

那曲地区土壤冻融过程对地表能量通量的影响研究

王庆语

成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都

收稿日期: 2022年10月16日; 录用日期: 2022年11月21日; 发布日期: 2022年11月28日

摘要

为了研究那曲地区土壤冻融过程的土壤水分和热量变化特征, 及土壤冻融过程对地表能量通量的影响。本文利用国家青藏高原科学数据中心的青藏高原地气相互作用过程高分辨率(逐小时)综合观测数据集中BJ站2013年5月1日至2014年5月31日的观测数据, 将土壤冻融过程划分为冻结过程、完全冻结、融化过程和完全融化四个阶段, 通过分析不同冻融阶段陆面关键参量的季节和日变化特征, 从而获得土壤冻融过程对地表能量通量的影响特征。结果表明: 1) 感热通量、波文比(β)和能量闭合率(CR)明显受土壤冻融影响, 在冻结过程中, 由于土壤冻结地表反照率增大, 感热略有增大, 而净辐射和潜热减少, 则波文比在该阶段增大。土壤液态水冻结释放热量, 土壤降温速率受到抑制, 地表热通量(G_0)被高估, CR大于1; 在融化过程中, 土壤湿度增大, 潜热变大, 波文比减小。土壤融化吸收热量, 减缓了土壤的增温速率, 地表热通量 G_0 被低估, CR则小于1。2) 土壤温度在不同冻融阶段平均日变化基本一致, 而土壤湿度平均日变化差异较大, 在完全融化阶段土壤湿度变化平缓, 但在冻结过程和融化过程中土壤湿度变化幅度较大, 夜晚土壤湿度小, 白天土壤湿度大, 与地表土壤日冻融过程“昼融夜冻”一致。辐射通量白天达到最大值。净辐射(Rn)、感热(H)、潜热(LE)和土壤热通量(G_0)日变化相同, 均为白天大晚上小; 波文比平均日变化在完全冻结阶段 > 融化阶段 > 完全融化阶段 > 冻结阶段; CR在夜间接近于0, 在白天接近于1。

关键词

土壤冻融, 地表能量通量, 季节变化, 能量闭合, 波文比

Effect of Soil Freezing and Thawing Process on Surface Energy Flux in Naqu Area

Qingyu Wang

Chengdu University of Information Technology, Chengdu Sichuan

Received: Oct. 16th, 2022; accepted: Nov. 21st, 2022; published: Nov. 28th, 2022

Abstract

In order to study the change characteristics of soil moisture and heat during soil freezing and thawing process in Naqu area, and the influence of soil freezing and thawing process on surface energy flux, based on the observation data of BJ station from May 1, 2013 to May 31, 2014 collected from the high-resolution (hourly) comprehensive observation data of the Tibetan Plateau geo-atmosphere interaction process in the National Qinghai-Tibet Plateau Scientific Data Center, the soil freezing and thawing process is divided into four stages: freezing process, complete freezing, melting process and complete melting. By analyzing the seasonal and diurnal variation characteristics of key land surface parameters in different freezing and thawing stages, the influence characteristics of soil freezing and thawing process on surface energy flux are obtained. The results showed that: 1) sensible heat flux, Bowen ratio (β) and energy closure rate (CR) were significantly affected by soil freezing and thawing. During the freezing process, due to the increase of soil surface albedo, sensible heat slightly increased, while net radiation and latent heat decreased, Bowen ratio increased at this stage. Soil liquid water freezing released heat, soil cooling rate was inhibited, surface heat flux (G_0) was overestimated, $CR > 1$. In the melting process, soil moisture increases, latent heat increases and Bowen ratio decreases. Soil melting absorbs heat and slows down the soil warming rate. The surface heat flux G_0 is underestimated and CR is less than 1. 2) The average daily variation of soil temperature in different freezing and thawing stages is basically the same, but the average daily variation of soil moisture is quite different, and the change of soil moisture is gentle in the complete thawing stage, but the change of soil moisture is large in the freezing process and thawing process. The soil moisture at night is small and the soil moisture at daytime is large, which is consistent with the “day-thaw - night freeze” process of surface soil daily freezing and thawing. The radiation flux reached the maximum in the daytime. The diurnal variations of net radiation (R_n), sensible heat (H), latent heat (LE) and soil heat flux (G_0) were the same, which were small in the daytime and night. The average daily variation of Bowen ratio was in the order of complete freezing stage $>$ melting stage $>$ complete melting stage $>$ freezing stage. CR is close to 0 at night and 1 at day.

Keywords

Soil Freezing and Thawing, Surface Energy Flux, Seasonal Variation, Energy Closure, Bowen Ratio

Copyright © 2022 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 引言

1.1. 研究背景

我国青藏高原(Qinghai-Tibet Plateau)地处亚洲大陆的东南部, 位于北纬 $26^{\circ}00' \sim 39^{\circ}47'$, 东经 $73^{\circ}19' \sim 104^{\circ}47'$ 之间, 国土面积大约为二百五十万平方公里, 高原海拔约在 3000~5000 米之间, 平均海拔则在四千米以上, 是我国最高的、世界上平均海拔最大的高原, 被称作“世界屋脊”和“世界第三极”。青藏高原区域所特有的地理位置和气候环境, 使得其地表上遍布了广泛的冻土区域。冻土活动层的春融冬冻过程, 使土壤层中的水因受冻而和冰相互转换, 从而改变了土壤表的热物理性质和下垫面状态, 并由此引起土壤地表水分和热能再分配和地 - 气之间的热能均衡发生空间改变。所以, 必须深入研究青藏

高原区土地冻融过程对土壤地表水热能变化的影响,以说明土壤地表热能收支平衡的空间改变存在必然性。那曲地区位于青藏高原腹地,而高原的土壤冻融过程是那曲地区附近十分重要的表生过程,对于土壤中的水分和热量迁移、其土壤陆面关键参量的时空分布特征以及生态环境的调控具有重要意义。

1.2. 国内外研究现状

基于 GAME-Tibet 计划项目的土壤温湿度观测资料,获得了藏北高原不同地点土壤温度和土壤湿度的日变化(2006)、年变化(2012)以及空间分布(2000)特征,并分析了藏北高原土壤冻融过程对于土壤水热变化的作用[1][2];运用 CLM 模式模拟青藏高原西部的陆面特征,分析青藏高原土壤冻融过程中感、潜热通量在地表能量收支平衡的相对贡献大小、土壤湿度与高原湿季的相关性、以及土壤湿度的年际变化特征[3];根据 2007 年珠峰站、藏东南站和纳木错站的土壤温湿度观测资料分析,土壤温度的年变化和年平均日变化趋势基本一致,这与太阳辐射变化特征有关;在土壤层中都存在一个高湿层,土壤消融(冻结)作用使土壤湿度迅速增大(减小),但土壤冻结深度和冻结时间差别往往较大;其次下垫面状况、土壤的冻结消融及其物理性质的差异,也是土壤湿度变化的影响因素[4]。研究结果表明冻土分布活动层的冻结过程、开始消融和冻结持续时间,是随着土壤地表所覆盖植被的变化而发生变化的[5]。基于美国气候预测中心(Climatic Prediction Center)土壤湿度资料和八十个青藏高原气象观测站的降水和气温资料,分析了青藏高原土壤湿度时空变化,同时还对土壤湿度与降水和气温的关系进行了分析[6]。研究了土壤湿度时空变化特征,表明青藏高原区域土壤湿度存在着明显的季节变化特征[7]。基于 CEOP/CAMP-Tibet 项目分析表明,位于中国青藏高原中部的那曲地区,其浅层土壤处于完全冻结阶段的天数较少(在 1 个月左右),而存在土壤日冻融循环过程的天数则较多(通常在 6 个月左右),研究表明表层土壤未冻水和冰的频繁转化,极大地影响着地-气之间的水分和能量交换过程[8]。根据 2001 年 1 月 1 日~2005 年 12 月 31 日青藏高原 BJ 站逐时高分辨率土壤湿度观测资料,分析了土壤层 0.04~2.10 m 深度的土壤湿度日、季节及年际等不同时间尺度的变化特征[9]。

针对于不同下垫面的地表辐射能量收支特征国内外也开展了许多的研究[10][11]。在 BALTEX、BOREAS、FIFE、GAME、GAPP、HAPEX-sahel、EFEDA、LBA 等国际大型科学研究计划项目中,都将地表能量纳入重点研究内容,目前对于国内的 TIPEX、HEIFE 和 QXPMEX 等科学试验也将地表能量列为主要的研究目标,并且针对这方面的研究已经取得了许多重要进展。利用位于青藏高原中部玉树隆宝湿地的观测资料,阐述了土壤冻结过程和融化过程前后的土壤温度、土壤湿度以及地表能量收支平衡特征[12]。监测地表冻融状态和冻融循环过程,微波遥感技术的发展为其提供了有效的途径[13]。根据土壤冻融循环过程中的微波辐射和散射特性,利用被动微波遥感影像监测近地表冻融状态,常用双指标算法[14]、决策树算法[15]和时间序列变化检测算法[16]这三种算法。冻土的水热过程受到一些关键地表参数的影响,例如地表反照率、土壤热导率、土壤热容、土壤热扩散率等,这些参数直接影响着土壤的冻结深度以及冻土区活动层的厚度。在青藏高原西部改则地区,分析了土壤水分与地表热参数之间的关系[17];基于通天河、可可西里、开心岭和北麓河 4 个站点的气象资料,研究了土壤热力学参数的年际变化特征[18];研究表层土壤含水量对地表反照率以及土壤热力学参数的影响,结果表明在唐古拉地区土壤热参数也明显受到土壤含水量变化的影响[19]。

利用 2007~2008 年多年冻土区唐古拉观测场的土壤温湿度观测数据,研究了多年冻土区活动层的土壤冻结融化规律和在土壤冻融过程中的冻土活动层土壤湿度的变化特征,明晰地表浅层土壤湿度的时空分布特征以及对土壤冻结融化过程的影响[20];根据冻土活动层土壤温度的变化过程和水热迁移特征,将土壤冻融过程划分为秋季冻结、冬季降温、春季升温 and 夏季融化过程 4 个阶段[21];利用 SHAW 模型对冻土活动层土壤水热运移状况进行模拟研究[22];利用 Coup 模型研究积雪和有机质土层对多年冻土活动

层水热动态变化的影响[23]。利用“全球协调加强观测计划(CEOP)亚澳季风之青藏高原试验”(CAMP/Tibet 2001~2010)的气象观测资料,从不同的时间尺度分析了藏北高原不同地点不同深度的土壤温度和土壤湿度变化特征[24][25]。

1.3. 主要存在的问题

已有的研究成果为研究青藏高原多年冻土活动层的水热状况提供了坚实的基础。但由于高原多年冻土活动层对气候和环境变化的响应非常敏感,土壤冻融过程使得土壤的水分运移、热量变化更复杂性,对于土壤冻融过程的研究还需要进一步研究。

1.4. 研究目的及意义

本文基于已有的研究成果,利用来自国家青藏高原科学数据中心的青藏高原那曲地区(BJ站)的地气相互作用过程高分辨率(逐小时)综合观测数据集(2005~2016),研究青藏高原中部那曲地区附近的土壤冻融过程对地表能量通量的影响,通过研究土壤冻融过程的陆面关键参量,关键参量主要包括土壤温度、土壤湿度、地表辐射通量(地表长波辐射、地表反射短波辐射等)和地表能量通量(感热、潜热、净辐射、土壤热通量),分析那曲地区不同土壤冻融阶段、土壤水热参量的日变化和季节变化特征,获取冻融过程中的土壤水热传输及变化规律,再进一步分析不同冻融阶段和典型晴天的辐射通量、能量通量、能量闭合以及波文比的日、季节变化特征,阐明土壤水热变化对地表能量平衡的影响。

土壤的冻结、消融交替过程,对土壤水热量迁移以及土壤温湿度的时空分布特征有着重要的作用,并且土壤冻融过程对当地的生态系统和气候环境也有显著影响,所以阐明土壤冻融过程中土壤水热变化特征以及对地表能量平衡的影响具有重要意义。

2. 资料和方法

2.1. 研究区域概况

本文研究的是青藏高原那曲地区附近土壤冻融过程对地表能量通量的影响,那曲地区位于青藏高原中部,西藏自治区的北部,介于东经 $83^{\circ}55' \sim 95^{\circ}5'$ 、北纬 $29^{\circ}55' \sim 36^{\circ}30'$ 之间,那曲地区属于高原亚寒带半湿润气候区,地表植被覆盖主要为高山草甸、亚高山灌丛草甸和沼泽草甸,年平均气温较低,在 0° 摄氏度左右,呈现高寒的特点。本文使用的是来自BJ站的观测数据,BJ站位于青藏高原那曲地区附近(图1),地理坐标为(31.37°N 、 91.90°E),海拔高度为4509米,地表覆盖为高山草甸,土壤类型为砂质粉土,BJ

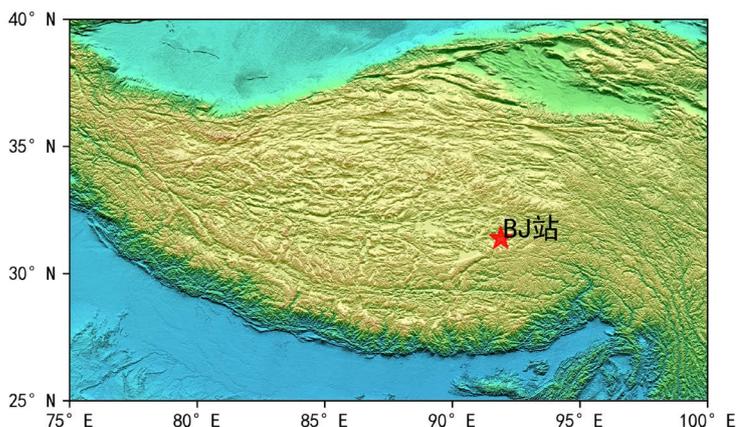


Figure 1. The location of BJ Station
图 1. BJ 站的地理位置

站的观测场地平坦开阔,不均匀的生长着高度为3~20 cm的植被。该站是在青藏高原进行的两次大型国际合作试验研究项目—“全球能量水循环之亚洲季风青藏高原试验(GAME/Tibet)”和“全球协调加强观测计划之亚澳季风青藏高原试验(CAMP/Tibet)”中一个重要的观测研究站[9]。

2.2. 资料概况

本文使用的数据集是来自国家青藏高原科学数据中心的青藏高原地气相互作用过程高分辨率(逐小时)综合观测数据集(2005~2016),此数据集综合了那曲高寒气候环境观测研究站、珠穆朗玛大气与环境综合观测研究站、阿里荒漠环境综合观测研究站、藏东南高山环境综合观测研究站、慕士塔格西风带环境综合观测研究站、纳木错多圈层综合观测研究站六个站点(2005~2016年)逐小时大气、土壤和涡动观测数据。而本文利用的是该数据集那曲高寒气候环境观测研究站(BJ站)的观测数据,数据集的观测时间为2005年1月1日至2016年12月31日,观测要素主要包括风、气温、相对湿度、气压、辐射通量、降水量、土壤温度、土壤湿度、感热、潜热、土壤热通量等;时间分辨率为一小时。

2.3. 研究方法

2.3.1. 土壤冻融阶段划分方法和典型晴天的选取

土壤冻融循环过程通常可以划分为冻结过程、完全冻结、融化过程、完全融化四个阶段。本文对于土壤冻融阶段的划分采用 Gou *et al.*方法,即忽略土壤中盐对冰点的影响,根据土壤日最高温度和日最低温度划分这四个阶段:1) 当日最高温度低于0°C时,则认为土壤处于完全冻结阶段;2) 当日最低温度高于0°C时,此时土壤处于完全融化阶段;3) 当日最低温度低于0°C并且日最高温度高于0°C,则土壤处于冻结过程或者融化过程。避免随机天气过程的发生对土壤冻融阶段转变的影响,当土壤温度连续三天满足下一阶段条件时,而在这三天中的第一天则作为下一阶段的开始日期[26] [27]。根据以上定义方法,本文利用BJ站2013年5月1日~2014年5月31日0.04 m深度处的土壤日温度数据,划分出土壤的四个冻融阶段(表1)。

Table 1. Classification of four different stages of the soil freeze-thaw process in Naqu area

表 1. 那曲地区土壤冻融过程的四个不同阶段划分

时间	开始时间	结束时间	共计(天)
冻结	2013/11/5	2013/12/3	29
完全冻结	2013/12/4	2014/1/30	58
融化	2014/1/31	2014/4/19	79
完全融化	2014/4/20	-	-

本文对于典型晴天的筛选参照以下两个条件,第一个首要条件是日降水量为零,其次第二个条件就是太阳辐射日变化必须要求光滑。根据这两个条件,筛选出的不同冻融阶段典型晴天如下(表2)。

Table 2. Typical sunny days at different freeze-thaw stages (May 1, 2013~May 31, 2014)

表 2. 不同冻融阶段的典型晴天(2013年5月1日~2014年5月31日)

冻结	完全冻结	融化	完全融化
2013/11/9	2014/1/4	2014/3/4	2014/4/21
2013/11/23	2014/1/31	2014/3/23	2014/5/20
-	-	2014/4/9	2014/5/31

2.3.2. 净辐射 Rn

净辐射(Rn)是利用站点的四个观测辐射要素来计算, 计算公式如下:

$$Rn = Sd - Su + Ld - Lu \quad (1)$$

其中, Sd 为向下的短波辐射(W/m^2), Su 为向上的短波辐射(W/m^2), Ld 为向下的长波辐射(W/m^2), Lu 为向上的长波辐射(W/m^2)。

2.3.3. 土壤热通量 G_0

地面热通量(G_0)是根据土壤 0 cm、4 cm、10 cm 处的观测温度和 10 cm 深度处的土壤热容量计算的, 公式[28]计算如下(Tanaka *et al.*, 2003):

$$G_0 \approx \bar{C} \left(0.01 \times \frac{\partial T_{0\text{cm}}}{\partial t} + 0.06 \times \frac{\partial T_{4\text{cm}}}{\partial t} + 0.03 \times \frac{\partial T_{10\text{cm}}}{\partial t} \right) + G_{10\text{cm}} \quad (2)$$

其中, 是在土壤 10 cm 深度处观察到的土壤热通量(W/m^2), 是平均体积热容量($J/m^3 \cdot K$)。平均体积热容定义[28]如下:

$$\begin{cases} \bar{C} = C_{dry} + \rho_{liq} c_{liq} \theta_{4\text{cm}} \\ C_{dry} = 0.90 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1} \\ \rho_{liq} = 1.00 \times 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1} \\ C_{liq} = 4.18 \times 10^3 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \end{cases} \quad (3)$$

其中, C_{dry} 是干燥土壤的体积热容量($J/m^3 \cdot K$), $\theta_{4\text{cm}}$ 是 4 cm 深度的土壤体积含水量(%)。

2.3.4. 能量闭合率 CR

为了探究土壤冻融过程对地表能量收支平衡的影响, 根据地表能量平衡方程: $Rn = H + LE - G_0$, 引入能量闭合率 CR 这一参量, 能量闭合率是衡量地表通量数据质量的一个重要指标。能量闭合率 CR 定义如下:

$$CR = \frac{H + LE}{Rn - G_0} \quad (4)$$

其中, H 为感热通量(W/m^2), LE 为潜热通量(W/m^2), Rn 为净辐射通量(W/m^2), G_0 为土壤热通量。能量闭合率 CR 越接近于 1, 表明地表能量闭合越好; 在理想状态下, 能量闭合率约等于 1。

2.3.5. 波文比 β

波文比 β 是感热通量 H 与潜热通量 LE 的比值[29], 是表征地表能量分配的重要指标, 同时还能反映土壤的干湿程度, 波文比受到很多因素的影响, 如地理位置、气候条件和下垫面性质等因素的影响, 通常能够影响到潜热通量、感热通量的因子, 都会影响到波文比 β 的变动。波文比 β 计算公式[29]如下(Bowen, 1926):

$$\beta = \frac{\text{感热 } H}{\text{潜热 } LE} \quad (5)$$

3. 研究结果

3.1. 土壤冻融过程地表的陆面关键参量季节变化特征

3.1.1. 土壤浅层 4 cm 处的温湿度的季节变化

图 2 为 BJ 站 2013 年 5 月 1 日至 2014 年 5 月 31 日 4 cm 土壤层处的温度和湿度的月变化。从图中可

以看到,从5月到9月,土壤温度一直升高达到最大值,其中土壤温度变化存在几次波动,在这段时间,土壤温度的降低可能是由于降水过程导致的,降水使得大气的温度降低,到达地表的太阳辐射减少,从而土壤温度降低;11月4日土壤冻结过程,进入冻结过程,能明显看到土壤温度不断降低,在冻结过程前(9月~11月)的降温速率明显大于冻结过程后(11月后)的降温速率,这是由于积雪的保温作用,抑制地表能量的散失;12月5日土壤进入完全冻结阶段,1月中旬土壤温度达到最小值;1月31日之后土壤融化过程,土壤温度开始不断升高,可以看到融化过程土壤温度升温速率小于完全融化阶段,由于土壤的融化吸收了周围的热量,减缓土壤的增温速率。土壤湿度在5月至9月存在很大的波动变化,主要是受降水过程影响;11月初土壤冻结过程,可以看到土壤湿度明显减少,在2月份土壤湿度达到最小值,随后进入融化过程,土壤融化使得土壤湿度开始显著增加;4月20日之后,完全融化阶段土壤湿度不再受土壤冻融过程的影响,其变化主要是降水控制。由以上分析,可以得到土壤温度和湿度受土壤冻融过程影响,存在明显的季节变化特征。

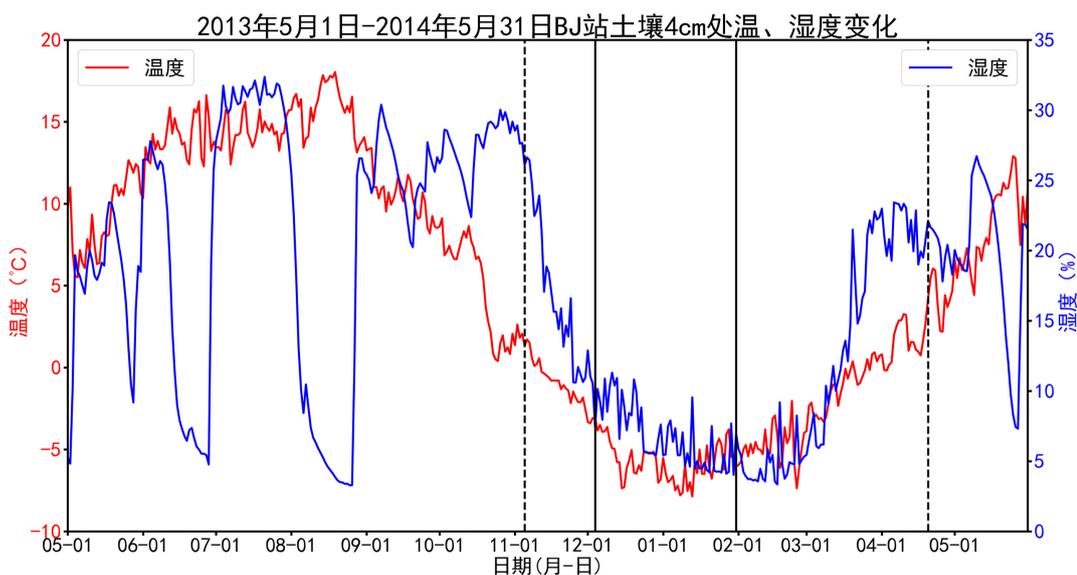


Figure 2. Seasonal changes in soil temperature and soil moisture (percentage by volume %) at soil depth of 4 cm from May 1, 2013 to May 31, 2014. The black imaginary, real, real and dotted lines of the vertical lines from left to right in the figure represent the freezing process, complete freezing, melting process, and complete melting stage, respectively

图 2. 2013 年 5 月 1 日~2014 年 5 月 31 日土壤 4 cm 深度处土壤温度、土壤湿度(体积百分数%)的季节变化。图中竖线依次从左到右的黑虚、实、实、虚线分别表示冻结过程、完全冻结、融化过程、完全融化阶段

3.1.2. 地表能量通量的季节变化

图 3 反映了 2013 年 5 月 1 日至 2014 年 5 月 31 日 BJ 站的地表净辐射、感热通量、潜热通量以及土壤热通量季节变化。由于高原观测数据收集困难,图中曲线不连续表示该段时次数据缺测,但仍然能够进行分析。从图中可以看到,地表净辐射在夏季(7~8 月)出现最大值,冬季(1 月份)达到最小值,地表净辐射季节变化受土壤冻融过程影响不太显著;感热 H 与潜热 LE 比较可知,从 11 月土壤进入冻结过程,土壤液态水冻结过程,由于浅层土壤含水量迅速减少,地表反照率增大,导致潜热通量 LE 减小,而感热通量 H 略有增大,并且从 11 月到次年 5 月(干季)由于土壤湿度很小,以至于感热通量始终大于潜热通量,因此感热在地表能量平衡当中占据主导地位;在完全冻结阶段,受到浅层土壤湿度较小影响,潜热通量一直保持在一个稳定低值区;在融化过程,土壤表层融化过程,受土壤湿度增大影响,潜热通量 LE 也开始增大;在 6 月到 10 月(湿季),由于土壤浅层含水量较大,使得潜热通量大于感热通量,所以在地表能

量平衡中潜热通量占主导地位。显然可以看出，感热和潜热通量的季节变化受土壤冻融过程的影响比净辐射更加显著，在冻结阶段过程中，潜热通量 LE 一直减少，感热通量 H 略有增大，然而由于该阶段净辐射也是减少，所以在该阶段并不能完全说明潜热通量 LE 的减少是由于土壤冻结过程引起的。相对于前三者的变化，土壤热通量 G_0 的季节变化较单一，变化幅度也很小；在冻结过程前和完全融化阶段，土壤热通量 G_0 为正值，由于大气温度较高，地表向大气吸收热量；反之，在土壤的冻结阶段，土壤热通量为负值，由于大气温度较低，地表向大气传递热量；由此可以看出，土壤冻融过程改变了地表向大气的传递热量的方向，对于季节的气温转变起着调节作用。

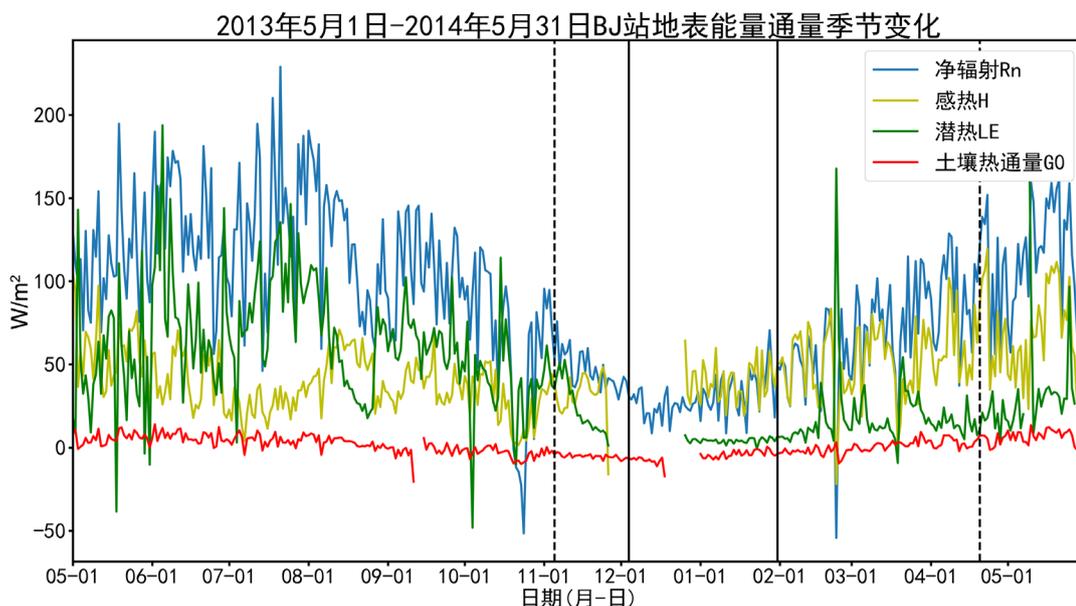


Figure 3. Seasonal changes in surface heat flux, latent heat flux, net radiation flux and soil heat flux from May 1, 2013 to May 31, 2014. The black and virtual, real, real and dotted lines from left to right in the figure represent the four stages of freezing, complete freezing, melting process, and complete melting

图 3. 2013 年 5 月 1 日~2014 年 5 月 31 日 BJ 站地表的感热通量、潜热通量、净辐射通量以及土壤热通量的季节变化。图中从左往右的黑虚、实、实、虚竖线分别表示冻结过程、完全冻结、融化过程、完全融化四个阶段

3.2. 土壤冻融阶段与典型晴天的地表水热变化的对比

3.2.1. 土壤温度与土壤湿度的日变化

图 4 可以看出 2013 年 5 月~2014 年 5 月冻融阶段在地表浅层 4 cm 处的土壤温湿度的平均日变化和典型晴天的土壤温湿度日变化。在四个不同阶段(冻结过程、完全冻结、融化过程、完全融化)，冻融过程的 4 cm 处的土壤日平均温度和典型晴天的土壤温度都表现出明显的日冻融过程；因为在白天地表吸收太阳辐射，夜晚地表释放长波辐射，所以在一天当中，四个阶段的土壤温度变化趋势基本相同，呈现出“一峰一谷”的形态，在 8:00~9:00 土壤温度达到最小值，随后一直升温，下午 16:00 左右达到温度最大值后开始降温；在这四个不同阶段当中，土壤温度完全融化阶段 > 融化过程 > 冻结过程 > 完全冻结阶段，可以发现土壤温度在完全融化阶段的变化振幅最大，其次是完全冻结阶段；冻结过程和融化过程的土壤温度变化幅度都较小。对比冻融阶段的温度平均日变化与典型晴天的土壤温度日变化来看，其变化趋势基本一致，只是典型晴天的变化振幅稍大一点儿。土壤湿度的日变化特征，从图中可以看到，在早晨土壤湿度达到最小值，在下午 17:00 左右湿度达到最大值，土壤湿度的这种日变化特征是由于“白天消融，夜晚冻结”的现象造成的；与上述土壤温度日变化幅度相反的是，在完全融化阶段土壤湿度变化幅度是

最小的，在完全融化阶段由于土壤含水量丰富，土壤湿度一直稳定维持在一个湿度高值区；在冻结过程和融化过程土壤湿度昼夜变化十分显著；据研究表明，通常在完全冻结阶段，由于昼夜气温都很低土壤的液态水完全被冻结，土壤湿度日变化不明显，但图4中在完全冻结阶段土壤湿度从凌晨4点到早上10点之前有明显的波动，但在其他时间土壤湿度变化不明显，在本文3.3节中，分析了2013年5月1日至2014年5月31日BJ站降水变化(图9)，可以看出BJ站在完全冻结阶段出现了多次降水过程，所以在该阶段地表浅层土壤湿度受到了降水过程的影响。

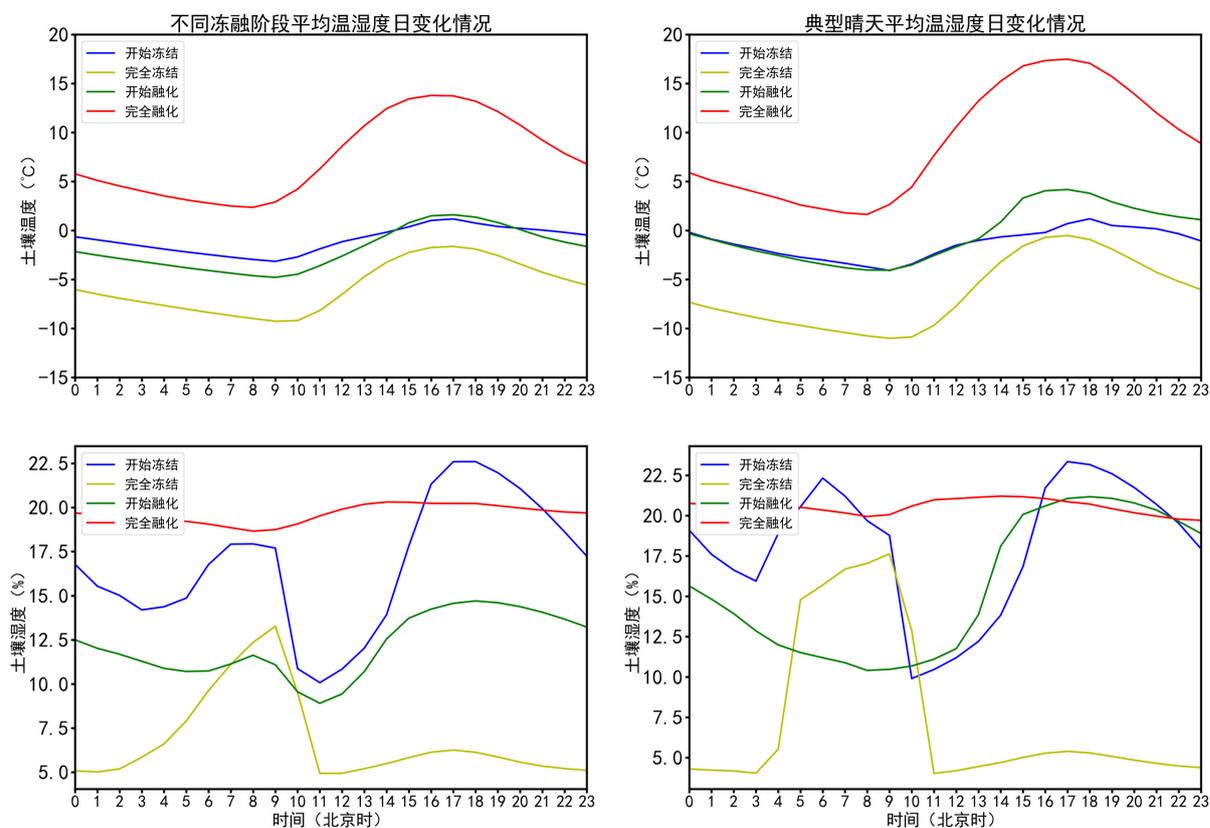


Figure 4. Average daily variation of soil temperature at 4 cm during the freeze-thaw phase, average daily variation of soil moisture (percentage by volume), and daily variation of soil temperature and soil moisture on typical sunny days. Different freeze-thaw stages of soil (left), typical sunny days (right)

图4. 土壤冻融阶段4 cm的土壤温度、土壤湿度(体积百分数%)的平均日变化和典型晴天的土壤温度、土壤湿度的日变化。土壤不同冻融阶段(左)、典型晴天(右)

3.2.2. 地表能量通量的日变化

分析辐射通量的日变化特征，根据数据集的辐射观测要素，绘制出2013年5月~2014年5月冻融过程地表辐射通量(向下短波辐射 S_d 、向上短波辐射 S_u 、向下长波辐射 L_d 、向上长波辐射 L_u)的平均日变化以及典型晴天的日变化(图5)。在这四个阶段短波辐射(上、下)、向上长波辐射都具有非常明显的日变化特征，呈单波峰型，最大值均出现下午13:00~14:00；向下长波辐射在四个冻融阶段的日变化相对来说较弱，还是单波峰型，最大值出现在下午15:00左右，向下长波辐射存在许多小波动。冻融过程与典型晴天对比可以看到，除了向下长波辐射，在融化过程和完全融化阶段典型晴天的 S_d 、 S_u 、 L_u 大于冻融阶段，而 L_d 相反，冻融阶段大于典型晴天；在冻结过程和完全冻结阶段，冻融过程与典型晴天的四个辐射通量数值相当。

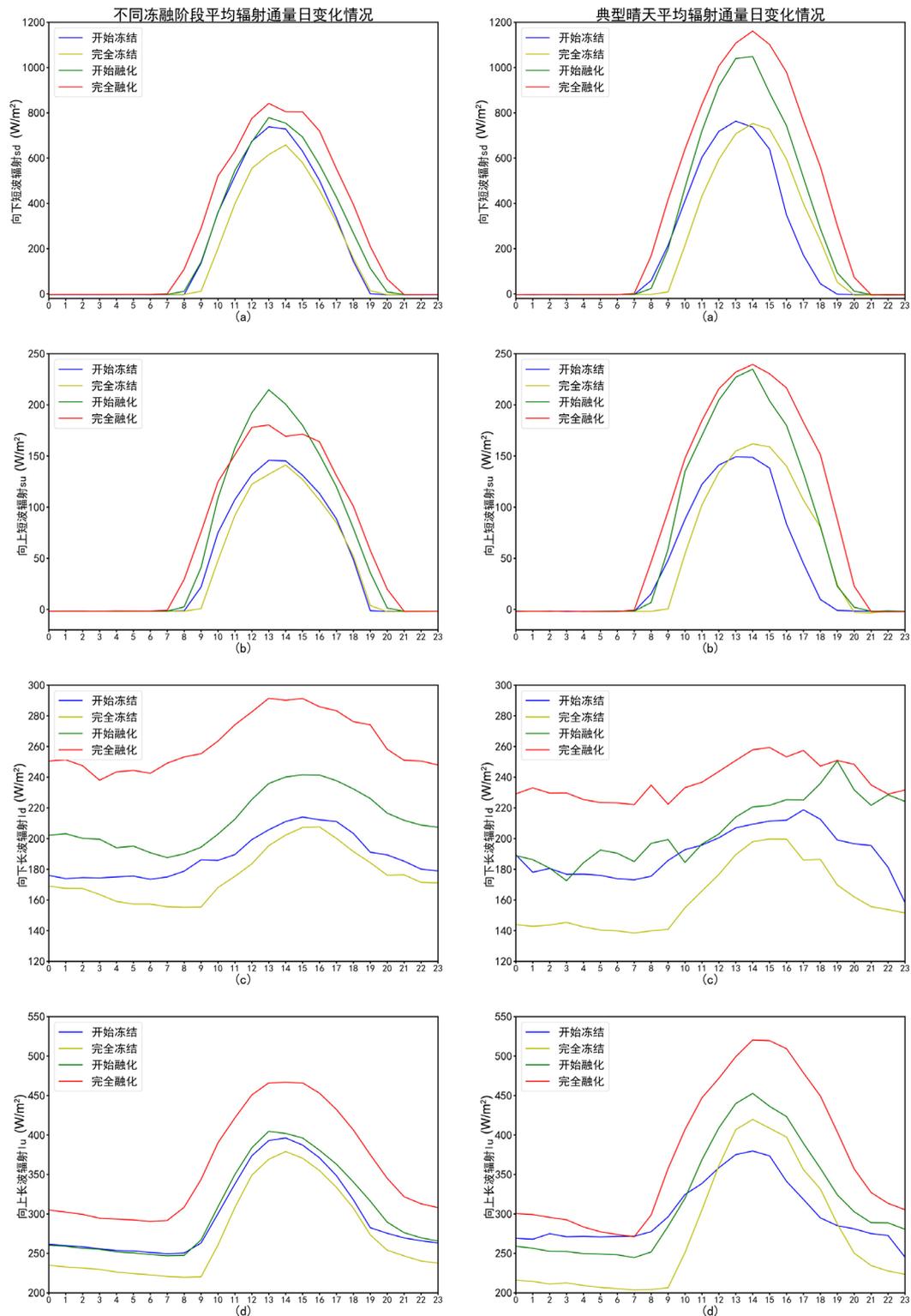


Figure 5. 2013~2014 BJ station downward shortwave radiation S_d (a), upward shortwave radiation S_u (b), downward longwave radiation L_d (c), upward longwave radiation L_u (d) in different soil freeze-thaw stages of the average daily change (left) and typical sunny day change (right)

图 5. 2013~2014 年 BJ 站向下短波辐射 S_d (a)、向上短波辐射 S_u (b)、向下长波辐射 L_d (c)、向上长波辐射 L_u (d) 在不同土壤冻融阶段的平均日变化(左)和典型晴天的日变化(右)

3.2.3. 地表能量通量的日变化

该部分用的数据,感热、潜热、净辐射均为观测结果,土壤热通量为计算结果。图6给出了BJ站不同冻融阶段地表能量通量的平均日变化和典型晴天地表能量通量的日变化。感热、潜热、净辐射和土壤热通量的日变化都有一明显特征,呈单波峰型,在14:00,感热、潜热和净辐射达到最大值,土壤热通量 G_0 在15:00达到峰值;对比冻融阶段平均日变化和典型晴天日变化可以看到,在融化过程和完全融化阶段典型晴天的感热、净辐射以及土壤热通量显著大于冻融阶段,典型晴天与冻融阶段的潜热通量在这两个阶段数值却是相当,潜热的这一变化特征,主要是受土壤湿度较大的影响;在冻结过程和完全冻结阶段,冻融阶段地表能量通量平均日变化与典型晴天地表能量通量日变化是一致的。潜热 LE 在完全融化阶段变化较大并且存在许多变化的波动,整体上来看,潜热随着净辐射的变化而变化;在完全冻结阶段,净辐射的日变化还是非常明显,而潜热的日变化相较于平缓,在完全冻结阶段由于土壤冻结,土壤湿度很小,从而抑制潜热通量的变化。土壤热通量 G_0 在完全融化、融化过程和冻结过程的日变化幅度较大,在完全冻结阶段的变化较小,受该阶段温度较低影响;在夜晚,土壤热通量 G_0 一直稳定在负值状态,由地表向大气传递热量,地表温度降低;在白天,由于太阳辐射的作用,土壤热通量 G_0 为正值,地表向大气吸收热量,地表温度升高。维持了土壤冻融过程的日变化特征,“夜晚冻结,白天解冻”的现象。

3.2.4. 波文比的季节变化、日变化

图7给出了2013年5月至2014年5月BJ站的波文比季节变化。波文比 β 是感热通量与潜热通量的比值,可以用来描述地表浅层土壤的相对干湿程度, β 越小表示潜热较大,浅层土壤含水量丰富,潜热在地表能量平衡中起主要作用;反之, β 越大表示潜热越小,土壤相对较干,此时感热在地表能量平衡中的作用逐渐变大。波文比 β 完全冻结阶段 > 融化过程 > 完全融化阶段 > 冻结过程;在土壤冻结过程前,波文比变化十分稳定,一直维持在低值区波动,由于夏季浅层土壤处于高湿状态,有利于地表潜热的释放;11月份,浅层土壤开始出现冻结,能够明显的看到波文比增大,未冻水发生冻结土壤湿度减小,潜热作用受土壤湿度影响变小;在冻结阶段波文比相对较大,保持持续增大的趋势,完全冻结阶段波文比达到峰值,潜热释放作用受到抑制;2月份土壤开始消融,波文比开始变小,潜热开始发挥作用。波文比的季节变化与上述潜热通量的季节变化特征(图3)是相符合的。

图8给出了2013年5月1日至2014年5月31日BJ站波文比在不同冻融阶段的平均日变化和典型晴天的日变化。在夜间由于感热和潜热都比较小,所以波文比变化波动很大;平均日变化和典型晴天日变化可以看到,就平均而言,波文比都是在完全冻结阶段的数值最大,其次是融化过程,最小出现在冻结过程,与上述波文比季节变化一致。在图中波文比在四个冻融阶段都表现出明显的日变化特征,在夜间波文比都较小,从早上8:00波文比开始增大,在下午15:00达到峰值后,波文比开始减小。对比波文比不同冻融阶段平均日变化和典型晴天日变化,冻结过程、完全冻结阶段和完全融化阶段变化基本相同;在融化过程,波文比的平均日变化幅度明显大于典型晴天日变化,由于在该阶段夜晚温度较低土壤冻结,白天气温较高融化。

3.3. 地表能量通量对土壤温度湿度变化的响应

图9给出BJ站2013年5月1日至2014年5月31日4cm处土壤温湿度日变幅、日降水量和地表能量通量(感热、潜热)日变幅的季节变化。2013年11月4日土壤进入冻结过程,4cm处土壤湿度日变幅在这一时期迅速增大;与此同时,潜热通量日变幅在11月4日后也出现了明显的变化,迅速减小,并且在整个冻结过程中,其日变幅一直都保持在一个低值状态。在完全冻结阶段BJ站出现了几次明显的降水过程,致使土壤湿度日变幅变化非常剧烈,完全冻结阶段气温较低,土壤液态水迅速冻结,因此对于潜热

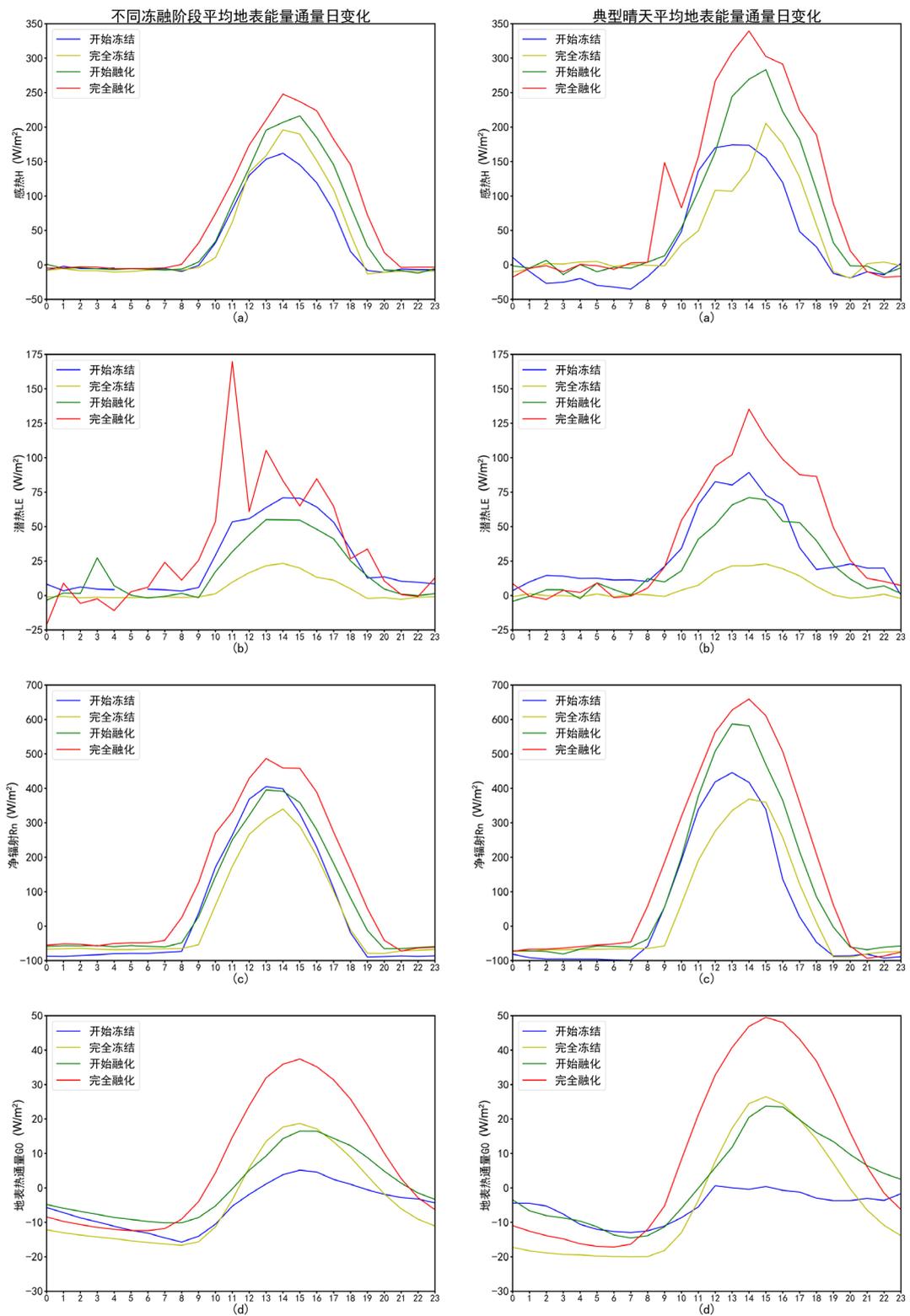


Figure 6. 2013~2014 BJ Station Sensing Heat Flux H(a), Latent Heat Flux LE(b), Net Radiation Rn(c), Surface Heat Flux G₀(d) Average Daily Change at Different Soil Freeze-thaw Stages (left) and Day Change on Typical Sunny Days (Right)

图 6. 2013~2014 年 BJ 站感热通量 H(a)、潜热通量 LE(b)、净辐射 Rn(c)、地表热通量 G₀(d)在不同土壤冻融阶段的平均日变化(左)和典型晴天的日变化(右)

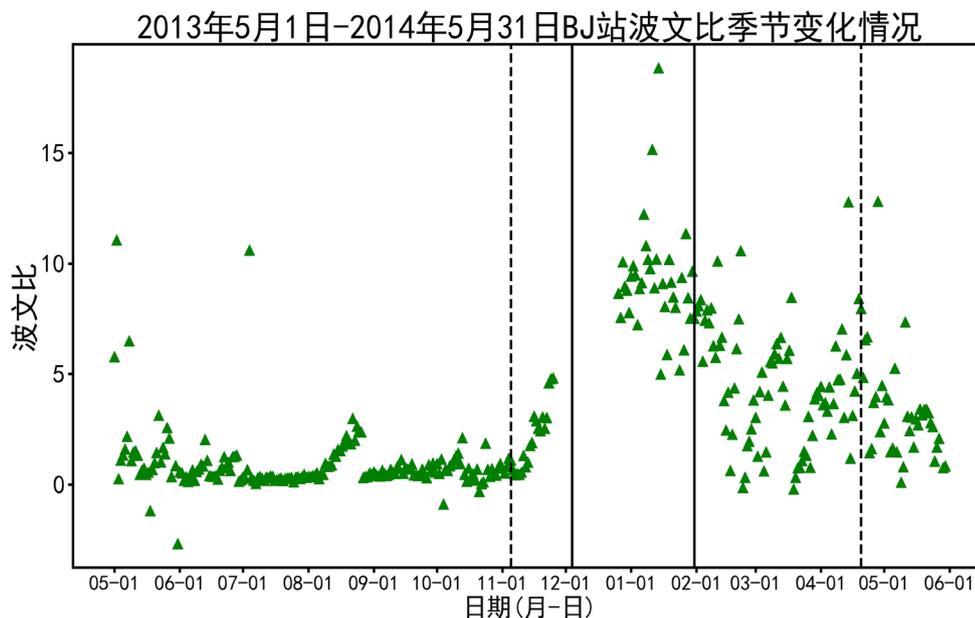


Figure 7. Bowen ratio season change from May 1, 2013 to May 31, 2014 at BJ Station

图7. 2013年5月1日~2014年5月31日BJ站的波文比季节变化

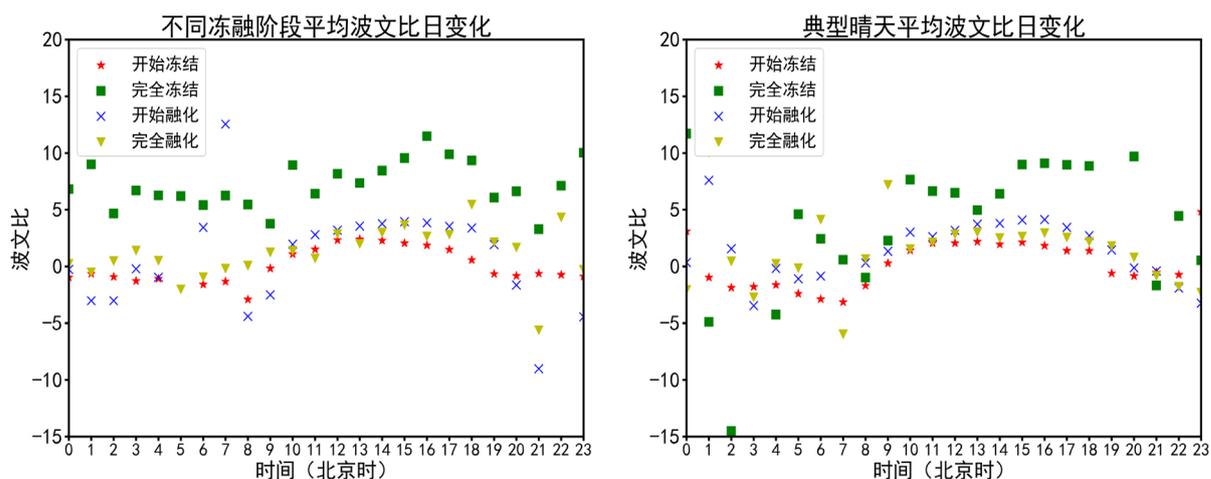


Figure 8. Average daily variation of BJ Station Bowen ratio at different freeze-thaw stages from May 1, 2013 to May 31, 2014 (left) and day-to-day variation on typical sunny days (right)

图8. 2013年5月1日~2014年5月31日BJ站波文比在不同冻融阶段的平均日变化(左)和典型晴天的日变化(右)

日变幅并没有太大的变化；在2014年1月31日土壤进入融化过程，能够看到在这个阶段，潜热通量日变幅不在维持稳定的低值状态，出现增大的趋势，表现出明显的波动；与之对应的是，在4 cm处的土壤湿度在该阶段也出现了非常明显的波动。在整个冻融过程中，感热通量日变幅与潜热通量日变幅表现出相反的变化关系。以上结果表明，土壤冻融过程对地表能量通量有显著影响，在冻结阶段温度降低，土壤未冻水冻结，地表浅层湿度迅速减小，不利于潜热释放；在融化阶段地表浅层湿度增大，有利于地表潜热通量的释放。在土壤日冻融循环过程中，地表浅层的“夜冻昼融”影响着土壤热通量 G_0 ，一方面控制着地表潜热通量的释放；另一方面控制着地表的含水量。在白天，气温升高土壤融化地表浅层湿度变大，有利于潜热释放；在夜晚，气温降低土壤冻结地表浅层湿度变小，不利于潜热的释放。

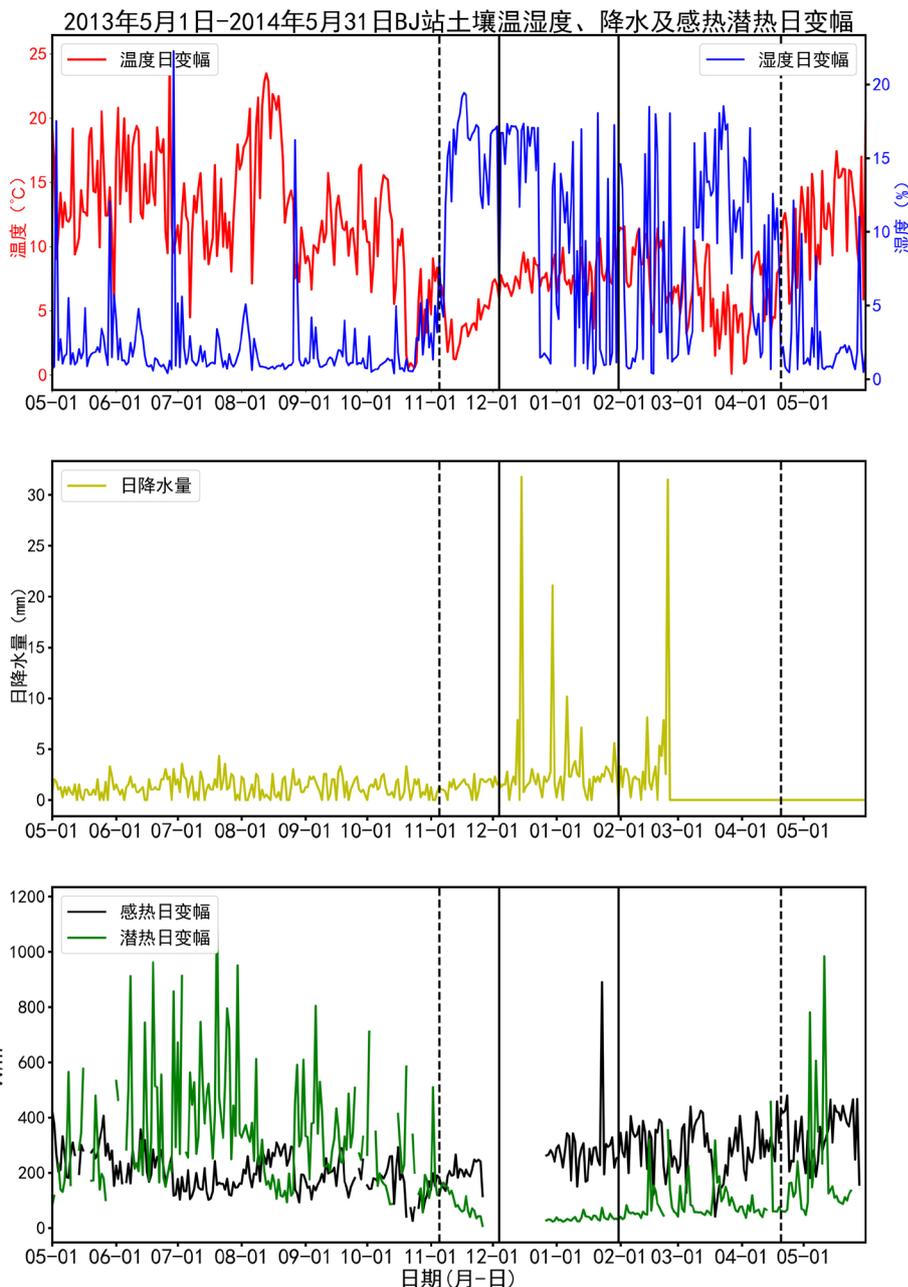


Figure 9. From May 1, 2013 to May 31, 2014, the daily variation of soil temperature, humidity (volume percentage %) at BJ Station at 4 cm, daily precipitation (mm), and the daily variation of heat latent heat are seasonally changed, and the black virtual, real, real and dotted lines from left to right in the figure represent the freezing process, complete freezing, melting process, and complete melting stage

图 9. 2013 年 5 月 1 日~2014 年 5 月 31 日 BJ 站 4 cm 处土壤温、湿度(体积百分数%)日变幅、日降水量(mm)、感热潜热日变幅的季节变化, 图中从左往右黑虚、实、实、虚线依次表示冻结过程、完全冻结、融化过程、完全融化阶段

3.4. 土壤冻融过程对地表能量收支平衡的影响

能量闭合率(CR)定义为感热和潜热之和与净辐射和土壤热通量 G_0 之差的比值。地表能量闭合率 CR 越接近于 1, 表明地表能量闭合情况越好。图 10 和图 11 分别给出 2013 年 5 月 1 日至 2014 年 5 月 31 日 BJ 站地表能量闭合率的季节变化和不同冻融阶段的地表能量闭合率平均日变化。从图 10 能够看到, 在

土壤冻结过程中地表能量闭合率大于 1，由于土壤地表浅层的液态水冻结过程释放潜热，使得土壤热通量 G_0 被高估；相反，在土壤融化过程中地表能量闭合率小于 1，因为浅层土壤融化吸收热量，使得土壤热通量 G_0 被低估。表明土壤的冻融过程对于地表能量收支平衡是有影响的。(图 11)地表能量闭合率平均日变化在冻结过程、完全冻结、融化过程和完全融化四个阶段基本相同；在夜间(下午 18:00~次日 6:00)能量闭合率 CR 接近于 0，在白天能量闭合率 CR 接近于 1，说明白天能量闭合率比夜间好。

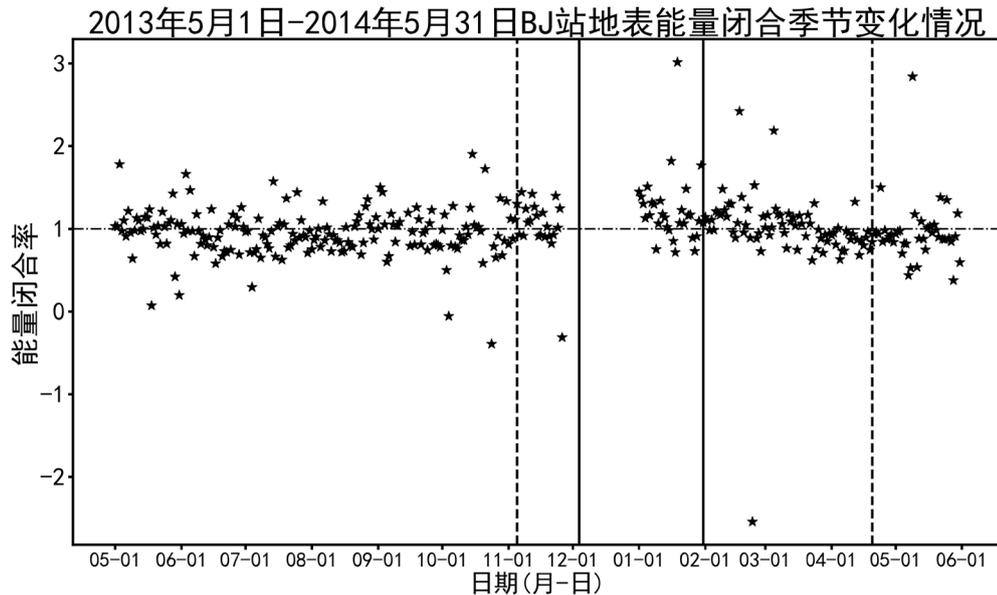


Figure 10. From May 1, 2013 to May 31, 2014, the seasonal changes in the energy closure rate of BJ station, and the black and virtual, real, real and dotted lines from left to right are the freezing process, complete freezing, melting process, and complete melting stage

图 10. 2013 年 5 月 1 日~2014 年 5 月 31 日 BJ 站能量闭合率的季节变化，图中从左往右黑虚、实、实、虚线依次为冻结过程、完全冻结、融化过程、完全融化阶段

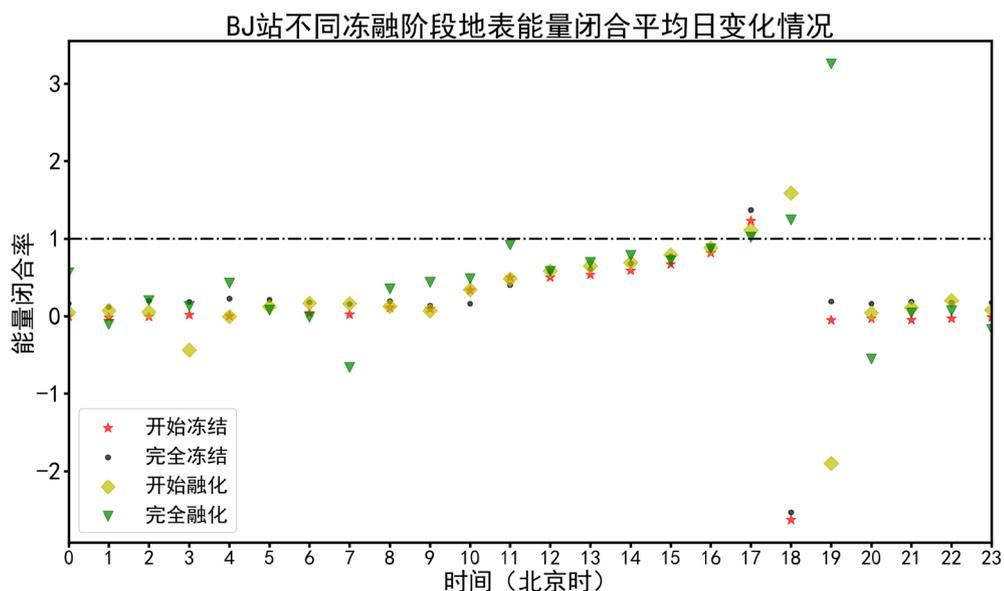


Figure 11. Average daily variation of surface energy closure rate at different freeze-thaw stages of soil

图 11. 土壤不同冻融阶段地表能量闭合率平均日变化

4. 结论与展望

4.1. 主要结论

通过对那曲地区土壤冻融过程对地表能量平衡收支的影响分析, 得到以下结论:

1) 对于季节变化, 从9月份太阳南移辐射减少, 温度降低; 在冻结过程中, R_n 与 LE 显著减少, 波文比 β 显著增大, H 略有增大, 土壤冻结地表反照率增大, G_0 为负值, 地表向大气传递热量, 而地表积雪的保温作用, 减缓了土壤温度降低。在完全冻结阶段, 土壤湿度小, LE 很小, 在地表能量平衡中 H 占据主导地位, H 与 R_n 变化一致, β 值达到最大。在融化过程中, 温度升高, R_n 、 H 和 LE 变化一致开始增大, G_0 为正值向大气吸收热量, 相反波文比 β 减小, 而由于土壤融化水相态发生变化, 吸收热量, 缓解了土壤的增温速率。在完全融化阶段, 土壤湿度大, 波文比 β 小, 潜热大, LE 大于 H , R_n 、 LE 和 H 变化一致, H 变化相对平缓。

2) 对于日变化, 土壤温度在不同冻融阶段变化基本一致, 呈光滑正弦波变化形态; 土壤湿度不同, 冻融阶段变化差异较大, 在完全融化阶段湿度变化平缓, 但在冻结过程和融化过程中湿度变化幅度很大, 夜晚湿度小, 白天湿度大, 与地表日冻融过程“昼融夜冻”一致。辐射通量日变化均呈“单波峰型”, 白天由于太阳辐射作用, 达到最大值。 R_n 、 H 、 LE 和 G_0 变化相同, 其值白天大晚上小, 在夜间 G_0 小于 0, 地表放射长波辐射; 白天 G_0 大于 0, 地表吸收太阳辐射。由于夜间感热、潜热都较小, 波文比夜间变化波动大, 波文比完全冻结阶段 > 融化过程 > 完全融化阶段 > 冻结过程。

3) 根据对土壤温湿度、感热和潜热日幅变化分析, 表明土壤水热变化对地表能量通量的影响。在冻结阶段中, 土壤湿度日变幅迅速增大, 同时潜热对于土壤湿度做出响应, 迅速减小; 在融化阶段, 土壤湿度日变幅出现多波动, 可以发现在该阶段潜热日变幅变化较大。因此, 潜热在地表能量平衡中的作用地位, 往往取决于土壤湿度的大小。

4) 土壤冻融过程对地表能量收支平衡的影响。在理想状态下, 能量闭合率 CR 约等于 1, 而在冻结过程中 CR 大于 1, 土壤中的液态水冻结释放潜热, G_0 被高估; 在融化过程中 CR 小于 1, 土壤融化吸收热量, 使得 G_0 被低估。在土壤日冻融循环“昼融夜冻”中, 能量闭合率在夜间接近于 0, 在白天接近于 1, 说明白天能量闭合比夜间好。

4.2. 存在的问题与展望

由于青藏高原地理条件限制, 被损坏的观测仪器得不到及时的维护, 导致站点观测数据缺测, 对研究过程可能产生影响。其次, BJ 站土壤观测数据分别为 4 cm、10 cm, 20 cm、40 cm 土壤层处的, 由于本文使用的是地表浅层 4 cm 处的数据, 土壤层选取太浅, 可能会受到地面植被、根系、降水等多种因素较大的影响。

下一步工作拟结合青藏高原那曲地区其它土壤层次的冻融过程中水热参量的变化, 深入研究土壤冻融过程对地表能量通量的影响。

致 谢

在整个论文完成过程中, 非常感谢导师赖欣副教授、张戈师姐给予的帮助, 在此向她们表示诚挚的谢意。同时还感谢我的室友、同学、朋友及家人在生活上对我的各种关心和帮助以及在精神上的鼓励与支持。其次, 站点观测数据对本文的完成十分的重要, 对提供观测数据的研究员们表示由衷的谢意。

参考文献

[1] 杨梅学, 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.
- [2] 杨梅学, 姚檀栋, 勾晓华. 青藏公路沿线土壤的冻融过程及水热分布特征[J]. 自然科学进展, 2000(5): 61-68.
- [3] 王澄海, 师锐. 青藏高原西部陆面过程特征的模拟分析[J]. 冰川冻土, 2007, 29(1): 73-81.
- [4] 杨健, 马耀明. 青藏高原典型下垫面的土壤温湿特征[J]. 冰川冻土, 2012, 34(4): 813-820.
- [5] 常娟, 王根绪, 高永恒, 等. 青藏高原多年冻土区积雪对沼泽、草甸浅层土壤水热过程的影响[J]. 生态学报, 2012, 32(23): 7289-7301.
- [6] 沈丹, 王磊. 青藏高原土壤湿度对中国夏季降水与气温影响的敏感试验[J]. 气象科技, 2015, 43(6): 1095-1103+1120. <https://doi.org/10.19517/j.1671-6345.2015.06.014>
- [7] 卓嘎, 陈涛, 周刊社, 等. 2009-2010年青藏高原土壤湿度的时空分布特征[J]. 冰川冻土, 2015, 37(3): 625-634.
- [8] 杨梅学, 姚檀栋, Hirose Nozomu, Hideyuki Fujii. 青藏高原表层土壤的日冻融循环[J]. 科学通报, 2006, 51(16): 1974-1976.
- [9] 万国宁, 杨梅学, 王学佳, 等. 青藏高原中部 BJ 站土壤湿度不同时间尺度的变化[J]. 土壤通报, 2012, 43(2): 286-293. <https://doi.org/10.19336/j.cnki.trtb.2012.02.006>
- [10] 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.
- [11] Gu, L.L., Yao, J.M., Hu, Z.Y., et al. (2015) Comparison of the Surface Energy Budget between Regions of Seasonally Frozen Ground and Permafrost on the Tibetan Plateau. *Atmospheric Research*, **153**, 553-564. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.10.012>
- [12] 张海宏, 肖宏斌, 祁栋林, 等. 青藏高原湿地土壤冻结、融化期间的陆面过程特征[J]. 气象学报, 2017, 75(3): 481-491.
- [13] 谢燕梅, 晋锐, 杨兴国. AMSR-E 亮温监测中国近地表冻融循环算法研究[J]. 遥感技术与应用, 2013, 28(2): 182-191.
- [14] Judge, J., Galantowicz, J.F., England, A.W., et al. (1997) Freeze/Thaw Classification for Prairie Soils Using SSM/I Radio Brightnesses. *IEEE Transactions on Geoscience & Remote Sensing*, **35**, 827-832.
- [15] Jin, R., Li, X. and Che, T. (2009) A Decision Tree Algorithm for Surface Soil Freeze/Thaw Classification over China Using SSM/I Brightness Temperature. *Remote Sensing of Environment*, **113**, 2651-2660. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.08.003>
- [16] Smith, N.V., Saatchi, S.S. and Randerson, J.T. (2004) Trends in High Northern Latitude Soil Freeze and Thaw Cycles from 1988 to 2002. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*, **109**, D12101. <https://doi.org/10.1029/2003JD004472>
- [17] Wang, K., Wang, P., Liu, J., et al. (2005) Variation of Surface Albedo and Soil Thermal Parameters with Soil Moisture Content at a Semidesert Site on the Western Tibetan Plateau. *Boundary-Layer Meteorology*, **116**, 117-129. <https://doi.org/10.1007/s10546-004-7403-z>
- [18] Li, R., Zhao, L., Wu, T., et al. (2014) Investigating Soil Thermodynamic Parameters of the Active Layer on the Northern Qinghai-Tibetan Plateau. *Environmental Earth Sciences*, **71**, 709-722. <https://doi.org/10.1007/s12665-013-2473-1>
- [19] 张乐乐, 赵林, 李韧, 等. 青藏高原唐古拉地区暖季土壤水分对地表反照率及其土壤热参数的影响[J]. 冰川冻土, 2016, 38(2): 351-358.
- [20] 焦永亮, 李韧, 赵林, 等. 多年冻土区活动层冻融状况及土壤水分运移特征[J]. 冰川冻土, 2014, 36(2): 237-247.
- [21] 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(11): 1205-1211.
- [22] 刘杨, 赵林, 李韧. 基于 SHAW 模型的青藏高原唐古拉地区活动层土壤水热特征模拟[J]. 冰川冻土, 2013, 35(2): 280-290.
- [23] 张伟, 周剑, 王根绪, 等. 积雪和有机质土对青藏高原冻土活动层的影响[J]. 冰川冻土, 2013, 35(3): 528-540.
- [24] 赵逸舟, 马耀明, 黄镇, 等. 利用 TRMM/TMI 资料反演青藏高原中部土壤湿度[J]. 高原气象, 2007, 26(5): 952-957.
- [25] 李卫朋, 范继辉, 沙玉坤, 等. 藏北高寒草原土壤温度变化与冻融特征[J]. 山地学报, 2014, 32(4): 407-416. <https://doi.org/10.16089/j.cnki.1008-2786.2014.04.007>
- [26] Guo, D.L., Yang, M.X. and Wang, H.J. (2011) Characteristics of Land Surface Heat and Water Exchange under Different Soil Freeze/Thaw Conditions over the Central Tibetan Plateau. *Hydrological Processes*, **25**, 2531-2541. <https://doi.org/10.1002/hyp.8025>

- [27] 郭东林. 青藏高原冻土对地表水热交换的影响和对气候变暖的响应[D]: [博士学位论文]. 北京: 中国科学院, 2012.
- [28] Tanaka, K., Tamagawa, I., Ishikawa, H., *et al.* (2003) Surface Energy Budget and Closure of the Eastern Tibetan Plateau during the GAME-Tibet IOP 1998. *Journal of Hydrology*, **283**, 169-183.
[https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00243-9](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00243-9)
- [29] Bowen, I.S. (1926) The Ratio of Heat Losses by Conduction and by Evaporation from Any Water Surface. *Physical Review*, **27**, 779-787. <https://doi.org/10.1103/PhysRev.27.779>