

文章编号: 1000-0240(2011)01-0132-12

MODIS 地表温度产品在青藏高原冻土模拟中的适用性评价

王之夏¹, 南卓铜^{2*}, 赵 林²

(1. 兰州大学 资源环境学院, 甘肃 兰州 730000; 2. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所, 甘肃 兰州 730000)

摘 要: 利用 MODIS 地表温度反演产品, 以青藏高原为研究区域, 通过单点、区域、模型 3 方面来验证 MODIS 地表温度产品在青藏高原冻土模拟中的适用性. 通过 69 个气象站点观测的地表 0 cm 温度数据与所在位置的 MODIS 地表温度数据比较, 二者在时间序列上的变化趋势基本一致, 但是平均误差较大. 在区域验证中, 实测地表温度数据采用经纬度海拔回归方法和克里金插值地统计方法得到空间温度分布, 与 MODIS 地表温度产品进行面状要素的时间序列比较, 其结果与 MODIS 地表温度产品在时间和空间上变化趋势是稳定的, 但也存在一定的差异. 单点和区域验证都揭示两个数据集在暖季(5—8 月)比冷季(9 月至翌年 4 月)差异大, 相关系数小. 模型验证中, 选用半经验半物理的 TTOP 模型, 分别应用实测地表温度数据和 MODIS 地表温度产品模拟青藏高原多年冻土分布情况, MODIS 地表温度产品的模拟结果比实测数据的模拟结果更接近青藏高原冻土图.

关键词: 地表温度; MODIS; 青藏高原; 冻土模拟; TTOP 模型

中图分类号: P642.14 **文献标识码:** A

0 引言

地表温度(Land Surface Temperature, LST)作为地表能量平衡中的主要参数, 它表征了地气间能量和水分交换的程度, 广泛应用于气候学、水文学和生态学等的研究. 在冻土研究中, 由于冻土独特的水热特性, 一方面, 冻土对全球变化非常敏感, 冻土变化是灵敏的气候指示器, 气候是冻土存在和发展的决定性因素之一^[1-2], 影响冻土分布的主要气候因子就是地表温度; 另一方面冻土的变化也反作用于气候系统, 因其广大的分布面积、巨大的冷储量, 通过影响地球表面水热平衡和大气、海洋环流从而反馈到全球气候系统^[3-4]. 由冻土与气候系统之间的相互作用可以看出, 地表温度作为气候系统的主要因子, 是影响冻土发生发育以及分布的关键因素之一, 是冻土建模的上边界条件, 对整个寒区水文过程的研究具有重要的意义.

青藏高原是世界上中低纬度海拔最高、面积最大的多年冻土区, 它的存在及其气候效应对中国东部乃至东亚气候的形成、发展和变化都有重要的影响, 被气候界誉为气候变化的示警区或启动区^[5]. 随着青藏高原人类活动增多, 青藏铁路的全线通车, 正确评价青藏高原多年冻土分布问题是规划和解决冻土区实际工程问题的基础, 也是生态环境建设和国民经济持续稳定发展的要求. 在以往青藏高原冻土的研究工作中, 使用最多、最普遍的地表温度数据来自气象站点的观测, 它是对裸露土壤表面的观测温度, 受土壤种类、土壤含水量等因素影响. 而青藏高原面积广袤, 土壤类型多样使得地表温度具有很强的局地性. 此外, 高原平均海拔较高, 气象站点稀少, 分布不够均匀, 大多站点分布在高原东部和边缘, 而且都在海拔较低的河谷地区^[6], 这使得数据的采集有一定的局限性. 面对地表温度资料匮乏的情况, 李述训等^[7]应用多元线性

收稿日期: 2010-05-02; 修订日期: 2010-07-22

基金项目: 国家高技术研究发展计划(863 计划)项目(2008AA12Z205); 中国科学院重要方向项目(KZCX2-YW-Q10-1)资助

作者简介: 王之夏(1984—), 女, 甘肃张掖人, 2010 年在兰州大学获硕士学位, 研究方向: 环境定量遥感. E-mail: wzxxyt@163.com

* 通讯作者: 南卓铜, E-mail: nztong@lzb.ac.cn

回归分析方法, 统计得出地表 0 cm 温度与气温的关系. 但地气温度之间的关系非常复杂, 受区域因素的影响较大, 青藏高原的多年冻土主要集中在羌塘高原地区, 而在这个地区, 无论是气温还是地面温度都缺乏相应的资料. 在需要空间温度分布的时候, 一般是采用插值的方法来获取. 然而, 利用有限的气象站点地表温度观测估算未知点的地表温度, 传统的空间插值方法(如: 多项式回归、样条插值)等, 存在较大的误差, 其结果是不够可靠的^[8].

随着遥感技术的不断发展, 可利用卫星资料反演获得地表温度, 如 MODIS(MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer) 温度产品等. MODIS 多波段、大尺度以及全球免费接收的特点, 成为解决观测资料不足的重要途径, 被许多科研人员直接用于研究中^[9-12].

然而, 由于陆地表面的复杂性, 陆地表面的组成和结构等都存在差异, 导致陆地表面温度反演的不确定性, 特别是在青藏高原地区, 非均匀下垫面造成地表温度卫星反演精度的不确定性增大. 因此, MODIS 地表温度产品的验证对于青藏高原的冻土研究起着重要的作用, 其验证工作反馈的结果也可以对 MODIS 地表温度产品的改善起到有效的帮助. Wang 等^[13]曾采用 2001 年 1 月—2002 年 12 月的 MODIS 地表温度产品和位于青藏高原西部的改则气象站点的观测数据进行验证, 指出在该点上的验证效果较好, 然而单个站点两年历史数据的验证对于整个青藏高原是很不充分的. 本文以青藏高原为研究区域, 利用 MODIS 地表温度产品与气象台站的观测数据, 通过单点、区域、模型 3 个方面来验证 MODIS 地表温度产品在青藏高原冻土模拟中的适用性.

1 数据

1.1 MODIS 地表温度产品

1999 年 12 月 18 日, 美国成功地发射了地球观测系统(EOS)的第一颗极地轨道环境遥感卫星 Terra (EOS-AM1). 其中, 中分辨率成像光谱仪(MODIS, MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer)是 Terra 卫星上搭载的 5 个对地观测传感器之一. MODIS 地表温度产品是搭载在 EOS AM 和 PM 平台上的 MODIS 探测仪的一个在轨产品.

本文所用到的 MODIS 数据是经过 NASA MODIS 数据工作组计算处理得到的 MODIS 2 级数据产品, 来源于 NASA 的陆地过程分布式数据档案中心(Land Processes Distributed Active Ar-

chive Center, LPDAAC). MODIS 地表温度产品提供 1 km 空间分辨率全球范围的白天和夜间两次反演数据. 本文使用的地表温度产品(MODIS/Terra Land Surface Temperature/Emissivity Daily L3 Global 1 km SIN Grid)的白天和夜间温度. 数据集名称: Daily daytime/night 1km grid Land-surface Temperature. 数据集的有效数据(DN)范围为 6500~65535, 填充值(Fill Value)为 0, 比例系数(Scale Factor)为 0.0200, 偏移量(Offset)为 0. 各像元真实地表温度 $T_s = (DN) \times (\text{Scale Factor}) + \text{Offset}$ (K). 投影格式为正弦(Sinusoidal)投影, 空间分辨率为 1 km(实际上约为 0.93 km), 数据储存格式为 HDF-EOS 格式, 数据长度为 2003—2008 年. 为了便于与实测数据比较, 在 ENVI 软件的支持下, 数据的投影格式转换为 WGS84 经纬度. 在有植被覆盖的区域, MODIS 地表温度产品所反演的温度值实质上是植被覆盖层的温度, 但是对于青藏高原上较稀疏的植被, 具有较强的穿透性, MODIS 地表温度基本上反映了地表 0 cm 的温度.

1.2 实测温度数据

实测数据由国家气象局提供的地表 0 cm 日均温度, 时间序列为 2003—2008 年, 投影格式为 WGS84. 实测数据与 MODIS 地表温度数据都统一为日均温度, 对于多年冻土研究来说, 日平均温度基本可以满足模拟的要求. 青藏高原上气象站点分布由图 1 给出, 可以看出高原上站点分布不均匀, 大多数分布在高原东部, 西部则较为稀少, 气象站的观测可能不能够完全代表整个青藏高原的情况.

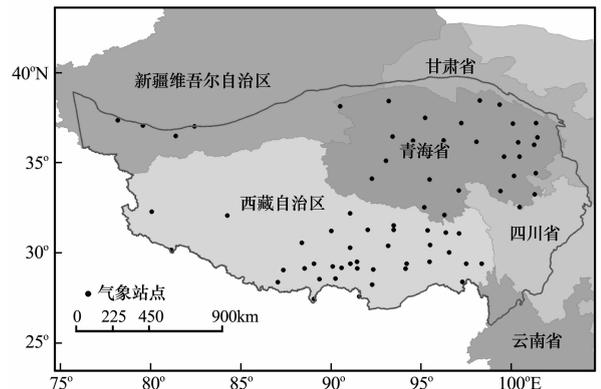


图 1 青藏高原气象站点分布图

Fig. 1 Map showing the distribution of meteorological stations over the Tibetan Plateau

2 验证方法

从单点、区域、模型 3 个方面来验证 MODIS

地表温度产品在青藏高原上的适用性. 单点验证中, 比较青藏高原全部 69 个气象站点所在位置的实测地表温度数据与 MODIS 地表温度产品. 区域验证中, 实测温度数据分别经过经纬度海拔回归方法和克里金插值方法得到地表温度的空间分布, 与 MODIS 地表温度产品比较. 模型验证中, 选用半经验半物理的多年冻土顶板温度(TTOP)模型, 分别输入实测温度数据和 MODIS 地表温度产品数据, 比较实测温度数据和 MODIS 地表温度产品的模拟结果.

2.1 单点验证

将 69 个气象站点所在位置的 MODIS 地表温度产品(Land surface temperature, LST)的时间序列数据提取出来, 与实测温度数据比较, 计算两者时间序列上的相关系数、平均误差和标准误差. 从季节性上, 可分 5—8 月为暖季, 9 月至翌年 4 月为冷季, 分别计算暖季和冷季所有站点上的平均误差、标准误差和相关系数的平均值. 需要注意的是, 本研究使用的 MODIS LST 反映的 $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ 网格上的平均温度, 在时间上是白天和晚上两次观测的简单平均. 而气象站点代表的是站点所在小范围的 0 cm 温度情况, 时间上是一天 4 次观测的平均. 二者的比较, 更多的是观察在长时间序列上是否存在一定关系.

2.2 区域验证

为了进行高原面上的验证, 以每天为单位将高原上 69 个实测站点温度数据通过内插方法插值成与 MODIS 数据一样空间分辨率的面域温度, 然后进行时间序列上的比较. 在季节性的比较上, 计算暖季和冷季的平均误差、标准误差和相关系数的平均值. 采用两种插值方式, 经纬度海拔回归方法和克里金插值方法. 由于 MODIS 地表温度信息是基于热红外波段获取的, 而热红外不能穿透云层, 因此, 在进行统计分析的时候, 需要将 MODIS 数据中有云的观测以及实测温度数据相对应观测剔除掉.

2.2.1 经纬度-海拔回归方法

根据经纬度和海拔进行线性多元回归统计分析, 得出时间序列为 2003—2008 的高原面上逐日地表温度回归方程, 可表示为:

$$T = a \times \text{longitude} + b \times \text{latitude} + c \times \text{altitude} + d \quad (1)$$

式中: longitude 为经度; latitude 为纬度; altitude 为海拔(m); a, b, c, d 为对应的系数和截距. 统计

结果表明, 大部分天数的地表温度与经纬度和海拔的相关系数都在 0.7 以上, 因此大部分天数中关系具有一定显著性. 根据回归方程, 将实测站点温度内插成与 MODIS LST 相同空间分辨率即 1 km 的面上温度进行比较, 计算相关系数、平均误差和标准误差, 得出逐日的统计结果.

2.2.2 克里金插值方法

克里金方法是建立在地统计学基础上的一种插值方法, 普通克里金方法假设除了已知点之间的空间关系外, 空间变量在 z 值上还有偏移或有结构因素, 表现为一个趋势. 总体而言, 克里金方法认为, 当空间变量的结构性成分确定后, 剩余的差异变化属于同质变化, 不同位置之间的差异仅是距离的函数. 采用普通克里金方法对实测温度数据进行插值, 得到 2003—2008 年青藏高原面上逐日地表温度数据, 并且分辨率和投影方式与 MODIS LST 匹配, 然后计算二者的相关系数、平均误差和标准误差值.

2.3 模型验证

2.3.1 TTOP 模型

Smith 等^[14]分析了气候-冻土的关系, 在考虑局部地形和土壤条件基础上建立起联系地温和年平均气温的多年冻土顶板温度模型(TTOP). TTOP 是计算活动层顶板温度的函数, 其实质是采用活动层顶板温度来定义冻土热状况, 进而模拟多年冻土分布状况. TTOP 是活动层研究和冻土环境研究中的重要能量指标, 也是表征多年冻土热状况的一个重要指标, 可以用来预测气候变化引起的活动层的土体温度变化和季节融化深度的变化, 是冻土环境预报的重要参数. TTOP 模型成功的应用在加拿大全国和 Machenzie^[15-16]河流域区域冻土分布模拟上.

模型定义如下:

$$\text{TTOP} = \frac{(k_t/k_f) \times \text{DDT} - \text{DDF}}{P} = \frac{(r_k \times n_t \times I_t) - (n_f \times I_f)}{P} \quad (2)$$

式中: P 为周期, 这里取 365 d; $\text{DDT} = (n_t \times I_t)$, 为地表年融化指数; $\text{DDF} = (n_f \times I_f)$, 为地表年冻结指数; I_t 和 I_f 分别是气温的融化和冻结指数, 冻结(融化)指数为冻结(融化)期所有温度低于(高于) 0°C 日数的日平均温度的和; n_t, n_f 分别为融化和冻结季节的 n 系数. 对于多年冻土地带, 冻结季节 n 系数大多随雪盖的特征而变化, 与植被有关. 模型

引入 n 系数的初衷是解决地面温度资料不易获取的问题, 通过 n 系数来校正气温资料从而间接的得到地表温度资料; $r_k = k_i/k_f$ 定义为土壤融化 (k_i), 冻结 (k_f) 状态时的导热系数之比, 与土壤性质有关.

由式(2)可知, 如果在一个周期内冻结期的地面温度总和大于融化期的地面温度总和, 即 $(n_f \times I_f) > (r_k \times n_i \times I_i)$, 有 TTOP 值为负, 则意味着可能存在多年冻土. 在二值分类运算中, 使用以下表达式确定多年冻土的分布:

$$D = \begin{cases} 1, & \text{TTOP} < 0 \text{ 存在多年冻土} \\ 0, & \text{TTOP} > 0 \text{ 季节冻土或无冻土} \end{cases} \quad (3)$$

2.3.2 DDT、DDF 及 r_k 计算方法

土壤表面温度表现出明显的周期性. 传统的近似方法^[17]如下:

$$T(0, t) = \bar{T} + A \cos(\omega t + \varphi) \quad (4)$$

式中: \bar{T} 为波动周期内的平均温度; A 为温度振幅; $\omega = 2\pi/T$, T 为周期; φ 为相位角.

南卓铜^[18]重新推导地面冻结数模型, 主要参数为 DDT 与 DDF, 其计算方法则以余弦近似方法(4)为基础, 给出适合于计算机网格(Grid)逻辑运算的计算地面冻结(融化)指数的方法, 如式(5)~式(13)所示.

$$\bar{T} = (\bar{T}_h + \bar{T}_c)/2 \quad (5)$$

$$A = (\bar{T}_h - \bar{T}_c)/2 \quad (6)$$

$$\beta = \cos^{-1}(-\bar{T}/A) \quad (7)$$

$$\bar{T}_s = \bar{T} + A(\sin\beta/\beta) \quad (8)$$

$$\bar{T}_w = \bar{T} - A(\sin\beta/(\pi - \beta)) \quad (9)$$

$$L_s = 365(\beta/\pi) \quad (10)$$

$$L_w = 365 - L_s \quad (11)$$

$$\text{DDT} = \bar{T}_s L_s \quad (12)$$

$$\text{DDF} = -\bar{T}_w L_w \quad (13)$$

式中: \bar{T}_h , \bar{T}_c 分别为最暖月与最冷月的平均 0 cm 地表温度; 输出变量 DDT、DDF 即是该年度的地面融化指数与冻结指数.

土壤冻融状态导热系数比 (r_k) 是 TTOP 模型中唯一与土壤性质有关的参数. 土体导热系数取决于土壤颗粒级配、干容重、矿物质成分和含水量. 当土体冻结时, 水变成冰, 土体导热系数发生变化. Farouki^[19]对比后发现, Johansen^[20]方法计算的土体导热系数是比较符合实验结果的. Wright 等^[16]应用了 Johansen 方法计算了表面不同成因类型土壤的冻融导热系数. 由于缺少青藏高原土壤性质的详细参数, 目前不能使用 Johansen 方法计算每一格网上的土壤导热系数. 考虑到按成因类型划

分的土壤性质地区差异性相对较小, 本文在青藏高原第四纪地质图^[21]的基础上, 采用 Johansen 方法计算的冻融导热系数, 见表 1.

表 1 不同类型土壤的冻融导热系数

Table 1 Typical freezing and thawing thermal conductivities for different soil types

土壤成因 类型	干容重/ ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)	K_f / ($\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$)	K_i / ($\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$)
坡积土	1400	1.15~1.54	1.61~2.69
湖积土	1475	1.21~1.62	1.82~2.74
风积土	1500	1.39~1.60	1.63~2.47
冰水沉积	1550	1.26~1.66	1.65~2.50
冲积土	1600	1.30~1.72	1.59~2.53
冰碛物	1750	1.41~1.98	1.68~2.92
有机物	300	0.52	1.70

2.3.3 TTOP 模型在青藏高原的应用

实测温度数据输入模型中时, 是根据 2003—2008 年 69 个样本点的实测的地表 0 cm 温度资料, 由式(5)和(6)计算年平均 0 cm 地表温度 \bar{T} 和温度振幅 A , 并进行回归统计分析. 统计结果表明, \bar{T} 、 A 与纬度 La , 经度 Lo , 高程 EL 的复相关系数为 0.62 和 0.94; 在地形复杂、地势特殊的青藏高原上, 关系是比较显著的. 关系式如下:

$$\bar{T} = -0.108Lo - 0.625La - 0.003EL + 47.828 \quad (14)$$

$$A = -0.242Lo + 0.827La + 9.561 \quad (15)$$

由式(14)和(15)在 ArcGIS 平台的操作中得到 \bar{T} 和 A 在整个青藏高原研究区域的分布. 根据式(5)~(13)计算得到每个网格上的 DDT 和 DDF. 由式(2)计算得出 TTOP 值.

MODIS LST 输入模型中时, 是采用 2003—2008 年 MODIS 地表温度日产品数据. 理论上, 日平均地表温度应为 6 a 中相应日期 6 个数据的平均, 但由于云的影响, 某些网格上有些天数为无值区. 我们在计算时候, 根据已有的天数进行平均, 得到时间序列为一年的日平均温度, 从而计算每个网格上的年平均地表温度以及 DDT 和 DDF, 由公式(2)计算得出 TTOP 值. 计算出的 TTOP 值根据式(3)分别确定多年冻土的分布.

对实测温度数据和 MODIS LST 的模拟结果进行面积统计, 分别计算实测温度数据、MODIS LST 模拟结果与青藏高原冻土图的空间相似性 Kappa 系数.

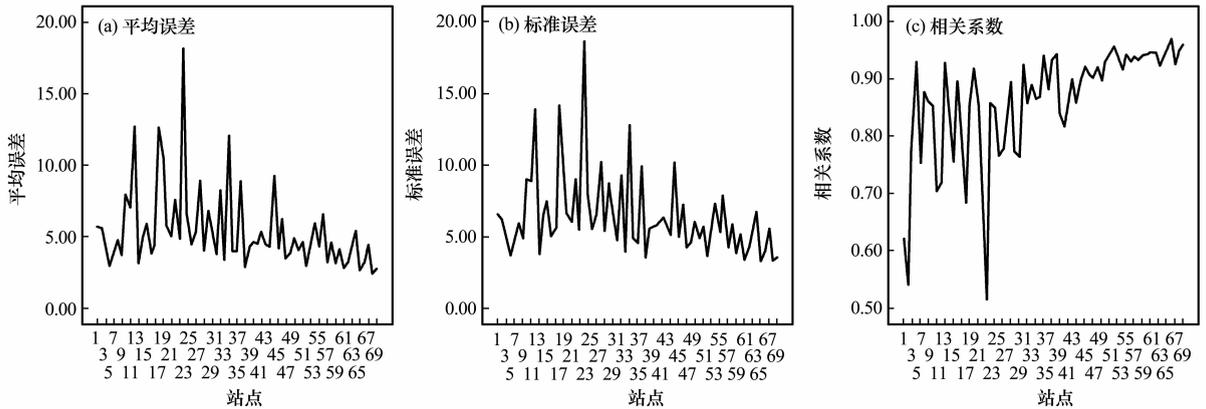


图 2 各站点 MODIS 和实测数据 2003—2008 年平均误差、标准误差和相关系数的平均值

Fig. 2 The mean differences, root mean square errors (RMSE) and correlation coefficients for the 69 sites between MODIS LSTs data and measured 0-cm temperatures of corresponding grid cells from 2003 to 2008

3 结果及分析

3.1 单点验证

图 2 分别给出 2003—2008 年 69 个站点各自平均误差、标准误差和相关系数平均值。表 2 给出 2003—2008 年所有站点平均误差，标准误差和相关系数的平均值，以及暖季和冷季所有站点上的平均误差、标准误差和相关系数的平均值。由图 2 可以看出，2003—2008 年 69 个样本点的 MODIS LST 与实测地表温度数据的相关系数、标准误差和平均误差呈现一致的变化趋势，这种变化趋势在空间和时间上是稳定的。大多数站点的相关系数都在 0.8 以上，在青藏高原这样的大尺度范围，可以说明 MODIS LST 与实测地表温度数据具有很好的相关性，但在帕里、错那、加查、墨竹贡卡这几个位于藏南靠近边境的区域相关性较差。

MODIS LST 与实测温度数据整体的相关系数为 0.862，表明 MODIS LST 与实测温度在时间序列上呈现基本一致的趋势变化。但是平均误差达到 5.337，标准误差达到 6.391，说明 MODIS LST 与实测值之间仍有差别，这种差别在南部山区帕里、错那、加查、墨竹贡卡这几个站点表现更为明显。季节性分析表明，冷季较之于暖季 MODIS LST 更能反映实测地表温度，尽管如此，平均误差仍达 4.77，标准误差达 5.61，与实测值仍有一定的差距。经分析，可能是由于以下原因造成的：

表 2 2003—2008 年 69 个站点全部、冷季、暖季的平均误差、标准误差和相关系数的平均值

Table 2 The mean differences, root mean square errors (RMSE) and correlation coefficients for the 69 sites between measured 0-cm temperatures and MODIS LSTs of corresponding grid cells from 2003 to 2008, averaged over the whole period, cold-season (Sep. -Apr.) and warm-season (May-Aug.)

	平均误差	标准误差	相关系数
全部	5.337	6.391	0.862
冷季	4.77	5.61	0.83
暖季	7.51	8.44	0.4959

(1) 观测时间上难以达到完全一致。由于青藏高原海拔高、地形复杂的地理特性，温度日变化相对来说较大，气象台站地表温度数据由 4 次定时观测平均得到。然而，卫星飞行速度很快，飞过某一地区的时间极短，而在很短的时间内，获得一个地区的完全符合统计检验要求的地面观测样本是有难度的，所以 MODIS 每天 2 次过境时间和气象台站的地表温度的观测时间是不完全匹配。

(2) 空间尺度不同，MODIS LST 像元尺度达 1 km，而地面观测是一个点，在青藏高原地表情况复杂的情形下，单点的地面观测往往难以表达 1 km² 区域的情况。

(3) 由于陆地表面的复杂性，陆地表面的组成和结构等都存在差异，地表热辐射的复杂性及大气等因素的影响，导致了 MODIS 影像所表征的温度与陆面温度之间还存在着一定的差异。在错那、加查、墨竹贡卡这些站点的差异则相对明显，其原因除了上述分析之外，还与这几个气象台站所处位置的地理位置等自然条件有关。这些台站均位于青藏高原南部，山脉众多、地势起伏大，而气象台站的位置一般位于海拔较低，地势相对平坦的区域，站

在单点比较中，由表 2 给出的结果可以看出，

点观测数据本身存在误差,并不能代表 MODIS 数据所在网格上的温度值.因此,地表的复杂性结构使地面观测难以与卫星观测完全对应.

3.2 面上验证

3.2.1 经纬度-海拔回归方法

图 3 给出了逐日实测温度数据经纬度回归结果与 MODIS LST 的时间序列上的相关系数,图 4 表示 2003—2008 实测温度数据经纬度海拔的回归结果与 MODIS LST 统计分析得出的平均误差、标准误差和相关系数的同一时相平均值.表 3 给出 2003—2008 年 6 a 全部、冷季、暖季的统计量的平均值.可以看出,MODIS LST 与实测温度数据随时间和空间的变化是稳定的,相关系数主要介于 0.5~0.8 之间.但是从整体上看,平均误差和标准误差分别为 6.06 和 7.46,在时间序列上,这种差别在冷季表现比较弱小,而在暖季则表现较明显.

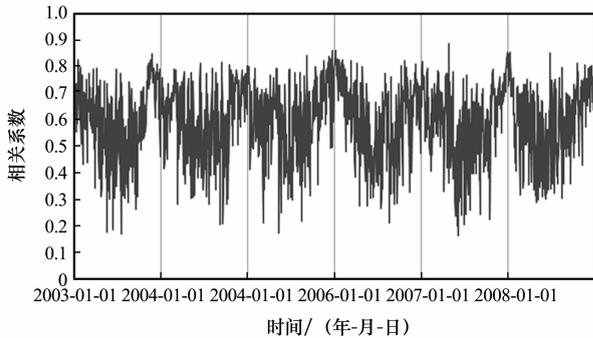


图 3 2003—2008 年实测数据回归结果与 MODIS 数据逐日的相关系数

Fig. 3 The correlation coefficients between the LAT/LON/ELEV regressed data and the daily MODIS LST data at the observation sites in the years of 2003 to 2008

3.2.2 克里金插值

图 5 给出逐日实测温度数据克里金插值结果与 MODIS LST 的时间序列上的相关系数,图 6 表示 2003—2008 年 6 a 实测温度数据克里金插值结果与 MODIS LST 统计分析得出的平均误差,标准误差和相关系数的同一时相平均值.表 4 给出 2003—2008 年 6 a 全部、冷季、暖季的统计量的平均值.由统计结果可以看出,MODIS LST 与实测温度的插值结果之间有较大的差别.克里金插值方法与回归方法相比则表现出更差的插值结果.从时间序列上看,克里金插值结果与 MODIS LST 在暖季表现出比冷季更大的差别.

由两个方法得出的空间温度分别与 MODIS LST 比较结果来看,MODIS LST 与实测温度数据

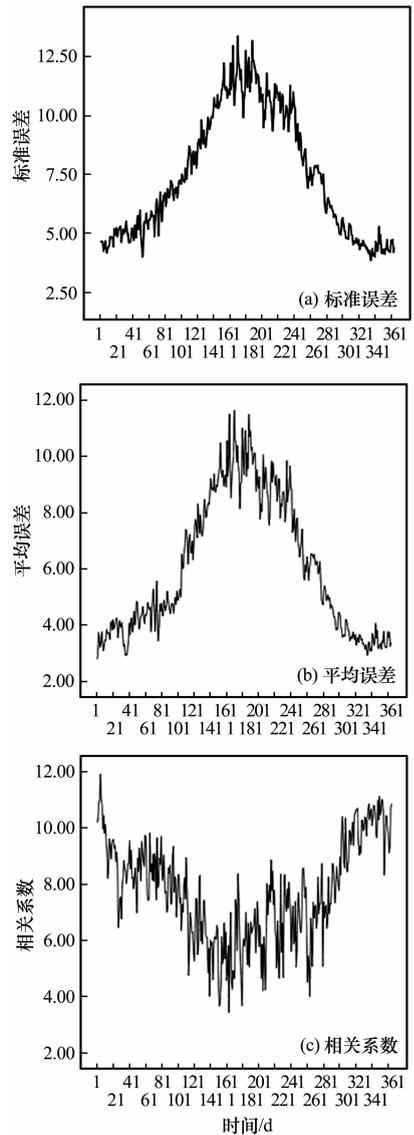


图 4 2003—2008 年实测数据回归结果与 MODIS 数据逐日的标准误差、平均误差和相关系数

Fig. 4 The mean differences, root mean square errors (RMSE) and correlation coefficients between daily MODIS LST data and LAT/LON regressed data at the observation sites from 2003 to 2008

表 3 2003—2008 年实测数据回归结果与 MODIS 数据的全部、冷季、暖季平均误差,标准误差,相关系数的平均值

Table 3 The mean difference, root mean square error and correlation coefficient between MODIS LST data and LAT/LON/ELEV regressed data for the 69 sites from 2003 to 2008, averaged over the whole period, cold-season (Sep.-Apr.) and warm-season (May-Aug.)

	平均误差	标准误差	相关系数
全部	6.06	7.46	0.586
冷季	4.60	5.882	0.623
暖季	9.044	10.762	0.507

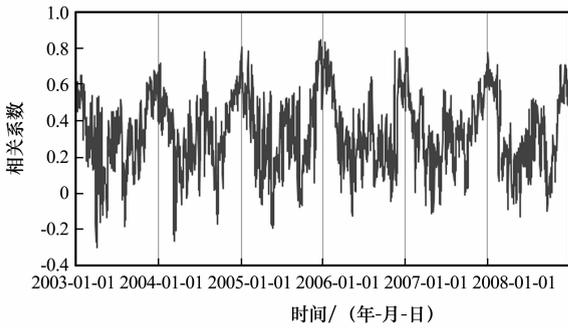


图 5 实测数据克里金插值结果与 MODIS 数据逐日相关系数

Fig. 5 The spatial correlation coefficients between the Kriging interpolated 0-cm temperatures and MODIS LSTs at the Tibetan observation sites.

之间的差异较大, 但经纬度海拔回归效果优于克里金插值结果. 经分析, 可能有如下原因:

(1) 青藏高原地表温度除了主要受海拔和经纬度等因素的影响外, 同时它又受雪盖、砂层、植被和地质构造等局地因素的显著影响. 局地因素对地表温度的影响具有双重性: 在不同域值条件下, 它可增高或降低地表温度. 随时空尺度变化, 局地因素的影响变化很大. 有些地段, 几种局地因素共同作用, 加上活动构造和地形地貌等的影响, 使地表温度的时空分布和局地因素对其影响或控制变得错综复杂^[22]. 因此, 在这些局地抑制性因素占主导影响地位的区域, 实测温度数据采用经纬度海拔的回归结果与真实值存在一定的差异.

(2) 对实测地表温度进行克里金方法插值的时候需要注意到, 作为一种空间插值方法, 它是基于“地理学第一定律”的基本假设^[23]: 空间位置上越靠近的点, 具有相似特征值的可能性越大; 而距离越远的点, 其具有相似特征值的可能性越小. 然而, 青藏高原面积广袤, 陆地表层系统结构复杂, 局地因素对地表温度的影响不能忽略, 因此, 在进行插值的时候, 从点扩展到面的过程本身就存在误差.

(3) 由于陆地表层系统组成的复杂性, 地物空间布局的差异性造成 MODIS 影像各像元所表征的温度并非均能完全反映地表 0 cm 的温度.

(4) 在面积广袤、地貌类型多样的青藏高原, 地表温度具有很大的空间差异性, 很小距离内 (如 10 m) 地表的温度变化可能高达好几度. 同时, 高原上气象站点稀少且分布不均匀, 大都在东部青藏公路沿线, 西则寥寥无几, 仅以这 69 个气象台站为

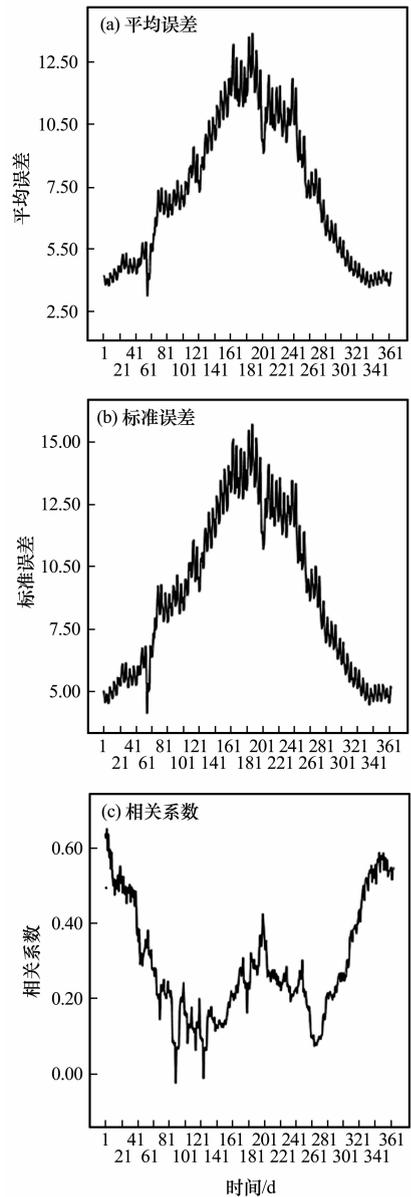


图 6 2003—2008 年逐日的实测数据克里金插值结果与 MODIS 数据的平均误差、标准误差和相关系数的平均值
Fig. 6 The mean differences, root mean square errors and correlation coefficients between the Kriging interpolated station data and MODIS LST data from 2003 to 2008

样本点, 在进行经纬度海拔回归和克里金插值的时候可能不足以完全反映整个高原真实的地表温度情况.

同时我们发现, 实测温度数据经纬度海拔回归的相关系数与空间验证 (经纬度海拔回归数据和 MODIS LST) 得到的相关系数呈现基本一致的变化趋势. 图 7 给出二者之间的关系, 可以看出, 当实测温度数据与经纬度和海拔的相关性较大时, 则与 MODIS LST 的相关性相应地增大. 这也表明, 当局地下垫面比较简单时, MODIS 数据能较好地反映真实的 0 cm 地表温度.

表 4 2003—2008 年实测数据克里金插值结果与 MODIS 数据全部、冷季、暖季的平均误差、标准误差、相关系数的平均值

Table 4 The mean difference, root mean square error and correlation coefficient between the Kriging interpolated station data and MODIS LST data in the years of 2003—2008 averaged over the whole period, cold-season (Sep.-Apr.) and warm-season (May-Aug.)

	平均误差	标准误差	相关系数
全部	7.2597	8.8744	0.2884
冷季	5.6122	7.0486	0.3224
暖季	10.6234	12.602	0.2191

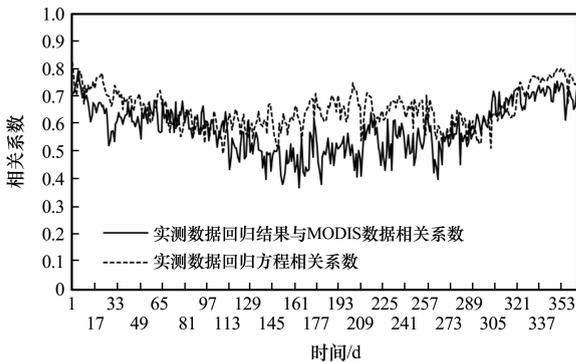


图 7 2003—2008 年区域验证相关系数与实测数据回归方程相关系数平均值之间的关系

Fig. 7 Variations of the correlation coefficients obtained from spatial validation case and obtained regressed interpolation case

3.3 模型验证

3.3.1 TTOP 模型在青藏高原上的应用以及与青藏高原冻土图的比较

基于 TTOP 模型,分别采用 2003—2008 年的实测地表温度数据和 MODIS LST 模拟青藏高原多年冻土分布状况,模拟结果由图 8(a)和 8(b)分别给出;1996 年李树德等利用已有钻探资料及地形信息编制了青藏高原冻土图^[24],由图 8(c)所示.多年冻土模拟结果以及李树德青藏高原冻土图的面积统计由表 5 给出.

由模拟结果可以看出,采用实测温度模拟的多年冻土面积远小于青藏高原冻土图,而采用 MODIS LST 模拟的多年冻土面积则与青藏高原冻土图较为接近.计算图 8(a)和图 8(c),图 8(b)和图 8(c)的空间相关系数分别为 0.601, 0.71,可见,MODIS LST 模拟结果与青藏高原冻土图的相关性高于实测温度数据模拟结果.

3.3.2 相似性分析

分别比较实测地表温度数据和 MODIS LST 模拟结果与李树德的青藏高原冻土图的空间相似性,由于青藏高原区域广袤,为了比较更有针对性,且更能反映不同情况下的相似性,将青藏高原裁成左上(I),左下(II)和右侧(III)3个部分来分别计算 Kappa 系数.基于青藏高原冻土图,I 区分布着大片连续多年冻土,II 区多分布岛状的不连续多年冻土,III 区是高原东部,是绘制青藏高原冻土图所依据的实测资料最多最全面的区域.由图 9 给出用于计算的 3 块区域,Kappa 系数结果如表 6 所示.可以看出,MODIS LST 模拟结果与李树德的青藏高原冻土图的空间相似性远远大于实测温度数据的模拟结果.

由 3 个区域的 Kappa 系数结果可以看出,与青藏高原冻土图空间相似性的比较上,MODIS LST 模拟结果高于实测温度数据模拟结果.在 III 区 MODIS LST 模拟结果与青藏高原冻土图的相似性最高,而这正是李树德等调查的实测资料最全面的区域;I 区的相似性略高于 II,这是由于 I 区分布着大片连续多年冻土;而 II 区为藏南多高山地区,主要分布着岛状不连续多年冻土.

由模拟结果的面积统计及空间分布相似性分析可知,MODIS LST 的模拟结果以及实测温度数据的模拟结果与青藏高原冻土图均有差异,但前者比后者的差异要小的多.分析如下:

(1) 导热系数的误差.对藏北大片连续多年冻土区,地温较低,导热系数的误差对多年冻土的判断影响小.而在高温多年冻土区,导热系数的误差就可能对模拟结果不准确.青藏公路沿线的土壤性质变化多样,在南北 560 km 的连续多年冻土区内,分布大大小小的融区,而在这些融区、多年冻土南北界附近就存在高温冻土区,文中采用的导热系数可能不足以表达这些真实的情况.

(2) 实测温度数据在 TTOP 模型的应用中,其中地面温度冻结、融化指数采用实测资料回归外延至整个高原面,这个过程中,回归结果与真实情况之间的差异也是主要的误差因素.

(3) MODIS LST 模拟结果总体来说比较接近于青藏高原冻土图,分析可能产生误差的原因除了导热系数之外,还由于 MODIS 地表温度信息是基于热红外波段获取的,而热红外不能穿透云层,在有云存在的情况下则不能够获得此象元的温度数据所造成的影响.

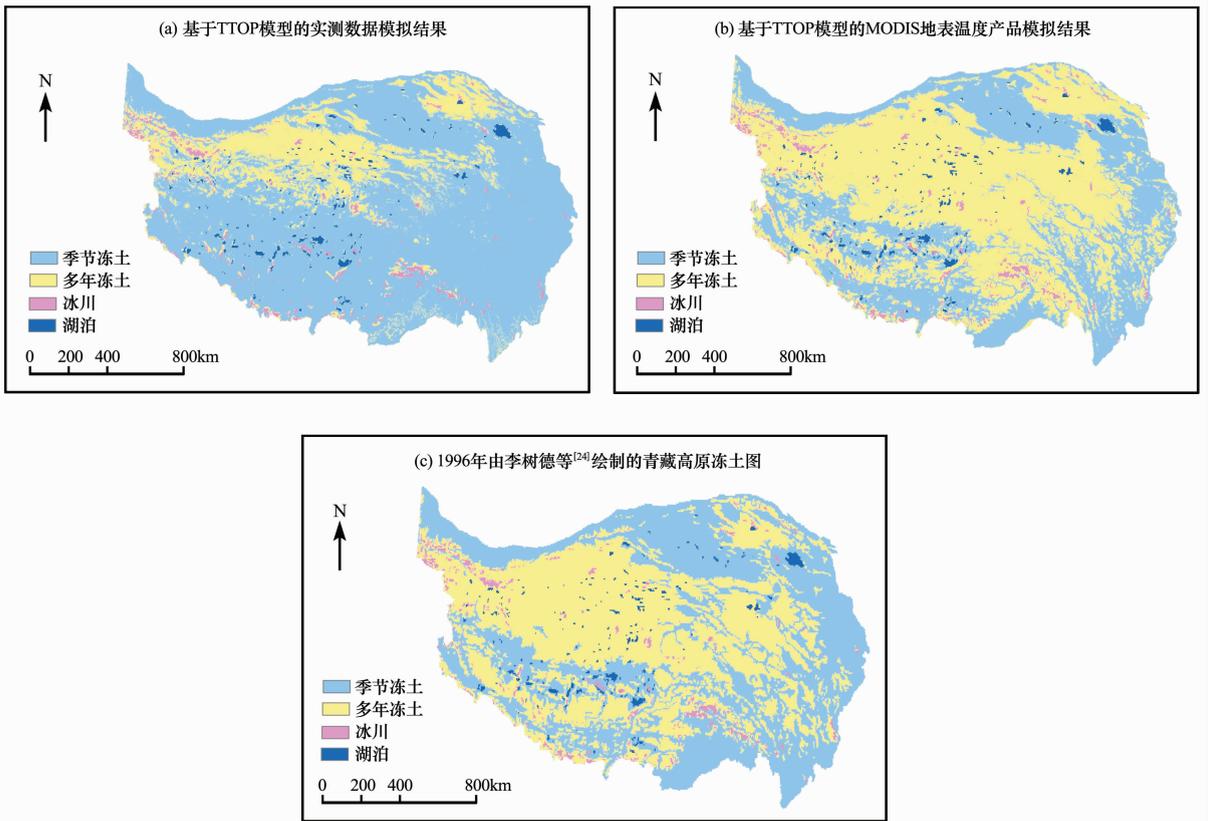


图 8 青藏高原冻土模拟结果(a, b)与青藏高原冻土图(c)^[24]

Fig. 8 Maps showing the distribution of permafrost over the Tibet plateau, (a) simulated based on TTOP model with measured data, (b) simulated base on TTOP model with MODIS LST data, (c) quoted from reference^[24]

表 5 模拟结果面积统计

Table 5 Areas of permafrost and seasonal frozen grand, simulated and quoted from reference

统计方法	多年冻土	季节冻土
实测数据模拟结果/ 10^4 km^2	51.8524	200.291
MODIS 模拟结果/ 10^4 km^2	148.06	104.207
青藏高原冻土图 ^[24] / 10^4 km^2	129.236	122.285

(4) 冻土作为地气系统热交换的产物,它的发展与退化受气候影响,对青藏高原多年冻土北界西大滩的冻土调查发现,在过去 30 a 内西大滩多年冻土面积缩小约 12%,退化的主要原因是气候变化^[25].而李树德等绘制的青藏高原冻土图于 1996 年绘制完成,我们用来模拟青藏高原多年冻土分布的数据均是 2003—2008 年的,因此在比较的时效性上的差异也是结果产生误差的一个原因.

4 结论

地表温度作为区域和全球尺度陆面过程中的一个关键因素,在冻土的研究中,是影响其分布的主要气候因子之一,也是冻土模型中的重要参数.由

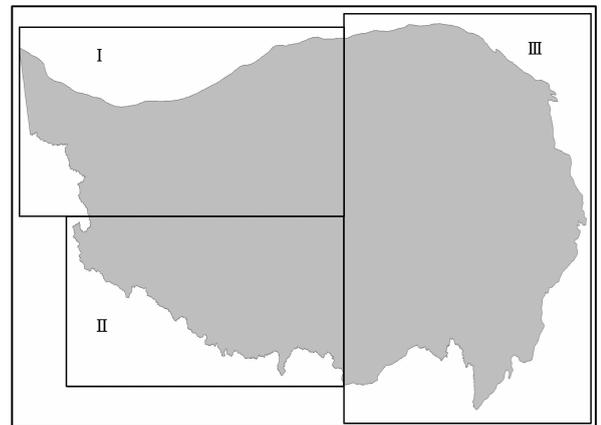


图 9 计算 Kappa 系数的 3 块区域

Fig. 9 Spatial divisions of the plateau for calculating Kappa coefficient

于青藏高原地区气象台站稀少,分布不够均匀,给数据的采集带来了很大的局限,而且在模拟多年冻土分布的时候,更多的需要空间地表温度,那么观测数据则很难满足要求.随着卫星遥感技术水平的不断提高,MODIS LST 的出现为与陆面温度相关的研究提供了一定的数据基础,被大多数人直接使用.由于青藏高原地形复杂,陆地表面的组成和结

表 6 Kappa 系数结果

Table 6 Calculated Kappa coefficients

结果比较	Kappa 系数		
	I	II	III
实测温度数据模拟结果与 青藏高原冻土图比较	0.4554	0.1753	0.2233
MODIS LST 模拟结果 与青藏高原冻土图比较	0.7322	0.6382	0.7710

构多样,对 MODIS LST 在青藏高原的验证对于相关研究以及验证所反馈结果对 MODIS LST 的改善都是有帮助的.本文以青藏高原为研究区域,采用 2003—2008 年 MODIS 地表温度日产品,通过单点,区域和模型 3 个方面来验证其适用性.结果表明:

(1) 在单点验证中,MODIS LST 与实测地表温度数据有基本一致的变化趋势,但平均误差较大.在季节性的比较可以看出,MODIS LST 在冷季(9 月至翌年 4 月)比暖季(5—8 月)更能反映实测地表温度的变化趋势,但平均误差表明与实测值仍有差距.由单点验证的结果可以看出,MODIS LST 与实测地表温度数据之间存在一定的误差.分析原因则由观测时间不一致,空间尺度不同以及地表面的复杂性所导致.

(2) 在区域验证中,实测地表温度采用经纬度海拔回归和克里金插值得到空间温度分布,经纬度海拔的回归结果与 MODIS LST 的相关系数为 0.586,平均误差达 6.06,这说明回归结果与 MODIS LST 存在一定的差异;而克里金插值结果与 MODIS LST 相比表现出较差的相关性和较大的平均误差,表现出不及回归方法的插值效果.在季节性的比较上可以看出,MODIS LST 与实测地表温度的差异在冷季比暖季小.由区域验证的结果可以看出,MODIS LST 与实测地表温度的差异较大,尤其是实测数据克里金插值后对比结果.其原因可能是两种插值方法在点到面的扩展中本身存在的误差和样本点不足以完全代表面积广袤的青藏高原真实地表温度情况所导致.

(3) 模型验证中,选用半经验半物理的多年冻土顶板温度分布模型(TTOP),分别比较实测温度数据、MODIS LST 的模拟结果与青藏高原冻土图,通过面积统计以及多年冻土空间分布的相似性计算可以看出,MODIS LST 模拟结果与青藏高原冻土图较一致,而实测温度数据的模拟结果差异较大.

导致模拟结果与青藏高原冻土图差异的原因可能有:一是导热系数的误差,二是模拟过程中实测资料采用回归方法产生的误差,三是 MODIS 地表温度信息的获取受云的影响,此外还有青藏高原冻土图与模拟结果在时效性的比较上有滞后性产生的误差.模型验证的结果表明,基于 TTOP 模型,MODIS LST 在青藏高原多年冻土分布的制图中,有着优于实测地表温度数据的模拟结果.

在目前的工作中,只选用一个 TTOP 模型来比较,那么模型验证的结果可能不足以有代表性,在将来的工作中将选用更多的冻土分布模型来加以比较,可能会得到更为精确的验证结果,这些将是以后研究工作的重点.

参考文献(References):

- [1] Nelson F E, Lachenbruch A H, Woo M, *et al.* Permafrost and changing climate[C]//Proceedings of Sixth International Conference on Permafrost, Vol. 2. Guanzhou: South China University of Technology Press, 1993: 987—1005.
- [2] Jorgenson M T, Racine C H, Walters J C, *et al.* Permafrost degradation and ecological changes associated with a warming climate in Central Alaska[J]. *Climate Change*, 2001, **48**: 551—579.
- [3] Li Shuxun, Nan Zhuotong, Zhao Lin. Impact of freezing and thawing on energy exchange between the system and environment[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2002, **24**(2): 109—115. [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[J]. *冰川冻土*, 2002, **24**(2): 109—115.]
- [4] Rivkin F M. Release of methane from permafrost as a result of global warming and other disturbances[J]. *Polar Geography*, 1998, **22**: 105—118.
- [5] Feng S, Tang M C, Wang D M. New evidence for the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau as a pilot region of climatic fluctuation in China[J]. *Chinese Science Bulletin*, 1998, **43**(20): 1745—1749.
- [6] Li Xin, Cheng Guodong, Lu Ling. Comparison study of spatial interpolation methods of air temperature over Qinghai-Xizang Plateau[J]. *Plateau Meteorology*, 2003, **22**(6): 565—573. [李新,程国栋,卢玲.青藏高原气温分布的空间插值方法比较[J]. *高原气象*, 2003, **22**(6): 565—573.]
- [7] Li Shuxun, Wu Tonghua. The relationship between air temperature and ground temperature in the Tibetan Plateau[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2005, **27**(5): 627—632. [李述训,吴通华.青藏高原地气温度的关系[J]. *冰川冻土*, 2005, **27**(5): 627—632.]
- [8] Lin Zhonghui, Mo Xiguo, Li Hongxuan, *et al.* Comparison of three spatial interpolation methods for climate variables in China[J]. *Acta Geographica Sinica*, 2002, **57**(1): 47—56. [林忠辉,莫兴国,李宏轩,等.中国陆地区域气象要素的空间插值[J]. *地理学报*, 2002, **57**(1): 47—56.]
- [9] Wang Jiankai, Wang Kaicun, Wang Pucui. Urban heat (or cool) island over Beijing from MODIS Land Surface Temperature

- ture[J]. *Journal of Remote Sensing*, 2007, **11**(3): 330—339. [王建凯, 王开存, 王普才. 基于 MODIS 地表温度产品的北京城市热岛(冷岛)强度分析[J]. *遥感学报*, 2007, **11**(3): 330—339.]
- [10] Lin Wenjing, Su Zhongbo, Dong Hua. Regional evapotranspiration estimation based on MODIS products and surface energy balance system(SEBS) in Hebei Plain Northeastern China[J]. *Journal of Remote Sensing*, 2008, **12**(4): 663—672.
- [11] Tian Hui, Ma Yaoming, Hu Xiao, *et al.* Monitoring drought in mid-western China Using MODIS land product LST and NDVI[J]. *Plateau Meteorology*, 2007, **26**(5): 1086—1096. [田辉, 马耀明, 胡晓, 等. 使用 MODIS 陆地产品 LST 和 NDVI 监测中国中、西部干旱[J]. *高原气象*, 2007, **26**(5): 1086—1096.]
- [12] Kang Qing, Zhang Zengxiang, Zhao Xiaoli. A Regional Scale Soil Classification Approach Based on MODIS Data[J]. *Remote Sensing Technology and Application*, 2007, **22**(6): 690—696. [亢庆, 张增祥, 赵晓丽. 基于 MODIS 产品的区域土壤遥感分类研究——以新疆为例[J]. *遥感技术与应用*, 2007, **22**(6): 690—696.]
- [13] Wang K, Wan Z, Wang P, *et al.* Evaluation and improvement of the MODIS land surface temperature/emissivity products using ground-based measurement at a semi-desert site on the western Tibetan Plateau[J]. *International Journal of Remote Sensing*, **28**(11): 2549—2565.
- [14] Smith M W, Riseborough D W. Permafrost monitoring and detection of climate change[J]. *Permafrost and Periglacial Process*, 1996, **7**: 301—309.
- [15] Henry K A, Smith M W. A model-based map of ground temperatures for the permafrost regions of Canada[J]. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2001, **12**: 389—398.
- [16] Wright J F, Duchesne C, Cote M M. Regional-scale permafrost mapping using the TTOP ground temperature model [C]//*Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland. Lisse: A. A. Balkema Publishers, 2003: 1241—1246.
- [17] Li Shuxun, Cheng Guodong. Issue of Water and Thermal Transfer of Frozen and Thaw Soil[M]. Lanzhou: Lanzhou University Press, 1995: 1—410. [李述训, 程国栋. 冻融土中的水热输运问题[M]. 兰州: 兰州大学出版社, 1995: 1—410.]
- [18] Nan Zhuotong. Study on characteristics of permafrost distribution on the Qinghai-Tibet Plateau and construction of digital embankment of the Qinghai-Tibet Railway[D]. Lanzhou: Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, 2003: 19—21. [南卓铜, 青藏高原冻土分布研究及青藏铁路数字路基建设[D]. 兰州: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 2003: 19—21.]
- [19] Farouki O. *Thermal Properties of Soils* [M]. Clausthal-Zellerfeld: Trans Tech Publications, 1986: 381—386.
- [20] Johansen O. *Thermal Conductivity of Soil* [M]. Trondheim Norway: University of Trondheim, 1975: 214—232.
- [21] Li Xin, Cheng Guodong, Wu Qingbai, *et al.* Modeling chinese cryospheric change by using GIS technology[J]. *Cold Regions Science and Technology*, 2003, **36**(1—3): 1—9.
- [22] Lü Lanzhi, Jin Huijun, Wang Shaoling, *et al.* Dual influences of local environmental variables on ground temperatures on the interior-eastern Qinghai-Tibet Plateau(II): Sand-layer and surface water bodies[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2008, **30**(4): 546—555. [吕兰芝, 金会军, 王绍令, 等. 青藏高原中、东部局地因素对地温的双重影响(II): 砂层和水被[J]. *冰川冻土*, 2008, **30**(4): 546—555.]
- [23] Lin Zhenshan, Yuan Linwang, Wu Dean. *Geoscience Modeling* [M]. Beijing: Meteorology Press, 2003. [林振山, 袁林旺, 吴得安. *地学建模* [M]. 北京: 气象出版社, 2003.]
- [24] Li Shude, Cheng Guodong. Distribution map of permafrost over the Qinghai-Tibet plateau[M]. Lanzhou: Gansu Cultural Press, 1996. [李树德, 程国栋. 青藏高原冻土图[M]. 兰州: 甘肃文化出版社, 1996.]
- [25] Nan Zhuotong, Gao Zeshen, Li Shuxun, *et al.* Permafrost changes in the northern limit of permafrost on the Qinghai-Tibet Plateau in the last 30 years[J]. *Acta Geographica Sinica*, 2003, **58**(6): 817—823. [南卓铜, 高泽深, 李述训, 等. 近 30 年来青藏高原西大滩多年冻土变化[J]. *地理学报*, 2003, **58**(6): 817—823.]

The Applicability of MODIS Land Surface Temperature Products to Simulating the Permafrost Distribution over the Tibetan Plateau

WANG Zhi-xia¹, NAN Zhuo-tong², ZHAO Lin²

(1. College of Earth & Environmental Sciences, Lanzhou University, Lanzhou Gansu 730000, China;

2. Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese

Academy of Sciences, Lanzhou Gansu 730000, China)

Abstract: As a main parameter of energy balance on the earth surface, the land surface temperature (LST) is one of the necessary boundary conditions of a numerical permafrost model, and it is also an important observational item of any permafrost monitoring. Traditionally land surface temperature data are collected from meteorological stations. However, the point observation often cannot represent an areal situation well especially in mountainous areas. With its development, the remote sensing technique increasingly becomes an applicable way to observe land surface temperature. The limitations here are generally caused by complex terrain conditions which consequently bring large uncertainties to the derivation of LST. Applicability analysis is required prior to formal application of the derived LST data. This paper will investigate the applicability of MODIS LST products to permafrost simulation over the Tibetan Plateau, through single-point, area, and model based analyses. The single-point analysis, which compares 0-cm temperature data from 69 meteorological stations over the plateau to the MODIS LSTs of the corresponding grid cells, shows the MODIS LSTs

have similar trends as measured 0-cm temperature data, but with obvious difference in terms of magnitude. The areal analysis, comparing the time series MODIS LST data to two interpolated areal 0-cm temperature data sets derived respectively by a LAT/LON/ELEV regression approach and a Kriging interpolation, reveals that there are a fairly good consistency between MODIS LST and regressed data set in terms of both space and time regardless of some differences. Meanwhile poor agreement is found between MODIS LST and Kriging interpolated data set as shown a small correlation and large mean differences. Both the single-point and areal analyses present poor agreements in the warm seasons (May-August) than the cold seasons (September-April). For model validation, the semi-physical and semi-empirical TTOP model were chosen, and the measured temperature data and the MODIS LST products were used, respectively, to simulate the permafrost distribution on the Tibetan Plateau. Area statistics and Kappa agreements calculated from the model approach show that the simulation with MODIS LST is closer to the published permafrost map.

Key words: land surface temperature (LST); MODIS; Tibetan Plateau; TTOP model