

盛夏青藏高原上空高压形成和维持的动力机制

孙国武 李春普 胥洪波

提 要

本文首先分析了盛夏青藏高原上空出现的一种不同于平均状态的所谓“上高下低”结构,即100hPa到500hPa各层等压面上都有高压存在。并指出这种高压过程的形成和维持是黄河上游地区和西北地区东部干旱少雨的典型环流型。然后,用简单的定常正压线性模式讨论了高压过程在高原上空形成和维持的动力机制,分析结论与中美高原试验资料和高原台站常规资料等实况演变比较一致。

一、前 言

多年来,人们对青藏高原(以下简称高原)天气系统的研究中,多侧重于超长波系统的南亚高压⁽¹⁾和天气尺度系统的高原低涡⁽²⁾,因为它们作为大尺度环境场和影响系统,与高原及其下游地区的降水天气过程有关。

然而,对高原天气系统中,500hPa等压面上的高压的研究却较少^(3、4、5)。特别是把高原上空各层等压面的高压系统作为一个整体来研究则更少。

因此,本文在着重揭露高原上空这种高压的存在及其对天气的影响等事实的基础上,进一步利用中美第一次高原边界层联合试验资料,探讨这种高压在高原上空形成和维持的动力机制。

二、高原上空高压形成和维持的观测事实及天气表现

从平均情况看,夏季高原上空400hPa等压面以上是高压;500hPa等压面以下为低压。图1给出了这种“上高下低”结构的示意图和温度剖面。从图中可以看出,高原上空是一个高于四周邻近地区的暖脊。

但是,从每日天气图看,高原上空有时会出现我们称之为“上高下高”的结构,即100、200、300、400、500hPa各等压面上,

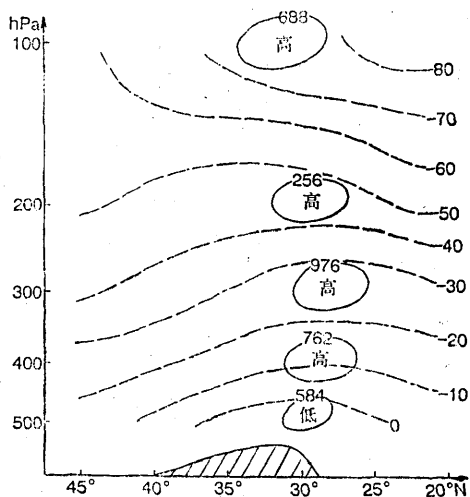


图1a 80—90°E“上高下低”结构温度剖面 and 高压示意图
图上斜线区为高原地形,下同

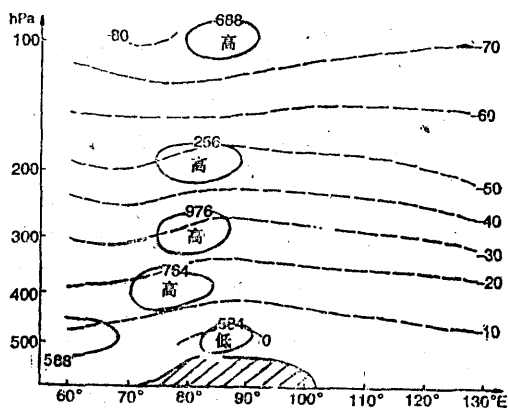


图1b 30°N“上高下低”结构温度剖面 and 高压示意图

都是高压所控制，高原上空仍然是一个高于四周邻近地区的暖脊（图2）。

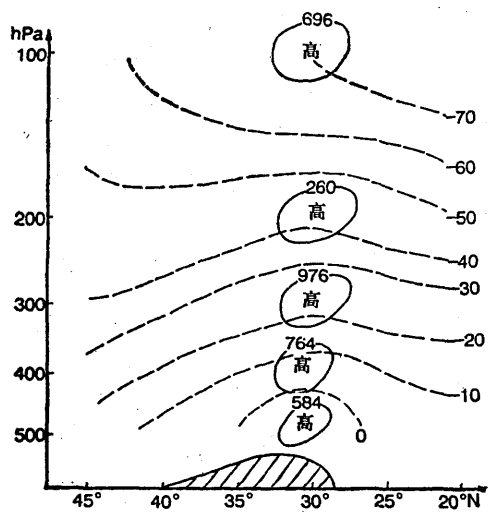


图2a 80—90°E“上高下高”结构
温度剖面和高压示意图

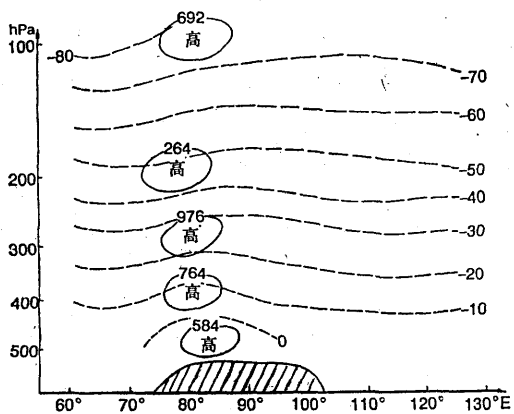


图2b 30°N上空“上高下高”结构
温度剖面和高压示意图

据统计，高原上空100—500hPa各层等压面都为高压控制的过程（以下简称高压过程），基本上出现在盛夏7、8月（表1）。
高压过程形成前期，高原地区是盛夏冷空气活动时段，有明显的降温和降水〔5〕。黄河上游地区和西北区东部，有明显的降水过程。高压过程持续期，一般有3—15天，在此期间，黄河上游地区干旱少雨；西北区东

表1

年	高压过程起止期（日/月）
1980	2—4/8
1981	21—26/7
1982	2—5/8
1983	21—24/7, 29/7—1/8, 5—8/8
1984	4—14/8
1985	14—16/7, 22—24/7, 28/7—2/8
1986	2—4/7, 17—28/7, 1—4/8, 6—10/8
1987	20—23/8
1988	18—20/7, 28—30/7, 4—7/8

部先有雷阵雨而后转为干旱少雨。因此，一旦这种高压过程形成，上述地区便出现干旱少雨的天气过程。

三、高原上空高压形成和维持的动力机制分析

我们选取了1986年7月17—28日的一次高压过程进行分析讨论。因此1986年6、7月中美双方进行高原边界层联合试验，可以使用试验期的观测资料。使用文献〔3〕的模式。这次高压过程从17日在高原上空形成“上高下高”结构，持续到28日，中间高压系统虽有调整替换，但高原上空各层等压面始终有高压存在。

首先分析高压过程形成前期和持续期间高原地区的常规和非常规资料演变情况，然后再进一步讨论其动力机制。

图3给出了高原主体地区南北两侧探空

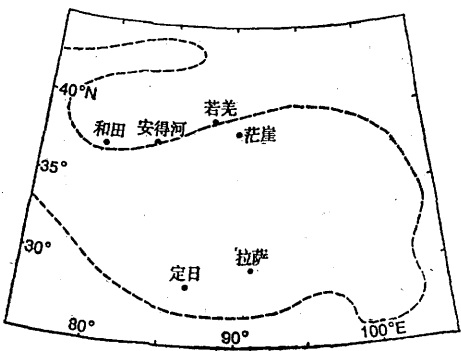


图3 高原地区所选台站分布
虚线为高原地形

台站的分布。高原北侧有和田、安得河、若羌、茫崖站；高原南部有定日、拉萨站。

图4给出的是拉萨站太阳净辐射、总净辐射和土壤温度的逐日变化曲线。

图5、图6、图7给出的是图3所列各站代表的拉萨、若羌站500hPa纬向风、温度和100hPa纬向风的逐日变化曲线。

从图4—7可以看出，此次高压过程于17日在高原上空形成，17日的各要素是7月

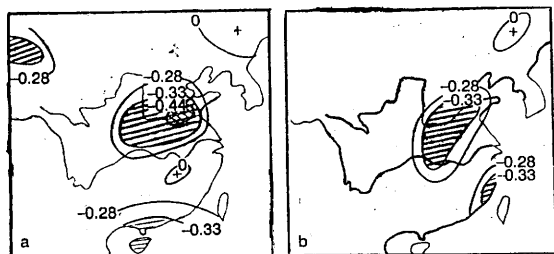


图4 7月1—19日拉萨净辐射分量
(a)和土壤温度(b)

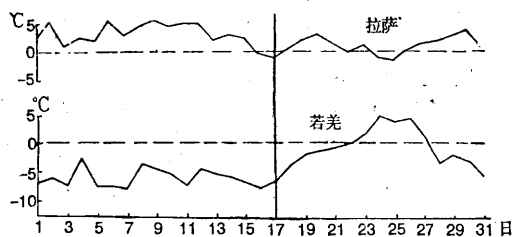


图5 7月逐日500hPa温度

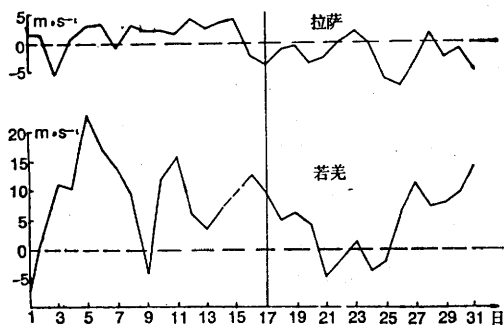


图6 7月逐日500hPa纬向风

该要素逐日序列中的一个非常明显的转折点。净辐射和土壤温度的演变趋势比较一致，17日以前，曾出现三个时段的高峰值，

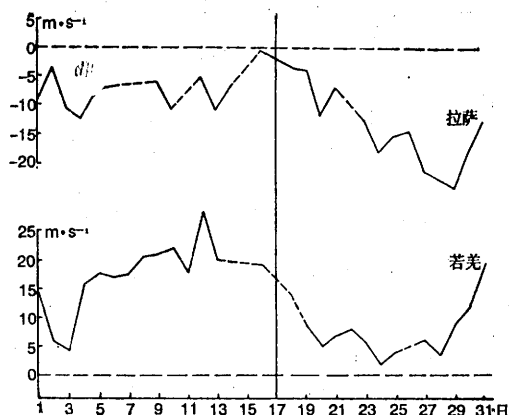


图7 7月逐日100hPa纬向风

17日突降到最低值。500hPa温度，高原北侧（若羌）17日以前低于17日以后，高原南部（拉萨）17日以前高于17日以后。500hPa纬向风，高原北侧西风风速17日以前大于17日以后，同时也大于17日以前高原南部的风速；高原南部17日以前以西风为主，17日以后以东风为主。100hPa纬向风，高原北侧17日以前西风风速大于17日以后；高原南部17日以前东风风速小于17日以后。

综合以上高原南北测站各要素的变化，我们可以这样定性地讨论高压过程形成和维持的可能原因。主要是由于拉萨站地面净辐射（来源于中美TIPMEX-86联合探测资料）的增加，土壤温度（0.5和4时）上升，通过感热作用，影响低层大气增温，从而在500hPa等压面上，在拉萨附近的高原南部形成高温中心。通过热成风关系，可使高原北侧对流层中、上层西风加强。再通过高原的动力强迫作用，有利于高压在高原上空形成。

高压形成后，此时500hPa等压面上，高原北侧形成高温中心，温度梯度逆转，同样通过热成风关系，可使高原南侧对流层中、上层东风加强，再通过高原的动力强迫作用，有利于高压在高原上空维持。

这种分析，与图4—7中各要素的逐日演变曲线是吻合的。

我们还可以用简单的定常正压线性模式来进行讨论。这时由定常的小扰动涡度方程可得：

$$U \frac{\partial}{\partial x} \Delta \phi + \beta \frac{\partial \phi}{\partial x} = \frac{\alpha f^2}{H_0} U \frac{\partial h}{\partial x}$$

其中 ϕ 为位势高度的扰动， U 为西风气流， α 为经验系数， H_0 为均质大气高度， h 为地形高度的扰动，设

$$h = \bar{h} e^{i(kx + my)}$$

则得平均层位势高度的扰动为：

$$\phi = \frac{\alpha f^2}{H_0} \frac{\bar{h}}{(kx + my) - \frac{\beta}{U}} e^{i(kx + my)}$$

因此，地形动力作用对定常槽脊的作用，主要取决于 $(kx + my) - \frac{\beta}{U}$ 的性质，其中西风风速 U 的影响最大，当高原北侧西风加强时，即在高原上空有利于脊的形成和维持。

高压过程在高原上空的建立和维持，除了上述的由于高原影响所形成的有利条件外，西风带和副热带波系移经高原时有高脊

叠加，也是很重要的条件。图8a, b分别是500hPa 50°N和30°N的高度廓线，可以看出高压过程在高原上空形成和维持期间（7月第4、5、6候），西风带（50°N代表）和副热带（30°N代表）都有高脊移上高原（80—100°E经度范围内），并在高原上空叠加并稳定下来。

四、小 结

通过本文的分析和讨论，可以得出如下的初步结论。

（1）盛夏高原上空有时会出现一种不同于平均状态的环流型，即从100hPa到500hPa各层等压面上都有高压存在，我们称之为“上高下高”结构。

（2）这种高压过程在高原上空的建立和维持，预示着未来5—10天内黄河上游地区和西北地区东部干旱少雨，是该区域内一种典型的少雨环流型。

（3）高原地形的动力作用有利于在高原西部出现定常的高脊；再加上副热带瞬变波移经高原时与西风带波系叠加，高脊稳定。两者共同促成了高压过程在高原上空的建立和维持。

本文用中美高原观测资料和高原台站常规资料，证实了上述分析讨论与实况演变是比较一致的。

参考文献

- 〔1〕朱福康等，南亚高压，科学出版社，1980。
- 〔2〕青藏高原气象科学研究拉萨会战组，夏半年青藏高原500毫巴低涡切变线的研究，科学出版社，1981。
- 〔3〕朱抱真，宋正山、孙国武，初夏北半球青藏高原地区大气环流季节变化机制的初步研究，青藏高原气象科学实验文集（三），科学出版社，191—200，1987。
- 〔4〕孙国武，南亚高压的结构及其东西振荡，青藏高原气象科学实验文集（一），科学出版社，167—174，1984。
- 〔5〕李桂琴，1979年夏季青藏高原移动性高压分析，青藏高原气象科学实验文集（三），科学出版社，153—160，1987。

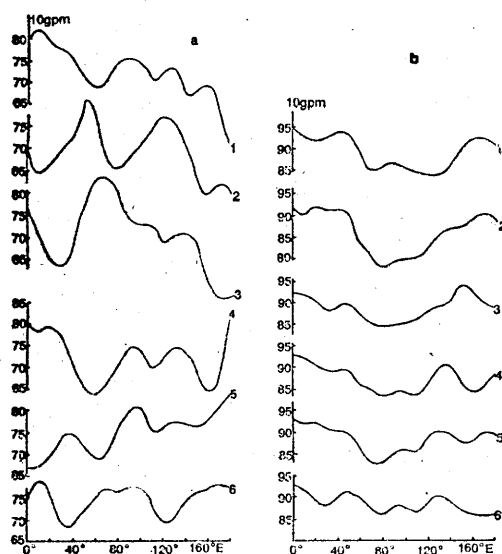


图3 7月1—6候500hPa 50°N(a)和30°N(b)高度廓线