

冬季青藏高原对其周围地区流场影响的模拟实验*

杨广基 王兴东 王桂芳 周明煜

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文应用转盘模拟实验的方法,模拟了冬季青藏高原及其邻近地区流场的状况,通过实验看到:

冬季东亚大槽的形成和强弱,不仅与海陆分布及高原的动力作用有关,而且高原的热力作用也很重要;高原及其邻近地区上空的大气作为冷源,对其南北两侧的垂直环流的形成也有直接关系。此外,我们看到冷高原可使南支气流产生小槽东移的现象。

在实验中,我们分别用中性高原模型,冷性高原模型和部分加热高原模型作了对比实验,揭示了高原的一系列动力作用和热力作用。

一、引 言

青藏高原在夏季作为一个巨大的热源,对东亚和太平洋地区的大气环流与天气,产生着相当大的影响,国内外许多气象工作者对此进行了大量的研究。最早,北京大学付克庄等人^[1]曾在转盘实验中模拟了地面冷热源对西风环流的影响。叶笃正、张捷迁等人^[2]进而用转盘模拟实验的方法,研究了夏季青藏高原作为热源对东亚大气环流的影响。以后,中国科学院大气物理研究所模拟组,又对夏季青藏高原流场的三维结构和大型对流系统进行了模拟,指出:高原上空经常出现两个对流上升中心,两个对流上升区之间有时为下沉运动,构成高原上空独特的环流^{[3][4]}。

许多研究工作指出,青藏高原上空大气在冬季主要是个冷源区^[5-7],它对高原上空和周围地区的大气环流和天气演变都有重要作用。叶笃正等^[8]曾经指出,冬季高原上空及周围地区的水平流场和垂直环流,有许多与夏季不同的特点。这反映了冬夏海陆冷热的不同对环流和天气的影响。他们还特别指出了冬季高原上空大气作为冷源对经纬向垂直环流形成的作用。

本文是应用转盘模拟实验的方法,模拟了冬季高原及其近邻地区作为冷源对其周围地区流场形成的作用和影响,并与中性高原(即高原不加热也不致冷的情况)的实验结果进行了对比。最后,讨论了冷高原对其附近环流形成和影响的动力和热力作用。

*本文于1979年1月25日收到,6月14日收到修改稿。

二、实验装置

本实验的基本装置和文献[1]中相似。实验中使用的筒直径是 38.2 厘米，中心内筒直径是 9.2 厘米，实验介质是水和甘油的混合液，深 6 厘米。示踪物质为白色塑料小球。冷高原的模型是一个金属制的空腔半椭球体，其长轴为 7 厘米，短轴为 4.8 厘米，高为 3 厘米的理想化高原。冷高原内壁镶有直径为 3 毫米的铜管，实验时用通冷水来致冷高原。另外一种高原模型在致冷方面与上述相同，只是在这个模型东南角，约占高原面积 1/9 大小的地方是用水泥制成，内埋镶铜电阻丝，其电阻为 5 欧姆，实验时通电流 40 毫安。

高原模型制冷或东南角稍有加热，其目的是通过高原的作用，达到使高原上空及其邻近地区的流体变冷或变热，以模拟大气是冷源或是弱的热源。

三、基本流场

在实验中，选择三种基本流场来研究冷高原对它们的作用。即：准静态流场、平直西风流场和三波流场。准静态流场的转台转动周期为 55 秒，内外壁温差为 0°C ，它的基本形势呈准静止状态（照片略）。平直西风流场的转台转动周期为 53.4 秒，内外壁温差为 0.5°C ，它的基本形势是纬向西风环流（照片略）。三波流场的转台转动周期为 17 秒，内外壁温差为 2.5°C ，它的基本形势是在圆盘内有三个对称的波，此三波以一定的速度自西向东移动（照片略）。

上、中、下三层照片的曝光时间分别是 6、9、15 秒，垂直剖面曝光时间为 9 秒。

在实验中，我们考虑了转盘模拟实验与旋转地球上自由大气运动相似的问题。其中重点考虑了热力 Rossby 数 R_{Or} ^[2] 和高原上空大气无因次加热相似系数 q 。这里 $q = Q / c_v \rho \Omega \Delta T$ ， Q 是单位体积的加热率， ρ 是介质密度， c_v 是介质的定容比热， ΔT 是冷高原上空与赤道之间的水平特征温差， Ω 为旋转角速度。冬季青藏高原上空对流层的散热量取为 $150 \text{ 卡}/\text{cm}^2 \cdot \text{日}$ ^[7]，取高原的平均高度到对流层顶的厚度为 7000 米，由此可得 Q 值。平直西风和三波型流场的 R_{Or} 、 q 值以及与实际大气的对比见表 1。由表中数值可以看出，实验参数与实际大气状况基本相似。因此，实验结果是可信的。

表 1 实验与实际大气的相似参数表

参 数 环流状态	实 验		大 气	
	R_{Or}	q	R_{Or}	q
准 静 态	—	—		
平直西风	0.095	-8×10^{-2}	0.054 ^[9]	-6.3×10^{-2}
三 波	0.048	-1.73×10^{-2}		

四、主要实验结果

在上述三种基本流场中，按实际地理位置放上冷高原地形，观察它对基本流场的作

用和冷高原上空及其周围地区水平和垂直环流的变化情况,主要结果如下:

1. 冷高原对形成其周围地区环流系统的作用

a. 对形成水平环流系统的作用

在准静态流场中,将高原地形致冷(致冷时冷源温度为 5.2°C ,实验区内液体的温度为 15.8°C),在高原的中、上层,很快就会出现闭合的气旋式环流。此环流开始在高原中部,以后逐渐移到高原的东北侧。在高原的低层出现的是反气旋式环流,此高压环流不闭合而呈辐散状,如照片1所示。气旋式环流和反气旋式环流的分界高度约相当于大气中的650毫巴左右。

在平直西风流场中,通过观察中性高原、冷性高原(实验中的 q 值与实际大气相当)和特冷高原(实验中的 q 值约是实际大气的五倍)这三种模型在基本流场中的作用,看到在高原东部均出现一个准定常的低槽,但其强度却有很大的差异。中性高原的东侧,只在中层出现一弱而浅的低槽(照片2a),而高层未见出现。当高原致冷后,此槽明显地加深加宽,其定常位置约在 130°E 附近,而且此槽在中、高层都清晰可见(照片2b)。如高原进一步致冷,这个低槽变得更加深厚宽大(照片2c)。这说明冬季东亚大槽的形成和强度不仅与海陆分布及高原的动力作用有关,高原的热力作用对其强度的变化也有重要的影响。

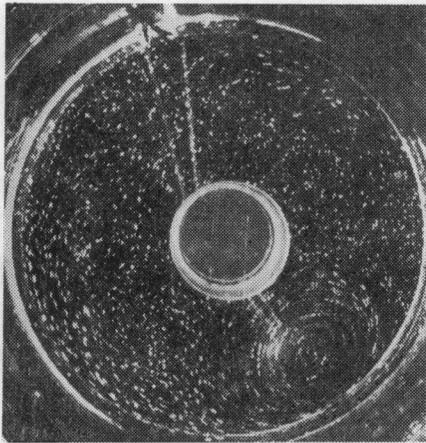
通过以上实验可看到:在准静态流场中,冷高原上空为气旋式环流,其中心在高原的东北侧;在平直西风流场中,无论是中性高原还是致冷高原,都有低槽系统在高原的东北侧出现,其强度随高原的热状况而变化。由此看出,高原的东北侧容易出现低压或槽。

准静态流场虽在实际大气中不存在,但我们通过在此流场中对比中性和冷性高原附近的环流特征,可看出高原的致冷效应在形成高原附近特征流场中的本质作用。据此可以推论,冬季青藏高原上大范围反常积雪可作为高原降温,增强高原冷源作用的重要因素。由实验可知,由于这种反常积雪必然引起高原附近的环流变化(即在高原的中上层及其周围地区,出现低值系统),这样就会在相对于高原正常积雪年的平均特征环流上,叠加一个次级环流的影响。由实际天气状况统计也可看到这点。高原多雪年,槽区控制高原的机率大;而少雪年则脊区控制高原的机率大。关于高原积雪对大气环流等的影响,陈烈庭等人曾进行过专门的研究^[10]。

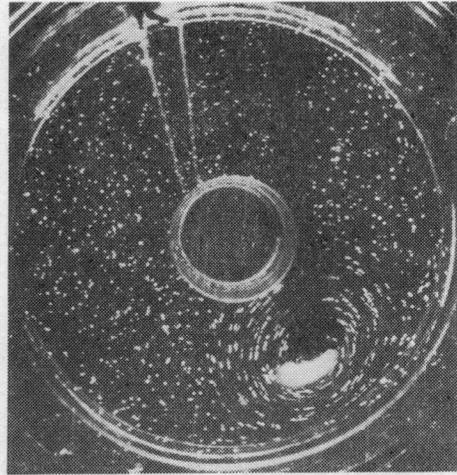
b. 对形成垂直环流的影响

在准静态流场中,水平环流的垂直结构可以从通过高原的纬向和经向垂直剖面图看到(照片略)。在中上层的粒子,从南北和东西方向向高原辐合下沉并在高原的低层向四周辐散流出。这样,在高原周围就形成东、西、南、北四个未闭合的垂直环流圈。这四个环流圈影响的高度略高于高原。

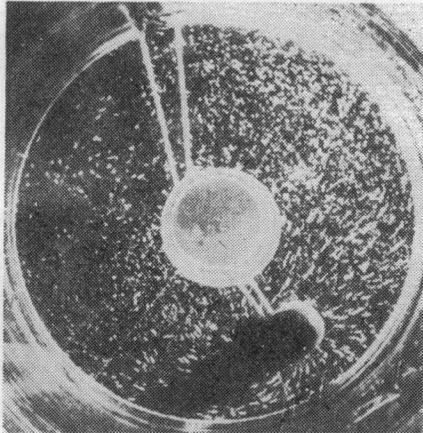
其次,我们在实验中,对比了在平直西风流场中高原及其周围地区垂直环流的变化情况。如不在高原的经度范围内的南北剖面是赤道上升、极地下沉的单圈Hadley环流,而其东西剖面是自西向东的平直西风流型(照片略)。当剖面通过中性高原时,其经向环流的特征是从南向北平缓上升,经过高原时有些下沉趋势,而后又继续上升,在低层则有自北向南移动的粒子,基本上也呈一单圈Hadley环流。高原上的下沉现象可能是由



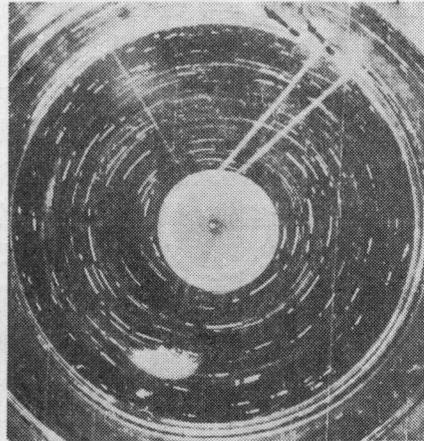
照片 1a 准静态流场里，冷高原上空的表层流场。



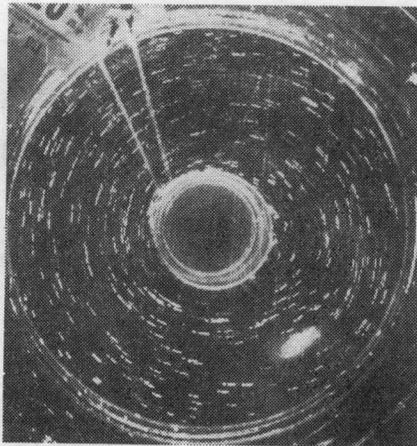
照片 1b 准静态流场里，冷高原上空的中层流场。



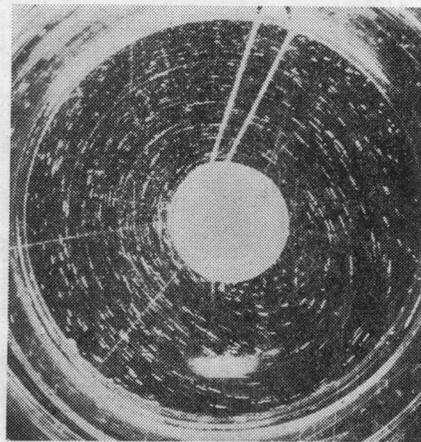
照片 1c 准静态流场里，冷高原附近的下层流场。



照片 2a 平直西风流场里，中性高原附近中层流场状态。



照片 2b 平直西风流场里，较冷高原附近的中层流场状态。



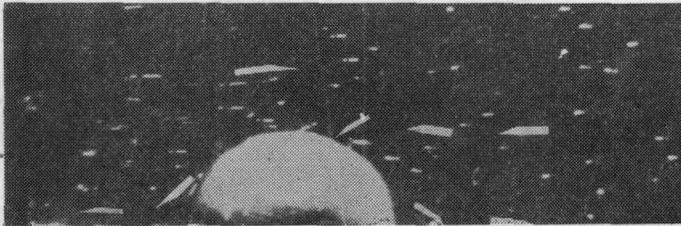
照片 2c 平直西风流场里，特冷高原附近的中层流场状态。

于高原的摩擦作用引起的。在通过中性高原的东西剖面上,看到流体在高原西侧爬升,东侧下沉,并在高原东侧形成一明显的过山波动(照片略)。但若通过冷高原时,从南北剖面上(照片 3 a)看到,高原南北两侧的粒子向高原辐合,在略高于高原的高度上,形成一条辐合线。向高原辐合的粒子在高原附近下沉,在低层的粒子又分别向南北两个方向流出,构成两个不闭合的垂直环流圈。这两个环流圈只在高原的经度范围内存在,出了高原的经度范围,这两个环流圈便消失了。在冷高原的东西剖面上(照片 3 b),看到高原东侧的过山波动要比中性高原的深厚。

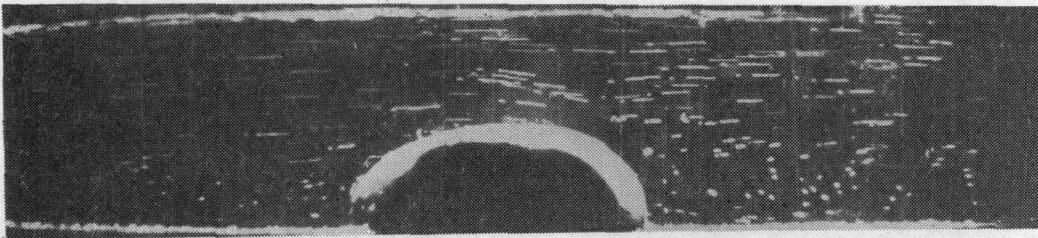
这就清楚地看出,由于冷高原及其邻近地区的流体作为冷源,并耸立于对流层的中下部,这就形成了赤道和极地间水平加热场的不均匀,进而引起这一带特有的水平和垂直环流。同时,也较明确地区分出高原在平直西风流场中的动力作用(如过山波动的形成)和高原的热力作用(如对过山波动的加强和垂直环流的形成等)。

我们将实验中平直西风流场中的环流特征与文献[7]的某些结论进行了对比。在文献[7]中指出,冬季 Hadley 环流在青藏高原的经度范围内最强,出了高原向东这一环流的强度则急剧衰减。实验中的现象与此是相似的,这也进一步说明,冷热源的分布对垂直环流的形成,是起着重要作用的。在实验中高原东侧的波动也与文献[7]中沿高原纬度的东西剖面的结果是一致的(图 1(a-b))。

这里需要指出的是,实验中高原南北两个环流圈的高度较实际状况低些,这是由于在实验中,通过高原致冷作用影响高原和周围地区上空的流体变冷的厚度较浅。而在实际大气中,高原上空整个气柱在冬季都为冷源区。因此,把实验和实际大气相比,发现对流层中下层的环流特征是一致的,在高层则有所差异。



照片 3 a 在平直西风流场里,通过冷高原的南北剖面环流
(图中尖头表示粒子流动方向)



照片 3 b 在平直西风流场里,通过冷高原的东西剖面环流
(图中“点”表示粒子的起始位置,“长划”表示粒子流动方向)

2. 冷高原对气流的分支作用

当气流经过障碍物时,在迎风坡气流发生分支,在背风坡气流汇合,这一物理现象

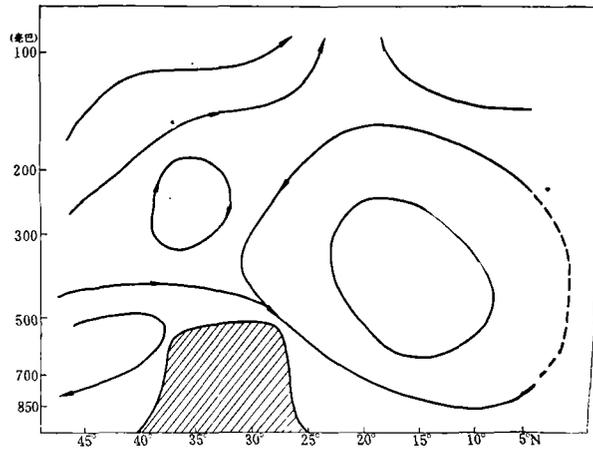


图 1 a 通过 90°E 的一月份平均经圈环流剖面图
(引自文献[7])

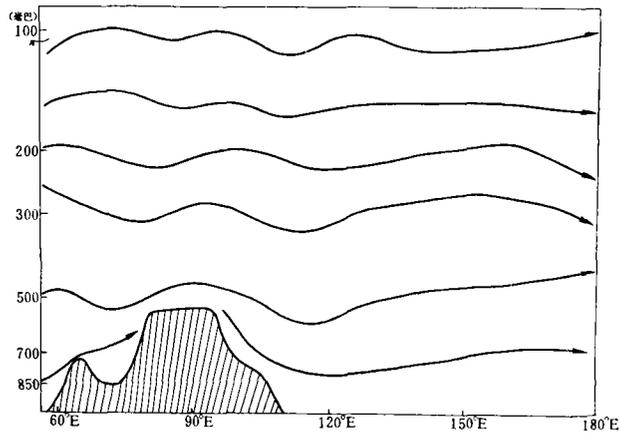
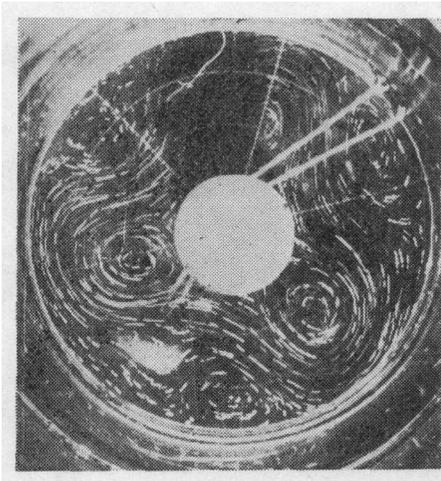


图 1 b 通过 35°N 的一月份平均纬向环流剖面图
(引自文献[7])

是大家所熟知的。青藏高原地处中纬度，其 3 千米以上的高地面积约 250 万平方公里，这样大的一个地形必然对经过它的气流产生重大的影响。本节着重研究冷高原对平直西风气流和波动气流的分支作用。

无论是平直西风还是波动气流，当它们通过中性高原或冷高原时均产生分支，但各自的分支程度有所差异。平直西风气流经过冷高原时产生的分支现象，要比其经过中性高原时发生的分支现象明显，这可以通过对比照片 2 清楚地看出。高原对槽前气流的分支作用要比对平直西风的分支作用强，而冷高原又比中性高原对槽前气流的分支作用强。这表现在当槽前气流临近冷高原时分支后的间距要比临近中性高原时的大，对比照片 4 和照片 5 (a-b) 就可清楚地看出这一点。

综上所述，无论是平直西风或槽前气流，当它经过冷高原时，其分支现象要比它经过中性高原时的分支现象明显。高原对槽前气流的分支作用要比它对平直西风的分支作用大。在实验中还可看到，高原对槽前气流和平直西风气流的分支作用只限于中层附近



照片 4 槽前气流经过中性高原时的分支现象
(图中“点”表示粒子的起始位置,“长划”表示粒子的流动方向)

的厚度内,到高层和低层分支现象就不清楚了。不难看出,高原对上述两种气流的分支现象是高原动力作用的结果。而冷高原比中性高原对这两种气流的分支作用大,是高原的热力作用加强了高原动力作用的结果。由此可见,在冬季高原上空,西风带的分支现象是和高原动力作用及流场形势(平直西风或槽前气流)都有关系。

3. 冷高原对南支气流小槽的出现及其对高原低槽的作用

a. 冷高原对南支气流上生成小槽的作用

当一低槽临近中性高原时,槽前气流发生明显的分支现象。其中一支从高原南侧通过,南支气流一开始就在高原东南侧生成一个地形槽。以后低槽主体过高原后与其合并东移,没有看到南支气流生成小槽东移的现象(照片略)。

当一低槽临近冷高原(或高原东南角稍有加热的高原)时,分支后的南支气流上有小槽生成并逐渐东移,而后在高原的东南侧形成一地形槽,在此槽内往往有气旋中心形成。同时看到低槽在临近高原和经过高原的过程中,南支气流的流速不断增大[如照片5(a-d)所示]。

平直西风无论是经过中性高原还是冷高原,分支后的南支气流上均无出现小槽东移现象(照片略)。

由以上实验结果看到,无论是槽前气流还是平直西风经过中性高原时,南支气流上都没有小槽东移的现象。即使是西风气流经过冷高原时,也是如此。只有槽前气流过冷高原时,才在南支基本气流上形成向东移动的小槽,这显然是高原热力作用的结果。

b. 冷高原对过高原低槽的作用:

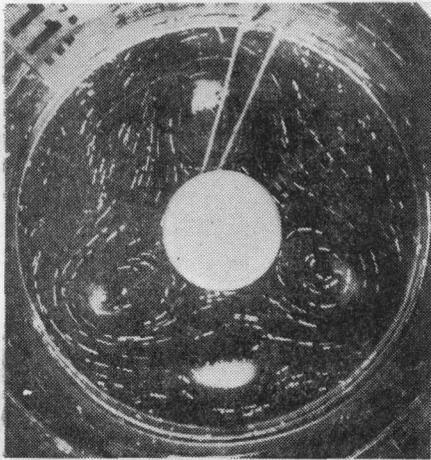
当一低槽接近冷高原时,由于高原的分支作用,使得低槽的主体部分(即包括气旋中心在内的部分)不断地向北萎缩,从高原的北侧通过。在高原的西部,低槽移速较慢,但低压中心还清楚。当低槽的主体到了 90°E 附近,低压中心则逐渐变得不清楚了。再向东移动,大约过了 100°E 。此低压中心和地形槽中的低压中心(在南支气流上形成的)合并,闭合的低槽中心又重新变得明显起来,而且移速加快,在高原东侧迅速发展成强大的低槽。过了高原,低槽中心北抬并且整个槽发生倾斜,槽线呈NE—SW向,如照片5所示,此结果和天气事实与动力计算结果是相符的^[11]

当一低槽过中性高原时,低压中心在高原的北部变得很弱以致消失。此低槽到了高原东侧也无气旋中心与其合并,地形槽的强度也弱于上述冷高原的情形(照片略)。

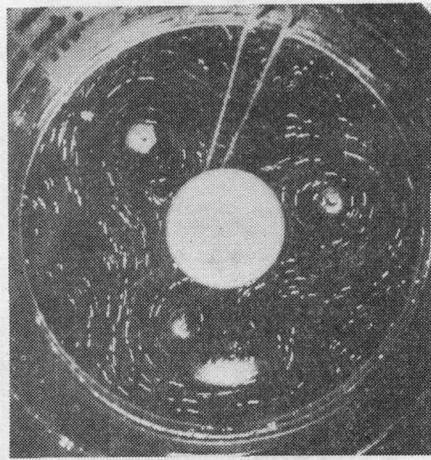
当一低槽过东南角稍有加热的冷高原时,和上述两种情形不同的是,在高原北部的低槽中心经过高原时,一直保持比较明显,槽的移速也较快。槽过高原后,也发展得很强大。关于槽过高原移速较快的现象,可能是由于高原东南角弱的加热形成一个正涡度区对槽过高原具有一定的吸引作用(照片略)。

通过低槽过上述三种高原地形的实验，可看到，槽在高原的西部减弱减慢，在高原的东部加深加快；槽过高原后发生倾斜以及槽有被高原切断等现象，是高原对低槽的动力作用所致，而低槽通过冷高原发展的既深厚又宽大(比较中性高原而言)以及由于高原东南角加热而使过高原的低槽移速加快，冷高原使南支气流出现小槽以及南支气流流速加大等现象则体现了高原的热力作用。

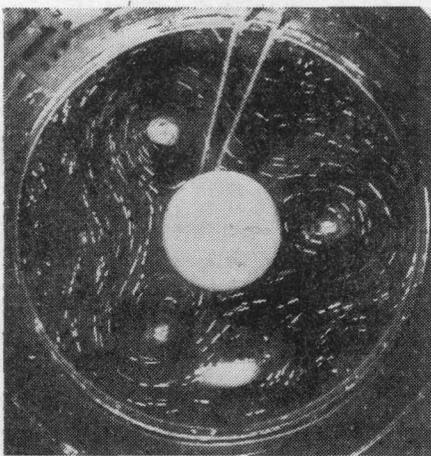
为了与实际天气对比，我们查阅了 69 年 1 月 26 日—31 日 20 时、71 年 12 月 9 日—16 日 20 时、72 年 1 月 2 日—8 日 20 时、72 年 1 月 22 日—30 日 20 时的 500 毫巴天气图，看到冷低槽临近高原时，低槽南部的等高线向高原南部集中，而低槽的主体却向北萎缩，从高原北部东移。这也就是实验中所看到的高原对槽前气流的分支作用。在实际天气图上也看到南支气流上有小槽东移，同时南支气流上的西风风速不断地加大，这时可看到在高原东部有一地形槽形成。而后，南北两槽在高原东部合并、加深、发展。槽过



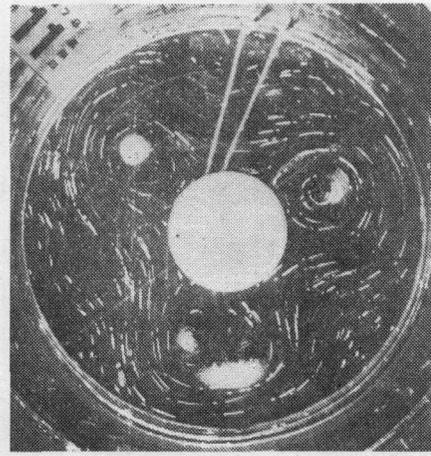
照片 5 a 冷高原对槽前气流的分支现象及南支气流上出现的小槽



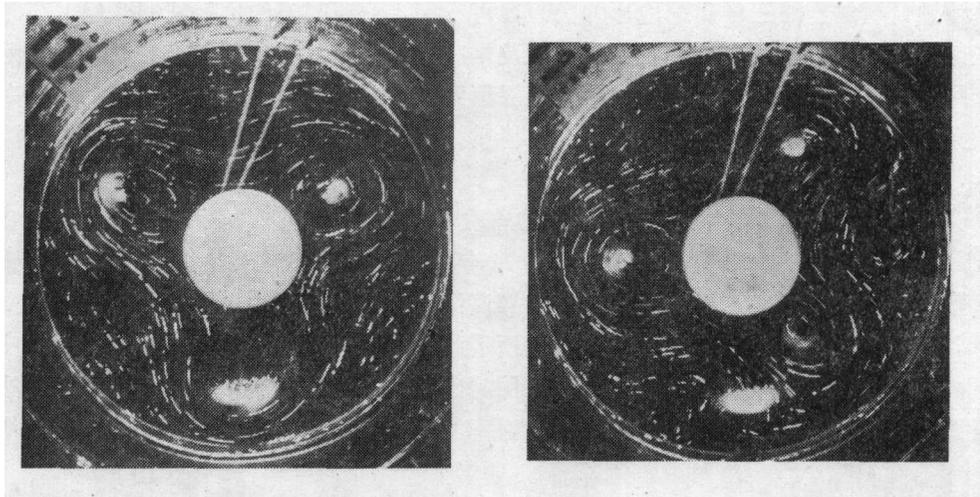
照片 5 b 低槽进一步临近冷高原及南支气流上的小槽东移



照片 5 c 低槽的主体部分向北萎缩及南支气流上小槽东移



照片 5 d 低槽中心到了高原北部及南支气流上小槽进一步东移，而且南支气流流速也加强



照片 5e 低槽中心在高原中部变得模糊不清, 南支风速进一步加强

照片 5f 过了高原后低槽加深而且槽线发生倾斜

高原以后, 低槽中心位置偏北并且槽线发生倾斜。这就是实际大气中槽过冷高原的简单天气过程(如图 2 所示)

通过以上对比看到, 低槽过冷高原的过程和实际天气现象是相似的。但是, 也要看到, 实验中过高原的低槽范围要比实际天气中的大。此外, 实际天气中槽的移动, 还要受各种系统相互作用的影响。而在实验中只考虑了高原及其致冷作用, 因此现象要简单些。不过, 通过这个单因子实验, 可以使我们清楚地看到, 在实际大气中无法区分的青藏高原的热力和动力作用所引起的环流和天气现象。

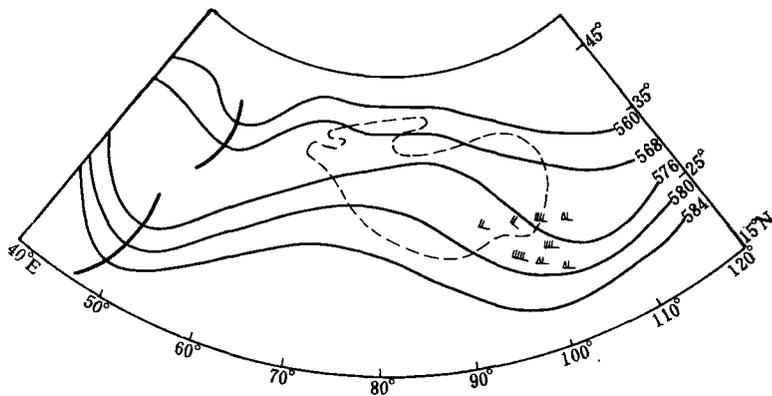


图 2a 1971.12.10.20 时 500 毫巴图高空低槽临近高原时产生的分支现象

4. 总结和讨论

青藏高原及其周围地区上空的大气, 在夏季作为一个巨大的热源, 对其南侧季风环流圈的形成, 有着重要的作用。在冬季, 青藏高原及其周围地区上空的大气作为一个冷源, 对其南侧的 Hadley 环流及北侧的逆环流形成, 也有直接关系。通过实验看到, 垂直环流的形成和强弱是与水平加热场的不均匀分布有着直接关系的。

冬季, 东亚大槽的形成和强弱, 以前的工作强调海陆分布和高原的动力作用较多,

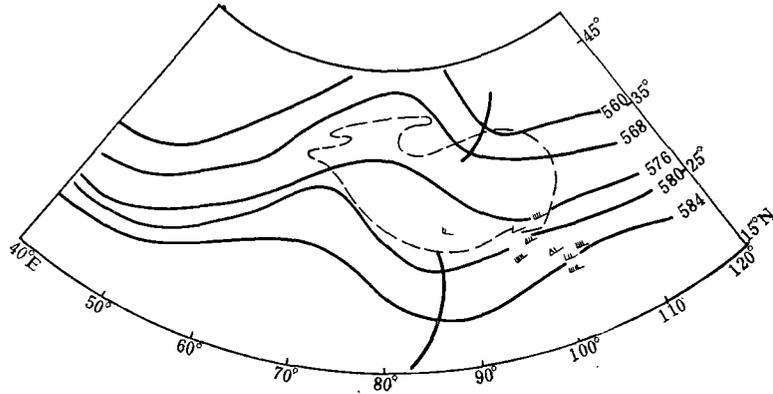


图 2b 1971.12.14.20 时 500 毫巴图分支后的两支气流分别从高原南、北两侧东移，而且南支气流上出现小槽东移，南支气流风速加大

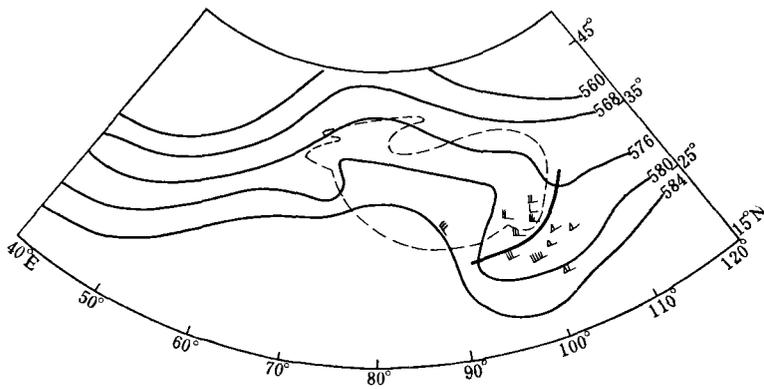


图 2c 1971.12.16.20 时 500 毫巴图过高原后南北两支气流在高原东侧汇合，槽线发生倾斜，而且南支气流风速相当强

由本实验看到，高原的热力作用也是相当重要的。

冷高原的动力和热力作用，使其和周围地区上空形成了特定的环流系统。冷高原使低压槽前气流和西风气流发生分支等现象，体现了高原的动力作用；冷高原使南支气流上产生小槽东移等现象，又显示了冷高原的热力作用。此外，高原地形及其热状况对波动的移速也有着重要的影响。

在实验中，我们分别研究了中性高原、冷高原和东南角稍有加热的高原模型对环流的影响，基本上区分出了高原的动力与热力作用的影响。这就把在实际天气工作和计算中难以单独处理的问题，在实验中分别地模拟了出来。

本实验虽然取得了一些结果，但由于实验中的地形是理想化的模型，而且过高原的低槽范围也偏大，在实验中，通过高原致冷而使高原和其周围地区上空流体变冷的厚度比实际大气小，所以与实际大气相比，在对流层高层环流特点就有些差异，这些不足之处都需今后加以改进。

致谢：本实验在进行过程中，曾得到叶笃正先生的大力指导和帮助。在天气分析工作中曾得到陶诗言先生的热情指导，作者在此表示衷心的感谢。

参 考 文 献

- [1] 付克庄、吴辉璇、方向法, 轴对称加热条件下圆盘实验中波的转变过程的初步分析, 气象学报, 37(1979), №2.
- [2] 叶笃正、张捷迁等, 青藏高原加热作用对夏季东亚大气环流影响的初步模拟实验, 中国科学, 1974, 第3期.
- [3] 中国科学院大气物理研究所模拟组, 夏季青藏高原流场三维结构的模拟实验, 大气科学, 1977, 第4期.
- [4] 中国科学院大气物理研究所模拟组, 青藏高原上空夏季温度场及大型对流系统的模拟实验, 中国科学, 1977, 第5期.
- [5] 叶笃正、朱抱真、罗四维, 西藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡, 气象学报, 1957年, 2期.
- [6] Isao Kubota, Seasonal variation of energy sources in the earth surface layer and in the atmosphere over the northern hemisphere. Journal of the meteorological society of Japan. Vol 48. №1 1970.2.
- [7] 叶笃正、高由禧等, 青藏高原气象学.
- [8] 叶笃正、杨广基、王兴东, 东亚和太平洋地区上空平均垂直环流(二)冬季, 大气科学, 1979, 第4期.
- [9] Dave Fultz et al., Meteorological Monographs.4 №21.
- [10] 陈烈庭、闫志新, 青藏高原冬季积雪对大气环流和我国南方汛期降水的影响, (油印本)
- [11] 周晓平、顾震潮, 大地形对高空行星波传播的影响, 气象学报, 1958, 2期.

**AN ANNULUS EXPERIMENTAL SIMULATION OF THE
INFLUENCE OF THE CHINGHAI-TIBETAN
PLATEAU ON THE WIND FIELD
OVER ITS ADJACENT REGIONS
IN WINTER**

Yang Guang-ji Wang Xing-dong Wang Gui-fang Zhou Ming-yu

(Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica)

Abstract

In this paper, the winter circulation over Tibetan Plateau and its adjacent regions is simulated in a rotating annulus. The main results are as follows:

In winter, the formation and the intensity of the major trough over Eastern-Asia is not only related to the Continent-Ocean distribution and the dynamical role of the Plateau, but also to the thermodynamic effect of the Plateau which is also very important.

The atmosphere over the plateau and its adjacent regions is a cold source in winter. The meridional vertical circulation to the south and north of the plateau is directly related to the cooling effect over the plateau.

Besides, we find that a cooling model plateau may give rise to minor troughs moving eastward on the southern branch current to the south of the plateau.

By comparing the experimental results of a nonheating and noncooling model plateau, a cooling model plateau and a partly heating model plateau, some dynamic and the thermodynamic roles of the plateau are revealed.