

1979年夏季青藏高原地区大气 加热场特征

李 维 亮

(气象科学研究院气候研究所)

提 要

本文用1979年夏季6—8月青藏高原地区17个站资料(包括青藏高原科学实验资料),通过直接法求得长波辐射、短波辐射、凝结潜热和感热输送等四项加热分量,在此基础上求出高原地区的平均大气热量输送,并和国内外其它作者所估计的高原大气热源情况进行比较。计算结果表明,对高原大气热源的主要贡献是长波辐射,文中还探讨了青藏高原地区大气加热场与高原季风爆发前后以及高原季风活跃和中断时期环流的关系。

一、引 言

多年来,国内外许多气象工作者很重视青藏高原热力和动力作用对夏季大气环流的影响,取得了不少有益的结果。叶笃正等^[1]对平均状态下高原热量收支作了估算,高国栋等^[2]对高原地表的热量收支作了研究。作者曾用三种不同的方法^{[3][4][5]}对高原大气的平均热源和热量收支作了计算。但以上的研究都是平均状态的结果,对于逐日的大气热源及其与环流的关系,研究得较少。主要原因之一是高原上空测站稀少,以致难于作细致的研究。近几年来随着资料的改善,对青藏高原逐日的热源计算研究也有所进展,陈隆勋等^[6]利用青藏高原1979年夏季新增加的四个测站求得了区域平均热源。Nitta^[7]也用类似方法求得了1979年夏季风时期高原东部的热源状况。Feng等^[8]用Nimbus-7(NFUV)的卫星资料也进行了计算。所得结果存在一定的差异。为了比较,本文用直接法来计算1979年夏季青藏高原的大气热源,并对形成该地区大气热源中各分量进行研究比较,从而进一步得到各分量对该地区大气热源形成中所起的作用,便于对高原大气热源有一个较正确的估价。

二、资料与计算方法

图1是本文所用资料的测站分布示意图,我们一共选取了狮泉河、改则、定日、双

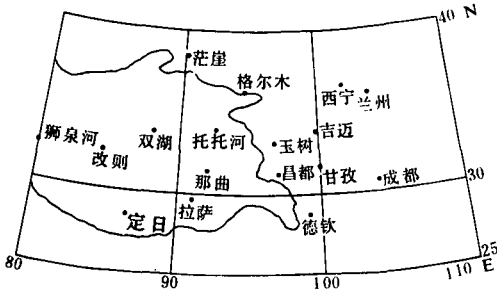


图 1 测站分布示意图

以上地面资料为02、08、14、20时四个时次观测资料的平均值。对于个别天个别层次的缺测资料,采用内插法补齐。计算日期为1979年6月1日到8月31日,共92天。计算了上述17个站的辐射,凝结潜热和下垫面对大气的感热输送等的加热分量。凝结潜热和感热输送计算方案采用文献^[9]中方法进行计算。在计算中 C_D (拖曳系数)的取值是这样的,当海拔在2.8公里以上,取 $C_D=0.00112+0.010/\bar{V}_{10}$, \bar{V}_{10} 为该站10米高度上旬平均风速。若海拔在2.8公里以下,则 $C_D=0.00112+0.010/\bar{V}_{10}-0.00362(P'-720)/280$,式中 P' 表示本站气压(毫巴), $|\bar{V}|$ 为地面风速绝对值,计算时作这样规定:当风速小于1米/秒时,取为1米/秒。

对于辐射计算方案采用陈隆勋、李维亮(1981)^[5]的方案进行计算。

三、大气加热场平均特征

表1给出了1979年6—8月各月和季(6—8月)的平均值,为了比较,东部高原的面积

表 1 青藏高原1979年6—8月大气加热率

(单位:°C/天)

加 热 分 量	6			7			8			6—8		
	整 个	东 部	西 部	整 个	东 部	西 部	整 个	东 部	西 部	整 个	东 部	西 部
感 热 输 送	1.08	0.71	1.44	0.91	0.58	1.23	0.83	0.54	1.12	0.94	0.61	1.26
凝 结 潜 热	0.48	0.73	0.22	1.03	1.29	0.77	0.94	0.98	0.89	0.82	1.00	0.63
长 波 辐 射 冷 却	-2.34	-2.31	-2.36	-2.60	-2.45	-2.74	-2.55	-2.57	-2.53	-2.49	-2.44	-2.54
短 波 辐 射 冷 却	0.88	0.90	0.86	0.94	0.91	0.91	0.94	0.92	0.95	0.92	0.91	0.93
净 辐 射 和	-1.46	-1.41	-1.50	-1.66	-1.54	-1.77	-1.62	-1.65	-1.58	-1.57	-1.53	-1.61
总 加 热	0.09	0.03	0.14	0.28	0.33	0.23	0.15	-0.13	0.43	0.18	0.08	0.27

范围(90—105°E, 27—38.25°N)包括了托托河、那曲、拉萨、玉树、昌都、甘孜、吉迈、德钦、芒崖、格尔木、兰州、西宁、成都等13个测站;西部高原的面积范围(80—90°E,

27—38.25°N) 包括了狮泉河、改则、双湖、定日等四个测站。可以看到整个6—8月, 高原西部的大气平均加热率为 $0.27^{\circ}\text{C}/\text{天}$, 高原东部的大气平均加热率近似于 $0.1^{\circ}\text{C}/\text{天}$, 整个高原的平均加热率为 $0.18^{\circ}\text{C}/\text{天}$ 。这表明1979年整个夏季高原上平均是热源, 但比较弱, 这和过去的结论是一致的^[3]。从高原大气平均加热场的各分量分析来说, 东部和西部高原大气对加热场贡献最大的是长波辐射的红外冷却, 这和过去的结论不相同^[6]。第二位贡献, 对西部高原是感热输送, 而东部高原是潜热输送。以上是1979年6—8月夏季平均状况, 各月平均和整个夏季平均情况也不尽相同。大气加热率6月和8月是西部大于东部, 7月是东部大于西部。按各分量情况看: 6、7、8三个月贡献最大的是长波辐射的红外冷却; 其次是6月份整个高原是感热输送, 其值远大于潜热输送, 这在6月西部高原地区上空更为明显; 到7月整个高原处于雨季时期, 潜热释放大增加, 特别对东部高原地区来说, 潜热大于感热, 但对西部高原地区, 感热仍大于潜热; 8月份, 东部地区大气加热率平均结果出现冷源, 但从各分量看来, 和7月份情况类似。上面的分析结果和以前结果有所不同, 其原因可能有二个: 一是1979年夏季高原处于弱季风情况^[10], 故不能完全反映多年平均情况; 二是在计算感热输送时, C_D 系数取得不一致的缘故。为了进一步分析我们所计算的结果, 作表2与其它作者的计算结果[8]进行比较。从表2可以看出: (1) 我们所计算的平均感热输送结果和[8]的结果数值相当, 因所取的 C_D 系数是相当的; 而和[1]的计算结果不一致。文献[1]的值比本文所算结果要大一倍, 这因为[1]中所用 C_D 数值比我们所用的要大。可见 C_D 系数的取值对正确估算感热是重要的, 我们认为[1]中 C_D 取值太大。(2) 我们所计算的净辐射加热率和[1]中所给出的数值相当, 原因是这两种结果都是用辐射方案来进行计算。但与[8]和[7]的结果不一致, [8]用卫星辐射资料反算的, [7]的结果也用反算法估计得来, 可见反算对大气的红外长波辐射的冷却估计偏低。本文的结果又和Katayama^[11]的计算进行比较, 表明在有云的情况下长波辐射的冷却率加大是相当一致。

四、大气加热场和环流之间关系

这节我们着重讨论加热场与环流的关系。1979年高原夏季风弱, 来临迟, 高原上降

表 2 大气加热场计算结果比较*

(单位: W/m^2)

加热分量	区域			高原东部				高原西部			
	作者	整个高原		F	YG	NITTA	LI	F	YG	LI	
SH		F	YG	LI	F	YG	NITTA	LI	F	YG	LI
		56	118	63	46	82	105	43	70	189	78
LP		67	73	55	89	97	90	71	35	24	39
$R_{00} - R_0$		-63	-97	-105	-66	-97	-75	-105	-59	-97	-100

* SH-感热输送, LP-潜热释放, $R_{00} - R_0$ -净辐射, F-文献[8], YG-文献[1], NITTA-文献[7], LI-本文计算结果。

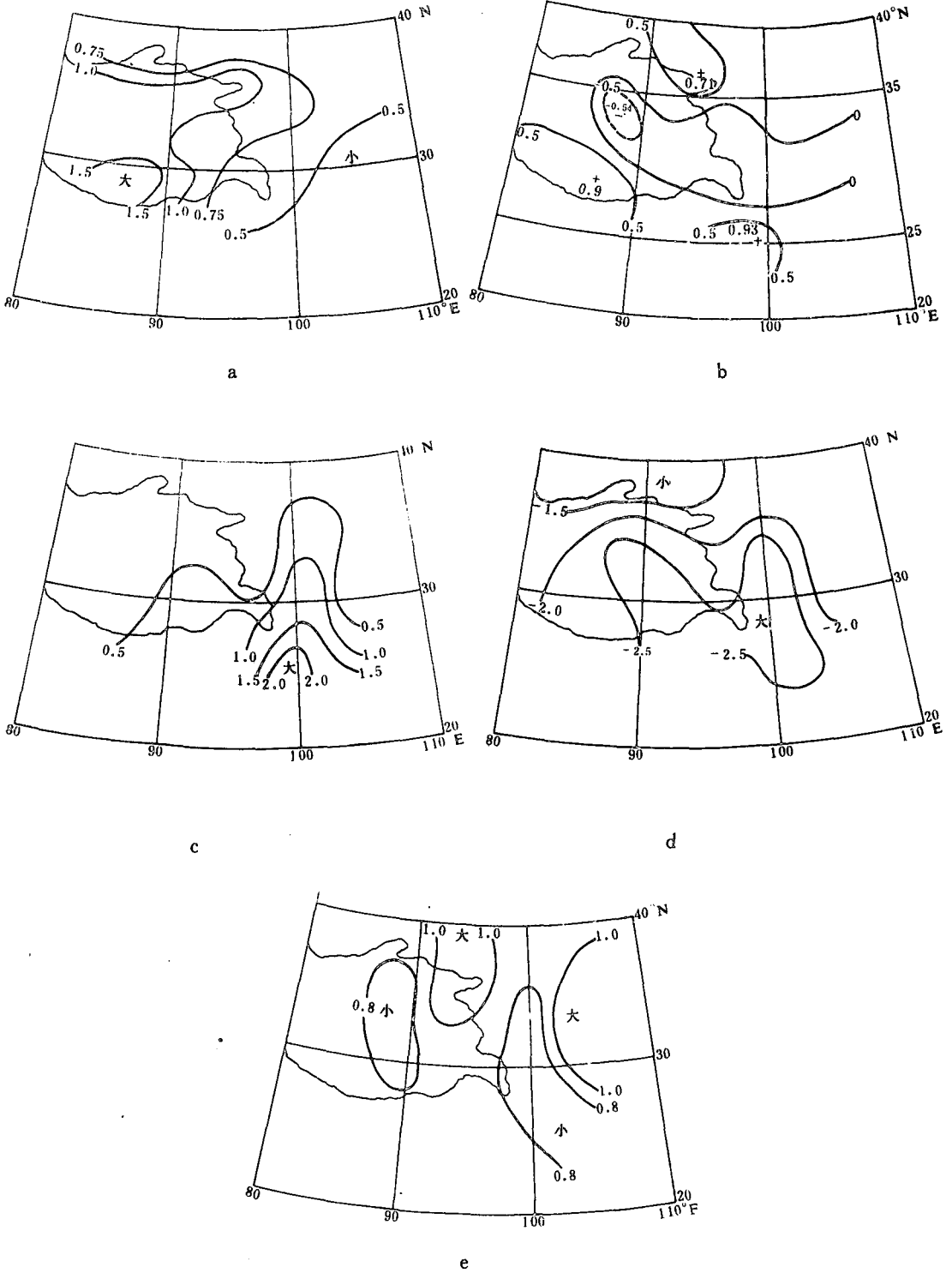


图 2 高原季风爆发前情况 (单位: $^{\circ}\text{C}/\text{天}$)

- a. 感热输送; b. 凝结潜热; c. 长波辐射冷却;
- d. 短波辐射加热; e. 平均总加热

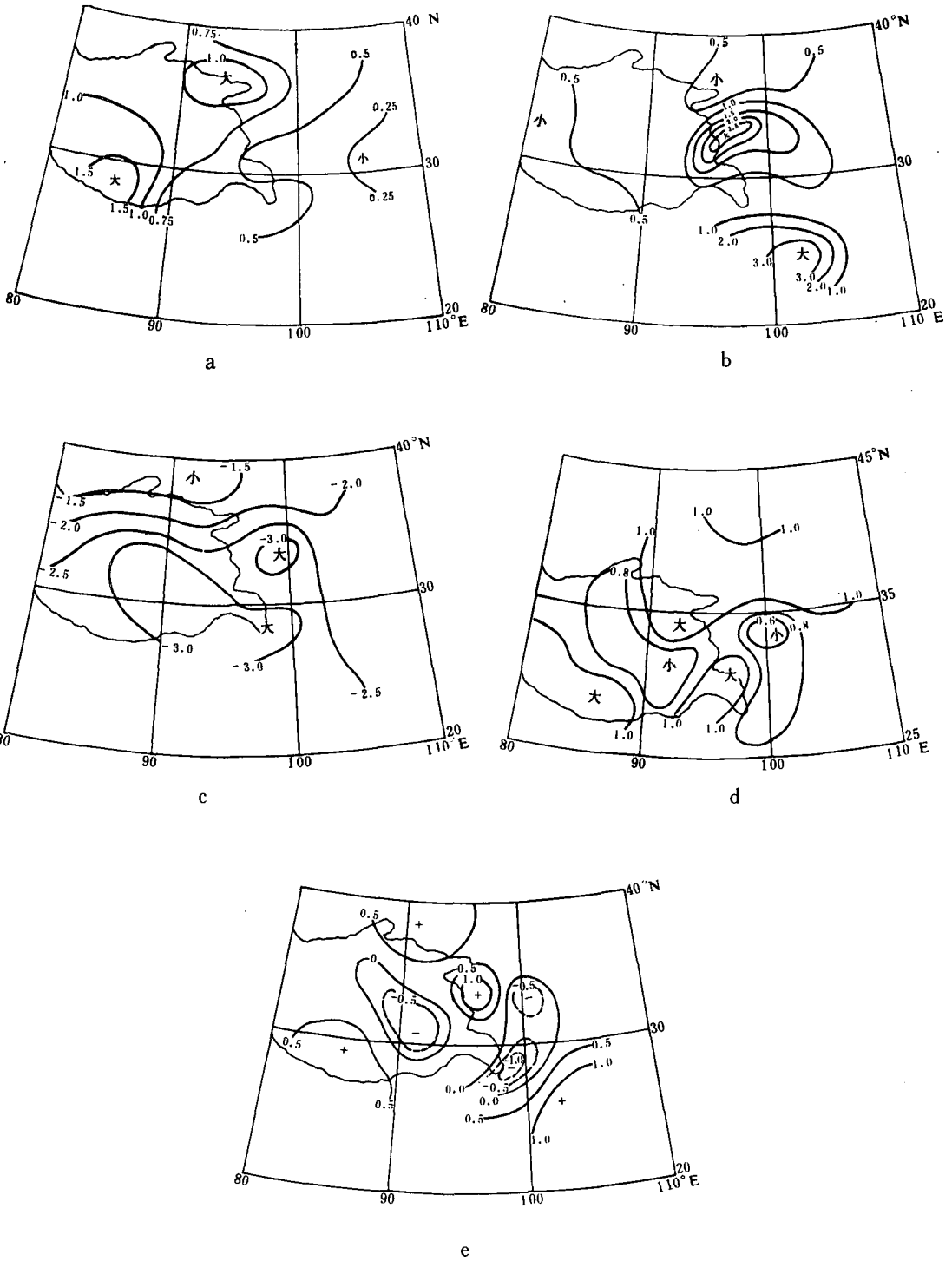


图 3 高原季风爆发后情况 (单位: $^{\circ}\text{C}/\text{天}$)
(说明同图 2)

水偏少。高原地区正式进入雨季的日期是6月18日^[12]。把6月1日到18日(共18天)的平均作为高原雨季来临前的前期情况。而把6月19日到7月5日的平均情况看作为高原雨季时的情况。图2a—e和图3a—e分别是高原雨季爆发前、后的平均感热输送、潜热释放、长波辐射冷却、短波辐射加热和总的大气加热情况。从图2和图3对比可得出如下几点特点:(1)高原雨季爆发前后的平均感热输送平面分布趋势基本一致,大、小值的中心位置变化不大,但量值上后期的平均感热输送(除个别站)普遍减小。(2)在爆发前潜热释放最大值出现在高原东南边缘,往北、往西逐渐减小,在高原西部狮泉河、改则一带潜热为零。在爆发后,由于高原东部玉树、吉迈、甘孜、昌都等地的平均潜热显著增加而使分布形式发生改变。高原西部的双湖,改则等地的潜热也有明显加大。(3)爆发前、后长波辐射冷却的水平分布趋势基本一致。在高原雨季爆发前有两个极值中心,一个位于德钦上空,另一个在拉萨上空。而在雨季爆发后,整个高原上空由于云的增多,使长波辐射冷却增大,以吉迈、拉萨、那曲和双湖等地最为明显。(4)短波辐射水平分布情况,在雨季爆发后,定日、狮泉河、昌都等地的短波辐射有所增加,但双湖、那曲、拉萨等地反而减小。(5)高原上大气总加热特征,在雨季爆发前,从双湖、那曲、拉萨一直往东是一片冷源区,其平均值为 $-0.28^{\circ}\text{C}/\text{天}$,而在此冷源以北是热源,中心在格尔木,其值达 $0.71^{\circ}\text{C}/\text{天}$ 。高原的西部和西南部为热源,定日出现了 $0.9^{\circ}\text{C}/\text{天}$ 的热源中心。另外,在高原的东南部边缘也存在一热源中心。这四片热源区的各分量分布情况是不同的:北部热源的出现是因为短波辐射吸收和感热输送两项之和超过了长波辐射冷却的缘故;而高原中部一片冷源的出现则是长波辐射冷却项起了主要作用,其值大于其余各分量;而高原西部和西南部热源的出现是感热输送项较大,其值与其余项之和大于长波辐射冷却项;对于高原东南部的热源是因为潜热项起了主要作用。在雨季爆发后变化较大的是在高原东部的玉树、托托河等地,其潜热的增加超过了长波辐射冷却的增加,使雨季前的原来冷源转变为热源。有些地方如那曲、拉萨、吉迈、甘孜、德钦等地虽然潜热增加,但因云量增加,从而使长波辐射冷却项的增加超过了潜热的增加,故其总加热仍为冷源。所有各地区各加热分量平衡结果所构成的总加热平面分布情况见图3e。

为了进一步讨论高原季风爆发后的情况,由文献[13]的天气分析可知,1979年夏季高原季风活跃期共有4个时段:分别是6月21日到7月3日,7月22到31日,8月10到16日,8月19到28日。我们分别求得这4个时段活跃期内的平均感热输送、潜热释放、长波辐射冷却和短波辐射加热等的加热分量,然后求和得到平均总加热。再对这4次加起来平均作为1979年夏季青藏高原上空高原季风活跃期的情况。同样,高原季风中断期1979年夏季有两个时段:即7月16到18日,8月4到6日,用上述方法进行计算处理,就得到1979年夏季青藏高原上空季风中断期的情况。图4和图5分别表示了高原季风活跃期和中断期总加热平面分布情况。由图4和图2e看出,季风中断期的平面分布特征和季风爆发前平面分布较相似;同样,活跃期(图5)和高原季风爆发后(图3e)的分布也有相似之处。由表3可知:(1)整个高原在季风中断时期其平均总加热为 $-0.08^{\circ}\text{C}/\text{天}$,是弱冷源。(2)构成中断期平均冷源贡献第一位的是长波辐射冷却,其余三项之和小于它,故出现冷源。(3)整个高原在季风活跃期其平均总加热为 $0.24^{\circ}\text{C}/\text{天}$,是弱热源,这是因为1979年夏季整个高原季风较弱的缘故。(4)构成活跃期平均热源贡献第一位也是长波辐射冷

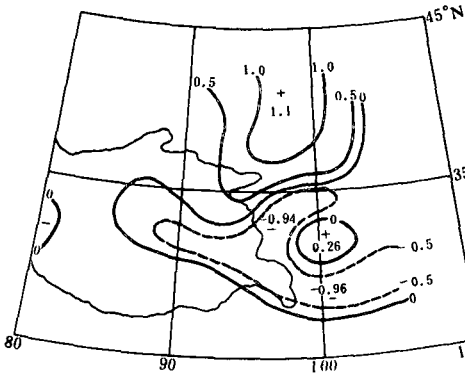


图 4 高原季风中断期平均总加热
(单位: °C/天)

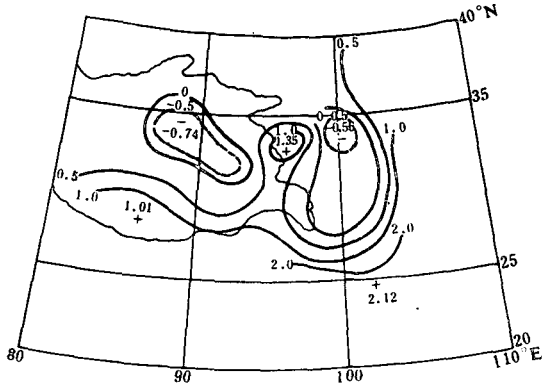


图 5 高原季风活跃时期平均总加热
(单位: °C/天)

表 3 高原季风活跃和中断时期整个青藏高原地区各加热分量值 (单位: °C/天)

时 段	加 热 项	加 热 项				总 加 热
		短波辐射加热	长波辐射冷却	凝结潜热	感 热	
高原季风中断期		1.00	-2.25	0.50	0.67	-0.08
高原季风活跃期		0.89	-2.85	1.37	0.85	0.24

却,但其余三项之和大于它,故就出现热源。由于云量的增加,整个高原平均长波辐射冷却也有所增加,但因降水的增加引起了潜热的增加,其增加量超过了长波辐射冷却的增加量,就平均情况来看,整个高原则从中断期的冷源转变成活跃期的热源,这和文献[6]所得结果是一致的。

五、小 结

1. 1979年夏季整个高原大气加热场平均是热源,但比较弱。对于西部高原和东部高原大气加热场,主要贡献是长波辐射的红外冷却,但高原还呈现热源是因为其它三项之和大于它的缘故。其次,对高原西部是感热输送,对高原东部则是潜热释放。

2. 热源与高原天气系统关系比较密切。高原上大气总的加热特征,在高原雨季爆发前从双湖、那曲、拉萨一直往东至成都是一片冷源。冷源周围的热源,中心分别在格尔木、定日、腾冲等地;在雨季爆发后,变化最大的是玉树,托托河等地,由原来的冷源转变为热源。对上述所呈现的热源汇情况,组成成分虽相同,但主要贡献不一样。

3. 在高原季风中断期,整个高原平均为弱冷源,主要贡献是长波辐射冷却。在高原季风活跃期,主要贡献也是长波辐射冷却,但由于凝结潜热的显著增加,使长波辐射冷却小于其它三项之和,故活跃期整个高原仍为弱热源。

参 考 文 献

- [1] 叶笃正、高由禧等, 青藏高原气象学, 科学出版社, 1979.
- [2] 高国栋等, 中国物理气候图集, 农业出版社, 1981.
- [3] 李维亮、陈隆勋等, 亚洲上空夏季平均大气环流结构及其热源分析, 气象学报, 41, 1, 1983.
- [4] 陈隆勋、李维亮, 亚洲季风区各月大气热源的结构, 1982年全国热带夏季风学术会议论文集, 云南人民出版社, 1983.
- [5] 陈隆勋、李维亮, 亚洲季风区夏季大气热量收支, 1981年全国热带夏季风学术会议论文集, 云南人民出版社, 1983.
- [6] 陈隆勋、段庭杨、李维亮, 1979年夏季青藏高原上空大气热源的变化及大气能量收支特性, 气象学报, 43, 1, 1985.
- [7] Nitta, T., Observational study of heat source over the eastern Tibetan Plateau during the summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, 61, 590—605, 1983.
- [8] Z.Q.Feng et al., Heat source distribution in the atmosphere over the Tibetan Plateau in May—August, 1979, Third Conference on Mountain Meteorology, 16—19 Oct, 1984, Boston, Mass. USA.
- [9] 中国科学院兰州高原大气物理研究所, 加热场的计算方法及一次青藏高压过程中加热场的作用, 青藏高原气象论文集1975—1976.
- [10] 袁福茂、高由禧, 1979年高原和印度夏季风的一些气候特征, 青藏高原气象科学实验文集(一), 科学出版社, 1984.
- [11] A. Katayama, *J. Meteor. Soc. Japan*. 44, 390—396, 1966.
- [12] 罗四维、姚兰昌, 1979年青藏高原地区由春入夏的季节转变, 同[10].
- [13] 黄福均, 西藏高原雨季的中断及其活跃, 气象, 第10期, 1980.

THE ATMOSPHERIC HEAT SOURCE OVER QINGHAI-XIZANG PLATEAU DURING THE SUMMER 1979

Li Weiliang

(Institute of Climatology, AMS)

Abstract

In this paper, By using data for 17 stations on Qinghai-Xizang Plateau during the period of June-August 1979, the components of the heat source, including long-wave radiation, short-wave radiation, latent heat, and flux of sensible heat, are calculated. Based on these results the average atmospheric heat budget over Plateau is calculated. Having compared our results with those given by authors in China and in foreign countries who use the indirect method for calculation, the main contribution to the atmospheric heat source in our calculation is the long-wave radiation.

Also, the relationships between the atmospheric heating field over Plateau and the monsoon circulation in various stages over Plateau are discussed.