

热红外遥感图像中云覆盖像元地表温度估算初论

周 义¹, 覃志豪^{1,2}, 包 刚^{1,3}

(1. 南京大学国际地球系统科学研究所, 江苏 南京 210093; 2. 中国农业科学院农业资源与农业区划研究所, 北京 100081; 3. 内蒙古师范大学内蒙古自治区遥感与地理信息系统重点实验室, 内蒙古 呼和浩特 010022)

摘要: 云覆盖是热红外遥感和地表温度(Land Surface Temperature, LST)遥感定量反演的重要障碍。如何估算热红外遥感图像中云覆盖像元的地表温度, 是热红外遥感的前沿研究难题。以地表热量平衡为基础, 根据地表温度的空间分布连续性、植被对地表温度的影响, 提出三种解决云覆盖像元地表温度估算方案: 空间插值修正法、植被关系修正法和改进型地表热量平衡法, 并探讨云覆盖区地表温度空间分布的洼地效应现象、洼地效应强度及计算方法。基于地表热量平衡方程的洼地效应强度因子和影像灰度值之间关系的数值模拟, 是三种估算方案切实可行的关键。

关键词: 云覆盖; 地表温度; 洼地效应; 热红外遥感

中图分类号: TP732.2

文献标识码: A

文章编号: 1000-0690(2013)03-0329-06

地表温度(Land Surface Temperature, LST)是控制地气水热平衡的极其重要参数, 在地球资源环境、生态系统等众领域有着极其广泛的应用价值和现实意义^[1,2]。热红外遥感通过探测地表辐射来反演地表温度。利用热红外遥感, 为大面积地表温度时空全局快捷获取提供了便捷和新手段, 弥补了传统气象台站无法满足大范围连续获取地表温度的缺陷^[3,4]。随着热红外遥感科学与技术不断推进与发展, 相继提出了多种地表温度反演算法, 如单通道算法、多通道算法、单通道多角度法、多通道多角度法等^[5]。然而, 这些算法皆未考虑云覆盖区下地表温度估算; 另外, 即使在晴空下, 云也普遍大量存在, 致使热红外信号失真, 尤其以大视场角热红外遥感成像系统受大气效应、云等不利影响干扰更加频繁显著^[6]。云覆盖情况下, 地表温度不能直接从热红外遥感图像中反演获取, 其反演结果为云顶温度或附加了云效应后的地表温度, 故存在热红外遥感图像中云覆盖像元地表温度真实反演的难题和解决的价值性^[6-10]。现有许多卫星遥感数据(如MODIS)的地表温度产品皆是把有云像元检测出来, 标识该像元为

有云像元, 而未估算云覆盖像元地表温度, 从而形成云覆盖像元地表温度信息的缺失。然而, 区域范围内(包括云覆盖区)的许多资源环境动态监测都需要全面、完整和连续的区域地表温度信息^[11,12], 如农业旱灾预报、农田土壤水管理、农作物产量预报、数值天气预报、气候变化等, 云覆盖区地表温度信息的缺失破坏了区域温度时空分布的全局性和完整性, 严重阻碍了区域地表温度产品的应用。因此, 探索热红外图像中云覆盖像元地表温度估算方法, 初步解决因云覆盖造成区域地表温度的不完整性而非全局性, 对推进和提升地表温度产品的实际应用价值, 将有积极意义。

1 研究方法

1.1 空间插值法

地表温度归属地理空间中的自然地理要素, 具有空间分布的连续性和渐变特征。在地表同质或相近情况下, 空间位置越近, 地表温度的相似性越大; 而空间位置越远, 则其相似性越小或不相关^[13]。空间插值, 即根据已知空间数据求算待估区域值,

收稿日期: 2012-03-26; 修订日期: 2012-09-03

基金项目: 国家重点基础研究发展计划(973计划)项目(2010CB951504)资助。

作者简介: 周 义(1985-), 男, 安徽安庆人, 博士研究生, 主要研究方向为热红外遥感、资源环境遥感应用。E-mail: aboatnju@163.com

通讯作者: 覃志豪, 教授, 博士生导师。E-mail: zhihaoqin@163.com

它通过探寻采集样点/样方数据的规律,外推/内插到整个区域面数据的数学方法^[14]。不同插值模型(反距离加权平均(IDWA: inverse distance weighted averaging)、样条函数方法(Spline)、多元回归方法(Polynomial regression)、趋势面分析(TSA: trend surface analysis)、Lapse 比率(Laps rate)、克里金法(Kriging)等)精度不同,主要取决于插值方法的理论基础和样本点的典型代表性^[15-17]。

利用空间插值法估算云覆盖像元的地表温度,是根据地表温度空间分布的连续性特征,借助云覆盖区周边最邻近无云像元的地表温度信息(已知,地表温度反演算法获取),通过一定的空间插值方法,对云覆盖区像元的地表温度进行估算^[18-20]。根据各空间插值法的精度差异及随云覆盖区大小变化,可提出不同云覆盖情况下较适宜的地表温度空间插值估计方法;另外,采用插值法估算云覆盖像元地表温度,仅当云量较小且云块离散分布时,有一定可行性,当云量较大或云量虽小但云块连续分布时,估算较困难,因此,空间插值法是一种空间小区域尺度上云覆盖像元地表温度估算可行性求解问题的近似解决。

实质上,直接空间插值法用于云下地表温度估算,是将云覆盖像元看成未采样点像元,忽略了云辐射胁迫对其云下地表温度的影响,因此,直接插值法不能作为云下地表温度估算的一种合理方法,它是一种假定无云情况下的插值估计,是获取晴空下地表温度的另一方法(类反演算法),但将云辐射胁迫导致的地表温度变化量融入插值法中(插值估算值减去地表温度变化量,可理解为:插值估算值为云覆盖区假定无云影响下的地表温度值,地表温度变化量为云辐射胁迫引起地表温度变化幅度),空间插值法又可作为一种快速有效获取云下地表温度的估算方法。关于云辐射胁迫引起地表温度变化量求算将在讨论部分进行详述。

1.2 植被关系法

植被对地表温度影响较大,尤其是对于遥感图像中占比例较大的自然表面和农田等地表类型。大量研究表明,植被与地表温度之间存在密切的相关关系^[21,22]。根据植被对地表温度的影响,可建立两者之间的关系,即

$$T_s = f(V) \quad (1)$$

式(1)中, T_s 是地表温度, V 是植被指数,通常可用归一化植被指数(Normalized Difference Vegetation

Index, NDVI, 下式表示为 N_{NDVI})来表示:

$$N_{NDVI} = \frac{\rho_{NIR} - \rho_R}{\rho_{NIR} + \rho_R} \quad (2)$$

式(2)中, ρ_{NIR} 为近红外、 ρ_R 为红波段地表反射率。NDVI是反演植被生物物理参数的较佳指示,能较好地刻画植被密集度信息^[23],而植被密集度则反映植被蒸腾作用强弱,蒸腾作用越强则地表温度越低,即植被蒸腾制冷效应。虽然云遮挡太阳直接辐射,但有理由认为,云覆盖区域的地表温度仍然受到植被的很大影响。因此,可以合理地假定云覆盖区的地表温度变化与植被茂密程度仍然有较大关系,从而可以将植被与地表温度之间的关系应用到云覆盖区域,以此估算云覆盖区域像元地表温度^[24]:

$$T_{TC} = f'(V_{VC}) \quad (3)$$

式(3)中, T_{TC} 是云覆盖区像元的地表温度, V_{VC} 是云覆盖区像元的植被指数, f' 与 f 为不同函数。

研究发现:植被与地表温度之间的相关关系存在变动性,受制于季相、日相变化,当处于暖季时(5~10月),NDVI-LST成负相关关系,且植被制冷效应白天比夜间更强,即随着NDVI增加(春、夏、秋季),LST越来越低;但当处于冬季或冷季时,NDVI-LST成正相关关系;众多研究基础基于NDVI-LST成强负相关假定,即植被蒸腾制冷效应,这种假定存在时相局限性,且NDVI-LST负相关性受当地地形和环境条件(太阳辐射、大气条件、土壤湿度、植被覆盖度、植被类型等)影响而变化^[21]。因此,利用植被关系法估算云覆盖区地表温度,应考虑热红外遥感图像中云覆盖区时相性(冷/暖季、昼夜),时相不同,植被关系法表现形式不同。

实质上,在缺失云下地表温度实测数据时,(3)式关系很难建立,因此,(3)式在大多数情况不具有普适性;直接基于(1)式关系,仅适用于无云区地表温度估算,无法外推至有云区地表温度估算,它与直接空间插值法有着类似的缺陷,但将云辐射胁迫导致的地表温度变化量融入(1)式中(即(1)式估算值减去地表温度变化量,可理解为:(1)式获取的地表温度值为云覆盖区假定无云影响下的地表温度值,地表温度变化量为云辐射胁迫引起地表温度变化幅度),植被关系法又可作为另一获取云下地表温度的可行方法。

1.3 热量平衡法

地表热量平衡法是根据地表温度变化是地表

热量平衡的结果这样一个事实来模拟估计云覆盖区地表温度。地表热量平衡方程为:

$$R_n = H + G + L_{LE} \quad (4)$$

式(4)中, R_n 为净辐射, H 为显热通量, G 为土壤热通量, L_{LE} 为潜热通量, 各分量的观测与计算详见参考文献^[6,7,10,25]。地表热量平衡, 是反映地表辐射平衡能量的如何分配, 虽为一个复杂过程, 但一般情况下, 直接受控于到达地表的太阳辐射强度, 然而云覆盖则遮挡了到达地表的太阳辐射强度, 因此, 利用地表热量平衡原理, 则可建立数值模型, 模拟分析云覆盖情况对地表温度变化的影响, 进而根据这种影响构建云覆盖区地表温度估计方法。

已有研究表明, 基于热量平衡方程是估算云下地表温度的一个好的切入点。Jin 等人^[6,7]基于热量平衡方程, 借助于邻近像元概念(同质地表, 一像元被云覆盖, 另一像元未被云覆盖, 其地表温度差异主要可看作因云覆盖所导致(图1), 这种邻近像元关系可以是时空上的, 且总能找到, 并且多数情况下不唯一), 提出云下地表温度估算的邻近像元法^[7][式(5)或(6)]和普适性算法^[6][式(7)]。

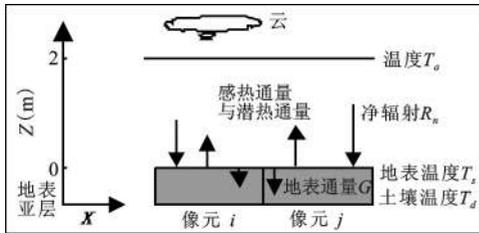


图1 热量平衡方程中两邻近像元关系
Fig.1 Relationship of neighboring pixels in surface energy balance (SEB)

$$T_s^i = T_s^j + \frac{1}{K} \Delta S_n^j \quad (5)$$

$$T_s^i = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N w_j T_s^j + \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N w_j \frac{1}{K} \Delta S_n^j + d' \quad (6)$$

$$T_s^{\text{cld}} = T_s^{\text{clr}} + f(\Delta S_n, T_a^{\text{cld}}, T_a^{\text{clr}}, U, \dots) \quad (7)$$

式(5)和式(6)中, T_s^i 为云覆盖像元 i 的地表温度, T_s^j 为邻近无云覆盖像元 j 的地表温度, K 为中间变量, 其详细说明见参考文献^[6,7], ΔS_n^j 为像元 i, j 的净太阳辐射差, w_j 为邻近无云覆盖像元 j 的权重, N 为邻近无云覆盖像元数, $\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N w_j = 1$, d' 为不确定性残差; 式(7)中, T_s^{cld} 为云覆盖像元的地表温度, T_s^{clr} 为邻近无云覆盖像元的地表温度, ΔS_n 为两邻

近像元的净太阳辐射差, T_a^{cld} 与 T_a^{clr} 分别为云覆盖像元和邻近无云覆盖像元的气温, U 为风速; 两算法详细推导见参考文献^[6,7]。

2 讨论

2.1 洼地效应强度

由于有云覆盖, 到达地表的太阳辐射将比无云情况下要少。假定地表同质, 大气处于稳定状态, 理论上, 则云覆盖区域的地表温度将比周边无云地区要低, 考虑到地表温度的空间连续性分布特征, 有云区域中心的地表温度将最低, 而有云覆盖区域边缘的地表温度将接近于附近的无云像元地表温度, 这就构成了云覆盖区域地表温度的洼地效应现象, 而夜间则相反, 为高地效应现象。当然, 地表的空同异性、大气状态的不稳定性(如对流强烈)和云覆盖的时间长度, 则会改变这种洼地效应现象。洼地效应的大小可用洼地效应强度 SE (下式表示为 S_{SE}) 来表示, 可定义为无云像元地表温度 T_{TK} (下式表示为 T_{TK}) 与云覆盖像元地表温度 T_{TC} (下式表示为 T_{TC}) 的差值和相同条件下无云像元地表温度日较差 T_{DN} (下式表示为 T_{TDN}) 之比, 即为:

$$S_{SE} = (T_{TK} - T_{TC}) / T_{TDN} \quad (8)$$

由于夜间没有太阳辐射, 因此, 一般来说, 云覆盖所引起地地表温度降低幅度不会大于其地表温度日较差, 故洼地效应强度 SE 的取值范围为 0~1 之间; $SE=1$ 表示洼地效应强度最强, 为厚云覆盖; $SE=0$ 表示无洼地效应, 为晴朗无云; 同质地表云覆盖情况下, 地表温度遵循连续渐变性特征, 洼地效益强度函数理论上类似“半周期正弦型曲线”(图2)。洼地效应强度通常与云类型、厚度、大小、形状、持续时间等因素有关, 在大气稳态情况下, 洼地效应强度应是云特征、地表特征和云覆盖时间长度的函数, 一般来说, 云覆盖区中心的洼地效应强度最大, 越靠近边缘, 洼地效应强度越小。

2.2 空间插值修正法

如上所述, 利用空间插值法估算云覆盖区地表温度, 是将云覆盖区看成未采样点来对待, 不区分有云覆盖和无云覆盖, 是一种假定无云情况下的插值估计, 其插值结果为未受云覆盖影响下的地表温度^[17-19], 从而无法直接利用该法获取云覆盖区地表温度。但在插值法中若考虑云辐射胁迫引起的洼地效应现象和洼地效应强度, 即可用下式间接估算获得云覆盖区下地表温度估算值 $T_{TC(i)}$ (公式中表示

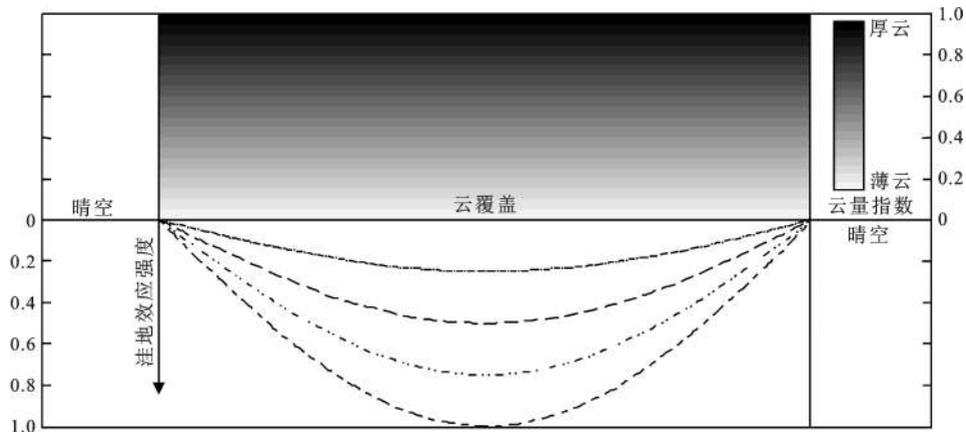


图2 同质地表白天云覆盖厚度与洼地效应强度对应关系

Fig.2 Relationship between cloud cover of homogeneous surface and lowland effect in daytime

为 $T_{TC(i,j)}$):

$$T_{TC(i,j)} = T_{TI(i,j)} - T_{TDN(i,j)} \times S_{SE(i,j)} \quad (9)$$

式(9)中, $T_{TI(i,j)}$ 为空间插值法得到的像元 (i,j) 的地表温度估计值; $T_{TDN(i,j)}$ 为像元 (i,j) 的邻近像元地表温度日较差, $S_{SE(i,j)}$ 为像元 (i,j) 的洼地效应强度, 与云覆盖特征和该像元位置有关, 二者乘积为云辐射胁迫引起的地表温度变化量, 它是(8)式的一个反推。

2.3 植被关系修正法

植被关系法, 类空间插值法, 更多情况下建立的是(1)式关系, 是一种假定无云情况下的统计关系, 其估算结果同样为未受云覆盖影响下的地表温度^[24]。因此, 同样需考虑云覆盖区的洼地效应, 才能获得真正的云覆盖区下地表温度估算值 $T_{TC(i,j)}$:

$$T_{TC(i,j)} = T_{TV(i,j)} - T_{TDN(i,j)} \times S_{SE(i,j)} \quad (10)$$

式(10)中, $T_{TV(i,j)}$ 为基于植被关系法(1)式得到的像元 (i,j) 的地表温度估计值; 其它参数同(9)式。

但在实际应用过程中, 最关键的是如何获得云覆盖像元的植被指数。由于云遮挡, 云覆盖区下像元的植被指数同样不能直接从遥感图像中获得。但由于植被指数在一定时期内变化相对稳定(例如前后几天内), 所以, 可以合理地假定用同一地区相近时相的无云覆盖图像对云覆盖区域像元植被指数进行替换, 尤其是高时间分辨率遥感系统(如MODIS), 可操作性更强; 但像TM、ASTER等高空空间分辨率遥感影像存在时间分辨率不高的问题, 前后图像相差达15 d左右, 甚至更长, 在此种情况下, 用相近时相图像的植被指数来替换云覆盖图像的植被指数, 可能存在较大的误差, 为了尽可能地减小这种误差, 可根据前后两幅图像中云覆盖区周边无云像元植被指数之间的关系 $V_{VI} = f(V_{VIN})$ (关系不

唯一, 因地物类型的不同而不同)^[26], 建立云覆盖区植被指数的时相替换关系:

$$V_{VI(i,j)} = f[V_{VIN(i,j)}] \quad (11)$$

式(11)中, $V_{VI(i,j)}$ 为云覆盖像元 (i,j) 的植被指数估计值, $V_{VIN(i,j)}$ 为最邻近时同一地区无云覆盖图像中对应像元 (i,j) 的植被指数。

2.4 改进型热量平衡法

基于热量平衡法估算云下地表温度, 它使空间插值修正法和植被指数修正法可用于云下地表温度估算成为可行。洼地效应强度因子是两修正法的关键, 它可从热量平衡法中求出, 且热量平衡法自身已实现云下地表温度估算, 但应用热量平衡法估算云下地表温度存在算法假定和尺度问题, 如大区域性的气温、风速数据很难获取, 且受降水对热量平衡的影响。因此, 研究热量平衡法估算云下地表温度, 旨在数值模拟分析建立洼地强度因子(SE)和热红外影像灰度值(DN)之间的对应关系(借助临近像元, 拟定SE-DN函数关系), 用于简化式(5)、(6)、(7)至式(12), 其参数同式(7)和(8); 同时, 使空间插值修正法和植被关系修正法成为两种可操作性的云下地表温度估算方法。

$$T_s^{cld} = T_s^{clr} - T_{TDN} \times S_{SE} \quad (12)$$

2.5 其它方法

除了上述三种方法可用于云下地表温度求算外, 还可利用被动微波遥感和数据同化技术实现云下地表温度估算。被动微波遥感, 因其对大气效应不敏感, 具有全天候探测能力, 故可克服热红外遥感云下地表温度反演的不足, 但因其空间分辨率较低, 且其运作机理与热红外不同, 使两种遥感机制反演出的地表温度不可直接比拟、拼接, 从而在一

一定程度上限制了该法的应用。数据同化技术,它是估算云下地表温度的最佳方法,它基于某种可靠的气象物理模型,将地表温度作为模型输出参数^[27],尽管在有云覆盖的情况,但因要构建可靠的气象模型不易,使其发展缓慢。

3 结束语

如何估算热红外遥感图像中云覆盖像元的地表温度,是热红外遥感的前沿研究难题。云覆盖对太阳辐射的遮挡,在不同地区和不同季节将有所不同,并且不同的云特征将有不同的遮挡程度。如何根据云特征(云厚薄、类形、大小、形状、云覆盖时间长度),提出一个能够比较切合实际应用的云覆盖像元地表温度估计方案,是解决云覆盖像元地表温度估算的关键科学问题。以地表热量平衡为基础,根据地表温度的空间分布连续性、植被对地表温度的影响,提出了空间插值修正法、植被关系修正法和改进型地表热量平衡法三种解决方案,以及提出云覆盖区下地表温度空间分布的洼地效益现象和洼地效应强度计算方法,为初步解决热红外遥感图像中云覆盖像元的地表温度估算提供了理论可能,但三种解决方案的可行性、可用性和可信性,以及云覆盖区像元地表温度空间分布的洼地效应理论建立,有待进一步的深入探索、分析和完善(实验分析、野外观测和数值模拟等,区域性的实验正在开展),最终以实现云下地表温度的较精准估算,从而为热红外遥感应用和地表温度遥感定量反演提供基础理论方法。

参考文献:

- [1] Valor E,Caselles V.Mapping land surface emissivity from NDVI: Application to European,African,and South American areas[J]. Remote Sensing of Environment,1996,**57**(3):167-184.
- [2] Dash P,Göttsche F-M,Olesen F-S,et al.Land surface temperature and emissivity estimation from passive sensor data: Theory and practice-current trends[J].International Journal of Remote Sensing,2002,**23**(13): 2563-2594.
- [3] Kerr Y H,Lagouarde J P,Imbernon J.Accurate land surface temperature retrieval from AVHRR data with use of an improved split window algorithm[J].Remote Sensing of Environment, 1992,**41**(2-3):197-209.
- [4] Coll C,Caselles V,Galve J M,et al.Ground measurements for the validation of land surface temperatures derived from AATSR and MODIS data[J].Remote Sensing of Environment, 2005, **97** (3): 288-300.
- [5] FallahAdl H,JaJa J,Liang S L,et al.Fast algorithms for removing atmospheric effects from satellite images[J].Ieee Computational Science & Engineering,1996,**3**(2):66-77.
- [6] Jin M,Dickinson R E.A generalized algorithm for retrieving cloudy sky skin temperature from satellite thermal infrared radiances[J].Journal of Geophysical Research-Atmospheres,2000, **105**(D22):27037-27047.
- [7] Jin M L.Interpolation of surface radiative temperature measured from polar orbiting satellites to a diurnal cycle 2. Cloudy-pixel treatment[J].Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 2000,**105**(D3):4061-4076.
- [8] Aires F,Prigent C,Rossow W.Temporal interpolation of global surface skin temperature diurnal cycle over land under clear and cloudy conditions[J].Journal of Geophysical research,2004,**109**: 1-18.
- [9] Quattrochi D A,Luvall J C.Thermal remote sensing in land surface processes[M].Boca Raton London New York Washington, D.C.: CRC PRESS,2005,86-87.
- [10] Lu L,Venus V,Skidmore A,et al.Estimating land-surface temperature under clouds using MSG/SEVIRI observations[J].International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 2011,**13**(2):265-276.
- [11] Jin M,Dickinson R E.Interpolation of surface radiative temperature measured from polar orbiting satellites to a diurnal cycle. 1. Without clouds[J].Journal of Geophysical research,1999,**104** (D2):2105-2116.
- [12] 张瑞钢,莫兴国,林忠辉.溥沱河上游山区近50年蒸散变化及主要影响因子分析[J].地理科学,2012,**32**(5):628-634.
- [13] 李 军,周成虎.地学数据特征分析[J].地理科学,1999, **19**(2): 158-162.
- [14] 李 新,程国栋,卢 玲.空间内插方法比较[J].地球科学进展, 2000, **15**(3):260-265.
- [15] Nalder I A,Wein R W.Spatial interpolation of climatic Normals: test of a new method in the Canadian boreal forest[J].Agricultural and Forest Meteorology, 1998, **92**(4):211-225.
- [16] 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.
- [17] 朱会义,刘述林,贾绍凤.自然地理要素空间插值的几个问题[J]. 地理研究, 2004,**23**(4):425-432.
- [18] 涂丽丽,覃志豪,张 军,等.基于空间内插的云下地表温度估计及精度分析[J].遥感信息,2011,**4**:59-63.
- [19] 张 军,覃志豪,刘 梅,等.利用空间插值法估算云覆盖像元地表温度的可行性研究[J].地理与地理信息科学, 2011, **27**(6): 45-49.
- [20] 周 义,覃志豪,包 刚.GIDS空间插值法估算云下地表温度 [J].遥感学报, 2012, **16**(3):492-504.
- [21] Sun D,Kafatos M.Note on the NDVI-LST relationship and the use of temperature-related drought indices over North America [J].Geophysical Research Letters,2007, **34**(24):L24406.
- [22] Karnieli A, Agam N, Pinker R T, et al. Use of NDVI and Land Surface Temperature for Drought Assessment: Merits and Limi-

- tations[J].*Journal of Climate*,2010,**23**(3):618-633.
- [23] 马 娜,胡云锋,庄大方,等.基于遥感和像元二分模型的正蓝旗植被覆盖度格局和动态变化[J].*地理科学*,2012, **32**(2): 251~256.
- [24] 刘 梅,覃志豪,涂丽丽,等.利用NDVI估算云覆盖地区的植被表面温度研究[J].*遥感技术与应用*,2011,**26**(5): 689~697.
- [25] Qin Z,Berliner P,Karnieli A.Numerical solution of a complete surface energy balance model for simulation of heat fluxes and surface temperature under bare soil environment[J].*Applied mathematics and computation*, 2002,**130**(1):171-200.
- [26] 李 明,吴正方,杜海波,等.基于遥感方法的长白山地区植被物候期变化趋势研究[J].*地理科学*, 2011, **31**(10): 1242~1248.
- [27] 涂 钢,刘 波,王淑瑜.基于陆面模式NCAR/CLM3.5的东北地区生长季地表干湿状况时空分布特征模拟研究[J].*地理科学*, 2012, **32**(6): 746~751.

A Preliminary View on the Estimation of Land Surface Temperature Under Cloud Cover from Thermal Remote Sensing Data

ZHOU Yi¹, QIN Zhi-hao^{1,2}, BAO Gang^{1,3}

(1.*International Institute for Earth System Science, Nanjing University, Nanjing, Jiangsu 210093, China*; 2.*Institute of Agricultural Resources and Regional Planning, Chinese Academy of Agricultural Sciences, Beijing 100081, China*;
3.*Inner Mongolian Key Laboratory of Remote Sensing and Geographic Information System, Inner Mongolia Normal University, Hohhot, Inner Mongolian 010022, China*)

Abstract: Land surface temperature (LST) is a very important parameter controlling the energy and water balance between atmosphere and land surface. Since it is difficult to obtain such information from ground-based measurements, it appears to be very attractive by using satellite thermal infrared measurements to estimate LST since it can be used for estimating surface temperature at global or local scale. Moreover, the estimation of LST by using satellite remote sensing data is feasible. Cloud cover is a major obstacle to thermal infrared remote sensing applications and remote sensing quantitative retrieval of land surface temperature. Furthermore, cloud frequently exists in most time and covers roughly half the surface of the Earth even if the sky is clear. This is the case especially in some regions of high latitudes in the north hemisphere, e.g. the tropics are covered by cloud for about 60% of the time. Therefore, the influence of clouds on LST deserves more discussion and how to estimate LST of pixels covered by cloud on thermal remotely sensed imagery is one of the cutting-edge research problems. In this article, based on the theory of surface energy balance (SEB), three methods, which are spatial interpretation adjustment method, the adjustment method by correlations between LST and Vegetation Indices (VIs) and improved surface energy balance method, have been put forward for the estimation of LST when the sky is cloudy. Moreover, the lowland effect of LST spatial distribution under cloud cover and the method for the calculation of its intensity (denoted as SE) were also discussed. Generally speaking, when SE equals to 1, it means that SE reaches its maximum due to thick cloud cover. While SE equals to 0, it means that there is no lowland effect in clear sky. SE is strongly affected by the cloud and surface conditions. That is to say, SE is influenced greatly by cloud properties such as the time it appears and lasts, its shape, thickness and height and surface characteristics. In normal conditions, SE reaches the highest at the center of cloud cover, and the closer to the cloud cover margin, the less it is. Numerical simulation of the relationship between the intensity factors of the lowland effect and the image gray value, which is based on the SEB, is the key to the practice of the three methods of LST estimation under cloudy conditions.

Key words: cloud cover; land surface temperature; lowland effect; thermal remote sensing