

## 京津唐地区水面蒸发估算及其分布特征

洪嘉琏 王淑清

(中国科学院 地理研究所  
国家计划委员会)

**提 要:** 本文根据官厅蒸发站20米<sup>2</sup>蒸发池的观测资料与气象要素特征值之间关系, 建立道尔顿类型的水面蒸发计算模式, 计算了京津唐地区60个气象站的年、月蒸发值, 并绘制年、季(典型月分)的蒸发分布图。

**主题词:** 京津唐地区 水面蒸发

水面蒸发是水循环过程中的一个重要环节。它是江河、湖泊、水库等水体水量损失的一部分。水面蒸发与国民经济中的许多实际问题有关, 例如农田灌溉、水利工程的水利水文计算和水库、湖泊的调度等都需要应用水面蒸发资料。因此, 开展水面蒸发计算的研究, 探索水面蒸发在不同地区和时间上的分布规律, 为农业、水利、水电规划设计部门提供科学数据也是十分必要的。

### 一、 计算模式的建立

目前, 我国水面蒸发资料主要是由各种类型水面蒸发器测得的, 已有的研究证明只有体积足够大的蒸发池, 才能较好符合自然水面的蒸发情况, 在大量研究基础上, 世界气象组织1972年9月在日内瓦会议作出决定, 认为大型蒸发池研究浅水湖泊的蒸发, 可得出满意的结果, 建议20米<sup>2</sup>蒸发池作为研究浅水湖泊蒸发的一种国际仪器。但限于经济条件, 我国只有极少数地区设立大型蒸发池站。但我国基本气象站网分布很广, 如何利用气象资料估算无资料地区的水面蒸发也是可取的途径之一。

关于水面蒸发的计算, 国内外已有一些研究文献<sup>[1-9]</sup>, 这些研究大都是根据大型蒸发池的观测资料建立蒸发率与气象要素特征值之间的经验关系。

从许多各种条件下所完成的实验工作, 证明蒸发率与按水面温度计算所得饱和水汽压之间成正比关系, 这个结果指出了道尔顿定律对于自然蒸发在物理上的可靠性。在苏联, 达维多夫等利用这类经验模式完成了苏联境内许多水域的蒸发计算; 我国施成熙等<sup>1)</sup>根据国内9个大型蒸发池的资料, 建立了类似于道尔顿经验模式来估算水面蒸发。本文根据区内唯一官厅站大型蒸发池蒸发率和气象资料, 配制了类似的经验模式。从图1可见,  $E_0/e - e_{1.5} \sim u_{1.5}$  有较好的线性关系, 相关系数为0.98。其回归方程为:

$$E_0 = 0.144 (1 + 0.75u_{1.5}) (e_0 - e_{1.5}) \quad \text{毫米每日} \quad (1)$$

本文1984年12月19日收到, 1986年7月20日收到修改稿。

1) 施成熙等: 确定水面蒸发方法初步研究(油印本), 1964年。

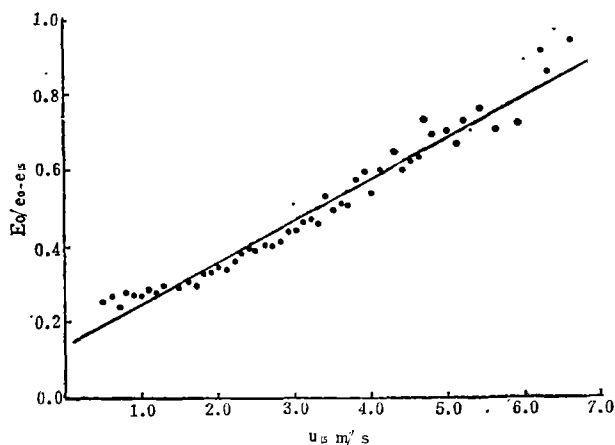


图 1. 官厅水库  $E_0/e_0 - e_{1.5} \sim U_{1.5}$  的关系图  
Relationship between the  $E_0/e_0 - e_{1.5}$  and  $U_{1.5}$

式中:  $E_0$  为水面蒸发率;  $u_{1.5}$  为 1.5 米高度处的风速 (米/秒)\*;  $e_0$  为水面的饱和水汽压 (毫巴);  $e_{1.5}$  为 1.5 米高度空气实际水汽压 (毫巴)。

我国气象站网不进行水温观测, 因而得不到水汽压力差 ( $e_0 - e_{1.5}$ ) 的资料, 故 (1) 式实际应用受到限制。为此, 我们利用马格努斯 (Magnus) 公式, 将有:

$$e_0 - e_{1.5} \approx D + \frac{de_0}{dT} \Big|_{T=T_{1.5}} (T_0 - T_{1.5}) = D + d(T_{1.5}) (T_0 - T_{1.5}) \quad (2)$$

式中  $D$  是空气饱和差 (毫巴);  $T_0$  是水面温度 ( $^{\circ}\text{C}$ );  $T_{1.5}$  是 1.5 米高度空气温度 ( $^{\circ}\text{C}$ );  $de_0/dT$  为  $T_{1.5} = T$  时饱和水汽压曲线的斜率 (毫巴/ $^{\circ}\text{C}$ ), 由表 1 根据气温查用 [10]。

将 (2) 式代入 (1) 式得

$$E_0 = 0.144 (1 + 0.75u_{1.5}) [D + d(T_{1.5})(T_0 - T_{1.5})] \quad \text{毫米每日} \quad (3)$$

由 (2) 式可知, 空气饱和差加上温度层结订正可以近似的等于水汽压力差。关于温度层结对蒸发速度的影响, 实验表明, 对于大陆性气候在夏季情况下, 逆温时的蒸发与超平衡梯度时蒸发相比是微不足道的。至于利用空气饱和差与蒸发速度建立的经验关系式, 只有在中性层结下才是正确的, 因为在此层结下是等温分布, 即  $T_0 = T_{1.5}$ 。据布德科 (Будыко) 研究 [11] 当风速大时, 温度层结对蒸发速度的影响很小, 而在风速小时, 它的影响就很大了。而一些研究者 [12] 在建立水面蒸发的经验公式时, 由于得不到水面温度资料, 往往用空气饱和差来代替水汽压力差, 实际是假定自然蒸发是在单一中性层结条件下进行的, 然而这种假定与客观情况是不符的。因为在自然界中三种层结是交替出现的, 所以在利用这些经验公式计算水面蒸发必然会产生较大的误差。

关于表面水温的计算方法, 由于缺乏直接观测数据, 所以现在还研究得不够。近似地计

\* 由气象站风标高度 10 米风速可按对数换算为 1.5 米高度风速。

表 1  $de_0/dT$ 的查用表  
The values of  $de_0/dT$

气温 $^{\circ}\text{C}$  个位数 十位数	$\text{mb}^{\circ}\text{K}^{-1}$									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
-40	0.0192	0.0179	0.0162	0.0147	0.0134	0.0121	0.0110	0.0099	0.0090	0.0081
-30	0.0480	0.0441	0.0404	0.0371	0.0339	0.0310	0.0284	0.0259	0.0236	0.0216
-20	0.1081	0.1000	0.0925	0.0854	0.0789	0.0728	0.0671	0.0618	0.0568	0.0523
-10	0.2262	0.2108	0.1962	0.1826	0.1698	0.1577	0.1465	0.1359	0.1260	0.1168
-0	0.4438	0.4160	0.3897	0.3649	0.3414	0.3193	0.2984	0.2787	0.2601	0.2427
0	0.4438	0.4731	0.5043	0.5370	0.5717	0.6082	0.6467	0.6872	0.7299	0.7749
10	0.8222	0.8720	0.9244	0.9793	1.0370	1.0980	1.1610	1.2280	1.2980	1.3710
20	1.4480	1.5280	1.612	1.700	1.792	1.888	1.988	2.093	2.202	2.316
30	2.435	2.560	2.689	2.824	2.964	3.110	3.262	3.420	3.585	3.755
40	3.933	4.118	4.309	4.508	4.715	4.929	5.151	5.381	5.620	5.867
50	6.123	6.388	6.662	6.946	7.240	7.544	7.858	8.182	8.518	8.864

算方法有：热传导方程式的计算法；热量平衡方程式算法；根据空气温度的算法。前两种方法计算水温在理论上是可靠的，但由于缺乏一些要素的观测数据，实际应用也是困难的。根据气温计算水面温度的方法，据一些试验数据表明<sup>[13]</sup>，大而深的湖泊（水库）的水面温度和气温的关系通常具有二种情况，在湖水增热时水温低于气温；而在湖水冷却时则相反。小而浅的湖泊增热或冷却都比大而深的湖泊快得多。上述关系可用直线方程表示：

$$T_0 = a + bT_{1.5} \quad (4)$$

按上式我们对官厅站、三门峡站  $20\text{m}^2$  蒸发池的表面水温与气温的关系，分月进行计算（表2）。

由表2看出，两站各月的角系数 $b$ 较接近，而常数项 $a$ 值的差异较大。这种地域上的差

表 2 官厅站和三门峡站 $a$ 、 $b$ 、 $\alpha$ 系数比较

A comparison of the Coefficients  $a$ ,  $b$ ,  $\alpha$ , in Guanting station and Sanmenxia station.

系数 \ 月分		4	5	6	7	8	9	10
官厅站	$a$	4.07	9.23	9.49	13.49	11.23	17.44	5.19
	$b$	0.61	0.43	0.57	0.48	0.65	0.49	0.69
	$T_0/T_{1.5} = \alpha$	1.0	0.93	1.0	1.06	1.12	1.20	1.17
三门峡站	$a$	8.26	16.51	19.52	15.26	12.89	12.80	99.9
	$b$	0.51	0.42	0.47	0.49	0.63	0.52	0.51
	$T_0/T_{1.5} = \alpha$	1.04	1.02	0.95	1.04	1.10	1.2	1.21

异,主要是两站的基础温度不同,例如7月三门峡的水温 $28.8^{\circ}\text{C}$ ;气温 $27.6^{\circ}\text{C}$ ;  $\Delta T = 1.2^{\circ}\text{C}$ 。而官厅相应的为 $25.5^{\circ}\text{C}$ 和 $24.1^{\circ}\text{C}$ ;  $\Delta T = 1.4^{\circ}\text{C}$ 。尽管两地 $\Delta T$ 很接近,但三门峡的温度比官厅高。从图2也可看出,常数项 $a$ 的截距,则温度高的地区大于温度低的地区。由此可知,此式只适用于气温较接近的地区。同时从表2还看出两站 $T_0/T_{1.5}$ 的比值较相近,所以按模式要求,直接求算 $(T_0 - T_{1.5})$ 的差值。

由此,可根据表面水温与气温的比值、差值来建立关系式:

$$T_0 - T_{1.5} = \Delta T \quad (5)$$

$$T_0/T_{1.5} = \alpha \quad (6)$$

由(5)式除以 $T_{1.5}$ ,将(6)

式代入,则得

$$\Delta T = T_{1.5} (\alpha - 1) \quad (7)$$

式中 $(\alpha - 1)$ 包含了温度层结的物理意义:若 $(\alpha - 1) > 0$ 表示超平衡梯度; $(\alpha - 1) = 0$ ,表示中性层结; $(\alpha - 1) < 0$ 表示逆温。按官厅站资料计算得出 $(\alpha - 1)$ 多年各月的平均值。考虑到 $(\alpha - 1)$ 的各月的年际变化,将多年平均 $(\alpha - 1)$ 值与历年 $(\alpha - 1)$ 值进行回归计算订正,结果得出 $(\alpha - 1)$ 值在各年是较稳定的(见表3)。

表3 官厅站各月的 $(\alpha - 1)$ 值

The monthly Value of  $(\alpha - 1)$  Guanting station

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
多年平均	0	0	0.047	-0.009	-0.037	0.027	0.092	0.137	0.178	0.204	0.441	0
回归计算订正	0	0	0.047	-0.024	-0.048	0.027	0.096	0.140	0.177	0.200	0.441	0

冬季冰面温度,据一些著作介绍<sup>[14]</sup>可以用气温代替<sup>[14]</sup>,故结冰期各月 $(\alpha - 1) = 0$ 来处理,按此处理的蒸发计算值,与官厅站冬季各月的20厘米蒸发器经折算后蒸发值进行检验也较接近(见表4)。因冬季的蒸发量占年总量的比例很小,故影响不大。

将(7)式代入(3)式,最后得到我们进行计算的经验模式如下:

$$E_0 = 0.144 (1 + 0.75 U_{1.5}) [D + d (T_{1.5}) (\alpha - 1) T_{1.5}] \text{毫米/月} \quad (8)$$

将(8)式对官厅站计算结果,并与20米<sup>2</sup>蒸发池的实测资料进行比较(见表5)。

由表5看出计算值与实测值是很接近的,月最大相对误差在6%左右,年平均相对误差只有4‰。

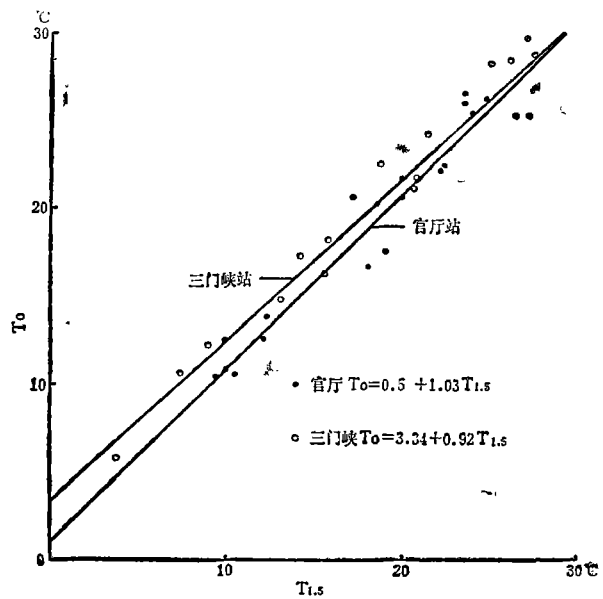


图2  $T_0 \sim T_{1.5}$ 的关系图  
Relationship between the  $T_0$  and  $T_{1.5}$

表 4 官厅站计算值与20厘米蒸发器折算后蒸发值比较 (单位: 毫米)  
The comparison between estimated value and conversion evaporation of evaporator  
( $\phi 20\text{cm}$ ) in Guanting Station (mm)

月 份	1	2	3	11	12
计 算 值	24.8	28.6	61.1	46.5	31.6
20厘米口径蒸发器值	53.8	66.8	145.0	90.5	58.9
折算系数*	0.45	0.45	0.45	0.54	0.54
折算后蒸发值	24.2	30.1	65.3	48.9	31.8

\* 引用施成熙等水面蒸发折算系数研究一文的数值, 1981。

表 5 官厅站水面蒸发的计算值与实测值比较 (单位: 毫米)  
The comparison between estimated value and actual value of servation of  
evaporation from water surface in Ganting station (mm)

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
计算值	24.8	28.6	61.1	117.4	161.8	159.7	141.2	129.7	122.7	90.9	46.5	31.6	1116.0
实测值	24.2*	30.1*	65.3*	116.1	161.3	158.0	138.9	127.6	121.0	88.1	48.9*	31.8	1111.3
差 值	0.6	-1.5	-4.2	1.3	0.5	1.7	2.3	2.1	1.7	2.8	-2.4	-0.2	4.7
相 对 误差%	0.025	-0.050	-0.064	0.011	0.003	0.011	0.019	0.016	0.014	0.032	-0.049	-0.006	0.004

\* 为20厘米口径蒸发器经折算后蒸发量

## 二、水面蒸发的分布特征

根据上述的经验模式, 计算了京、津、唐及邻区60个气象站的年、月蒸发值, 并绘制年、季(典型月分)的蒸发分布图。绝大部分站用的是1956~1981年共26年的资料, 只有5个站在10年以下的资料。

本区位于华北平原的北部, 受地形条件及局部环境的影响, 水面蒸发分布具有明显地域差异。

1. 年值分布 本区多年平均水面蒸发为750—1300毫米(图3), 其分布特征为南高、北低、平原区大于山区, 900毫米的等值线, 大致通过平原和山区的交界线上。平原区多年平均为900—1300毫米; 山区为750—900毫米。最高值分布在海河口沿海地区, 其值为1300毫米。该地是全区风速较大的地方, 年平均10米风速达4.6米/秒, 由于风大增强了水汽分子扩散作用, 故蒸发旺盛。最低值分布在东北部山区, 其值低于750毫米。从山区分布来看, 北部山区高于东北部和西部山区。但在同一山区内由于测站位置分布不同(佛爷岭海拔1224.7米, 汤河口站海拔331.6米), 一般是山顶站水面蒸发高于谷地(或盆地)站。滨海平原的水面蒸发高于山麓平原; 廊房地区南部和海河口沿海地区为本区强蒸发中心, 其值高达1200—1300毫米。

水面蒸发年内分配从秋末10月至翌年初春2月蒸发小, 5个月蒸发量只占年总值21%, 最低月值出现在1月(或12月), 开春以后至雨季前蒸发旺盛, 3—6月的水面蒸发量占全年总量42.5%, 5月(或6月)为全年的最高月值。7—9月是本区多雨季, 水面蒸发略有下降, 占年总量的36.5%。

水面蒸发的年变幅, 山区为100—125毫米; 平原区为95—185毫米。东部沿海地区年变幅最小, 海河口沿海地区和廊坊地区南部是全区年变幅最大的地区。

2. 各季的分布 本区各季的水面蒸发分布变化范围, 春季(以4月为代表)为80—110毫米(图5); 夏季(以7月为代表)为95—180毫米(图6); 秋季(以10月为代表)为55—120毫米(图7); 冬季(以1月为代表)为15—30毫米(图4)。总的趋势也是平原区高于山区。

各季水面蒸发分布图与年分布图的形势基本相似, 其主要差异分析如下:

(1) 春季(4月)的水面蒸发最低值不是分布在山区, 而是在东部的沿海地区, 其值低于80毫米。最高值在廊坊地区的南部(在110毫米以上)。春季风大, 由于城市建筑对风的削弱作用, 故北京、天津两市城区的水面蒸发比周围地区要小些。

(2) 夏季(7月)和秋季(10月)的分布特征和年分布基本相似。

(3) 冬季(1月)的水面蒸发的最高值不是分布在沿海地区, 而是分布在北部山区山麓平原一带, 包括北京市和潮白河、北运河沿岸几个县, 其值为30毫米以上。

综上所述利用大区蒸发站20米<sup>2</sup>蒸发池的观测资料与气象要素特征值之间关系, 建立道尔顿类型的计算模式, 估算无资料地区的水面蒸发是可取的方法之一。

1. 由模式计算值与实测值比较是很接近的。月最大相对误差在6%左右, 年平均相对

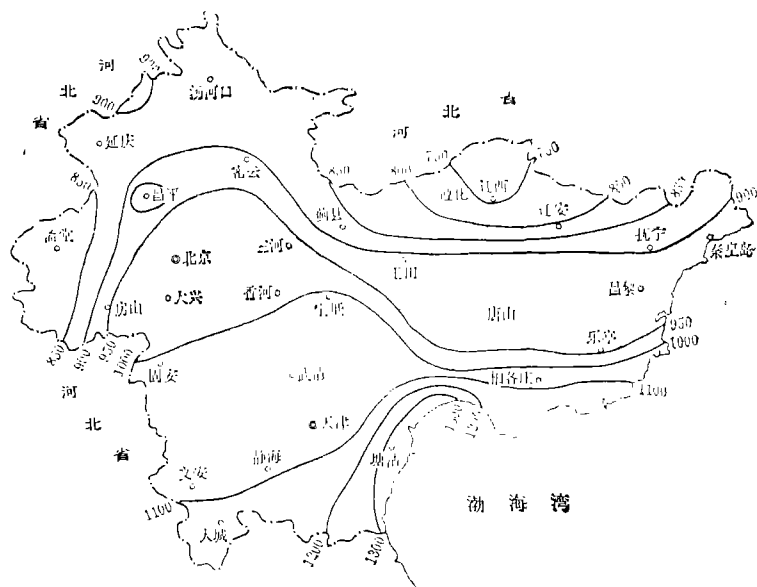


图3 京津唐地区年水面蒸发等值线图

The isogram of annual evaporation from water surface in  
Beijing, Tianjin and Tangshan areas (mm)

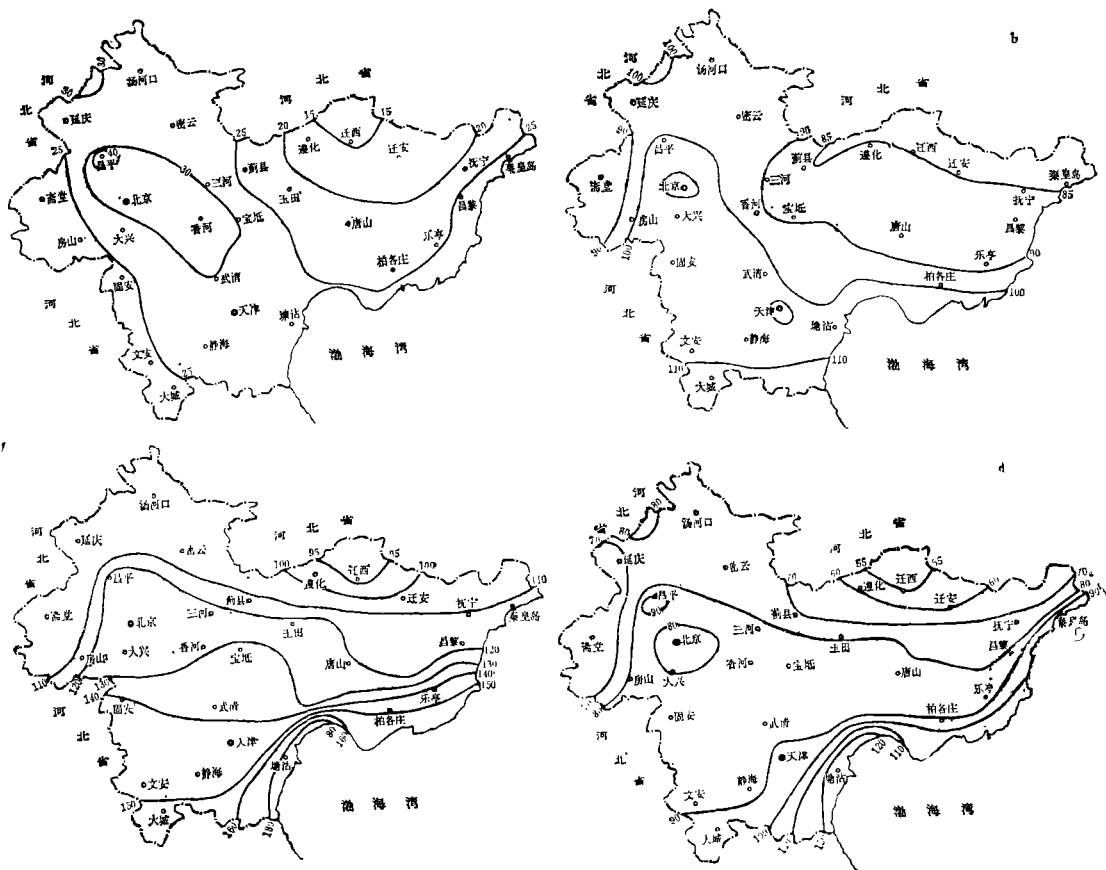


图 4 京津唐地区 1 月 (a)、4 月 (b)、7 月 (c)、10 月 (d) 水面蒸发等值线图  
The isogram of January (a), April (b), July (c), October (d) evaporation  
from water surface in Beijing, Tianjin and Tangshan arcas (mm)

误差只有 4%。2. 本区多年平均水面蒸发为 750—1300 毫米，其分布特征，平原区大于山区，900 毫米等值线大致通过平原和山区的交界线上。廊坊地区南部和海河口沿海地区为本区强蒸发中心，最低值分布在东北部山区。3. 年内分配：从秋末 10 月至翌年初春 2 月蒸发小，占年总量 21%；3—6 月的水面蒸发占年总量 42.5%；7—9 月是多雨季节，水面蒸发略有下降占年总量 36.5%。4. 年变幅平原区年变幅大于山区，为 160—185 毫米；东部沿海地区年变幅最小为 95 毫米。5. 四季的分布：冬季的最高值分布在北部山区山麓平原一带，春季分布在廊坊地区南部；冬、春两季最低值均分布在东北部山区。夏、秋两季的最高和最低值分布与年分布相同。

#### 参 考 文 献

- (1) Познышев О.С. Зависимость испарения с водной поверхности от метеорологических факторов “Метеорология и Гидрология”, № 11, 1940.

- (2) Руденко с.и. испарение с водной поверхности и потери на испарение с больших водохранилищ, труды ГГИ, вып3 (57), 1948.
- (3) Зайков Б.Д. испарение с водной поверхности прудов и малых водохранилищ на территории СССР. труды ГГИ, вып. 21 (75) 1949.
- (4) А.П.布拉斯拉夫斯基, З.А.维库里纳: 水库表面蒸发标准, 水利电力出版社, 1958年。
- (5) 邓根云: 水面蒸发量的一种计算, 气象学报, 3 期, 1979年。
- (6) 毛 锐: 太湖、团酒湖水面蒸发的初步研究, 海洋与湖沼, 9 (1), 1981年。
- (7) 孙芹芳: 10米<sup>2</sup>蒸发池水面蒸发实验研究, 水文, 第4 期, 1981年。
- (8) 陈宏藩: 水面蒸发及其换算系数的研究, 水资源研究, 第1 期, 1980年。
- (9) 毛 锐: 湖泊水域环境的蒸发, 中国地理学会陆地水文学术会议文集, 科学出版社, 1981年。
- (10) List, R.J. Smithsonian Meteorological Tables, 6th Edition, Washington, U.S.A., 1951.
- (11) М.И.布德科: 自然条件下的蒸发, 科学出版社, 1958年。
- (12) Давыдов в.к. Испарение с водной поверхности Европейской Части СССР. труды нутмс, серия 4, вып. 12, 1944.
- (13) Б.Д.扎依科夫: 湖泊学概论, 商务印书馆, 1981年。
- (14) 施成熙等编: 陆地水文学原理, 中国工业出版社, 1964年。

## ESTIMATION AND DISTRIBUTION CHARACTERISTICS OF EVAPORATION FROM WATER SURFACES IN BEIJING, TIANJIN AND TANGSHAN AREAS

Hong Jialian Wang Shuqing

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences and State Planning  
Commission of The People's Republic of China)

**Subject Indexing:** Beijing, Tianjin and Tangshan, Evaporation

from water surfaces

### Abstract

According to the observed data of the relation evaporation tank (20m<sup>2</sup>) and the characteristics of meteorological elements, We obtained a model of evaporation from water surface on the basis of Dalton's Law.

$E_0 = 0.144 (1 + 0.75U_{1.5}) [D + d (T_{1.5}) (\alpha - 1) T_{1.5}]$  (mm/day)

According to this model, we estimated annual and monthly evaporation for 60 meteorological observation stations in the areas and drew an annual and seasonal evaporation map (year, typical months). The examination of the presented formula shows that the monthly maximum relation error of estimation is about 6%, yearly relation error is about 0.4%.