

青藏高原土壤热通量估算及时空分布特征

杨道涵¹⁻³ 吴静^{*1} 李纯斌¹ 李颖¹ 秦格霞¹

(1. 甘肃农业大学资源与环境学院, 甘肃 兰州 730070; 2. 甘肃省林业科学研究院, 甘肃 兰州 730020; 3. 甘肃敦煌西湖湿地生态系统国家定位观测研究站, 甘肃 敦煌 736200)

摘要: 土壤热通量 (Soil heat flux, G) 是影响青藏高原地表能量平衡的关键因素, 对其进行估算及时空分布特征分析, 可为该区地表能量平衡研究提供参考依据。本文基于 2003—2018 年 MODIS 数据、中国区域地面气象要素驱动数据集以及中国西部 1 km 全天候地表温度数据集, 利用 SEBAL 模型结合青藏高原原位观测数据 G_0 对模型的适用性和计算精度进行评估, 发现该模型对青藏高原的土壤热通量 G 模拟精度较高。在此基础上利用遥感数据重构了该地区 2003—2018 年的土壤热通量数据, 并分析了 G 值的时空分布特征。结果表明: (1) 多年 G 均值整体呈波动下降趋势, 最大谷值出现在 2011 年, 最大峰值出现在 2016 年; 各季节中, 除冬季外, 其余季节 G 均值呈波动下降趋势, 且 G 均值值域高低依次呈现: 夏季 > 春季 > 秋季 > 冬季, G 均值波动变化大小顺序与之相一致。(2) G 均值分布特征具有明显的空间异质性, 总体呈现出北部柴达木盆地及其周边地区最高, 西南阿里等地区较高, 其余大部分地区普遍较低的空间分布特征; 各季节 G 均值的空间分布特征基本与总体空间分布特征一致。(3) 中部及东南地区 G 均值主要呈增加趋势, 北部、西部和西南地区 G 均值主要呈减少趋势; 各季节中, G 均值有增加趋势的地区面积占比冬季最多, 夏季最少, 有减少趋势的地区面积占比夏季最多, 冬季最少。本研究结果证明了 SEBAL 模型对反演青藏高原土壤热通量 G 的适用性, 且丰富了青藏高原地表能量平衡的研究内容。

关键词: 青藏高原; 土壤热通量; SEBAL 模型; 时空分布

文章编号: 中图分类号: P422.4 文献标识码: A

doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2023.23028

引言

联合国政府间气候变化专门委员会 (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) 第六次评估报告中指出, 气候变化尺度已开始超出地球本身所能承受的界限, 导致臭氧层空洞、海平面上升、极端天气事件等一系列负面效应频繁出现, 并反馈于人类社会环境, 致使全球生态系统稳定与人类可持续发展受到严重威胁。伴随气候与环境的每况愈下, 全球生态

收稿日期: 2023-04-08

收修订稿日期: 2023-11-05

作者简介: 杨道涵, 男, 1995 年出生, 硕士研究生, 主要从事生态遥感研究。E-mail: 529785408@qq.com

通信作者: 吴静, E-mail: wujing@gsau.edu.cn

资助项目: 国家自然科学基金项目 31760693、31960631

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 31760693 and 31960631)

系统与能量交换，特别是与近地层热量交换的研究课题已引起广泛关注。

1957年由 Philip 和 Vries 提出的土壤热通量作为影响地表能量平衡的关键因素之一，是指地表温度和土壤温度之间存在差异性而导致热能在地表界面与土壤界面之间发生的能量交换，日间地表向土壤传递热能，晚间土壤向地表传递热能。它对土壤—植被—大气连续体（Soil-Plant-Atmosphere-Continue, SPAC）中的物质能量交换和分配具有影响，有助于解释地表深层与浅层之间的能量传输 (Andrade et al., 2021)。土壤热通量的影响因素包括地表温度、植被覆盖度 (刘军会等, 2013)、地表净辐射 (吴海涛, 2007; 李明财等, 2008)、地表反照率 (刘宏谊等, 2009)、地—气温差和下垫面类型 (肖瑶等, 2011) 等。目前，土壤热通量的测度方法包括观测法、遥感反演法和数值模拟法。其中，遥感反演法具有覆盖范围广、数据时间同步性好、空间分辨率较高且地表参数较容易获取等优点，现已成为估算土壤热通量的有效手段 (Carlson et al., 1994; Lambin et al., 1996)。1982年，Brutsaert 基于卫星遥感数据提出的单层模型，具有陆面过程被高度简化、参数少而简单等优点 (Bastiaanssen et al., 1998)。随着单层模型被不断改进和完善过程中扩展的 SEBAL 模型，具有良好的适用性和较高的估算精度 (Bastiaanssen, 2000; Bastiaanssen et al., 2005)，目前已在水资源管理、农作物产量、生物量预测 (Bastiaanssen et al., 2002; Zwart et al., 2010) 和地表蒸散量估算 (Bastiaanssen and Bandara, 2001; Tasumi and Allen, 2007) 等领域得到了广泛应用。与国外研究相比，中国对 SEBAL 模型的应用较为滞后，主要用于 SEBAL 模型的敏感性分析 (夏婷和王忠静, 2013)、反演城市热通量 (王煜东等, 2016)、估算地表蒸散发 (马启民等, 2022)、估算作物生产力 (李文君, 2020)、土壤质量评价 (丁美青, 2014) 等方面。

青藏高原地区是世界上对极端天气事件最敏感的地区之一，在全球气候变暖的影响下，其升温速率已远超我国东部季风区和西北干旱区 (Kuang and Jiao, 2016)，导致当地冰川冻土消融，打破 SPAC 的水热平衡，进而影响到生态系统和气候条件 (Immerzeel et al., 2010; Zhao et al., 2020)。因此，当前急需探索青藏高原土壤热通量的时空分布特征，这不仅有助于了解陆面能量平衡过程，更对保护高原地区生态资源、保障国家财产安全及践行可持续发展道路具有十分重要的意义。鉴于青藏高原地表状况复杂，数据获取困难的事实，SEBAL 模型能有效简化陆面过程，并具有较强的通用性，因而本研究利用 SEBAL 模型结合青藏高原原位观测数据 G_0 对模型的适用性和计算精度进行评估，结果表明该模型对青藏高原的土壤热通量 G 模拟精度较高。在此基础上利用卫星观测数据重构了该地区的长期土壤热通量数据，并分析了 G 值的时空分布特征，为该地区的能量平衡和气候变化研究提供了科学数据支撑。

1 研究区概况及数据来源

1.1 研究区概况

“第三极”青藏高原（Qinghai-Tibet Plateau）介于东经 $73^{\circ}18'52''$ — $104^{\circ}46'59''$ ，北纬 $26^{\circ}00'12''$ — $39^{\circ}46'50''$ 之间，平均海拔约 4000 m，占中国陆地总面积的 1/4，其地势西高东低，地形复杂而险峻（李黎等, 2019）。高海拔造就了青藏高原地区日照充足、辐射强烈、气温低、昼夜温差大和积温少等气候特点，同时其水系发达，冰川冻土广布，有“三江之源”、“亚洲水塔”和“世界屋脊”之称。近几十年来，青藏高原 SPAC 内部复杂的高原热力和动力作用是中国、亚洲乃至全球气候变化影响的观测和研究热点（吴国雄, 2004）。

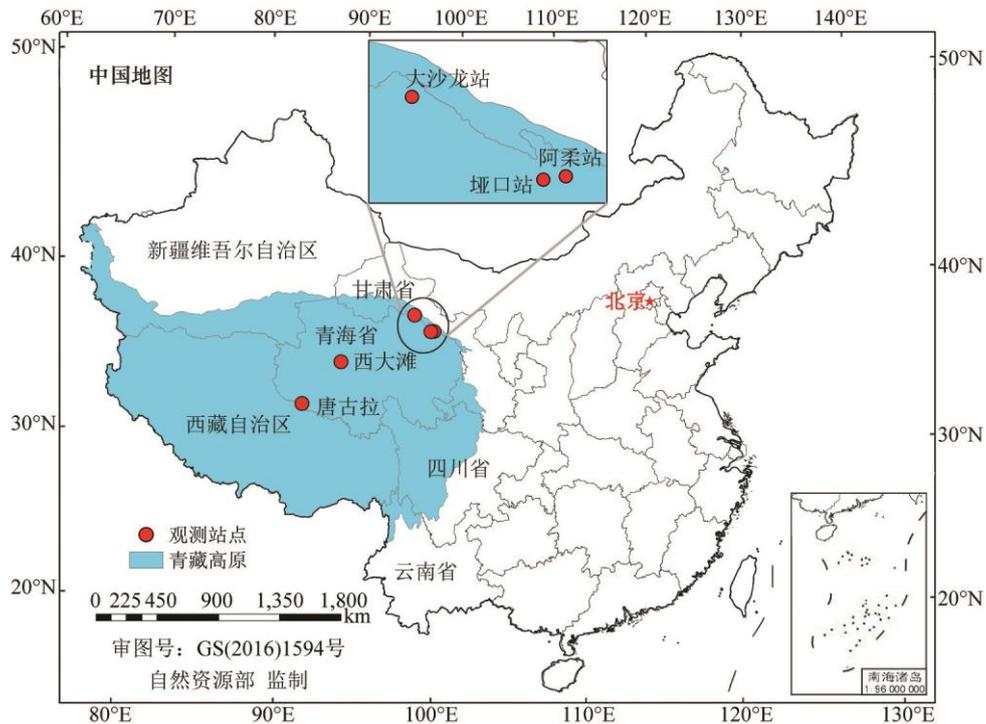


图 1 研究区域及观测站点分布

Fig.1 Range of the Qinghai-Tibetan Plateau and the spatial distribution of observed sites

1.2 数据来源

本研究的基础数据主要包括：（1）遥感影像数据，即第 1—7 波段的地表反射率、向下长波辐射、向下短波辐射和地表温度数据（表 1）。其中，第 1—7 波段的地表反射率源自美国航空航天局的 MOD09GA 数据集（2003—2018 年）；向下长波辐射和向下短波辐射数据、地表温度数据分别源自国家青藏高原科学数据中心的“中国区域地面气象要素驱动数据集（2003—2018 年）”（阳坤等, 2019）、“中国西部 1 km 全天候地表温度数据集（2003—2018 年）”（周纪等, 2019）。在 ArcGIS 软件中对上述卫星观测数据进行图像裁剪、重采样、像元统计、定义投影等预处理后，统一得到空间分辨率为 10000 m、时间分辨率为逐月、坐标

系为 GCS_WGS_1984 的遥感影像数据。其中，时间分辨率为逐月的 G 值由预处理后得到的逐月基础卫星观测数据计算而得（详见 2.1）；时间分辨率为逐季的 G 值通过每个季节所对应 3 个月的 G 值进行最大值合成而得（青藏高原季节特征划分为春季 3—5 月、夏季 6—8 月、秋季 9—11 月和冬季 12 月至次年 2 月）；时间分辨率为逐年的 G 值通过每个年份中 12 个月的 G 值进行最大值合成而得。（2）原位观测数据，即 G_0 值源自国家青藏高原科学数据中心及国家冰川冻土沙漠科学数据中心的气象站点数据（表 2）（车涛等, 2019a, 2019b, 2019c; 肖瑶等, 2020a, 2020b），通过气象站点埋设的土壤热流量板获取，时间分辨率统一处理为逐月。

表 1 卫星观测数据基本信息

Table 1 The basic information of satellite observation data

产品名称	空间分辨率	时间分辨率	包含内容	网址来源
MOD09GA	500 m	Daily	第1—7波段的地表反射率	https://ladsweb.modaps.eosdis.nasa.gov/
中国区域地面气象要素驱动数据集	10000 m	3-Hour	向下长波辐射	https://www.tpdac.ac.cn/zh-hans/
中国西部1 km全天候地表温度数据集	10000 m	3-Hour	向下短波辐射	
中国西部1 km全天候地表温度数据集	1000 m	Daily	地表温度	https://www.tpdac.ac.cn/zh-hans/

表 2 站点数据基本信息

Table 2 The basic information of observation sites

站点	位置（海拔、经纬度）	下垫面	时间（年）	网址来源
阿柔站	3033 m 100.4643° E, 38.0473° N	高寒草甸类	2015-2017	https://www.tpdac.ac.cn/zh-hans/
大沙龙站	3739 m 98.9406° E, 38.8399° N	沼泽类	2015-2017	https://www.tpdac.ac.cn/zh-hans/
垭口站	4148 m 100.2421° E, 38.0142° N	高寒草甸类	2015-2017	https://www.tpdac.ac.cn/zh-hans/
西大滩站	4538m 94.1170° E, 35.7170° N	高寒草原类	2015	https://www.ncdc.ac.cn/
唐古拉站	5110m 91.9330° E, 33.0670° N	高寒草甸类	2015	https://www.ncdc.ac.cn/

2 研究方法

2.1 土壤热通量 G 的估算

本文利用 SEBAL 模型中的经验公式，基于地表温度、地表反照率、植被指数和净辐射通量数据，对土壤热通量 G 进行估算。其经验关系如下（Bastiaanssen, 2000）：

$$G = \frac{T_s}{\alpha} \cdot (0.0032\alpha + 0.0062\alpha^2) \cdot (1 - 0.978NDVI^4) \cdot R_n \quad (1)$$

式中： G 为土壤热通量 ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)； T_s 为地表温度 ($^{\circ}\text{C}$)； α 为地表反照率； $NDVI$ 为归一化植被指数； R_n 为地表净辐射通量 ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)。

R_n 的能量平衡公式如下 (Amatya et al., 2015)：

$$R_n = (1 - \alpha) \cdot DSR + \varepsilon \cdot DLR - \varepsilon \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (2)$$

$$\alpha = 0.160R_1 + 0.291R_2 + 0.243R_3 + 0.166R_4 + 0.112R_5 + 0.018R_7 - 0.0015 \quad (3)$$

式中， DSR 为向下短波辐射 ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)； ε 为比辐射率； DLR 为向下长波辐射 ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)； σ 为斯蒂芬—玻尔兹曼常数 ($5.67 \times 10^{-8} \text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-4}$)； R_1 、 R_2 、 R_3 、 R_4 、 R_5 、 R_7 分别为第 1—5 和 7 波段的地表反射率。

(2) 式中的 ε 由下列公式计算：

$$\varepsilon = 1.009 + 0.047 \cdot \ln(NDVI) \quad (4)$$

$$NDVI = \frac{IR - R}{IR + R} \quad (5)$$

式中， IR 为近红外波段，即 (3) 式中的 R_2 波段； R 为红光波段，即 (3) 式中的 R_1 波段。

2.2 Theil-Sen Median 方法和 Mann-Kendall 趋势分析法

Theil-Sen Median 方法 (Sen 斜率估计) 是一种稳健的非参数统计的趋势计算方法，目的是用来计算序列斜率对的中值，具有抗噪性强和计算效率高的特点，适用于长时间序列数据的趋势分析，但不能实现序列趋势的显著性判断。Mann-Kendall 趋势分析法 (MK 检验) 是一种用来评估气候要素时间序列变化趋势的非参数检验方法，以适用范围广、人为性少和定量化程度高著称，但不能得到序列的斜率。上述两种方法弥补了彼此的不足，因此本文采用将二者相结合的方式来分析青藏高原 G 值长时间序列变化趋势的显著性。

Sen 斜率估计，对于时间序列 $x_t = x_1, x_2, \dots, x_n$ ，其计算公式为 (Wessels et al., 2012)：

$$\beta = \text{Median}\left(\frac{x_j - x_i}{j - i}\right), \forall j > i \quad (6)$$

式中， Median 代表取中值函数；若 $\beta > 0$ ，分析目标为增长趋势，反之则为下降趋势。

MK 检验，对于时间序列 $x_t = x_1, x_2, \dots, x_n$ ，作如下假设： H_0 ，序列中数据随机排列，即无显著趋势； H_1 ，序列存在上升或下降趋势，在此前提下定义检验统计量 S 的计算公式为：

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_j - x_i) \quad (7)$$

式中， $\text{sgn}()$ 为符号函数，计算公式为：

$$\text{sgn}(x_j - x_i) = \begin{cases} +1 & x_j - x_i > 0 \\ 0 & x_j - x_i = 0 \\ -1 & x_j - x_i < 0 \end{cases} \quad (8)$$

将 S 标准化得到统计检验值 Z ，继而进行显著性检验，其计算公式如下：

$$Z = \begin{cases} \frac{S}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & (S > 0) \\ 0 & (S = 0) \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & (S < 0) \end{cases} \quad (9)$$

式中， Var 的计算公式为：

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^m t_i(t_i-1)(2t_i+5)}{18} \quad (10)$$

式中， n 为序列中数据的个数； m 为序列中结（重复出现的数据组）的个数； t_i 为结的宽度（第 i 组重复数据组中的重复数据个数）。

采用双边趋势检验，在给定显著性水平 α 下，在正态分布表中查得临界值 $Z_{1-\alpha/2}$ 。当 $|Z| \leq Z_{1-\alpha/2}$ 时，接受 H_0 假设，即趋势不显著；当 $Z > Z_{1-\alpha/2}$ 时，则拒绝原假设，接受 H_1 假设，即趋势显著上升；当 $Z < -Z_{1-\alpha/2}$ 时，即认为序列趋势显著下降。 $|Z|$ 在大于 1.65、1.96 和 2.58 时，表示趋势分别通过了信度为 90%、95% 和 99% 的显著性检验。趋势显著性的判断方法见表 3。

表 3 MK 检验趋势类别

Table 3 The trend categories of MK test

β	Z	趋势类别	趋势特征
$\beta > 0$	$2.58 < Z$	4	极显著增加
	$1.96 < Z \leq 2.58$	3	显著增加
	$1.65 < Z \leq 1.96$	2	微显著增加
$\beta = 0$	$Z \leq 1.65$	1	不显著增加
	Z	0	无变化
$\beta < 0$	$Z \leq 1.65$	-1	不显著减少
	$1.65 < Z \leq 1.96$	-2	微显著减少
	$1.96 < Z \leq 2.58$	-3	显著减少
	$2.58 < Z$	-4	极显著减少

3 结果分析

3.1 精度验证

本文通过气象站点原位观测数据 G_0 对 SEBAL 模型反演得到的估算结果 G 进行精度验证，利用均方根误差（Root Mean Square Error, RMSE）表征估算的精度。如图 2 所示，阿柔

站、大沙龙站、垭口站、西大滩站和唐古拉站的观测数据月均值 G_0 和估算的月均值 G 之间的拟合线斜率为 1.94，估算值出现高估现象，这可能是由于站点数据缺失、陆面结构复杂和云层遮挡等原因而出现的高估现象（Yang et al., 2020）。但是，RMSE 值为 $30.80 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，线性回归方程可决系数 R^2 的值为 0.75，优于前人在同时间分辨率下运用遥感模拟方法得出的研究结果（李颖等, 2022），证明估算结果较为接近原位观测值，表明 SEBAL 模型适用性良好、精度较高。

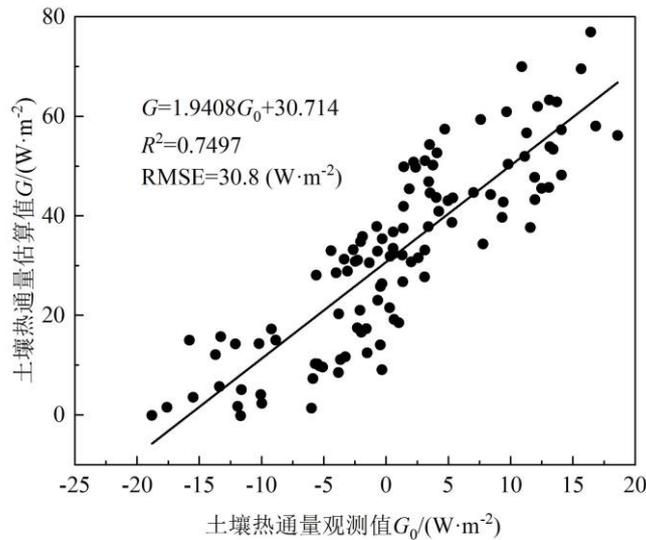


图 2 土壤热通量 G 月均模拟值与阿柔站、大沙龙站、垭口站（2015—2017 年）以及西大滩站、唐古拉站（2015 年）的土壤热通量观测月均值 G_0 的比较

Fig.2 Comparison between soil heat flux monthly mean simulated value G estimated and observed soil heat flux monthly mean value G_0 from A'rou, Dashalong, Yakou stations (2015 to 2017) and Xidatan and Tanggula stations (2015)

3.2 土壤热通量 G 的时间变化特征

3.2.1 年尺度土壤热通量 G 的变化特征

从年尺度来看， G 的取值范围在 $30-40 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 之间，平均值为 $35.0 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，最小值为 $31.0 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ （2011 年），最大值为 $38.3 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ （2016 年）。2003—2018 年青藏高原 G 均值整体呈波动下降趋势，2003—2008 年间研究区 G 均值存在连续的上下波动，于 2009 年上升至 16 年间第二高峰值，为 $38.1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，2009—2011 年间下降至 16 年间最大谷值，而后开始反弹，2011—2016 年间持续上升至 16 年间最大峰值，2016—2018 年间则基本处于下降状态（图 3a）。出现该现象的原因可能为：青藏高原对极端天气事件高度敏感，且其峰值年（2004 年、2007 年、2009 年、2013 年和 2016 年）前后受厄尔尼诺现象的影响，出现异常升温（表 4），导致其地表温度升高，而 G 与地表温度成正比，因此 G 也随之升高；其谷

值年（2005 年、2008 年、2011 年和 2017 年）前后受拉尼娜现象的影响，出现异常降温（表 5）（王新建等, 2021），导致其地表温度降低，因此 G 也随之降低。

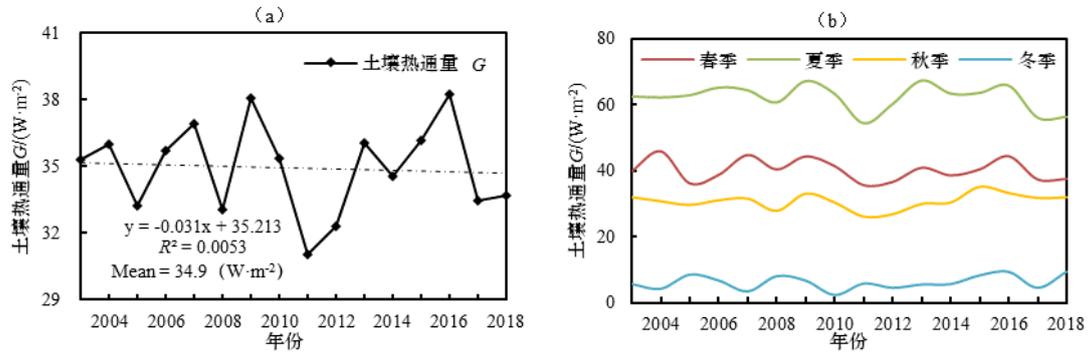


图 3 2003—2018 年青藏高原土壤热通量 G 均值的年变化(a)与不同季节的变化(b)

Fig.3 The annual variation(a) and different seasons variation (b) of mean soil heat flux G over the Qinghai-Tibetan Plateau from 2003 to 2018

表 4 2004—2019 年厄尔尼诺事件

Table 4 El Nino events from 2004 to 2019

起止时间/年.月	峰值时间/年.月	峰值强度	持续月数/个	强度等级
2004.07—2005.01	2004.09	0.8	7	弱
2006.08—2007.01	2006.11	1.1	6	弱
2009.06—2010.04	2009.12	1.7	11	中
2014.10—2016.04	2015.12	2.8	19	超强
2018.09—2019.06	2018.11	1.0	10	弱

表 5 2007—2019 年拉尼娜事件

Table 5 La Nina events from 2007 to 2019

起止时间/年.月	峰值时间/年.月	峰值强度	持续月数/个	强度等级
2007.08—2008.05	2008.01	-1.7	10	中
2010.06—2011.05	2010.12	-1.6	12	中
2011.08—2012.03	2011.12	-1.1	8	弱
2017.10—2018.03	2018.01	-0.8	6	弱

3.2.2 季节尺度土壤热通量 G 的变化特征

图（3b）为青藏高原 G 均值在不同季节的变化，2003—2018 年青藏高原除冬季外，其余季节 G 均值呈波动下降趋势。春季（3—5 月），2003—2004 年青藏高原 G 均值上升至最高峰值，陡然下降至 2005 年达到第一个谷值，2005—2018 年存在连续的上下波动，期间于 2011 年达到最大谷值；夏季（6—8 月），2003—2007 年间波动较为稳定，于 2008 年达到第一个谷值，2008—2018 年存在连续的上下波动，期间于 2011 年达到最大谷值，于 2013 年达到最大峰值；秋季（9—11 月），2003—2007 年间波动比夏季小，也于 2008 年达到第一个谷值，自此上升至 2009 年达到第一个峰值，后持续下降至 2011 年达到最大谷值，2011—2015 年持续上升至最大峰值，2015—2018 年为稳定下降趋势；冬季（12 月至次年 2 月），

2003—2011 年存在连续的上下波动，期间于 2010 年达到最大谷值，2011—2016 年处于稳定上升状态，且于 2017 年下降至最后一个谷值后再次上升（表 6）。综上可见，青藏高原不同季节 G 均值域高低和波动变化依次呈现夏季>春季>秋季>冬季的趋势。其原因可能为：植被覆盖度与地表反照率之间呈负相关关系（何冬燕等, 2014），夏季植被覆盖度高，地表反照率低，春、秋季植被覆盖度较低，地表反照率则较高，而冬季植被覆盖度极低，大部分地区被积雪覆盖，地表反照率增长更加显著（杨成等, 2016），继而影响了 G 值的季节波动。因此，在不同季节的 G 值域高低和波动变化大小，依次呈现夏季>春季>秋季>冬季的趋势，这与李明财等人（2008）的相关研究结果一致。

表 6 2003—2018 年不同季节土壤热通量的均值、最大值和最小值及出现年份

Table 6 Mean, maximum and minimum values of soil heat fluxes in different seasons and year of occurrence from 2003 to 2018

季节	值域/ ($W \cdot m^{-2}$)	平均值/ ($W \cdot m^{-2}$)	最大值/ ($W \cdot m^{-2}$)	最大值年份/ 年	最小值/ ($W \cdot m^{-2}$)	最小值年份/ 年
春季	35—50	40.1	45.8	2004	35.6	2011
夏季	50—70	62.2	67.3	2013	54.4	2011
秋季	25—35	30.6	35.0	2015	26.1	2011
冬季	0—10	6.1	9.3	2018	2.3	2010

2011 年和 2016 年分别是青藏高原 G 均值的最大谷值年和最大峰值年，通过对比两年份的 G 均值发现，虽然这两年不同季节 G 均值的最大值和最小值出现的月份不同，但 2016 年各季的 G 均值均高于 2011 年，因此其年 G 均值也高（表 7）。

表 7 2011 年和 2016 年不同季节土壤热通量的比较

Table 7 Comparison of soil heat fluxes in different seasons in 2011 and 2016

时间	2011 年			2016 年		
	平均值/ ($W \cdot m^{-2}$)	最大值月份/ 月	最小值月份/ /月	平均值/ ($W \cdot m^{-2}$)	最大值月份/ /月	最小值月份/ /月
春季	35.6	5	4	44.3	5	3
夏季	54.4	7	7	65.8	8	8
秋季	26.1	9	9	33.1	9	11
冬季	5.7	次年 1	次年 2	9.2	次年 2	次年 1
全年	30.4	7	次年 2	38.1	8	次年 1

3.3 土壤热通量 G 的空间分布特征

3.3.1 年尺度土壤热通量 G 的空间分布特征

2003—2018 年，青藏高原 G 均值基本呈“北部柴达木盆地及其周边地区最高、西南阿里等地区较高、其余大部分地区普遍较低”的空间分布特征，且具有明显的空间异质性（图 4a）。2011 年（最大谷值年）的空间分布特征基本与 2003—2018 年 G 均值空间分布特征一

致，但其冷色调像元明显较多（图 4b），表明该年份 G 均值低于平均水平；2016 年（最大峰值年）的空间分布特征基本与 2003—2018 年 G 均值空间分布特征一致，但其暖色调像元明显较多（图 4c），表明该年份 G 均值高于平均水平。其原因可能为：柴达木盆地及阿里地区地貌以荒漠、戈壁及裸地为主，地表更容易吸收热量，因此 G 值高，而东南部大面积地区因植被覆盖度高造成地表吸热作用差，因此 G 值低，这与杨成等人（2020）的相关研究结果一致。

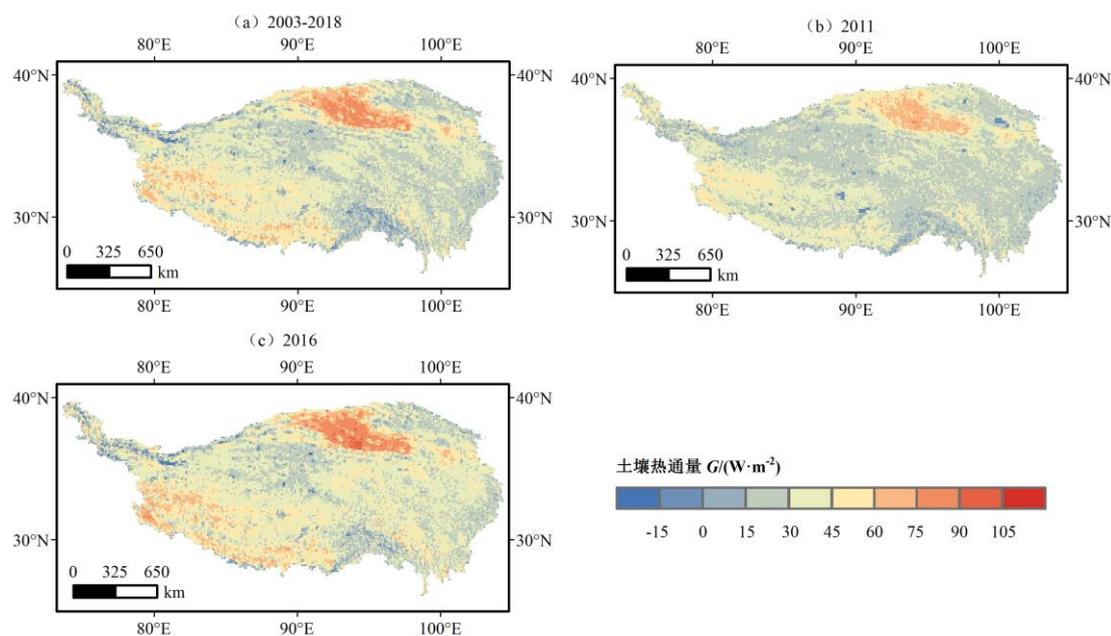


图 4 2003—2018 年 (a)、2011 年 (b) 和 2016 年 (c) 青藏高原土壤热通量 G 均值的空间分布
Fig.4 The overall spatial distribution of mean soil heat flux G over the Qinghai-Tibetan Plateau from 2003 to 2018 (a) , 2011 (b) and 2016 (c)

注：该图审图号为 GS (2016) 1594 号，底图边界无修改。

Note: The examination number is GS (2016) 1594, and the base map boundary was not modified

年尺度上，2003—2018 年，青藏高原 G 均值呈增加趋势的地区主要分布于中部及东南，约占整个研究区面积的 45.5%，其中不显著增加的面积在研究区中占比为 39.5%；呈减少趋势的地区主要分布于北部、西部和西南，约占整个研究区面积的 54.1%，其中不显著减少的面积在研究区中占比为 46.9%。其中，2003—2008 年，青藏高原 G 均值呈增加趋势的地区主要分布于西北边缘及南部，约占整个研究区面积的 41.6%；呈减少趋势的地区主要分布于西南和西北，约占整个研究区面积的 58.1%。2008—2013 年 G 均值呈增加趋势的地区主要分布于中部和西北，约占整个研究区面积的 46.3%；呈减少趋势的地区主要分布于北部和南部，约占整个研究区面积的 53.4%。2013—2018 年，青藏高原 G 均值呈增加趋势的地区主要分布于中部，约占整个研究区面积的 35.3%；呈减少趋势的地区主要分布于西北和东北，约占整个研究区面积的 64.4%（图 5）（表 8）。

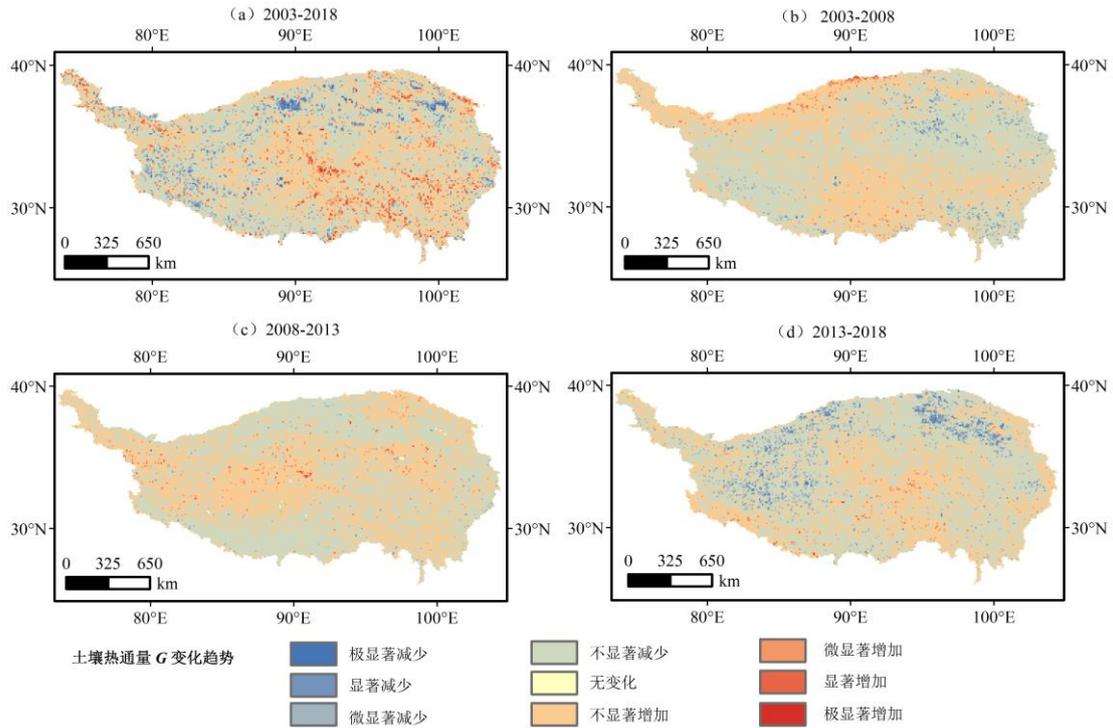


图 5 2003—2018 年、2003—2008 年、2008—2013 年和 2013—2018 年青藏高原土壤热通量 G 均值变化趋势的空间分布

Fig.5 The spatial distribution of mean soil heat flux G trends over the Qinghai-Tibetan Plateau from 2003 to 2018, 2003 to 2008, 2008 to 2013 and 2013 to 2018

注：该图审图号为 GS (2016) 1594 号，底图边界无修改。

Note: The examination number is GS (2016) 1594, and the base map boundary was not modified

表 8 不同时段土壤热通量增加或减少占比

Table 8 Percentage of increase or decrease in soil heat flux at different times

趋势类别	2003—2018 年/(%)	2003—2008 年/(%)	2008—2013 年/(%)	2013—2018 年/(%)
极显著增加	0.4	0.0	0.1	0.0
显著增加	2.4	0.3	0.3	0.2
微显著增加	3.2	1.0	1.1	1.0
不显著增加	39.5	40.3	44.9	34.2
不显著减少	46.9	55.3	52.8	57.3
微显著减少	3.9	2.0	0.5	4.7
显著减少	2.7	0.7	0.1	1.9
极显著减少	0.8	0.2	0.0	0.5
无变化	0.3	0.3	0.4	0.3
增加类别总占比	45.5	41.6	46.3	35.3
减少类别总占比	54.3	58.1	53.4	64.4

3.3.2 季节尺度土壤热通量 G 的空间分布特征

2003—2018 年，青藏高原 G 均值各季节的空间分布特征基本与整体空间分布特征一致，由于各季 G 均值值域的不同，导致值域最高的夏季以暖色为主，而值域最低的冬季，则以

冷色为主（图 6）。

季节尺度上，研究区中有增加趋势的地区面积占比依次为：冬季>秋季>春季>夏季，冬季有增加趋势的地区面积占比最多，为 42.8%，且不显著增加的面积占比为 25.2%；而夏季有增加趋势的地区面积占比最少，为 11.6%，且不显著增加的面积占比为 11.3%。研究区中有减少趋势的地区面积占比依次为：夏季>春季>秋季>冬季，夏季有减少趋势的地区面积占比最多，为 88.1%，且不显著减少的面积占比 73.7%；冬季有减少趋势的地区面积占比则最少，为 56.9%，且不显著减少的面积占比 51.3%（图 7）（表 9）。可能由于在全球气候变暖的大背景下，冬季地表温度的上升速率更加明显，而夏季相对缓慢，因此 G 值的增加趋势在冬季更为显著，而夏季变化缓慢，这与杜军等人（2016）的相关研究结果一致。

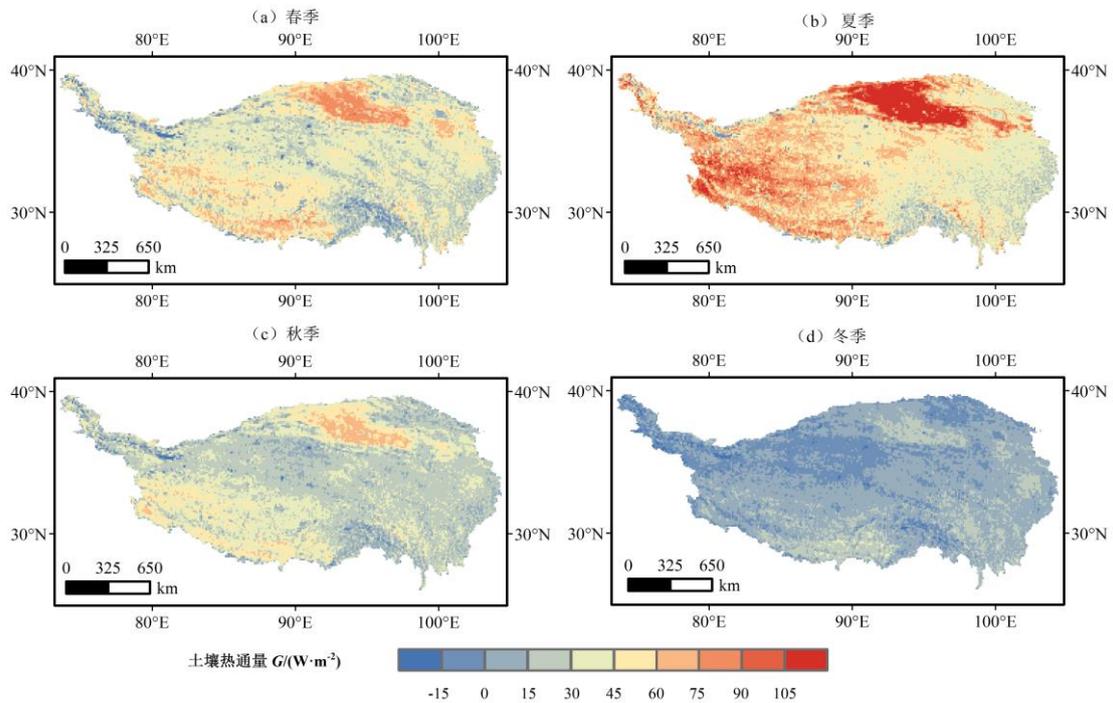


图 6 2003—2018 年青藏高原不同季节土壤热通量 G 均值的空间分布

Fig.6 The spatial distribution of mean soil heat flux G in different seasons over the Qinghai-Tibetan Plateau from 2003 to 2018

注：该图审图号为 GS (2016) 1594 号，底图边界无修改。

Note: The examination number is GS (2016) 1594, and the base map boundary was not modified

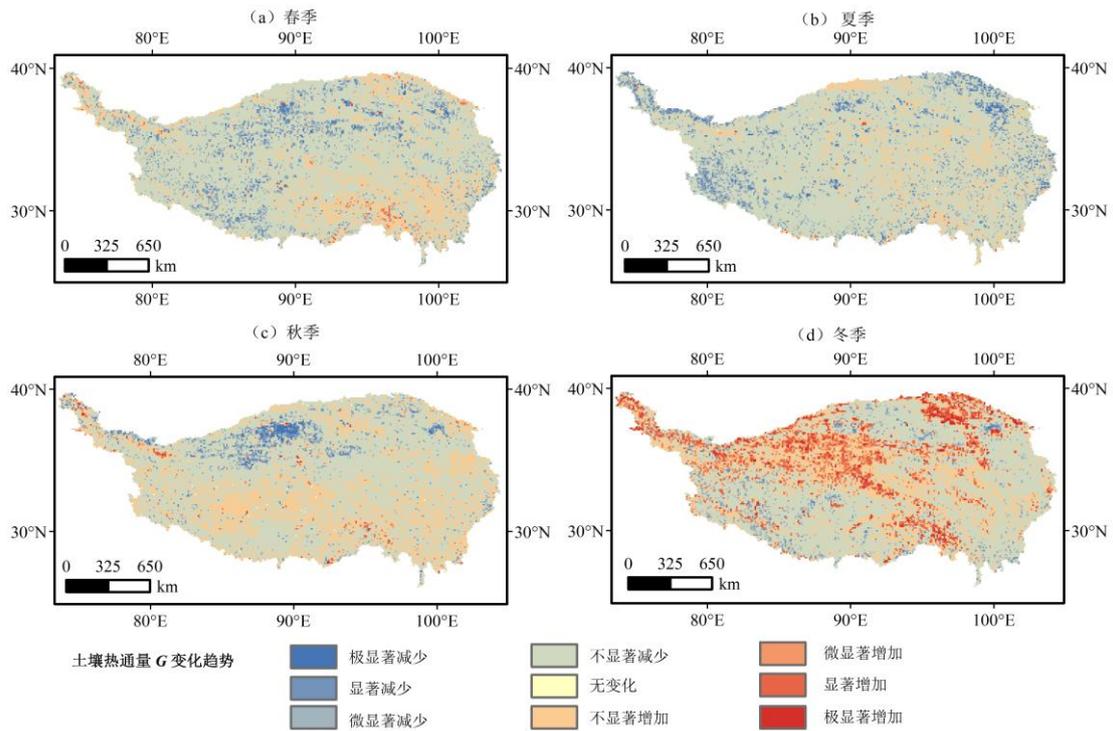


图 7 2003—2018 年青藏高原不同季节土壤热通量 G 均值变化趋势的空间分布

Fig.7 The spatial distribution of mean soil heat flux G trend in different seasons over the Qinghai-Tibetan Plateau from 2003 to 2018

注：该图审图号为 GS (2016) 1594 号，底图边界无修改。

Note: The examination number is GS (2016) 1594, and the base map boundary was not modified

表 9 不同季节土壤热通量增加或减少占比

Table 9 Percentage of increase or decrease in soil heat fluxes in different seasons

趋势类别	春季/ (%)	夏季/ (%)	秋季/ (%)	冬季/ (%)
极显著增加	0.1	0.0	0.2	3.9
显著增加	0.5	0.1	0.6	8.9
微显著增加	0.8	0.1	0.7	4.8
不显著增加	15.7	11.3	27.1	25.2
不显著减少	69.4	73.7	63.2	51.3
微显著减少	7.8	7.4	3.8	3.7
显著减少	4.8	5.6	3.1	1.7
极显著减少	0.7	1.4	1.0	0.2
无变化	0.3	0.3	0.4	0.3
增加类别总占比	17.0	11.6	28.6	42.8
减少类别总占比	82.7	88.1	71.0	56.9

4 结论

本文基于 MODIS 数据、中国区域地面气象要素驱动数据集及中国西部 1 km 全天候地表温度数据集，利用 SEBAL 模型结合青藏高原原位观测数据 G_0 对模型的适用性和计算精度进行评估，结果表明该模型对青藏高原的土壤热通量 G 模拟精度较高。在此基础上利用

卫星观测数据重构了该地区 2003—2018 年的土壤热通量数据，并分析了 G 值的时空分布特征，主要结论如下：

(1) 多年 G 均值整体呈波动下降趋势，最大谷值出现在 2011 年，最大峰值出现在 2016 年；各季节中，除冬季外，其余季节 G 均值呈波动下降趋势，且 G 均值值域高低依次呈现：夏季 > 春季 > 秋季 > 冬季， G 均值波动变化大小顺序与之相一致。

(2) G 均值分布特征具有明显的空间异质性，总体呈现出北部柴达木盆地及其周边地区最高，西南阿里等地区较高，其余大部分地区普遍较低的空间分布特征；各季节 G 均值的空间分布特征基本与总体空间分布特征一致。

(3) 中部及东南地区 G 均值主要呈增加趋势，北部、西部和西南地区 G 均值主要呈减少趋势；各季节中， G 均值有增加趋势的地区面积占比冬季最多，夏季最少，有减少趋势的地区面积占比夏季最多，冬季最少。

参考文献

- Amatya P M, Ma Y, Han C, et al. 2015. Recent trends (2003–2013) of land surface heat fluxes on the southern side of the central Himalayas, Nepal[J]. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 120(23): 11, 911–957, 970.
- Bastiaanssen W, Bandara K. 2001. Evaporative depletion assessments for irrigated watersheds in Sri Lanka[J]. *Irrigation Science*, 21(1): 1–15.
- Bastiaanssen W G. 2000. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey [J]. *J. Hydrol.*, 229(1): 87–100.
- Bastiaanssen W G, Pelgrum H, Wang J, et al. 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) Part 2: Validation [J]. *J. Hydrol.*, 212: 213–229.
- Bastiaanssen W G M, Ahmad M-U-D, Chemin Y. 2002. Satellite surveillance of evaporative depletion across the Indus Basin [J]. *Water Resour. Res.*, 38(12): 1–9.
- Bastiaanssen W G M, Noordman E J M, Pelgrum H, et al. 2005. SEBAL Model with Remotely Sensed Data to Improve Water-Resources Management under Actual Field Conditions [J]. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 131(1): 85–93.
- Carlson T N, Gillies R R, Perry E M. 1994. A method to make use of thermal infrared temperature and NDVI measurements to infer surface soil water content and fractional vegetation cover [J]. *Remote Sensing Reviews*, 9(1–2): 161–173.
- 车涛, 刘绍民, 李新, 等. 2019a. 高寒草甸生态系统水热通量观测—阿柔超级站气象要素梯度观测系统(2015–2017)[EB/OL]. 国家青藏高原科学数据中心. Che Tao, Liu Shaomin, Li Xin, et al. 2019. Observation of water and heat flux in alpine meadow ecosystem-an observation system of Meteorological elements gradient of A'rou Superstation, 2015–2017[EB/OL]. National Tibetan Plateau / Third Pole Environment Data Center.
- 车涛, 刘绍民, 李新, 等. 2019b. 高寒草甸生态系统水热通量观测-大沙龙站自动气象站(2015–2017)[EB/OL]. 国家青藏高原科学数据中心. Che Tao, Liu Shaomin, Li Xin, et al. 2019. Observation of water and heat flux in alpine meadow ecosystem-automatic weather station of Dashalong station (2015–2017) [EB/OL]. National Tibetan Plateau/Third Pole Environment Data Center.
- 车涛, 刘绍民, 李新, 等. 2019c. 高寒草甸生态系统水热通量观测-垭口站自动气象站(2015–2017)[EB/OL].

- 国家青藏高原科学数据中心. Che Tao, Liu Shaomin, Li Xin, et al. 2019. Observation of water and heat flux in alpine meadow ecosystem-automatic weather station of Yakou station (2015–2017) [EB/OL]. National Tibetan Plateau/Third Pole Environment Data Center.
- De Andrade B C C, Pedrollo O C, Ruhoff A, et al. 2021. Artificial Neural Network Model of Soil Heat Flux over Multiple Land Covers in South America [J]. *Remote Sensing*, 13(12): 2337.
- 丁美青. 2014. 土地开发整理区土壤质量遥感定量评价研究[M]. 中南大学. Ding Meiqing. 2014. Study on Soil Quality Evaluation Of Land Development and Consolidation Region Based on Quantitative Remote Sensing[M] (in Chinese). Central South University.
- 杜军, 马鹏飞, 潘多. 2016. 1981–2014年西藏各时次气温的变化趋势分析[J]. *地理学报*, 71(3): 422–432. Du Jun, Ma Pengfei, Pan Duo. 2016. Spatial-temporal change of air temperature at 02, 08, 14 and 20 Beijing time over Tibet during 1981–2014[J]. *Acta Geographica Sinica* (in Chinese), 71(3): 422–432.
- 何冬燕, 田红, 邓伟涛. 2014. 青藏高原不同季节地表温度变化特征分析[J]. *南京信息工程大学学报(自然科学版)*, 6(6): 558–569. He Dongyan, Tian Hong, Deng Weitao. 2014. Characteristics of seasonal surface temperature variation over the Tibetan Plateau[J]. *Journal of Nanjing University of Information Science & Technology(Natural Science Edition)* (in Chinese), 6(6): 558–569.
- Immerzeel W W, Van Beek L P, Bierkens M F. 2010. Climate change will affect the Asian water towers[J]. *Science*, 328(5984): 1382–1385.
- Kuang X, Jiao J J. 2016. Review on climate change on the Tibetan Plateau during the last half century [J]. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 121(8): 3979–4007.
- 李明财, 罗天祥, 郭军, 等. 2008. 藏东南高山林线冷杉原始林土壤热通量[J]. *山地学报*, 26(4): 490–495. Li Mingcai, Luo Tianxiang, Guo Jun, et al. 2008. Soil Heat Flux in Abies George Virgin Forest at the Alpine Timberline, Southeastern Tibetan Plateau[J]. *Mountain Research*(in Chinese), 26(4): 490–495.
- Lambin E F, Ehrlich D. 1996. The surface temperature-vegetation index space for land cover and land-cover change analysis [J]. *Int. J. Remote Sens.*, 17(3): 463–487.
- 李文君. 2020. 基于 SEBAL 模型的典型灌域主要作物的蒸散发遥感估算[M]. 安徽理工大学. Li Wenjun. 2020. Remote sensing estimation of evapotranspiration of main crops in typical irrigation area based on SEBAL model[M] (in Chinese). Anhui University of Science and Technology.
- 李黎, 吕世华, 范广洲. 2019. 夏季青藏高原地表能量变化对高原低涡生成的影响分析[J]. *高原气象*, 38(6): 1172–1180. Li Li, Lv Shihua, Fan Guangzhou. 2019. Analysis of the Influence of the Qinghai-Tibetan Plateau Surface Energy Change on the Formation of the Plateau Vortex in Summer[J]. *Plateau Meteorology*(in Chinese), 38(6): 1172–1180.
- 李颖, 吴静, 李纯斌, 等. 2022. 2003–2018年青藏高原草地的地表层土壤热通量时空变化[J]. *草业学报*, 31(11): 1–14. Li Ying, Wu Jing, Li Chunbin, et al. 2022. Temporal and spatial variation in grassland ground surface soil heat flux on the Qinghai-Tibetan Plateau from 2003 to 2018[J]. *Acta Prataculturae Sinica* (in Chinese), 31(11): 1–14.
- 刘宏谊, 杨兴国, 张强, 等. 2009. 敦煌戈壁冬夏季地表辐射与能量平衡特征对比研究[J]. *中国沙漠*, 29(3): 558–565. Liu Yihong, Yang Xingguo, Zhang Qiang, et al. 2009. Contrast of Ground Surface Radiation-Energy Balance in Summer and Winter on Dunhuang Gobi[J]. *Journal of Desert Research* (in Chinese), 29(3): 558–565.
- 刘军会, 高吉喜, 王文杰. 2013. 青藏高原植被覆盖变化及其与气候变化的关系[J]. *山地学报*, 31(2): 234–242. Liu Junhui, Gao Jixi, Wang Wenjie. 2013. Variations of Vegetation Coverage and Its Relations to Global Climate Changes on the Tibetan Plateau during 1981–2005[J]. *Mountain Research* (in Chinese), 31(2): 234–242.
- 马启民, 龙银平, 汤世宇, 等. 2022. 库布齐沙漠典型沙地人工林蒸散对比分析[J]. *遥感技术与应用*, 37(4): 854–864. Ma Qimin, Long Yinping, Tang Shiyu, et al. 2022. Comparative Analysis of Evapotranspiration of

- Typical Sandy Plantations in the Hobq Desert[J]. *Remote Sensing Technology and Application* (in Chinese), 37(4): 854–864.
- Tasumi M, Allen R G. 2007. Satellite-based ET mapping to assess variation in ET with timing of crop development [J]. *Agricultural Water Management*, 88(1): 54–62.
- 王煜东, 赵小艳, 徐向华, 等. 2016. 南京地区地表热通量的遥感反演分析[J]. *生态环境学报*, 25(4): 636–646.
- Wang Yudong, Zhao Xiaoyan, Xu Xianghua, et al. 2016. Analysis and Inversion on Surface Heat Flux with Remote Sensing in Nanjing Area[J]. *Ecology and Environmental Sciences* (in Chinese), 25(4): 636–646.
- 王新建, 刘杨, 宋丽洁. 2021. 山东省气候变化与厄尔尼诺/拉尼娜事件的相关性[J]. *北京测绘*, 35(6): 712–716.
- Wang Xinjian, Liu Yang, Song Lijie. 2021. Correlation between Climate Change and El Nino /La Nina Events in Shandong Province[J]. *Beijing Surveying and Mapping* (in Chinese), 35(6) : 712–716.
- Wessels K J, Van Den Bergh F, Scholes R. 2012. Limits to detectability of land degradation by trend analysis of vegetation index data [J]. *Remote sens. Environ.*, 125: 10–22.
- 吴海涛. 2007. 海河流域下垫面蒸散发研究[M]. 河海大学. Wu Haitao. 2007. *Evapotranspiration Research of Hai He River Basin*[M] (in Chinese). Hohai University.
- 吴国雄. 2004. 我国青藏高原气候动力学研究的近期进展[J]. *第四纪研究*, 24(1): 1–9.
- Wu Guoxiong. 2004. Recent progress in the study of the Qinghai-Xizang Plateau climate dynamics in china[J]. *Quaternary Sciences* (in Chinese), 24(1): 1–9.
- 夏婷, 王忠静. 2013. SEBAL 模型参量敏感性再分析[J]. *清华大学学报(自然科学版)*, 53(9): 1241–1248.
- Xia Ting, Wang Zhong Jing. 2013. Sensitivity re-analysis of SEBAL to input data[J]. *Journal of Tsinghua University (Science and Technology)* (in Chinese), 53(9): 1241–1248.
- 肖瑶, 赵林, 李韧, 等. 2011. 青藏高原腹地高原多年冻土区能量收支各分量的季节变化特征[J]. *冰川冻土*, 33(5): 1033–1039.
- Xiao Yao, Zhao Lin, Li Ren, et al. 2011. Seasonal Variation Characteristics of Surface Energy Budget Components in Permafrost Regions of Northern Tibetan Plateau[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology* (in Chinese), 33(5): 1033–1039.
- 肖瑶, 乔永平. 2020a. 2014–2016年青藏高原西大滩冻土气象数据集[EB/OL]. 国家冰川冻土沙漠科学数据中心. Xiao Yao, Qiao Yongping. 2020. Meteorological dataset of Xidatan permafrost on Qinghai-Tibet Plateau from 2014 to 2016[EB/OL]. National Cryosphere Desert Data Center.
- 肖瑶, 乔永平. 2020b. 2014–2016年青藏高原唐古拉冻土气象数据集[EB/OL]. 国家冰川冻土沙漠科学数据中心. Xiao Yao, Qiao Yongping. 2020. Meteorological dataset of Tanggula permafrost on Qinghai-Tibet Plateau from 2014 to 2016[EB/OL]. National Cryosphere Desert Data Center.
- Yang C, Wu T, Yao J, et al. 2020. An assessment of using remote sensing-based models to estimate ground surface soil heat flux on the Tibetan Plateau during the freeze-thaw process [J]. *Remote Sensing*, 12(3): 501.
- 杨成, 姚济敏, 赵林, 等. 2016. 藏北高原多年冻土区地表反照率时空变化特征[J]. *冰川冻土*, 38(6): 1518–1528.
- Yang Cheng, Yao Jimin, Zhao Lin, et al. 2016. Temporal and spatial variation characteristics of surface albedo in permafrost region of northern Tibetan Plateau[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology* (in Chinese), 38(6): 1518–1528.
- 杨成, 吴通华, 姚济敏, 等. 2020. 青藏高原表层土壤热通量的时空分布特征[J]. *高原气象*, 39(4): 706–718.
- Yang Cheng, Wu Tonghua, Yao Jimin, et al. 2020. Temporal and Spatial Characteristics of Ground Surface Soil Heat Flux over the Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 39(4): 706–718.
- 阳坤, 何杰, 唐文君, 等. 2019. 中国区域地面气象要素驱动数据集(1979–2018)[EB/OL]. 国家青藏高原科学数据中心. Yang Kun, He Jie, Tang Wenjun, et al. 2019. China meteorological forcing dataset (1979–2018)[EB/OL]. National Tibetan Plateau/Third Pole Environment Data Center.
- Zhao L, Zou D, Hu G, et al. 2020. Changing climate and the permafrost environment on the Qinghai–Tibet (Xizang) plateau [J]. *Permafrost and Periglacial Processes*, 31(3): 396–405.

- 周纪, 张晓东, 唐文彬, 等. 2019. 中国西部逐日 1 km 全天候地表温度数据集(TRIMS LST-TP; 2000–2022)V2[EB/OL]. 国家青藏高原科学数据中心. Zhou Ji, Zhang Xiaodong, Tang Wenbin, et al. 2019. Daily 1-km all-weather land surface temperature dataset for Western China (TRIMS LST-TP; 2000–2022) V2 [EB/OL]. National Tibetan Plateau/Third Pole Environment Data Center.
- Zwart S J, Bastiaanssen W G M, De Fraiture C, et al. 2010. A global benchmark map of water productivity for rainfed and irrigated wheat [J]. *Agricultural Water Management*, 97(10): 1617–1627.

Estimation and spatiotemporal distribution characteristics of soil heat flux over the Qinghai-Tibetan Plateau

YANG Dao-han WU Jing* LI Chun-bin LI Ying QIN Ge-xia

(1. College of Resources and Environment Science, Gansu Agricultural University, Lanzhou 730070, Gansu; 2. Gansu Research Academy of Forestry Science and Technology, Lanzhou 730020, Gansu; 3. National Positioning Observation Station of Xihu Wetland Ecosystem in Dunhuang of Gansu, Dunhuang 736200, Gansu)

Abstract: Soil heat flux (G) is one of key factors in affecting the surface energy balance over the Qinghai-Tibetan Plateau. The estimation and spatiotemporal distribution analysis can provide a reference for the surface energy balance in the region. In this paper, the applicability and accuracy of the model was evaluated by combining SEBAL model inversion data with observation data over the Qinghai-Tibetan Plateau from 2003 to 2018 based on the MODIS, the China regional surface meteorological element driven data set, and the 1 km all-weather surface temperature data set in Western China. We found that SEBAL model had high accuracy for inverting soil heat flux (G) over the Qinghai-Tibetan Plateau. On this basis, soil heat flux (G) value were inverted by remote-sensing data, and analyzed the spatiotemporal distribution characteristics of G in the region from 2003 to 2018. The results showed that: (1)The mean value of G showed a fluctuating downward trend in multiyear, with the maximum valley value appearing in 2011, and the maximum peak value in 2016. The mean value of G showed a fluctuating downward trend in every season, except in winter. The mean value ranges of G in different seasons showed a trend of summer > spring > autumn > winter, and the order of magnitude of fluctuation changes was consistent with former. (2)The mean value of G showed spatial distribution characteristics that the highest area in the northern Qaidam Basin and its surrounding areas, the southwestern region such as Ngari region and circumjacent areas followed, the rest of the area was mostly low in general, and with obvious spatial heterogeneity. The mean value of G in different seasons showed spatial distribution characteristics were basically consistent with former. (3)The central and southeastern areas showed an increasing trend, while the northern, western and southwestern areas showed a decreasing trend. The proportion of areas with an increasing trend was highest in winter and lowest in summer, the proportion of areas with a decreasing trend was highest in summer and lowest in winter. The results of

this study demonstrated the applicability of the SEBAL model for inverting G , and enriched the studies of surface energy balance over the Qinghai-Tibetan Plateau.

Key words: Qinghai-Tibetan Plateau; Soil heat flux; SEBAL model; Spatiotemporal distribution