

西藏高原的季风现象

徐淑英

高由禧

(中国科学院地球物理研究所) (中国科学院地球物理冰雪冻土研究所)

对四周自由大气而言,西藏高原是一个特殊的下垫面,它具有冷热源的作用^[1,2]。同时,它的冷热源作用还有明显的日变化和季节变化。吕炯在讨论巴山夜雨^[3]时,曾指出,由于高原上热状况的日变化所引起的近似山谷风对巴山夜雨的形成有着决定性的作用。后来顾震潮、叶笃正^[4]等也指出高原边缘的风有着明显的日变化:白天向高原辐合,晚上自高原向四周辐散。1958年夏季高由禧、汤懋苍等^[5]通过对祁连山内天气气候的考察认为,高原地区天气所以有极明显的日变化,一方面与高原上热状况日变化所引起的、以高原为范围的辐散辐合现象有密切关系;另一方面还受测站所在地区的中小地形所左右。因此,高原上地方性天气日变化几乎是非常有规律的,一般早上9、10时出现积云,以后云量增多,变厚,12时以后即可降雨,16时云变薄雨停,入夜则转为碧空。接着汤懋苍在比较距高原中心不同距离测站的天气日变化后指出:高原地区天气日变化现象以高原边缘最明显,向高原中心逐渐减弱。通过这些作者的讨论,可归纳出这样的结论:西藏高原和四周的自由大气间热状况的日变化,引起了近似海陆间的海陆风现象,因而使高原上的天气气候现象比四周平原地区具有更强烈的日变化。

从西藏高原冷热源作用和季节变化的事实,可以推论出:因西藏高原的存在,不仅增加东亚平原地区季风现象的复杂性^[6],也将使高原上季风现象更具有独特的性质。从1957年朱抱真所计算的北半球1、7月冷热源分布图上^[2],更清楚地看出,高原冷热源的性质和冬夏季变化的情况。因此可以初步归纳出这样的印象:高原同四周自由大气间热力情况的季节变化也象海陆间热力季节变化一样,不过这里所谓的海洋不是真正海洋而是自由大气。

正因为这样,就有必要把西藏高原作为一独立单位来讨论它的季风现象。本文利用解放后5—6年的气象资料(高空主要是1956—1958年)先讨论高原上季风现象的形成问题,然后讨论它活动的范围,最后还确定了高原上某些站、某些年季风进退的日期。

一、高原上的季风气压系统

西藏高原上的冷、热源作用是可能导致夏季热低压,冬季冷高压的季风气压系统的上面已讨论过,高原上的热力情况有着明显的季节变化。图1是根据朱抱真^[2]所发表的1、7月冷热源分布图,计算出沿北纬 30° — 35° 纬度带上东经 40° — 180° 间冷热源的分布情况。由图上很清楚地看到:(1)冷热源的均位于西藏高原的纬度上。(2)1、7月的相反变化非常明显。1月高原为冷源,7月为热源,1、7月最大较差是出现在高原的中心(东经 80°)部分。(3)冷热源的强度比我国东部平原地区强得多。这样亦可以想象,在高原同高度的平面上将出现与海陆作用同样的现象。夏季有以高原为中心的闭合热低压,

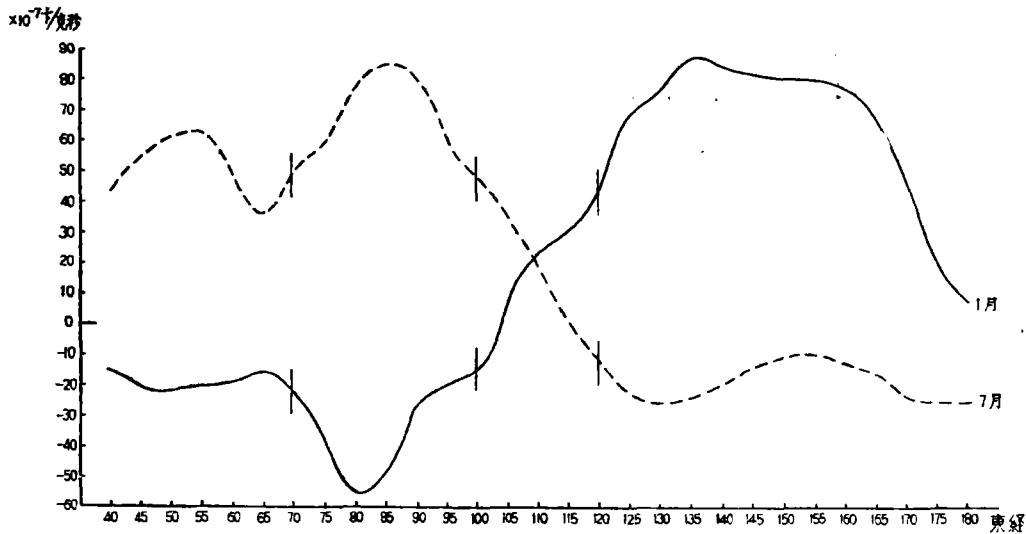


图1 沿北纬30°—35°1、7月对流层下半部冷热源分布^[2](单位: $\times 10^{-7}$ 卡/克·秒)

冬季相反,为冷高压。

叶篤正等^[1]从高原上辐散辐合的量级计算出的垂直运动速度,进而推论在平均状况下,夏季在青藏高原上的高压系统里可以存在有上升气流,而且一直维持到9、10公里的高度。冬季在低压系统里,也可能有下沉气流,虽然在他们的文章里没有这样说,但从高原上辐散气流的事实可以得到上面的推论。杨鉴初^[7]从高原上某些测站温、压日际变化位相相反现象推论出,高原上常常出现与平原地区近地面层相似的热力性质的气压系统,高原附近同高度的自由大气里则没有这种现象。这些研究结果同样证明高原对气压系统的热力作用。

正因为高原上气压系统的特殊性质,夏季高原虽受高压控制,但却是雨季;冬季高原南半部虽在低压槽里,但却干燥异常。如果把高原上拉萨、黑河与同纬度平原地区汉口、上海的月雨量和月平均湿度的年变化情况比较,虽然它们都是冬干、夏湿,但是高原上冬干、夏湿比平原部分有过之而无不及。以夏雨(6—8月)的集中情况来说,高原上各站夏雨均占年雨量的70%以上,同纬度平原的汉口与上海则少得多,在40—50%之间。以相对湿度来说,平原部分年较差很小,而高原上则季节变化极明显,后者比前者大了2.5倍。

高原上冬季冷高压,夏季热低压和我国东部平原上气压系统相似,高度可达1.0—1.5公里(距地表)。我们在分析拉萨、察汗乌苏等站1957—1958年冬(12—2月),夏(6—8月)各不同高度的日际变温和变压后,发现在近地层不但位相相反的温压变化出现机会最大,而且可维持至相当高度。如果把它们的变化分为:加温减压和减温加压(位相相反),加温加压和减温减压(位相相同),温度有升降而气压不变和气压有变化而气温不变等三种变化。它们之间要是没有物理关系,那么出现的机会均应为33.3%;可是一般情况在接近高原的地面层,位相相反的占大多数,随着高度增加位相相反的出现机会减少,位相相同的出现机会却渐渐增大。图2是拉萨1958年1月各等压面上温压日变化曲线。从图上很清楚看出:1月份高原上从近地面层开始,温压日变化相反的位相非常明显,自500

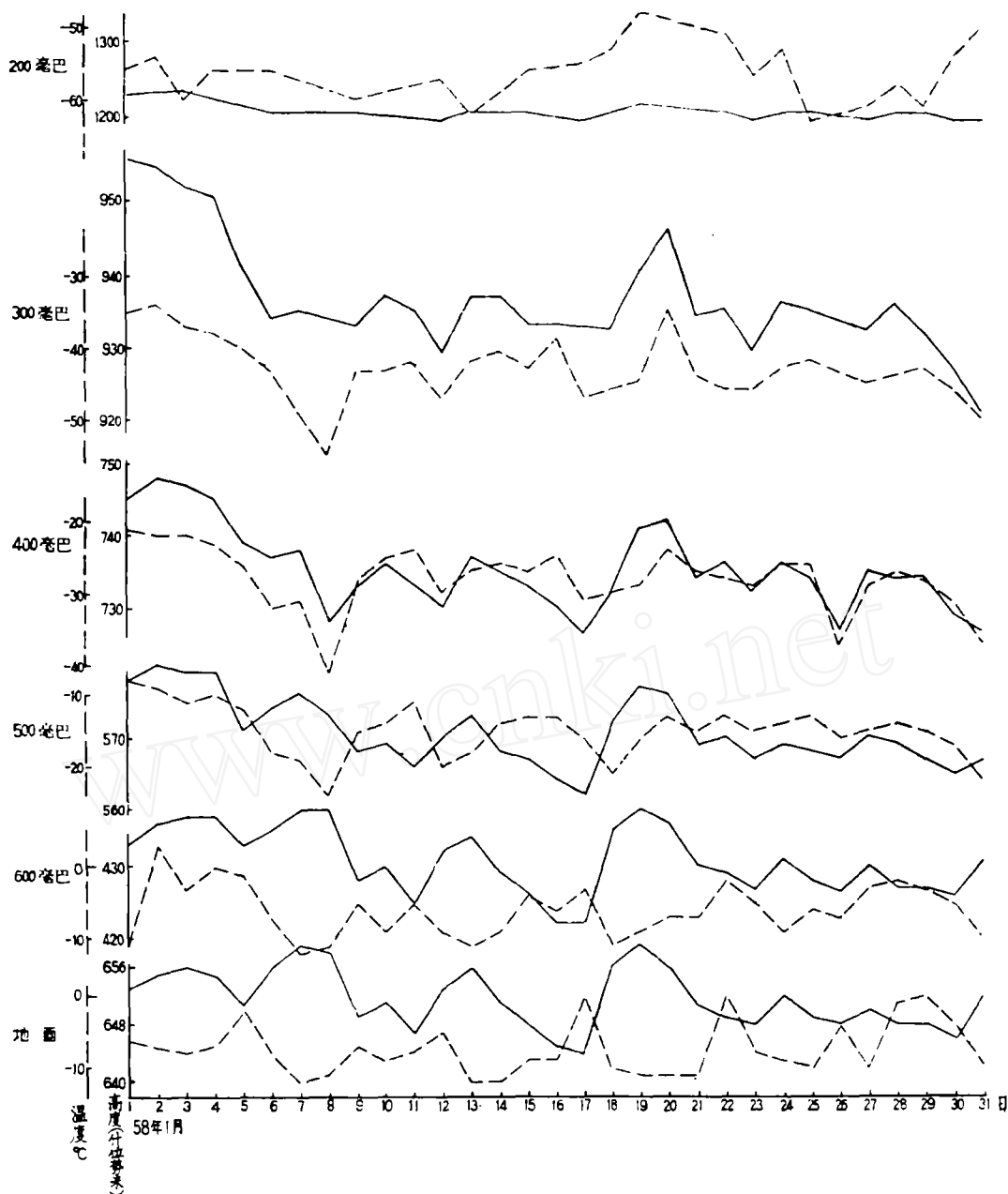


图 2 1958 年 1 月拉萨各层温度和气压分布图(——气温,---气压)

毫巴以上相同位相出现的次数突然增多。7 月份位相相反占优势的情况,虽然到 500 毫巴以上亦有较明显的减少,但一直维持到 400 毫巴以上。图 3-1 和 3-2 是拉萨和察汗乌苏 1957—1958 年冬夏各层温压位相频率的统计。无论冬夏,在近地面层都是位相相反的系统占优势,至 500 毫巴则转变过来,而且冬、夏频率的分布都很相似。察汗乌苏是在高原的北部,冬季常受西风环流影响,下垫面热力对气压系统影响所达高度要受西风带的限

制。拉薩位于高原南部,冬季在南支西风急流影响之下;夏季西风带北移,受东风带影响,因东风带内扰动少,风力较弱,高原对气压系统的影响比冬季显著,所以下垫面热力原因所影响的高度是夏季高于冬季。这也说明,高原特殊下垫面的热力作用所诱致的热力气压系统夏季将比冬季高,同时高原南部要比北部深厚,距地表一般可达 1.5 公里左右。

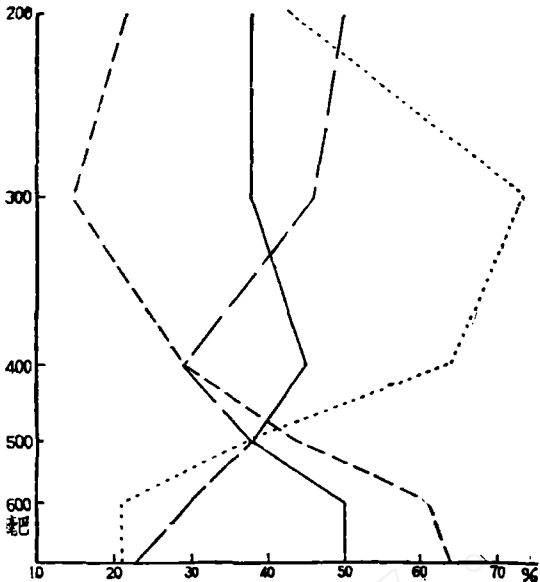


图 3-1 1957—1958 年拉薩冬夏各层各种温压变化的百分率
—— 1、2 月增温减压或减温增压 - - - 7、8 月增温减压或减温增压
- · - 1、2 月增温增压或减温减压 ····· 7、8 月增温增压或减温减压

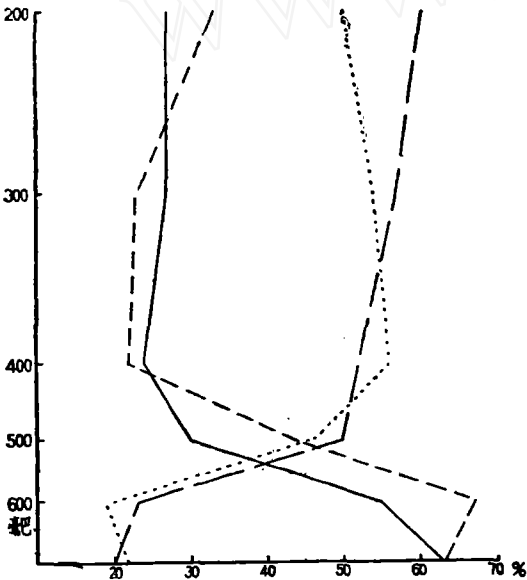


图 3-2 1957—1958 年察汗烏苏冬夏各层各种温压变化的百分率(图例同图 3-1)

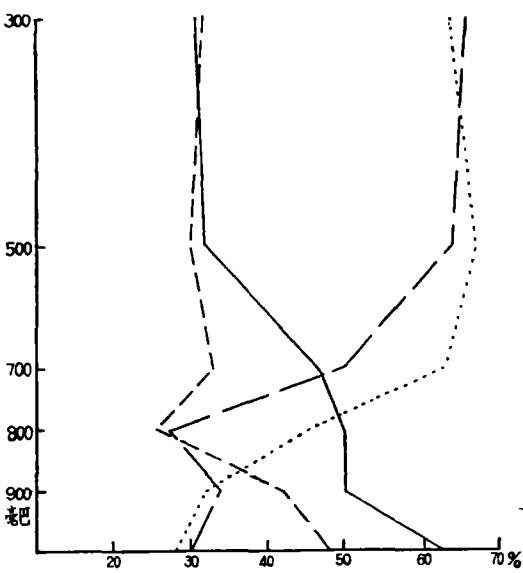
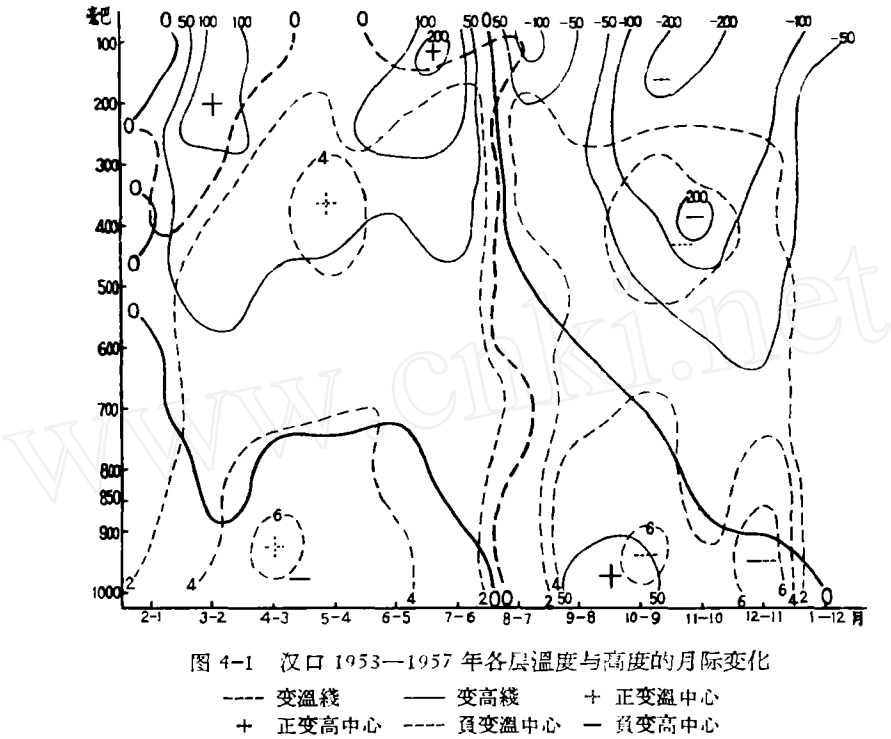


图 3-3 1957—1958 年汉口冬夏各层各种温压变化的百分率(图例同图 3-1)

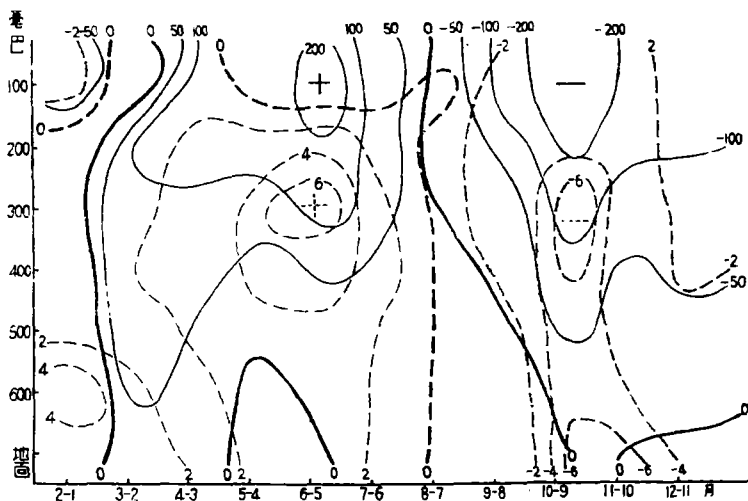
从汉口(图 3-3)各层同时期温、压位相的分析,亦可看出:在近地面层上以冷高、热低(位相相反)的气压系统较多,一、二公里以上才转为暖高、冷低。但是在与高原同高度(500 毫巴)的汉口上空相比时就有很大的不同,在高原上温压位相相反的变化非常明显,而同高度的汉口上空则以相同位相占绝对优势。这就看出高原上气压系统所以呈现此种热力性质,完全是它的特殊下垫面作用的结果。

另外,我们还比较了高原上某些探空站及其东部平原地区的十个探空站的多年平均各层月际变温和变压。大家都知道,每年隆冬起近地层气温开始升高,气压降低,高空则增温加压。盛夏以后,地面降温加压,高空则是降温减压。在我国东部平原地区,气压不变层的高度,春秋季均在 800—700 毫巴间(例如图 4-1)。西藏高原海拔高度均在气压不



变层的高度以上,照理温、压月际变化的位相应是相同的,可是在我们分析图 4-2 以后,知道它仍有许多变化和高原相象。比较同纬度高原和平原上的测站,就会更明显的看出高原的特殊下垫面对气压系统性质的影响。

问题还需要深入探究 我们说高原下垫面的热力作用,可以形成冬季冷高压和夏季热低压。它们的厚度大致同我国大陆上的冷高压、热低压是近似的。在这情况下,高原上将有明显的季风现象。事实上,在接近高原高度的平均等压面图上并没有上述现象(而是夏季为暖高压,冬季为冷低槽区)。造成此现象的原因很多:第一,可能是高原上资料还不够多,有些测站的代表性有问题。第二,我们采用的500毫巴等压面图是用探空记录,接近自由大气的状态,不能反映地面的影响,罗四维用近两年资料画出7月500毫巴图,在高原上不是高压而是低压槽。第三,也可能是由于西藏高原的平均高度已在行星环流影响



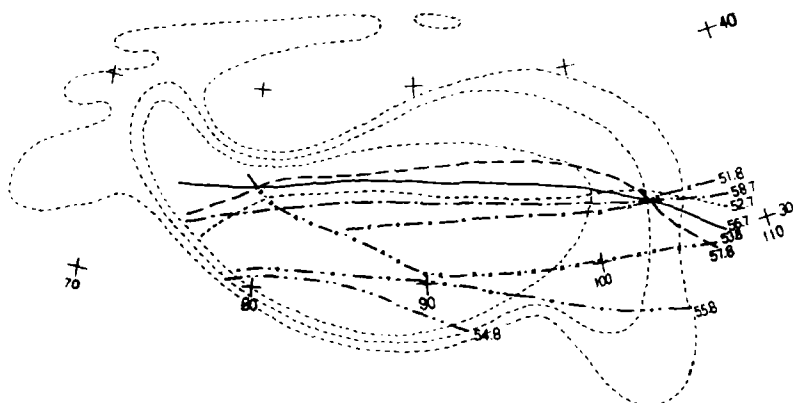


图5 1951—1958年7或8月500毫巴高压脊线

近。从图上总的情况来看,高原上副热带高压脊线,一般多出现在北纬 34° — 35° 附近,尤以资料较多3年(1956—1958年)的脊线位置都集中在北纬 34° — 35° 附近。因此就年平均情况而言,高原上风向有明显的季节变化的范围,平均北界在北纬 35° 附近。实际上根据自然季节盛夏应该是在7月10日至8月20日。如果把这一时期的平均形势画出,高压脊线的位置必然要偏北一些。我们亦画了1957—1958年7月10日到8月20日逐日500毫巴上每天高压脊线,可以看出脊线多半密集在北纬 35° — 37.5° 之间,最北到北纬 40° ,最南在北纬 25° 。

从以上对夏季副热带高压脊线位置的分析看出:高原上季风7、8月平均北界应在北纬 35° 附近。盛夏时平均北界在北纬 37.5° 。这线以南是季风比较明显的地区。虽然如此,此界限各年变化很大,每天的变化更大。也正因为如此,在平均界限以北的地区虽然显不出季风气候特征,但却常受季风的影响。例如许多地方的降水仍是集中于夏季。应该指出以高压脊线作为季风区的界限是非常粗糙的,下面我们再进一步讨论高原上季风区域的界限。

相对湿度的年变程和年较差是表示季风影响范围的很好参量^[8] 以上的事实证明,高原上某些地区风的季节变化应该是很明显的,因此也就可能导致天气气候现象的显著的季节差异。首先从高原上各不同纬度测站的相对湿度的年变程上很清楚的看出:如果冬、夏季盛行气流的性质没有什么不同的话,那么夏季由于气温升高相对湿度将比冬季的小。如果夏季盛行潮湿空气,冬季为干燥空气,那么夏季相对湿度将比冬季的大。在过渡地区,冬夏相对湿度差将减小,但二者将仍比春秋的大。从图6上很清楚看到,象拉萨、腾冲、黑河等地是具有典型的季风气候特征,夏季相对湿度最大,冬季最小;自此向北,夏季相对湿度的最大,逐渐变得不甚明显,如西宁、玉树和黄河沿等地为过渡型,冬夏相对湿度差别很小,但都比春秋的大,因此属于季风区。酒泉为过渡型,但属于非季风气候区(夏季相对湿度小于冬季)。自此再向北到敦煌、库车和乌鲁木齐等地为另一类型,即冬季的相对湿度比夏季大得多。因此我们说,西宁、玉树一带是过渡区,以南为季风气候区,以北为西风带气候区。

再从500毫巴上(高原上是用地面测站记录)1、7月相对湿度较差分布图(图7)可以

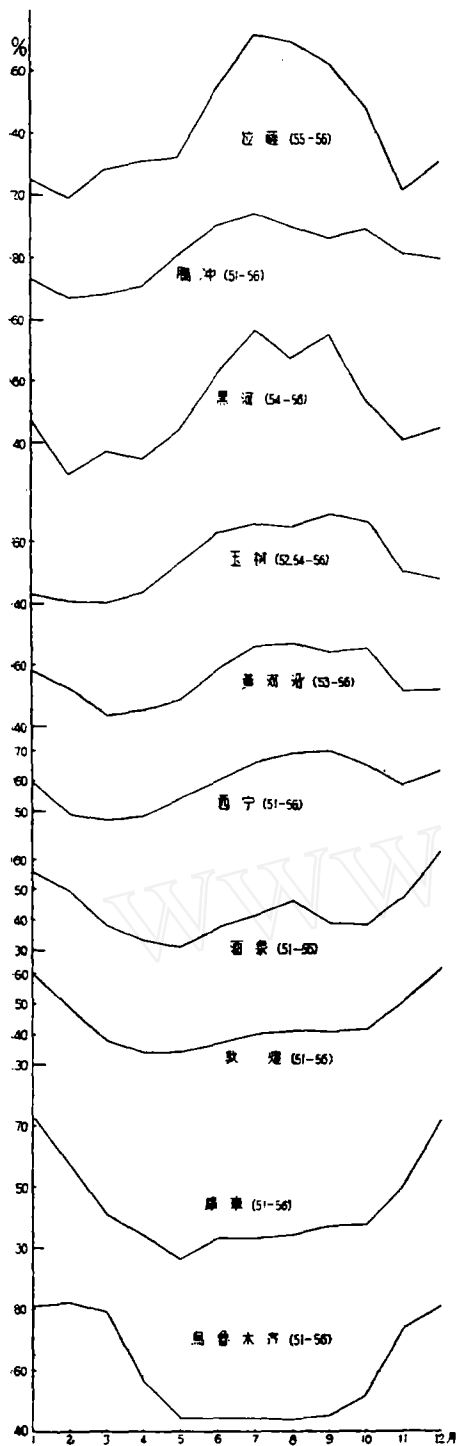


图 6 各测站相对湿度的年变化
(括弧中数字表示年代)

1) 高原西部因无记录,故画虚线,待以后增加观测再修正。

看出, 青藏高原的南部、东部和东北大部分地区, 夏季的相对湿度都大于冬季; 亦就是说, 这地区相对湿度的季节变化, 是具有季风现象的特征。高原的西北部均为正值, 即 1 月相对湿度比 7 月大, 零值线也正是夏季风的平均北界, 西南自北纬 25°、东经 85° 起¹⁾, 东北停止于甘肃的肃南。在此线的东南方有季风现象, 亦即冬季为西风带控制, 夏季受副热带或热带东风的影响; 线的西北方即高原的西北部, 终年在西风带影响下没有季风现象, 或者有季风现象但不明显。

从拉萨、黑河、昌都与察汗乌苏等站各层 1、7 月相对湿度差来看, 这些地方不仅仅是近地面层 7 月相对湿度比 1 月大, 一般从地面到 200 毫巴高度都是如此的。这亦说明在高原南、东南部分暖湿气团的厚度可达到较高的高度。

三、青藏高原上季风的进退日期

从上面的讨论明确了高原上的季风现象和季风的影响范围, 至于夏季风的开始和退出高原的日期还不清楚。虽然从拉萨和黑河等站各气象要素的月平均变化可以看出高原上夏季风大致在 6 月开始来到, 10 月退出, 但具体日子还不能确定, 因此还有必要加以讨论。

夏季风的进退与气象要素的变化 从平原上的讨论知道, 夏季风的进退与各气象要素的变化有一定的联系^[10]。在高原上季风区的云、雨、温度等有着比我国东部平原更明显的季节变化。如黑河(图 8-1), 拉萨(图 8-2), 冬季 12—1 月的温度最低, 都在零度以下。黑河冬季一般在 -10℃ 以下, 而云、雨量却很少。随着太阳辐射的增强, 气温升高, 以 4、5 月增温最剧烈, 最高温出现在 6 月, 雨季开始云量增多, 气温略降。9 月降温, 10 月以后降温最快。一般雨季在高原维持四个月(6—9 月), 10 月雨季结束, 云量亦随之减小。这种云、雨、温度变化和平原地区季风现象基本上是一致的。因此

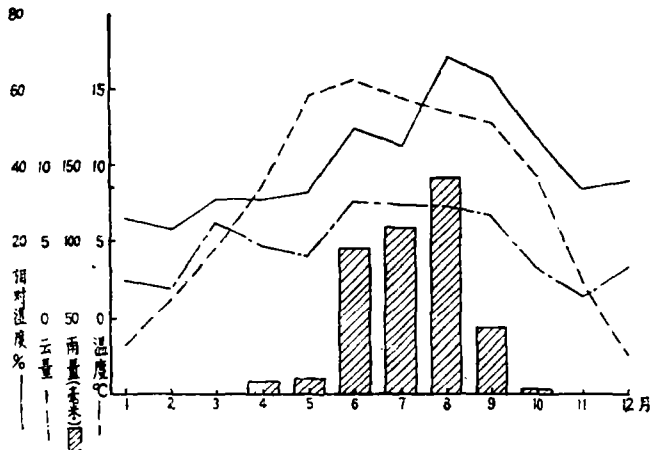


图 8-2 拉薩平均气象要素的年变化

表 1 中各阶段:(I)冬季风 3 月上旬减弱,(II)夏季风开始影响在 4 月上旬,(III)6 月上旬夏季风盛行,(IV)7 月中到达极盛时期,(V)9 月中夏季风减弱,(VI)10 月下旬夏季风退出,冬季风开始,(VII)12 月初以后冬季风盛行。又从表 2 可以看出,在高原上,夏季风开始影响,盛行或极盛日期,南北各站都非常一致,这表示夏季风的来临是迅速的。而撤退时,高原北部在 8 月底 9 月初,高原南部则在 9 月底,前后相差约一个月,亦可说夏季风南退是缓慢的。从夏季风来快去慢的特点,可以说西藏高原上的夏季风现象是接近印度的进退情况。

表 1 1954—1956 年高原上季风变化的日期

	I	II	III	IV	V	VI	VII
1954 年	3 月 6 日	4 月 10 日	6 月 9 日	7 月 9 日	10 月 2 日		11 月 26 日
1955 年	3 月 11 日	4 月 10 日	6 月 4 日	7 月 29 日	9 月 17 日	10 月 27 日	12 月 6 日
1956 年	3 月 1 日	4 月 5 日	6 月 9 日	7 月 14 日	9 月 22 日	10 月 22 日	12 月 1 日

表 2 1956 年高原上各地季风变化的日期

	I	II	III	IV	V	VI	VII
拉 薩	3 月 1 日	4 月 5 日	6 月 9 日	7 月 14 日	9 月 22 日	10 月 22 日	12 月 1 日
丁 青	3 月 1 日	4 月 5 日		7 月 14 日	9 月 22 日	10 月 22 日	12 月 1 日
黄 河 沿	3 月 1 日	4 月 5 日	6 月 9 日	7 月 14 日	8 月 28 日		12 月 1 日
察汗烏苏	3 月 6 日	4 月 10 日	6 月 9 日	7 月 14 日	9 月 2 日	10 月 14 日	11 月 26 日

拉薩的雨季与夏季风的起迄日期 季风的进退和雨季的起迄有很密切的关系。我们以候雨量大于和小于年雨量被 73 候除的值作为雨季的起迄日期,整理了最近 16 年拉薩的雨量資料。这样确定日期和用其他方法决定的夏季风起迄日期很接近,因此把它作为拉薩地区夏季风起迄日期。从表 3 可以看出,在拉薩一般 6 月初夏季风开始来临,9 月底开始退出。16 年中开始日期最早在 5 月 25 日,最晚是 6 月 25 日,最早最晚相差一个月。結束日期最早在 9 月 5 日,最晚在 10 月 21 日,早晚相差一个半月。 因此,亦可以说西藏高

表 3 拉薩雨季起迄日期

	1936	1937	1941	1942	1943	1944	1945	1946	1947	1948	1949	1952	1953	1954	1955	1956	平均
起 始 日	6.1	6.3	5.29	6.12	6.1	6.25	6.10	6.16	5.25	6.19	6.26	6.9	6.11	6.4	5.31	6.13	6 月 3 日
結 束 日	9.5	10.7	9.29	9.21	9.11	9.23	9.21	10.21	10.2	10.2	10.11		10.1	10.4	10.13	9.17	9 月 28 日

原南部夏季风来临的日期較退出的日期要稳定。

把拉薩雨季的起迄日期和印度的加尔各答或新德里西南季风的起迄日期^[10]比較，很容易发现它們之間在日期上是非常一致的，虽然它們之間經緯距离都还不小。这說明西南季风和西藏高原上雨季的形成是有密切关系的。

高原上西风环流的季节变化与季风进退 从 500 毫巴上沿东經 90° 多年候平均地轉西风的緯度变化時間剖面图 9-1 看出，冬半年在高原的南北，各有一支強西风存在，一在北緯 22°，一在北緯 42° 附近，位置都很稳定。2 月下旬西风突然減弱，4 月底強西风消失（西风速度平均小于 10 米/秒），6 月中北緯 20° 以南出現东风，7 月初北緯 32° 以南都轉为东风。10 月中以后又恢复南北两支西风的形势，12 月初南支西风加强稳定在隆冬的位置上。这些变化日期和沿东經 115°—120° 以及东經 140°—145°^[11] 的西风变化的几个突变时期都是有联系的。一般都是高原上的南支西风有一变化，随后下游西风才相应地发生变化。相应于这些变化，季风也呈現較明显的进退，尤其是高原上空东西风的轉变日期是表示夏季风进退的一个很好的指标。陶詩言^[10]在中国的梅雨一文中已指出，当加尔各答 200 毫巴高空西风轉为东风时，亦即加尔各答夏季风的开始日期。同样高原上东风的来去及其向北推进所达的緯度，基本上可以作为高原上夏季风进退的日期以及它影响的北界。

从 1955—1958 年各年沿东經 90° 各緯度候平均地轉西风的時間剖面（1956 年見图 9-2）上，很清楚的看出东风在上述各年影响的范围和各个緯度夏季风盛行期的长短。从 1956 年候平均地轉西风時間剖面图看出：（1）高原上夏季风的来临很突然，一般从北緯 17.5° 推进到北緯 35°，前后約 20 天，而撤退則較慢，从北緯 35° 到 17.5°，前后需一个多月。这又一次說明高原上夏季风的来临比較迅速，退却較緩，和印度季风很相似，但与我国平原部分却完全不同。（2）高原上夏季风影响的北界主要在北緯 32.5—37.5° 之間，某些年北緯 37.5° 以北虽也有夏季风影响，但为期很短，1956 年仅 10 天，1957 年 20 天，1958 年最长为 35 天，1955 年則不明显。1958 年夏季风影响的緯度最高，持續的时间也长，这一年青海、甘肃一带秋雨量也多，可能亦与此有关。（3）高原上各年各不同緯度夏季风盛行的期間变化很大，以北緯 32.5° 为例，一般为 60 天左右，1956 年竟长达 120 天，約比平均日

四、小 結

我們认为西藏高原的范围，可以作为一个大型天气系統的单位。对自由大气而言，它是一个特殊的热力系統，它的热力作用的季节变化都可能引起类似海陆风現象和季节性的热力气压系統。根据各不同高度上气压和温度的日际变化，冬季在距地表 1—2 公里內以相反位相——即增温減压或減温加压出現頻率最大，此高度以上則以相同位相的多，这

情况和我国平原部分极相似。因此我們說,在高原的高度上,由于冬夏冷热源的变化,也将引起冷高压和热低压的季节变换,这样就会引起象海陆間一样的季风現象。至于西藏高原是否存在这样的热力性气压系統,由于資料不够多,目前还无法十分肯定。

从 500 毫巴(相当于高原的高度)等压面形势的 1、7 月(或 1、8 月)变化来看,高原有些地区是有較明显的季风現象。一般而言,北緯 35° 是一个界限,以南季风現象明显,以北終年在西风带影响下,季风現象不显著。但此界限年际变化是很大的:1951—1958 年中月平均最北限出现在北緯 37° (1957),最南在北緯 30° 以南(1954)。从 1、7 月相对湿度較差所确定的夏季风影响的平均北界,西南起自北緯 25° ,东經 85° ,东北至甘肅的肅南。

高原上季风进退現象是很显著的,当夏季风来到时云雨現象,相对湿度、温度、气压等等都有相当明显的变化。一般而言,夏季风在 6 月初盛行,7 月中为极盛期,9 月中开始南退,10 月中退尽。根据拉薩 16 年雨量分析的结果,雨季是 6 月初开始,10 月中結束。不但如此,在高原上 500 毫巴南北向湿度差,气压差和沿东經 90° 各緯度的地轉西风在夏季风开始来临或退却时都有一明显的变化。

同时还指出高原上夏季风自南而北来时快,退得慢,这和印度季风进退的現象是一致的。另外,印度新德里和我国西藏高原拉薩夏季风的起迄日期也是极近似的。因此我們认为高原上的季风現象和印度的很相象,而与我国东部大陆則有很大的不同。

参 考 文 献

- [1] 叶篤正、罗四维、朱抱真:西藏高原及其附近的流場結構和对流层大气的热量平衡。气象学报,28 卷,第二期,1957。
- [2] 朱抱真:大尺度热源热汇和地形对西风带恒定扰动(一)。气象学报,28 卷,第二期,1957。
- [3] 吕炯:巴山夜雨。气象学报,16 卷第一、二期 1942。
- [4] 叶篤正、顾震潮:关于我国天气过程大地形影响的几个事实和計算。气象学报,26 卷,第三期,1955。
- [5] 中国科学院高山冰雪利用研究队:祁連山現代冰川考察报告,专刊第一号,科学出版社,1958。
- [6] 高由禧、郭其蘊:中国季风气候的某些特征(見即将出版的东亚季风若干問題)1962。
- [7] 楊鑑初、罗四维:从西藏高原地面观测結果探討高原上的环流系統和热力問題。气象学报,28 卷,第四期,1957。
- [8] 高由禧、徐淑英、郭其蘊、章名立:中国的季风区域和区域气候(見即将出版的东亚季风若干問題),1962。
- [9] 徐淑英、高由禧:我国季风进退日期的确定。地理学报,28 卷第一期,1962。
- [10] 陶詩言、赵煜佳、陈晓敏:东亚的梅雨期与亚洲上空大气环流季节变化的关系。气象学报,29 卷第二期,1958。
- [11] 徐淑英:东亚季风进退与西风环流的季节变化(見即将出版的东亚季风若干問題),1962。

ЯВЛЕНИЕ МУССОНОВ НАД ТИБЕТСКИМ НАГОРЬЕМ

Сюй Су-ин и Гао Ю-си

(Геофизический Институт и Институт геофизики, гляциологии и
мерзловедения АН КНР)

Резюме

Тибетское нагорье по своим размерам можно считать единицей макросиноптических барических систем. Термическое влияние нагорья и его сезонные изменения могут вызвать формирование сезонных барических систем над нагорьем и соответствующее явление муссонов. Эти барические системы напоминают барические системы, возникшие между океаном и сушей, и имеют мощность в 1—2 км от поверхности земли.

В сочетании с летней и зимней синоптической ситуацией над нагорьем мы установили, что граница области с преобладанием муссонов начинается от 25° с.ш., 85° в. д. на юго-западе и кончается в уезде Сунань провинции Ганьсу на северо-востоке. К юго-востоку от этой границы сезонные изменения господствующего ветра, облачности, осадков, температуры и влажности ярко носят характер муссонного климата; а к северо-западу от этой границы явление муссонов выражается нечётко.

Что касается даты наступления и отступления летнего муссона над нагорьем, то он наступает в начале июня, и в середине июля достигается максимума; он начинает отступать в середине сентября и полностью исчезается в середине октября. Интересно отметить, что летний муссон почти одновременно наступает как на юге так и на севере нагорья, а отступление с севера к югу длится один месяц. По быстрому наступлению и длительному отступлению он похож на юго-западный муссон Индии и представляет картину, противоположную муссонам над восточной равниной Китая.