

太湖气温效应的分析*

陆鸿宾 魏桂玲

(中国科学院南京地理与湖泊研究所)

提要 本文讨论了定量计算湖泊气温效应的方法,并估算了太湖温效和盛行风对太湖温效的影响。在总结冷、暖空气流经湖面时气温变化规律的基础上,给出了计算太湖最高和最低气温的数学表达式。文中尚为预测太湖湖面上隆冬最低气温和 1 月平均最低气温,提供了预告图和数学计算式。最后,还分析了太湖温效对双季稻生长的有利影响。

太湖是我国长江下游平原地区的一个大型浅水湖泊,其面积为 2428km^2 ,平均水深 1.9m ,处于北亚热带季风气候区。为研究太湖气候资源状况,我们于 1983 年 1 月—1984 年 2 月在紧临湖岸和东、西太湖面上设置了 6 个气象站(见图 1),进行连续观测。东、西山湖面站分别离岸约 1000m 和 500m ,其百叶箱的高度可随水位的变化而升降调节。湖面站只在 1, 4, 7, 10 各月作了连续观测,未观测月份的平均气温则按谐波分析方法延长,并用全概率公式和差值法延长进行校核^[3],个别月份相差仅 0.1°C 。

1. 太湖的气温场

以宜兴站为基点,计算湖区各站气温与基点站的温差 ΔT ;然后绘制出图 2—5(各月

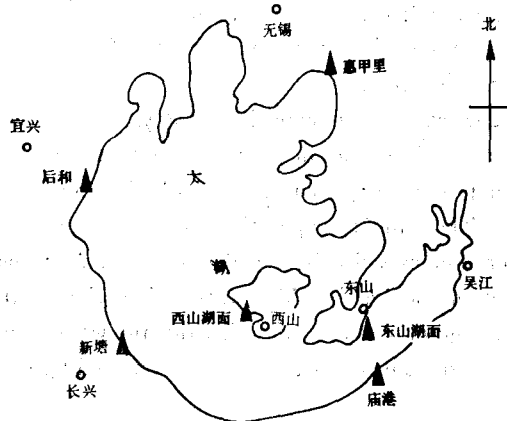


图 1 太湖示意图

Fig. 1 Sketch of Taihu Lake

○ 气象站; ▲ 专门布设的站点。

* 本文承蒙濮培民研究员提出过很好的修改意见,文中插图由吕虹妹清绘,谨志谢意。
收稿日期: 1988 年 3 月 3 日。

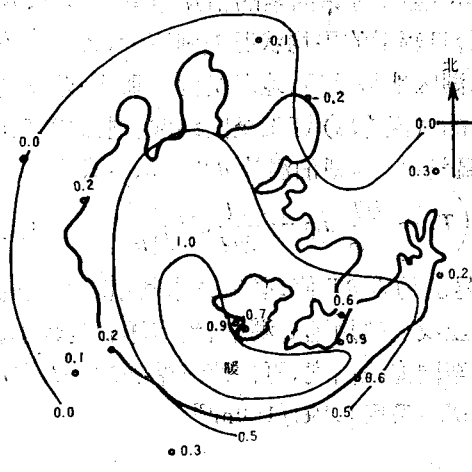


图2 1983年平均气温 ΔT 值图

Fig. 2 ΔT of mean air temperature in 1983

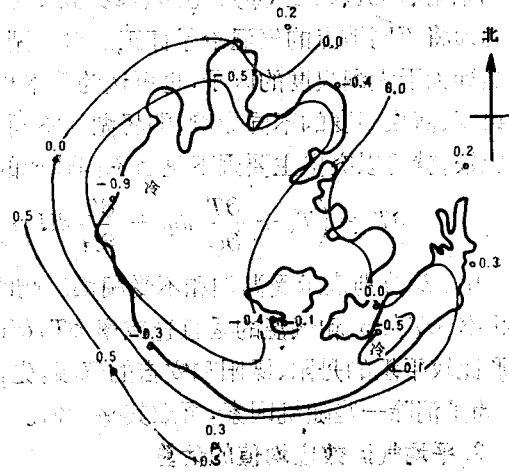


图3 1983年平均最高气温 ΔT 值图

Fig. 3 ΔT of mean maximum air temperature in 1983

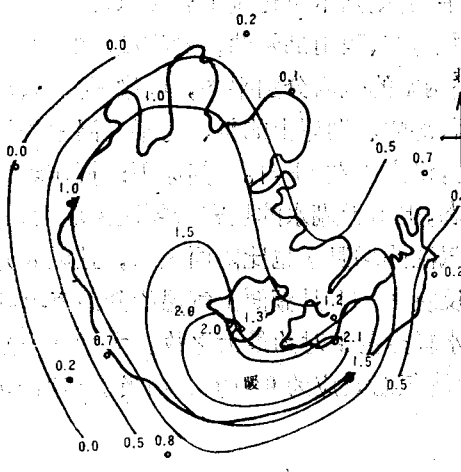


图4 1983年平均最低气温 ΔT 值图

Fig. 4 ΔT of mean minimum air temperature in 1983

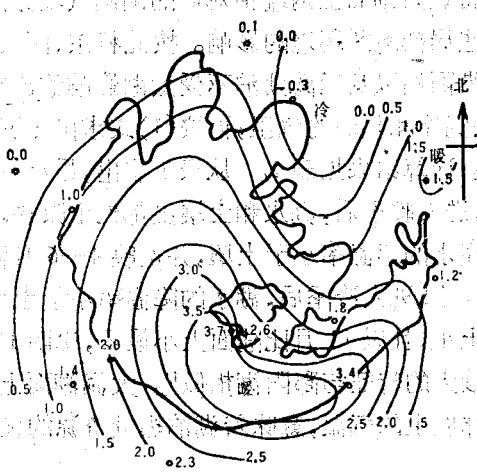


图5 1983年极端最低气温 ΔT 值图

Fig. 5 ΔT of extreme minimum air temperature in 1983

平均气温 ΔT 值图略),以表示太湖的气温场。这种 ΔT 值图是太湖温效的一种综合显示,从中可归纳以下几个特点:年、月平均和最低气温湖面是暖温中心^[1,7,8],最高气温湖面是冷温中心;暖温中心偏于太湖的东南隅,冷温中心则位于太湖的西北隅,因为通常来自北方的冷气流,经过湖面后必将逐渐增温,来自南方的暖气流,经过湖面后其气温将逐渐有所下降。

2. 气温效应的估算方法

湖泊气温效应是指某个地点受湖泊和不受湖泊影响的气温的差异。在没有消亡的天然湖泊所在的某个地点,不可能直接测到不受湖泊影响的气温值。因此在计算某地湖泊气温效应时,必须选择邻近不受湖泊影响地点的气温与之相比。但不同地点的气温受不

同的辐射、环流、纬度(φ)、地形、海拔高度(H)和下垫面等诸因素的相互作用和影响,所以必须将不同地点的气温给予订正。对太湖地区,日辐射的平均状况差别不大,大气环流则是远大于太湖尺度的因子,也可认为基本相同,湖区地势平坦,地形类同。那么,若能消除纬度、海拔高度的不同影响,即将湖区不同地点的气温(T_0)订正至同纬度、同海拔高度相比较,就可以突出主要因下垫面不同造成的气温差别,则湖泊温效 δT 可从下式求得:

$$\delta T = \left(T_0 + \frac{\partial T}{\partial \varphi} d\varphi + \frac{\partial T}{\partial H} dH \right) \Big|_W - \left(T_0 + \frac{\partial T}{\partial \varphi} d\varphi + \frac{\partial T}{\partial H} dH \right) \Big|_L \quad (1)$$

W, L 分别表示受湖泊和不受湖泊影响的符号。为求 δT 值,必须先求气温随纬度的变化率 $\partial T/\partial \varphi$ 和气温的垂直递减率 $\partial T/\partial H$ 。这里我们选用远离湖泊、受海洋影响较小、地形比较平坦的丹阳、溧阳和安吉的气温,先订正至同海拔高度,再计算三站间的 $\partial T/\partial \varphi$ 值;为了消除一些随机因素,再取其平均值。 $\partial T/\partial H$ 采用 $0.4^\circ\text{C}/100\text{m}$ ^[2]。

3. 平均气温效应均值的估算

在求取太湖温效时,还必须消除或尽量减小盛行风向的作用和海洋的影响。因此我们选择了与太湖地区冬、夏半年盛行风向基本一致的贯穿太湖东南-西北向的一条剖面,如将这条剖面上两端相对应的测站气温分别给予平均,则基本可达到上述要求,也可消除一些局部地区环境的影响。按此将东、西太湖面两站,东、西山岛两站,濒临湖岸的后和、庙港两站以及远离湖泊不受太湖影响的溧阳、加兴两站的气温分别平均,以代表湖面、岛屿、湖岸和陆面的气温,再按(1)式求出太湖对水面、岛屿、湖岸上的年、月平均温效的均值。计算结果见表1。从表1看出,最小值在6月,最大值在11月。其原因:据作者计算,进入暖季后,湖水和土壤虽都处于吸热增温状态,但由于湖水的热容量要比土壤大,因而湖水的增温率小于土壤,并反映4—6月湖面上气温的增温率也比陆面上小,且以6月为最小;进入冷季后,湖水的降温率小于土壤,并反映9—11月湖面上气温的降温率比陆面上小,且以11月比陆面上小最多,说明11月湖水释热量相对为最大之故。太湖秋季温效最大的特征与鄱阳湖相似¹⁾。太湖湖面上的年平均气温效应为 0.81°C ,相当于其南1.6个纬度上的气温,意味着湖泊热量资源的优越性。

表1 太湖各月平均气温效应均值($^\circ\text{C}$)

Tab. 1 Effect of monthly mean air temperature on Taihu Lake

项 目	月 份												年
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
湖面	0.83	0.93	0.97	0.42	0.48	0.29	0.29	0.54	0.74	1.05	1.79	1.33	0.81
岛屿	0.58	0.48	0.57	0.22	0.28	0.09	0.29	0.54	0.59	0.65	1.39	1.08	0.56
湖岸	0.22	0.22	0.33	0.19	0.24	0.06	0.11	0.36	0.46	0.55	0.92	0.42	0.34

4. 对湖区最高气温的调节

湖泊的调节,可起到抑制最高气温的作用。如图6反映出湖面上是个低值(1,4月份略),并清楚的显出以下特点:4,7月份的平均最高气温从南岸向北逐渐下降,北岸

1) 刘福基、傅克俊,1986。鄱阳湖对气候的影响及其在生态平衡中的作用。江西省气象局。

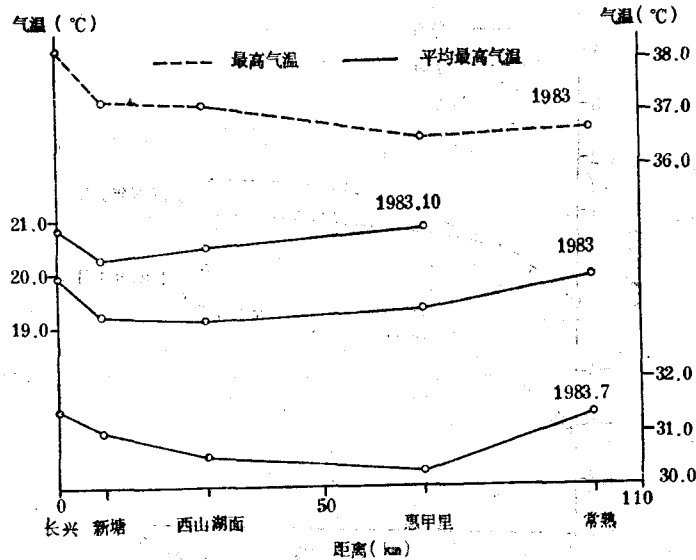


图 6 长兴—常熟最高气温剖面图

Fig. 6 section of maximum air temperature from Changxing to Changshu

比南岸低 0.4—0.8℃；1, 10 月份则相反，从南岸向北缓慢上升，北岸反比南岸高 0.5—0.8℃。年平均值南、北两岸基本相同。其原因与太湖盛行风向的变化有关。夏半年，太湖多偏南气流，当空气流经湖面时，其最高气温因湖泊效应必然向北逐渐降低，吹程越长，降温越多；冬半年，盛行风向偏北，最高气温的分布也随之与夏半年相反。

如将图 6 中长兴至惠甲里 1983 年的极端最高气温和同年 7 月的平均最高气温曲线平滑(图略)，则廓线近似于双曲线型，在 $D \geq 1\text{km}$ 时，分别有以下数学表达式：

$$T = 38.0715D^{-0.0082} - 0.0516 \quad (2)$$

$$T = 31.6155D^{-0.0092} - 0.1239 \quad (3)$$

式中， T 为气温(℃)； D 为离长兴的距离 (km)。两式的剩余误差分别为 $\leq \pm 0.2^\circ\text{C}$ ， $\leq \pm 0.1^\circ\text{C}$ 。

5. 对最低气温的影响以及最低气温的估算和预测

冬季冷空气南下时，太湖地区风向通常偏西北，冷空气可从湖面获得热量，从而逐渐增温，其增温率随气流在湖面上吹程长度的增加而减小。这种规律性在图 7—9 上反映异常明显。图中有以下三个基本特点：(1) 廓线与最高气温相反，呈抛物线型；(2) 图 9 显示，气温愈低，廓线弯曲度愈小，温效愈大；(3) 廓线的弯曲度随气流在湖面上吹程的增大而变小。

在湖岸及湖面的气象记录十分稀少，但从图 7, 9 可以用内插曲线的方法分别求出太湖东、西岸，剖面附近岛屿和湖面上任意点的 1 月平均最低气温和隆冬极端最低气温的预测值。用图 9 求岛屿附近湖面最低气温时，尚需用表 2 中的湖陆面上的气温差值订正。经多次检验，利用这种图查算，误差通常小于 0.3°C ，个别误差较大的也仅有 0.4°C 。

图 8 中的曲线有如下的数学表达式：

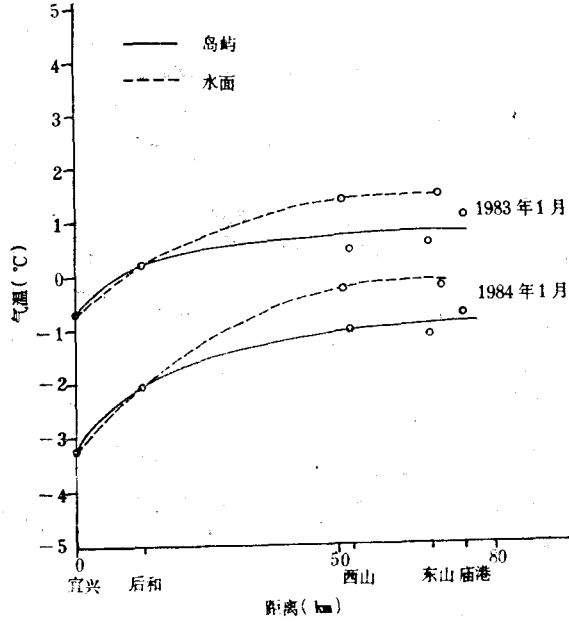


图7 宜兴—庙港1月平均最低气温廓线

Fig. 7 Profile of January mean minimum air temperature from Yixing to Miaogang

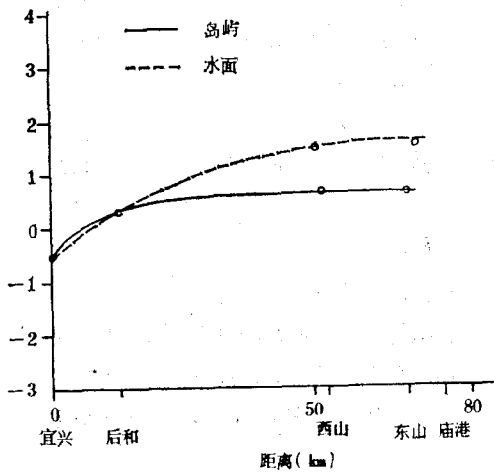


图8 宜兴—东山多年1月平均最低气温廓线

Fig. 8 Profile of January mean minimum air temperature from Yixing to Dongshan

岛屿:

$$T = -10.075 + 9.7477D^{0.0227}$$

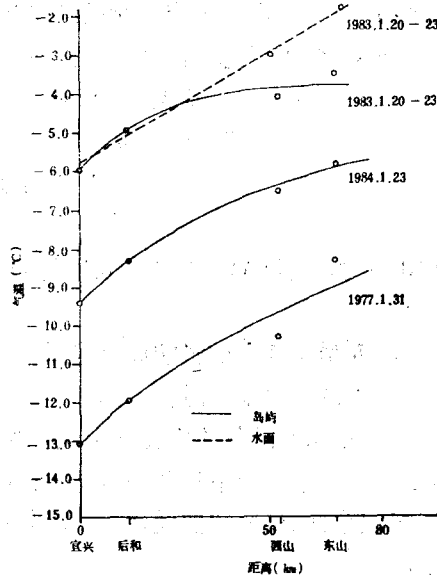


图9 宜兴—东山最低气温廓线

Fig. 9 Minimum air temperature profile from Yixing to Dongshan

(4)

表 2 东、西山湖面与陆面上的气温差值(°C)

Tab. 2 Air temperature variation on lake and land, Dongshan and Xishan

地 点	1 月平均最低气温	最低气温
东 山	0.9	1.1
西 山	0.9	1.7
平 均	0.9	1.4

$$\text{湖面: } T = -9.9005 + 9.1876D^{0.0531} \quad (5)$$

式中, T 为气温(°C), D 为距离(km), 其剩余误差分别为 $\leq \pm 0.1^\circ\text{C}$, $\leq 0.2^\circ\text{C}$ 。

用图 8 或(4), (5)式预测 1 月平均最低气温时, 需给予当年 1 月平均最低气温与多年 1 月平均最低气温距平值的订正, 即要预测当年 1 月平均最低气温偏离多年平均值的状况, 其优点是可以不用陆面上任何点的气温值。

6. 盛行风向对湖岸平均气温效应影响的估算

假设平原地区的一个中小尺度的湖泊, 其形状呈圆形或者相对两岸呈对称形, 又假设常年都是静风, 那么相对两岸上的气温, 经过纬度、高度订正以后, 其年月平均气温应该大致相同。事实上, 湖泊相对两岸的形状基本对称是可能的, 而全年静风是不可能的。在这样的条件下, 如果相对两岸上的平均气温出现了较大的差异, 我们可以认为, 这主要是盛行风向对湖泊温效的影响和测站周围的局地环境不同所造成, 即影响相对两岸温差的主要因素是盛行风向和局地环境。为了得到盛行风向对平均温效的影响数值, 必须消除局地环境这一影响因素。

太湖地区 1983 年冬半年基本上盛行 NW 风, 夏半年盛行风向相反。因此在盛行风向的轴线上, 盛行风向对温效影响造成的相对两岸温差每月的数值虽不尽相同, 但其年值可部分地被抵消而显得很小。所以两站温差的年平均值实际上主要是局地环境不同所造成的。再考虑由于局地环境不同而造成的两站温差每月虽有所不同, 但各月的温差对其年平均值的偏离很小。因此, 倘若从每月的两站温差中减去其年平均值, 则可以认为在很大程度上消除了局地环境的影响, 显示出主要是盛行风向对湖岸平均温效的影响值。

按上述方法, 我们选择相对两岸湖形基本对称并大致在盛行风向轴线上的后和(A)、庙港(B)两站年、月平均气温作了估算(表 3)。表中第 4 行的数值 ($\Delta\bar{T}_{wi}$, $i = 1, 2, \dots, 12$ 月), 在一定程度上反映了各月盛行风向对太湖湖岸平均温效的影响程度。该表反映, 4~8 月盛行偏东南风, 湖面暖空气吹向太湖的西北岸, 所以位于西北岸的后和气温高于东南岸的庙港; 10 月~翌年 1 月, 盛行偏西北风, 湖面暖空气吹向东南岸, $\Delta\bar{T}_{wi}$ 的位相出现了相反的变化^[1,7,8]。主导风向不明显的 2, 3 月和 9 月, $\Delta\bar{T}_{wi}$ 值很小。由于在估算过程中作了一些假设, 估算的数值虽不十分精确, 但其趋势还是可以肯定的。

7. 太湖温效与水稻

太湖地区广种水稻。据村田吉男等研究, 水稻产量与平均气温在低温地区呈正相关, 在高温地区呈负相关^[9]。太湖的气温效应, 使低温升高, 高温降低, 显然有利于稻米产量的提高。但太湖地区双季早稻的春播期和双季晚稻的抽穗至成熟期可能会遭遇冷害。据中央气象局气象科学研究所试验, 提出籼稻抽穗开花期的冷害指标是 5 日平均气温

表 3 盛行风对湖岸平均温效影响的估算值(°C)

Tab. 3 Estimated impact of prevailing wind on mean air temperature effect on lake shores

项 目	月 份												年
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
后和 (A)	2.84	4.24	8.35	15.16	21.16	22.71	27.62	27.82	24.22	17.60	11.13	4.44	15.61
庙港 (B)	3.44	4.56	8.72	15.18	20.90	22.56	27.52	27.94	24.52	18.19	12.00	4.96	15.87
$\Delta\bar{T}_i = \frac{\bar{T}_{Ai}}{\bar{T}_{Bi}}$	-0.60	-0.32	-0.37	-0.02	0.26	0.15	0.10	-0.08	-0.30	-0.59	-0.87	-0.52	$\sum_{i=1}^{12} \Delta\bar{T}_i = -0.26$
$\Delta\bar{T}_{wi}$	-0.34	-0.06	-0.11	0.24	0.52	0.41	0.36	0.18	-0.04	-0.33	-0.61	-0.26	

注: 已订正到同一纬度的数值。

<22.0°C^[4]。太湖地区双季晚稻的抽穗期在9月中、下旬之间。因此作者统计了1983年9月26日一次冷空气侵袭后的5日平均气温(表4)。显然,受湖泊温效影响的西山、庙港等地的水稻开花不受影响。太湖地区双季晚稻的黄熟期在11月中旬,水稻从抽穗到成熟日数据杨开渠研究大约在30—50天^[4]。日本学者把水稻抽穗后40天的平均气温称之为“成熟气温”。发生冷害的临界“成熟气温”为18.0°C^[6]。作者统计了1983年太湖地区18°C的终日(表5),揭示出湖中岛屿和盛行风向来自湖面的临湖区要比盛行风向来自陆面的临湖区推迟3—4天,比西北的远湖地区推迟7—8天。若用月平均温效均值估算,则湖岸地区出现临界“成熟气温”的日期要比远湖地区约推迟6—10天,此估算值与统计结果基本一致。

表 4 1983年9月26~30日5日平均气温

Tab. 4 Average 5-day air temperature 26~30, September, 1983

测 站	西 山	庙 港	新 塘	惠 甲 里	后 和	宜 兴
气温(°C)	22.3	22.4	21.6	21.6	21.7	21.4

表 5 1983年太湖双季晚稻临界“成熟气温”终日

Tab. 5 The terminal date of the critical “ripe air temperature” for late bi-seasonal rice in Taihu Lake area, 1983

站 名	西 山	庙 港	后 和	宜 兴
日期(月·日)	11.7	11.8	11.4	10.31

8. 结语

太湖湖中岛屿和湖岸上的年平均温效值分别为0.56°C, 0.34°C, 反映了湖区热量资源的优越。太湖明显地调节了湖区气候, 可使湖岸的年平均最高气温比远湖区低0.3—1.0°C

湖面上的极端最低气温比西北方的远湖地区高3—5°C。太湖温效可使湖区双季稻减少冷害。太湖的最高气温廓线近似于双曲线型,最低气温廓线为抛物线型。冷暖气流经过湖面时,其升、降温率随湖面吹程长度的增大而减小。盛行风对湖泊温效具有重要影响,最多风向来自湖面的临湖站气温比对岸的临湖站高0.2—0.6°C。

参 考 文 献

- [1] 陆鸿宾,1981. 抚仙湖的气候特征. 海洋湖沼通报 4: 1—11.
- [2] 林之光,1984. 影响我国山区气温直减率及其变化的主要因子. 山地气候文集. 69—76 页.
- [3] 屠其璞、翁笃鸣、武全,1978. 气候资料超短序列订正方法讨论(上). 南京气象学院学报 创刊号: 59—67 页.
- [4] 蓝鸿第,1982. 水稻光温问题的研究. 气象出版社, 11—13, 56—65 页.
- [5] 村田吉男、玖村敦彦、石井龍一,1982. 作物的光合作用与生态——作物生产的理论及应用,吴尧鹏等译. 上海科学技术出版社, 171—175 页.
- [6] 坪井八十二、根本顺吉编,1983. 气象异常与农业,林振耀等译. 科学出版社, 61—64 页.
- [7] Löffler, H., 1979. Neusiedlersee: The Limnology of a Shallow Lake in Central Europe. The Hague-Boston-London, pp. 56—57.
- [8] Syuiti Mori, 1980. An introduction to Limnology of Lake Biwa. Kyoto, pp. 5—10.

ANALYSIS OF AIR TEMPERATURE EFFECT OF TAIHU LAKE

Lu Hongbin and Wei Guiling

(Nanjing Institute of Geography and Limnology, Academia Sinica)

ABSTRACT

Taihu Lake is a large shallow freshwater lake in the lower Changjiang Plain, China, with an area of 2 428 km² and average depth of 1.9 m. Its air temperature effects are analyzed with the data obtained from 14 meteorological stations including 6 specially set-up stations in Taihu Lake area. The profile of maximum air temperature approximates hyperbola and that of minimum air temperature presents parabola in Taihu Lake area. The mean air temperature effect of Taihu Lake is calculated by using the data obtained in 1983—1984. The result shows that the annual mean air temperature effect was 0.81°C, 0.56°C, 0.34°C for the lake surface, islands, lake shores respectively. The strongest effect appeared in November, reaching 1.79°C, 1.39°C, 0.92°C, while the weakest occurred in June and reduced to 0.29°C, 0.09°C, 0.06°C, respectively. The annual mean maximum air temperature on the shores was 0.3—1.0°C lower than that on the surrounding meteorological stations far from the lake. The extreme minimum air temperature on the lake surface was 3.0—5.0°C higher than that on the meteorological station which is located NW far from the lake.

This paper also estimates the impact of prevailing wind on Taihu Lake air temperature effect and presents the diagrams and empirical formulae for predicting the minimum air temperature in winter and the mean minimum air temperature in January on the lake surface. The air temperature effect of Taihu Lake can reduce low temperature disaster for the double harvest rice in the lake region.