

1982 年 8 月—1983 年 7 月拉萨、那曲、改则、甘孜 地面热量平衡分析*

李丁华 吴敬之 季国良 袁福茂

(中国科学院兰州高原大气物理研究所)

本文用 1982 年 8 月 1 日至 1983 年 7 月 31 日青藏高原热源观测资料^[1], 依据相似性理论, 用通量-廓线关系计算了拉萨、那曲、改则、甘孜四站的感热和潜热通量值, 辐射平衡用实测值, 地表热通量则由 5, 10 cm 深度的土壤热通量外推得到^[2]. 从而得到上述 4 站的地面热源强度。

1. 计算方法

一般认为边界层下部几十米为通量守恒层, 称为近地层, 其下边界满足热量平衡方程:

$$B = P + EL_w + H \quad (1)$$

其中, B 为辐射平衡值, P 为感热值, EL_w 为潜热值, H 为地表热通量。

若 $B - H = P + EL_w > 0$ 则称地面为热源, 反之则为冷源。

在流场水平均匀, 垂直方向通量守恒条件满足时 Монин-Обухов 相似理论适用。理论给出:

$$U_* = KZ \frac{\partial u}{\partial Z} / \varphi_m \left(\frac{Z}{L} \right) \quad (2)$$

$$T_* = -KZ \frac{\partial \theta}{\partial Z} / \varphi_h \left(\frac{Z}{L} \right) \quad (3)$$

$$q_* = -KZ \frac{\partial q}{\partial Z} / \varphi_w \left(\frac{Z}{L} \right) \quad (4)$$

其中, U_* 为特征速度, T_* 为特征温度, q_* 为特征比湿, K 为卡门常数(取 0.41), Z 为垂直坐标, L 为混合长, u, θ, q 分别为风速、位温、比湿, $\varphi_i \left(\frac{Z}{L} \right)$ 为 Z/L 的普适函数。

设特征值 U_*, T_*, q_*, L 在近地层不随高度变化, 将(2)–(4)式对 Z 积分得:

$$U_* = K \{ u(Z_i) - u(Z_1) \} / \Phi_m \quad (5)$$

$$T_* = -K \{ \theta(Z_i) - \theta(Z_1) \} / \Phi_h \quad (6)$$

$$q_* = -K \{ q(Z_i) - q(Z_1) \} / \Phi_w \quad (7)$$

其中,
$$\Phi_i = \int_{z_1}^{z_i} \left\{ \varphi_i \left(\frac{Z}{L} \right) / Z \right\} dZ \quad (i = m, h, w) \quad (8)$$

感热、潜热瞬时值分别为

$$P = \rho c_p U_* T_* \quad (9)$$

$$EL_w = \rho L_w U_* q_* \quad (10)$$

其中, ρ 为空气密度, c_p 为定压比热, L_w 为汽化潜热。

本文采用 Dyer 的普适函数表达式^[3]

* 本文于 1985 年 6 月 4 日收到, 1986 年 8 月 2 日收到修改稿。

$$\begin{aligned}\varphi_m\left(\frac{Z}{L}\right) &= \left(1 - 16\frac{Z}{L}\right)^{-\frac{1}{4}} & \frac{Z}{L} < 0 \\ \varphi_m\left(\frac{Z}{L}\right) &= 1 + 5\frac{Z}{L} & \frac{Z}{L} \geq 0 \\ \varphi_h\left(\frac{Z}{L}\right) = \varphi_w\left(\frac{Z}{L}\right) &= \left(1 - 16\frac{Z}{L}\right)^{-\frac{1}{2}} & \frac{Z}{L} < 0 \\ \varphi_h\left(\frac{Z}{L}\right) = \varphi_w\left(\frac{Z}{L}\right) &= 1 + 5\frac{Z}{L} & \frac{Z}{L} \geq 0\end{aligned}$$

代入(8)式得:

$$\frac{Z}{L} < 0 \text{ 时}$$

$$\Phi_m = \ln\left\{\frac{X_2 - 1}{X_2 + 1} \frac{X_1 + 1}{X_1 - 1}\right\} + 2(\operatorname{tg}^{-1} X_2 - \operatorname{tg}^{-1} X_1) \quad (11)$$

$$\Phi_h = \Phi_w = \ln\left\{\frac{Y_2 - 1}{Y_2 + 1} \frac{Y_1 + 1}{Y_1 - 1}\right\} \quad (12)$$

其中,

$$X_1 = \left(1 - 16\frac{Z_1}{L}\right)^{\frac{1}{4}} \quad X_2 = \left(1 - 16\frac{Z_2}{L}\right)^{\frac{1}{4}}$$

$$Y_1 = \left(1 - 16\frac{Z_1}{L}\right)^{\frac{1}{2}} \quad Y_2 = \left(1 - 16\frac{Z_2}{L}\right)^{\frac{1}{2}}$$

$$L = -\frac{\rho c_p \bar{T} U_*^2}{K g P} = -\frac{\bar{T} U_*^2}{K g T_*} \quad (13)$$

g 为重力加速度, \bar{T} 为 $Z_1 - Z_2$ 层的平均温度。

$$\frac{Z}{L} \geq 0 \text{ 时}$$

$$\Phi_m = \Phi_h = \Phi_w = \ln\frac{Z_2}{Z_1} + 5\frac{Z_2 - Z_1}{L} \quad (14)$$

具体计算时用迭代法, 对 Φ 赋初值, 用梯度观测资料 $U(Z), T(Z), q(Z_1)$ 求得一组 $U^{(1)}, T^{(1)}, q^{(1)}, L^{(1)}$, 回代入 Φ 公式得 $\Phi^{(1)}$, 重复迭代直至满足稳定条件:

$$\left| \frac{L^{(n)} - L^{(n-1)}}{L^{(n)}} \right| < 0.01$$

则 $U^{(n)}, T^{(n)}, q^{(n)}$ 为所求特征值。代入(9)、(10)求得瞬时感热、潜热通量。瞬时值对时间积分得到日、旬、月总量。本文取 $Z_1 = 0.5 \text{ m}, Z_2 = 2.0 \text{ m}$ 所得通量为 1 m 高度的。

2. 计算结果

用上述方法求得那曲、拉萨、改则、甘孜 4 站 1982 年 8 月至 1983 年 7 月地面热量平衡各分量的月总值列于表 1。

以 $B - H$ 作为地面热源强度, 求得 1982 年 8 月至 1983 年 7 月上述 4 站月平均地面热源强度列于表 2。

由表 1 可知, 高原不同地区地面热源中感热和潜热所占百分比明显不同。就年平均而言, 位于中西部干旱荒漠区的改则感热占 85%, 潜热占 15%, 而东南部较湿润地区的甘孜感热占 55%, 潜热占 45%。在较湿润地区干旱时段以感热为主, 雨季潜热超过感热。例如甘孜站 6—10 月, 拉萨站 7—9 月潜热量均超过感热量。

高原西部的那曲、改则分别在 1 月上旬和 12 月上旬为短时间地面冷源 (表略), 其余时间为地面热源。拉萨, 甘孜为常年地面热源。高原不同地区地面热源强度差别巨大, 其年平均值分别为: 那

表 1 1982年8月—1983年7月那曲、拉萨、改则、甘孜辐射平衡、地表热通量、感热通量、潜热通量月总量(单位: $10^7\text{J}/(\text{m}^2\cdot\text{月})$)

站名	月份 项目	8	9	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	年总量
		那曲	辐射平衡	29.91	27.31	12.61	1.87	-2.31	1.58	-6.62	14.34	19.24	28.82	
	地表热通量	2.31	1.03	-2.17	-4.64	-4.82	-2.63	-1.61	0.49	2.65	3.28	2.70	2.41	-1.00
	感热通量	15.72	15.96	11.24	4.76	1.48	3.14	6.07	12.72	11.47	18.26	20.18	17.75	138.75
	潜热通量	11.36	10.90	3.74	1.60	1.57	1.35	2.64	1.73	4.40	6.45	6.46	10.52	62.72
拉萨	辐射平衡	39.93	29.38	20.28	8.26	2.62	4.93	-8.55	14.21	19.46	33.61	38.18	41.00	260.41
	地表热通量	1.75	-1.89	-3.72	-3.73	-3.32	-2.19	-1.25	2.13	2.39	3.09	2.85	3.04	-0.85
	感热通量	16.11	12.83	14.95	8.93	4.26	5.10	6.69	10.71	15.05	19.04	20.40	17.08	151.15
	潜热通量	21.25	19.24	7.73	2.83	1.62	1.80	1.39	1.46	2.80	10.94	12.08	20.14	103.28
改则	辐射平衡	20.57	12.43	6.51	-0.70	-1.91	0.12	3.98	8.73	17.68	25.59	31.15	27.69	151.81
	地表热通量	2.08	0.41	-1.10	-4.01	-3.47	-2.25	-1.32	-0.05	1.25	3.35	2.41	2.74	0.04
	感热通量	16.11	9.41	6.38	2.27	1.24	2.27	4.76	8.56	14.88	20.33	21.39	19.15	126.75
	潜热通量	1.65	2.26	1.08	0.62	0.53	0.35	0.32	0.91	1.03	2.74	5.23	5.38	22.10
甘孜	辐射平衡	34.93	25.92	19.00	7.22	2.19	5.30	8.47	20.25	25.63	35.55	36.04	43.14	263.64
	地表热通量	2.14	-0.83	-3.04	-3.35	-4.00	-2.61	-0.05	2.81	2.35	4.01	0.72	1.35	-0.50
	感热通量	11.95	9.24	9.45	7.64	5.23	8.01	8.13	16.68	18.31	20.99	16.75	15.46	147.86
	潜热通量	21.96	16.55	12.25	3.58	0.91	0.30	0.58	2.31	4.73	12.68	19.68	25.17	120.70

表 2 1982年8月—1983年7月那曲、拉萨、改则、甘孜月平均地面热源强度(单位: W/m^2)

站名	月份	8	9	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	年平均
那曲		103	101	55	25	9	16	34	52	64	95	111	104	64.3
拉萨		142	121	90	46	22	27	41	45	66	114	136	142	82.8
改则		69	46	28	13	6	9	22	33	63	83	111	93	48.1
甘孜		122	103	82	41	23	30	35	65	90	118	136	156	83.8

曲 $64.3 \text{ W}/\text{m}^2$; 拉萨 $82.8 \text{ W}/\text{m}^2$; 改则 $48.1 \text{ W}/\text{m}^2$; 甘孜 $83.8 \text{ W}/\text{m}^2$ 。可以看出高原地区纬度越高, 海拔高度越高的站地面热源强度越小。

地面热源月总量的极值出现时间与辐射平衡值一致, 那曲、改则两站的最大值出现在6月, 拉萨、甘孜站在7月, 最小值均在12月。地表热通量的年变化中, 夏半年为正, 冬半年为负, 最大值出现在5月, 最小值在11—12月。正负转换期各站不同, 湿润地区比干旱地区超前1—2旬。

3. 误差与结果合理性分析

因缺乏通量值的直接观测结果, 故上述结果的合理性难于直接客观的分析。但是在热量平衡中各分量均为独立所得, 故可用方程(1)的独立闭合误差来分析其合理性。

表 3 独立的闭合热量平衡方程的相对误差($\Delta\%$)表 (1982.8—1983.7)

站名	月份	8	9	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	年平均
那曲		1.8	-2.2	-1.3	2.3	-11.0	-6.8	-5.8	-4.2	3.8	2.8	6.6	-1.4	0.2
拉萨		2.2	-2.5	5.5	2.0	1.1	3.0	9.0	-0.7	-4.0	1.6	7.5	1.8	2.3
改则		3.6	2.9	1.8	10.7	-6.0	-11.0	4.4	-7.8	2.9	-3.3	6.8	1.6	2.0
甘孜		-3.2	3.7	1.5	-6.2	1.0	-5.2	-2.2	-7.7	1.1	-6.0	-3.1	2.8	-1.9

计算结果表明：独立计算的年闭合误差小于3%，月闭合误差一般小于10%，旬闭合误差小于15%，日闭合误差最大可达48%，瞬时闭合误差可达64%。

将计算得到的潜热月总量换算为蒸发量，并与观测期4站降雨量对比（表略），结果表明除拉萨站因观测期天气严重偏旱^[4]而观测场地又位于拉萨河谷，蒸发量大于降雨量外，其余三站蒸发量与降雨量基本一致。11月至4月蒸发量与降水量相等，5月至10月降雨量大于蒸发量。那曲、改则、甘孜三站的迳流系数年平均值分别为0.35, 0.21, 0.21。

与1979年夏季高原实验的结果^[5]相比，拉萨6月的蒸发潜热值差别较大，这主要是因为本观测期藏南严重干旱所致。6月拉萨降雨量仅5.9 mm，大大低于气候平均值。其余各量与1979年相比较为一致。

参 考 文 献

- [1] 季国良等，1982—1983年青藏高原热源野外考察概况，高原气象，4，4，1—9页，1985。
 [2] 徐兆生等，青藏高原土壤热通量的测量，计算与气候学推广方法，青藏高原气象科学实验文集(二)，24—31页，科学出版社，1984。
 [3] Dyer, A.J., and B.B. Hicks, Flux—gradient relationships in the constant flux layer, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 96, 715—721, 1970.
 [4] 翟章等，1982, 8—1983, 7 青藏高原及其邻近地区的环流和天气，高原气象，4，4，21—25页，1985。
 [5] 陈万隆等，关于青藏高原感热和潜热月总量计算方法的初步研究，青藏高原气象科学实验文集(二)，35—45页，科学出版社，1984。

THE HEAT BALANCE IN THE LHASA, NAGQU, GÊRZÊ AND GARZÊ DURING AUGUST 1982 TO JULY 1983

Li Dinghua Wu Jingzhi Ji Guoliang Yuan Fumao

(Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric Physics, Academia Sinica)

Abstract

Based on the theory of a similarity and the wind, temperature, humidity profile data observed in the 1982-1983 plateau's heat source investigation, the Dyer and Hicks Fluxprofile Relationships have been used to evaluate the components of the heat balance and the intensity of the heat source for stations Lhasa, Nagqu, Gêrzê, Garzê.