

# 绿洲-荒漠过渡带陆面温度与地表能量关系分析\*

闫人华<sup>1,3</sup>, 熊黑钢<sup>2,3</sup>, 张芳<sup>1,3</sup>

1. 新疆大学资源与环境科学学院, 新疆 乌鲁木齐 830046;
2. 北京联合大学应用文理学院城市系, 北京 100083;
3. 教育部绿洲生态重点实验室, 新疆 乌鲁木齐 830046)

**摘要:** 以实测气象资料为基础, 通过波文比能量平衡法对芨芨草地地表能量进行计算, 深入探讨了不同天气条件下陆面温度变化规律及其与地表能量的关系特征, 建立了适合新疆准噶尔盆地东南部绿洲-荒漠过渡带的陆面温度预测模型。结果表明: ① 受不同天气地表能量特征差异的影响, 晴天表层土壤(5 cm、10 cm、15 cm)温度变化呈“S”型曲线, 雨天与晴天相似, 只是振幅减小, 而阴天呈直线下降特征。其中, 晴天表层土温峰值出现时间由地表向下呈现每5 cm 2.5 h的滞后性。不论何种天气, 40 cm及其以下深层土温几乎没有日变化。② 各地表能量分量与表层土壤温度均表现出相关系数值随土壤深度的增加而不断减小, 至20 cm负相关性达到最大。③ 各能量分量对土壤温度的影响程度表现为: 土壤热通量( $G$ )最大, 其次为净辐射( $R_n$ )和感热( $H$ ), 潜热( $LE$ )最小。④ 除 $H$ 外, 不同天气条件下各能量分量与土壤温度相关性均表现为晴天 > 平均 > 阴天 > 雨天, 土温对能量变化的反应强度(回归系数)也大体表现出相同的规律。⑤ 经过检验的陆面温度预测模型表明: 湿热性能量因子( $LE$ )对干旱区绿洲-荒漠过渡带陆面温度的影响微弱。

**关键词:** 陆面温度; 地表能量; 绿洲-荒漠过渡带; 天气条件

中图分类号: P422.4 文献标志码: A 文章编号: 0529-6579(2012)05-0120-07

## Analysis of Relationship between Land Surface Temperature and Energy in the Oasis-Desert Ecotone

YAN Renhua<sup>1,3</sup>, XIONG Heigang<sup>2,3</sup>, ZHANG Fang<sup>1,3</sup>

1. Institute of Resources and Environment Science, Xinjiang University, Urumqi 830046, China;
2. College of Arts and Sciences of Beijing Union University, Beijing 100083, China;
3. Xinjiang Key Laboratory of Oasis Ecology, Urumqi 830046, China)

**Abstract:** Based on the measured meteorological data, the change of land surface temperature under different weather conditions and the relationship between surface energy and surface temperature are discussed by using the Bowen ratio method to calculate the Splendens ground surface energy. The land surface temperature forecasting models of the oasis-desert ecotone in the southeast of the Dzungaria Basin in Xinjiang is established. The results indicate that: ① The curve of top soil (5 cm, 10 cm, 15 cm) temperatures, affected by different characteristics of the land surface energy under different weather conditions, shows a "S" type. Rainy days have a curve similar to that of sunny days, only with a weakened amplitude. The cloudy days manifest the feature of linear decrease. The time point of the peak of soil temperature reveals 2.5 h/5cm lagging from the surface downwards. Regardless of the weather, the soil temperature below 40 cm has almost no diurnal variation. ② The correlation coefficient between each energy component and soil temperature decreases continuously with the depth of soils, which reaches the

\* 收稿日期: 2012-05-03

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(41171165); 北京市属高等学校人才强教计划资助项目(PHR200906125)

作者简介: 闫人华(1987年生), 男, 硕士研究生; 通讯作者: 熊黑钢; E-mail: xhg1956@sohu.com

maximum negative correlation at 20 cm. ③ The degree of influence of energy component on soil temperature is as follows: soil heat flux ( $G$ ) is biggest, followed by the net radiation ( $R_n$ ) and sensible heat ( $H$ ), and latent heat ( $LE$ ) is minimum. ④ Except for  $H$ , the correlation between energy component and the soil temperature under different weather conditions showed that: sunny > the average > cloudy > rainy. The response extent of the soil temperature to the energy change (regression coefficients) almost accords with the same rule. ⑤ Established and certified land surface temperature forecasting models suggest that the land surface temperature is affected only slightly by the hygrothermal energy factor ( $LE$ ) in the arid oasis-desert ecotone.

**Key words:** land surface temperature; land surface energy; oasis-desert ecotone; weather condition

陆面过程是连接近地层大气圈、水圈、生物圈和土壤圈之间关系的纽带,也是它们之间进行物质和能量交换的桥梁以及发生相互作用的必然环节<sup>[1-2]</sup>。由于其深刻影响着区域环境的形成、全球气候变化等问题,陆面过程的研究日益成为大气物理学、生态学、气象气候学、地理学等相关学科的重点研究领域<sup>[3-4]</sup>。以地表能量平衡为主的地-气能量交换过程是陆面过程研究的主要内容,它直接关系到陆面(土壤)温度的形成和变化。而土壤温度作为陆面过程中的重要物理特征,又反作用于地-气间能量和物质流的循环,是研究地气相互作用的重要参数,对气候变化起着非常重要的作用<sup>[5-7]</sup>。因此,国外开展的大型陆面过程实验 EFEDA<sup>[8]</sup>、NOPEX<sup>[9]</sup>、BOREAS<sup>[10]</sup>等均将陆面温度和能量平衡过程列为主要观测项目。

自20世纪80年代在黑河流域开展国内第一个大型陆面过程观测试验(HEIFE)以来,我国已先后开展了西北河西走廊干旱区(NWC-ALIEX)<sup>[11-13]</sup>、淮河流域(HUPEX)<sup>[14]</sup>、西南云贵地区(JICA)<sup>[15]</sup>、青藏高原(TIPEX)<sup>[16]</sup>、内蒙古草原(IMGRASS)<sup>[17]</sup>等具有典型自然生态性代表区域的重大陆面过程试验。它们一方面较好地揭示了这些不同性质下垫面的陆面过程特征与发生机理,特别是陆面温度和能量平衡变化特征;另一方面也为我国奠定了陆面过程研究的理论和实践基础<sup>[18]</sup>。然而目前涉及非均匀下垫面的研究还不太完善,尤其是它在不同天气条件下陆面温度与能量平衡之间关系的差异研究尚需深入,以揭示其在不同环境条件下的响应程度,为陆面过程的参数化提供依据。处在绿洲与荒漠交错位置,性质上介于两者生态系统之间的绿洲荒漠过渡带,是减轻荒漠对绿洲压力的天然屏障和绿洲扩展并改造荒漠的先锋<sup>[19-20]</sup>。而其特殊的陆面温度变化及其与地表能量之间的关系特征则为过渡带的稳定和发展提供能量支撑,因此,在该区开展上述相关研究是合理配

置水热资源,科学调控人类行为的基础,关系着荒漠化的进退。本文以2010年7-9月准噶尔盆地东南部的绿洲荒漠过渡带天然芨芨草地实测数据为基础,分析了该区陆面温度典型天气条件下的日变化规律,采用相关分析和多元逐步回归等方法定量研究了陆面温度与地表能量通量之间的相互关系以及不同天气背景对两者关系的影响,并在此基础上建立了预测陆面温度的经验模型。这些可深化对过渡带陆面过程模式的研究,为进一步提高区域气候模型的模拟水平奠定基础,有利于该地区水热资源的优化利用。

## 1 研究区概况

研究区是位于天山北麓,准噶尔盆地东南缘的新疆奇台县西北部万木春林场附近(89°26'E, 44°11'N, 海拔611 m)的大面积天然芨芨草地,向北1 km与我国第二大沙漠——古尔班通古特沙漠邻接,属典型的绿洲-荒漠过渡带。该地区年平均气温5℃,年平均风速为2.9 m/s;多年平均降水量150 mm,而年平均蒸发潜力高达2 100 mm,属温带大陆性干旱气候。

地表主要植物为多年密丛生禾本科草本植物芨芨草(*Achnatherum splendens*),总盖度30%左右,在100 m<sup>2</sup>内约有30丛,其间稀疏分布有苦豆子(*Sophora alopecuroides*)、猪毛菜(*Salsola collina* Pall)等小型植物,土壤为沙质土,地下水埋深3~5 m。

## 2 研究方法

### 2.1 数据观测与处理

本研究主要观测项目有辐射(包括总辐射、净辐射)、空气温湿度、风速风向、土壤温湿度、土壤热通量、降水量。土壤温湿度测量采用一体化土壤温湿度传感器 TRIME-PICO-32/64 (IMKO, Germany),分别埋设在地下5、10、15、20、40、

60、80 和 100 cm 等共 8 个深度; 土壤热通量板埋设在地表以下 5 cm, 降水量采用 RE1 雨量筒传感器 (Delta-T, England) 测量。

总辐射、净辐射分别采用 ES2 总辐射表 (测量范围: 0 ~ 2 000 W; 精度:  $\pm 3\%$ ) 和 NR2 净辐射表 (测量范围:  $-500 \sim 2\,000\text{ W/m}^2$ ; 精度:  $\pm 5\%$ ) 观测, 均架设在距地 1.5 m 处。空气温湿度和风速风向均在芨芨草灌层以上 0.5 和 2.5 m 处进行观测。其中, 空气温湿度利用 AT2 (测量范围:  $-20 \sim 80\text{ }^\circ\text{C}$ ; 精度:  $\pm 0.5\%$ ) 和 RHT2 (测量范围: 0 ~ 100%; 精度:  $\pm 2\%$  ( $5\% < RH < 95\%$ ),  $\pm 2.5\%$  ( $RH < 5\%$ ,  $RH > 95\%$ )) 传感器测量, 风速风向采用 AN3 (测量范围: 0.15 ~ 75 m/s; 精度:  $\pm 0.1\text{ m/s}$ ) 和 WD1 (测量范围: 0 ~ 358°; 精度:  $\pm 2^\circ$  ( $V > 5\text{ m/s}$ )) 探头观测, 上述仪器均为 Delta-T 公司 (England) 生产。以上各项数据由 DT80 自动数据采集器每 30 min 采集记录一次, 最后再由计算机导出。

利用 SPSS 统计分析软件、DPS 数据处理系统对野外所采集的数据进行整理和分析。

## 2.2 地表能量计算

波文比能量平衡法是国际上广泛采用的精度较高的能量估算方法之一。并且许多学者也对该方法适用的可靠性进行了讨论<sup>[21-24]</sup>, 为此方法在观测和计算的的实际应用中就如何更好地提高精度提供了许多可借鉴的经验。

波文比法基于能量平衡原理和梯度扩散方程, 主要是利用温度梯度和水汽压梯度之比将下垫面获得的能量分为感热通量和潜热通量

$$R_n = LE + H + G$$

$$\beta = \frac{H}{LE} = \gamma \frac{t_1 - t_2}{e_1 - e_2} = \gamma \frac{\Delta t}{\Delta e}$$

$$LE = \frac{R_n - G}{1 + \beta}$$

$$LE = \frac{R_n - G}{1 + 0.646\Delta t/\Delta e}$$

式中,  $R_n$  为净辐射通量 ( $\text{W/m}^2$ ), 由辐射仪直接测出;  $LE$  为潜热通量 ( $\text{W/m}^2$ );  $H$  为感热通量 ( $\text{W/m}^2$ );  $G$  为土壤热通量 ( $\text{W/m}^2$ ), 由土壤热通量板测出;  $\gamma$  为湿度计常数 (取值为 0.646<sup>[25]</sup>);  $\Delta t$  为上下空气温度差 ( $^\circ\text{C}$ );  $\Delta e$  为上下水汽压差 (hPa)。

## 3 结果与讨论

### 3.1 不同天气条件下陆面温度日变化

地气之间能量传输的日动态变化必然会反映到陆面 (土壤) 温度的变化上。选取典型晴天 (总云量  $< 2$  成, 7 月 22 日)、阴天 (总云量  $> 8$  成, 7 月 25 日)、降雨天 (1.2 mm/h, 8 月 11 日), 对比分析它们的土壤温度日变化特征, 以揭示不同天气条件下土壤温度日变化的差异性。各种天气条件下 40、60、80 和 100 cm 深土壤温度几乎没有明显的日变化特征, 始终分别维持在 28、26、23 和 22  $^\circ\text{C}$  的低水平上, 受大气能量传输的日变化影响较小 (图 1)。因此将只讨论 20 cm 以上土壤温度的日变化特征。

晴天 5、10 和 15 cm 土层温度日变化表现为准“S”型曲线, 峰值随深度的增加而逐渐减小, 其出现时间也逐步滞后 (图 1a)。10 和 15 cm 土层温度峰值依次比 5 cm (40.56  $^\circ\text{C}$ ) 低 4.43  $^\circ\text{C}$ 、7.46  $^\circ\text{C}$ , 出现时间分别比 5 cm 晚约 2h、5h。这表明土壤温度对短波辐射能量加热的响应程度随深度逐渐减小, 主要是因为太阳辐射的直接照射, 使地表温度升温迅速, 而下层土壤则依赖于地表土壤热量的传递, 所以温度上升缓慢, 峰值时间延迟, 数值减小。20 cm 的土壤温度则呈现出幅度较小的反相位变化, 在中午 14:30 达到最小值 29.19  $^\circ\text{C}$ , 午夜 0:30 左右出现最大值 31.89  $^\circ\text{C}$ 。

雨天时, 土壤温度日变化与晴天规律相似, 但振幅明显减小, 以 5 cm 土层为例, 其变化极差为 8  $^\circ\text{C}$ , 仅相当于晴天极差的 53% (图 1c)。而且受雨水的影响, 峰值大大削弱, 5 ~ 20 cm 各层峰值分别比晴天减小 9.40、4.27、2.94、3.01  $^\circ\text{C}$ 。此外, 5 和 10 cm 峰值出现时间分别比晴天滞后 1 h、0.5 h。

阴天时, 土壤温度的日变化与晴天的日循环规律明显不同, 总体上, 5、10、15 和 20 cm 土层温度日内均呈现出直线下降态势。同时, 这四层温度随深度的增加而增大 (图 1b)。之所以出现该种情况, 主要是与阴天土壤全天大部分时间在释放热量, 自身能量亏损有关。这也说明了对于降水频率少且强度小的该地区来说, 阴天对土壤温度变化的影响程度远大于雨天。

平均的土壤温度日变化也和晴天保持较高的一致性 (图 1d)。这是由于夏季干旱区以晴朗天气为主, 阴雨天较少的缘故。

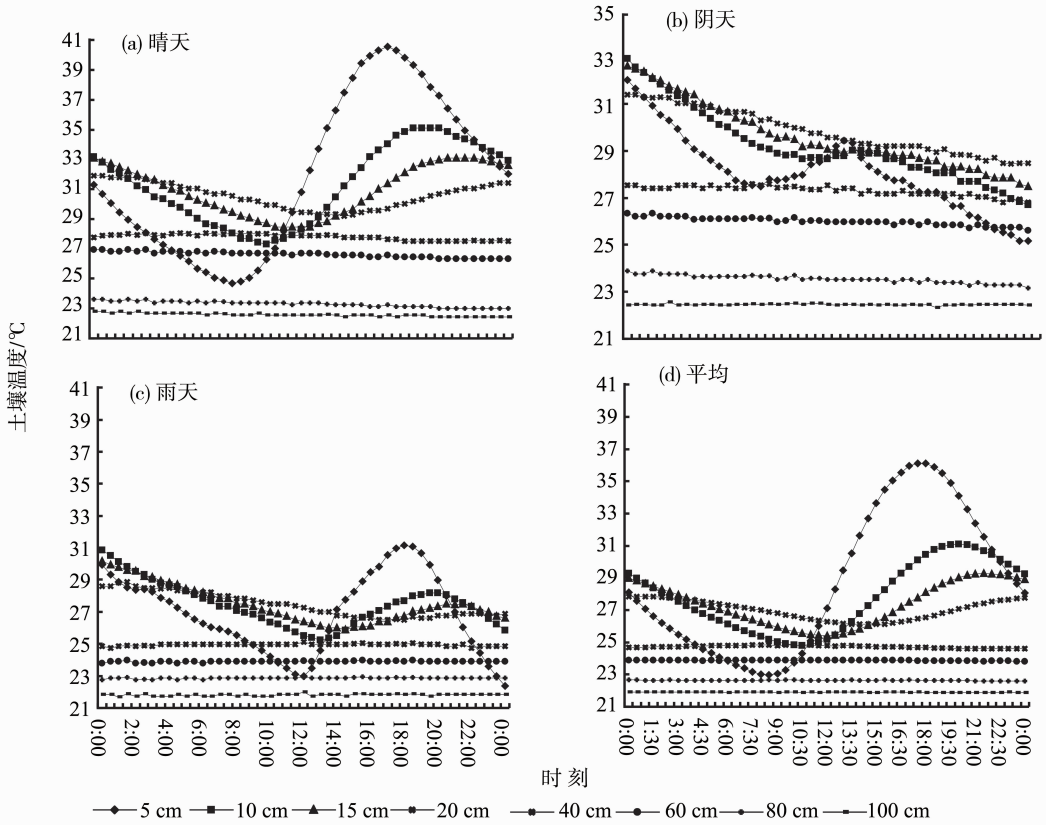


图 1 不同天气条件下各层土壤温度日变化特征

Fig. 1 Daily variation of each layer soil temperature under different weather conditions

土壤活动层 5 ~ 20 cm 的温度梯度差在一定程度上反映了地气之间能量传递的方向性。除阴天外，5 ~ 20 cm 的温度梯度差都很强，最大值达到 10.88 °C，但其峰值表现为晴天 > 平均 > 雨天（图 2）。平均情况下的温度差日变化与晴天最为一致，雨天也较为相似，都表现出正弦曲线形态。晴天和平均在 12:00 - 24:00 之间温度梯度 > 0，热量向下传输，土壤贮藏热量；0:00 - 12:00 之间梯度 < 0，土壤放出热量。雨天由于受降水低温的影响，梯度由负值转为正值较晴天滞后 2 h、由正值转为负值提前 2.5 h。阴天土壤温度差则在大部分时间里小于 0，表明阴天由于太阳辐射的不足，土壤几乎全天作为热源释放热量来弥补地气系统能量的不足。

### 3.2 陆面温度与地表能量关系

3.2.1 不同深度土壤温度与地表能量关系 为更准确、深入地探讨土壤温度与地表能量之间的关系，本文将对土壤温度进行分层讨论。因地表能量传输主要发生在日间，故将观测期内地表能量日间（8:00 - 18:00）数据与各层土壤温度分别进行相关性分析，并作显著性水平检验（表 1）。

各表层土壤温度与地表能量分量的关系均呈现出：相关系数随深度的增加而逐渐减小，由正相关

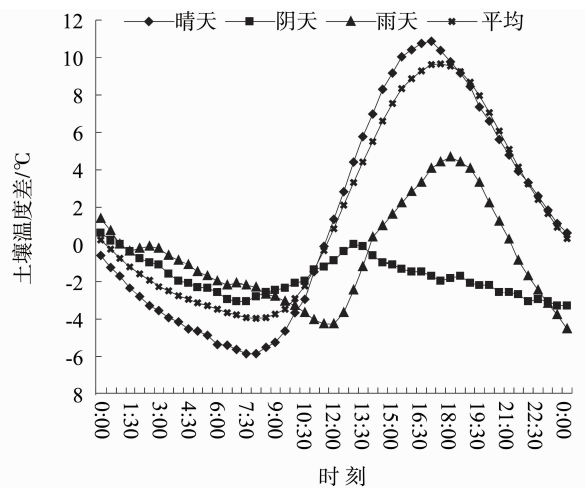


图 2 不同天气条件下 5 ~ 20 cm 土壤温度差

Fig. 2 The difference value between 5cm and 20cm soil temperature of the different weather conditions

转为负相关，且负相关趋势增加的规律（表 1）。这主要是由于随着土壤深度的增加，土温峰值出现的时间逐渐滞后，从而导致它们与能量日变化曲线不同步性愈来愈强，相关系数变小并转为负数。到 20 cm 时，土壤温度日变化曲线呈反相位变化，与各能量变化趋势相反，两者负相关性达到最大。表

层 5 cm 土壤温度与各能量分量相关性最好, 对其变化反应灵敏性最强。其与土壤热通量 ( $G$ ) 的相关性分别是 10、15 和 20 cm、平均的 1.61、6.81、2.72 和 1.54 倍。因为土壤表层是 SPAC (土壤—植被—大气) 系统的临界面, 能量交换首先从表层土壤开始。在下面的讨论中, 将只讨论 5 cm 深土层温度与各能量分量的关系。

表 1 不同深度土壤温度与各地表能量分量之间的相关系数<sup>1)</sup>

Table 1 The correlation coefficient between the energy component and the soil temperature in different depths

项目	$R_n$	$G$	$LE$	$H$
$T_{\pm-5\text{cm}}$	0.4234**	0.8754**	0.2328**	0.2804**
$T_{\pm-10\text{cm}}$	0.0556**	0.5426**	-0.0145	-0.0337
$T_{\pm-15\text{cm}}$	-0.2289**	0.1286**	-0.1733**	-0.2675**
$T_{\pm-20\text{cm}}$	-0.3653**	-0.3215**	-0.1955**	-0.3667**
$T_{\pm-平均}$	0.1410**	0.5695**	0.0707**	0.0241**

1) \* 代表  $p < 0.05$ , 较为显著; \*\* 代表  $p < 0.01$ , 极其显著

虽然  $R_n$ 、 $LE$ 、 $H$ 、 $G$  与土壤温度的线性相关性均达到极显著性水平, 但  $G$  最好,  $R_n$  和  $H$  居中,  $LE$  最差 (表 1)。这主要是由于  $G$  代表热量进出土壤的多少, 直接影响着土壤温度的变化。白天  $G$  为正, 且持续增大时, 热流不断由地表向土壤深层传输, 土壤能量盈余, 使得温度不断升高。而  $R_n$ 、 $LE$ 、 $H$  则是通过作用于  $G$ , 对土壤温度产生间接影响。这表明绿洲荒漠过渡带土壤温度的变化是以  $G$  变化为基础, 同时还受其它能量相互影响而发生的。

### 3.2.2 不同天气条件下地表能量与土壤温度关系

晴天  $G$  与土壤温度关系最为密切, 阴天略差, 雨天最小 (表 2)。阴天因为一方面云量与土壤温度呈负相关, 削弱了  $G$  与土壤温度关系; 另一方面受云层的影响, 净辐射少, 气温较低, 致使  $G$  数值较小, 土温变化缓慢, 造成两者相关性  $R^2$  低于晴天 19% (表 2b)。雨天则由于水的比热容较大, 降水 ( $RF$ ) 对土壤温度的冷却作用明显, 与其呈显著负相关, 从而干扰了  $G$  和土壤温度变化的同步性, 使得两者相关性仅为晴天的 49% (表 2c)。平均情况与晴天相当都在 0.61 左右, 表明在观测期内由于晴天较多, 受云和降水影响较少, 两者关系与晴天较为一致 (表 2d), 这也是干旱区所特有的特征。土壤温度对  $G$  变化的反应强度 (回归系数) 也呈现为: 晴天和平均相当, 阴天其次, 雨天最小。

与  $G$  类似,  $R_n$ 、 $LE$  与土壤温度线性相关性均表现为: 晴天 > 平均 > 阴天 > 雨天 (表 2)。这主

要是因为晴天相比其它天气,  $R_n$ 、 $LE$  数值较大, 引起土壤温度变化较为明显, 致使与土壤温度关系密切 (表 2a)。受云层和降水对  $R_n$ 、 $LE$  的干扰, 阴天和雨天相关性依次减弱, 均低于晴天 (表 2b、c)。除晴天外,  $LE$  与土温相关性均未达到显著性水平, 表明其对土壤温度影响微弱。

$H$  与土壤温度线性相关性表现为: 平均 > 雨天 > 晴天 > 阴天 (表 2)。土壤温度对  $H$  变化的反应强度 (回归系数) 却表现出: 平均 > 晴天 > 雨天 > 阴天。

表 2 不同天气条件下各地表能量分量与土壤温度 ( $T_{\pm-5\text{cm}}$ ) 关系

Table 2 The relationship between land surface energy and soil temperature ( $T_{\text{soil}-5\text{cm}}$ ) under different weather conditions

项目	回归方程	$R^2$	$P$
$G$	$T_{\pm-5\text{cm}} = 0.1397G + 31.835$	0.6196	0.0000
晴天 $R_n$	$T_{\pm-5\text{cm}} = 0.0102R_n + 30.572$	0.1749	0.0034
天 $H$	$T_{\pm-5\text{cm}} = 0.0258H + 30.976$	0.0932	0.0369
$LE$	$T_{\pm-5\text{cm}} = 0.0145LE + 30.582$	0.1312	0.0123
项目	回归方程	$R^2$	$P$
$G$	$T_{\pm-5\text{cm}} = 0.1120G + 27.299$	0.5202	0.0001
阴天 $R_n$	$T_{\pm-5\text{cm}} = 0.0049R_n + 26.967$	0.0942	0.0331
$H$	$T_{\pm-5\text{cm}} = 0.0087H + 27.046$	0.0152	0.3987
$LE$	$T_{\pm-5\text{cm}} = 0.0058LE + 27.012$	0.0388	0.1748
云量	$T_{\pm-5\text{cm}} = -0.6095CA + 21.527$	0.2812	0.0008
项目	回归方程	$R^2$	$P$
$G$	$T_{\pm-5\text{cm}} = 0.0596G + 27.334$	0.3027	0.0003
雨天 $R_n$	$T_{\pm-5\text{cm}} = 0.0036R_n + 26.470$	0.0924	0.0337
$H$	$T_{\pm-5\text{cm}} = 0.0101H + 26.488$	0.1837	0.0021
$LE$	$T_{\pm-5\text{cm}} = 0.0009LE + 26.823$	0.0023	0.7450
降水量	$T_{\pm-5\text{cm}} = -1.3911RF + 27.261$	0.1117	0.0189
项目	回归方程	$R^2$	$P$
各种天气平均 $G$	$T_{\pm-5\text{cm}} = 0.1523G + 27.968$	0.6152	0.0000
$R_n$	$T_{\pm-5\text{cm}} = 0.0107R_n + 27.513$	0.1571	0.0048
$H$	$T_{\pm-5\text{cm}} = 0.0309H + 27.437$	0.1791	0.0025
$LE$	$T_{\pm-5\text{cm}} = 0.0126LE + 27.880$	0.0609	0.0874

### 3.3 陆面温度预测模型的建立与检验

由于该区以晴天为主, 阴雨天较少, 因此从观测期内各选取典型晴天 13 天、阴天 3 天、雨天 2 天的日内半小时值数据作为样本, 采用多元逐步回归方法分别建立以土壤温度为因变量, 地表能量分量为自变量 (阴天和雨天可能分别含有云量、降水量因子) 的陆面温度预测模型。不同天气再另外各选取 1 d 相关数据作为样本, 进行模型预测效果的检验。

从  $P$  值看, 各回归模型都达到了极显著性水平, 但晴天和平均建模效果较好, 决定系数 ( $R^2$ )

分别为 0.809 3、0.947 1；阴天次之， $R^2$  为 0.662 3；雨天建模效果不如前三者理想， $R^2$  为 0.211 2（表 3）。预测陆面温度与实测陆面温度的相关性检验与此相似。各模型的预测值与实测值相关性均达

到极显著性水平（ $P$  均小于 0.01），且斜率接近于 1，平均偏差（MBE）较小，但从  $R^2$  和斜率来看，仍表现为晴天最好，阴天其次，雨天相对略差（图 3）。

表 3 不同天气条件下陆面温度预测模型的建立

Table 3 The establishment of models for forecasting soil temperature under different weather conditions

	多元逐步回归方程	$R^2$	$P$	$F$
晴天	$T_{\pm-5cm} = 3.085 \times 10^{-1}G - 2.547 \times 10^{-2}Rn + 2.004 \times 10^{-3}H + 30.427$	0.8093	0.0000	895.19
阴天	$T_{\pm-5cm} = 2.469 \times 10^{-1}G - 1.662 \times 10^{-2}Rn + 28.726$	0.6623	0.0000	141.23
雨天	$T_{\pm-5cm} = 3.576 \times 10^{-2}G - 3.794 \times 10^{-3}Rn + 1.034 \times 10^{-2}H + 28.203$	0.2112	0.0002	8.39
平均	$T_{\pm-5cm} = 3.444 \times 10^{-1}G - 3.755 \times 10^{-2}Rn + 1.8470 \times 10^{-2}H + 30.455$	0.9471	0.0000	268.77

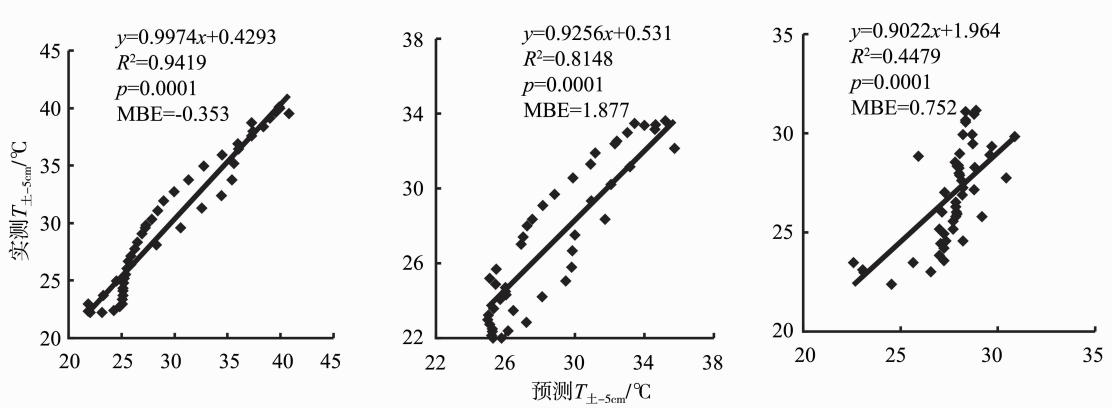


图 3 陆面温度模型预测值与实测值的相关性检验

Fig. 3 The test of correlation between predicted and measured land surface temperature

经过检验的预测模型表明，无论何种天气条件下土壤温度均主要受干热性能量因子（ $Rn$ 、 $G$ 、 $H$ ）的影响，而与生态系统因水份蒸发而引起的潜热（ $LE$ ）能量交换关系较小（表 3）。这充分说明在降水稀少、水分短缺的干旱区，绿洲荒漠过渡带 SPAC 系统（土壤-植被-大气连续体）实际蒸散微弱，对土壤温度影响较小。而在阴天和雨天，云量、降水因子则由于已通过地表能量受其影响后的大小变化来反映出其对陆面温度的作用，因此在逐步回归模型中未被引入。

### 4 结 论

1) 晴天表层土壤（5、10、15 cm）温度变化表现为标准的“S”曲线，峰值的大小和时间因土壤深度的增加而分别减小、滞后。而 20 cm 土壤温度却出现反相位变化。阴天由于较多的土壤热量向大气释放，总体上，5~20 cm 土壤温度都大致表现出随时间变化的直线递减特征。雨天土壤温度日变化形态与晴天相似，但振幅明显偏小，5 cm 土

温变化极差仅为晴天的 53%。平均土壤温度日变化也与晴天保持较高的一致性。无论何种天气条件下，40 cm 及其以下深层土壤温度几乎没有日变化。

2) 随着深度的增加，表层（0~15 cm）土温峰值出现的时间以 2.5h/5cm 速度推延，使得它们与能量日变化曲线不同步性愈来愈强。这些造成各能量分量与土壤温度关系均表现为相关系数随土壤深度的增加而逐渐减小，由正相关转为负相关，到 20 cm 负相关性达到最大的规律。

3) 各地表能量分量与土壤温度相关性虽都达到极显著性水平，但表现为  $G > Rn > H > LE$ 。这主要是由于  $G$  直接代表进出土壤热量的多少，而其它能量则是通过  $G$  对土壤温度进行间接影响。

4) 不同天气条件下， $G$ 、 $Rn$ 、 $LE$  与土壤温度相关性均表现出晴天 > 平均 > 阴天 > 雨天，土壤温度对其能量变化的反应强度（回归系数）也均表现出：晴天和平均相当，阴天其次，雨天最差。雨天降水对土壤温度具有冷却作用，与其呈显著负相关（ $R = -0.338$ ）。阴天云量也与土壤温度呈负相

关 ( $R = -0.530$ )。

5) 适合不同天气条件的陆面温度预测模型表明: 由于干旱区 SPAC 系统实际蒸散微弱, 绿洲荒漠过渡带土壤温度主要受干热性能量因子 ( $R_n$ 、 $G$ 、 $H$ ) 的影响, 与湿热性能量因子 ( $LE$ ) 关系较小。

#### 参考文献:

- [1] 刘宏谊, 杨兴国, 张强, 等. 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, 2009, 29(3): 558 - 565.
- [2] 曾剑, 张强, 王胜. 中国北方不同气候区晴天陆面过程区域特征差异[J]. 大气科学, 2011, 35(3): 483 - 494.
- [3] 周余华, 叶伯生, 胡和平. 土壤冻融条件下的陆面过程研究综述[J]. 水科学进展, 2005, 16(6): 887 - 891.
- [4] 丁张巍, 温之平, 黎伟标, 等. 广东龙门地区草地垫面地表辐射和能量平衡观测和分析[J]. 中山大学学报: 自然科学版, 2011, 50(3): 123 - 129.
- [5] 孙昭萱, 张强. 黄土高原半干旱区陆面温度和能量的气候特征分析[J]. 中国沙漠, 2011, 31(5): 1302 - 1308.
- [6] 刘辉志, 涂钢, 董文杰, 等. 半干旱地区地气界面水汽和二氧化碳通量的日变化及季节变化[J]. 大气科学, 2006, 30(1): 108 - 118.
- [7] 代成颖, 高志球, 王琳琳, 等. 两种土壤温度算法的对比分析[J]. 大气科学, 2009, 33(1): 135 - 144.
- [8] BOLLE H J, ANDERE J C, ARRUE, et al. EFEDA-European field experiment in a desertification-threatened area[J]. Annual Geophysics, 1993, 11(2): 173 - 189.
- [9] HALLDIN S, GOTTSCHALK L, GRIEND A A, et al. NOPEX-Anorthern hemisphere climate processes land surface experiment[J]. Journal of Hydrology, 1998, 212(1): 172 - 187.
- [10] SELLERS P, HALL F, RANSON K J, et al. The boreal ecosystem atmosphere study (BOREAS): An overview and early results from the 1994 field year[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 1995, 76(9): 1549 - 1577.
- [11] 张强, 黄荣辉, 王胜, 等. 西北干旱区陆—气相互作用试验 (NWC-ALIEX) 及其研究进展[J]. 地球科学进展, 2005, 20(4): 427 - 441.
- [12] 曹晓彦, 张强. 西北干旱区荒漠戈壁陆面过程的数值模拟[J]. 气象学报, 2003, 61(2): 219 - 225.
- [13] 张强, 曹晓彦. 敦煌地区荒漠戈壁地表热量和辐射平衡特征[J]. 大气科学, 2003, 27(2): 245 - 254.
- [14] 周小刚, 罗云峰. “九五”基金重大项目“淮河流域能量与水分循环试验和研究”介绍与回顾[J]. 中国科学基金, 2004, 18(4): 226 - 228.
- [15] 施晓晖, 徐祥德, 程兴宏. 2008 年雪灾过程高原上游关键区水汽输送机制及其前兆性“强信号”特征[J]. 气象学报, 67(3): 478 - 487.
- [16] 徐祥德, 陈联寿. 青藏高原大气科学试验研究进展[J]. 应用气象学报, 2006, 17(6): 756 - 772.
- [17] 吕达仁, 陈佐忠, 陈家宜, 等. 内蒙古半干旱草原土壤—植被—大气相互作用 (IMGRASS) 综合研究[J]. 地学前缘, 2002, 9(2): 295 - 306.
- [18] 张强, 胡向军, 王胜, 等. 黄土高原陆面过程试验研究 (LOPEX) 有关科学问题[J]. 地球科学进展, 2009, 24(4): 363 - 371.
- [19] 张凯, 王润元, 张强, 等. 绿洲荒漠过渡带夏季晴天地表辐射和能量平衡及小气候特征[J]. 中国沙漠, 2007, 27(6): 1055 - 1061.
- [20] 张勃, 张华, 张凯, 等. 黑河中游绿洲及绿洲—荒漠生态脆弱带土壤含水量空间分异研究[J]. 地理研究, 2007, 26(2): 321 - 327.
- [21] JENSEN M E, BURMAN R D, ALLEN R G. Evapotranspiration and irrigation water requirements. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practices No. 70 [M]. ASCE, New York, NY, 1990.
- [22] TODD R W, EVETT S R, HOWELL T A. The Bowen ratio energy balance method for estimating latent heat flux of irrigated alfalfa evaluated in a semiarid, advective environment [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2000, 103: 335 - 348.
- [23] GAVILAN P, BERENGENA J. Accuracy of the Bowen ratio-energy balance method for measuring latent heat flux in a semiarid advective environment [J]. Irrigation Science, 2007, 25(2): 127 - 140.
- [24] XING Z H, CHOW L E, MENG F R, et al. Validating evapotranspiration equations using Bowen Ratio in New Brunswick, Maritime, Canada [J]. Sensors, 2008, 8: 412 - 428.
- [25] ALLEN R G, PEREIRA L S, RAES D, et al. FAO irrigation and drainage paper No. 56, crop evapotranspiration (guidelines for computing crop water requirements) [M]. FAO, Rome, 1998.