

DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2021.0072

LIU Yitian, YAO Jimin, ZHAO Lin, et al. Surface energy processes during freeze-thaw cycle in Tanggula permafrost region of Qinghai-Tibet Plateau[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2021, 43(4):1073-1082. [刘艺阒, 姚济敏, 赵林, 等. 青藏高原唐古拉多年冻土区冻融循环过程中的能量平衡特征[J]. 冰川冻土, 2021, 43(4):1073-1082.]

青藏高原唐古拉多年冻土区冻融循环过程中的能量平衡特征

刘艺阒^{1,2}, 姚济敏¹, 赵林¹, 肖瑶¹, 乔永平¹, 史健宗¹

(1. 中国科学院西北生态环境资源研究院冰冻圈科学国家重点实验室/青藏高原冰冻圈观测试验研究站, 甘肃兰州 730000; 2. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘 要: 青藏高原多年冻土区冻融循环过程对地表能量及其分配的影响研究相对较少, 青藏高原唐古拉站多年冻土的实测资料, 依据 10 cm 土壤温度划分浅层土壤冻融循环的各个阶段并结合能量闭合率、地表能量各通量等数据探讨浅层土壤冻融循环过程与地气间水热交换过程之间的影响。结果表明: 浅层土壤冻融循环过程各阶段均受气候变化的影响, 其融化过程起始时间提前同时冻结过程起始时间推后, 完全融化阶段持续时间增加, 且逐渐接近完全冻结阶段持续时间; 在浅层土壤不同冻融状态下, 能量闭合率差值较大, 其中完全融化阶段能量闭合状况普遍好于完全冻结阶段; 净辐射值在完全融化阶段高于完全冻结阶段, 净辐射在完全冻结阶段主要转化为感热通量, 在完全融化阶段主要转化为潜热通量, 地表土壤热通量在完全融化阶段为正值, 在完全冻结阶段为负值。

关键词: 青藏高原; 地表冻融状况; 能量平衡; 日冻融循环

中图分类号: P642.14 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2021)04-1073-10

0 引言

青藏高原是世界上最高的高原, 其平均海拔超过 4 000 m, 被称为世界“第三极”^[1], 其上的能水循环过程影响着东亚季风模态、亚洲季风过程和北半球大气环流过程^[2-3]。高原上多年冻土覆盖分布广泛, 研究显示多年冻土面积约为 $1.06 \times 10^6 \text{ km}^2$, 占高原总面积的 40%^[4-5], 并且相对于低海拔地区, 高原上的多年冻土对全球气候变化的响应更加敏感^[6-7]。地表能量平衡过程是陆面过程中的核心问题^[8]。多年冻土区活动层冻融循环过程不仅显著地影响着地表的能量和水分平衡^[9], 同时对地气间水热交换、土壤碳循环、生态系统、水文过程以及人类的农业活动产生直接或间接的影响^[10-16]。因而, 加强高原多年冻土区地表能量平衡过程的监测, 深入活动层冻融循环对其影响的机理研究, 对气候变化引起的

陆地冰冻圈环境问题的研究有重要参考价值。

自 20 世纪 70 年代以来, 我国在青藏高原展开了一系列研究实验, 如第一次大气科学实验(QXP-MEX)、GAME-Tibet 实验、第二次大气科学实验(TIPEX)、CAMP-Tibet 实验、第三次科学实验以及 TPCSIEA 实验等均将青藏高原地区地表能量收支、水分循环等过程作为重要研究内容^[17], 对青藏高原地区地气相互作用中的地表能量通量、土壤温湿度的变化和分布特征有了较为准确的认知, 研究表明: 在全球变暖背景下, 青藏高原呈现加速变暖趋势^[2, 18-19]; 多年冻土发生退化现象^[20], 部分多年冻土退化为季节性冻土, 活动层厚度显著增加^[21]; 活动层土壤冻融循环受气候变化影响, 活动层开始融化时间提前且开始冻结时间推后^[22]; 地表能量的季节变化研究表明, 感热在冬春季节占主导, 潜热在夏秋季节占主导^[23]; 那曲站季节冻土和唐古拉站多年

收稿日期: 2019-03-27; 修订日期: 2020-06-20

基金项目: 国家自然科学基金项目(41571069; 41575012; 41671068; 41671070)资助

作者简介: 刘艺阒, 硕士研究生, 主要从事寒区陆面过程研究. E-mail: 786068101@qq.com

通信作者: 姚济敏, 副研究员, 主要从事冻土与气候研究. E-mail: yjm@lzb.ac.cn

冻土的对比研究表明,活动层的冻融循环对多年冻土的影响大于对季节冻土的影响^[10],这些试验研究使我们对青藏高原陆面过程有了更深入的了解。

然而,由于高原上高海拔站点稀缺,长时间尺度的野外观测研究不足,而且野外观测资料主要集中在加强观测期的夏季,针对高海拔地区活动层冻融循环过程对地表能量、能量闭合的观测研究还较少。本研究对2012—2014年唐古拉站点的能量通量进行观测分析,并结合气象站温度资料,深入认识唐古拉多年冻土活动层冻融循环过程中的地表能量平衡特点、各能量通量的日变化和季节变化特征,该研究主要针对多年冻土活动层冻融循环过程对地表能量平衡过程的影响机制进行分析讨论,以期对高原多年冻土区陆面过程研究有所贡献。

1 观测区概况

观测场地选为唐古拉综合观测试验观测场(TGLMS,33°04′ N,91°56′ E),位于唐古拉垭口西南方向,设置在临近青藏公路的一个平缓坡地上(图1),其海拔高度为5 100 m。该区域属于高原山地气候,年平均地表温度为−2.2 ℃,年平均气温为−4.9 ℃,极端高温为17.6 ℃,极端低温为−29.6 ℃,年降水量约为436.7 mm^[24]。其下垫面为连续多年冻土,四周平坦开阔,植被类型以高山

草甸为主,高度低矮,一年中最高高度约为10 cm,植被最旺盛时期地表覆盖率大约为20%~30%^[25]。观测场中的设备每两个月进行一次维护,运行状态良好。站点观测项目主要包括辐射观测、三层气象梯度塔观测和涡动相关通量观测,另外有雪深、降水量、土壤温湿度和土壤热通量的测量。

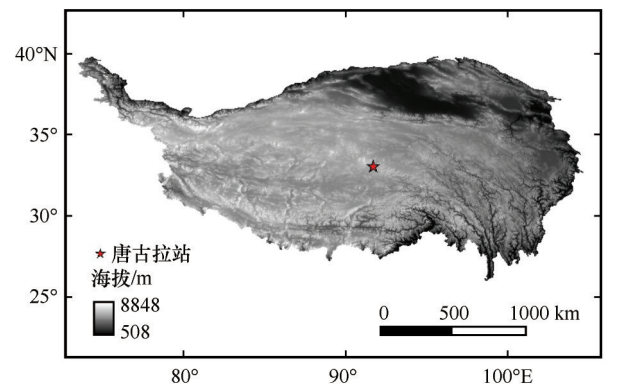


图1 青藏高原唐古拉综合观测场位置
Fig. 1 Location of Tanggula comprehensive observation site on Qinghai-Tibet Plateau

气象梯度观测塔主要设置三层高度(2 m、5 m、10 m),每30 min记录一次数据,主要包括辐射、雪深、气温、风速、风向、降水量、土壤温湿度(5 cm、10 cm、20 cm)、土壤热通量(5 cm、10 cm、20 cm)等要素的测量,详见表1。

表1 唐古拉观测场气象梯度塔仪器说明

Table 1 Description of weather gradient tower instrument in Tanggula observation field

观测项目	仪器	精度	安置高度	频率
风速/(m·s ⁻¹)	05103_L Wind Monitor	±0.3 m·s ⁻¹	10 m	30 min
气温/℃	HMP45C temperature/RH Probe	±0.5 ℃	2 m	30 min
相对湿度/%	HMP45C temperature/RH Probe	±0.4% RH·℃ ⁻¹	2 m	30 min
降水/mm	T-200B Precipitation Gauge	0.1 mm	5 m away	30 min
土壤含水量SMC/(m ³ ·m ⁻³)	CS616 Water-Content Reflectometers	±2.5%	5, 10, 20 cm	30 min
雪深/m	SR50 Sonic Ranging Sensor	1 cm	2 m	30 min
向上短波辐射USR/(W·m ⁻²)	CM3 Pyranometer	10%	2 m	30 min
向上长波辐射ULR/(W·m ⁻²)	CG3 Pyranometer	10%	2 m	30 min
向下短波辐射DSR/(W·m ⁻²)	CM3 Pyranometer	10%	2 m	30 min
向上长波辐射DLR/(W·m ⁻²)	CG3 Pyranometer	10%	2 m	30 min

涡动相关系统是目前较好的测量地-气交换的微气象方法^[26-27]。涡动系统的安置高度为3.0 m,频率为10 Hz,主要包括三维风速和超声虚温(CSAT3)、CO₂、H₂O和大气压力(LI7500)的测量,此外还包括控制测量、运算以及数据存储的数据采集器,详见表2。

2 数据与方法

2.1 数据选取

本研究采用数据为2012年1月1日—2014年12月31日唐古拉自动气象站数据,研究时间均为北京时间。

表2 唐古拉观测场涡动相关系统仪器说明

Table 2 Description of eddy correlation system instrument in Tanggula observation filed

观测项目	仪器型号	仪器公司	精度	安置高度
3维超声风速仪	CSAT3	Campbell(USA)	$<\pm 0.4 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$	3.0 m
开路红外气体分析仪	LI7500	LI-COR(USA)	$0.01 \mu\text{mol}\cdot\text{mol}^{-1}$	3.0 m
气压	CS106	Campbell(USA)	$<\pm 1.0 \text{ hPa}$	1.5 m

2.2 数据处理

2.2.1 涡动相关系统

涡动相关系统是当前地气交换研究中最先进和首选的通量观测方法,利用定义计算出感热通量和潜热通量,公式如下:

$$H = \rho C_p \overline{\omega T'} \quad (1)$$

$$LE = -\rho L_v \overline{\omega' q_v'} \quad (2)$$

式中: H 为感热通量($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$); LE 为潜热通量($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$); ρ 为空气密度($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$); C_p 为干空气定压比热($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$); ω 为垂直风速($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$); T 为气温(K); L_v 是气化潜热($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$)($L_v=2.5\times 10^6-2323t$, t 为气温, $^{\circ}\text{C}$); q_v 为比湿。

数据处理流程主要包括野点值剔除、延迟时间校正、二次坐标旋转订正、超声温度的侧向风校正、频率响应校正、WPL校正等。数据的质量控制分为两部分:第一部分为剔除环境条件恶劣与设备故障时段的涡动相关数据;第二部分为对数据进行总体湍流特征检验与平稳性检测,从而完成数据总体质量检验与分级。最后结合地表能量闭合率对数据进行筛选。

2.2.2 气象梯度塔观测系统

为保证数据的完整性和可用性,本文选取气象梯度法弥补涡动相关系统结果中的空缺值以及数据质量相对较差的值。气象梯度法是利用气温、比湿、风速等的梯度资料计算,根据莫宁-奥布霍夫相似性理论,通过风速、位温、比湿廓线公式计算感热与潜热通量^[17,25]:

$$H = -\rho C_p u_* \theta_* \quad (3)$$

$$LE = -\rho L_v u_* q_* \quad (4)$$

式中: u_* 为摩擦速度; θ_* 为位温尺度; q_* 为空气比湿尺度。

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{k(z-d)} \varphi_M\left(\frac{z}{L}\right) \\ \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\theta_*}{k(z-d)} \varphi_H\left(\frac{z}{L}\right) \\ \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{q_*}{k(z-d)} \varphi_W\left(\frac{z}{L}\right) \end{cases} \quad (5)$$

式中: k 为卡曼常数; z 是观测高度(m); d 为零平面

位移,由于研究区域的植被稀疏并且十分低矮,在此认为 d 近似为0; L 是莫宁-奥布霍夫长度; φ_M 、 φ_H 和 φ_W 是稳定度 $z\cdot L^{-1}$ 的通用普适函数,可利用经验公式得到,系数采用Dyer和Högström归纳的系数^[28]。

本研究采用2 m和5 m的气象梯度资料进行通量计算,这是由于在三组梯度资料(2~5 m;2~10 m;5~10 m)的所得结果中,2~5 m这组资料得到的各通量结果最为稳定,Richardson数(Ri)最为合理,奇异点少,因此选取这组资料进行能量通量插补分析。

2.2.3 地表土壤热通量计算

通过土壤一维热传导方程(Thermal Diffusion Equation, TDE),对土壤温湿资料积分来估算地表土壤热通量 G_0 :

$$G_0 = G(z_{\text{ref}}) + \int_{z_{\text{ref}}}^0 \frac{\partial \rho_s c_s T(z)}{\partial t} dz \quad (6)$$

热容量 $\rho_s c_s$ 可由下式计算得到:

$$\rho_s c_s = \rho_{\text{dry}} c_{\text{dry}} + \rho_w c_w \theta + \rho_i c_i \vartheta \quad (7)$$

$$\rho_{\text{dry}} c_{\text{dry}} \approx (1 - \theta_{\text{sat}}) \times 2.1 \times 10^6 \quad (8)$$

$$\rho_w c_w \approx 4.2 \times 10^6 \quad (9)$$

$$\rho_i c_i \approx 1.89 \times 10^6 \quad (10)$$

式中: θ 为土壤含水量($\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$); ϑ 为土壤含冰量($\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$); θ_{sat} 为土壤空隙率($\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$); $\rho_{\text{dry}} c_{\text{dry}}$ 为干土壤的热容量($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$); $\rho_w c_w$ 为液态水的热容量($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$)。

通过土层内日冻融期前后的稳定未冻水差异,可近似获得土壤含冰量^[29]:

$$\frac{\partial \rho_i \vartheta}{\partial T} = -\frac{\partial \rho_w \bar{\theta}}{\partial T} \quad (11)$$

2.2.4 地表温度

由于物质温度与其发射的长波辐射之间存在一定的定量关系,基于物质的热辐射原理,地面向上长波辐射由地表热辐射和大气长波辐射在地表的反射组成:

$$R_u = \varepsilon \sigma T_g^4 + (1 - \varepsilon) R_d \quad (12)$$

式中: R_u 为地面向上长波辐射($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$); ε 为表面辐射系数; σ 为斯蒂芬-玻尔兹曼常数($\sigma=5.67\times 10^{-8} \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-4}$); T_g 为实际地表温度, R_d 为大气向下长波辐射。

由式(12)可得到实际地表温度的计算式:

$$T_g = \left(\frac{R_u - (1 - \varepsilon) R_d}{\varepsilon \sigma} \right)^{\frac{1}{4}} \quad (13)$$

表面辐射系数 ε 的值在0~1之间,由物质表面性质决定。野外常见地表的辐射系数一般为0.92~0.98,为使计算简便,本研究中辐射系数取其中间值,即 $\varepsilon = 0.95^{[30]}$ 。

3 结果与讨论

3.1 浅层土壤冻融状态分析

活动层冻融循环显著影响着多年冻土区地气间水热交换过程,根据土壤温度(不考虑盐分等对土壤冻结点的影响),活动层冻融循环可以分为完全冻结(土壤温度日最大值小于0℃)、完全融化(土壤温度日最小值大于0℃)、冻结过程(土壤温度日最大值大于0℃且日最小值小于0℃)和融化过程(土壤温度日最大值大于0℃且日最小值小于0℃)四个阶段^[6]。由于5 cm土壤温度的变化迅速,短时

间内存在反复冻融现象,冻融循环过程各阶段日期划分不清晰,因此本文采用10 cm土壤温度确定唐古拉地区多年冻土浅层土壤冻融循环的时间。

此前对于多年冻土活动层冻融循环的研究表明^[31],活动层融化过程是单向的,由表层土壤开始向下逐渐融化,自4月下旬开始融化,9月下旬融化达到最大深度。在活动层冻结过程中则会出现双向冻结现象:活动层融化至最大深度后,由最大融化深度开始逐渐向上冻结;在10月中上旬,表层土壤向下迅速冻结,直至活动层土壤完全冻结。活动层冻融循环过程中冻结过程耗时要远远小于融化过程。

图2分别展示了2012—2014年的0~40 cm土壤温度变化剖面图,可以看出地表从4月底开始融化,直至5月中旬10 cm土壤完全融化,此阶段浅层土壤存在日冻融循环过程(即土壤夜间冻结,白天消融);5—10月中旬10 cm土壤层处于完全融化阶段;在10月中旬地表开始冻结过程;11月—次年4月底10 cm土壤层均处于完全冻结阶段。

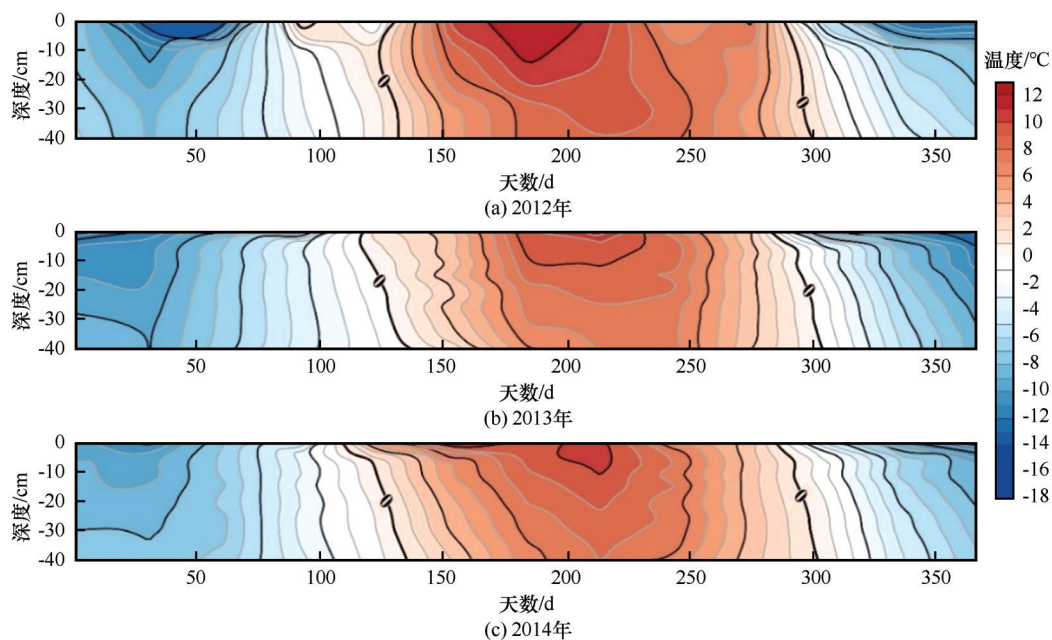


图2 2012—2014年0~40 cm土壤温度变化剖面图

Fig. 2 Profile of 0~40 cm soil temperature change from 2012 to 2014

表3区分了2012—2014年冻融循环过程中的各个阶段的时间范围。在青藏高原变暖的背景下,研究时段内显示,10 cm土壤融化开始的时间持续提前,同时,10 cm土壤冻结过程开始的时间持续推后。融化过程需要5~17 d才能完成,冻结过程基本只需要1 d就能完成,10 cm土壤融化过程比冻结过

程所需的时间长。与杨梅学等^[32]利用1998年青藏高原各观测站数据所得到的活动层冻融循环各阶段发生的时间相比,2012—2014年间10 cm土壤融化过程起止时间相对一致,冻结过程起止时间显著推迟,使得10 cm土壤完全融化持续的时间明显增加。与此前在唐古拉的研究对比显示^[24],2012—

表3 10 cm 土壤层冻融起止时间及持续时间				
Table 3 10 cm soil layer freeze-thaw time and duration				
年份	融化过程起止时间	冻结过程 起止时间	完全融化/d	完全冻结/d
2012	5月10日—5月14日	10月13日	151	209
2013	5月1日—5月17日	10月18日	153	194
2014	4月30日—5月11日	10月22日	163	189

2014年10 cm 土壤融化过程起止时间有所提前,而冻结过程起止时间相对推迟。

此外,10 cm 土壤完全冻结的阶段比完全融化的阶段时间长,由于冻融循环过程的变化,10 cm 土壤完全融化阶段时间在增加的同时完全冻结阶段时间在减少。研究数据表明2012—2014年10 cm 土壤完全融化阶段持续时间共增加了12 d,其中2013年比2012年增加2 d,而2014年较2013年迅速增加,增加了10 d。10 cm 土壤完全冻结阶段持续时间减少了20 d,与融化阶段增加的趋势不同,10 cm 土壤冻结阶段在2012—2013年减少15 d,而后延缓了减少的趋势在2013—2014年只减少5 d。因此10 cm 土壤完全融化阶段持续时间逐渐接近完全冻结阶段持续时间,并且其持续时间在将来几年

有可能出现持平的现象。

3.2 地表能量闭合率

地表能量闭合是将感热通量与潜热通量之和($H+LE$)与可利用能量(R_n-G_0)进行对比,能量闭合率是评估观测数据准确性和分析地表能量平衡的一个重要的评价指标^[33],但事实上能量不闭合几乎是所有地表能量通量观测中所面临的问题,这可能是由以下几个原因造成的^[34-35]:(1)测量土壤热通量时可能产生的测量误差;(2)由于低通滤波(高频损失)和高通滤波(低频损失)造成的对湍流通量的低估;(3)对可利用能量测量的高估;(4)下垫面存在着异质性(开阔冠层或多组分的冠层)。

现有的研究表明,能量闭合率白天好于夜晚,晴天好于阴天^[36]。本文分别选取了连续10 d的10 cm 土壤完全融化阶段(5月)与完全冻结阶段(2月)的晴天地表能量闭合率,其中融化阶段选取了2012年第143~152天的数据,其能量闭合率为83.5%;冻结阶段选取了2013年第34~43天的数据,其能量闭合率为75.6%(图3)。与此前2010年在若尔盖站的研究结果^[37]以及2014年在北麓河站的研究结果^[38]相比,都显示出了浅层土壤冻结阶段能量闭合率低、融化阶段能量闭合率高的现象。

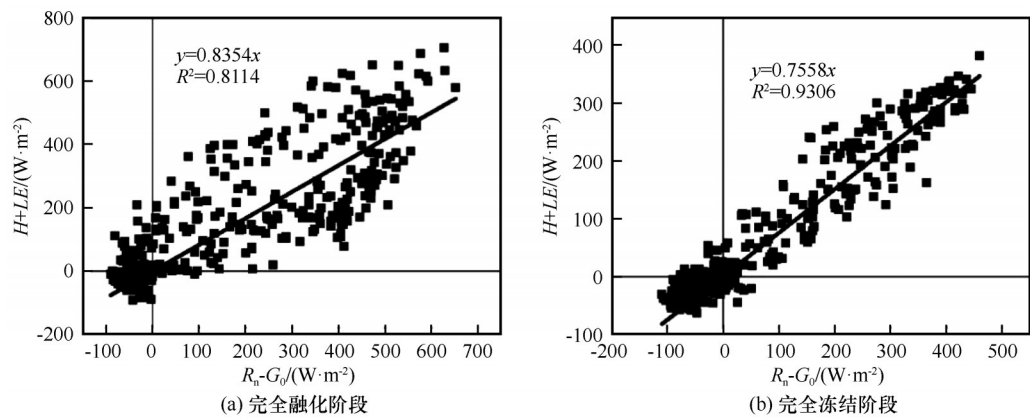


图3 地表能量闭合率

Fig. 3 Surface energy closure [soil thaws(a), soil freezes(b)]

图4显示了2014年各月的能量闭合率,可以看出每年内冻结期与融化期的能量闭合率差值较大,能量闭合率从完全冻结阶段开始增加,在完全融化阶段达到最大值后逐月降低,整体的斜率在0.59~1.11之间变动。这可能是由于在完全冻结阶段,潜热和感热较小,其余能量项的影响会变得相对明显,在总能量传输中的比重增大,因此也呈现出冻结阶段能量闭合率的值比融化阶段能量闭合率值

低的趋势^[36]。

此外,由于冬季地面大量积雪覆盖,地表反照率明显增大导致净辐射值减少(图5),因此12月的能量闭合率大于1,海北和禹城站点的研究结果也存在这种现象^[38]。

统计得出,唐古拉站点2012—2014年的能量闭合率分别为70.5%、67.3%和70.4%,其平均值为69.4%。近地表能量不闭合仍是地气相互作用实验

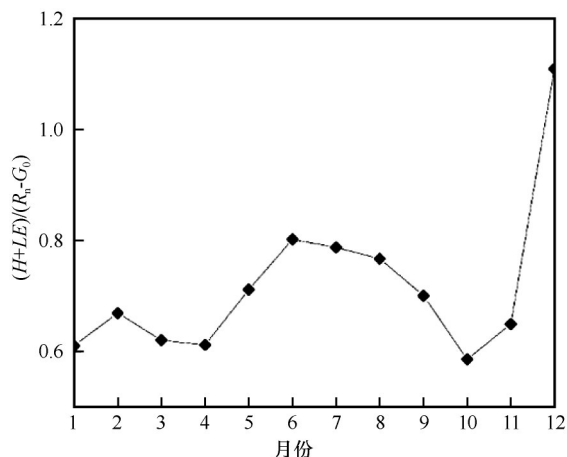


图4 2014年各月能量闭合率变化值

Fig. 4 Monthly change in energy closure rate in 2014

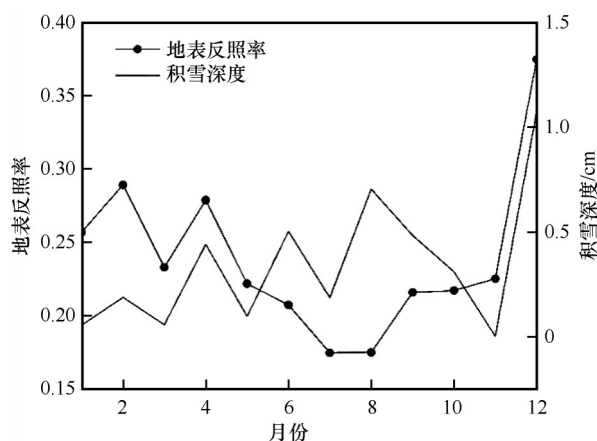


图5 唐古拉站2014年反照率及积雪深度变化值

Fig. 5 Changes in albedo and snow depth of Tanggula in 2014

研究中的难点问题,王介民等^[34]提出“面积平均”的必要性,认为也许通过提出新的实测数据的处理方法,得到通量的面积平均或更有空间代表性的结果,才是最终解决近地表能量闭合问题的根本途径。

3.3 地表能量通量日变化

根据浅层土壤冻融状态分析结果,选取相对晴天日,分别为10 cm土壤完全冻结阶段的2012年1月24日、融化过程的2013年5月5日、完全融化阶段的2013年6月9日、冻结过程的2014年10月22日。

图6显示了地表能量平衡各分量的日变化曲线,各能量通量均呈现单峰型的日变化。在10 cm土壤完全冻结阶段与冻结过程中,净辐射正值出现时间约从09:00—17:30(北京时间,下同),持续时间约为8 h左右,明显小于完全融化阶段和融化过程中净辐射正值持续时间。净辐射最大值出现时

间差异不大,集中在北京时(下同)中午13:00—13:30,其中10 cm土壤完全融化阶段有最大值(约 $800 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$),融化过程与冻结过程次之(约 $550\sim 800 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$),完全冻结阶段最小(约 $450 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$)。受天气变化影响,如云量,净辐射日变化趋势出现锯齿状波动。感热通量与潜热通量约在14:00—14:30达到最大值,随后逐渐减小。在10 cm土壤冻结过程与完全冻结阶段,净辐射主要转化为感热,此时感热通量大于潜热通量,融化过程与完全融化阶段则与此相反。地表土壤热通量在感热潜热通量之前达到日最大值,且在10 cm土壤完全融化阶段呈现最大值。

2013年5月5日与2014年10月22日的地表能量通量变化体现了10 cm土壤日冻融循环过程:随着太阳辐射增加,净辐射迅速增加此时地表开始融化,土壤含水量逐渐增加,潜热通量随之迅速增大,感热通量与地表土壤热通量随着地表的加热开始逐渐增大,在午间达到最大值后逐渐减小;到18:30后,净辐射降为负值,感热与地表热通量也迅速降到负值,随着浅层土壤开始冻结,土壤含水量减少,潜热开始逐渐降低。

3.4 年内季节性变化

图7显示了2012—2014年地表各能量通量变化,其各年份各能量通量变化趋势相似,本文以2013年为例进行分析。净辐射受太阳高度角的季节变化的影响,其变化趋势呈单峰型变化,10 cm土壤完全融化期的太阳高度角更大,因此净辐射在此时也更大,约在6月19日达到全年最大值(日均值为 $142.5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$);到11月末和12月即完全冻结阶段,此时地面有积雪覆盖,地表反照率增加,该阶段净辐射值迅速降低。

一年内,感热通量与潜热通量呈交替变化趋势。现有的研究表明^[39],在季风开始前感热大于潜热,而在10 cm土壤完全融化阶段的季风强盛时期,潜热超过感热,可以达到感热的两倍。

感热通量呈“双峰型”变化,峰值分别出现在4月和11月,在11月14日有最大值,其日均值为 $95.3 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。在融化过程之前,感热通量随着净辐射的增加,感热通量到达首个峰值,此时感热占主导地位;在完全融化阶段,由于浅层土壤的融化过程消耗了大量能量,造成地表能量下降,感热降低^[40];在冻结过程及完全冻结阶段,感热重新开始增加,此时感热重新占据主导地位。

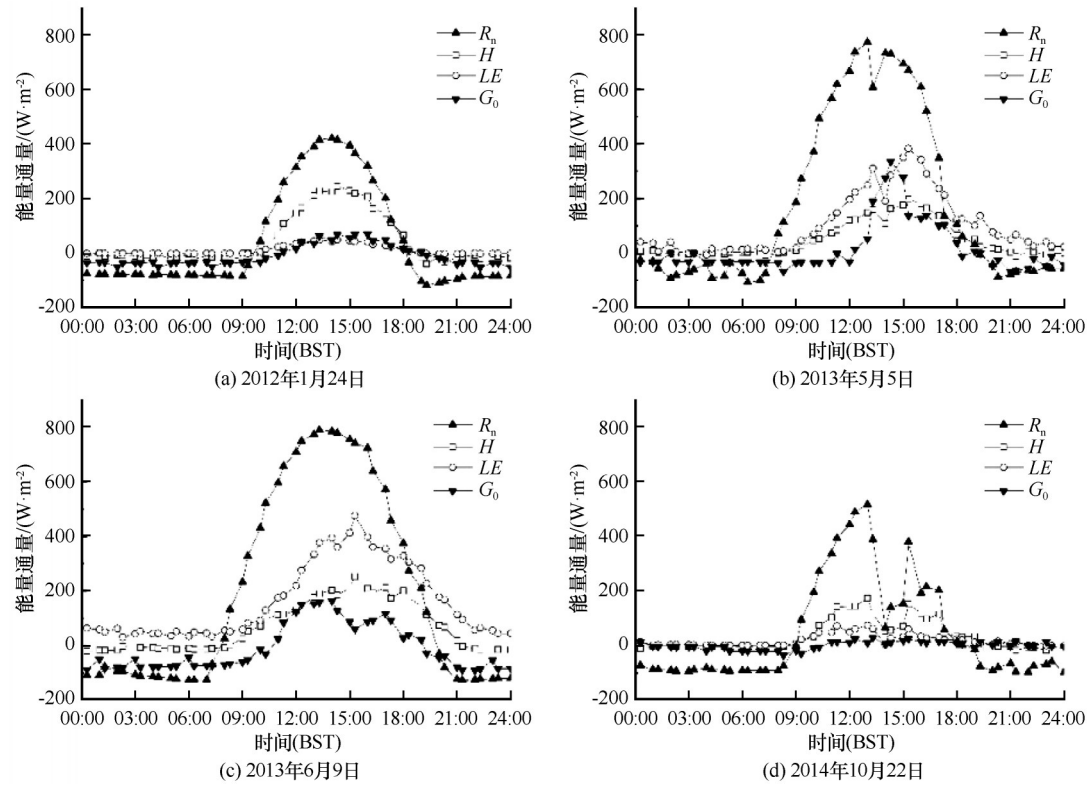


图6 土壤不同状态时地表土壤能量平衡分量日变化

Fig. 6 Diurnal variation of surface soil energy fluxes in different soil states

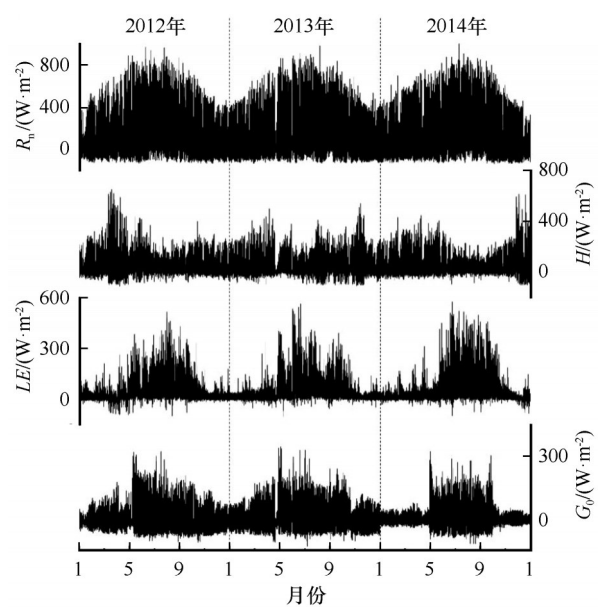


图7 2012—2014年地表能量通量变化值

Fig. 7 Changes in surface energy fluxes from 2012 to 2014

潜热通量与地表土壤热通量的季节变化与净辐射变化趋势相同,均为单峰形式。在融化过程中,随着净辐射增加,土壤温度逐渐升高,积雪融化,土壤含水量逐渐增加,此时潜热通量开始增大;在完全融化阶段,受季风影响,潜热通量在6月7日有最大值(日均值为 $87.0\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$),潜热占主体地

位;冻结过程开始,由于土壤含水量降低,地表蒸发减弱,使得潜热呈下降趋势;至完全冻结阶段,潜热达到最小值。

地表土壤热通量的值变化幅度相对较小,在完全融化阶段高,完全冻结阶段低。融化过程中,随着积雪融化与净辐射的增加,土壤开始迅速向下传递能量,此时地表土壤热通量日总值为正;至完全融化阶段有最大值(日均值为 $6.5\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$),此时气温较高,地表从大气吸收热量;冻结过程开始,地表土壤热通量日总量开始变为负值;完全冻结阶段地表土壤热通量日总量始终为负值,即土壤损失能量,此时地表向大气释放热量。从全年尺度看,虽然地表土壤热通量在能量平衡中所占比例很小,但地表土壤热通量具有白天吸收能量、夜晚释放能量;完全融化阶段储存热量、完全冻结阶段释放热量的特点,而且地表土壤热通量在全年的能量平衡收支中近似地起到了“缓存”作用,因而需要重视其在研究中的作用^[41]。

2012—2014年,唐古拉地表各能量的年平均值如表4所示。净辐射受太阳辐射影响,呈现出先增加后降低的变化。感热通量总体呈现下降变化,与近年来的观测研究结果一致^[2];潜热通量表现出增

表4 2012—2014年地表能量通量年平均值

Table 4 Annual average surface energy fluxes from 2012 to 2014

年份	净辐射/($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)	感热通量/($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)	潜热通量/($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)	地表土壤热通量/($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)
2012	86.5	41.8	36.8	1.5
2013	89.0	39.5	40.1	0.8
2014	86.3	41.5	41.5	0.3

加的变化,这与土壤湿度的持续增加有很大的关系。地表土壤热通量年平均值均为正值,呈现出持续降低的变化趋势。

4 结论

本文利用2012—2014年唐古拉站多年冻土观测数据,研究了地表冻融循环过程中地表能量平衡特点、各能量通量的日变化和季节变化特征,以期对高原多年冻土区陆面过程研究有所贡献。主要结论如下:

(1)研究时段内,10 cm浅层土壤完全冻结阶段持续时间长于完全融化阶段,浅层土壤融化过程所需时间普遍长于冻结过程所需时间。融化过程起止时间提前,融化过程所需时间有所增加且冻结过程起止时间推后,使得完全融化阶段天数持续增长且逐渐接近完全冻结阶段天数。

(2)浅层土壤完全融化阶段的能量闭合率普遍好于完全冻结阶段的能量闭合率,此外在完全冻结阶段,由于地表积雪覆盖,地表反照率变大,净辐射值减小,导致能量闭合率大于1。

(3)季节变化中,10 cm土壤融化过程与完全融化阶段,土壤含水量增加,净辐射与潜热通量呈增加趋势,感热通量变化较小,地表土壤热通量为正值,此时潜热通量占主导地位;在冻结过程与完全冻结阶段,土壤含水量减小,净辐射与潜热通量降低,感热通量呈增加趋势,地表土壤热通量为负值,此时感热通量占主导地位。地表能量各分量在日冻融循环过程中呈单峰型变化趋势,地表热通量先于感热通量以及潜热通量达到最大值。

由于资料限制,本文仅对唐古拉站2012—2014年的观测数据进行了分析。在今后的研究中,将结合多年观测资料,并与其他站点进行对比分析,进一步探究青藏高原多年冻土区陆面过程的年际变化。

参考文献(References):

- [1] Qiu J. The third pole[J]. *Nature*, 2008, 454(7203): 393-396.
- [2] Ma Yaoming, Ma Weiqiang, Zhong Lei, et al. Monitoring and

modeling the Tibetan Plateau's climate system and its impact on East Asia[J]. *Scientific Reports*, 2017, 7: 44574.

- [3] Li Wenkai, Guo Weidong, Qiu Bo, et al. Influence of Tibetan Plateau snow cover on East Asian atmospheric circulation at medium-range time scales[J]. *Nature Communications*, 2018, 9(1): 1-9.
- [4] Zou Defu, Zhao Lin, Sheng Yu, et al. A new map of permafrost distribution on the Tibetan Plateau[J]. *The Cryosphere*, 2017, 11(6): 2527-2542.
- [5] Wu Xiaobo, Nan Zhuotong, Zhao Shuping, et al. Spatial modeling of permafrost distribution and properties on the Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2018.
- [6] Wu Shaohong, Yin Yunhe, Zheng Du, et al. Climate changes in the Tibetan Plateau during the last three decades[J]. *Acta Geographica Sinica*, 2005, 60(1): 3-11. [吴绍洪, 尹云鹤, 郑度, 等. 青藏高原近30年气候变化趋势[J]. *地理学报*, 2005, 60(1): 3-11.]
- [7] Ran Youhua, Li Xin, Cheng Guodong. Climate warming over the past half century has led to thermal degradation of permafrost on the Qinghai-Tibet Plateau[J]. *The Cryosphere*, 2018, 12(2): 595-608.
- [8] Su Z. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes[J]. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 2002, 6(1): 85-99.
- [9] Yang Meixue, Yao Tandong, Hirose Nozomu, et al. Diurnal freeze-thaw cycles of the ground surface on the Tibetan Plateau[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2006, 51(16): 1974-1976. [杨梅学, 姚檀栋, Hirose Nozomu, 等. 青藏高原表层土壤的日冻融循环[J]. *科学通报*, 2006, 51(16): 1974-1976.]
- [10] Gu Lianglei, Yao Jimin, Hu Zeyong, et al. Comparison of the surface energy budget between regions of seasonally frozen ground and permafrost on the Tibetan Plateau[J]. *Atmospheric Research*, 2015, 153: 553-564.
- [11] Zhang T, Armstrong R L, Smith J. Investigation of the near-surface soil freeze-thaw cycle in the contiguous United States: Algorithm development and validation[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2003, 108(D22): 8860.
- [12] Urakawa R, Shibata H, Kuroiwa M, et al. Effects of freeze-thaw cycles resulting from winter climate change on soil nitrogen cycling in ten temperate forest ecosystems throughout the Japanese archipelago[J]. *Soil Biology & Biochemistry*, 2014, 74: 82-94.
- [13] Knox J C. Agricultural influence on landscape sensitivity in the Upper Mississippi River Valley[J]. *Catena*, 2001, 42(2/3/4): 193-224.
- [14] Niu Guoyue, Yang Zongliang. Effects of frozen soil on snow-melt runoff and soil water storage at a continental scale[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2006, 7(5): 937-952.
- [15] Henry H. Soil freezing dynamics in a changing climate: implications for agriculture[C]//Imai R, Yoshida M, Matsumoto N. Plant and microbe adaptations to cold in a changing world. New York: Springer, 2013.

- [16] Guo Donglin, Wang Aihui, Li Duo, et al. Simulation of changes in the near-surface soil freeze/thaw cycle using CLM4.5 with four atmospheric forcing datasets[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2018.
- [17] Yao Jimin, Zhao Lin, Ding Yongjian, et al. Surface energy budget in the Tanggula region on the Tibetan Plateau, 2005 [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2008, 30(1): 119-124. [姚济敏, 赵林, 丁永建, 等. 2005年青藏高原唐古拉地区地表能量收支状况分析[J]. *冰川冻土*, 2008, 30(1): 119-124.]
- [18] Duan Anmin, Xiao Zhixiang, Wu Guoxiong. Characteristics of climate change over the Tibetan Plateau under the global warming during 1979—2014 [J]. *Climate Change Research*, 2016, 12(5): 374-381. [段安民, 肖志祥, 吴国雄. 1979—2014年全球变暖背景下青藏高原气候变化特征[J]. *气候变化研究进展*, 2016, 12(5): 374-381.]
- [19] Noetzli, Jeannette, Christiansen, Hanne, Deline, P, et al. Permafrost thermal state [in "State of the Climate in 2017"] [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2018, 99: S20-22.
- [20] Cheng G, Jin H. Permafrost and groundwater on the Qinghai-Tibet Plateau and in northeast China [J]. *Hydrogeology Journal*, 2013, 21(1): 5-23.
- [21] Cheng Guodong, Wu Tonghua. Responses of permafrost to climate change and their environmental significance, Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Journal of Geophysical Research Earth Surface*, 2007, 112(F2): F02S03.
- [22] Yang Shuhua, Wu Tonghua, Li Ren, et al. Spatial-temporal Changes of the Near-surface Soil Freeze-thaw Status over the Qinghai-Tibetan Plateau [J]. *Plateau Meteorology*, 2018, 37(1): 43-53. [杨淑华, 吴通华, 李韧, 等. 青藏高原近地表土壤冻融状况的时空变化特征[J]. *高原气象*, 2018, 37(1): 43-53.]
- [23] Ma Yaoming, Su Zhongbo, Koike Toshio, et al. On measuring and remote sensing surface energy partitioning over the Tibetan Plateau—from GAME/Tibet to CAMP/Tibet [J]. *Physics Chemistry of the Earth Parts A/B/C*, 2003, 28(1): 63-74.
- [24] Li Ren, Zhao Lin, Ding Yongjian, et al. Impact of surface energy variation on thawing processes within active layer of permafrost [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2011, 33(6): 1235-1242. [李韧, 赵林, 丁永建, 等. 地表能量变化对多年冻土活动层融化过程的影响[J]. *冰川冻土*, 2011, 33(6): 1235-1242.]
- [25] Liu Yang, Zhao Lin, Li Ren. Simulation of the soil water-thermal features within the active layer in Tanggula region, Tibetan Plateau, by using SHAW model [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2013, 35(2): 280-290. [刘杨, 赵林, 李韧. 基于SHAW模型的青藏高原唐古拉纳粹党徒地区活动层土壤水热特征模拟[J]. *冰川冻土*, 2013, 35(2): 280-290.]
- [26] Zhu Zhilin, Sun Xiaomin, Wen Xuefa, et al. Study on the processing method of nighttime CO₂ eddy covariance flux data in ChinaFLUX [J]. *Science in China*, 2006, 49(2): 36-46.
- [27] Gerken T, Ruddell B L, Fuentes J D, et al. Investigating the mechanisms responsible for the lack of surface energy balance closure in a central Amazonian tropical rainforest [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2018, 255: 92-103.
- [28] Sheng Peixuan, Mao Jietai, Li Jianguo, et al. *Atmospheric physics* [M]. Beijing: Peking University Press, 2003. [盛裴轩, 毛节泰, 李建国, 等. *大气物理学* [M]. 北京: 北京大学出版社, 2003.]
- [29] Yao Jimin, Zhao Lin, Gu Lianglei, et al. The surface energy budget in the permafrost region of the Tibetan Plateau [J]. *Atmospheric Research*, 2011, 102(4): 394-407.
- [30] Jiang Hao, Cheng Guodong, Wang Keli. Analyzing and measuring the surface temperature of Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2006, 49(2): 391-397. [江灏, 程国栋, 王可丽. 青藏高原地表温度的比较分析[J]. *地球物理学报*, 2006, 49(2): 391-397.]
- [31] Zhao Lin, Cheng Guodong, Li Shuxun, et al. Thawing and freezing processes of active layer in Wudaoliang region of Tibetan Plateau [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2000, 45(11): 1205-1211. [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[J]. *科学通报*, 2000, 45(11): 1205-1211.]
- [32] Yang Meixue, Yao Tandong, He Yuanqing. The role of soil moisture-energy distribution and melting-freezing process on seasonal shift in Tibetan Plateau [J]. *Mountain Research*, 2002, 20(5): 553-558. [杨梅雪, 姚檀栋, 何元庆. 青藏高原土壤水热分布特征及冻融过程在季节转换中的作用[J]. *山地学报*, 2002, 20(5): 553-558.]
- [33] Wu Dongxing, Li Guodong, Zhang Xi. Energy balance and closure of typical winter wheat farmland ecosystem in the north China plain [J]. *Chinese Journal of Eco-Agriculture*, 2017, 25(10): 1413-1422. [吴东星, 李国栋, 张茜. 华北平原典型冬小麦农田生态系统能量平衡与闭合研究[J]. *中国生态农业学报*, 2017, 25(10): 1413-1422.]
- [34] Wang Jiemin, Wang Weizhen, Liu Shaomin, et al. The problems of surface energy balance closure: an overview and case study [J]. *Advances in Earth Science*, 2009, 24(7): 705-713. [王介民, 王维真, 刘绍民, 等. 近地层能量平衡闭合问题——综述及个例分析[J]. *地球科学进展*, 2009, 24(7): 705-713.]
- [35] McGloin R, Šigut L, Havránková K, et al. Energy balance closure at a variety of ecosystems in Central Europe with contrasting topographies [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2018, 248: 418-431.
- [36] Li Quan, Zhang Xianzhou, Shi Peili, et al. Study on the energy balance closure of alpine meadow on Tibetan Plateau [J]. *Journal of Natural Resources*, 2008, 23(3): 391-399. [李泉, 张宪洲, 石培礼, 等. 西藏高原高寒草甸能量平衡闭合研究[J]. *自然资源学报*, 2008, 23(3): 391-399.]
- [37] Chen Boli. A study of land surface energy and water in soil freezing and thawing process and impact on regional climate of the Qinghai-Tibet Plateau [D]. Lanzhou: University of Chinese Academy of Sciences (Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research), 2014. [陈渤黎. 青藏高原土壤冻融过程陆面能水特征及区域气候效应研究[D]. 兰州: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 2014.]
- [38] Ge Jun, Yu Ye, Li Zhengchao, et al. Impacts of freeze/thaw processes on land surface energy fluxes in the permafrost region of Qinghai-Xizang Plateau [J]. *Plateau Meteorology*, 2016, 35(3): 608-620. [葛骏, 余晔, 李振朝, 等. 青藏高原多年冻土区土壤冻融过程对地表能量通量的影响研究[J]. *高原气象*, 2016, 35(3): 608-620.]
- [39] Li Zhengquan, Yu Guirui, Wenxuefa, et al. Evaluation of energy balance closure of ChinaFLUX observation network (ChinaFLUX) [J]. *Scientia Sinica (Terrae)*, 2004, 34(Suppl 2): 46-56. [李正泉, 于贵瑞, 温学发, 等. 中国通量观测网络(ChinaFLUX)能量平衡闭合状况的评价[J]. *中国科学: 地球科学*, 2004, 34(增刊2): 46-56.]
- [40] Ma Yaoming, Yao Tandong, Wang Jiemin, et al. The study on the land surface heat fluxes over heterogeneous landscape of the Tibetan Plateau [J]. *Advances in Earth Science*, 2006, 21

- (12): 1215-1223. [马耀明, 姚檀栋, 王介民, 等. 青藏高原复杂地表能量通量研究[J]. 地球科学进展, 2006, 21(12): 1215-1223.]
- [41] Eugster W, Rouse W R, Pielke R A, et al. Land-atmosphere energy exchange in Arctic tundra and boreal forest: available data and feedbacks to climate [J]. *Global Change Biology*, 2000, 6: 84-115.
- [42] Yang Fulin, Zhou Guangsheng. Characteristics and driving factors of energy budget over a temperate desert steppe in Inner Mongolia [J]. *Acta ecologica sinica*, 2010, 30(21): 5769-5780. [阳伏林, 周广胜. 内蒙古温带荒漠草原能量平衡特征及其驱动因子[J]. 生态学报, 2010, 30(21): 5769-5780.]

Surface energy processes during freeze-thaw cycle in Tanggula permafrost region of Qinghai-Tibet Plateau

LIU Yitian^{1,2}, YAO Jimin^{1,2}, ZHAO Lin¹, XIAO Yao¹, QIAO Yongping¹, SHI Jianzong¹

(1. Cryosphere Research Station on the Qinghai-Tibet Plateau, State Key Laboratory of Cryospheric Science, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China;

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: There are few studies on the influence of the freeze-thaw cycle on surface energy in the permafrost region of the Qinghai-Tibet Plateau. Based on the measured data of Tanggula permafrost, to divides each stage of the freeze-thaw cycle of the active layer according to the 10 cm soil temperature. Combine with surface energy closure and surface energy fluxes to discuss the influence between freeze-thaw cycle of active layer and water-heat exchange. The results show that: each stage of the freeze-thaw cycle of the active layer is affected by climate change. The starting time of the thawing process is advancing and the starting time of the freezing process is delayed. As a result, the duration of soil complete thawing increases and gradually approaches that of complete freezing; in different freeze-thaw states of shallow soil, the energy closure rate different is large, and the energy closure in the stage of complete thawing is generally better than that in the stage of complete freezing; the net radiation value in the stage of complete melting is higher than that in the stage of complete freezing, sensible heat flux dominates in the stage of complete freezing, latent heat flux dominates in the stage of complete melting, and surface soil heat flux is positive in the stage of complete melting and negative in the stage of complete freezing.

Key words: Qinghai-Tibet Plateau; surface freeze-thaw status; energy balance; daily freeze-thaw cycle

(责任编辑: 吴晓东; 编辑: 庞瑜, 周成林)