第45卷 第2期 气象学报 Vol. 45, No. 2
1987年5月 ACTA METEOROLOGICA SINICA May, 1987

1979年初夏青藏高原上空大气的非绝热加热和动能收支的特征

朱福康 樊云
（国家气象局气象科学研究院） （北京气象学院）

提要

本文根据青藏高原气象科学实验期间的资料，计算了1979年5—8月青藏高原地区大气的非绝热加热和动能收支。其结果表明：青藏高原地区上空的能量收支有其明显的独特性，夏季青藏高原地区的大气是北半球重要的热源和能源区。并指出，青藏高原地区上空夏季型环流结构的建立要超前于东亚大气环流的季节性变化。

一、引言

维持大气运动的能量，归根到底，是来自太阳的辐射能。能量收支是决定大气系统及其分布的最重要因子。通常，大气运动的动能得自于有效位能的转换，而补偿其摩擦消耗。所以大气环流的加强和维持取决于动能的产生与消耗之间的平衡，各种天气系统的发生、发展与消亡都与这种机制密切相关。因此，大气能量收支的诊断分析是了解大气运动及其规律的一种重要方法。

另外，不同区域环流系统的能量收支特征受其所处特殊环境的影响，在不同的时间和空间范围内，它们对整个大气环流系统的贡献是不同的。Kung[1]用北美地区的资料研究了中纬度地区的能量收支，指出大气能量收支在季节变化过程中，主要表现为冬季型和夏季型，晚春和晚秋有突变的过渡型。

青藏高原地区特殊的大地形的动力、热力作用对大气环流所产生的影响长期以来一直是国内外气象学者十分关注的问题。过去由于缺少高原地区的观测资料，直接计算高原上空逐日的能量收支十分困难。1979年在FGGE观测期间的5—8月，我国在青藏高原上进行了气象科学实验，增设了不少探空站，取得了高原及其邻近地区前所未有的大量气象观测资料，使得较为详尽地研究上述问题成为可能。高由禧等[2]用1979年的观测资料对高原上空大气的各种能量进行了计算，结果表明，夏季高原上空的大气，相对周围地区来说，其位能、内能和总能量是个高值区，能量的变化与高原的加热和季节变化紧密相联。陈隆勋等[3]在研究1979年夏季青藏高原上空大气的热源结构及其能量收支变化时指出，青藏高原大气热源主要发生在降水活跃期，而中断期除高原东部外均为热源区。

本文的主要目的是，通过对1979年5—8月青藏高原上空逐日的大气热源结构和能量收支的计算，来研究初夏大气环流季节变化的各个时期青藏高原上空大气的非绝热加

* 本文于1985年5月25日收到，1985年10月8日收到修改稿。

热和动能收支的特征，并讨论青藏高原在初夏东亚大气环流季节变化过程中所起的作用。

二、方 程

本文计算所用的动能收支方程[4]为：

$$\frac{\partial K}{\partial t}=GK+HFK+VFK+PSK+D \tag{1}$$

式中$\frac{\partial K}{\partial t}$项表示区域平均的动能随时间的变化率，$GK$ 项表示非地转气流穿越等高线时气压梯度力对气流做功的动能制造率。HFK 项表示通过侧边界的动能水平输送率，VFK 项表示动能的垂直输送率。这两项对全球大气积分时为零，而对有限区域而言，它们可以视为区域动能的外部能源或能汇。PSK 项表示气柱内空气质量变化引起的动能变化率。D项表示包括摩擦效应，不同尺度间非线性相互作用等效应对动能平衡的影响。

非绝热加热率Q由下式得到：

$$Q_1=\frac{c_p}{(p_0/p)^k}\left(\frac{\partial\theta}{\partial t}+\nabla\cdot\boldsymbol{V}\theta+\frac{\partial}{\partial p}\omega\theta\right) \tag{2}$$

$$Q_2=-L\left(\frac{\partial q}{\partial t}+\nabla\cdot\boldsymbol{V}q+\frac{\partial}{\partial p}\omega q\right) \tag{3}$$

其中θ为位温，q为比湿，L为凝结热，Q_1为总的非绝热加热率，Q_2为潜热引起的非绝热加热率。

三、资料和计算方法

为了比较和突出青藏高原地区的加热和能量收支特征，我们对图1所示的两个区域进行了相同的计算。图中I区位于青藏高原主体上空称为青藏高原地区，II区位于青藏高原的东面，称为中国东部大陆地区。两个区域所处的纬度都为26.25—37.5°N，I区所处的经度为80.625—101.25°E，II区所处的经度为101.25—121.875°E。两个区域的面积相等。

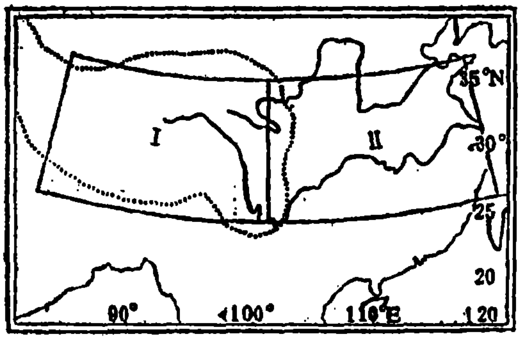

图1 计算区域

本文所用的资料为欧洲中期天气预报中心(ECMWF)的FGGE-IIIb网格点资料，格距为1.875经纬度。对青藏高原及其附近地区的资料作了如下处理：首先将FGGE-IIIb资料作为第一级近似场，加进同期的狮泉河、仲巴、改则、定日、双湖5个探空站资料以及班戈、申扎等12个小球测风站资料，用逐步订正的客观分析方法[5]对上述的FGGE-IIIb资料的100，150，200，250，300，400和500 hPa共7个层次上的u,v,T,ϕ，RH等5个要素逐一进行客观分析。经过这样客观分析处理的资料更接近观测事实，高原上的许多天气系统都分析出来了，高原西部地区低空的高温、干燥的气候特征也反映出来了，与黄福

均[6]的天气图分析结果基本一致。所以，下面所有的计算结果都是基于加进高原资料后重新客观分析过的新资料而言的。

在本文的计算中，不考虑日变化的影响，只用了 1200 GMT 一个时次的资料。在青藏高原地区计算的层次为 100,150,200,250,300,400,500 和 600 hPa 共 8 个层次。中国东部大陆地区计算的层次为 100,150,200,250,300,400,500，600，700，850 和 1000 hPa 共 11 个层次。600 hPa 等压面资料由插值求得。垂直速度用订正的运动学方法得到，并考虑了地区的动力抬升和边界层中的摩擦抽吸作用。此外，由于 300 hPa 高度以上没有比湿资料，潜热加热只算到 300 hPa 高度。在动能收支方程(1)中，D项作为余项得到，其它项都是直接计算得到的。非绝热加热 Q_1，Q_2 是通过直接计算方程(2)和方程(3)右边的各项得到的。

四、青藏高原大气的动能收支

在这一节里，我们将着重讨论 1979 年青藏高原上空的大气在东亚大气环流季节变化前、变化期间以及季节变化后的动能收支特征。根据文献[7]，我们将上述三个时段分别取为：

季节变化前——5 月第 1 候至 5 月第 4 候，

变化期间——6 月第 2 候至 6 月第 4 候，

季节变化后——6 月第 5 候至 7 月第 2 候。

并将其结果与同期中国东部大陆地区的大气动能收支作对比分析。在动能收支方程(1)中，PSK 项的数值比其它项小两个量级以上，因此在下面的讨论中将其略去。

表 1 和表 2 分别给出了上述三个时段内青藏高原地区和中国东部大陆地区的动能收支情况。从计算的结果可以看到：

1. 在东亚大气环流季节变化前，青藏高原地区上空整个对流层大气内，气压梯度力都是对气流做正功、制造动能，其极大值出现在大气边界层内。在 400 hPa 以上，维持在高原上空的西风急流把大量的动能水平输送到周围大气中去。在 400 hPa 以下，区域内部制造的动能大部分为摩擦作用就地消耗。同期的中国东部大陆地区，大气内部的动能制造存在着两个极大值，一个在急流所在的高度附近，另一个在 850 hPa 以下的大气边界层内。该区域上空大气内部所制造的动能除部分用于补偿摩擦消耗外，还有较多的动能向周围大气输送。

2. 在季节变化期间，青藏高原上空大气的动能收支与前一时段相比发生了显著的变化。原先维持在高原上空的南支西风急流已撤至高原以北地区，高原上空对流层中高层的气温和等压面高度都明显升高，大气内部的动能制造的垂直分布从季节变化前的单峰型变为双峰型，两个极值分别出现在 200—300 hPa 之间和大气边界层内。这一时期高原大气内部制造的动能大部分为摩擦所消耗。同期的中国东部大陆地区，与前一时期相比动能收支的变化不大，仅仅是强度有所减弱。

3. 在季节变化后，青藏高原上空大气的动能收支特征与季节变化期间的特征基本相同。动能的垂直输送在动能收支中所起的作用变得更为重要。同期的中国东部大陆地区，大气内部的动能制造继续减弱。

表 1 青藏高原地区在东亚大气环流季节变化前，变化期间，变化后的动能收支(单位:Wm^{-2})

时段	层次(hPa)	$\frac{\partial k}{\partial t}$	GK	HFK	VFK	D
变化前	100—150	0.00	0.09	−0.75	2.48	−1.82
	150—200	0.00	0.28	−1.31	0.23	0.82
	200—250	0.00	0.10	−1.57	−0.42	1.89
	250—300	−0.01	0.22	−1.44	−0.67	1.88
	300—400	−0.02	1.23	−1.50	−0.81	1.06
	400—500	−0.02	1.18	−0.14	−0.04	−1.02
	500—600	−0.02	1.57	0.13	−0.41	−1.31
	100—600	−0.07	4.67	−6.58	0.36	1.48
变化期间	100—150	0.03	1.85	0.14	−0.45	−1.52
	150—200	0.03	2.36	−0.51	−0.29	−1.53
	200—250	0.03	2.68	−0.94	0.43	−2.15
	250—300	0.04	2.26	−0.76	0.43	−1.89
	300—400	0.04	2.16	−0.47	−0.05	−1.60
	400—500	−0.00	0.86	0.09	−0.02	−0.92
	500—600	−0.01	1.37	0.06	−0.04	−1.41
	100—600	0.16	13.54	−2.39	0.02	−11.02
变化后	100—150	−0.04	1.97	−0.03	0.70	−2.68
	150—200	−0.04	1.99	−0.71	0.81	−2.14
	200—250	−0.04	2.47	−1.18	0.61	−1.94
	250—300	−0.03	2.24	−0.99	−0.31	−0.97
	300—400	−0.01	2.28	−0.43	−1.20	−0.67
	400—500	0.01	0.86	0.22	−0.25	−0.82
	500—600	0.01	1.10	0.14	−0.25	−0.99
	100—600	−0.14	12.92	−2.98	0.12	−10.20

表 2 中国东部大陆地区在东亚大气环流季节变化前，变化期间，变化后的动能收支(单位:Wm^{-2})

时段	层次(hPa)	$\frac{\partial k}{\partial t}$	GK	HFK	VFK	D
变化前	100—150	−0.10	1.31	0.73	−0.74	−1.40
	150—200	−0.11	1.79	0.96	−0.05	−2.81
	200—250	−0.12	2.34	0.46	−0.08	−2.84
	250—300	−0.13	2.59	−0.41	−0.23	−2.07
	300—400	−0.22	4.42	−2.16	0.13	−2.62
	400—500	−0.14	2.42	−1.71	0.37	−1.04
	500—600	−0.07	0.43	−0.71	0.27	−0.07
	600—700	−0.03	0.05	−0.27	0.23	−0.04
	700—850	−0.02	0.71	−0.12	0.10	−0.71
	850—1000	−0.01	1.71	−0.04	0.03	−1.71
	100—1000	−0.96	17.59	−3.27	0.03	−15.30
变化期间	100—150	−0.05	0.39	0.01	1.09	−1.55
	150—200	−0.04	1.22	−0.29	0.50	−1.46
	200—250	0.00	1.92	−0.70	−0.33	−0.89
	250—300	0.02	1.85	−0.97	−0.55	−0.32
	300—400	0.03	2.24	−1.59	−0.53	−0.08
	400—500	0.01	0.71	−0.74	−0.13	0.18
	500—600	−0.00	0.17	−0.18	−0.05	0.05
	600—700	−0.02	0.16	−0.07	−0.02	−0.08
	700—850	−0.04	0.50	−0.12	0.04	−0.45
	850—1000	−0.03	1.14	−0.07	0.00	−1.10
	100—1000	−0.10	10.30	−4.72	0.02	−5.70
变化后	100—150	−0.03	0.16	0.20	1.16	−1.55
	150—200	−0.06	0.44	0.04	0.83	−1.38
	200—250	−0.07	0.88	−0.11	−0.12	−0.72
	250—300	−0.06	1.04	−0.16	−0.56	−0.38
	300—400	−0.06	1.64	−0.62	−0.62	−0.46
	400—500	−0.02	0.85	−0.66	−0.14	−0.07
	500—600	−0.00	0.30	−0.42	−0.11	0.23
	600—700	0.01	0.13	−0.23	−0.13	0.24
	700—850	0.02	0.39	−0.17	−0.21	0.01
	850—1000	0.01	1.00	−0.04	−0.08	−0.87
	100—1000	−0.26	6.83	−2.17	0.01	−4.93

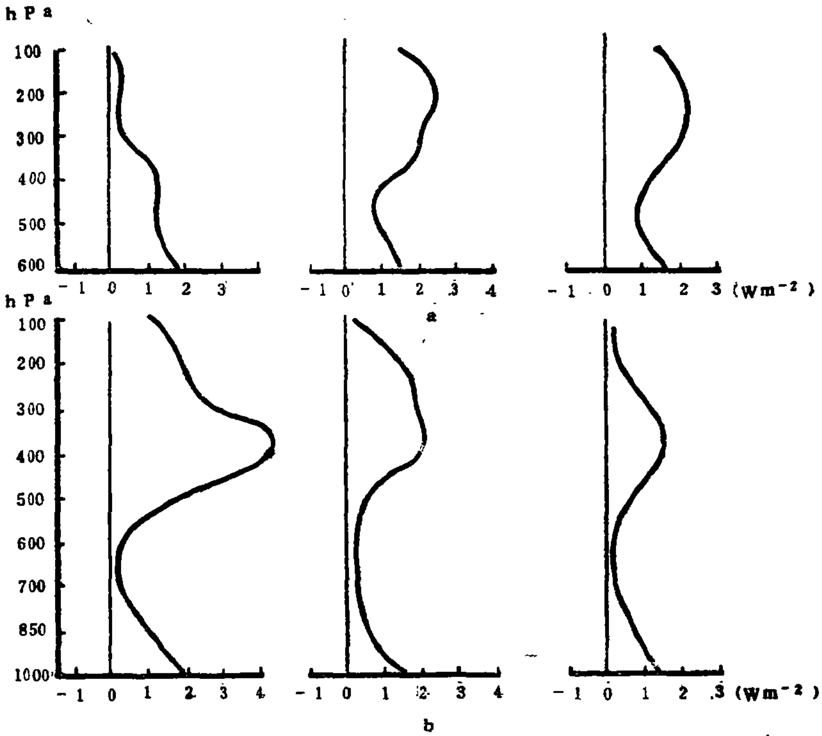

图 2　青藏高原地区(a)和中国东部大陆地区(b)上空大气内部动能制造的垂直分布

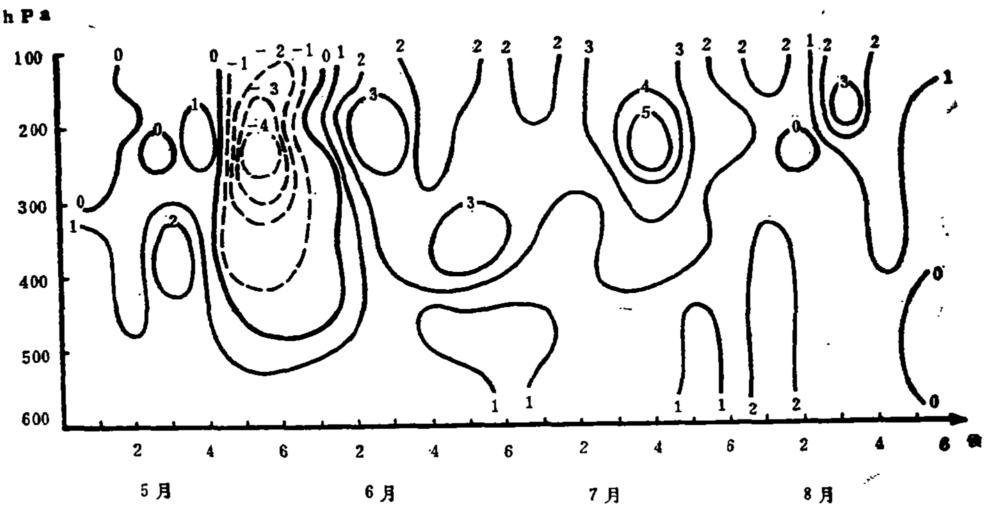

图 3　青藏高原地区各候平均动能制造的时空剖面($W \cdot m^{-2}/100$ hPa)

从以上的讨论中值得注意的两个特点：

1．在东亚大气环流季节变化过程中，青藏高原地区与中国东部大陆地区上空的大气动能收支有明显的不同(图 2)。在中国东部大陆地区上空的动能收支垂直分布及其变化与 Kung 计算的北美大陆地区动能收支的基本特征是相一致的，动能收支的强度从冬季

型向夏季型的变化是逐渐减弱的。而在青藏高原地区,动能收支的季节变化则明显不同。在初夏东亚大气环流季节变化前,其对流层中高层的动能制造是很弱的,从6月第2候开始,高原大气对流层中高层的动能制造急剧增大,然后一直维持着较大的数值。造成这一现象的原因可能是由于高原加热作用使得这一时期高原大气的高层辐散运动迅速加强,气压梯度力对气流做正功所引起的。

2. 青藏高原地区上空夏季型环流结构的建立超前于东亚初夏大气环流的季节性变化。这一点从图3中看得很清楚。6月第2候以前,青藏高原地区对流层上部大气动能制造很小,甚至出现负值。但从6月第2候以后,对流层上部的大气动能制造一直维持着较大的数值,基本特征保持不变。因此青藏高原地区上空大气的动能收支在东亚初夏大气环流还处于季节变化时期内就已具备了夏季环流系统所具有的动能收支特征,约超前于东亚初夏大气环流季节性变化2个候。

五、青藏高原大气的非绝热加热

图4给出了青藏高原地区和中国东部大陆地区上空大气各候平均的非绝热加热的计算结果。在雨季前(6月第4候以前),高原大气的潜热加热(Q_2)与总非绝热加热(Q_1)相比是很小的。进入雨季后,潜热加热迅速加强,总非绝热加热随潜热加热变化而变化。而在中国东部大陆地区各候的大气总非绝热加热与潜热加热关系十分密切。因此,从加热成份来看,青藏高原地区雨季前大气加热以感热为主,而雨季到来之后,潜热加热变得十分重要。而中国东部大陆地区大气的非绝热加热始终以潜热加热为主。

从非绝热加热的主要时段来看,青藏高原上空大气的非绝热加热主要发生在7月上旬以前,最大加热出现在5月上旬,总非绝热加热垂直积分的旬平均值可达400 Wm^{-2}。而中国东部大陆地区大气的非绝热加热则主要发生在雨季到来之后。

另外从图4中还可以看到,青藏高原地区上空的大气非绝热加热强烈而具有脉冲性质,而中国东部大陆地区的非绝热加热相对平稳而深厚。

在图4中我们还点汇了南亚高压中心位置的活动情况,凡是带*的候表示在这个候内南亚高压中心位于青藏高原上空,而不带*的候表示南亚高压的中心偏离青藏高原[8]。由图可见,南亚高原中心位置的变化与青藏高原地区大气非绝热加热状况有一定的关系。自从6月第2候南亚高压中心初上高原以后,当青藏高原地区的大气非绝热加热较强时,南亚高压的中心位置一般都位于高原主体上空,当高原地区的大气为热汇时(7月第2、3、4候和8月第1,2候),南亚高压的中心位置均偏离或移出高原主体。

为了进一步说明夏季青藏高原热力作用的重要性,我们再来讨论一下大气非绝热加热对有效位能制造率(GA)的关系。由上面的讨论已知,雨季内,不管是青藏高原地区还是中国东部大陆地区,非绝热加热均以潜热加热为主。因此,雨季内有效位能的制造主要是潜热加热引起的。表3给出了1979年6月16日—7月28日(代表雨季)期间平均的潜热加热和有效位能制造率的垂直积分值。在这一段时间内,青藏高原地区和中国东部大陆地区的整个对流层的潜热加热基本上相等。但有效位能的制造率、青藏高原地区要比中国东部大陆地区大3—4倍。这说明夏季青藏高原上空潜热加热对维持和加强高原上空大气环流的重要性。

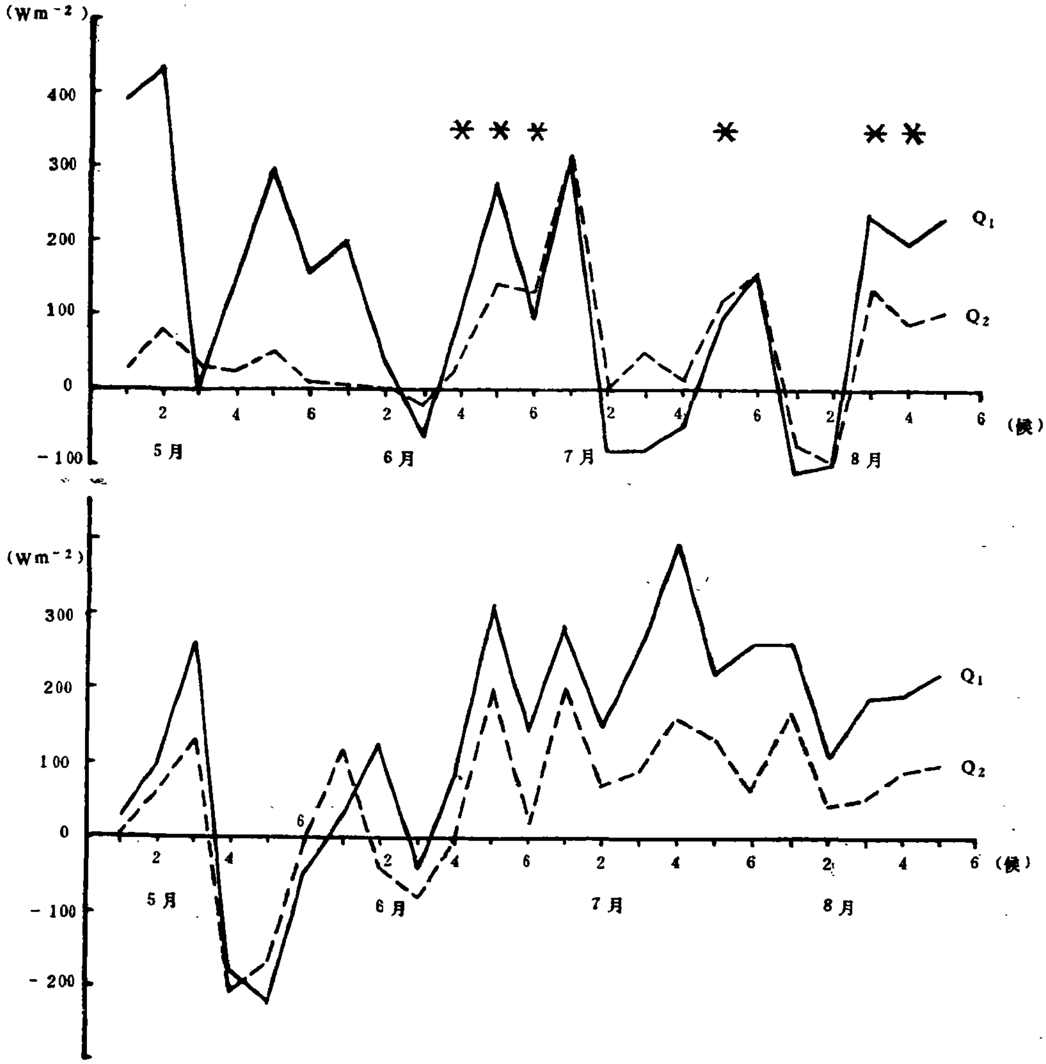

图 4　青藏高原地区(上)和中国东部大陆地区(下)各候的大气非绝热加热垂直积分值的时间变化

表 3　青藏高原和中国东部大陆地区6月16日—7月28日平均潜热加热和有效位能制造的垂直积分(单位：Wm^{-2})

区　　域	Q_2	GA
青藏高原	106.44	4.04
中国东部大陆	104.80	1.15

六、与其他地区相比较

为了进一步了解青藏高原大气的非绝热加热和动能收支的特征，除了上述与我国东

部大陆地区相比较外,我们还与其他作者不同地区的结果进行了比较。

首先,我们将青藏高原地区大气的非绝热加热与当年其他地区[9-11]的非绝热加热进行比较。从图5可见,阿萨姆-孟加拉湾地区,南海和中国东部大陆地区的大气非绝热加热主要发生在对流层的中部,以潜热加热为主。而青藏高原上空的大气非绝热加热在300—400 hPa和近地面层各出现极大值。加热的成份也显著不同。高原近地面层的加热是由于下垫面较强的地气感热交换引起的,而在300—400 hPa高度附近的加热则与潜热加热有关。虽然就整层垂直积分而言,青藏高原地区不是加热的中心,但从同一高度上来看,青藏高原地区的大气非绝热加热强度接近于阿萨姆-孟加拉湾地区的非绝热加热。因此,青藏高原地区也是夏季北半球季风区强热源的一个组成部分,它对大气环流将产生重

表 4 青藏高原与中国东部大陆或其它地区[Kung and Smith(1974),Kung and Baker(1975)]的动能收支(单位:Wm^{-2})

区域	时间	层次(hPa)	*HFK*	*VFK*	*GK*	*D*
青藏高原	(1979.6.5—1979.8.25) 夏季平均	100—300 300—600 100—600	−1.85 −0.55 −2.40	0.68 −0.63 0.05	8.22 3.67 11.89	−7.10 −2.52 −9.62
中国东部大陆	(1979.6.5—1979.8.25) 夏季平均	100—300 300—600 600—1000 100—1000	−0.73 −1.10 −0.13 −1.93	0.71 −0.52 −0.16 0.03	2.15 1.18 1.61 4.94	−2.15 0.38 −1.37 −3.24
马绍尔群岛(热带环流)	(1958.3.23—1958.7.29) 夏季平均	100—300 300—600 600—1000 100—1000	−0.3 −0.0 0.2 −0.2	0.0 0.0 −0.1 −0.0	−53.3 50.0 9.4 6.1	53.6 −50.0 −9.6 −5.9
北美气旋	(1958.5.1—1963.4.30) 多年平均	100—350 350—750 750—地面 100—地面	−1.46 −0.21 −0.03 −1.70	0.41 −0.33 −0.05 0.03	3.41 2.30 2.78 8.49	−2.26 −1.44 −2.63 −6.33

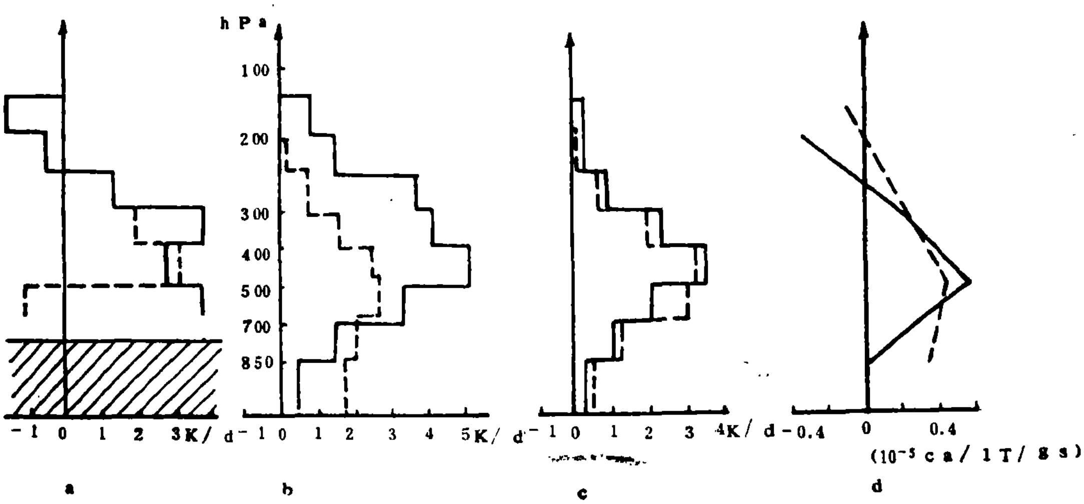

图 5 1979年青藏高原地区6月份(a)、阿萨姆-孟加拉湾5月26—7月4日[10](b),中国东部大陆地区5月26-7月4日[10](c),和南海扰动发展时期[11](d)Q_1(实线)和Q_2(虚线)的比较(1cal$_{IT}$=4.1868 J)

要的影响。

表 4 给出了不同地区动能收支的比较。由表中可见，青藏高原地区大气动能收支有明显的特点。热带(马绍尔群岛地区)夏季环流在 300 hPa 以上的高空是主要的动能汇区，在那里高层大气盛行超地转运动，使大量的动能消耗掉。在 300hPa 以下，区域内部的动能制造与摩擦消耗其本上是平衡的，与环境场的能量交换也很弱。中国东部大陆地区和北美气旋的动能收支在整个对流层内比较均匀。而在青藏高原地区，中高层大气的动能制造强于中低层大气的动能制造，这说明中高层大气的非地转运动强于中低层大气，与青藏高原地区高层大气较强的辐散运动的观测事实是一致的。高原大气与环境场的动能交换也较其他地区强。因此，青藏高原大气相对周围地区来说是重要的动能源区。

七、小　　结

通过上述讨论，初步反映出青藏高原地区上空能量收支有其明显的独特性，其表现为：

1. 青藏高原是夏季北半球季风区强热源的一个组成部分。

2. 青藏高原大气相对周围地区来说是重要的动能源区。

3. 青藏高原地区雨季前的大气加热以感热加热为主，雨季到来后，潜热加热变得十分重要。而相邻的中国东部大陆地区大气的非绝热加热始终以潜热加热为主。

4. 青藏高原地区上空夏季型环流结构的建立要超前于东亚初夏大气环流的季节性变化。

参 考 文 献

[1] Kung, E. C., Large-scale balance of kinetic energy in the atmosphere, *Mon. Wea. Rev.*, **94**, 627-640, 1966.

[2] 高由禧等，1979 年南亚地区大气能量分析与春夏季节变化，青藏高原气象科学实验文集(二)，99-111，科学出版社，1984。

[3] 陈隆勋等，1979 年夏季青藏高原上空大气热源的变化及能量收支特征，气象学报，43，1-11，1985。

[4] Smith, P. J., On the contribution of limited region to the global energy budget, *Tellus*, 21, 202-207, 1969.

[5] Cressman, G. P., An operational objective analysis system, *Mon. Wea. Rev.*, **87**, 367-374, 1959.

[6] 黄福均，1979 年夏季青藏高原天气系统的若干新事实，气象，第 3 期，2-7，1983。

[7] 章基嘉、朱福康等，1979 年初夏大气环流季节性转换的若干事实，气象，第 6 期，2-4，1984。

[8] 孙国武，南亚高压季节性变化的研究，青藏高原气象科学实验文集(二)，152-158，科学出版社，1984。

[9] Luo, H. B., and M. Yanai, The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979, part I: Precipitation and kinetic analysis, *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 922-944, 1983.

[10] Luo, H. B., and M. Yanai, The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979, part II: Heat and moisture budget, *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 966-989, 1984.

[11] 段廷扬，1979 年夏季南海季风区的大气热源和能量收支分析，全国热带夏季风学术会议文集，102-115，云南人民出版社，1981。

[12] Kung, E. C., and P. J. Smith, Problems of large-scale kinetic energy——A diagnostic analysis, *Bull. AMS.*, **55**, 768-777, 1974.

[13] Kung, E. C., and W. E. Baker, Energy transformations in middle-latitude disturbance, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **101** 793-815, 1975.

THE FEATURES OF THE DIABATIC HEATING AND THE KINETIC ENERGY BUDGET OVER THE QINGHAI-XIZANG PLATEAU DURING THE EARLY SUMMER 1979

Zhu Fukang

(Academy of Meteorological Science, SMA)

Fan Yun

(Beijing Meteorological College)

Abstract

The diabatic heating and kinetic energy budget over Qinghai-Xizang Plateau are estimated, based on the data collected by the Qinghai-Xizang Plateau Meteorological Science Experiment during the summer 1979. The results revealed that the energy budget over the Plateau have its peculiarity. During the summer, the Plateau atmosphere is one of the important source region of the heating and kinetic energy in the Northern Hemisphere. It is indicated that the formation of the summer circulation over the Plateau is earlier than the seasonal transition of the East Asia general circulation.

上接218页

的速率和A成正比，其比例常数为k_1，水汽凝结成小水滴的速率是k_1A，而不是k_1。对于k_2，k_3也是一样。其次k_1不是水汽相变为水的速率常数，因为小水滴因水汽凝结而增大时，数目并不增多。

林文中最重要的不妥处是定态的y_0写为$y_0=\frac{k_1A}{k_2X}$。由林文(3)式，$X=X_0+x(t)$，看出X为时间t的函数。如此y_0就是t的函数。y_0随时间而变当然就不是定态了．以后的讨论就完全失去了意义。随便举一个式子说吧！如林文中的(11)式

$$x=c_1e^{-\frac{k_1A}{2X}t}\cdot e^{\frac{1}{2}\sqrt{\frac{4k_1k_3A}{X}-\left(\frac{-k_1A}{X}\right)^2}\cdot ti}+c_2e^{-\frac{k_1A}{2X}t}\cdot e^{-\frac{1}{2}\sqrt{\frac{4k_1k_3A}{X}-\left(\frac{-k_1A}{X}\right)^2}\cdot ti}$$

既然X是时间的函数，它包含着x，由它来研究x的稳定性问题就没有意义。林文中的X很多，决不是X_0的刊误，（y_0也不应该写成$y_0=\frac{k_1A}{k_2X_0}$）。看来也不是作者的笔误，因为在其讨论$\left(\frac{-k_1A}{X}\right)^2-\frac{4k_1k_3A}{X}>0$，和$\left(\frac{-k_1A}{X}\right)^2-\frac{4k_1k_3A}{X}<0$时，是把$X$作为变数的（因$k_1$，$k_3$，$A$都是常数）。而说："故当$X>\frac{k_1A}{4k_3}$时，$T^2-4\Delta<0$（即$\left(\frac{-k_1A}{X}\right)^2-\frac{4k_1k_3A}{X}<0$，本文笔者）扰动就会有周期振动。这表明由于初始雨滴形成的困难，云在发展初期往往积累了一定的云滴（即X较大），待雨滴产生后，才会出现这种振动"。这或许是林文概念不清的地方。

赵 文 桐

1986 年 4 月 9 日于新乡

（下接 236 页）