

北半球东半部对流层夏季平均环流形成 物理机制的流体模拟实验*

李国庆 陈 辉 谷修涵
(中国科学院大气物理研究所, 北京, 100080)

摘 要

在旋转流体盘中做物理实验, 模拟研究北半球东半部对流层夏季平均大气环流的形成物理机制。用镍铬电阻丝通电加热实验盘底作为热源, 用冷水循环的铜管对实验盘底制冷作为冷源。将热源及冷源分布在绘有北半球极赤射面投影地图的底面上。人工地制造出中高纬西风带及越赤道气流模型。用流体物理模拟实验方法研究北半球东半部对流层夏季平均大气环流物理机制。逐个地试验了海陆温差、青藏高原地形及其高空热源、中高纬西风带, 及来自南半球的越赤道气流的作用。

关键词: 旋转流体实验, 大气环流, 物理模拟。

1 引 言

北半球东半部是世界人口最密集的地区。研究这地区的气候及大气环流机制有重要意义。曾有很多学者研究了亚洲东部的大气环流, 例如, Staff members Academia Sinica^[1], 叶笃正^[2, 3], Wu G 等^[4]。他们认为, 青藏高原大尺度地形不仅对大气流动起阻挡作用, 而且在夏季, 作为一个巨大的高空热源, 造成其上空与周围自由大气的巨大温度差异, 影响该地区的大气环流。

传统的观念认为, 北半球夏季大气环流的形成, 仅受北半球的物理因子制约。但是, 近年来的观测表明, 它也受南半球的影响。许多学者强调来自南半球气流对亚洲夏季环流的作用, 例如 Findlater^[5]及 Rodwell M R^[6]等。

以上工作, 有的是理论研究, 有的是对大气的观测分析, 有的是数值模拟。虽然研究北半球东半部夏季大气环流的工作很多, 但是, 对于其物理机制的认识, 仍有不少问题。例如, 对于该地区大气环流的形成, 上述诸因子各自在多大程度上起了什么作用, 并不十分清楚。本文试图用旋转流体物理模拟实验方法, 分别对上述各因子做物理模拟实验, 研究北半

球东半部夏季平均大气环流的形成机制。

2 实验方法

图 1a 是实验装置示意图。扁圆状的实验盘 A 是用透明有机玻璃制成的。圆盘的内直径为 80 cm。实验盘水平地放在直径为 1 m 的旋转台上。B 是实验区, 其中充满了密度为 1.043 g/cm^3 的盐水。流体深 8 cm, 其中悬浮着很多直径 0.5~1 mm、密度 1.043 g/cm^3 的塑料小球, 作为流体运动的示踪物质。D 是水平层面照明光源, 在本实验中, 被照明的流体高度是: 低层 2.5~3.5 cm, 中层 3.5~4.5 cm 及高层 6.5~7.5 cm (从盘底量起), 它们对应被模拟的大气对流层底层、中层及高层。用照相机 C 拍照, 记录示踪粒子的运动轨迹及速度, 即流体的运动图像。实验转台的旋转速度 Ω , 可按实验要求改变。

在图 1a 中, G 是镶嵌于实验盘底的细铜管 (Φ 5 mm), 用它输送循环冷水, 使实验盘的高纬地区以及印度洋地区变冷。W 是冷水储存器。图 1b 给出实验盘底面热源以及热汇模型的地理分布。黑点的是热源区, 圆圈的是冷源区。用镍铬电阻丝 N (图 1a) 通电加热实验流体, 模拟对大气对流层加热。以此可以制造出不同区域流体的不同温度, 模拟海陆

* 初稿时间: 1999年8月30日; 修改稿时间: 2000年1月11日。
资助课题: 国家自然科学基金(49705060)课题。

温差及青藏高原的高空热源。用热敏电阻感应并测量流体温度。用细虹吸管 S 以 0.1 L/min 的速度从实验盘中心抽水,使流体向实验盘中心辐合,生成中高纬度的西风流。为了模拟来自南半球的越赤道气流,使用了文献[7]中使用过的类似装置。在约 45

~ 65°E 及 100~ 110°E 的位置,从实验盘外部容器 J 及 K,向实验盘内壁底层(0~ 1.5 cm),以 0.1 L/min 的速度注入实验流体,制造来自南半球的越赤道气流模型。

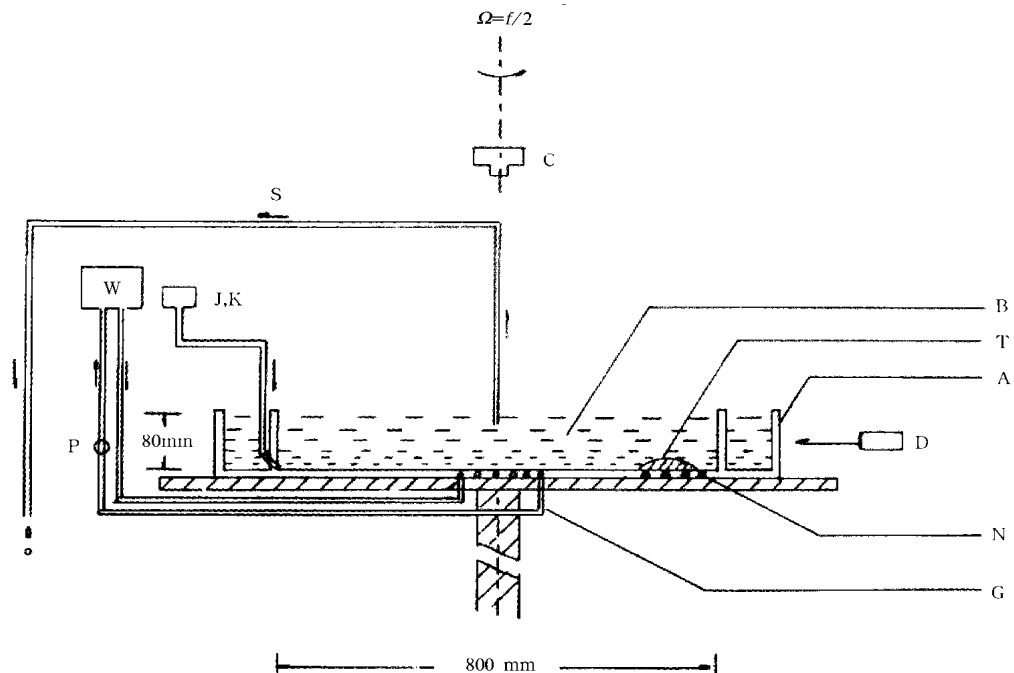


图 1a 实验装置示意图(垂直剖面)

(A—实验盘, B—实验流体, C—相机, D—水平层照明光源, G—铜管, J, K—实验流体容器, N—镍铬电阻丝, P—水阀门, S—虹吸管, T—青藏高原模型, W—循环冷水储存器)

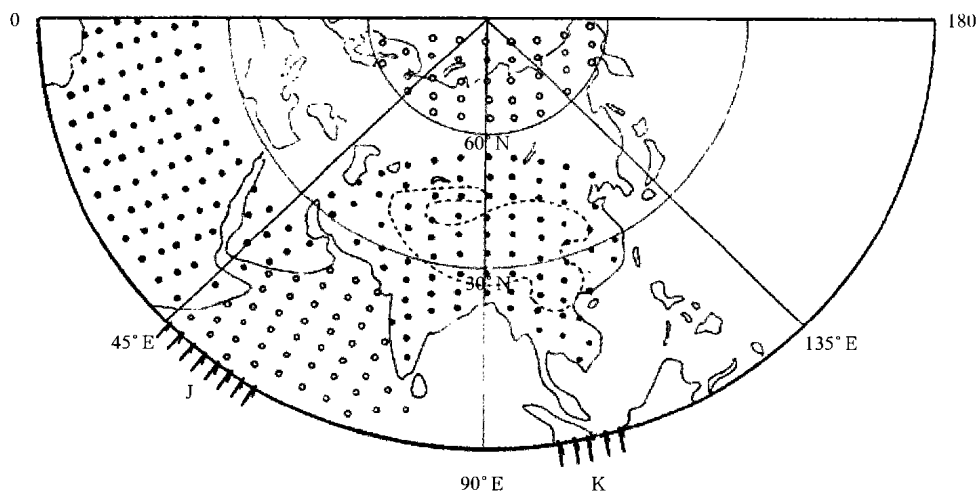


图 1b 实验盘底热源及冷源的地理分布图

(黑点区—热源, 黑圈区—冷源, 箭头区—人造过赤道流的位置)

实验程序如下。首先开动实验转盘,使它以转速 Ω 旋转。当实验流体相对于转盘静止以后(即流

体相对于转盘的速度为 0), 开始加热模型的欧亚大陆、北非及青藏高原地区, 并对极地及印度洋区域致冷。流体因内部温差而运动。待流体运动平衡后, 以 0.1 L/min 的速度从实验盘中心抽水, 制造中高纬度的西风模型。最后, 以 0.1 L/min 的速度从实验盘外部向赤道注入实验流体, 制造过赤道流模型。这样, 逐个地将被实验的物理因子加入实验流体, 随时观测并记录流体的运动变化。用这种递加因子的方法, 试图制造出大气环流的流体物理模型, 并研究各个物理因子在其中的作用。

流体物理模拟实验方法的优越性在于, 可以按需要改变实验条件和控制参数, 例如实验台的旋转速度或流体的加热强度。而在大气中, 我们只能被动地接受自然给定的条件。

3 对实验与大气相似的考虑

大气环流的基本性质, 可以定性地用准地转模式解释。在该模式中, 用 β 平面代替地球的球面。这一事实说明, 大气环流的基本性质并不完全受地球独有的参数(例如地球的圆球形状等)决定, 而可能与有热源热汇的旋转流体有许多共同之处, 这已在许多旋转流体实验中得到证实。

具体地讲, 实验流体是盛在平底盘里的液体, 而被模拟的是覆盖在地球表面的大气层, 这两种流体的物理相态和几何形状不同。要使实验流体与大气

环流相似, 要遵循什么条件? 陈瑞荣等^[8]曾对此作过详尽的分析。为了寻找这两种流体运动的几何相似和动力相似, 我们把描写大气的球坐标运动方程组, 作适当的参数变换和坐标变换, 按北半球的极射赤道投影坐标关系, 由球坐标(余纬 Θ 、经度 λ 和高度 z), 变为柱极坐标(r, α, z)。再将方程组做无量纲变换, 可得出无量纲运动方程组。其形式与描写实验流体的方程组基本一致。从这些方程组, 可推导出决定实验流体及地球大气运动相似的判据。决定其相似的主要参数是

$$\begin{cases} R_1 = U_1/fL_1 \\ R_2 = U_2/2\Omega_2L_2 \\ E_1 = g\mathcal{H}_1^2/fL_1U_1\theta_0 \\ E_2 = g\mathcal{H}_2^2/2\Omega_2U_2S_0 \end{cases} \quad (1)$$

$$\begin{cases} E_1 = g\mathcal{H}_1^2/fL_1U_1\theta_0 \\ E_2 = g\mathcal{H}_2^2/2\Omega_2U_2S_0 \end{cases} \quad (2)$$

式中 R 是 Rossby 数, E 是旋转 Euler 数。注下标 1 的参数对应于大气, 注下标 2 的对应于实验流体。 f 是科氏参数, U 是平均纬向速度, L 是水平尺度, 分别取地球半径及实验盘半径, H_1 是大气对流层高度, H_2 是实验流体深度, $\gamma = dS/dZ_1$ 是大气位温的垂直梯度, θ_0 是大气位温的总平均值, g 是重力加速度, S_0 是实验流体的平均比容, $\sigma = dS/dZ_2$ 是实验流体的比容垂直梯度, Ω 是实验转盘的旋转速度。表 1 给出这些物理参数的数值。

表 1 大气及实验流体的物理参数

大 气		实 验 流 体	
参 数	数 值	参 数	数 值
g , 重力加速度	9.8 m/s ²	g , 重力加速度	980 cm/s ²
γ , 位温垂直梯度	4×10^{-3} C/m	σ , 比容的垂直梯度	2.3×10^{-4} cm ² /g
H_1 , 对流层高度	1.2×10^4 m	H_2 , 流体深度	8 cm
f , 科氏参数	5×10^{-5} s ⁻¹	Ω , 实验台转速	0.4 s ⁻¹
L_1 , 地球半径	6.37×10^6 m	L_2 , 实验盘半径	40 cm
U_1 , 对流层特征风速	10 m/s	U_2 , 流体平均速度	0.2 cm/s
θ_0 , 大气总平均位温	310 K	S_0 , 流体平均比容	0.96 cm ³ /g

将表 1 中的各参数值代入式(1)及式(2), 可求得 $R_1 = 0.03$, $R_2 = 0.01$, 可见实验流体及大气中的 Rossby 数均小于 1, 符合地转模式要求。 $E_1 = 5.7$, $E_2 = 2.3$, 这两个对应参数的量级相等。由此可认为, 实验流体的运动与大气环流有相似的性质。

此外, 从流体热力学方程出发, 还应求得另一个无量纲参数 $q = Q/C_V\rho\Omega\Delta T$, 式中 Q 是单位体积的加热率, ρ 是介质密度, C_V 是定容比热, ΔT 是水平

的特征温差。由于式中的一些量, 例如 Q 很难给定, 我们未对它进行计算。本实验中总加热强度为 14 W, 测得 ΔT 为 2.5°C。

4 实验结果

做了综合因子影响实验, 即包括全部物理因子的实验。也做了几个单因子实验, 它们是青藏高原地形对中高纬西风带影响的实验; 越赤道气流影响

的实验: 青藏高原高空热源的热力影响实验。

4.1 综合因子影响实验

图2给出的是将全部待实验的物理因子加入流体, 在流体下层(2.5~ 3.5 cm)形成的流场。由图可见, 从北非至阿拉伯半岛, 是一个巨大的反气旋环流区。在更北的中高纬地区是西风纬向流。在非洲以东的海洋地区, 是从西南向东北的流动, 该流动在中南半岛以东折向北—东北方向。在中国东南部—青藏高原南侧—印度洋北部一带, 是一个发展很深的

横槽或低压环流带。在青藏高原北侧是发展很强的斜脊。

为了与实况比较, 图3给出夏季700 hPa的流场。将图2与图3对比可以看出, 实验结果与实际大气环流特征很接近。但是在山脉附近, 实际大气中有较多的涡旋系统, 而在实验流体中, 流线比较平滑, 没有更小尺度的涡旋。这可能是因为实验流体和空气有不同粘性。考虑扰动造成的涡旋时, 应注意流场的雷诺数 $R_e = UL/\nu$, 式中 U 为特征流速,

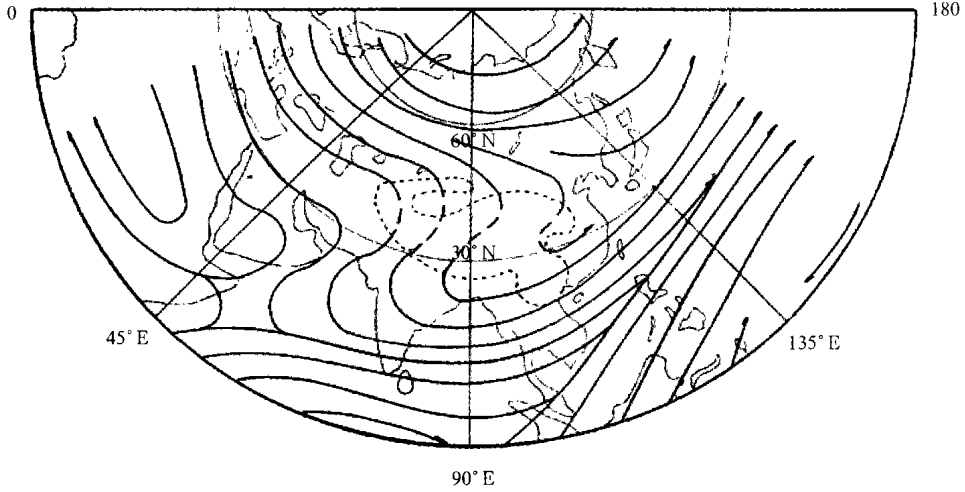


图2 多因子影响造成的实验流场
(下层, 2.5~ 3.5 cm, 黑实线为流线)

L 为特征尺度, $\nu = \mu/\rho$ 为流体的运动学粘性系数。实验表明, 生成涡旋时的临界雷诺数应大于 2000~ 2400。空气的粘性系数 ν_1 比水的小得多, 所以在大气中, 较小尺度的扰动可造成涡旋。对实验流体, ν_2 很大, 只有较大尺度的扰动才能造成涡旋。

4.2 青藏高原地形对中高纬西风带的动力扰动

为了弄清青藏高原地形对北半球东半部夏季环流形成的影响, 在层结流体中, 实验了青藏高原地形对西风流的机械阻挡作用。用虹吸管以 0.1 L/min 的速度从实验盘中心抽水, 使流体向实验盘中心辐合, 在科氏力作用下形成轴对称“西风流”。图4给出青藏高原地形对“西风流”的强迫流场。由图可

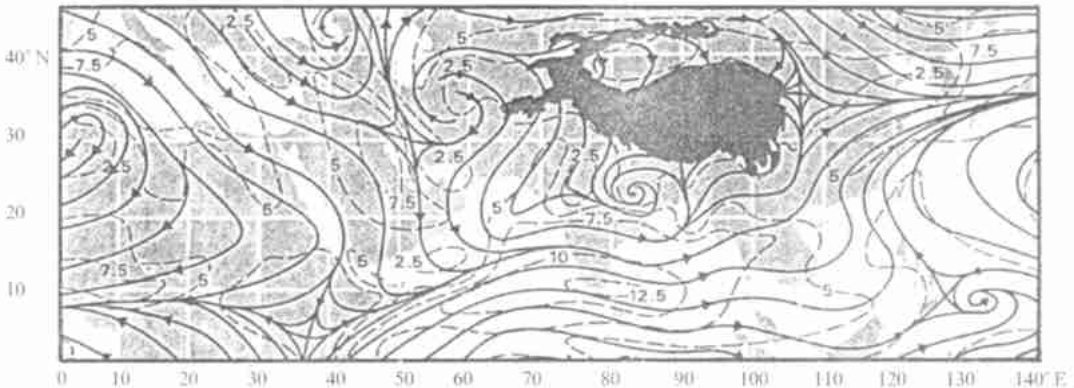


图3 大气700 hPa7月平均流线图
(实线为流线, 虚线为等风速线, 引自文献[9])

见, 在高原的东南部生成一个深厚的槽。在高原的上空是一个斜脊。在地形的上游是一个浅槽, 其槽线向西北倾斜。高原下游的槽线向东北倾斜。实验表明, 扰动流场的流形依赖于 Rossby 数 R_2 及旋转 Euler 数 E_2 , 对 R_2 尤其敏感。当 E_2 的数值小于 13 时, 随着 R_2 变小, 扰动槽加深, 扰动脊增强。当 $E_2 > 13$ 时, 因扰动而形成的槽和脊变浅。显然, 地形高度也影响扰动流场。青藏高原东侧动力槽是这样产生的, 由图 4 可见, 一部分流体受地形阻挡后, 沿

地形外缘水平地绕流, 再加上科氏力作用, 使流线向右严重偏转。二是部分流体要爬越高原, 这时, 位涡度守恒机制起作用, 使高原东侧的涡度加强(在此, 地形高度是重要因子)。气流过高原时, 一部分爬行, 另一部分绕行。地形对它们有不同的作用。这两种作用的叠加, 导致高原东部及南部低压系统的形成。青藏高原永恒地对大气环流起阻挡扰动作用, 从而影响北半球东半部的大气环流。

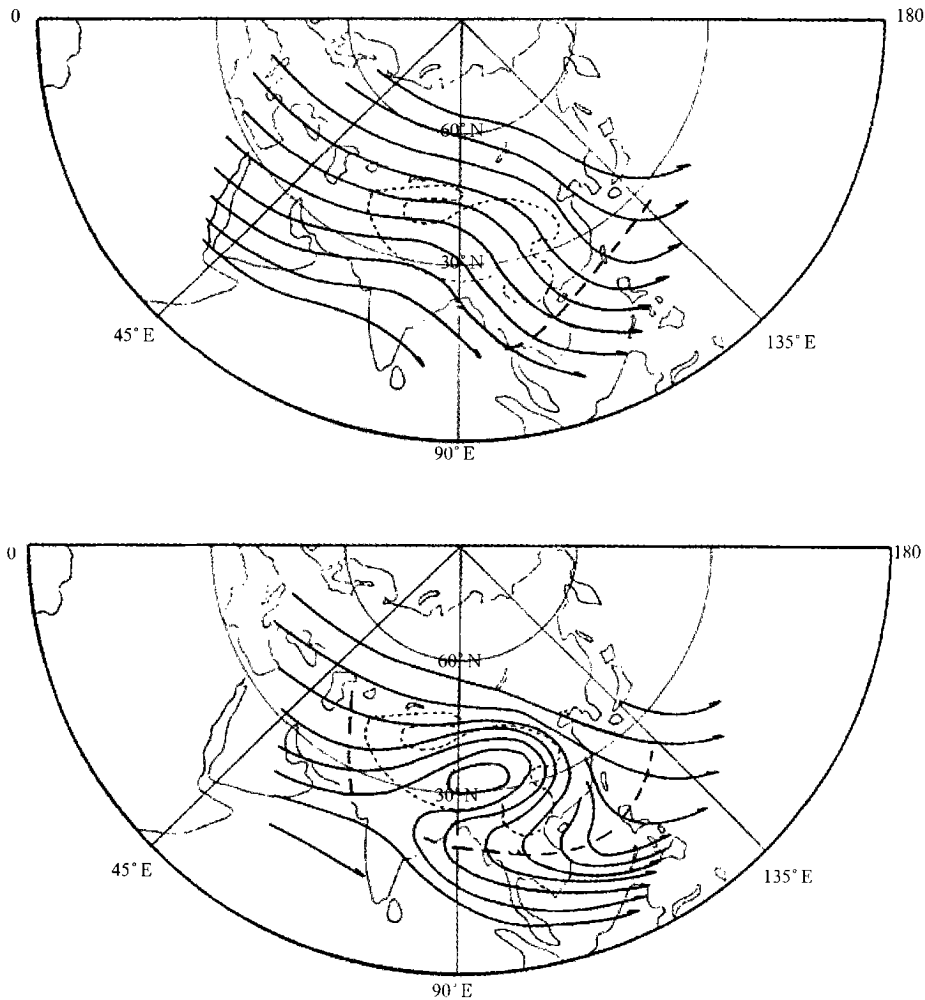


图 4 轴对称“西风”层结流受青藏高原地形阻挡扰动的流场(中层, 3.5~4.5 cm)

(a. $R_2 = 0.08, E_2 = 9.3$, b. $R_2 = 0.03, E_2 = 10.0$)

4.3 越赤道流影响的实验

为了模拟来自南半球越赤道流对北半球东半部夏季环流的作用, 我们在图 2 的实验中, 人为地从外部向实验盘的外壁底部灌入两股水流, 一股位于 $45 \sim 60^\circ \text{E}$, 另一股位于 $100 \sim 110^\circ \text{E}$ 。在图 5 的实验中, 维持了图 2 实验的其它条件, 唯独没有上述两股越

赤道流。由图 5 可见, 它与图 2 的流场差别很大。由于缺少过赤道流的影响, 贯穿北印度洋及南亚的自西南向东北的流动完全消失, 因而与它关联的南亚低压系统、中国东南部及中印半岛地区的低压切变线系统, 也不能生成。这说明, 来自南半球的过赤道气流, 对北半球东半部夏季环流的形成有主宰性

的重要意义。

图6给出的是,两支越赤道流入正压流体实验。在此实验中,排除图2实验中的全部热力因子,唯独保留了两股越赤道流。由图6可见,由于没有海陆温差等热力因子的作用,两股过赤道流均不能

向北移动很远,而是在科氏力作用下折向东,再折向南返回赤道。这说明,虽然越赤道流对北半球东部夏季大气环流的形成非常重要,但也必须有亚洲大陆热力场的配合,即有海陆温差因子的同时作用,才能生成所观测到的来自南半球的过赤道流。

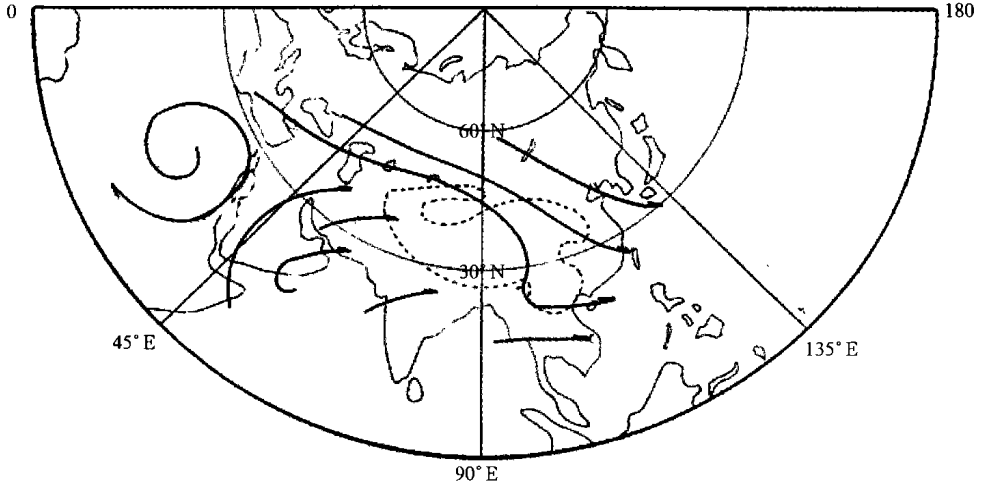


图5 缺少过赤道流的实验流场(下层,2.5~ 3.5 cm) 其它实验条件与图2同

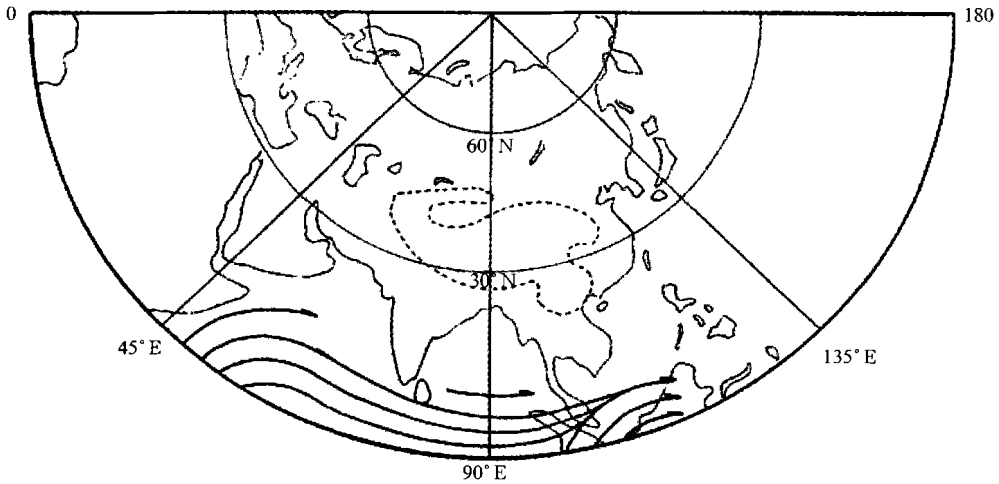


图6 越赤道流进入正压流体后的流场(下层,2.5~ 3.5 cm)

4.4 青藏高原的热力影响实验

为了检验青藏高原的高空热源作用,做了有无青藏高原热源的实验。图7给出的是流体上层(6.5~ 7.5 cm)流场。在图7a的实验中,保持了图2实验的其它条件,唯独没有对青藏高原加热。由图7a可见,在高原上空是一个斜脊,其南侧为一横槽。在南亚及其以南地区为向东的流动。比较图2和图7a可见,有加热的低层流场与无加热的高层流场特征很相似。这说明,高原地形的动力扰动影响很强,严重地影响了大气环流。图7b给出的是实验条件与

7a的相同,只是增加了青藏高原模型加热的实验。由图7b可见,由于高原的高空热源作用,在以青藏高原为中心的广阔地区,出现巨大的高空反气旋环流。最突出的环流特征是,南亚及其以南有强劲的“东风”流。高原北部的西风流则退至更北的纬度。这些和实际情况很相似。比较图7b和图2可以看出,同一实验的高层流场与下层流场差异很大。这是因为所用的流体为稳定层结流体,其上层与下层流场不同。这些实验结果与实际大气环流特征性地相似。

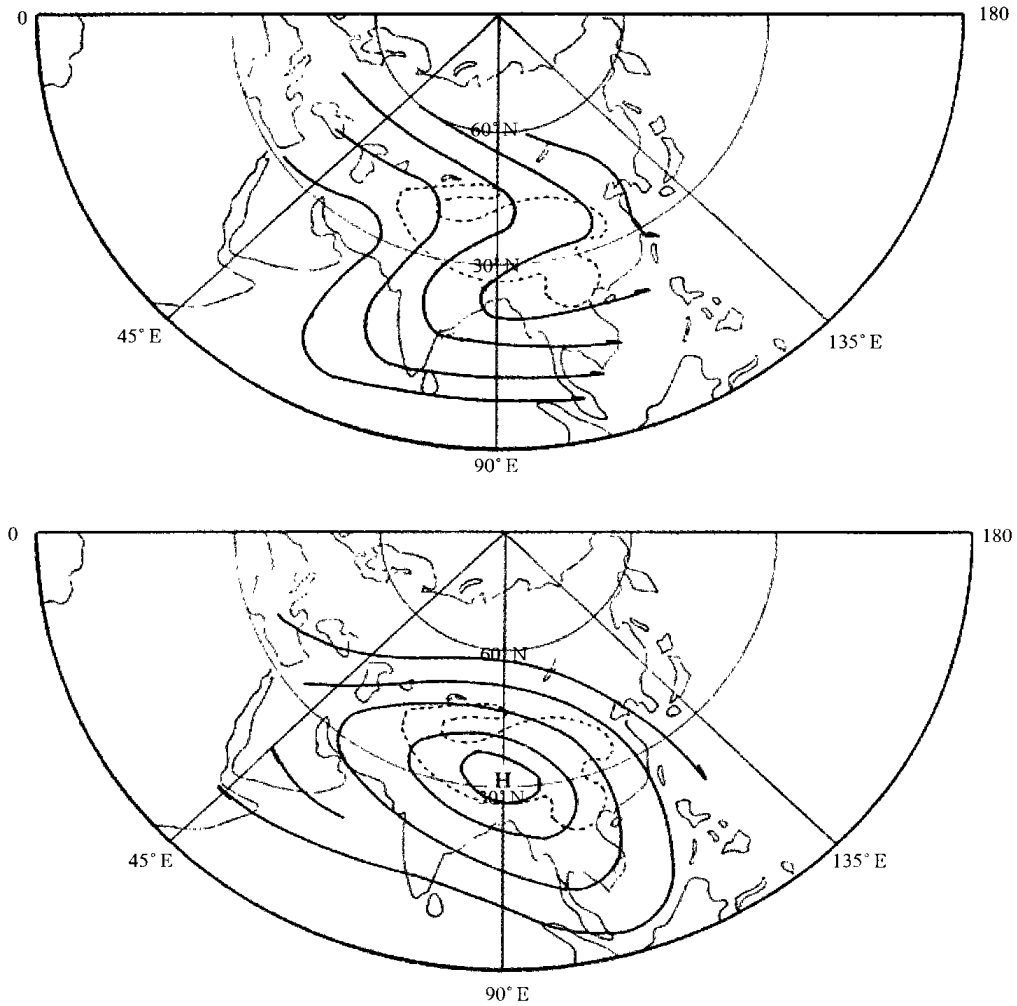


图7 有及无青藏高原热源实验的高层(6.5~7.5 cm)流场
(a. 在青藏高原模型上未加热源, b. 在青藏高原模型上加置热源)

5 结 论

(1) 实验表明, 北半球东半部夏季大气环流是受多种因子综合影响形成的。这些因子是海陆温度差异、青藏高原的动力扰动及其高空热源作用、来自南半球的越赤道气流影响等。其中, 每个因子有其独特的不可替代的作用。

(2) 青藏高原大尺度地形对西风流的阻挡扰动, 引发了高原东部及南部动力槽的生成。此槽与

青藏高原热源造成的低空热低压相结合, 造成了在南亚地区夏季低压与横槽的统治。

(3) 来自南半球的越赤道流, 过赤道后变成印度洋的西南低空流。实验表明, 如果没有这支气流, 则不可能形成亚洲夏季风环流系统。然而, 如果此时没有亚洲大陆热源, 即如果没有海陆温差的存在, 来自南半球的过赤道气流将无法维持。

(4) 由于青藏高原的高空热源作用, 才能生成以青藏高原为中心的巨大高空反气旋环流, 并在南亚及其以南地区形成高空东风流。

参考文献

- 1 Staff Members Academia Sinica, Inst Geophys Meteor Peking, On the General Circulation over Eastern Asia I - III, Tellus, 1957~ 58, 9: 432~ 446, 10: 58~ 75, 299~ 312
- 2 叶笃正, 陶诗言, 李麦村. 在六月和十月大气环流的突变现象. 气象学报, 1958, 29(4): 249~ 263
- 3 叶笃正, 高由禧等. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 1979, 278pp
- 4 Wu G, Zhang Y. Tibetan Plateau Forcing and the Situation and Timing of the Asian Monsoon Onset. Mon Wea Rev, 126: 913~ 927

- 5 Findlater J. Mean Monthly Airflow at Low Levels over the Western Indian Ocean. *Geophys. Mem (HMSO, London)*, 16, 115:1~ 53
- 6 Rodwell M R, Hoskins B J. A Model of the Asian Summer Monsoon II: Cross-equatorial flow and PV behaviour. *J Atmos Sci*, 1995, 52: 1341~ 1356
- 7 Li Guoqing, Chen Ruirong. Investigation on the Southwest Air Current Formation in Asian Monsoon. *Scientia Sinica*, 1982, 25(4): 420~ 430
- 8 陈瑞荣, 李国庆. 青藏高原对层结大气纬向环流动力影响的模拟实验. *中国科学, B辑*, 1982, (5): 464~ 472
- 9 Henry Van de Boogaard. The Mean Circulation of the Tropical and Subtropical Atmosphere—July. NCAR Technical Note, NCAR/TN—118+ STR, 1977.

FLUID MODELING EXPERIMENTS ON PHYSICAL MECHANISM OF ATMOSPHERIC CIRCULATION OVER THE EAST PART OF NORTHERN HEMISPHERE

Li Guoqing Chen Hui Gu Xiuhua

(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080*)

Abstract

Physical modeling experiments have been performed in a rotating fluid dishpan to study the physical mechanism of the formation of the mean atmospheric circulation over the east part of summer Northern Hemisphere. As the heat source the charged nickel-chromium alloy wire is used to heat the bottom surface of the dishpan, and the circulating cold water in a thin brass pipe paved under the fluid container is used as the cold source, to refrigerate the dishpan bottom. The heat and cold sources are distributed at the stereographic projection map of Northern Hemisphere on the dishpan bottom. The influence of westerlies of middle and high latitudes, and the temperature difference between sea and land, the mechanical obstruction of Tibetan Plateau terrain on the westerly current, the elevated heating of the plateau and the influence of cross-equatorial currents that affect the formation of the mean summer atmospheric circulation over Asia have been tested.

The experiments show that the atmospheric circulation over the east part of the summer Northern Hemisphere is produced by a compound influence of the above-mentioned factors, and each of them possesses its unique and non-substitution role.

The mechanical obstruction of Tibetan Plateau terrain on the westerly current of middle latitudes causes the formation of a huge and deep trough on the east and southeast sides of the terrain. The combination of this dynamically produced trough with the thermally produced low pressure at low level forms the domination of huge low or trough over Southern Asia.

The experiments show that if there were no cross-equatorial currents at low levels from the southern hemisphere, the Asian summer monsoon circulation system would not be formed. All the same, if there were no land-sea temperature difference effects, the cross-equatorial currents from the Southern Hemisphere could not be maintained, and after crossing Equator the current would be turned to east and then to south back to the Equator.

Due to the elevated heating of the Tibetan Plateau, a huge anticyclone circulation is formed over the Plateau, and a strong westerly current on its north and a strong easterly current on its south both formed over the South Asia in the upper troposphere.

Key words: Rotating fluid experiment, Atmospheric circulation, Physical modeling.