

从气象卫星资料揭示的青藏高原夏季 对流云系的日变化*

陈隆勋 宋玉宽 刘骥平 王 文

(中国气象科学研究院,北京,100081)

摘 要

文中利用日本静止气象卫星观测的 1981~1994 年 1 天 8 次的 TBB 观测值和 1978~1994 年 NOAA 卫星观测的 1 天 2 次 OLR 观测值研究了青藏高原地区夏季对流云系季节变化以及对流云的日变化及其东西向移动规律,并对 1994 年的资料进行了个例分析。结果表明,青藏高原夏季对流云有极为明显的日变化,以 00~05UTC 为最弱,15~17UTC 最强。在季风雨爆发后的 7 月中旬到 8 月上旬在高原中部(30~32°N,90°E)、东部(30°N,97°E)和西部(30°N,85~87°E)有 3 个 TBB 低值中心,多年月平均对流中心区云顶高度可达 9.6 km,而旬对流中心个别地区平均可达 13 km。对流云区开始发展于东部地区,随后对流云中心逐步向西移动,并于 7 月中下旬达到最西,此时西部地区从多年平均而言可以有短暂的强对流发展。

关键词:气象卫星资料,青藏高原,对流云系,日变化。

1 引 言

根据 1979 年青藏高原气象学科学试验(QXPME X-1979)的研究结果(章基嘉等,1988),从卫星接收的云图资料来看,对流云区开始发展于东部地区,雨季前对流云主要集中于高原东南部以及喜马拉雅山西段,几乎每天都有对流云,东南部最大平均云量达 0.7 (1.0 为全天有云)。进入雨季以后,最多出现地区仍和雨季前一致,但东西两个地区的出现频率可达 100%,云量达 0.8。Cu 云最多出现在 14 时(当地时),Cb 云在 20 时,因而有明显日变化。据试验期间设在那曲(海拔 4057 m)的雷达观测发现,雨季中对流云底约离地面 2 km,云顶回波高度清晨(7 时)为 4 km,14~18 时达 9 km,傍晚为 6 km。最高可达 13.7 km。这表明,对流云有明显的日变化。

利用 QXPME X-1979 资料,Yanai 等^[1]研究了 5~8 月高原上空环流的日变化,发现高原低空自早晨到傍晚(00UTC 到 12UTC)有辐合加强,而高空有辐散加强,中心约在(33°N,98°E)。与此同时,在其南侧有 2 个高空的辐散加强中心(25°N,93°E;31°N,108°E)。由于日本 GMS-1(TBB)能一天观测 8 次(即 3 h 1 次),分辨率达 1°×1°,M. Muraka-

* 初稿时间:1997 年 7 月 2 日;修改稿时间:1998 年 3 月 23 日。

资助课题:国家科委攀登项目 B“青藏高原地气物理过程及其对全球气候及中国灾害性天气影响的观测和理论研究”。

mi^[2]设计了一个对流指数 I_c , $I_c=0$ 表示对流达到 400 hPa, $I_c=10$ 表示强对流, TBB 小到对流顶温度 T_{tr} (即云顶达到对流顶高度)。这样可能消去各地因地面温度不同而影响 TBB 值。在此基础上, M. Yanai 等(1994)给出了 1979 年 5~9 月平均的 03UTC 和 12UTC 的 I_c 分布, 03UTC 青藏高原上空并无 I_c 中心。而在 12UTC, 青藏高原上空在(30°N, 88°E)(即拉萨站略偏西地区)和(32°N, 98°E)(高原东部)存在 2 个中心, I_c 值依次为 4.5 和 4.0。所以 I_c 值有明显日变化。值得注意的是, 高原东部 18UTC I_c 中心和 12UTC 的低空辐合和高空辐散中心相对应, 但高原中部的 I_c 中心没有低空辐散和高空辐合中心对应, 并且该 I_c 中心位于混合比和降水小值区(Yanai 等, 1994^[1]图 10)。利用 12 a TBB 资料, Takahashi^[3]等进一步作了 I_c 值, 研究了 I_c 值的季节和日变化。

由于缺乏高原上空资料, 关于高原上空对流活动日变化的研究工作不多。许多数值试验表明, 高原上空日变化对高原季风以及亚洲地区季风有很大影响。目前, 已有 1981~1994 年每天 8 次的 TBB 资料以及 1978~1994 年每天两次的 OLR 资料, 可以从事这方面研究。本文的目的就是进一步从事这方面工作。

2 资料

(1) 日本 GMS 观测的云顶黑体亮温(TBB)资料: 此资料由日本气象厅整理, 自 1981 年 1 月 1 日起到 1994 年 12 月 31 日, 每天 8 次(即 3 h 一次), 分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 经纬度。范围为 $56^\circ\text{N} \sim 56^\circ\text{S}$, $80^\circ\text{E} \sim 160^\circ\text{W}$ 。

(2) 大气顶射出长波辐射(OLR): 每天 2 次, 由 NOAA 卫星观测。

由于 GMS 位于 140°E 赤道上空, 青藏高原中西部地区为其观测的边缘地区, 其观测值虽经订正但仍含误差, 主要是使 TBB 值过低, 为此, 用 OLR 值作比较。由于 OLR 值由 NOAA 的极轨卫星观测并定时到达观测点上空, 图片边界误差极小, 要比 TBB 值可靠。

3 青藏高原上空 TBB 值的季节变化

图 1 为青藏高原地区海拔 3000 m 以上地区的 1980~1991 年平均的 TBB 值季节变化曲线。曲线 N 为 32°N 以北的高原地区平均, 曲线 S 为 32°N 以南的高原地区平均, 而曲线 T 为高原总平均。从图中可看到, 对北区曲线(N), 第 17 候(3 月 16~25 日)以前 TBB 维持在 245~250 K 之间, 变化不大。18 候(3 月 26~31 日)起 TBB 值开始增加, 直到 42 候(7 月末)达到 270 K, 随后维持到 52 候(8 月 16~20 日), 之后下降, 所以季节变化是平缓的。对南区曲线(S), 其特征和北区曲线完全不同。24 候(4 月 26~30 日)以前几乎没有变化, 之后开始上升直到 31 候, 到 32 候(6 月 6~10 日)TBB 值开始下降直到第 40 候(7 月 16~20 日), 41 候起又开始上升直到第 48 候(8 月 26~31 日), 此后 TBB 值又恢复到冬季值(250~260 K), 随后继续升高到 60 候(10 月 26~31 日)后又下降。在分析 TBB 特征后, 我们提出可以用 TBB 值来划分青藏高原南部的季节变化, 11 月初~4 月中旬为冬季, 4 月中旬~6 月上旬为春季, 6 月上旬~8 月下旬为夏季, 9 月上旬到 10 月下旬为秋季。值得注意的是, 青藏高原气温自 3 月起就平缓增加直到 7 月底, 所以 TBB 在 6 月上旬到 7 月中旬的下降, 表明在此时期中青藏高原上空对流云顶变高, 对流云旺盛。7 月中旬是青藏高原对流最旺盛的盛夏季节。7 月下旬到 8 月下旬对流虽仍然旺盛, 但已处于衰退时

期。因此可据图 1 定义和确定青藏高原对流云发展的季节变化。

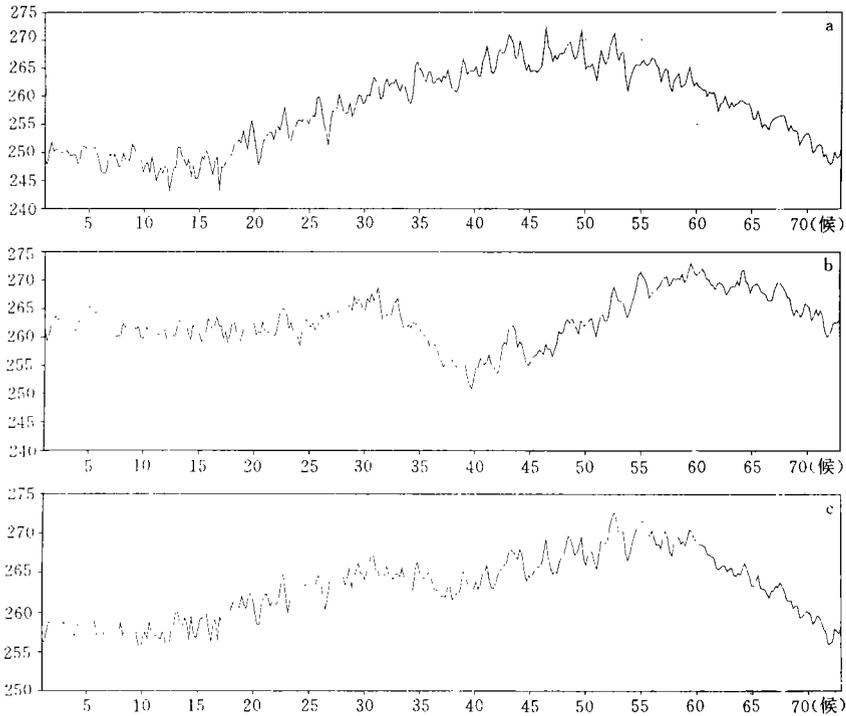


图 1 青藏高原地区 1980~1991 年平均的 TBB 值季节变化曲线

(a. 为 32°N 以北海拔高度大于 3000 m 的地区平均曲线;

b. 为 32°N 以南海拔高度大于 3000 m 的地区平均曲线;

c. 为高原总平均。纵坐标为 TBB 值,单位:K,横坐标时间,单位:候)

4 青藏高原对流云的日变化

依上节讨论,青藏高原雨季开始或对流云发展都在 6 月 15 日以后。所以这里作了 6 月 15 日前后一个月的多年平均日变化曲线。图 2 是青藏高原西区(a)和东区(b)5 月 15 日~6 月 15 日(虚线)和 6 月 15 日到 7 月 15 日(实线)的 TBB 值多年平均日变化曲线,分别代表青藏高原季风爆发前(虚线)和爆发后(实线)的日变化,东西区划分以 90°E 为界。对西区(图 2a),可见爆发前以 5UTC(当地时间上午 11 时)TBB 值最高,而在 20UTC(当地时间早晨 2 时)最低,相差 15°C。到季风爆发后,TBB 值仍以 5UTC 最高,但以 15UTC(当地时间晚 21 时)最低。无论是爆发前或爆发后,日变化均为 15°C 左右。表 1 为依拉萨探空站换算的最低云顶和最高云顶的高度。可见,季风爆发前西区最高最低云顶分别为 7.3 km 和 5.8 km,减去平均海拔高度(设为 4.5 km),云顶离地平均为 3.4 km 和 1.2 km。季风爆发后,西区平均最高最低云顶分别为 8.7 km 和 6.5 km,离地约 4.2 km 和 2.0 km。以上是区域平均,实际上个别点平均云顶可以到达 9 km 以上,甚至达 13 km。

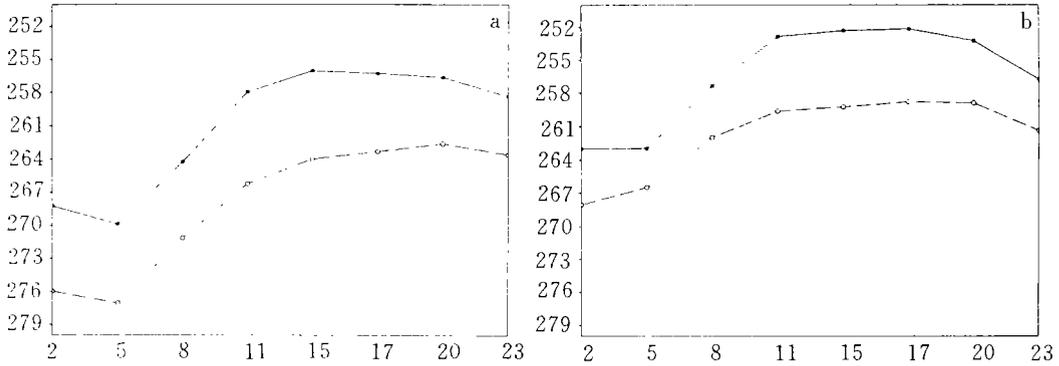


图2 青藏高原上空多年平均(1981~1991年)TBB值日变化

(a. 西区 80~90°E 且海拔高度大于 3000 m 的地区; b. 东区 90~100°E 并且海拔高度大于 3000 m 的地区。

实线为 6 月 15 日~7 月 15 日平均, 虚线为 5 月 15 日~6 月 16 日平均)

表1 青藏高原东西区云顶高度和出现时间 (单位: 云顶高度为 km, 时间为 UTC)

	季风爆发前		季风爆发后	
	最低云顶高度 (时间)	最高云顶高度 (时间)	最低云顶 (时间)	最高云顶 (时间)
西部	5.8(5)	7.3(20)	6.5(5)	8.7(15)
东部	6.7(2)	7.5(20)	7.2(5)	9.6(15)

因而,就全部西区平均而言,即使在季风爆发后,西区在对流最旺盛时刻的云结构平均而言不可能是穿透性深对流云。而爆发后的对流最不旺盛时刻,云顶平均离地只 2.0 km,因而平均而言不大可能是对流云。

对东区(图 2b),季风爆发前 TBB 最高值为 267 K,发生在 02UTC(当地时间早晨 8 时);而最低值为 260 K,发生在 20UTC(当地时间早晨 2 时)。到季风爆发后,最低值为 253 K,发生时间在 15—17UTC 之间(当地时间傍晚 21~23 时);最高值为 263 K,而发生时间为 02—05UTC(当地时间早晨 8~11 时)。由表 1 可见,在季风爆发前,东区最低最高云顶高度平均为 6.7 km 和 7.5 km,而爆发后为 7.2 km 和 9.6 km。一般东区海拔高度可设为 4 km,则爆发前最高云顶离地为 3.5 km,而爆发后为 5.6 km,表明季风爆发前后青藏高原东区云顶高度均比西区高。爆发后,对流最旺盛时刻形成的对流云接近深对流云类型。平均而言,爆发后,东区最高平均云顶比爆发前升高 2.1 km,而西区只升高 1.4 km,表明季风爆发后东区对流活动比西区强烈。

5 青藏高原对流云日变化的水平分布

为了讨论青藏高原对流云日变化的水平分布,文中分别作了季风爆发前后(5 月 15 日~6 月 15 日,6 月 15 日~7 月 15 日)多年平均(1981~1991 年)TBB 05UTC 和 17UTC 的分布及其差值(图 3)和多年平均 OLR 的 00UTC 和 12UTC 的月平均值及其差值分布

(图 4)。图 3 为 TBB 值分布,图 3a 自上到下为 05UTC 的季风爆发前和爆发后的分布以及季风爆发前后的 TBB 差值,图 3b 为 17UTC 时分布,图 3c 为 05 和 17UTC 的差值。从图中可见,季风爆发前(第一行)05UTC 时刻高原西部 TBB 值比高原东部高,表示此时高原东部对流比西部活跃。对 17UTC(图 3b),在季风爆发前,TBB 主要呈纬向分布,高原 TBB 值北部比高原南部及高原以北的新疆大沙漠地区低,在高原北部有一东西向低值中心。这并不表示此时高原北部对流活动比南部强,而是可能北部气温,尤以地面气温比南部冷而造成的。17UTC 和 05UTC 的差值表明(图 3c),高原西部 TBB 日变化比东部大。到季风爆发后(图 3b 第二行),05UTC(图 3a)的 TBB 东西分布特征仍和爆发前一致,即西部值比东部大,西部值在 270~280 K 之间,相当于云顶高度 6.5~5.5 km 之间,云顶已接近地面,表明对流不活跃。相反,东部值约为 260 K,表明云顶约 7.5 km,仍有弱对流。到 17UTC(图 3b),高原南部出现一个 TBB 低值带。低值带中有两个低值中心,一个在 31°N,92°E,另一个在 31°N,100°E。两个中心均在高原东部,中心最低值为 245 K,云顶相当于 10.7 km 已接近深对流,比 QXPME X-1979 期间设在那曲的雷达观测值高出 1.7 km,这可能是因此低值中心出现在那曲以南地区。依图,那曲附近的 17UTC 平均值为 250 K,约 9.8 km,此值与 1979 年雷达观测值一致。与此同时,西部值约 255~260 K 之间,表明云顶约在 8~7.5 km 之间,比东部低约 3 km。季风爆发后 17UTC 和 05UTC TBB 之差

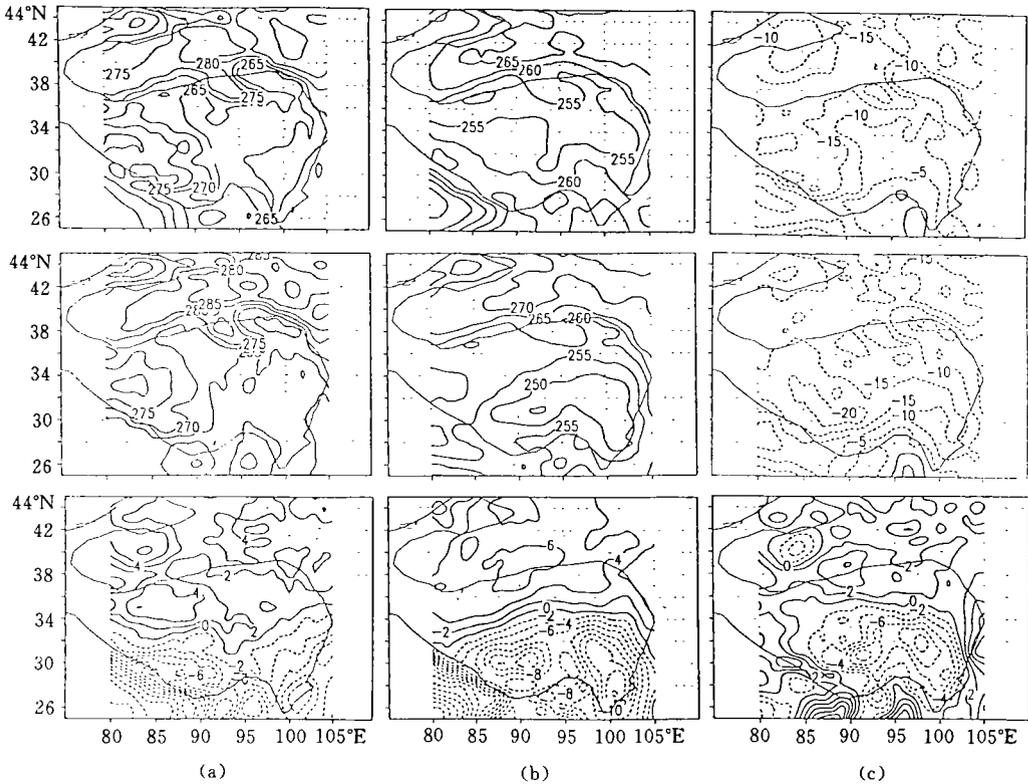


图 3 青藏高原季风爆发前后 05UTC 和 17UTC 多年平均 TBB 值分布及日变化分布
(a. 05UTC;b. 17UTC;c. 05UTC 与 17UTC 差值)

值(图 3c)分布表明,日变化大值区主要在西部地区,中心可达 -20°C ,东部日变化比西部小。

图 3 中两个时刻的季风爆发前后 TBB 差值。在 05UTC(图 3a)时, 32°N 以北的高原北部地区季风爆发后 TBB 值反而比爆发前高。TBB 减少区主要在 32°N 以南地区,中心在高原西南部和东南部,中心值减少达 10°C 。到 17UTC, TBB 值减少区仍在高原南部,北部为增加区,交界在 34°N 以南。有两个减少中心,一个在 $31^{\circ}\text{N}, 91^{\circ}\text{E}$,另一个在 $27^{\circ}\text{N}, 100^{\circ}\text{E}$,减少的中心值均为 12°C 左右。这表明,季风爆发后,对流云发展主要在高原中南部(91°E)和东南部(100°E)。 85°E 以西的高原西部地区对流云有一定发展,但不如中南和东南部那么强。

比较季风爆发前后日变化差值分布(图 3c),可见日变化差值在 85°E 以东 是增加的,增加中心在 $31^{\circ}\text{N}, 91^{\circ}\text{E}$ 和 $32^{\circ}\text{N}, 98^{\circ}\text{E}$ 。 85°E 以西地区日变化值在季风爆发后是减少的。

图 4a~c 分别为多年平均(1978~1994 年)6~8 月 00UTC 和 12UTC OLR 值(W/m^2)分布及其差值分布。从图中看到,00UTC 6~8 月青藏高原东部 OLR 值始终低于西部。东部 $90^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{E}$ 间为一自南向北伸展的低值中心区,而 90°E 以西 OLR 逐渐增加,东西两区 OLR 相差达 $20\sim 30 \text{ W}/\text{m}^2$ 。到 12UTC,6 月低值区,中心位于高原西北侧,7 月在 32°N 的 95°E 和 100°E 处分别出现两个低值区,中心值为 $190 \text{ W}/\text{m}^2$ 。8 月继续维持此类分布,但比较明显出现了两个低值中心,中心分别位于($30^{\circ}\text{N}, 90^{\circ}\text{E}$)和($32^{\circ}\text{N}, 97^{\circ}\text{E}$),中心值为 $200 \text{ W}/\text{m}^2$ 。所以,平均而言,7 月对流最强,最强中心在高原中部 90°E 和东部 100°E 。对日变化而言,在 6~8 月中均以西部差值最大, 85°E 差值达 $35 \text{ W}/\text{m}^2$,东南部则日变化差值最小。

从 OLR 的变化来看,季风爆发后对流活动增强地区主要在高原中部和东部,但日变化值最大在高原西部地区。这和 TBB 值的结果是一致的。

对多年月平均而言,青藏高原东部对流活动强于西部,并且东部的 17UTC 时刻对流云顶在季风爆发后已接近深对流云型。但这并不能说在个别时段东部对流云始终强于西部。为了讨论这个问题,我们作了多年平均 6~8 月各旬 17UTC 时 TBB 分布(图 5)。之所以选择 17UTC 是因为该时刻青藏高原对流最为旺盛。由图可见,6 月上旬高原上空见不到明显的对流云活动。自 6 月中旬起,在高原东部 100°E 附近出现对流云中心,6 月下旬向西扩展到高原中部,中心在 90°E ,中心值为 240 K ,相当于云顶高度为 11.8 km 。7 月中旬对流云中心仍维持于高原中部,中心值降到 230 K (12.5 km),7 月中旬在高原西部 86°E 处形成 1 个新的对流云中心。到 7 月下旬和 8 月上旬,高原上空形成 3 个对流云中心,即东部($29\sim 32^{\circ}\text{N}, 95\sim 98^{\circ}\text{E}$),中部($30\sim 32^{\circ}\text{N}, 90\sim 92^{\circ}\text{E}$)和西部($30^{\circ}\text{N}, 85\sim 87^{\circ}\text{E}$)。8 月中旬,对流云减弱。到 8 月下旬,已分辨不出对流云中心,高原上 TBB 最低值为 260 K (7.5 km)。从以上分析可以得到 3 点特征: 1. 青藏高原对流云最初于夏季开始(6 月中旬)发展于东部,随后向西传播到高原西部; 2. 对流云发展盛期(7 月中下旬和 8 月上旬)高原上空在西、中和东部各出现 1 个对流云中心,中心分别在 $85\sim 87^{\circ}\text{E}$, $90\sim 92^{\circ}\text{E}$ 和 $95\sim 98^{\circ}\text{E}$ 。中心平均值为 230 K (相当于对流云顶为 12.5 km),个别达 220 K (13.4 km)。这表明 7 月中下旬和 8 月上旬夏季西部的对流中心也是相当旺盛的,在最强的时刻可以平均发展到 13km ,但对流云带只限于 32°N 以南和 85°E 以东,即高原南部靠近中部的西部地

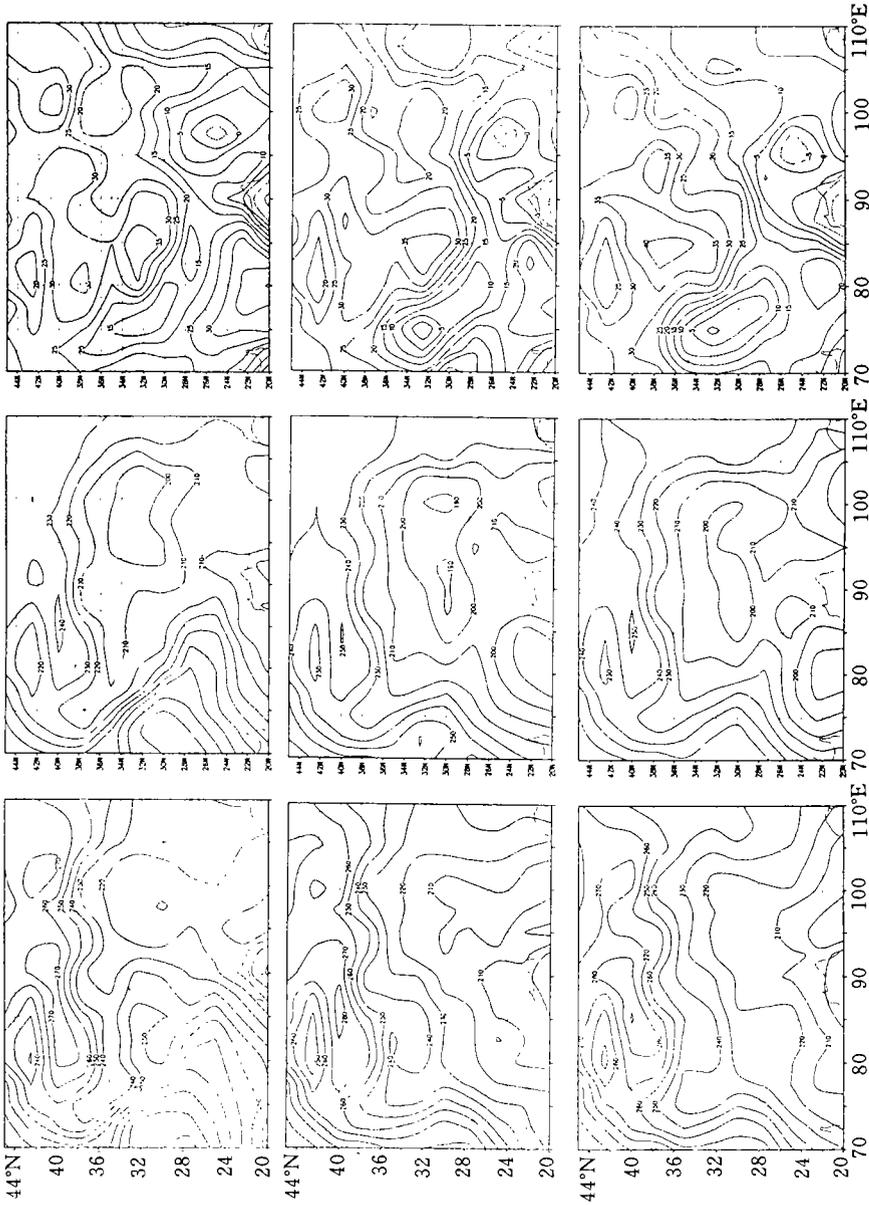


图 4 青藏高原 6~8 月多年月平均 00UTC 和 12UTC OLR (W/m^2) 值及日变化值分布

(a. 自上至下为 6~8 月 00UTC OLR 分布; b. 自上至下为 6~8 月 12UTC OLR 分布;

c. 自上至下为 6~8 月 00UTC 与 12UTC OLR 差值分布)

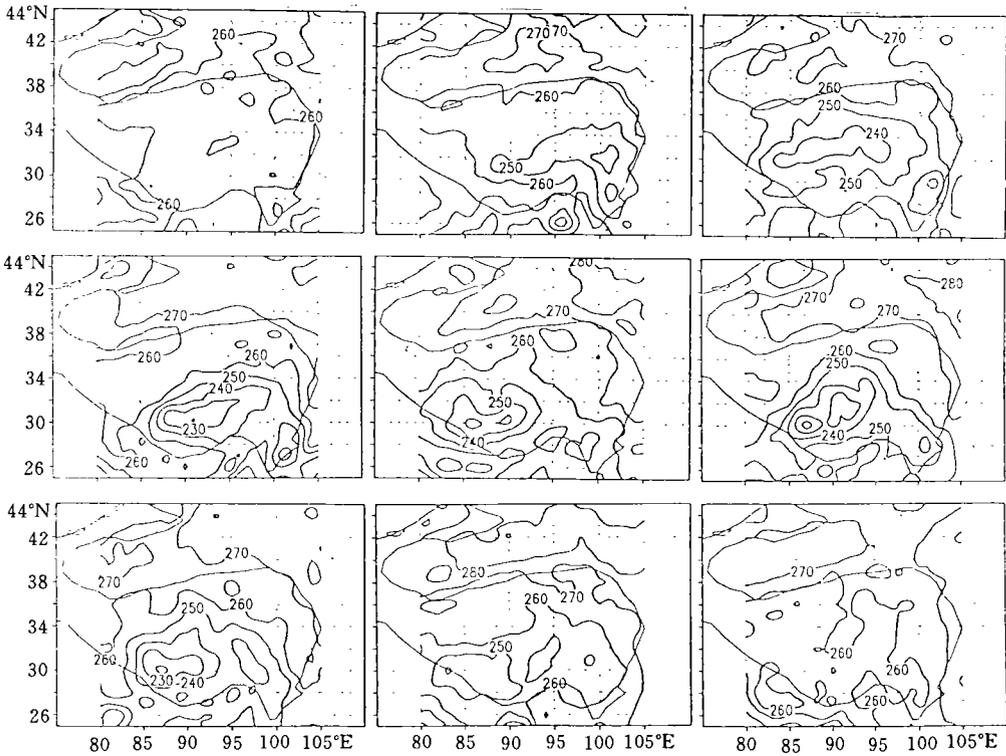


图5 青藏高原上空多年平均6~8月各旬TBB分布

区,其区域只占 90°E 以西的高原西部的 1/8 左右,除了此区域外,高原西部并未见到强对流云的发展。这个结果和 Yanai 等(1994)对 1979 年 QXPME X 时期的分析结果是一致的; 3. 从南北分布看,高原夏季对流云带主要发生于 32°N 以南地区,即那曲以南地区。我们推测,上述 3 个对流云中心可能是青藏高原夏季低涡的源地。

6 1994 青藏高原对流云日变化特征

为了说明个别年的特征,我们选了 1994 年作了个例分析。Nakazaw 等(1996)^[4]曾对 1994 年夏季青藏高原水汽收支作了研究。这里,我们将对对流云及其水汽特征作研究。图 6,7 分别为 1994 年 7 月各旬 00UTC 和 12UTC 的 TBB(图 6)、500 hPa 流场(图 7)分布。500 hPa 上 Q、DIVQ 和流场均采用日本气象厅格点客观分析资料作出的。从 00UTC 的 TBB 分布(图 6),可以看到,只有 7 月下旬 TBB 值较低,在高原中部(30°N, 90°E)有低中心,中心值 260 K(相当于云顶海拔高度 7.5 km),其次在东部(30°N, 94°E)有一中心值为 255 K 的低值中心(相当于云顶高为 8.5 km)。在 12UTC,7 月上中旬 TBB 低值区偏于东部,到 7 月下旬在高原西部有一低值中心,中心在(29°N, 86°E),中心值为 230 K(相当于云顶高度 12 km),其次在高原中部(30°N, 92°E)和东部(31°N, 97°E)各有一个低值中心。中、东部中心值分别为 240 K(11 km)和 245 K(10.3 km)。造成这 3 个中心的原因主要是 1994 年 7 月有两次低涡在西部生成,然后沿 30~34°N 间东移。我们看到,7 月上、下旬,

尤其是下旬,日变化非常明显,表明高原上空即便有天气系统生成,这些系统也具有明显的日变化,晚间无云并不表示该天气系统不存在或削弱。

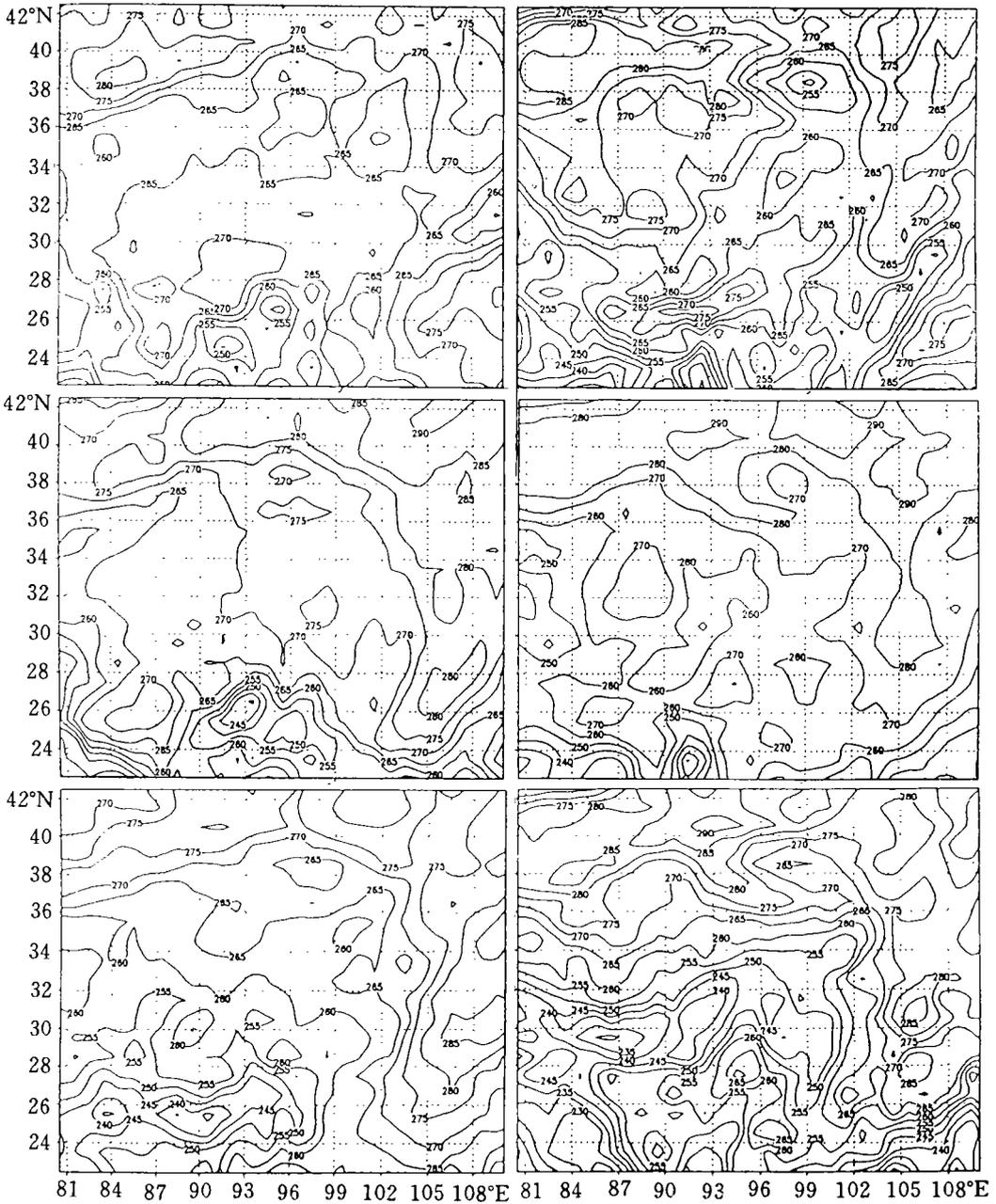


图6 1994年7月上、中、下旬00UTC和12UTC TBB分布

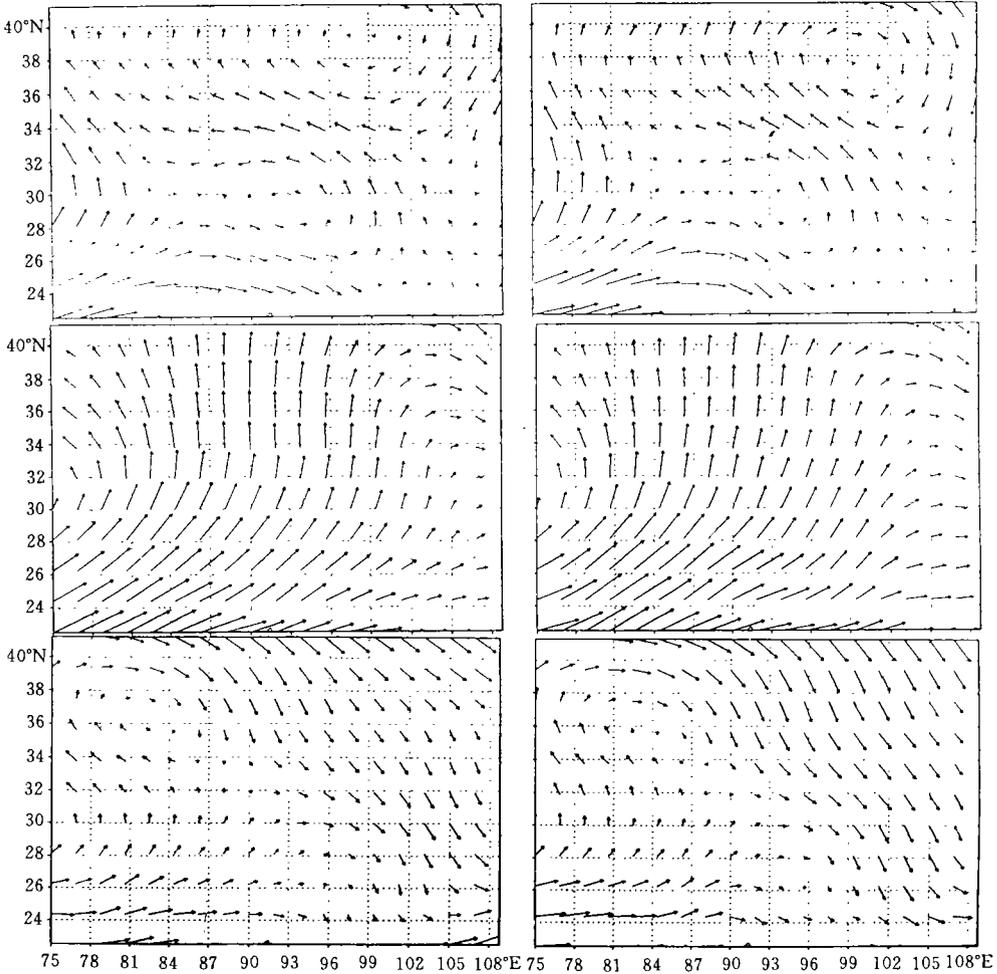


图7 1994年7月上、中、下旬00UTC和12UTC 500 hPa流场图

7 结 论

通过以上讨论,可以得到以下结论:

(1)无论是 TBB 还是 OLR 值,青藏高原南部地区自 4 月末开始上升,直到 6 月上旬,此后突然下降直到 7 月下旬末,随后开始上升到 8 月末,TBB 恢复到冬季值。依此可以作为指标来判定青藏高原季风雨季开始和结束,或季风爆发和撤退。依此指标,青藏高原多年平均的雨季开始(或季风爆发)在 6 月 15 日左右。对流云先在东部发展,之后向西部扩展,到 7 月中旬末扩展到最西。此时,高原上空有 3 个对流云中心,即 $85^{\circ}\sim 87^{\circ}\text{E}$, 91°E , 97°E ,均在 32°N 以南。8 月中旬,对流突然全面减弱,中心回到中部和东部。

(2)青藏高原对流云有明显日变化。一般,在季风爆发前,东部对流云顶在 02UTC 最低(达 6.7 km),在 20UTC 最高(达 7.5 km)。而西部在 05UTC 最低(5.8 km)并于 20UTC 最高(7.3 km)。在季风爆发后,对流云迅速发展,无论是东部还是西部均在

05UTC 最低而 15UTC 最高。对流云顶东部比西部高,在 15UTC 平均可达 9.6 km,中心地区可达 13 km 以上。

(3)青藏高原西部地区总的来说对流云顶低于东部(即 TBB 值高于东部)。但在 7 月中旬以后,当对流云中心西移到最西位置时,对流云的发展及其云顶高度可以明显高于东部,但维持时间甚短。就平均而言,7 月份有两个对流云中心,一个在中部(30°N,92°E 以北地区),另一个在高原东部(30°N,95°~98°E)。7 月下旬和 8 月上旬在 17UTC,在西部的(32°N,85°~87°E)以南地区出现第三个中心,此中心面积约占 90°E 以西高原面积的 1/8。

(4)1994 年夏季高原上空流场切变和 TBB 低值区吻合甚好。

以上是利用 TBB 和 OLR 值得到的青藏高原对流云系日变化特征。我们曾和日本气象厅的客观分析得到的水汽辐散分布比较,发现 TBB 和水汽及其辐散分布并不一致,表明高原地区由于观测资料缺少,客观分析难于准确。由于高原对流云系有明显日变化,它们将影响周围地区季风,因而建议利用内含日变化的数值试验模式对其机制及其影响进行研究。

参考文献

- 1 Yanai M. Li C. Mechanisms of heating and the boundary layer over the Tibetan Plateau. *Mon Wea Rev.* 1994. 122. 305—323
- 2 Murakami M. Analysis of deep convective activity over the Western Pacific and Southeast Asia. *J Meteor Soc Japan.* 1983. 61: 60—75
- 3 Takahashi K. Murakami M. Analysis of diurnal convective activities over Asian monsoon region using infrared data observed by geostationary satellites. In: *Proceedings of international workshop on the climate system of monsoon Asia.* Kyoto, Japan. 1996. 47—51
- 4 Nakazawa T. Chen L-X. Iwazaki T. et al. Water budget analyses over the Tibetan plateau during the Northern summer in 1994. In: *Proceedings of the international workshop on the climate system of monsoon Asia.* Kyoto, Japan. 1996. 76—78

ON THE DIURNAL VARIATION OF CONVECTION OVER QINGHAI-XIZANG PLATEAU DURING SUMMER AS REVEALED FROM METEOROLOGICAL SATELLITE DATA

Chen Longxun Song Yukuan

Liu Jiping Wang Wen

(Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing, 100081)

Abstract

Using of the eight times per day TBB dataset observed by GMS/JAPAN during the year from 1981 to 1994 and the two times per day OLR dataset observed by NOAA Satellite/USA, the diurnal and seasonal variation of convective cloud system over Tibet and its zonal movement are studied. The results show that there is an obvious diurnal variation of convective cloud over Qinghai-Xizang Plateau during summer. The convection arrives its strongest hour in 15–17UTC and its weakest hour in 0–5UTC. During the period from the middle ten days of July to the first ten days of August after the onset of summer monsoon, there are three low value centers of TBB which are located over the central part (30~32°N, 90°E), the eastern part (30°N, 97°E) and the western part (30°N, 85~87°E) of Tibet. The monthly climate height of cloud top can arrive to 9.6km and the ten days average height in some region can arrive to 13km. The convective cloud begins to develop in the eastern part, then moves westwards and arrives to the west part in the middle and last ten days of July. During that time, the deep convective cloud can temporally develop in the western part of Tibet. Besides, the feature of convective cloud is also analyzed for the summer, 1994.

Key words: Data of NOAA Satellite/USA, Qinghai-Xizang plateau, Convection cloud system, Diurnal variation of convection.