

中国地表感热的气候计算及其分布[†]

高庆先 翁笃鸣

(南京气象学院应用气象学系, 南京 210044)

摘要 讨论了我国地表感热的气候计算问题, 提出以绝文比法为基础的感热气候计算式, 并据此计算出全国 215 站月、年平均感热通量密度, 进而分析了其在全国的时空分布特点。

关键词 地表感热, 气候计算方法, 感热通量密度, 时空分布

分类号 P422.4

地表感热气候计算方法的研究是水热平衡气候学研究的重要内容之一, 也是该领域长期以来未能很好解决的问题。通常, 地表感热由热量平衡方程的余项来确定^[1,2], 显然, 难免造成较大误差。陈万隆等^[3]曾以简单的扩散式作过青藏高原地区的感热气候计算, 取得了一定效果, 但仍有较大的地区局限性。因此, 很有必要研制适用于我国的感热气候计算方法。本文从整理全国仅有的 6 个热平衡站(北京、上海、武汉、赣州、南宁、海口)的净辐射和温、湿度的梯度观测资料着手, 计算出各站 1961~1965 年逐年、逐月的平均净辐射、感热、潜热和土中热交换量, 并由此建立起上述各分量的气候计算式, 进而计算并分析其在全国的分布。

感热和潜热资料的整理方法见文献[4]。

本文除使用了全国 215 个台站的气象资料外, 还使用了 1979 年夏季青藏高原科学实验资料以及文献[5]计算得到的地表净辐射资料。

1 地表感热的气候计算方法

本文设计了两种方法, 一是以道尔顿式为基础的扩散法, 另一是热平衡法(或称 Bowen Ratio 法), 并对每一种方法考虑若干试验方案。

1.1 扩散法

道尔顿扩散式可写成

$$P = \rho c_p C_D u (T_0 - T) \quad (1)$$

式中, P 为地表感热通量密度; ρ 为空气密度; c_p 为空气比定压热容; C_D 为拖曳系数; u 为风速; T_0 、 T 分别为活动面温度和空气温度。利用该式拟合感热气候计算式有其明显的优点。首先, 该式物理基础坚实, 结构简单, 比较适宜于气候拟合。同时, 该式普遍适用于各类数值模拟, 如能较好地解决 C_D 系数的参数化问题, 还可直接应用于各种气候模式。但是, 直接利用(1)式,

[†] 国家自然科学基金 49175243 资助项目

贵州省气象局王祖锋参加部分工作

收稿日期: 1994-09-26, 改回日期: 1995-05-08

需解决该式由瞬时计算式扩展到气候计算式时可能产生的误差问题。

严格地说,道尔顿扩散式比较适用于水面扩散计算,将其用于陆面计算时,实际上是以地面温度代替活动面温度,必然会造成误差。其次,将瞬时式用作气候平均计算时,由于该式的非线性特点,还会造成新的误差。可作如下估计

$$P = \rho c_p \frac{1}{n} \sum [(\overline{C_D} + \Delta C_D)(\bar{u} + \Delta u)(\bar{T}_0 - \bar{T} + \Delta T_0 - \Delta T)]$$
$$P = \rho c_p \overline{C_D u} (\bar{T}_0 - \bar{T}) + \delta \tag{2}$$

式中, ΔC_D 、 ΔT_0 、 ΔT 为相应要素的日变化项。由此可见,当用平均值资料,将(1)式当作感热气候计算式计算时,就会产生因各要素日变化而引起的误差 δ 。如再把第一种误差包括在内,总的误差项包含的因素就更复杂。

可见,感热气候计算式中平均 C_D 系数所包含的物理含义,已非原来意义上的某一瞬时的扩散系数,它还与近地层中扩散条件、风速、地面和空气温度的日变化以及活动面状况等诸多气候、自然因素有关。因而也决定了确定 C_D 系数的难度。

实际拟合时,首先根据北京等 6 站的实测资料,以及根据文献[4]中方法计算的感热资料按(1)式倒求出 C_D 系数,然后根据 C_D 的物理意义,选择适当的气象因子,经验地建立起 C_D 系数气候计算式。本文设计了 6 种参数化形式进行试验。

$$C_D = a_0 \left(\frac{u \Delta T}{H} \right)^{b_1} \tag{3}$$

$$C_D = a_0 (u \Delta T)^{b_1} \exp(b_2 e) \tag{4}$$

$$C_D = a_0 (u \Delta T)^{b_1} \exp \left(b_2 \frac{\Delta T}{1 + e} \right) \tag{5}$$

$$C_D = a_0 (u \Delta T)^{b_1} \tag{6}$$

$$C_D = a_0 (u \Delta T)^{b_1} R^{b_2} \exp(b_3 T) \tag{7}$$

$$C_D = a_0 u^{b_1} \Delta T^{b_2} H^{b_3} \tag{8}$$

上列各式中, ΔT 为地气温差; e 为水气压; R 、 H 分别为地表净辐射和空气相对湿度。

表 1 给出了 6 种试验式的拟合效果及平均相对误差,以(8)式最好,相关比达 0.90,拟合的平均相对误差为 13.90%。其具体表达式为

$$C_D = 8.15 u^{-0.56} \Delta T^{-0.17} H^{-1.27} \times 10^{-3} \tag{9}$$

表 1 6 种试验方案的拟合效果及平均相对误差

Table 1 Fittings and mean relative error of 6 experimental schemes

方 程	相关比	平均相对误差(%)
(3)	0.869	15.95
(4)	0.871	15.89
(5)	0.872	15.89
(6)	0.878	15.71
(7)	0.900	14.21
(8)	0.900	13.90

如以上式代入(1)式,便可算出各站各月的月平均感热通量密度。经与原观测值对比检验,平均误差为 $6.5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。表 2 给出了各级拟合误差的分布,由表可见,采用参数化形式(9)的

拟合效果比较好,各级拟合误差分布比较合理。

表 2 (1)式计算感热的拟合效果等级分布

Table 2 Fitting error category distribution of the sensible heat flux found by Eq. 1

拟合效果	误差等级 ($W \cdot m^{-2}$)					总 计
	≤ 5.0	5.1~10.0	10.1~15.0	15.1~20.00	≥ 20	
频 数	32	18	14	4	0	68
频 率	47.06	26.47	20.59	5.88	0.00	100.00

但需指出,以(1)式为基础的感热气候计算式,只适用于地气温差为正的月份。当 ΔT 出现负值时,可改用地表热平衡的余项法计算。

1.2 热量平衡法(鲍文比法)

根据地表热平衡方程

$$R = P + LE + Q_s \quad (10)$$

引入鲍文比概念,有

$$\beta = \frac{P}{LE} \quad (11)$$

于是,可得到计算感热和潜热的计算式

$$P = \frac{\beta (R - Q_s)}{1 + \beta} \quad (12)$$

$$LE = \frac{R - Q_s}{1 + \beta} \quad (13)$$

以上 LE 、 Q_s 为潜热和土中热通量。

由此可见,在事先确定净辐射 R 和土中热通量 Q_s 气候值的情况下,如能从气候上确定鲍文比 β ,便可解决感热和潜热的气候计算问题。根据感热和潜热通量密度的扩散式可容易地写出 β 的表达式

$$\beta = \frac{c_p(T_w - T)}{L(q_s - q)} \quad (14)$$

式中 T_w 、 q_s 应是活动面的温度和该温度下的空气比湿。如以(14)式作气候计算,同样会造成有(1)式演化为(2)式时所产生的系列误差。所以可类似前面做法,经验地设计出如下 4 种参数化形式进行试验

$$\beta = a_0 u^{b_1} \exp(b_2 T) \quad (15)$$

$$\beta = a_0 \exp(b_1 e) \quad (16)$$

$$\beta = a_0 u^{b_1} \exp(b_2 e + b_3 T) \quad (17)$$

$$\beta = a_0 \exp(b_1 u \Delta T + b_2 e) \left(\frac{a + r}{r} \right)^{b_3} \quad (18)$$

其中 r 为可供蒸发水量,是当月降水和前月降水的平均。表 3 给出了 4 种试验方案的拟合效果及平均相对误差。可以看出,上述各参数化方案的拟合效果差别比较显著,以(18)式最好。其具体表达式为

$$\beta = 1.59 \exp(0.05 u \Delta T - 0.069e) \left(\frac{2.5 + r}{r} \right) \quad (19)$$

表 3 4 种试验方案的拟合效果及平均相对误差

Table 3 Fittings and mean relative error from 4 experimental schemes

方 程	相关比	平均相对误差(%)
(15)	0.71	19.82
(16)	0.75	19.95
(17)	0.79	19.04
(18)	0.85	18.30

(19)式的平均相对误差较大(18.30%),这主要是由于鲍文比的拟合误差代表了感热和潜热的计算误差的缘故。可以证明,存在

$$\left|\frac{\Delta\beta}{\beta}\right|=\left|\frac{\Delta P}{P}\right|+\left|\frac{\Delta LE}{LE}\right|$$

(20)

根据(19)式的参数化方案,代入(12)式便可算出各月平均感热通量密度。经与原观测值对比检验,感热的平均拟合误差为 $5.02\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$,平均相对误差为13.24%。表4即为各级误差分布情况,表中拟合误差小于 $10\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 的可占总数的91.66%。

表 4 鲍文比法计算感热的拟合误差等级分布

Table 4 Fitting error catogoty distribution of the sensible heat flux based on Bowen ratio technique

拟合效果	误差等级					总 计
	≤ 5.0	5.1~10.0	10.1~15.0	15.1~20.00	≥ 20	
频 数	260	59	18	7	4	348
频 率	74.71	16.95	5.17	2.01	1.15	100.00

为进一步说明本法的拟合效果,图1给出了北京等6站5年平均各月计算值与实测值对比,图上散布点均匀密集地分布在对角线两侧,证实拟合效果较好。

由上可见,感热气候计算虽难度较大,但两种计算方法在一定程度上有助于问题的解决。从本文的结果和使用条件看,在具有净辐射和土壤热通量资料的条件下,以鲍文比法较为合适。不然,则可用扩散法,其中 C_D 系数按(9)式确定。对于 ΔT 为负的月份,则可应用余项法。

2 感热通量的时空分布

根据感热气候计算方法,本文计算了全国215站的月平均感热通量密度,并分析了它的全国分布。

2.1 感热通量的地理分布

冬季(1月)全国感热通量均比较小,在三北地区大致呈纬向分布,零值线在 $40\sim 48^{\circ}\text{N}$ 之间,并自东向西略向南倾。在零值线以北为负感热通量区,反映了该区因冬季积雪地表辐射降温而形成的近地层逆温的重大影响。四川盆地周围地区

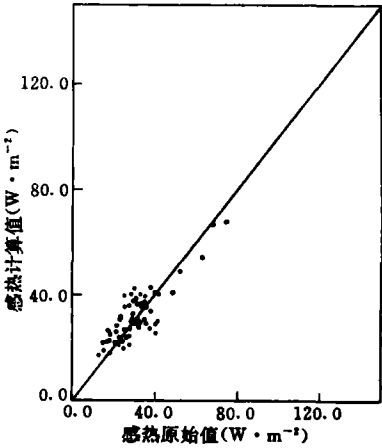


图 1 感热计算值与原始值的相关关系
Fig. 1 Correlations between calculations and measurements of the sensible flux studied

为一范围较大的低值区。这是由该地区冬季多云雾、阴雨天所造成,正好与净辐射的低中心相配合。在东部和华南沿海地区,感热通量有所增大。 $15 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 等值线自辽东半岛沿燕山、太行山东侧南下直到南岭山地再折向西南地区。华南沿岸的感热为全国最高。青藏高原主体为一弱的正感热通量区,其西部边缘因云量较多,可降至 $5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 以下。另外,在塔里木和柴达木盆地,还可分析出因地形影响而造成的小高中心(图 2)。

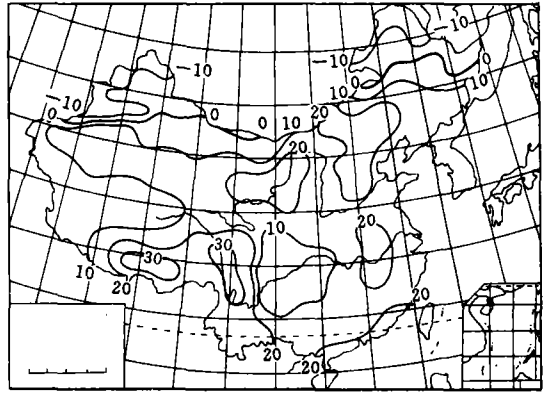


图 2 1 月平均感热通量密度的全国分布($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)

Fig. 2 Nationwide distribution of monthly mean sensible flux density for January. Units: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$

进入夏季(7 月),感热通量分布的总形势明显有别于冬季,主要呈北高南低型。两个明显的高值区分别位于塔里木盆地和内蒙高原及东北平原西部一带,中心最大值分别超过 $60 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 和 $80 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,主要与当地干燥、少云、多日照等因素有关。另外,在江淮及其以南地区,夏季正值伏旱季节,感热通量相对较高。主要低值区分布在滇西南至四川盆地、川滇、湘黔山地及华南西部一带,并与辽东、山东半岛的小低值区相呼应。它们所在的位置与夏季风所造成的东北西南向的雨带位置基本一致。整个青藏高原的感热通量较均匀,除拉萨河谷略大外,一般为 $30 \sim 40 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,与江淮地区的数值相当(图 3)。

年平均感热通量的全国分布与夏季较相似。等值线分布北高南低的总格局仍较明显。塔里木盆地和内蒙高原为两个高中心。低值区位于四川盆地及其周围山区。在此两侧的青藏高原和东南沿海地区大致均匀,在雅鲁藏布江和拉萨河谷,仍可分析出小高中心(图 4)。

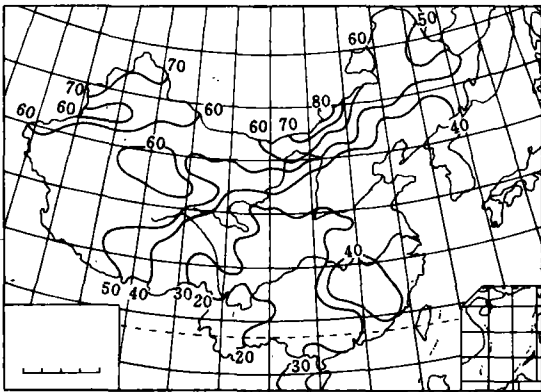


图 3 7 月平均感热通量密度的全国分布($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)

Fig. 3 Nationwide distribution of monthly mean sensible flux density for July. Units: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$

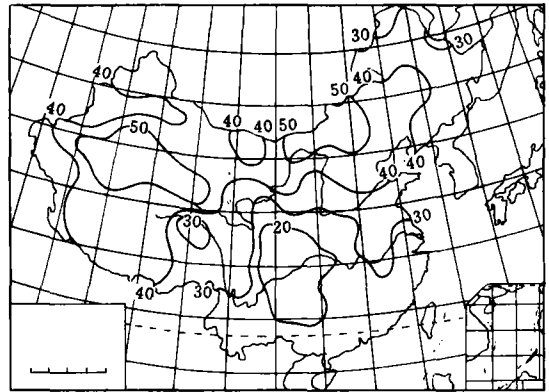


图 4 年平均感热通量密度的全国分布($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)

Fig. 4 Nationwide distribution of monthly mean sensible flux density for annual mean. Units: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$

2.2 感热通量的年变化

感热通量的年变化特点与辐射加热和地表湿润状况有着密切联系。图 5 给出了全国 8 个典型站的年变化曲线,可以看出,感热通量的年变化较为简单,呈单峰型。东部区(图 5a)的最大值一般出现在春末(4~5 月)。因气候相对干燥,蒸发较少,这些月份感热占净辐射的主要部

分。海口和上海由于所处纬度较低,地表湿润、感热通量年变化平缓,年振幅较小。北京和哈尔滨的感热通量年变曲线变幅较大,反映出两地区纬度较高及辐射加热条件和下垫面干湿状况季节变化明显。两地 4、5 月份的感热通量峰值比较突出。7、8 月份是雨季,曲线表现陡降,然后在秋季略有回升,直至冬季,降至谷底。西部地区各站的感热通量年变曲线(图 5b)从形式上看大致与东部相似,形成原因则有区别。如昆明自春季开始感热通量便明显增大,4 月份达到最大,6 月份进入雨季,感热通量随之下降。成都因全年地表湿润,感热通量很小,年变化平缓,只是夏季略高。拉萨地处青藏高原南部,春季强烈的辐射加热和夏季的季风降水,使得感热通量年变化的最大值在 5、6 月份出现。银川因纬度较高感热通量年变化曲线与哈尔滨大致相同。

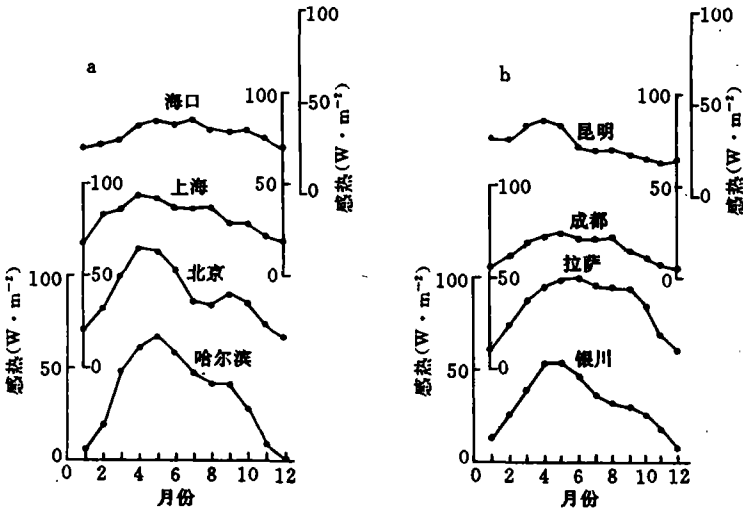


图 5 8 个典型站的感热通量年变化曲线
a. 东部区; b. 西部区
Fig. 5 Annual variation in sensible flux density for 8 stations in eastern
(a) and western China (b)

感热通量年较差随纬度升高而增大(表 5),主要反映了辐射加热条件的主导作用。

表 5 全国 8 个区域感热通量的年较差($W \cdot m^{-2}$)

Table 5 Annual difference in sensible heat flux for 8 areas of China

区 域	计算平均站数	年较差	区 域	计算平均站数	年较差
华南沿海区	6	13.50	滇西南区	5	16.00
长江中下游区	4	21.70	四川盆地	7	23.40
华北平原区	7	43.30	青藏高原	8	34.80
东北平原区	6	65.50	西北区	4	47.60

3 小 结

(1)在已有或已计算出净辐射和土壤热通量的条件下,利用鲍文比法计算感热和潜热通量密度较为合适,鲍文比的气候计算式为

$$\beta = 1.59 \exp(0.05u\Delta T - 0.069e) \left(\frac{2.5 + r}{r} \right)$$

该式的相关比为 0.86, 平均相对误差为 18.3%。利用上式计算感热通量的平均相对误差为 13.24%, 平均拟合误差为 $5.02 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

(2) 在缺乏净辐射和土壤热通量资料时, 感热通量可通过扩散法求得, 其中拖曳系数 C_D 的计算式为

$$C_D = 8.51 u^{-0.56} \Delta T^{-0.70} H^{-1.27} \times 10^{-3}$$

该式的相关比为 0.90, 平均相对误差为 13.90%, 利用扩散法计算感热通量的平均绝对误差为 $6.52 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。其适用条件为 $\Delta T > 0^\circ\text{C}$, 对于 $\Delta T \leq 0^\circ\text{C}$ 的月份, 感热通量密度可由地表热平衡方程的余项推算。

(3) 初步揭示了感热通量在我国的分布特点。一般是干燥区大于湿润区, 西部大于东部, 高原大于平原。青藏高原、塔里木盆地和内蒙高原为稳定的高值区, 低中心在四川盆地及其周围地区。随着季节和大气环流条件的转换, 感热通量场可能发生某些变化。

(4) 感热通量的年变化具有暖季大冷季小的特点。最大值出现在雨季开始前的春末(4~5月), 最小值基本上都在冬季(12~1月)出现。各地感热通量年较差呈随纬度增加而增大的趋势。

参 考 文 献

- 1 Бudyko M И, Климат и жизнь, Л Гидрометеоназдат. 1971, 100~105
- 2 高国栋, 陆渝蓉. 中国地表辐射平衡和热量平衡, 北京: 科学出版社, 1982. 87~153
- 3 陈万隆, 翁笃鸣. 关于青藏高原感热和潜热旬总量计算方法的初步分析. 青藏高原科学实验文集(二). 北京: 科学出版社, 1984. 24~34
- 4 王祖锋, 翁笃鸣. 中国地表潜热的气候计算及其分布. 南京气象学院学报, 1993, 16(4): 409~412
- 5 翁笃鸣, 孙治安, 史 兵. 中国地表净辐射的气候学研究. 南京气象学院学报, 1988, 11(2): 132~143

CLIMATOLOGICAL CALCULATIONS OF SURFACE SENSIBLE HEAT AND ITS DISTRIBUTION OVER CHINA

Gao Qingxian Weng Duming

(Department of Applied Meteorology, NIM, Nanjing 210044)

Abstract Climatological calculation of surface sensible heat over China are investigated, presenting an expression based on the Bowen ratio scheme, whereby computed are monthly and annual mean sensible flux densities of 215 stations across the country along side the spatial/temporal distribution features.

Keywords surface sensible heat, climatological calculation method, sensible heat flux density, space/time distribution