

# 互补相关理论在卫星遥感领域的应用研究<sup>\*</sup>

徐兴奎 隋洪智 田国良  
(中国科学院遥感应用研究所 北京 100101)

**摘 要** 由于地球各种运动和纬度的不同,使能量的分布在时间和空间上明显不均一,导致大气、海洋、冰雪层、陆地和生物发生重大变化。在某些时间尺度上,此种影响的重要性甚至超过太阳活动本身变化对于地球系统的影响。地表温度、地表反照率、潜热交换是刻画地-气系统能量交换的3个重要参数,以中国华北地区为例,将互补相关理论应用于遥感领域,应用 NOAA/AVHRR 气象卫星资料,对互补相关模式中所需的反照率、表面温度,完全应用遥感数据反演;对互补相关理论中涉及到的大尺度平流参数、Penman 分式、辐射项等因子进行了订正,并将互补相关理论应用于流域、湖泊、区域农田蒸发的计算中。

**关键词** 互补相关,大尺度平流参数,反照率,平衡温度

## 1 引 言

在地-气系统中,显热和潜热是能量交换中两个重要参量。Bouchet<sup>[1]</sup>认为,在一个局地的人为创造的小环境中,观察其蒸发情况,从中得到的结果可以作为一个指标,根据它的变化情况来计算本地区大面积陆面或水域的实际蒸散发量。据此,1963年,Bouchet<sup>[1]</sup>首次提出了互补相关理论(CR),并在较小尺度的农田中对CR法进行了检验,但Morton<sup>[2]</sup>认识到,CR理论对于区域尺度更加准确。现在CR理论已被应用到整个行星边界层的过程中去,因此可以应用CR理论计算几千平方公里面积上的蒸发,CR理论有一定的理论基础,又包含一些经验因子。

互补相关理论自提出后,即得到了广泛的认可和应用,Morton<sup>[3]</sup>等人用大量的实验数据证明了局地蒸发潜力与实际蒸散发之间的互补关系确实存在,且两者成负指数关系,澄清了多年来人们总认为实际蒸发与局地蒸发潜力成正比的错误概念。

互补相关理论的佐证在实际中可以观察到,如当广大陆面的实际蒸发量因供水不足而变小时,空气干燥,用最大湿润土壤蒸发器测出的局地蒸发潜力则变大,所以,在辐射能供应一定的情况下,一般水体蒸发池或皿所测得的较大蒸发量,正是广大陆面实际蒸发量较小时发生的<sup>[4]</sup>。

遥感技术以其大面积观测和信息的定量提取,

正适合于互补相关模型计算大区域的农田蒸发的特点,将遥感技术应用到模型中,可以使其更为优化。

## 2 互补相关基本理论

某一个区域,在一定的时段内,得到的太阳辐射总量是基本上不变的,并主要用于蒸发,增加土温和气温,对于大面积农田而言,可以忽略平流项的影响。

对一具体时段来讲,如果实际蒸散发量小于整个区域充分湿润情况下的蒸散发量 $E_{p0}$ 时,那么,就有能量 $Q$ 被剩余下来,

$$LE_{p0} - LE = Q \quad (1)$$

其中, $L$ 为水的汽化热。

在某一区域和其上的空气团之内,某一时段内得到的净辐射几乎是不变的,这时对蒸散发起主要作用的是气温、湿度和湍流强度,这些因素导致了潜在蒸发 $E_p$ 的变化,如果空气与外界没有能量和物质的交换,这些被释放的能量 $Q$ 将被用来增加 $LE_p$ ,因此从能量平衡角度来讲,如果没有平流的影响,有等式

$$LE_p = LE_{p0} + Q \quad (2)$$

将(1)和(2)结合得

$$E + E_p = 2E_{p0} \quad (3)$$

(3)式就是Bouchet得出的互补相关方程(图1)。Bouchet在推导(3)式的过程中,对各项的意义没有具体的说明,以Morton为代表的学者在后来的应用

<sup>\*</sup> 本文获得中国科学院重点项目和所长基金项目资助。

收稿日期:1998-05-14;收到修改稿日期:1998-06-30

研究中不断发展完善了  $E_p$  和  $E_{p0}$  各项的物理意义<sup>[2,3,5]</sup>。但互补相关理论同时也存在着其不足之处, 归结起来有 3 点<sup>[3,6]</sup>:

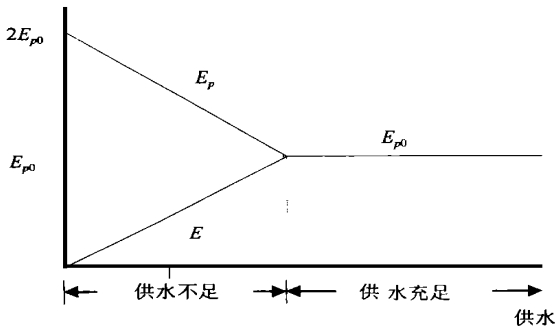


图 1 互补相关理论示意图

Fig. 1 Schematic representation of complementary relationship

(1) 当蒸发率发生变化时, 将改变大气的湿度, 使接收到的总太阳辐射发生变化, 这时(1)时(2)式中  $Q$  不再相等。

(2) 忽略了平流的影响。当一块地区空气较干燥时, 由于乱流等作用, 从其它地区来的湿空气可能使  $E + E_p < 2E_{p0}$ 。

(3) 忽略了大尺度天气系统的影响。

本文在模型中重点针对第 3 点不足, 对大尺度平流参数作了必要的订正, 建立适合中国华北地区冬小麦田和水域互补相关计算模型。

(3) 式中  $E$  为实际要计算的蒸发量,  $E_p$  为 Penman 公式计算的潜在蒸发量,  $E_{p0}$  为广大下垫面已充分湿润时的蒸散发量。

### 3 互补相关模型计算方法

#### 3.1 最大蒸发潜力 $E_p$ 的计算

$E_p$  为 Penman 公式计算的最大蒸发潜力 (mm), 对农田, 采用根据中国科学院山东禹城生态试验站数据订正后的 Penman 公式

$$E_p = \frac{\Delta(R_N - G)}{\Delta + \gamma} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \times (0.315 + 0.128 U_{12})(e_s - e_a) \quad (4)$$

对于水面采用 Penman 公式

$$E_p = \frac{\Delta(R_N - G)}{(\Delta + \gamma)} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \times [0.26(e_s - e_a)(0.50 + 0.54 U_2)] \quad (5)$$

其中  $\Delta$  为饱和水汽压斜率 (hPa/°C),  $R_N$  为地表净辐射 (mm),  $G$  为地表热通量 (mm),  $\gamma$  为干湿表常

数 (hPa/°C),  $e_s$  为饱和水汽压 (hPa),  $e_a$  为实际水汽压 (hPa),  $U_{12}$  为 12m 高度风速 (m/s),  $U_2$  为 2m 高度风速 (m/s)。

当大气完全饱和时, 大气动力因子对蒸发的贡献为 0, 这时(4)、(5)式可以写为:

$$E_w = \frac{\Delta(R_N - G)}{\Delta + \gamma} \quad (6)$$

$E_w$  为下垫面已充分湿润且空气也已饱和时的蒸散发量 (mm), 即 Penman 公式中干燥力为零时的蒸散发量。

#### 3.2 $E_{p0}$ 的计算

根据 Priestley<sup>[6]</sup> 的研究, 当下垫面充分湿润, 但空气并不一定饱和时, 蒸发量为

$$E_{p0} = \alpha E_w \quad (7)$$

式中  $\alpha$  为大尺度平流参数, Priestley 根据实测资料, 得出  $\alpha = 1.26$ , 但研究表明<sup>[4,7]</sup> 大尺度平流参数具有日变化和季变化。对于水面大尺度平流参数的计算, 采用文献[4]提供的方法。冬小麦田的大尺度平流参数, 需要应用实验方法确定。

求解  $E_p$  和  $E_{p0}$  时, 温度因子应采用平衡温度。所谓平衡温度是指在此温度下由能量平衡方程和水汽输送方程计算的蒸散发结果相同时的温度, 可以通过联立求解能量平衡方程和水汽输送方程组得到。

#### 3.3 对冬小麦田大尺度平流参数的订正

直接应用 Morton 互补相关模式计算农田蒸发会有大的误差, 造成误差的原因在于大尺度平流参数  $\alpha$ 。Priestley<sup>[6]</sup> 将大尺度平流参数  $\alpha$  定义为

$$\alpha = \frac{LE_{p0}}{LE_w} \quad (8)$$

Priestley 认为大尺度平流参数  $\alpha$  是一个常数, 通过陆面及水面观测结果, 得出  $\alpha = 1.26$ 。其后很多研究表明,  $\alpha$  不是一个常数值<sup>[4,7]</sup>, McNanghton<sup>[7]</sup> 等对 Priestly 的结果进行敏感分析后发现  $\alpha$  值波动很大, 并应用 Priestly 使用的数据重新计算发现,  $\alpha$  值与植被冠层阻力有很大的关系。我们从 1993—1995 年气象和蒸发资料中选取了 41 组数据, 根据(4)式, 分别计算得 3、4、5 月大尺度平流参数  $\alpha$  为 0.66、0.63、0.52。

#### 3.4 水面和冬小麦田净辐射的计算

净辐射是地表能量平衡的重要因子, 是计算蒸发的主要参量。净辐射数据大多数来自于气象台站

的实测资料,而利用遥感的方法估算净辐射的研究工作还很少,在此我们探讨利用 NOAA 气象卫星数据来计算净辐射的方法。

根据地表面能量平衡方程,净辐射可表示为:

$$R_N = (1 - a)Q - [\delta T_a^4 (B + D \cdot 10^{-1.3333a}) + \gamma (T_s^4 - T_a^4)] \quad (9)$$

式中  $R_N$  表示净辐射;  $a$  为地表反照率;  $Q$  为总辐射;  $\delta$  为地表灰体系数;  $T_a$  为气温;  $T_s$  为表面温度;  $\sigma$  为斯蒂芬常数。无云情况下,  $B = 0.180$ ,  $D = 0.250$ ,  $c = 0.126$  ( $e_a$  为 hPa 时)。

瞬时半球反照率  $a$  的估算

半球反照率是指在  $2\pi$  空间上太阳全波段的反照率,而 NOAA/AVHRR 只有两个波段可以反映反照率,即可见光 (CH1,  $0.58 - 0.68\mu\text{m}$ ) 和近红外 (CH2,  $0.725 - 1.1\mu\text{m}$ ), 这里我们应用 CH1、CH2 两通道反射率  $a_{\text{CH1}}$  和  $a_{\text{CH2}}$  并结合大气太阳光谱分布的权重系数计算全波段瞬时反照率,对冬小麦,其表达式为<sup>[8]</sup>:

$$a = 0.0168a_{\text{CH1}} + 0.1012a_{\text{CH2}} + 16.83 \quad (10)$$

对于水体而言,应用下式<sup>[9]</sup>

$$a = 0.2820a_{\text{CH1}} + 0.6082a_{\text{CH2}} \quad (11)$$

日平均反照率的计算

计算日蒸发量时,需要日平均反照率,所以需要通过瞬时反照率求取日平均反照率,反照率一般日出和日落时数值较大,中午最小。本文应用冬小麦田每半小时一次的观测数据,被 1 减后,在晴天条件下,满足正弦分布,采用下式模拟

$$A^*(t) = A_{\text{max}}^* \sin[\pi(t+4)/N] \quad (12)$$

其中  $A^*(t)$  为与日出间隔  $t$  时刻的反照率被 1 减后的值,  $A_{\text{max}}^*$  反照率最小值被 1 减后的值,  $N$  为理论日照时数。模拟结果如图 2,日平均反照率计算

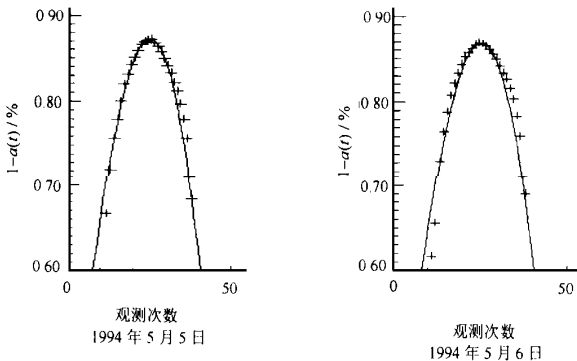


图 2  $1-a(t)$  的日变化(日出至日落每半小时观测一次)  
实线代表实测值, + 代表模拟值

Fig. 2 Diurnal trend of  $1-a(t)$

误差不超过 1.5%。

瞬时总辐射  $Q_0$  的计算

在晴空条件下,总辐射随太阳的高度角而变化,随着太阳高度角的增加,总辐射不断的增强,直到中午达到最大,之后随太阳高度角的降低而减弱。在理论上,太阳总辐射可以 M. B. 别尔梁德公式的改进形式表示<sup>[10]</sup>:

$$Q_0 = \frac{I_0 \sin h_0}{1 + f_m \frac{p}{p_0}} \quad (13)$$

式中  $I_0$  为太阳常数,其值为  $1367 \text{Wm}^{-2}$ ;  $f$  为表征大气混浊度和地表反射特性的参数,计算公式为:

$$f = a + b \ln(1 + e) \quad (14)$$

式中  $a = 0.183 \left( \frac{p}{p_0} \right)$ ,  $b = 0.0542 + 0.00598 \left( \frac{p}{p_0} \right)$ ,  $e$  为水汽压,  $p$  为本站气压,  $p_0$  为海平面气压。

$$\frac{p}{p_0} = [(288 - 0.0065H)/288]^{5.256} \quad (15)$$

大气光学质量  $m$  的计算应用卡斯顿利用美国空军标准大气给出的一个关于大气质量的近似计算公式<sup>[11]</sup>。

日总辐射  $Q$  的计算

在晴天无云的条件下,到达农田上的总辐射日变化呈正弦变化形式<sup>[12-14]</sup>,任意时刻到达地面的总辐射  $Q_i$  可以表示为:

$$Q_i = Q_{\text{max}} \cdot \sin(\pi t / N) \quad (16)$$

式中  $Q_{\text{max}}$  为日最大辐射通量密度,  $t$  为日出到  $Q_i$  时刻的时间间隔,  $N$  为理论日照时数。

对(16)式进行积分,可得到晴天条件下日辐射通量总量  $Q_d$ ,

$$Q_d = \int_0^N Q_{\text{max}} \cdot \sin(\pi t / N) dt = \left[ \frac{2N}{\pi} \right] \cdot Q_{\text{max}} \quad (17)$$

将(16)式与(17)式相比较,得到根据任意时刻辐射通量密度计算日辐射总量的计算公式

$$Q_d = \frac{2N}{\pi \cdot \sin(\pi t / N)} Q_i \quad (18)$$

冬小麦和水面瞬时温度  $T_s$  计算

利用 NOAA/AVHRR 多通道遥感反演技术已迅速发展。多通道遥感反演方法又称为“分裂窗口”法。1975 年 McMillin<sup>[15]</sup> 最早提出这种方法,其根本依据是大气在 AVHRR 第 4、5 通道两个相邻的波段窗口具有不同的吸收特性。假设 (a) 水体近似为黑体,比辐射率为 1; (b) 大气窗口的水吸收很弱,大气的水汽吸收系数可看作常数; (c) 大气温度与水面温度相差大不,黑体公式可以采用线性近似。水面温度可以表示为两个通道亮度温度的线性组合。

这里应用通道 4 和通道 5 的大削弱订正公式<sup>[16]</sup>

$$T_s = -283.93 + 1.035T_4 + 3.046(T_4 - T_5) \quad (19)$$

求取水面温度  $T_s$

冬小麦田的表面温度计算公式为<sup>[17]</sup>

$$T_s = T_{10.8} + 3.33(T_{10.8} - T_{11.9}) \quad (20)$$

日平均表面温度的计算

假定植被和水体在水平方向是均匀的, 则表面的温度随时间的变化是周期函数, 并可以用傅里叶级数表示。晴空无云条件下, 不同覆盖率下的小麦

表面温度实测数据归一化后, 它们的日变化基本符合正弦变化且之间温度差异极小<sup>[8]</sup>, 本文采用傅里叶逼近拟合后, 得到 5 阶谐波归一化温度日变化方程。各参数如表 1 所列。

$$\begin{aligned} T^*(t) = & a_1 \sin(\pi t/12) + b_1 \cos(\pi t/12) \\ & + a_2 \sin(\pi t/6) + b_2 \cos(\pi t/6) \\ & + a_3 \sin(11\pi t/6) + b_3 \cos(11\pi t/6) \\ & + a_4 \sin(23\pi t/12) + b_4 \cos(23\pi t/12) \\ & + b_5 \cos(2\pi t) \end{aligned} \quad (21)$$

表 1 冬小麦和水体参数

Table 1 Parameter of wheat and water

	$a_1$	$b_1$	$a_2$	$b_2$	$a_3$	$b_3$	$a_4$	$b_4$	$b_5$
冬小麦	-0.0705	-0.1576	0.0066	0.0357	-0.0066	0.0357	0.0705	-0.1576	0.5888
水体	-0.0446	-0.0596	0.0155	0.0160	-0.0155	0.0160	0.0446	-0.0596	0.7593

## 4 计算结果及检验

应用表面反照率、表面温度计算模型和 1994 年 4 月 30 日 14 时 NOAA/AVHRR 数据, 计算各自日平均分布(如封二图版 I 图 3、图 4 所示, 空白处为其它植被类型, 无计算值)。水体反照率分布在 5%—11% 之间, 这是由水体的成分造成的; 冬小麦反照率分布在 16%—22% 之间。日平均温度分布在 11—21 °C 之间, 其分布与下垫面的物理特性密切相关。将日平均表面反照率和表面温度代入互补相关模型中, 并代入必要的气象数据, 计算日蒸散发分布结果如封二图版 I 图 5 所示。以山东省微山气象站微山湖日蒸发实测数据和中国科学院山东禹城生态试验站实测数据与计算结果比较(表 2), 结果比较接近实际, 能够满足区域蒸散发精度的要求。

表 2 实测值与计算结果对比

Table 2 Comparison of measured evapotranspiration with estimation of model

	实测值	计算值	误差/%
微山湖湖面	6.2	6.02	2.90
禹城冬小麦田	6.595	5.87	11

## 5 结论及讨论

互补相关模型在流域蒸发计算中得到广泛的应用, 但因为对大尺度平流参数的争议, 使其在陆面蒸

发计算中受到制约。本文通过实验数据确定的结果也表明, 冬小麦田区域大尺度平流参数, 3, 4, 5 月份量值不同, 与水面大尺度平流参数差异较大。通过遥感技术反演广大地区的地表反照率和地表温度是必要的, 不但可消除点上的数据代替区域计算的不合理性, 更为重要的是, 通过遥感数据能获得即时地表特征的分布, 这使互补相关模型的计算值能够真实地反映区域蒸散发分布。结果表明, 应用互补相关模型计算区域日平均蒸散发量具有满意的精度, 冬小麦田计算结果误差相对较大, 分析原因有两点: (1) 应用月平均大尺度平流参数代替了日平均大尺度平流参数; (2) 特定区域地表温度和反照率反演模型在大区域上应用产生的误差, 因而, 将互补相关模型应用于行星尺度上地表蒸散发计算, 还需建立适合于各种下垫面的大尺度平流参数的计算模型和精确的地表温度和反照率反演模型。互补相关模型应用于遥感领域不失为一种很好的蒸散发计算模型, 除需要少数常规气象资料外, 其它参数都可通过遥感方法获得, 在其它类型下垫面条件下的应用, 还需进一步地研究。

## 参 考 文 献

- 1 Bouchet, R. J. Evapotranspiration reellet potentielle, Signification climatique. in: int. Assoc. sci. Hydrol. pore. Berkeley calif. symp. pul. 1963, (62): 134—142.
- 2 Morton, F. L. Potential evaporation and river basin evaporation. *J. Hydraul. Div, proc. Am. soc. civ. Eng.*, 1965, **91** (Hy6): 67—97.

- 3 Morton, F. L. Operational estimates of areal Evapotranspiration and their significance to the science and practice of Hydrology. *Journal of Hydrology*, 1983, **66**: 1—76.
- 4 Zhang Zhiming. The Approaches to Calculate Actual Regional Evaporation by Means of Meteorological Data. *Acta Meteor Sinica*, 1998, **46**(4): 477—480. (In Chinese) [张志明. 利用气象资料计算陆面实际蒸发量. *气象学报*, 1998, **46**(4): 477—480.]
- 5 Morton, F. L. Climatological estimates of lake evaporation. *Water Resour. Res.*, 1979, **100**: 81—92.
- 6 Priestley, C. H. B., R. J. Taylor. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameter. *Mon. Wea. Rev.*, 1972, **100**: 81—92.
- 7 McNaughton, K. G., T. W. Spriggs. An evaluation of the Priestley and Taylor equation and the complementary relationship using results from a mixed-layer model of the convective boundary layer. *IASH Publ.* 1989, (177).
- 8 Tian Guoliang, Zheng Ke, Li Fuqin. Estimation of Evapotranspiration and Soil Moisture Using NOAA-AVHRR Image and Ground Based Meteorological Data. *Dynamic Research by Remote Sensing on Typical Region in the Yellow River Valley*. Science Press, 1990, 161. (In Chinese) [田国良, 郑柯, 李付琴. 用 NOAA-AVHRR 数字图像和地面气象站资料估算麦田的蒸散和土壤水分. *黄河流域典型地区遥感动态研究*. 北京: 科学出版社, 1990, 161.]
- 9 Zhu Hanwen, Zhu Fukang, Liu Yujie. On the relationship between clear-sky planetary and surface albedos over the Qinghai-Xizang plateau. *Acta Meteor Sinica*, 1993, **51**(1): 57—65. (In Chinese). [祝汉文, 朱福康, 刘玉洁. 青藏高原晴空行星反照率与地面反照率关系的研究. *气象学报*, 1993, **51**(1): 57—65.]
- 10 Weng Duming. *Radiant Climate of China*. Beijing: Press of Meteorology. 1997. (In Chinese). [翁笃鸣. *中国辐射气候*. 北京: 气象出版社, 1997.]
- 11 Kasten, F. A new table and approximate formula for the relative optical air mass. *Arch. Met. Geophys, Bioklimatol, Ser.* 1966, **B**, **14**(2): 206—223.
- 12 Hirschman, J. R. The cosine function as a mathematical expression for the process of solar energy, *Sol. Energy*, 1974, **16**: 117—124.
- 13 Jackson, R. D., J. L. Hatfield. Estimation of daily evapotranspiration from one-time-of-day measurement. *Agricultural Water Management*, 1983, **7**: 351—362.
- 14 Xie Xianqun. Estimation of Daily Evapo-Transpiration (et) from One Time-of day Remotely Sensed Canopy Temperature. *Remote Sensing of Environment Chian*. 1991, **6**(4): 254—260. (In Chinese) [谢贤群. 遥感瞬时作物表面温度估算农田全日蒸散总量. *环境遥感*. 1991, **6**(4): 254—260.]
- 15 McMillin, L. M. Estimation of sea surface temperature from two infrared window measurements with different absorption. *Journal of Geophysical Research*, 1975, **20**: 5113—5117.
- 16 McClain, E. P., W. G. Pichel, C. C. Walton, Z. Ahmad, J. Sutton. Multichannel improvements to satellite derived global sea surface temperature. *Adv. Space Res.*, 1983, **2**: 43—47.
- 17 John D. Price. Land Surface Temperature Measurements From the Split Window Channels of the NOAA 7 Advanced Very High Resolution Radiometer. *Journal of Geophysical Research.*, 1984, **89**(D5): 7231—7237.

### 作者简介

徐兴奎, 男, 博士生, 出生于 1966 年 5 月 26 日, 现就读于中国科学院遥感应用研究所, 主要从事地表能量分布、地气相互作用等领域的研究。

## Application and Research of Complementary Relationship Theory in Remote Sensing

XU Xing-Kui SUI Hong-Zhi TIAN Guo-Liang  
(*Institute of Remote Sensing Applications, CAS Beijing 100101*)

**Abstract** Almost all the energy directly or indirectly comes from incident solar radiation on the earth. However, the difference of earth's movement and latitude brings about unique distribution of energy in the temporal and spatial domains. As a results unique distribution of energy leads to great change among atmosphere, ocean, glacier/snow, land-surface and creature. In some temporal scale, this kind of influencing significance even has exceeded the effect of the solar activity. In the transfer of mass, energy and momentum, because of the different physical characteristics and roles that land-surface has played, it requires us to build up an accurate database of land-surface type. A perfect transcendental knowledge is a precondition to derive surface albedo and temperature. Surface albedo and temperature describe the information of inner structure of vegetation, and distribution of energy. Ultimately, they decide how to distribute the energy and mass between the earth's surface and atmospheric layers.

Latent is an important parameter that describes the exchange of energy between land-surface and atmosphere. Reliable estimates of latent are essential to significant improvements in the field of GCM. Complementary Relationship (CRAE) areal evapotranspiration models only need meteorological data in the process of calculating latent, some important meteorological data can be derived thorough satellite. Therefore, in this paper, CRAE is applied to the field of remote sensing. Some parameters that CRAE is required for example, surface albedo, temperature is derived completely from NOAA-AVHRR data. Penman formula and large-scale advection parameter are corrected through the measured data. Finally, farmland and inland water evaporation of North China is calculated by applying CR model.

**Key words** Complementary relationship, Large-scale advection parameter, Equilibrium temperature