


图 1 多年冻土区活动层厚度及气温变化序列

表 2 模型的回归系数和相关系数

回归系数				偏相关系数			复相关系数 r	F 检验值 f
a	b	c	d	$r(T_a)$	$r(CTN)$	$r(CTP)$		
-7.00	0.07	0.04	272.88	0.985	0.997	0.994	0.866	7.993

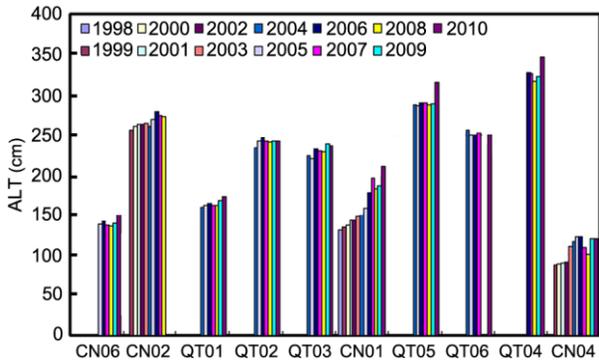


图2 青藏公路沿线不同观测场活动层厚度变化

cm 之间变化. 活动层厚度总体呈现增大趋势, 近 13 年来活动层厚度平均增大了 46 cm, 变率为 3.6 cm/a, 此值小于 Wu 等人^[22]的研究结果(7.5 cm/a), 其主要原因在于, Wu 等人^[22]所选用的观测场点大多针对青藏公路(铁路)路基多年冻土动态监测而设立, 因此大多位于公路(铁路)两侧数十米的范围之内, 更多的受道路工程和人类活动的扰动, 活动层增厚的趋势更大; 而本文选取的观测场点, 大多均远离公路(铁路)数百米之外, 受人类活动的干扰更小. 此外, 研究中所选时间序列的差异也可能是造成活动层厚度增大率不同的原因之一. 从有观测记录至 2010 时段, 低温多年冻土(地温年变化层处温度低于 -1.5°C ^[30])区活动层厚度增大幅度在 13~78 cm 之间, 平均增厚了 34 cm, 活动层厚度的线性变化率在 1.4~6.3 cm/a 之间, 平均值为 3.1 cm/a. 相对于低温多年冻土区, 高温多年冻土(地温年变化层处温度高于 -1.5°C ^[30])区活动层厚度增大范围在 15~35 cm 之间, 平均增厚了 22 cm, 活动层厚度的线性变化率除 QT05 为 -0.5 cm/a 外, 其余观测场在 0.8~3.2 cm/a 间变化, 平均变化率为 2.4 cm/a. 高温多年冻土区观测结果显示, 高原腹地活动层厚度平均变化幅度约为 20 cm, 边缘地区活动层厚度变化幅度大于 30 cm. 在此期间, 青藏公路沿线各观测场的气温呈现出与活动层厚度相同的变化趋势, 年平均气温升温率达 $0.13^{\circ}\text{C}/\text{a}$, 气温季节变化中以冬季气温升温率最大, 可达 $0.39^{\circ}\text{C}/\text{a}$, 而夏季的升温率仅 $0.018^{\circ}\text{C}/\text{a}$. 这进一步表明冬季较大的升温率对活动层厚度变化有重要影响. 对比图 2 与表 1 我们可以发现, QT05 与 QT06 两观测场海拔高度及年平均气温接近, 但两观测场的活动层厚度相差 40 cm, 相距不足 10 m 的 QT02 与 QT03 两观测场, 其海拔与气温相同, 但其活动层厚度仍然相差了近 12 cm. 可见

气温决定了活动层厚度的变化趋势, 不同观测场局地因素的差异(海拔、降水、地表覆盖(植被、积雪)、土壤组成等)对活动层厚度的大小也有重要影响.

观测场海拔高度、多年冻土类型、下垫面类型与活动层厚度变化关系分析发现, 随着海拔高度的增大, 活动层厚度减小, 活动层厚度的变幅增大. 海拔高度每增大 100 m, 活动层厚度的变幅增大 6.7 cm. 其中海拔高度大于 4700 m 的观测场活动层厚度平均变幅近 34 cm, 平均变化率为 3.1 cm/a. 海拔高度小于 4700 m 的观测场, 活动层厚度平均变幅约为 18 cm, 平均变化率为 1.6 cm/a. 草甸类观测场活动层厚度平均变幅近 30 cm, 平均变化率约 2.7 cm/a, 高寒草原类观测场活动层厚度平均变幅 20 cm, 平均变化率 1.8 cm/a. 对比分析发现低温多年冻土区活动层观测场中, CN06 活动层厚度在 137~150 cm 之间波动, 观测时段最小值 137 cm 出现于 2008 年, 最大值出现于 2010 年, 活动层厚度的线性变化率为 1.4 cm/a; QT01 活动层厚度波动范围 160~173 cm, 最小值出现于 2004 年, 最大值出现于 2010 年, 活动层厚度的线性变化率 1.7 cm/a; 观测序列较长的 CN01 活动层厚度波动范围 132~210 cm, 1998 年的观测值较小, 观测时段 2010 年活动层厚度最大, 活动层厚度的线性变化率 6.3 cm/a, 此值是研究区域 10 个观测场中活动层厚度变率最大的一个, 其值与 Wu 等人^[22]设于该处附近的天然观测场的活动层厚度变率相当(6.0 cm/a 左右).

对比图 2 中各观测场活动层厚度与表 1 中下垫面类型及细粒组成可以发现, 下垫面为高寒沼泽草甸的观测场的活动层厚度相对较小, 高寒草甸的次之, 高寒草原的活动层厚度较大. 这主要是由于随着下垫面类型由高寒沼泽草甸向高寒草甸、高寒草原、高寒荒漠变化, 地表植被覆盖度及活动层土壤水分含量在逐渐减小, 此二因素暖季对土体有降温作用^[30]. 因此, 不同下垫面类型的活动层厚度表现出较大的差异. 同时还发现, 土壤细粒组分与活动层厚度间存在较好的反相关关系, 相关系数达 -0.67 , 随着土壤细粒组分百分含量的增大, 活动层厚度减小, 这主要是由于细粒组分有较好的持水性, 在得到相同的外界水分补给的条件下, 土壤细粒组分含量越高, 土体中截留的水越多, 而水分蒸发会消耗热量, 用于土体升温的热量相对减小, 致使土体温度降低, 故而活动层厚度较小.

2.3 活动层温度变化及区域差异

多年冻土上限温度(TTOP)是活动层热状况的一个重要体现. 本研究选用观测期内多年冻土上限平均深度处的温度作为多年冻土上限温度, TTOP 与活动层厚度的变化趋势相同, 青藏公路沿线 10 个观测场中 TTOP 总体呈现出升高趋势(图 3), TTOP 大值出现的时间基本上与活动层厚度大值出现的时间一致. 不同观测场 TTOP 变幅为 0.1~1.6℃, 平均变幅 0.7℃. 研究区域 TTOP 平均变化率为 0.03 ℃/a, 在 -0.044~0.098 ℃/a 范围内波动. 其中低温多年冻土区 TTOP 平均变化率为 0.032 ℃/a, 高温多年冻土区 TTOP 平均变化率为 0.020 ℃/a. 海拔高度大于 4700 m 的观测场 TTOP 的平均变化率为 0.034 ℃/a, 海拔高度小于 4700 m 的观测场 TTOP 的平均变化率为 0.029 ℃/a. 地温观测结果也表明低温多年冻土年平均地温升温速率大于高温多年冻土^[21,22], 在俄罗斯的 Urengoy 地区得到了相似的结果^[31], 在低温多年冻土区升温率达 0.045 ℃/a, 而高温多年冻土区的升温率仅为 0.030 ℃/a, 这可能是由于低温多年冻土区相变耗热较小所致. 地表植被类型对 TTOP 也有较大影响, 地表植被类型不同, TTOP 升温率也不相同, 高寒草甸类观测场 TTOP 变化率为 0.041 ℃/a, 高寒草原类观测场 TTOP 变化率为 0.009 ℃/a. 不同下垫面类型观测场土壤水分差异是导致升温率不同的主要原因, 对于高寒草甸类观测场, 由于土壤水分含量相对较大, 土壤导温率较大, 土壤温度波下传速度快, 下层土壤升温较快. 再者由于高寒草甸类观测场地表湿度较大、颜色较暗, 反照率较小, 在相同日照的情形下地表可获取更多的太阳能用于加热下层土壤,

较大的导温率与较小的地表反照率综合作用的结果使 TTOP 变率较大. 此外, 观测场的土壤结构对 TTOP 的影响较大, TTOP 随着土壤细粒组分含量的增大而减小, 二者的相关系数为 -0.67. 研究区域平均 TTOP 与活动层厚度呈现正相关, 二者相关系数达到了 0.91, 通过了 $\alpha=0.001$ 的显著性检验.

活动层土壤 50 cm 处的温度变化(GT50)与 TTOP 变化特征相似(图略), 表现为低温多年冻土区及较高海拔地区 GT50 的升温率较大(分别为 0.105 和 0.086 ℃/a), 高温多年冻土区及较低海拔地区 GT50 的升温率较小(分别为 0.075 和 0.078 ℃/a). 下垫面类型从高寒草甸向高寒草原过渡, GT50 的升温率减小, 其中高寒草甸类, GT50 的升温率为 0.098 ℃/a, 高寒草原类 GT50 的升温率为 0.075 ℃/a. 统计分析发现, GT50 与活动层厚度呈现较好的正相关, 相关系数 0.61($P<0.01$).

活动层浅层年内土壤积温是活动层土壤热量条件的重要指标之一. 研究区 CN02 等 8 个观测场 5 cm 积温(CT, 年内日平均 5 cm 土温的累加值)观测结果显示, CT 总体上呈现出增大的趋势, 但受局地因素的影响, 不同区域 CT 增大的趋势不尽相同. 其中, 低温多年冻土区 CT 值平均变幅 595.0 ℃ d, 变率达 77.46 ℃ d/a, 而高温多年冻土区 CT 值平均变幅 373.0 ℃ d, 变率为 33.45 ℃ d/a. 海拔高度大于 4700 m 的观测场 CT 值变幅约为 432.4 ℃ d, CT 变率 43.23 ℃ d/a, 海拔高度小于 4700 m 的观测场 CT 值变幅约为 381.8 ℃ d, CT 变率 37.63 ℃ d/a. 与上述原因相同, 低温多年冻土区及高海拔观测场相对于高温多年冻土区及低海拔区其相变耗热少, 用于土壤升温的热量相对较多, 从而导致了相关区域 CT 的

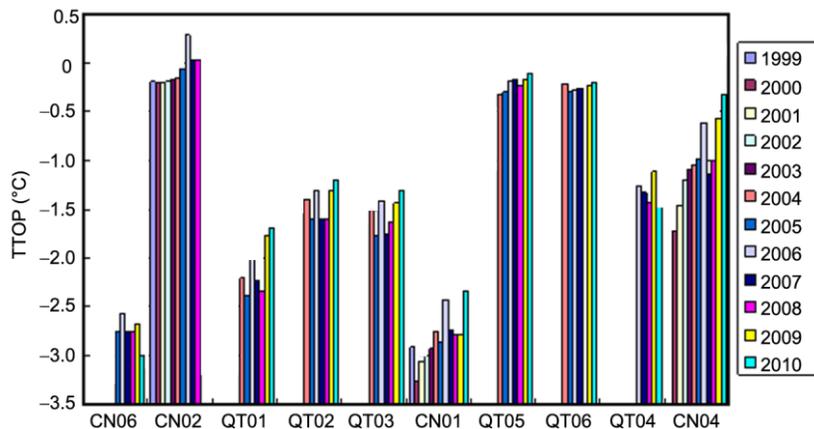


图 3 多年冻土上限温度变化

升温率较大. 不同下垫面类型观测场的 CT 资料分析发现, 高寒草甸类观测场活动层 CT 值变幅为 425.5 °C d, 变率可达 44.38 °C d/a, 对于高寒草原类观测场, 活动层 CT 值变幅为 359.5 °C d, 变率可达 29.90 °C d/a. 高寒草甸类观测场 CT 变率大于高寒草原类观测场, 其原因是由于下垫面土壤质地及土壤水分含量的差异所致, 高寒草甸类相对于高寒草原类观测场土壤粒度相对较细, 持水性能较好, 反照率较小, 相应的特征使得高寒草甸观测场能获取较多的太阳能用于加热活动层土壤, 从而 CT 值的变率较大. 而高寒草原观测场由于土壤较干反照率较大的缘故使地表得到的净辐射相对较小, 相应用于加热下层土壤的热量就少, 最终导致高寒草原观测场 CT 值的变率较小. 总体上随着 CT 值的增大, 活动层厚度与 TTOP 呈现出增大趋势, 平均状况下 CT 值增大 100.0 °C d, ALT 将增厚 10 cm, TTOP 将增大 0.14°C. 不同观测场的 ALT 可用如下关系式估算:

$$ALT = 0.1157CT + 243.8, \quad (3)$$

上式中活动层厚度与 CT 的线性相关系数 0.60 ($P < 0.01$), 外推检验结果表明(2010 年的数据, 未参加模型构建), 方程(3)计算结果的绝对误差 20 cm, 相对误差为 10%, 但该方程不适用于多年冻土区南界 CN04 观测场及 QT04 较高海拔观测场活动层厚度的估算.

2.4 土壤热通量的变化

土壤热通量代表着土壤分配的地面净辐射能量份额的大小, 是表征土壤热力状况的一个重要指标. 研究区域 5 个观测场 5 cm 土壤热通量(Gs5)总体上呈现出增大趋势(图 4). 就平均状况而言, Gs5 最大值出现于 2010 年, 次大值出现于 2006 年. 研究区域 5 个观测场 Gs5 年平均值 2.6 W m⁻², 在 0.5~3.7 W m⁻² 范围内波动, 平均变率达 0.1 W m⁻²/a. 年平均土壤热通量均大于 0.0 W m⁻², 表明在一年之中有盈余的热量从地表向下层土壤输送, 下层土壤吸收热量, 伴随着吸热过程的持续, 多年冻土则表现为活动层厚度增大, TTOP 升高. 数据分析显示, 平均状况下土壤热通量增大 1.0 W m⁻² 情景下活动层厚度增大 24 cm, TTOP 升高 0.3°C, 土壤热通量与活动层厚度及 TTOP 之间的相关系数分别达到了 0.93 和 0.84.

土壤热通量的变化是土壤温度变化的重要原因, 土壤温度随土壤热通量值的增大而增大, 其表象就

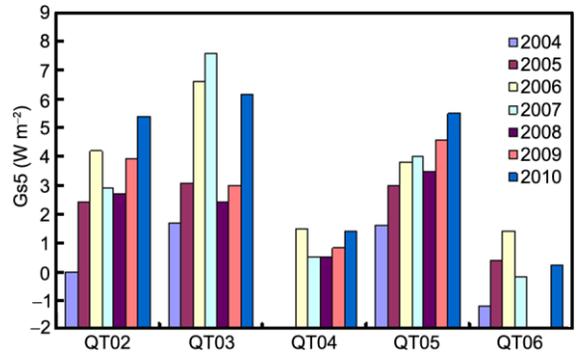


图 4 活动层 5 cm 土壤热通量变化

是土壤积温的增大, 二者的相关系数达到了 0.89($P < 0.01$).

2.5 冻融时间的变化

研究区域内活动层观测场开始冻结及开始融化日期也发生了明显的变化. 几个观测场活动层开始融化日期有不同程度的提前, 而开始冻结日期则有不同程度的推后, 融化日数不同程度增加. 不同观测场自有观测记录至 2006/2007 年活动层开始融化日期平均提前了 16 天, 而开始冻结日期平均推后了 14 天, 此间活动层融化日数平均增加了 30 天. 2008 年与 2006/2007 相比, 开始融化日期推后了 9 天, 开始冻结日期平均提前了 6 天左右. 2008 年高原地区气温偏低是造成该年融化开始日期推后, 冻结开始日期提前的主要原因. 总体上从多年冻土北界的西大滩至多年冻土南界的两道河, 活动层融化日数均有不同程度的增加, 冻结日数均有不同程度的减少, 冻结日数每年减少了 0.5~2.4 d. 多年冻土南北边界处冻结日数变化率为 -0.81 d/a, 从可可西里到唐古拉一线, 冻结日数变化率在 -1.3~-2.39 d/a 范围内变动, 平均变化率为 -1.78 d/a. 高原腹地多年冻土区减小的冻结日数较南北两边界处的大. 研究区活动层融化日数平均达 184 d, 变率达 1.18 d/a. 研究区内五道梁气象站长序列观测结果表明, 1981~2010 年气温在 4 个季节中均呈现较明显的升高趋势, 其中以冬季升温率最大(0.81 °C/a), 春季次之(0.59 °C/a), 夏秋季升温率相当(0.47 °C/a). 其结果是在一个冻融循环周期内, 有相对较多的热量用于活动层土体加热, 活动层土体温度相对较高, 致使在春季活动层开始融化日期较以往提前, 而到秋季开始冻结的日期推后, 融化持续的时间增长. 近 30 年来, 五道梁地区融化日数每

10年增大了7.4 d.

3 结论

研究区域平均活动层厚度近30年来以1.33 cm/a的速率增加. 近年来低温多年冻土活动层厚度变率达3.1 cm/a, 高温多年冻土达2.4 cm/a; 海拔高度大于4700 m的地区活动层厚度变率达3.1 cm/a, 海拔高度小于4700 m的地区达1.6 cm/a; 高寒草甸地区活动层厚度变率为2.7 cm/a, 高寒草原地区为1.8 cm/a; 土壤细粒组成与活动层厚度间存在显著的负相关关系.

研究区域TTOP总体呈现出生高趋势, 平均变率为0.031 °C/a. 低温多年冻土区TTOP变率为0.032 °C/a, 高温多年冻土区为0.020 °C/a; 海拔高度大于4700 m地区TTOP的平均变率为0.034 °C/a, 海拔高度小于4700 m地区为0.029 °C/a; 高寒草甸地区TTOP变率为0.041 °C/a, 高寒草原地区为0.009 °C/a. TTOP随着土壤细粒组分含量的增大而减小. GT50与TTOP表

现出相似的变化趋势和区域差异特征.

研究区域CT总体上呈现出增大的趋势. 低温多年冻土区CT变率达77.46 °C d/a, 而高温多年冻土区变率达33.45 °C d/a; 海拔高度大于4700 m的地区CT变率达43.23 °C d/a, 海拔高度小于4700 m的地区达37.63 °C d/a; 高寒草甸地区CT变率达44.38 °C d/a, 高寒草原地区达29.90 °C d/a. 随着CT值的增大, 活动层厚度与TTOP呈现出增大趋势, 平均状况下CT值增大100.0 °C d, 活动层厚度将增厚10 cm, TTOP将增大0.14 °C.

研究区域土壤热通量也呈现出增大趋势. 土壤热通量每增大1.0 W m⁻², 活动层厚度增大24 cm, TTOP升高0.3 °C, 土壤热通量与活动层厚度及TTOP之间相关关系显著. 研究区域内活动层开始融化日期提前, 开始冻结日期推后, 融化日数增加. 总体上从多年冻土北界的西大滩至多年冻土南界的两道河, 活动层融化日数增加了0.5~2.4 d.

致谢 论文在修改的过程中得到中国科学院寒区旱区环境与工程研究所李述训研究员的悉心指导, 作者表示衷心感谢!

参考文献

- 1 汤懋苍, 李存强. 关于“青藏高原是气候变化启动区”的分析事实. 见: 中国青藏高原研究会, 编. 中国青藏高原研究会第一届学术讨论会论文集. 北京: 科学出版社, 1992. 42-48
- 2 冯松, 汤懋苍, 王冬梅. 青藏高原是我国气候变化启动区的新证据. 科学通报, 1998, 43: 633-636
- 3 刘晓东, 罗四维, 钱永甫. 青藏高原地表热状况对夏季东亚大气环流影响的数值模拟. 高原气象, 1989, 8: 205-216
- 4 Wu B Y, Yang K, Zhang R H. Eurasian snow cover variability and its association with summer rain fall in China. Adv Atmos Sci, 2009, 26: 31-44
- 5 汤懋苍, 孙淑华, 钟强, 等. 下垫面能量储放与天气. 高原气象, 1982, 1: 24-34
- 6 徐国昌, 李梅芳. 青藏高原温度与东亚环流. 高原气象, 1985, 4: 185-189
- 7 黄忠恕. 青藏高原关系热状况与大气超长波的关系. 地理研究, 1986, 5: 32-41
- 8 王澄海, 董文杰, 韦志刚. 青藏高原季节冻融过程与东亚大气环流关系的研究. 地球物理学报, 2003, 46: 309-316
- 9 Pavlov A V. Current change of climate and permafrost in the Arctic and Sub-Arctic of Russia. Permafrost Periglacial Proc, 1994, 5: 101-110
- 10 李韧, 赵林, 丁永建, 等. 青藏高原季节冻土的气候学特征. 冰川冻土, 2009, 31: 1050-1056
- 11 李述训, 南卓铜, 赵林. 冻融作用对系统与环境间能量交换的影响分析. 冰川冻土, 2002, 24: 109-115
- 12 Zhang T J, Stamnes K. Impact of climatic factors on the active layer and permafrost at Barrow. Alaska, 1998, 9: 229-246
- 13 丁永建, 叶柏生, 刘时银, 等. 青藏高原大尺度冻土水文监测研究. 科学通报, 2000, 45: 208-214
- 14 赵林, 程国栋, 李述训, 等. 青藏高原五道梁附近多年冻土活动层冻结和融化过程. 科学通报, 2000, 45: 1205-1210
- 15 吴青柏, 沈永平, 施斌. 青藏高原冻土及水热过程与寒区生态环境的关系. 冰川冻土, 2003, 25: 250-255
- 16 季国良, 姚兰昌, 袁福茂. 1982年冬季青藏高原地面和大气的加热场特征. 中国科学B辑, 1986, 16: 214-224
- 17 李栋梁, 季国良, 吕兰芝. 青藏高原地面加热场强度对北半球大气环流和中国天气气候异常的影响研究. 中国科学D辑: 地球科学, 2001, 31(增刊): 312-319
- 18 曾群柱, 谢应钦. 从地表辐射平衡、热量平衡论青藏高原的热力作用. 科学通报, 1980, 25: 552-554
- 19 寇有观. 青藏高原地表热平衡研究. 科学通报, 1980, 8: 363-365

- 20 李国平, 段廷扬, 巩远发. 青藏高原西部地区的总体输送系数和地面通量. 科学通报, 2000, 45: 865–869
- 21 Cheng G D, Wu T H. Responses of permafrost to climate change and their environmental significance, Qinghai-Tibet Plateau. *J Geophys Res*, 2007, 112, F02S03, doi: 10.1029/2006 JF000631
- 22 Wu Q B, Zhang T J. Changes in active layer thickness over the Qinghai-Tibetan Plateau from 1995 to 2007. *J Geophys Res*, 2010, 115: D09107, doi: 10.1029/2009JD012974
- 23 Zhao L, Wu Q B, Marchenko S S, et al. Thermal state of permafrost and active layer in Central Asia during the International Polar Year. *Permafr Periglac Proc*, 2010, 21: 198–207
- 24 Wu Q B, Zhang T J, Liu Y Z. Permafrost temperatures and thickness on the Qinghai-Tibet Plateau. *Glob Planet Change*, 2010, 72: 32–38
- 25 Ge S, Wu Q B, Lu N, et al. Ground water in the Tibet Plateau, western China. *Geophys Res Lett*, 2008, 35: L18403, doi: 10.1029/2008GL034809
- 26 Yi S H, Zhou Z Y, Ren S L, et al. Effects of permafrost degradation on alpine grassland in a semi-arid basin on the Qinghai-Tibetan Plateau. *Environ Res Lett*, 2011, 6: 045403
- 27 Liu X D, Chen B D. Climate warming in the Tibetan Plateau during the recent decades. *Int J Climatol*, 2000, 20: 1729–1742
- 28 Zhao L, Ping C L, Yang D Q, et al. Changes of climate and seasonally frozen ground over the past 30 years in Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau, China. *Glob Planet Change*, 2004, 43: 19–31
- 29 赵林, 李韧, 丁永建, 等. 青藏高原 1977–2006 年土壤热状况研究. 气候变化研究进展, 2011, 7: 307–316
- 30 周幼吾, 郭东信, 邱国庆, 等. 中国冻土. 北京: 科学出版社, 2000
- 31 Romanovsky V E, Drozdov D S, Oberman N G, et al. Thermal state of permafrost in Russia. *Permafr Periglac Proc*, 2010, 21: 136–155