

基于互补相关原理的区域蒸散量 估算模型比较

刘绍民¹, 孙睿¹, 孙中平¹, 李小文¹, 刘昌明²

(1. 北京师范大学地理学与遥感科学学院遥感与地理信息系统研究中心, 遥感科学国家重点实验室, 北京 100875;

2. 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101)

摘要: 利用黄河流域 1981~2000 年期间的气象、水文资料, 结合卫星遥感信息和数字高程模型, 检验了平流-干旱、CRAE (Complementary Relationship Areal Evapotranspiration)、Granger 等互补相关模型在不同时间尺度、不同气候类型区域上的计算精度, 讨论了不同气候因子对计算误差的影响, 并分析了模型参数的变化规律。结果表明: 平流-干旱模型、CRAE 和 Granger 模型估算的年蒸散量除了干旱年份外, 误差都在 10% 以下。平流-干旱模型估算的月蒸散量比较合理, 而 CRAE 模型与 Granger 模型都存在冬季月蒸散量估算过高的问题。平流-干旱模型与 Granger 模型的水量平衡闭合误差空间分布比较一致, 计算效果是比较理想的, 而 CRAE 模型的水量平衡闭合误差比较大。互补相关模型在湿润和干旱的条件下以及在可利用能量比较高和比较低的条件下, 计算效果比较差。互补相关模型的经验参数在不同年型、不同气候类型区域有不同的最优值。

关键词: 区域蒸散量; 互补相关模型; 水量平衡闭合误差; 黄河

区域蒸散量的估算在气候变化研究、水资源规划与管理、节水农业的发展以及许多水利工程建设中十分重要。对于区域蒸散量的研究多年来一直是国内外地理、气象、生物等科学界关心的焦点问题之一。对非均匀下垫面, 传统的方法如气象学方法、气候学方法很难用于计算大面积蒸散量。水文学方法虽能计算大面积区域蒸散量, 但由于其时间尺度较长 (一般以年为周期), 因此也难以满足要求。近 20 多年发展起来的数值模拟方法能模拟土壤-植被-大气连续体中水分的连续变化过程, 对了解区域蒸散的物理及生物机理意义重大, 但由于该类方法需要大量的区域植被、土壤和气象参数, 因此离实际应用还有距离。20 世纪 70 年代以来发展起来的遥感模型, 由于存在遥感反演的地表温度物理实质与精度、平流对模型的影响、非遥感参数的空间扩展、遥感信息的瞬时性等问题^[1], 其精度尚达不到实际应用的要求。

Bouchet 于 1963 年提出了陆面实际蒸散与可能蒸散之间的互补相关原理^[2], 开辟了区域蒸散量计算的一条新途径。基于互补相关原理, Morton^[3-5]、Brutsaert 和 Stricker^[6]、Granger^[7-10] 分别提出了估算区域蒸散量的模型。此类模型不需要径流和土壤湿度资料, 只用常规气象资料, 因此便于大范围推广。近二十多年来, 许多学者利用该类模型计算了区域蒸散量^[11-16], 也有人利用观测资料或其他模型的模拟结果对一些互补相关模型进行比较并改进了模型^[17-26]。然而很少有人全面评价各种互补相关模型在不同时间尺度以及不同气候类型区域上的计算效果。

本文以黄河流域为研究区域, 利用 1981~2000 年期间 157 个台站的气象资料、35 个

收稿日期: 2003-09-05; 修订日期: 2004-03-15

基金项目: 国家重点基础研究规划项目 (G2000077908 和 G1999043601); 国家自然科学基金项目 (40201038)

[Foundation: Major State Basic Research Development Program of China, No.G2000077908; No.G1999043601; National Natural Science Foundation of China, No.40201038]

作者简介: 刘绍民 (1967-), 男, 博士, 副教授, 主要从事地表过程方面的研究。E-mail: smliu@bnu.edu.cn

辐射站的辐射资料、5 个水文站的水文资料, 结合遥感信息和数字高程模型对平流-干旱模型、CRAE 模型和 Granger 模型在不同时间尺度以及不同气候类型区域上的计算效果进行了验证, 分析了降水量、可利用能量以及水量平衡法估算蒸散量与模型计算误差的关系, 并探讨了模型经验参数的变化规律。

1 互补相关原理和模型

Bouchet 提出^[2]: 在 1~10 km² 大而均一的表面, 外界能量保持不变。当水分充足时, 表面上的实际蒸散量 E_A 与可能蒸散量 E_p 相等, 为湿润环境蒸散 E_w 。若土壤水分减少, 则实际蒸散 E_A 将减小, 原先用于蒸散的能量过剩。当蒸散减少时, 若无平流存在, 能量保持不变, 实际蒸散 E_A 的减少将使该地区的温、湿度等发生变化, 因而剩余能量将增加可能蒸散 E_p , 其增加量应与剩余能量相等。实际蒸散量与可能蒸散量之间的关系式为:

$$E_p + E_A = 2E_w \quad (1)$$

1.1 平流-干旱模型

Brutsaert 等^[6]依据 Bouchet 的互补相关原理, 用 Penman 公式计算可能蒸散, 用 Priestley-Taylor 公式计算湿润表面蒸散, 提出了平流-干旱模型:

$$E_A = 2\alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) - \left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) + \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_a \right] \quad (2)$$

式中: Δ 为温度-饱和水汽压曲线斜率, γ 是干湿表常数, R_n 是地表净辐射, G 是土壤热通量, E_a 是干燥力, α 为经验系数, 实际上反映了平流的变化情况。Priestley 和 Taylor (1972)^[27]分析了海洋和大范围饱和陆面的观测资料, 推荐 α 的值为 1.26。

1.2 CRAE 模型

Morton (1983)^[5]根据 Bouchet 的互补相关理论, 引入平衡温度概念, 即在此温度下, 对于一个湿润的陆面, 由能量平衡方程求算的蒸发量与由水汽输送方程求算的蒸发量结果相同。联立能量平衡方程与水汽输送方程可以计算出可能蒸散量 E_p :

$$Ep = (R_n - G) - \lambda_p f_T (T_p - T_a) = f_T (e_p - e_a) \quad (3)$$

式中: λ_p 是平衡温度下的热传导系数, f_T 为水汽输送系数, T_p 为平衡温度, T_a 为气温, e_p 为平衡温度下的饱和水汽压, e_a 为实际水汽压。

同时, Morton 提出利用一个经验公式来求解湿润环境蒸散量 E_w :

$$E_w = b_1 + b_2 (1 + \gamma p) / \Delta_p (R_n - G) T_p \quad (4)$$

式中: $(R_n - G)T_p$ 为 T_p 对应的可利用能量, P 为大气压, b_1 、 b_2 为经验系数, b_1 表示湿润环境蒸散 (E_w) 可利用的最小能量, b_2 类似平流-干旱模型中的 Priestley 和 Taylor 系数 a 。Morton 应用美国、加拿大等地资料, 得出^[5]: $b_1 = 14 \text{ w/m}^2$; $b_2 = 1.2$; Δ_p 是平衡温度下的温度-饱和水汽压曲线斜率。

在求出 E_p 和 E_w 后, 代入 (1) 式就可以计算出实际蒸散 E_A 。

$$E_A = 2\{b_1 + b_2 (1 + \gamma p) / \Delta_p (R_n - G) T_p\} - \{(R_n - G) - \lambda_p f_T (T_p - T_a)\} \quad (5)$$

1.3 Granger 模型

Granger^[7-10]选择表面饱和、大气参量和表面温度不变时的蒸散量为潜在蒸散, 选择表面饱和、大气参量和能量不变时的蒸散为湿润环境蒸散, 运用 Dalton 的蒸发定律推导出实际蒸散与潜在蒸散的定量互补关系, 并进一步引进相对蒸散的概念, 得出估算实际蒸散量 E_A 的方程:

$$E_A = \left(\frac{\Delta}{\gamma} \cdot R (R_n - G) + R \cdot E_a \right) / \left(\frac{\Delta}{\gamma} \cdot R + 1 \right) \quad (6)$$

式中: R 为相对蒸散, 它与相对干燥力 D 的关系式为:

$$R = \frac{1}{1 + b_2 \exp(b_1 D)} \quad (7)$$

式中: D 为相对干燥力, $D = E_a / (R_n - G + E_a)$; b_1 、 b_2 为经验系数, Granger 利用不同下垫面上的观测资料 (如农作物、牧草、休耕地等) 认为^[9, 10]: $b_1 = 8.045$; $b_2 = 0.028$ 。

2 研究区域与数据

黄河流域处于北纬 32° 至东经 42° , 东经 96° 至 119° 之间, 总面积 $752\,443\text{ km}^2$, 若包括鄂尔多斯高原内流区则为 $794\,712\text{ km}^2$, 地势自东向西逐级下降。黄河流域横跨东部季风、西北干旱和青藏高原三大自然区。其中兰州以上区间的大部属青藏高原区、兰州至头道拐区

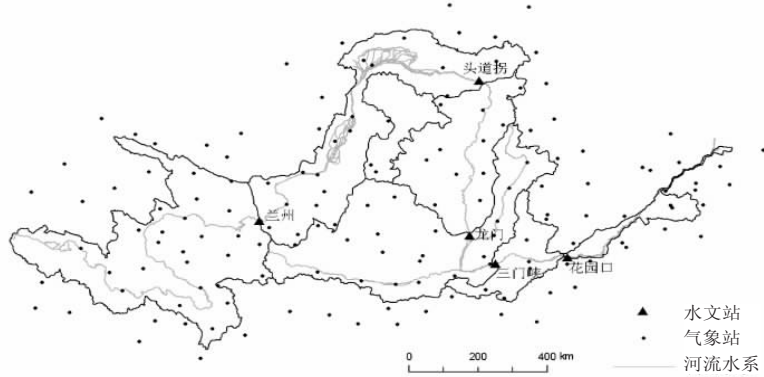


图1 黄河流域分区及气象站点分布图

间和内流河区间的大部为西北干旱区, 头道拐至龙门、龙门至三门峡、三门峡至花园口、花园口以下等区间的大部属东部季风区 (图1)。黄河流域横跨不同的气候类型区域, 对于检验各种互补相关模型的计算精度非常理想。

气候资料由中国气象局气候资料中心提供, 包括黄河流域内及周围地区 157 个气象台站 (图1) 1981~2000 年的月平均、最高、最低气温、地表温度、月降水量、日照时数、风速、相对湿度及云量等。点上气候资料经 Kriging 插值法得到流域面上的栅格数据。其中, 气温在插值时进行了高程订正, 即首先利用高程资料将台站气温订正到海平面高度, 然后进行插值, 插值后的结果再利用 8 km 分辨率的数字高程模型订正到实际高程^[28, 29]。订正时采用的气温随高程的递减率为 $0.5\text{ }^\circ\text{C}/100\text{ m}$ ^[30]。本文地表净辐射量计算为:

$$R_n = Q(1 - r) - R_{nl} \quad (8)$$

式中: Q 是到达地表的太阳总辐射, 由天文辐射 Q_0 结合日照百分率 S 来计算:

$$Q = Q_0(a + b * S) \quad (9)$$

式中: Q_0 为天文辐射; S 为日照百分率; a 、 b 为经验系数, 分别按青藏高原区 (主要是兰州以上区间)、西部干旱区 (包括兰州-龙门区间及内流区) 和东部季风区给出, 具体由地面辐射观测资料结合天文辐射、日照百分率用最小二乘法拟合得到。

式 (8) 中 r 是地表反照率, 采用美国 NASA Pathfinder AVHRR 陆地数据集的 $8 \times 8\text{ km}$ 第一、二通道反射率数据计算^[31]:

$$r = 0.545r_1 + 0.320r_2 + 0.035 \quad (10)$$

式中: r_1 、 r_2 为 AVHRR 通道 1 和 2 的反射率。在计算的时候对影像进行了初步的判断, 对那些明显受云的干扰而使反射率增加的资料加以剔除, 然后由一月三旬的反射率数据平均得到月反射率。初始影像的投影为古德投影, 为了便于研究, 先将其投影转换为等积圆锥投影, 然后截取出黄河流域。

R_{nl} 是地表净长波辐射^[32]:

$$R_{nl} = \varepsilon \sigma [T_s^4 - T_a^4 (1.035 - 0.295e^{-0.166W^\infty})] (1 - 0.54e^{0.02Z^2} \cdot n) \cdot 0.965e^{0.18Z} \quad (11)$$

式中: ε 是地表比辐射率, 取值 0.95; σ 是斯蒂芬-玻尔兹曼常数; T_s 为地表温度; T_a 为气温; Z 为海拔高度; n 为总云量 (以小数表示); W^∞ 为水汽含量:

$$W^\infty = (0.1054 + 0.1513e_d)e^{0.06Z} \quad (12)$$

式中: e_d 为实际水汽压。

土壤热通量 G 为^[33]:
$$G = 0.07 \frac{10^6}{24 \times 60 \times 60} (T_{i+1} - T_{i-1}) \quad (13)$$

式中: T_{i+1} 、 T_{i-1} 分别为后一个月和前一个月的平均气温。

选用兰州、头道拐、龙门、三门峡及花园口 5 个水文站 (图 1) 1981~2000 年的年径流量观测资料, 利用水量平衡法, 结合降水资料估算了 1981~2000 年黄河流域不同区间的平均年蒸散量 E_A^W , 具体计算公式如下:

$$E_A^W = P - R \pm \Delta W \quad (14)$$

式中: P 为各区间的年降水量; R 为年天然径流量; ΔW 为年土壤蓄水变化量; 由于没有实测资料, 在本文计算中, 假设年土壤蓄水变化量为零。

为了检验平流-干旱模型、CRAE 模型以及 Granger 模型的计算精度, 本文计算了水量平衡闭合误差 ε , 其计算式为^[20]:

$$\varepsilon = \frac{\sum_{i=1}^{20} \sum_{j=1}^{12} (E_A^{Model} - E_A^W)}{\sum_{i=1}^{20} \sum_{j=1}^{12} P} \times 100\% \quad (15)$$

式中: E_A^{Model} 为互补相关模型计算的蒸散量; E_A^W 是水量平衡方法计算的蒸散量; i 、 j 分别表示年份和月份。

3 结果分析

3.1 互补相关模型在不同时间尺度上、不同气候类型区域上的计算效果

3.1.1 在不同时间尺度上的计算效果
1981~2000 年期间, 平流-干旱模型、CRAE 模型和 Granger 模型估算的黄河流域年蒸散量与水量平衡方法计算值的变化趋势是基本相同的, 但互补相关模型估算值的变化比较平缓 (图 2)。与

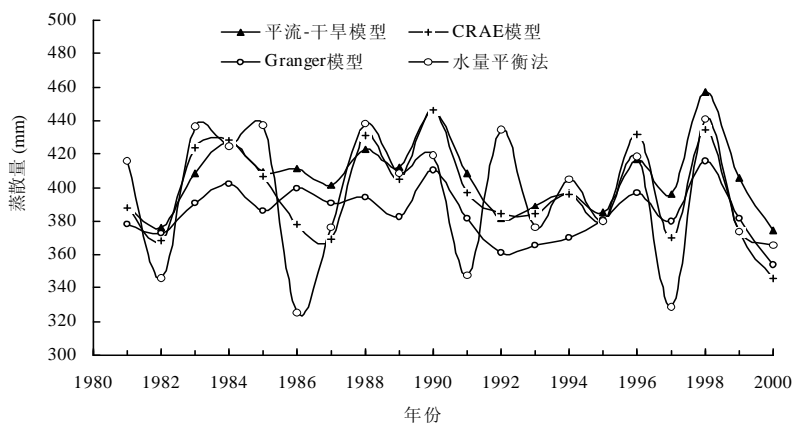


图 2 互补相关模型估算的黄河流域 (花园口以上) 蒸散量的年际变化比较
Fig. 2 Annual change of evapotranspiration calculated by complementary relationship models and water balance method in the Yellow River Basin

水量平衡方法相比, 平流-干旱模型的平均误差为 4.5%、CRAE 模型的误差是 6.1%、Granger 模型的误差为 6.1% (表 1)。互补相关模型估算误差较大的年份为干旱的 1986 年、1991 年、1997 年 (年降水量少于 380 mm) 以及转折的 1992 年 (降水量大于 470 mm), 其余各年的误差都在 10% 以下。互补相关模型的最大误差出现的年份均为 1986 年, 而误差最小的年份则不同, 平流干旱模型、CRAE 模型、Granger 模型分别为 1996 年、1999 年和 1995 年。分析原因, 一方面说明互补相关模型对环境的极端水分状况 (如极端干旱、湿润等年份) 的响应存在滞后现象, 另一方面由于在水量平衡计算中, 没有考虑土壤蓄水变化量, 因此, 干旱年份水量平衡方法计算的年蒸散量偏小, 而在湿润年份水量平衡方法计算的年蒸散量偏大。

从图 3 中可看出: 各种互补相关模型估算的黄河流域平均月蒸散量的变化趋势与降水量的季节变化一致。平流-干旱模型估算的黄河流域月蒸散量在 7、8 月份最高, 达 90 mm, 而 1、2、11、12 月最小, 仅 3 mm 左右。其中平流-干旱模型估算的月蒸散量大部分时间都小于同期降水量, 只有 4~6 月份大于降水量。4~6 月份正是黄河流域的枯水期, 降水量比较少, 农作物则进入旺盛生长期, 此时黄河流域主要通过水库的调节进行灌溉来满足农作物正常生长的需要, 蒸散量比较大, 超过了降水供给。到 7 月以后, 黄河流域逐渐进入雨季, 降水量又超过蒸散量。因此, 平流-干旱模型估算的黄河流域月蒸散量的季节分布是合理的。CRAE 模型与 Granger 模型估算的黄河流域月蒸散量在 7、8 月份最高, 达 60~75 mm, 而 1、2、11、12 月最小, 为 5~20 mm 左右。其变化规律基本与平流-干旱模型一致。但 CRAE 模型和 Granger 模型都存在冬季 (11、12、1、2 月) 蒸散量估算过高的问题, 其中 CRAE 模型估算的冬季月蒸散量在 15 mm 左右, Granger 模型估算的冬季月蒸散量在 10 mm 左右。

3.1.2 在不同气候类型区域上的计算效果 从平流-干旱模型、CRAE 模型和 Granger 模型的水量平衡闭合误差空间分布中可看出 (图 4): 平流-干旱模型与 Granger 模型的水量平衡闭合误差空间分布比较一致, 计算效果是比较理想的。其中兰州以上区间、内流河流域、三门峡-花园口、龙门-三门峡、头道拐-龙门的大部分区域水量平衡闭合误差在 10% 以下, 而兰州-头道拐区间的大部分区域 (包括甘肃沿黄灌区、宁夏平原、河套平原等) 的水量平衡误差大于 20%。在阴山、吕梁山、秦岭等地区, 平流-干旱模型与 Granger 模型的水量平衡闭合误差小于 -20%。从上可知: 平流-干旱模型与 Granger 模型在灌溉区 (如甘肃沿黄灌区、宁夏平原、河套平原等) 产生较大的正闭合误差, 而在地势

表 1 互补相关模型估算的黄河流域 (花园口以上) 蒸散量的误差比较 (1981-2000)

Tab. 1 Errors of evapotranspiration calculated by complementary relationship models (1981-2000)

模型	平流-干旱模型	CRAE 模型	Granger 模型
最大相对误差 (%)	26.3 (1986)	16.1 (1986)	22.8 (1986)
最小相对误差 (%)	-0.5 (1996)	-0.1 (1999)	0.2 (1995)
平均相对误差 (%)	4.1	6.1	6.1

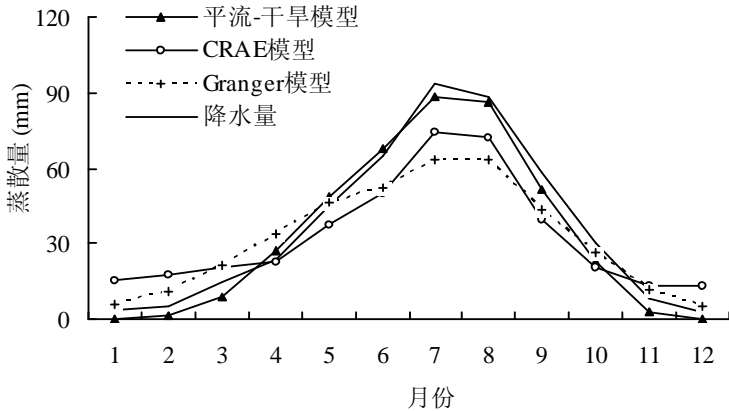


图 3 黄河流域 (花园口以上) 月蒸散量动态变化比较

Fig. 3 The dynamic change of monthly evapotranspiration in the Yellow River

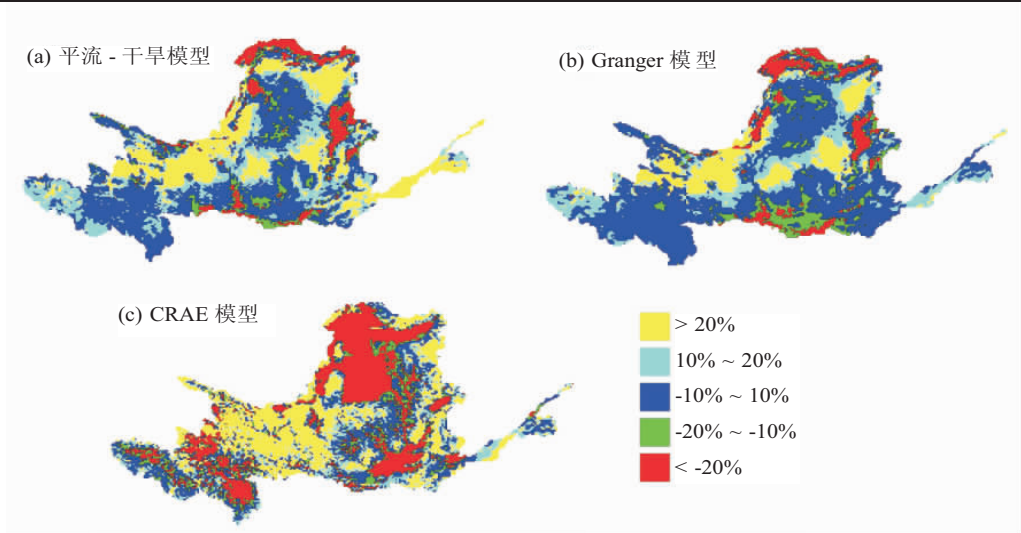


图4 黄河流域互补相关模型水量平衡闭合误差的空间分布
Fig. 4 Spatial distribution of water balance closure errors

起伏较大的区域 (如阴山、吕梁山、秦岭等地区) 产生较大的负闭合误差。

CRAE 模型的水量平衡闭合误差比较大, 其中在黄土高原等地区, CRAE 模型的水量平衡闭合误差大于 20%, 而在河套冲积平原、汾渭盆地、松潘草原等地区, CRAE 模型的水量平衡闭合误差小于 -20%。CRAE 模型在干旱区域产生较大的正闭合误差, 而在湿润区域产生较大的负闭合误差。

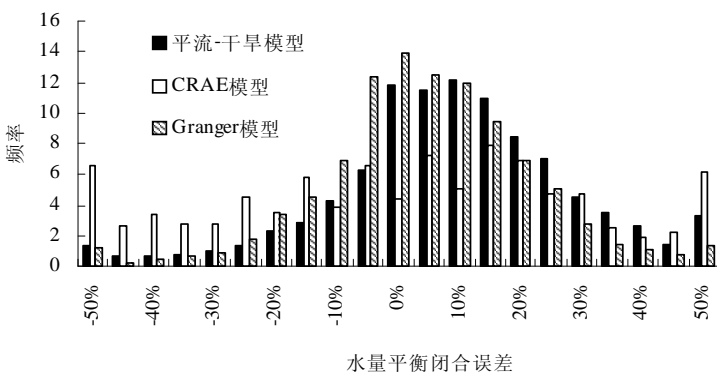


图5 黄河流域互补相关模型水量平衡闭合误差的柱状图
Fig. 5 Histogram of water balance closure errors

互补相关模型在上述区域水量平衡误差比较大的原因主要有以下三个方面: (1) 模型计算所需气象要素的空间插值在地势起伏的下垫面上容易引起较大的误差; (2) 水量平衡法计算的是整个区间的平均蒸散量, 而互补相关模型是按 8 km × 8 km 尺度累加的蒸散量, 两者之间是有区别的; (3) 由于地下水的抽取、地表水的调度等原因, 水量平衡法计算的蒸散量在灌溉区一般偏小, 因而在灌溉区出现了较大的正闭合误差。

从黄河流域花园口以上 13 020 个像元 (按 8 × 8 km) 的水量平衡闭合误差 ϵ 的分布情况可看出 (图 5): 平流-干旱模型、CRAE 模型、Granger 模型的水量平衡闭合误差 ϵ 均分布在 -50%和 50%之间。其中平流-干旱模型闭合误差 ϵ 的分布呈双峰型, 峰值在 0%和 10%处, 并向正误差方向偏斜。CRAE 模型闭合误差 ϵ 的分布呈多峰型, 峰值分别在 5%、15%、20%、30%、50%以及 -5%、-15%、-25%、-40%、-50%等处。Granger 模型闭合误差 ϵ 的分布接近于正态分布, 并向正误差方向偏斜。

3.2 不同气候因子对互补相关模型计算效果的影响

3.2.1 水量平衡闭合误差与降水量的关系 从水量平衡闭合误差与降水量的关系可看出 (图 6): 平流-干旱模型、CRAE 模型、Granger 模型的水量平衡闭合误差 ϵ 随降水量的增加而减小, 分别在 460 mm/年 ($R^2 = 0.7032$, $N = 20$)、450 mm/年 ($R^2 = 0.3997$, N

= 20)、430 mm/年 ($R^2 = 0.7056$, $N = 20$) 处趋于零, 然后水量平衡闭合误差 ε 随降水量的增大而增加。这表明互补相关模型在湿润和干旱的条件下, 计算误差都比较大。

3.2.2 水量平衡闭合误差与可利用能量的关系 水量平衡闭合误差与可利用能量 $R_n - G$ 的关系见图 7。平流-干旱模型、CRAE 模型、Granger 模型的水量平衡闭合误差 ε 随可利用能量的增加而减小, 分别在 68 w/m^2 ($R^2 = 0.2342$, $N = 20$)、 69 w/m^2 ($R^2 = 0.2479$, $N = 20$)、 71 w/m^2 ($R^2 = 0.2878$, $N = 20$) 处为零, 然后水量平衡闭合误差 ε 随可利用能量的增加而加大。互补相关模型在可利用能量比较高与比较低的条件下, 计算效果差。

3.2.3 水量平衡闭合误差与水量平衡法估算蒸散量的关系 图 8 为水量平衡闭合误差与水量平衡法计算的蒸散量的关系。平流-干旱模型、CRAE 模型、Granger 模型的水量平衡闭合误差 ε 随蒸散量 EWA 的增加而减小, 分别在 410 mm/年 ($R^2 = 0.7536$, $N = 20$)、 400 mm/年 ($R^2 = 0.4994$, $N = 20$)、 390 mm/年 ($R^2 = 0.8094$, $N = 20$) 趋于零, 然后水量平衡闭合误差 ε 随蒸散量 EWA 的增加而增大。互补相关模型在干旱条件下将高估蒸散量, 而在湿润条件下将低估蒸散量。

3.3 各种互补相关模型中经验参数的变化

平流-干旱模型的系数 α 取不同值时(图 9a、b), 闭合误差 ε 在不同年份、不同区域的变化趋势 (1981~2000 年)。本文取水量平衡闭合误差 ε 等于零时的系数 α 为最优值。对绝大部分年份来说, 最优的 α 在 1.23 至 1.29 之间(图 9a、b)。而对干旱的 1986 年、1991 年、1997 年以及转折年 1992 年来说, 最优的 α 分别为 1.17、1.19、1.19 和 1.32。对黄河流域的大部分区间来说, α 的

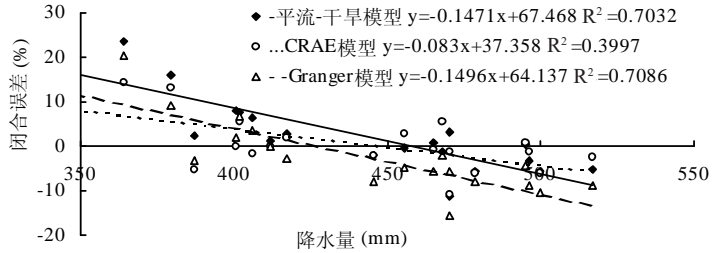


图 6 水量平衡闭合误差与降水量的关系
Fig. 6 Closure errors versus precipitation

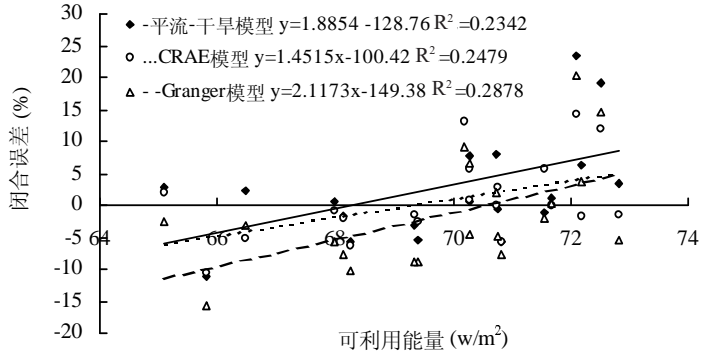


图 7 水量平衡闭合误差与可利用能量的关系
Fig. 7 Closure errors versus available energy

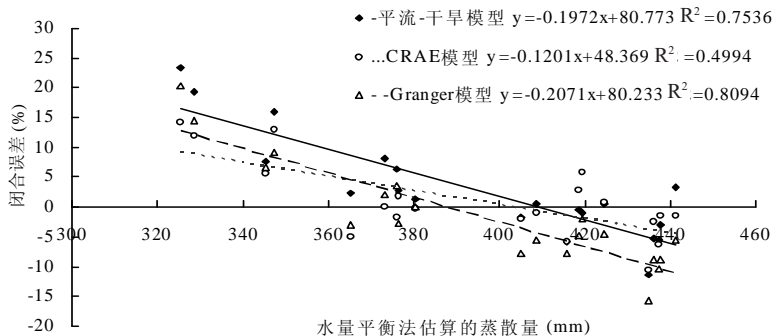


图 8 水量平衡闭合误差与水量平衡法计算蒸散量的关系
Fig. 8 Closure errors versus evapotranspiration calculated by water balance method

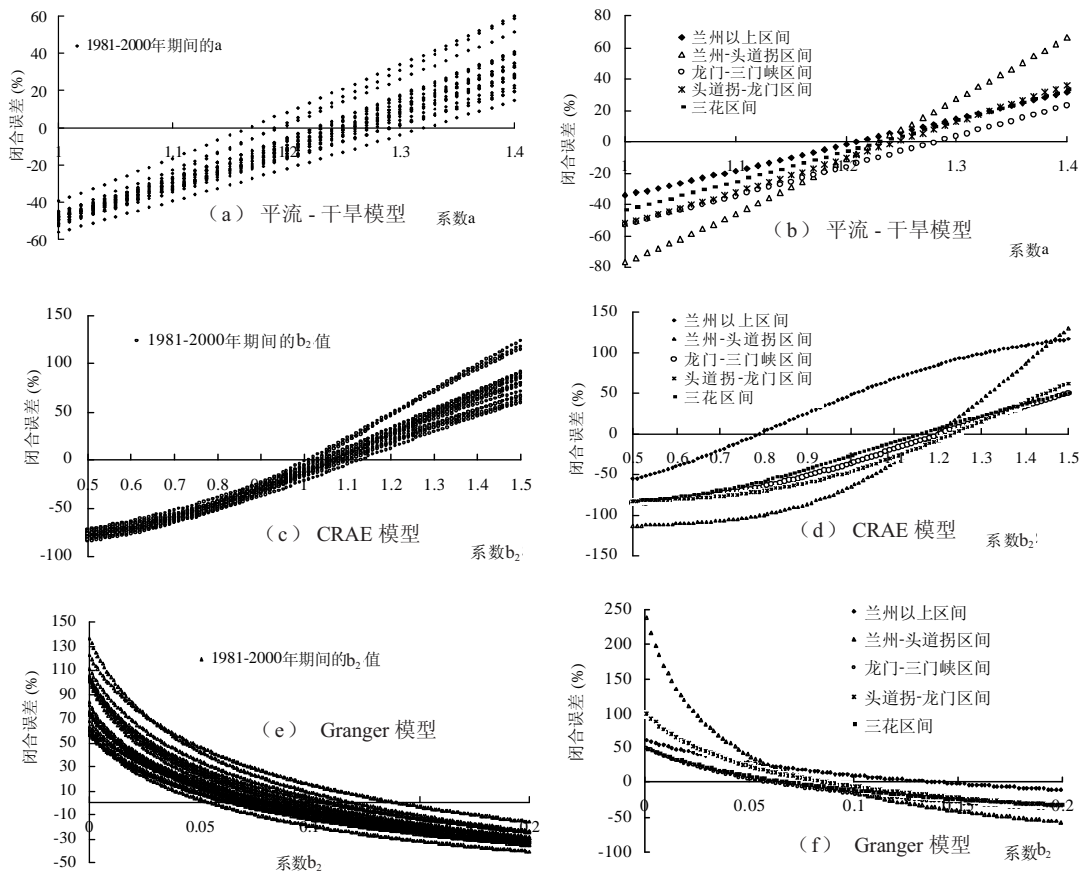


图9 黄河流域互补相关模型经验参数的变化规律

Fig. 9 Variation of empirical parameters

最优值在 1.21~1.24 间变动。而龙门 - 三门峡区间的最优 α 为 1.28。

CRAE 模型的系数 b_2 取不同值时(图 9c、d)，闭合误差 ε 在不同年份、不同区域的变化趋势 (1981~2000 年)。1981~2000 年期间，最优的 b_2 在 1.01~1.13 之间。对大部分区间来说，最优的 b_2 的变化范围为 1.16~1.25。而兰州以上区间的最优 b_2 是 0.79。

Granger 模型的系数 b_2 取不同值时(图 9e、f)，闭合误差 ε 在不同年份、不同区域的变化趋势 (1981~2000 年)。对绝大部分年份来说，最优的 b_2 在 0.062~0.101 之间。而对于干旱的 1986 年、1991 年、1997 年以及转折年 1992 年来说，最优的 b_2 分别为 0.142、0.11、0.121、0.055。对大部分区间来说，最优的 b_2 的变化范围为 0.063~0.087，而兰州以上区间的最优 b_2 是 0.14。

以上的分析都表明平流 - 干旱模型的系数 α 、CRAE 模型的系数 b_2 、Granger 模型的系数 b_2 在不同年型、不同气候类型区域有不同值。其中平流 - 干旱模型的系数 α 在不同年型、不同气候类型区域变动不大，而 CRAE 模型的系数 b_2 、Granger 模型的系数 b_2 的变化较大。为了使互补相关模型能更准确地估算区域蒸散量，应将这些系数作为变量处理。

4 结论

(1)平流 - 干旱模型、CRAE 模型和 Granger 模型估算的黄河流域年蒸散量与水量平衡方法计算值的变化趋势是基本相同的。除了干旱的 1986 年、1991 年、1997 年以及转折

的 1992 年外, 其余各年的误差都在 10% 以下。其中平流 - 干旱模型的计算误差最小。

(2) 各种互补相关模型估算的黄河流域平均月蒸散量的变化趋势与降水量的季节变化一致。平流 - 干旱模型估算的黄河流域月蒸散量的季节分布比较合理, 而 CRAE 模型与 Granger 模型都存在冬季 (11、12、1、2 月) 蒸散量估算过高的问题。

(3) 平流 - 干旱模型与 Granger 模型的水量平衡闭合误差空间分布比较一致, 计算效果是比较理想的, 而 CRAE 模型的水量平衡闭合误差比较大。平流 - 干旱模型与 Granger 模型在灌溉区产生较大的正闭合误差, 在地势起伏较大的区域产生较大的负闭合误差。而 CRAE 模型在干旱区域产生较大的正闭合误差, 在湿润区域产生较大的负闭合误差。

(4) 平流 - 干旱模型、CRAE 模型、Granger 模型的水量平衡闭合误差都分布在 -50% 和 50% 之间。其中平流 - 干旱模型闭合误差的分布呈双峰型, CRAE 模型闭合误差的分布呈多峰型, Granger 模型闭合误差的分布接近于正态分布。

参考文献 (References)

- [1] Ma Yaoming. A survey in the study of area evaporation (evapotranspiration) over the heterogeneous landscape. Plateau Meteorology, 1997, 16(4): 446-452. [马耀明. 非均匀陆面上区域蒸发(散)研究概况. 高原气象, 1997, 16(4): 446-452.]
- [2] Bouchet R J. Evapotranspiration reele et potentielle, signification climatique. Publ., General Assembly Berkeley, Int. Ass. Sci. Hydrol., Gentbrugge, Belgium, 1963, 62: 134-142.
- [3] Morton F I. Potential evaporation and river basin evaporation. J. Hydraul. , 1965, 91(HY6): 67-97.
- [4] Morton F J. Estimating evaporation and transpiration from climatological observations. J. Appl. Meteorol., 1975, 14(4): 488-497.
- [5] Morton F I. Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. Journal of Hydrology, 1983, 66: 1-76.
- [6] Brutsaert W, Stricker H. An advection-aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration. Water Resource Research, 1979, 15(2): 443-449.
- [7] Nash J E. Potential evaporation and "the complementary relationship". Journal of Hydrology, 1989, 111: 1-7.
- [8] Granger R J. An examination of the concept of potential. Journal of Hydrology, 1989, 111: 9-19.
- [9] Granger R J, D M Gray. Evaporation from natural nonsaturated surfaces. Journal of Hydrology, 1989, 111: 21-29.
- [10] Granger R J. A complementary relationship approach for evaporation from nonsaturated surfaces. Journal of Hydrology, 1989, 111: 31-38.
- [11] Michael T Hobbins, Jorge A Ramirez Brown. The complementary relationship in regional evapotranspiration: the CRAE model and the advection-aridity approach. Proc. Nineteenth Annual A. G. U. Hydrology Days, 1999. 199-212.
- [12] Zhang Zhiming. To calculate actual regional evaporation by means of meteorological data. Acta Meteorologica Sinica, 1988, 46(4): 477-480. [张志明. 利用气象资料计算陆面实际蒸发量. 气象学报, 1988, 46(4): 477-480.]
- [13] Feng Guozhang. A climatological approach for estimating areal evapotranspiration. Hydrology, 1994, (3): 7-11. [冯国章. 区域蒸散发量的气候学计算方法. 水文, 1994, (3): 7-11.]
- [14] Hu Fengbing, Kang Ying. Application of the CRAE model of Canada. Journal of Hohai University, 1994, 22(3): 58-65. [胡凤彬, 康瑛. 加拿大 CRAE 蒸散发模型开发应用. 河海大学学报, 1994, 22(3): 58-65.]
- [15] Xu Xingkui. Application and research of complementary relationship theory in remote sensing, J. Remote Sensing, 1999, 3(1): 54-59. [徐兴奎. 互补相关理论在卫星遥感领域的应用研究. 遥感学报, 1999, 3(1): 54-59.]
- [16] Kovacs G. Estimation of average areal evapotranspiration: proposal to modify Morton's Model based on the complementary character of actual and potential evapotranspiration. Journal of Hydrology, 1987, 95: 227-240.
- [17] LeDrew E F. A diagnostic examination of a complementary relationship between actual and potential evapotranspiration. J. Appl. Meteorol., 1979, 18: 495-501.
- [18] Lemeur R, L Zhang. Evaluation of three evapotranspiration models in terms of their applicability for an arid region. Journal of Hydrology, 1990, 114: 395-411.
- [19] Jozsef Szilagyi. On Bouchet's complementary hypothesis. Journal of Hydrology, 2001, 246: 155-158.
- [20] Michael T Hobbins. The complementary relationship in estimation of regional evapotranspiration: The complementary relationship areal evapotranspiration and advection-aridity models. Water Resource Research, 2001, 37(5): 1367-1387.
- [21] Katul G G. A Penman-Brutsaert model for wet surface evaporation. Water Resource Research, 1992, 28(1): 121-126.
- [22] Parlange M B, Katul G G. An advection-aridity evaporation model. Water Resource Research, 1992, 28(1): 127-132.
- [23] Michiaki S. Complementary relationship with a convective boundary. Water Resource Research, 2001, 37(2): 353-365.

- [24] Michael T Hobbins, Jorge A Ramirez, Thomas C Brown. The complementary relationship in estimation of regional evapotranspiration: an enhanced advection-aridity model. *Water Resource Research*, 2001, 37(5): 1389-1403.
- [25] Jingmiao Liu, Kazuo Kotoda. Estimation of regional evapotranspiration from arid and semi-arid surfaces. *Journal of the American Water Resources Association*, 1998, 34(1): 27-40.
- [26] Kim C P, D Entekhabi. Examination of two methods for estimating regional evaporation using a coupled mixed layer and land surface model. *Water Resource Research*, 1997, 33(9): 2109-2116.
- [27] Priestley C H B, R J Taylor. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*, 1972, 100(2): 81-92.
- [28] Claessens L. The complementary relationship in regional evapotranspiration and long-term large-scale water budgets. M. S. Thesis, 159pp., Hydrol. Sci. and Eng. Program, Civ. Eng. Dept., Colo. State Univ., Fort Collins, 1996.
- [29] Lin Zhonghui. Comparison of three spatial interpolation methods for climate variables in China. *Acta Geographica Sinica*, 2002, 57(1): 47-56. [林忠辉. 中国大陆地区气象要素的空间插值. *地理学报*, 2002, 57(1): 47-56.]
- [30] Weng Duming. A preliminary study of the lapse rate of surface air temperature over mountainous regions of China. *Geographical Research*, 1984, 3(2): 24-34. [翁笃鸣. 我国山地气温直减率的初步研究. *地理研究*, 1984, 3(2): 24-34.]
- [31] Valiente J A, Nunez M, Lopez-Baeza. Narrow-band to broad-band conversion for meteosat-visible channel and broad-band albedo using both AVHRR-1 and -2 channels. *Int. J. Remote Sens.*, 1995, 16(6): 1147-1166.
- [32] Sun Zhi'an. Climatological calculation and distributional features of effective radiation over China (II). *J. of Nanjing Inst. of Meteorology*, 1986, (4): 335-347. [孙治安. 我国有效辐射的气候计算及其分布特征 (下). *南京气象学院学报*, 1986, (4): 335-347.]
- [33] Allen R G, Pereira L S, Raes D et al. *Crop Evapotranspiration*. FAO Irrigation and Drainage Paper 24, Rome, 1998.

Comparison of Different Complementary Relationship Models for Regional Evapotranspiration Estimation

LIU Shaomin¹, SUN Rui¹, SUN Zhongping¹, LI Xiaowen¹, LIU Changming²

(1. *Research Center for Remote Sensing and GIS, School of Geography, State Key Laboratory of Remote Sensing Science, Beijing Normal University, Beijing 100875, China;*

2. *Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China)*

Abstract: Based on meteorological and hydrological data in the Yellow River Basin covering 1981-2000, Advection-Aridity model, CRAE model and Granger model were validated at different temporal scales and in different climatic conditions by means of remote sensing and digital elevation model. Different climatic factors' effects on performance of models and variation characteristics of empirical parameters were analysed. Results show that with the exception of several extreme arid years, annual errors of Advection-Aridity model, CRAE model and Granger model were less than 10%. Monthly evapotranspirations from Advection-Aridity model were rational. However, CRAE model and Granger model overestimates monthly evapotranspirations during the winter. Spatial distribution of water balance closure errors for Advection-Aridity model is similar to that of Granger model. The closure errors for Advection-Aridity model and Granger model are less than that of CRAE model. In arid and humid climates or under more and less available energy conditions, Advection-Aridity model, CRAE model and Granger model did not perform very well.

Key words: evapotranspiration; complementary relationship model; water balance; the Yellow River