

# 长江三角洲地区水和热通量的时空 变化特征及影响因子\*

刘晶淼 周秀骥

余锦华 裕国

(中国气象科学研究院, 北京, 100081)

(南京气象学院环境科学系, 南京, 210044)

## 摘 要

文中利用改进的 K-B 模式和牛顿扩散方法及 1961 年以来的长江三角洲(28~ 33° N, 118~ 123° E)地区的 48 个测站的常规气象资料, 估计了该地区近 40 a 来的蒸散量和感热通量。结合该地区的气温、太阳辐射等气候资料和 1960 年以来该区域土地资源利用变化等有关信息对该地区的潜热通量和感热通量的时-空间变化特征及其可能成因进行了综合分析。结果认为该地区自 20 世纪 70 年代开始平均蒸散量有逐渐减小的趋势, 与 1980 年相比, 1998 年区域年平均蒸散量减小了 24 mm。区域平均感热通量与蒸散量相比在此期间变化并不明显。通过对该地区的云量、太阳辐射及土地利用变化资料分析认为, 造成该地区平均蒸散量减少趋势的原因之一是用于蒸发的能量即太阳辐射的减少, 而造成太阳辐射减少的可能原因为云量及大气透明度的变化所致; 原因之二是该地区地表覆盖条件的改变。近 20 a 来, 该地区的水田、旱地及水域面积占总面积的比率分别减少 1.353%, 4.442% 和 2.597%, 而城镇建设、工矿及其它建设用地面积则增加 3.345%。耕地及水面的减小和城镇及建设用地面积的增加从整体上使区域平均蒸发量减少。

关键词: 蒸散量, 感热通量, 时空间变化, 长江三角洲。

## 1 引 言

长江三角洲地处长江中下游, 其地理范围大致为 28~ 33° N, 118~ 123° E。随着中国改革开放, 该地区的经济得到了迅速的发展, 但是伴随社会经济的发展, 该地区的地表覆盖状态、大气环境等都在某种程度上受到人为因素的影响并发生了变化, 而这些变化直接或间接地改变了该地区的地-气互相作用, 进而影响了该地区的水文乃至气候环境。

地表面和大气间的能量交换, 特别是水汽和热量的交换是决定小气候及区域气候的重要因子, 它的时-空间变化在某种程度上决定了水文乃至气候环境的变化, 进而对位于其中的人类经济活动和社会的持续发展施加影响。同时地-气间的水汽交换是水循环中的重要环节之一, 正确地揭示其时空间变化对研究某区域的水循环过程和气候环境的变化

是必不可少的。长江三角洲地区地形复杂, 西部主要为丘陵山地, 海拔最高达 1840.4 m(黄山), 东部主要是长江三角洲平原, 海拔较低, 一般只有几米, 地势西高东低。该地区下垫面也是极不均匀的, 有水田、旱地、林地、湖泊、草地及城镇等类型。该地区的复杂地形和土地利用及其变化决定了该区域水、热通量的时空分布极不均匀。虽然长江三角洲地区是中国经济较发达的地区之一, 常规气象观测站网布局密集, 观测资料质量较高, 但对该区陆面-大气间的水、热过程及其时-空间变化特征的研究较少。文献[1~ 3]曾对中国水热平衡各分量的计算作过系统的研究, 认为长江三角洲地区是影响中国陆面蒸发通量的一个重要区域。但是以往的研究侧重于全国大尺度区域的时空分布, 对于像长江三角洲这类中尺度区域来说, 其区域内部各种地表条件下地-气间水·热交换的差异如何? 它们随空间和时间

\* 初稿时间: 2001 年 4 月 28 日; 修改稿时间: 2001 年 8 月 17 日。

资助课题: 国家自然科学基金重大项目(49899270)和科技部回国留学人员启动经费。

有怎样的变化特征? 而随着区域经济、人口、土地资源利用状况的变化, 其区域平均地表-大气间的水、热交换的变化特征又有怎样的变化? 由于种种原因, 这方面尚缺少研究。本文正是基于上述事实, 在近几年新观测资料和多年观测的常规气象资料, 地形和土地资源利用信息的基础上, 利用改进的计算蒸散量的 K-B 模式<sup>[4]</sup>, 计算了长江三角洲地区各种不同下垫面和区域平均近 40 a 来的月蒸散量, 分析了其时空分布特征。同时根据不同地表条件下边界层观测资料计算出用于估计长江三角洲地区地表感热通量的拖曳系数  $C_D$ , 并利用扩散法的牛顿公式计算了该区域近 40 a 的月平均感热通量, 分析其时空变化特征。在此基础上, 结合对同期气候及土地利用资料的分析探讨了造成该地区地-气间水、热交换时空变化的可能原因。

## 2 资料和方法

### 2.1 资料

本研究选择的长江三角洲地区包括江苏、安徽和浙江的部分地区, 南北和东西方向的跨度都是  $4^\circ$  ( $29^\circ \sim 33^\circ \text{N}$ ,  $118^\circ \sim 122^\circ \text{E}$ )。使用了该区内 48 个观测站 (其最南为  $28.58^\circ \text{N}$  浙江的衢州, 最北为  $32.59^\circ \text{N}$  江苏盱眙站, 最西为  $118.09^\circ \text{E}$  安徽的黄山站, 最东为  $122.49^\circ \text{E}$  浙江的嵊泗县嵊山站) 的 1961~1998 年的各有关要素的月平均气候资料。具体资料为: (1) 常规观测资料 (1961~1998 年), 其观测项目包括月平均温度、气压、相对湿度、总辐射、风速、降水、

云量、地面温度及土壤温度; (2) 梯度观测与脉动观测资料 (1999 年 5~9 月), 于中国科学院常熟农业生态站稻田中观测的脉动资料, 逐时 (温度、湿度和风速) 梯度观测、辐射观测和土壤温度观测, 同步的常规气象观测资料; (3) ‘淮河流域水循环试验’ 得到的稻田、水面、森林及旱田的小气候观测资料, 1998 年安徽寿县的脉动观测资料 (6, 7 月), 地表热量平衡观测和由波文比法计算的感热和潜热 (5~8 月), 同期的常规项目观测资料; (4) 参考资料有: 1980, 1990 和 1995 年长江三角洲地区土地利用资料和网格点上的高度资料。数据地理范围在  $29.5^\circ \sim 33^\circ \text{N}$ ,  $118^\circ \sim 122^\circ \text{E}$ , 数据间隔为  $550 \text{ m} \times 550 \text{ m}$ 。

### 2.2 方法

潜热通量的计算模式很多<sup>[5~8]</sup>, 本文采用了修改的 K-B<sup>[4]</sup> 模式, 其计算公式为

$$E_{ac} = f_0 \left[ \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} f(U) (e_a^* - e_a) \right] \quad M < 36 \quad (1)$$

$$E_{ac} = \left[ \frac{\sigma \Delta}{\sigma \Delta + \gamma} (R_n - G) + \frac{\gamma}{\sigma \Delta + \gamma} f(U) (\alpha e_a^* - e_a) \right] \quad M \geq 36 \quad (2)$$

其中  $f_0 = a_0 + a_1 T + a_2 R / (b + R) + a_3 U^c$ ,  $T$  为气温,  $R$  为降水,  $U$  为 2 m 处风速,  $a_0, a_1, a_2, a_3, b$  和  $c$  都是经验系数, 随季节而变, 如表 1 所示。

表 1 不同季节 (月份)  $f_0$  的拟合经验系数

季 节	$a_0$	$a_1$	$a_2$	$a_3$	$b$	$c$
5~8 月	0.436	$8.44 \times 10^{-3}$	$8.25 \times 10^{-2}$	$6.68 \times 10^{-2}$	25.0	0.264
9~11, 3~4 月	0.392	$1.05 \times 10^{-5}$	$3.04 \times 10^{-2}$	$1.16 \times 10^{-2}$	5.00	0.264
12~2 月	0.296	$8.59 \times 10^{-5}$	$2.60 \times 10^{-2}$	$6.37 \times 10^{-2}$	2.50	0.264

其中,  $\Delta = de_a/dT_a$ , 即饱和水气压随温度的变化率。  $M$  为深度为 2~5 cm 处的土壤含水量 (重量百分比),  $\sigma$  为表面湿度可利用度,  $M > 36$  时  $\sigma = 1$ ,  $M \leq 36$  时,  $\sigma = 1.8 M / (M + 38)$ 。  $\gamma = c_p \times P / (0.622 \times \gamma)$ ,  $R_n$  为地表辐射平衡,  $G$  为地表与下层土壤间的热量交换,  $\lambda$  为蒸发潜能 (单位: J/g),  $e_a$  为空气的实际水气压,  $e_a^*$  为空气的饱和水气压,  $f(u)$  是风速的函数, 在此选用 Penman<sup>[7]</sup> 的公式, 即:

$$f(u) = 0.26 \times (0.5 + 0.54u) \quad (3)$$

感热通量的计算是采用扩散法<sup>[9]</sup>, 即

$$H = \rho c_p C_D U (T_0 - T) \quad (4)$$

式中,  $\rho$ : 空气密度,  $c_p$ : 定压比热,  $C_D$ : 拖曳系数,  $U$ : 2 m 处风速,  $T_0$ : 地表温度,  $T$ : 气温。  $c_p$  为常数, 密度  $\rho$  在低海拔处为一常数, 高海拔处要进行订正。计算  $H$  的关键是获得拖曳系数  $C_D$ , 它虽然与高度关系不大, 但与近地层中的温度层结、风速以及下垫面状况等诸多因素有关, 因此, 不同地区、不同地形条件、不同季节的阻曳系数有很大的变化。本文根据常熟和寿县两地的资料, 计算出不同地表下每月的  $C_D$  值及其随季节的变化, 结果为水面为  $1.39 \times$

$10^{-3}$ , 稻田和旱田相似, 以 5 月和 8 月最大, 为  $2.75 \times 10^{-3}$ , 1 月最小为  $2.15 \times 10^{-3}$ , 其它月份为  $2.36 \times 10^{-3}$ , 森林同样以 5 月和 8 月最大, 为  $3.05 \times 10^{-3}$ , 1 月最小为  $2.26 \times 10^{-3}$ , 其它月份为  $2.74 \times 10^{-3}$ 。本文在确定不同地表条件下的  $C_D$  时利用了“淮河流域水循环试验”中不同地表面上小气候观测资料, 作者曾比较了安徽寿县和江苏常熟的气候资料, 结果认为两地的气候特征基本相似, 另外三角洲地区没有不同地表上的观测资料, 只能使用寿县资料近似估计  $C_D$ 。

土地利用数据是在  $550 \text{ m} \times 550 \text{ m}$  的均匀网格点上, 将同期 48 个站常规气象观测资料内插到该网格点上, 利用式 (1) 或 (2) 可计算各网格点上的地表潜热通量。在计算中假设在  $550 \text{ m} \times 550 \text{ m}$  这样的小网格区域下垫面性质是均匀的, 如同为林地、农田或草地等等。可求得各种下垫面(土地利用状况)下各网格上的平均地表蒸散量和感热通量值, 由此再进一步通过加权平均而求得长江三角洲地区的平均值。

### 3 地表蒸发量及感热通量的时空分布特征

#### 3.1 季节变化及空间分布

三角洲地区月蒸发量的季节变化特征表现为: 冬季小, 以 1, 2 和 12 月最小, 区域平均在  $15 \sim 20 \text{ mm/月}$  之间, 夏季大, 以 7 月和 8 月最大, 平均可达  $140 \text{ mm/月}$ , 而从 8 月到 9 月间的变化非常激烈。图 1 中给出的屯溪、南京及沿海的嵊泗站的蒸散量的年变化和区域加全平均的年变化, 从中可见, 三角洲地区不同地点蒸散量的年变化具有相似的变化趋势, 但其蒸散量的大小因局部小气候条件的不同显示了相当的差异。沿海地区如嵊泗站在 7~8 月分蒸散量可达到  $160 \text{ mm/月}$  以上。造成蒸散量空间分布不均一的重要因子之一是下垫面条件, 表 3 给出该地区 1980 年和 1995 年各种地表面占总面积的百分率 and 对应地面蒸散量的估计结果, 图 2 (见附页 1) 为该地区几种主要地表面估计的 1995 年的蒸散量。图 3 (见附页 1) 则给出了三角洲地区 1995 年年蒸散量的空戒分布, 从中我们可以看到三角洲地区具有复杂的地表覆盖条件, 而各种地表面的蒸散量相差甚大, 如水面蒸发可达到  $1000 \text{ mm/a}$  以上, 而农田, 草地蒸发量在  $600 \sim 700 \text{ mm/a}$ , 林区则为  $800 \sim 900 \text{ mm/a}$ , 蒸散量的空间分布特征于地表利用状

况有好的对应关系。

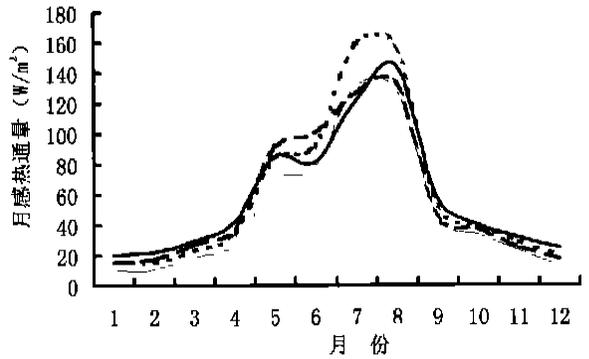


图 1 屯溪、南京与嵊泗站蒸发通量的年变化和区域加权平均的年变化

(粗实线: 区域加权平均, 细实线: 屯溪, 长虚线: 南京, 虚线: 嵊泗)

感热通量的季节变化特征与潜热通量不同(图 4), 其主要表现为年变化为双峰形, 两个峰值分别位于 5 月和 8 月, 其中大部分区域以 8 月份感热通量最大(如南京、嵊泗), 少数站(如屯溪)以 5 月份最大。区域平均而言以 8 月为感热通量的最高月份。6 月的感热通量低可能因该区域的梅雨季节所致, 梅雨期间降水量大, 降水时间长而辐射较小, 8 月份长江三角洲地区常为副高控制下的晴热天气, 5 月份则是梅雨前期, 两段时期降水相对较少。

#### 3.2 年际及年代际变化

长江三角洲地区属亚热带季风气候, 平均年降水量在  $1000 \text{ mm}$  以上, 平均年蒸发量大多在  $600 \sim 800 \text{ mm}$ , 占降水的 60% 左右。该地区的区域平均年蒸发量的年际变化显著, 每年的蒸发量都因为气候条件如降水, 辐射, 气温等要素的变化而在平均值附近震动。我们利用权重平均方法计算了从 1961 年开始到 1998 年的区域平均蒸散量如图 5 所示, 从

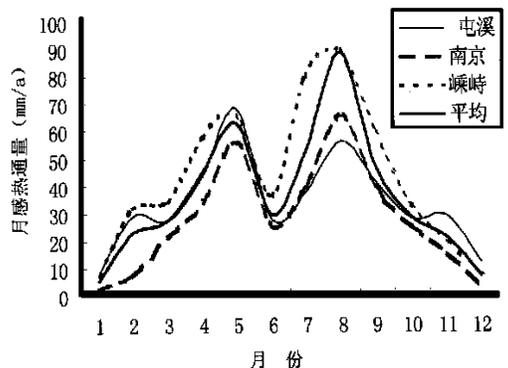


图 4 屯溪站南京与嵊泗感热通量的年变化和区域加权平均的年变化

中可见,蒸散量年际变化有较强的波动性,但整体上年际变化呈现较弱的减少趋势,特别是从1972年开始,除个别年份(1978,1994)外年蒸散量均在38 a平均值以下。平均年蒸发量的年际波动(表2)表现出:20世纪60年代后期有下降的趋势,70和80年代中期比较平缓,90年代波动加强的变化特征。由表2还可见,60年代平均蒸发量最多,90年代的最少,60年代到70年代减少得最快。

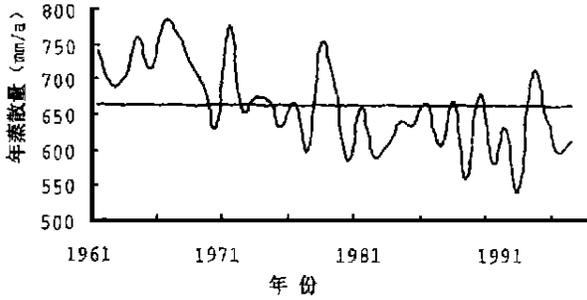


图5 长江三角洲地区平均年蒸发量序列

感热通量(区域平均)的年际变化如图6所示,20世纪60年代后期最大,70年代前期和80年代后期有减小的趋势,70年代后期开始到88年变化比较平缓,且保持了较高的感热通量,70年代前期和90年代前期相对较小。感热通量的年际变化具有明显的波动性,但是并无明显的增加或减小的趋势。平均感热通量与潜热通量的比(波文比)为0.25,可见该区域地表与大气间的热量交换以潜热输送为主,而这一地气相互作用特征决定了该地区温暖湿润的气候特征。当然,各种地表条件下及不同的季节的波文比值有较大的不同,如黄山站5月份的感热通量就大于潜热通量,其波文比值达到1.2。具体地表条件及具体季节还要具体分析,不能一概而论。

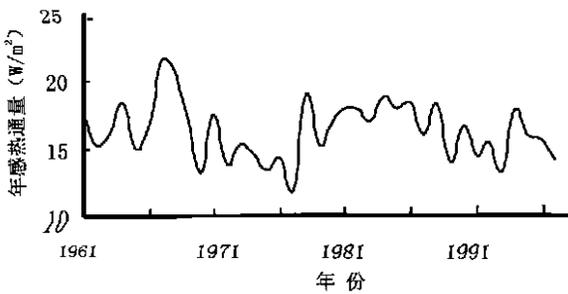


图6 长江三角洲地区平均感热通量的年序列

#### 4 影响三角洲地区蒸散量和感热通量的主要因子

地表实际蒸发的大小取决于两个因素,一是蒸

发所需的热能,二是蒸发所需的水分。长江三角洲地区属亚热带湿润气候,年平均降水量在1000 mm以上。充足的降水保证了此地区地表有足够的水分用于蒸发,因此该地区的蒸发量在很大程度上取决于可用于蒸发的能量。图7给出了长江三角洲地区平均年蒸发量,太阳总辐射和平均总云量的变化(1961~1998年),由图可见,年蒸发量与年平均太阳辐射的变化趋势及年际振动特征是一致的,两者的相关系数达0.911,而年蒸发量与云量变化的位相相反,两者的相关系数为-0.40。近几十年通过对太阳辐射的研究,人们注意到影响到达地面的太阳总辐射有自然因素和人为因素两方面<sup>[10]</sup>。自然因素主要有火山爆发、森林和草原火灾等,人为因素主要是工业化及城市的发展、人口的增加(燃烧燃料、破坏自然植被等)产生的大气污染,增加了大气中的气溶胶含量,减小了大气的透明度,进而使到达地面的直接辐射和太阳总辐射减少<sup>[11]</sup>。云量的变化是否与人类活动有直接关系还无有力的数据加以证明,但是该地区自1978年改革开放以来人类活动的增加使该地区,特别是城市及其周边地区大气气溶胶增加,使大气能见度减小的事实通过资料分析以得到证明<sup>[12]</sup>。大气气溶胶的增多增加了大气浑浊度,从而使达到地表的辐射减少,使可应用于蒸发的能量减少,减少了蒸发量。

下垫面物理特性及其变化是影响蒸散量的一个重要因子。长江三角洲地区的地表条件的空间分布十分复杂。土地资源遥感信息的分析表明,三角洲地区土地资源利用,农业用地比重最大达50%以上,且主要是水稻种植,土地以粘质和壤质为主。此外,该区域林地面积占20%以上,水域面积占10%。自1978年改革开放以来,随着人类经济活动的迅速

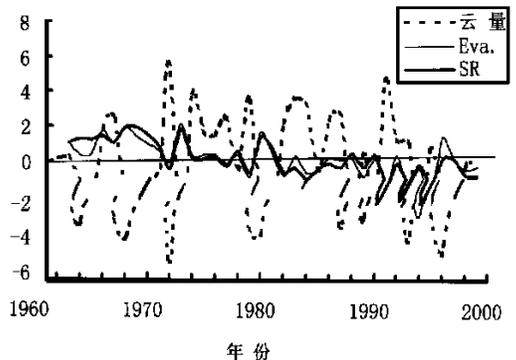


图7 长江三角洲地区平均年蒸发量、太阳总辐射(标准化)和平均总云量(距平)(1961~1998年)序列

表 2 长江三角洲地区年蒸发量和感热通量的年代平均

年 代	总辐射( $0.01 \times 10^6 \text{ J} / (\text{d} \cdot \text{m}^2)$ )	蒸发量(mm/a)	地气温差( $^{\circ}\text{C}$ )	风速(m/s)	感热通量( $\text{W} / \text{m}^2$ )
1961~ 1970	1798.88	720.63	2.43	3.04	17.19
1971~ 1980	1682.57	671.21	2.12	2.93	15.00
1981~ 1990	1585.35	632.82	2.12	3.12	16.76
1991~ 1998	1559.01	618.80	2.08	2.86	14.85

增加,人为的使该地区的地表条件,土地利用状况发生了很大的变化。与 1980 年相比,1995 年的水田、旱地、草地和水域面积明显减少,城镇用地、各种建设用地、滩涂及其它非生产性用地明显增加(见表 3)。而伴随这种土地资源利用的变化必然要导致区域整体平均蒸散量的变化。利用权重平均方法计算的区域平均蒸散量的结果为,1980 年为 708.63 mm,1995 年为 684.73 mm,后者比前者少了 23.90 mm。造成这种差异的原因可能是多种多样的,如两年间的降水的差异,1980 年为 1259.96 mm,1995 年为 1202.48 mm,后者比前者少了 57.48 mm。此

外还有到达地面的总辐射的减少等。但无论如何因该区域的土地利用状况的变化所造成的长江三角洲地区平均蒸发的减少不能低估。我们就气象条件保持不变(1980 年)而只考虑土地利用的变化(1980 年和 1998 年),计算了该地区蒸散量,结果表明仅因为地表条件的变化可使该地区的区域平均蒸散量减少 20 mm。造成这一变化的原因是占土地利用最大比例且具有较大蒸发量的水田,农田和水面等面积的减少,及蒸发量较小的城镇及建筑用地的增加从而使区域平均蒸发也减少了。

表 3 长江三角洲地区土地资源利用信息及其地表通量的变化

土地利用类型	所占比例(%)	1980 年		1995 年		
		蒸发(mm/a)	感热( $\text{W} / \text{m}^2$ )	所占比例(%)	蒸发(mm/a)	感热( $\text{W} / \text{m}^2$ )
水 田	51.206	681.042	10.501	49.853	676.691	10.435
旱 地	12.927	624.521	13.056	8.485	635.116	13.233
林 地	21.157	865.136	11.260	24.103	843.988	12.596
灌木林地	0.000	0.000	0.000	2.093	820.173	12.778
其它林地	0.000	0.000	0.000	1.060	831.226	12.694
高覆盖草地	3.849	632.857	14.307	2.163	688.181	13.782
中覆盖草地	0.000	0.000	0.000	0.019	612.579	15.482
低覆盖草地	0.000	0.000	0.000	0.009	612.666	17.554
河 渠	3.944	1113.860	10.725	1.818	1137.467	10.254
湖 泊	3.589	1145.526	11.456	3.340	1075.696	10.779
水库坑塘	2.843	1157.249	11.397	1.621	1111.554	11.431
永久性雪盖	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
滩 涂	0.000	0.000	0.000	0.903	741.109	9.901
滩 地	0.000	0.000	0.000	0.675	699.593	10.259
城镇用地	0.408	559.456	22.628	2.513	543.766	20.707
工矿用地	0.000	0.000	0.000	0.268	535.911	18.697
其它建设用地	0.077	545.716	23.061	1.049	549.620	22.849
沙 地	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
戈 壁	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
盐碱地	0.000	0.000	0.000	0.001	529.282	15.081
沼泽地	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
裸土地	0.000	0.000	0.000	0.005	550.921	14.785
裸岩石砾地	0.000	0.000	0.000	0.008	532.703	13.636
其 他	0.000	0.000	0.000	0.014	552.262	12.312
加权平均		708.634	13.967		684.746	14.884

影响感热通量变化的因子主要为用于感热消耗的能量,地表湿润状况,下垫面性质等。三角洲地区感热通量变化的主要特征如表 3 所示,感热通量在城镇及其周围地区最大,水域最小,1980 年整个区域平均感热通量为  $13.967 \text{ W/m}^2$ ,1995 年平均为  $14.884 \text{ W/m}^2$ ,平均值略有增加。如图 6 所示长江三角洲地区平均感热的年际变化具有明显的波动性,同时存在年代际变化,如 20 世纪 60 年代后期最大,70 年代前期和中期较小,70 年代后期到 80 年代后期增加等。三角洲地区城镇,工矿用地及非农业用地的增加可能是感热通量变化的原因之一,另外伴随人类活动的增加所造成的气温的增加<sup>[12]</sup>,亦可能对三角洲地区感热通量的变化有所影响,在此不再进行详细讨论。

## 5 小 结

(1) 长江三角洲地区平均地表通量的季节变化表现为:蒸散量以 7 月和 8 月最大,绝大部分地区都在 100 mm 以上,12 和 1 月最小,一般是十几毫米。感热通量的年变化为双峰型,以 8 月和 5 月为最大,12 月和 1 月最小。区域内,各种地表条件下的蒸散量和感热通量及其年变化具有明显的差异。

(2) 长江三角洲地区平均地表蒸散量的年际变化表现出逐渐减少的趋势,其原因之一与该地区近年来云量的变化及太阳辐射的减弱趋势所造成的。其原因之二是该地区土地利用状态的改变,如蒸发量较大的农田,水面面积的减小和蒸发量较小的城镇,工矿用地面积的增加。

## 参考文献

- 1 中国水利电力科学院水文研究所. 全国水文图集. 北京: 水利电力出版社, 1963. 254pp
- 2 高国栋, 陆渝蓉. 中国物理气候图集. 北京: 农业出版社, 1981. 1~ 65
- 3 陆渝蓉, 高国栋. 中国水分气候图集. 北京: 气象出版社, 1984. 91~ 116
- 4 刘磊森, 余锦华, 丁裕国. 非均匀地表条件下区域水·热通量计算方法的研究. 应用气象学报, 2002, 13(3) 待发表
- 5 Kotoda K. Estimation of River Basin Evapotranspiration Environmental Research Center Paper. University of Tsukuba, 1986(8): 66pp
- 6 Brutsert W, Stricker H. An advection-aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration. Water Resour Res, 1979, 15: 443~ 449
- 7 Barton I J. A parameterization from nonsaturated surfaces. J Appl Meteor, 1979, 18: 43~ 47
- 8 Liu J, Kotoda K. Estimation of Regional Evapotranspiration from Arid and Semi-arid Surfaces. The American Water Resources Association. J f, 1998, 34(1): 27~ 41
- 9 潘守文等. 现代气候学原理. 北京: 气象出版社, 1994. 978~ 983
- 10 徐群. 近 29 年冬季我国太阳辐射的显著变化. 中国科学(B 辑), 1990, 10: 1112~ 1120
- 11 孙卫国, 陈万隆, 陈志鹏. 近 30 年中国地面太阳辐射变化特征. 见: 丁一汇主编. 中国的气候变化与气候影响研究. 北京: 气象出版社, 1997. 132~ 139
- 12 Chen, Zhu W, Zhou X. Characteristics of environmental and climate change in Changjiang Delta and its possible mechanism, ACTA Meteor Sinica, 14(2): 129~ 140.

(3) 平均年蒸散量的空间分布特征与土地利用相对应: 该地区水面蒸发量最大, 可达 1000 mm/a 年以上, 其次为森林, 蒸散量在 800 mm/a 左右, 稻田, 农田的年蒸散量 600~ 700 mm/a。相同的地表条件下西部地区的年蒸散量相对较小, 而东部较大。

(4) 该地区的感热通量的年变化为双峰型, 分别位于 5 月和 8 月, 而以 8 月的为最大。年际变化存在明显的波动, 但是并无明显的增加或减小的趋势。区域分布与地表条件的分布状况相对应。相同的地表条件下西部地区略大。

(5) 长江三角洲地区的土地资源利用状况的变化表明: 80 年代到 90 年代, 长江三角洲地区的农业用地和水域面积明显减少, 即农业土地资源和水资源明显减少, 而非农业生产性用地明显增加, 这是该区域近二十年经济发展的结果。目前因人为活动所造成的大气环境的变化和三角洲大热岛现象已十分明显<sup>[13]</sup>, 随着经济的发展, 人口的增加, 工农业结构的进一步变化, 未来这种变化趋势还会继续。伴随着土地资源利用的进一步变化, 地表与大气间的水热交换也会相应的发生变化, 将会对该地区的生态环境乃至气候环境产生进一步的影响。

(6) 地-气间水和热通量的计算对研究陆-气相互作用非常重要。要准确地估计出各种不同下垫面上的蒸散量和感热通量因观测资料等条件的限制还存在一些困难。本文的计算中仍然存在某些近似, 如森林, 城镇等地表面蒸发和感热通量的计算会产生一定的误差, 需要进一步改进。

# THE TEMPORAL AND SPATIAL DISTRIBUTION CHARACTERISTICS OF EVAPOTRANSPIRATION AND SENSIBLE HEAT FLUXES AND INFLUENCE FACTORS IN THE YANGTZE DELTA REGION

Liu Jingmiao Zhou Xiujü

Yu Jinhua Ding Yuguo

(*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)

(*Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044*)

## Abstract

Evapotranspiration and sensible heat fluxes in Yangtze Delta Region (28–33°N, 118–123°E) are estimated for the past 40 years by modified Kotoda-Bortan (K-B) model and Newton diffusion method respectively. The temporal and spatial distribution characteristics of evapotranspiration and sensible heat fluxes are analyzed combined with land-use data, meteorological data such as air temperature, solar radiation, cloudiness, etc. The results show that the regional averaged evapotranspiration has a tendency of decreasing gradually during the past 40 years. The sensible heat fluxes show no obvious variation in this period. The main reasons for the decrease of evapotranspiration are considered first to be the variation of cloudiness in this region, which induced the decrease of solar radiation arrived on the ground surface. The second reason is the change of the land use condition. Compared with 1980, the proportion of paddy field, farmland and water surface area were decreased by 1.353%, 4.42% and 2.597% respectively, but urban land non-agriculture area was increased by 3.345% in 1998. The difference of evapotranspiration from various surfaces and the change of land use made the regional averaged evapotranspiration be decreased.

**Key words :** Evapotranspiration, Sensible heat flux, Temporal and spatial distribution, The Yangtze Delta Region.

### 刘晶淼等：长江三角洲地区水和热通量的时空变化特征及影响因子

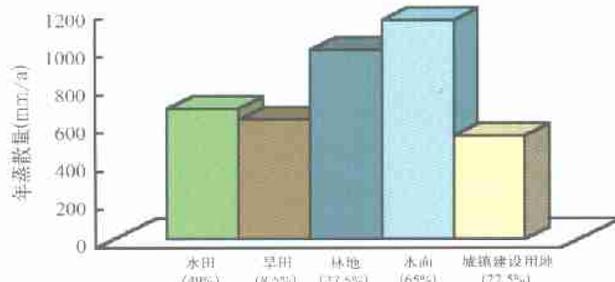


图2 1995年地表面蒸散量估计

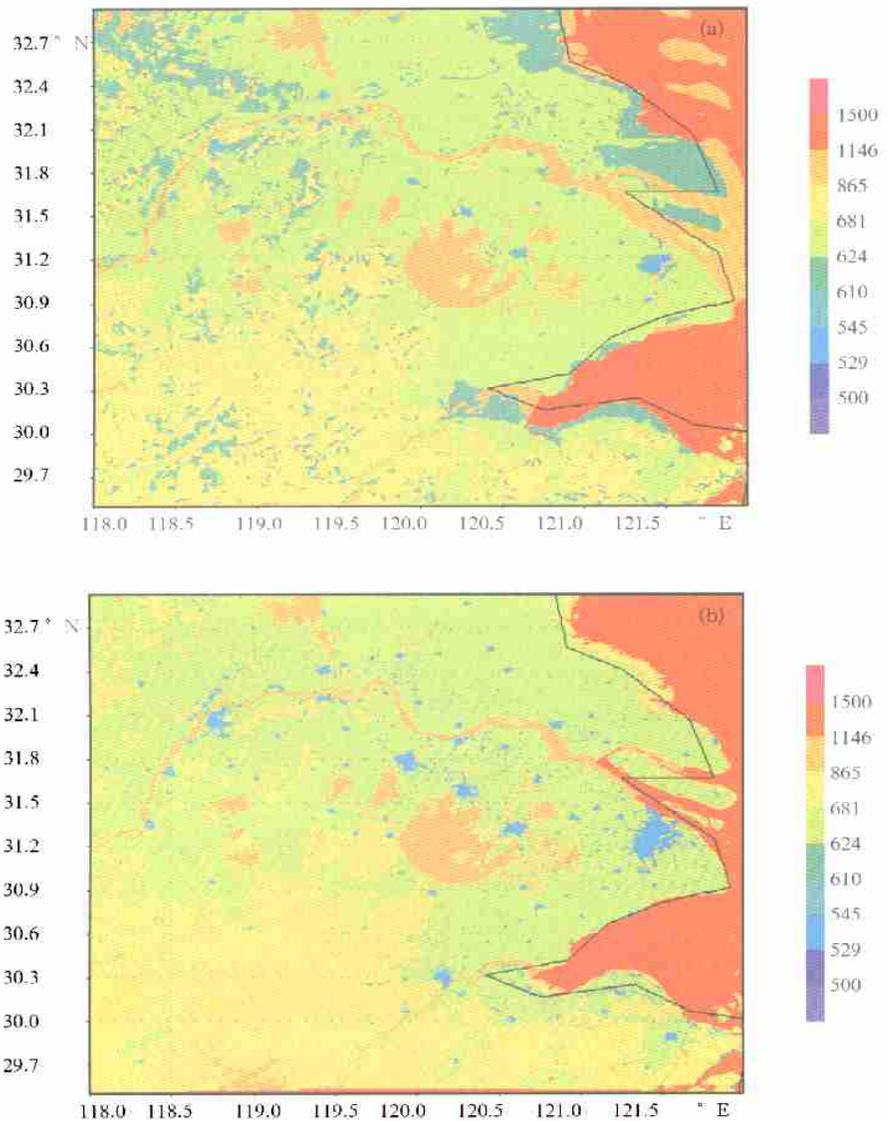


图3 长江三角洲地区年蒸散量(mm/a)分布  
(a.1980年, b.1995年)