

# 南极地区的大气环流流体物理实验\*

李国庆 谷修涵

(中国科学院大气物理研究所, 北京, 100080)

## 摘要

通过流体物理实验, 研究南极地形及冷源对大气环流的影响。正压流体实验表明, 由于地形动力强迫, 在南极大陆沿岸及以北地区生成气旋性涡旋带, 有3个低压中心。在地形上空生成巨大的反气旋。斜压流体实验表明, 东移“行星波”的波数及波形有准周期低频振荡, 其振荡周期相当于地球大气系统中的21d。东移的槽在110°E以东逐渐发展, 在160°W的罗斯海附近发展得最深, 再往东则逐渐减弱。

关键词: 旋转流体实验, 地形及热力影响, 南极地区大气环流。

## 1 引言

Schwerdtfeger 对南极环境特征及其对天气气候的影响做过很好的评论<sup>[1]</sup>。另外许多研究者对南极地区的大气环流做了数值模拟研究, 例如 Lykosov 和 Gutman<sup>[2]</sup>、Bromwich 和 Kurtz<sup>[3]</sup>。此外, Parish 和 Bromwich<sup>[4,5]</sup> 对南极的下沉风作了数值模拟研究。除理论分析、数值实验及分析观测事实以外, 也可以做流体物理实验, 研究大气环流的动力学问题。

用物理实验方法研究大气环流, 首先要保证实验流体与大气系统相似。Greenspan、陈瑞荣等及 Fultz 等<sup>[6-8]</sup> 对此已有论述。

用物理实验方法研究南极大气环流的工作不多。值得一提的是 Gibson 的工作<sup>[9]</sup>, 他将南极地区的大气环流场与实验流形作对比, 发现二者很相似。此外, Clarke<sup>[10]</sup> 用流体物理模拟实验方法研究南极地形及地表冷却对南半球中纬地区温度场的影响。现使用中国科学院的流体实验设备, 研究南极地形及冷源对大气环流的影响。

南极地区大气状态是多变的, 但是它的一些大气环流特征是稳定的、持续的。一个例子是低层的下沉风(Katabatic winds), 在一年的大部分时期, 气流从极地向大陆外缘流出。另一个例子是对流层的气压分布。图1a及1b给出冬季(6—8月)及夏季(12—2月)10a平均的700hPa等压面高度图。由图可见, 南极大陆沿岸为低压区。有3个低压中心, 位于罗斯海、威海尔海及谢克尔顿陆缘冰以北的印度洋地区。南极内陆的上空是高压区, 高压中心位于东半球的南极高原上空。此外, Talijard 等人的工作<sup>[11]</sup> 表明, 上述低压中心的地理位置也不随高度变化。

\* 初稿时间: 1995年12月28日; 修改稿时间: 1996年2月14日。  
资助课题: 南极科学考察项目85—05课题。

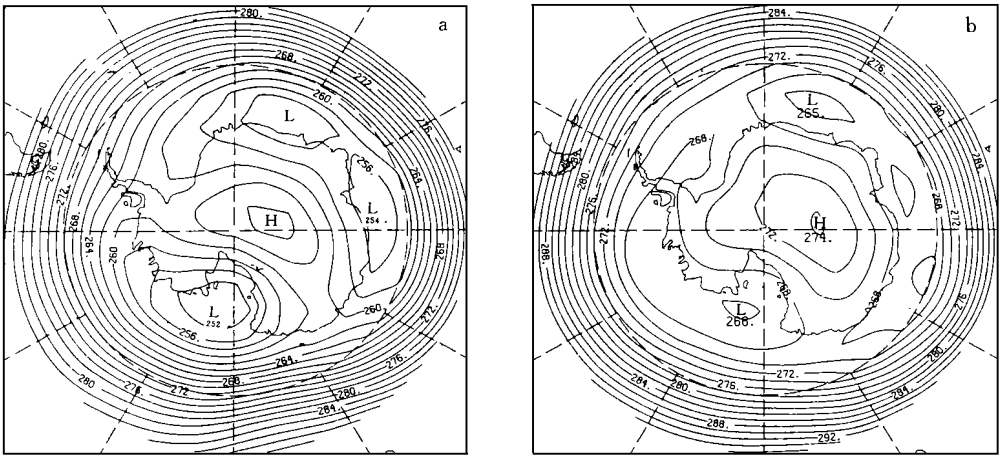


图1 南极上空700hPa地球位势高度

(单位: 10m, 本图摘自Le Marshall 等的文章<sup>[12]</sup>; a. 冬季(6—8月) b. 夏季(12—2月))

对于南极地区对流层平均大气环流持续稳定的原因, 目前尚未见到清楚的解释。Schwerdtfeger<sup>[11]</sup>认为可能是由于气旋从低纬度迁移而形成的。但是, 这种猜测似乎缺少证据。南极沿岸的3个低压中心持续地位于固定地理位置, 南极高压持续地位于东半球的南极高原上空, 可能说明南极地形的动力影响是不可低估的。对此将进行实验研究。

## 2 实验装置及方法

图2是实验装置的示意图。该装置在文献[7]及[13]中已有详尽的描述。在本实验中使用的流体是比重为1.046(20 )的盐水溶液。图2a中的T是南极地形模型。模型按其对应

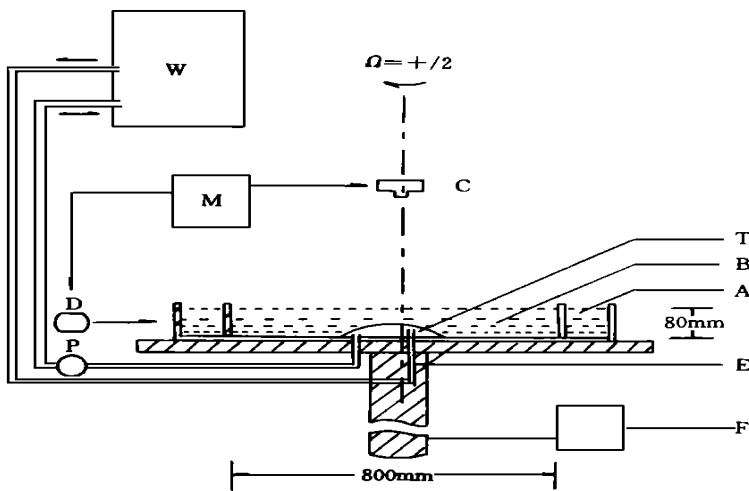


图2a 实验装置示意图

(A——热水域, B——实验区, C——照相机, D——照明光源, E——循环冷水管, T——南极地形, F——差频稳速仪, M——微机控制系统, W——冰水恒温箱, P——小水泵)

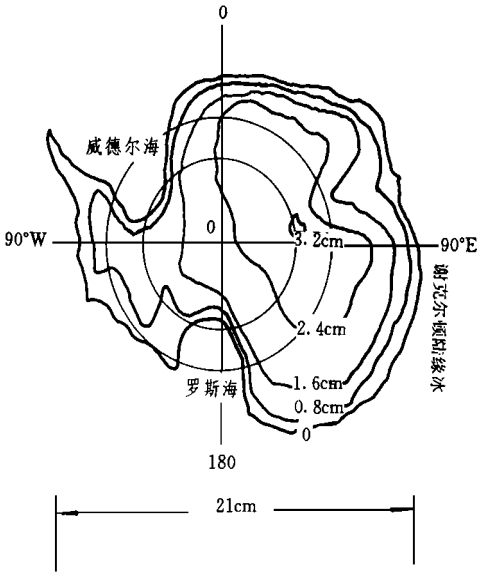


图2b 南极模型平面图

(模型与原型水平尺度比:  $1: 2.5 \times 10^7$   
模型与原型垂直尺度比:  $1: 1.25 \times 10^5$ )

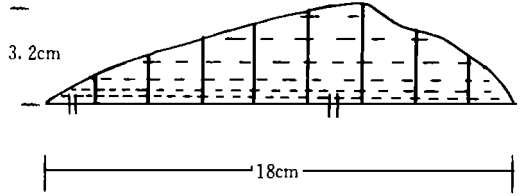


图2c 沿45°E 的南极模型垂直剖面

(模型与原型的尺度比与图2b 相同)

的经度及纬度, 被放在实验盘中, 浸在流体下。图2b 及 2c 分别为模型的俯视图及垂直剖面图。在图2b 中, 按比例绘出了地型模型的等高线。模型是中空的, 用薄铜片制成, 冷水可流经模型内部, 以降低模型表面的温度, 使模型在流体中成为一个冷源。模型与原型的高度尺度比为  $1: 1.25 \times 10^5$ , 水平尺度比为  $1: 2.5 \times 10^7$ 。地形模型的最大高度为  $H_{max} = 3.2\text{cm}$ 。流体的深度  $D = 8\text{cm}$ 。如果  $D$  与大气对流层高度对应, 则  $H_{max}/D$  近似地与其对应的大气原型值相等。

### 3 正压流体实验

#### 3.1 实验程序及基本流场

制造“西风”纬向流, 作为实验的背景流场。纬向流是这样产生的: 先使转台以转速  $\Omega$  按顺时针方向旋转, 待约 1h 后, 相对于转盘, 流体已完全静止, 即流体随转盘作刚体运动。这时将转盘的转速降至  $\Omega_2$ , 由于惯性, 流体仍以  $\Omega$  速度旋转。于是相对于转盘, 流体获得流速  $V = r(\Omega - \Omega_2)$ ,  $r$  是流体质点距盘中心的距离。这样, 造出了正压、均质、轴对称“西风”纬向流(见图3)。

虽然流体的流速随时间缓慢地减小, 但是不难算出, 其减速度数值比科氏加速度小两个量级。因此, 各时刻的流场状态可以被视为准定常的。

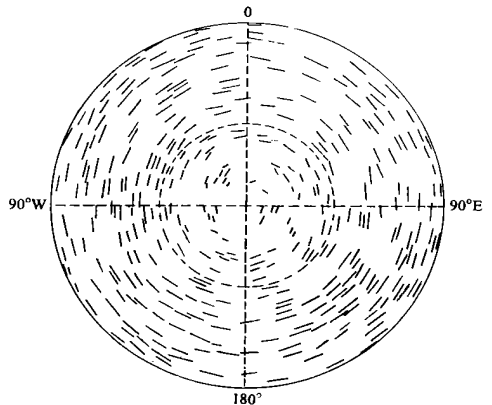


图3 正压轴对称纬向流的速度分布

(转台转速  $\Omega_2 = 0.42\text{s}^{-1}$ , 中层 ( $h = 4\text{cm}$ ), 中间纬圈平均流速为  $0.8\text{cm/s}$ )

### 3.2 实验模式与大气相似

为了保证与大气相似, 必须考虑两个无量纲参数, 即 Rossby 数  $Ro$  及 Ekman 数  $E$ 。

$$Ro = V / 2\Omega L$$

$$E = \nu / 2\Omega L^2 \quad (1)$$

式中  $\Omega$  是转台的旋转角速度,  $L$  是南极地形水平方向的特征长度,  $\nu$  是流体的运动学粘性系数,  $V$  是纬向平均流速。在以下实验中, 实验台的旋转周期是  $T_2 = 15\text{s}$ , 转速  $\Omega = 2\pi / T_2 = 0.42\text{s}^{-1}$ 。取  $L = 15\text{cm}$ 。实验测得  $V = 0.5\text{cm s}^{-1}$ 。取  $\nu = 1.0 \times 10^{-2}\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$ , 求得  $Ro = 0.04$ ;  $E = 5 \times 10^{-5}$ 。可见  $Ro$  及  $E$  都很小, 而且,  $Ro \ll 1$ ;  $E^{1/2} \ll Ro$ , 后一条条件意味着, 粘性效应远小于惯性效应。这是模拟大气所必要的条件。

对于均质流体, 流体运动遵循位涡度守恒原则, 其主导方程是

$$\frac{d}{dt} \left( \frac{\zeta + 2\Omega}{D - h} \right) = 0 \quad (2)$$

式中  $\zeta$  是流体相对于旋转坐标系统的涡度,  $D$  是流体的深度,  $h$  是地形某点的高度。

### 3.3 实验结果

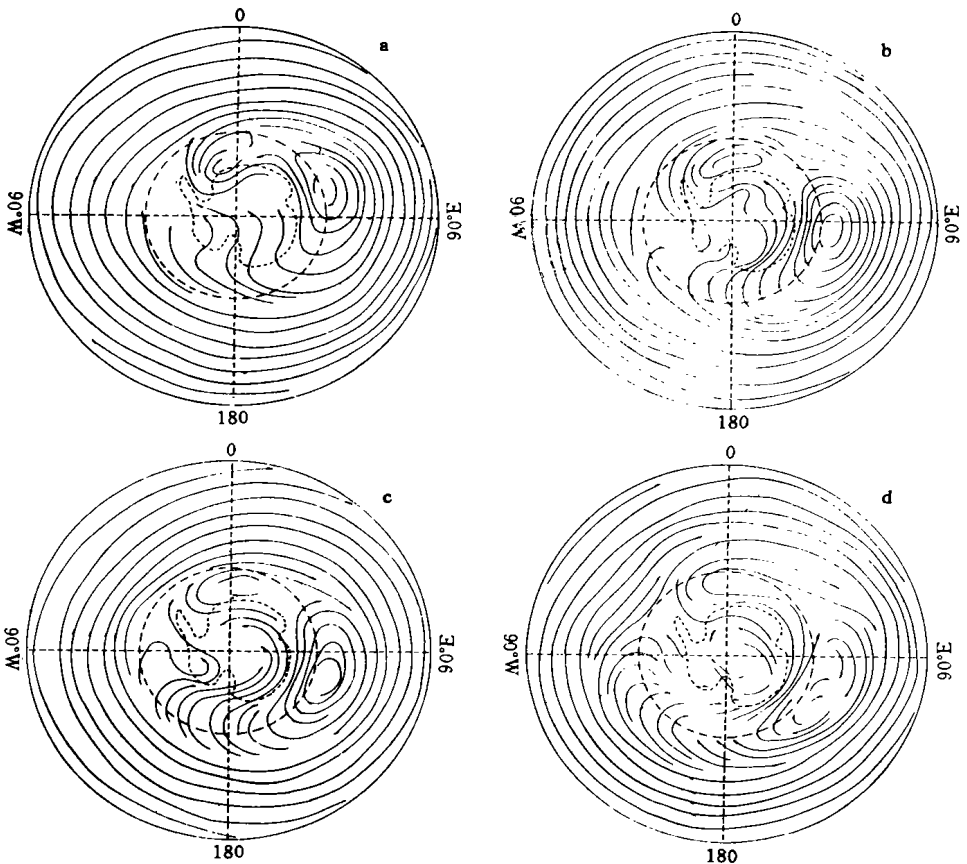


图4 正压纬向流受南极地形扰动的流场

(a:  $\Omega_2 = 0.42\text{s}^{-1}$ ,  $Ro = 0.043$ ; b:  $\Omega_2 = 0.42\text{s}^{-1}$ ,  $Ro = 0.038$ ;

c:  $\Omega_2 = 0.42\text{s}^{-1}$ ,  $Ro = 0.032$ ; d:  $\Omega_2 = 0.42\text{s}^{-1}$ ,  $Ro = 0.022$ )

图3给出没有地形扰动的流体中层( $h=4\text{cm}$ )流场,图中短线是示踪粒子的移动轨迹。由图可见,流体以南极为圆心,按顺时针方向在不同半径的圆弧上运动。

图4给出实验条件与图3相同( $\Omega=0.42\text{s}^{-1}$ ),但是受南极地形扰动的流场。图4a—4d分别对应于不同的 Rossby 数。计算 Rossby 数时,选取半径等于25cm 纬圈上的平均流速,作为背景流场的特征速度。

由图可见,由于地形强迫,在南极大陆沿岸及其以北地区,生成一个气旋性的涡旋带,有3个涡旋中心分别位于威德尔海、罗斯海及谢克尔顿陆缘冰以北地区。其中,东半球的涡旋最强大,在罗斯海地区是一个低压倒槽。在南极地形的上空生成一个巨大的反气旋。反气旋的中心位于东半球的南极高原上空。在地形的上空流动较弱。

南极附近的流场分布,可以用位涡度守恒原理解释。由式(2)可知,  $(\zeta+2\Omega)/(D-h)$  是一个常数。高原上空的  $(D-h)$  值比其它地区的小,所以与其对应的  $(\zeta+2\Omega)$  值也小。由于  $2\Omega$  不变,所以  $(D-h)$  降低只能引起  $\zeta$  减少。这便是在南极地形上空生成稳定反气旋的原因之一。

在静稳状态下,流动趋向于追随地形的等高线。由于南极上空反气旋的“东风流”,导致南极沿岸的低压涡旋带形成。

为了进一步验证,又作了轴对称扁圆“山丘”地形对纬向流的扰动实验。在制作地形模型时遵守以下条件: ) 扁圆“山丘”的底面积与南极模型的底面积相等; ) 两个模型上各对应闭合等高线的面积相等; ) 两个模型的最大高度相等( $H_{\max}=3.2\text{cm}$ )。这样,南极模型与理想扁圆模型的体积相等。

将扁圆地形代替南极地形,重复以上实验程序。图5给出实验结果。由图可见,在轴对称的扁圆地形上空,形成了较对称的反气旋环流场。在地形的外围,生成向内辐合的轴对称气旋性流动。远离地形是未受地形扰动的纬向流。由此可见,轴对称的地形强迫,造成轴对称的扰动流场。

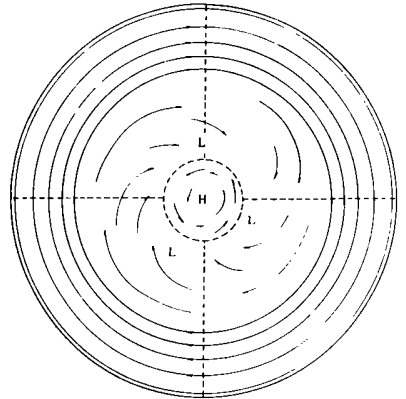


图5 正压纬向流受轴对称扁圆地形扰动的流场  
(虚线圆为地形的底面廓线,  
 $\Omega_2=0.40\text{s}^{-1}$ ,  $R_o=0.06$ )

## 4 斜压流体实验

### 4.1 实验方法

与正压流体实验不同的是,在以下实验中对南极致冷,使它成为一个冷源。在图2a中,W是装有冰水的恒温大水箱。冷水经出水管流入模型,被小水泵加压后返回冷水箱。循环冷水使南极模型表面降温。用热敏电阻测量两点的温度,一点在地形极点以上0.5cm处,另一点在实验盘内壁中层某处。

实验程序是,首先开动冷水循环系统,使模型的表面降温,然后按设定的转速开动转台。大约旋转1h以后,实验流体达到其稳定的流动状态。

## 4.2 关于实验与大气相似的考虑

用描述大气运动的线性涡度方程描述实验流体的运动,

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \beta v - f \frac{\partial v}{\partial x} = \nu \nabla^2 \zeta$$

$$\beta = \frac{f}{D} \frac{\partial h_r}{\partial R} = \frac{2\Omega \Delta H}{D \Delta R} \quad (3)$$

式中  $h_r$  是流体的自由面高度,  $D = 8\text{cm}$  是流体的平均深度,  $u$  是沿方位角方向的速度分量,  $v$  是速度的径向分量,  $f = 2\Omega$  是科氏参数,  $\Omega$  是转盘的转速(顺时针方向为正),  $\zeta$  是相对涡度的垂直分量,  $\nu$  是流体的运动学粘性系数,  $dx = R d\lambda$ ,  $R$  是距旋转轴的距离,  $\lambda$  是方位角,  $z$  是距流体盘底的距离,  $t$  是时间,  $\bar{u}$  是沿纬圈的平均速度, 符号“ $\bar{\quad}$ ”表示与纬圈平均值的偏差。

为了符合气象学的要求, 要求行星波,

$$\bar{u} \frac{\partial \zeta}{\partial x} / \beta v \quad \bar{u} / \beta S^2 < 1 \quad (4)$$

根据一次实验( $\Omega = 0.42\text{s}^{-1}$ ,  $\Delta T = 3.0$ ) 获得的数据, 估算式(4)的数值。实验中测得  $\bar{u} = 0.2\text{cm s}^{-1}$ , 取南极模型高度  $\Delta H = 3\text{cm}$ ,  $D = 8\text{cm}$ ,  $\Omega = 0.42\text{s}^{-1}$ 。由式(3)  $\beta = \frac{2\Omega \Delta H}{D \Delta R} = 0.0315\text{cm}^{-1} \text{s}^{-1}$ 。定义  $S$  为扰动的特征尺度,  $\partial \zeta / \partial x = 1/S = n/R_1$ ,  $n = 4$  是本实验流体中斜压波的波数,  $R_1 = 2\pi \times 20\text{cm}$ ,  $S = 31.4\text{cm}$ , 最后得

$$\frac{\bar{u}}{\beta S^2} = 0.01 < < 1$$

由于旋转引起的离心力作用, 从实验盘中心至边缘, 流体深度约有一毫米的变化, 这定性地提供了一些  $\beta$  效应, 但是它比实际地球的  $\beta$  效应小。然而 Parish<sup>[14]</sup> 对南极地区的大气环流数值实验表明, 数值实验结果对于是否存在行星的  $\beta$  效应并不敏感。在本实验中可以很好地模拟由于南极大陆从南向北的高度变化引起的  $\beta$  效应。可以估算出地形引起的  $\beta$  效应, 比行星的  $\beta$  效应大得多。

## 4.3 实验结果

Hide 和 Mason<sup>[15]</sup>, Pfeffer 等<sup>[16]</sup> 以及李国庆等<sup>[17]</sup> 的工作表明, 此类流体的流动状态随热力 Rossby 数  $R_{OT}$  及 Taylor 数  $T_\alpha$  变化。

$$R_{OT} = \frac{g D \alpha \Delta T}{\Omega^2 R^2} \quad (5)$$

$$T_\alpha = \frac{4\Omega^2 R^4}{\nu} \quad (6)$$

在本实验中,  $\alpha = 2.3 \times 10^{-4} \text{ } ^{-1}$  是流体的热膨胀系数,  $\Delta T$  是南极点上方  $0.5\text{cm}$  处与流体盘内壁的温差。

图6给出一次实验流体中层( $h = 4\text{cm}$ ) 的流线变化时间序列。由图可见, 在极地附近生成极地涡旋。它包括3—4个向东移动的类似于极地行星波的低压槽。斜压波的波形及波数随时间变化。图6中第1, 2幅图的波数是3, 第3幅的波形开始向波数4转化。从第4至第15幅,

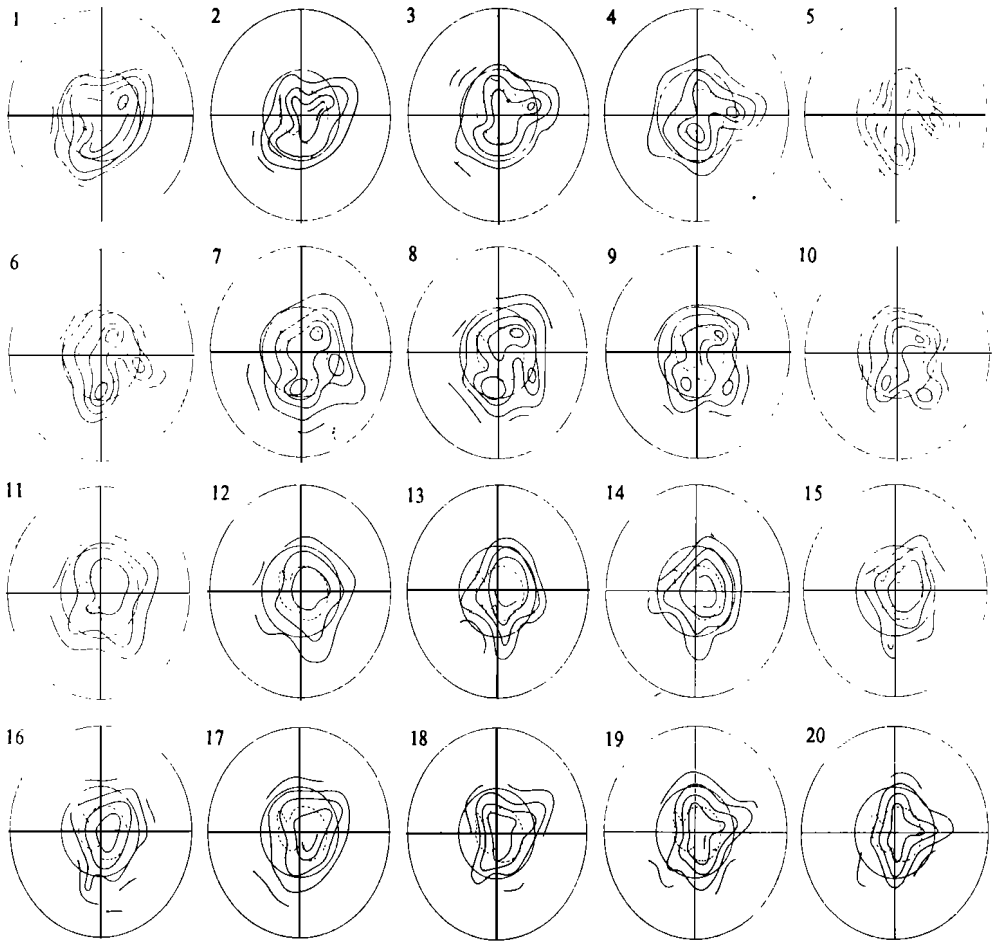


图6 斜压波波形变化的时间序列

( $\Omega = 0.42\text{s}^{-1}$ ,  $\Delta T = 3.0$ ,  $R_{0T} = 0.02$ ,  $T_a = 1.8 \times 10^8$ , 每幅图相隔36s)

虽然波形有很大变化,但是波数保持为4。第16幅的波形开始向3波转化。第17幅变为3波,而且其槽脊的位置与第1幅大致相似。第18幅为3波,其槽脊分布与第2幅相似。从第19幅以后,又变成4波流形。由此可见,斜压波流形有准周期的振荡变化。

现用相似原理来研究上述流体振荡对大气环流的意义。取表1列出的参数值。在图6的实验中测得  $u = 0.2\text{cm s}^{-1}$ , 特征时间长度  $t^* = L/\bar{u} = 157.1\text{s}$ 。相邻图幅的时间间隔是  $36.36\text{s}$ 。所以,从图幅1至17,即流形振荡重复一次,所需时间是  $t = 36.36 \times 16 = 582\text{s}$ 。即实验转台每旋转38.8圈(旋转周期为15s),流形振荡重复一次。振荡周期的无量纲值为  $t = t/t^* = 3.70$ 。对于大气,根据表1,特征时间  $t^* = L/u = 5 \times 10^5\text{s}$ 。由于实验流与大气相似,所以实验流形振荡的时间,相当于大气系统的  $t = t^* \times \hat{t} = 21.4\text{d}$ ,即相当于地球大气的低频振荡。这一实验结果或许暗示,南极附近大气环流中存在的低频振荡现象,是南极大地形及地面冷源对大气的强迫造成的。

实验的另一发现是,流体的流形变化与南极大陆地形的地理分布有关。向东移动的

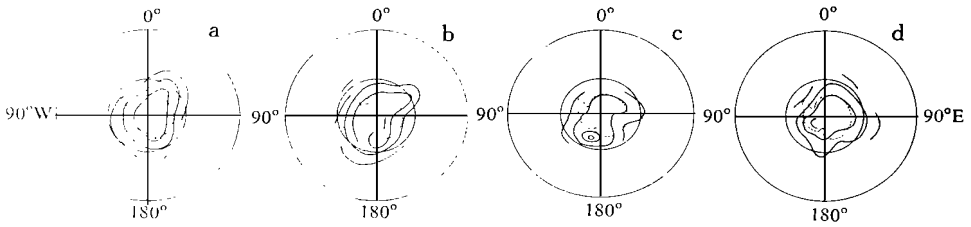


图7 斜压波流形的一次演变

( $\Omega = 0.31$ ,  $\Delta T = 3.0$ ,  $R_{OT} = 0.04$ ,  $T_a = 9.8 \times 10^7$ , 每幅图相隔34s)

槽,一般在110 E 以东发展并加深,移至160 W 附近时,发展得最强大。图7给出极地涡旋的一次发展过程。由图7a 可见,一个约在150 E 的东移槽,已发展得相当强大,随着向东移动,其强度迅速增加。在图7c 上可以看出,约在160 W,它发展成一个很深的低压。再向东移,低压逐渐减弱并消亡(见图7d)。

在大气中,也存在低压槽强度与南极大陆地理位置对应变化的现象。

表1 大气及对应的实验参数

大	气	实	验
$R_1 = 6.37 \times 10^6 \text{m}$	地球平均半径	$R_1 = 4 \times 10^{-1} \text{m}$	实验盘半径
$\Omega = 7.29 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$	地球旋转角速度	$\Omega = 0.42 \text{s}^{-1}$	实验盘的旋转角速度
$n = 4$	极地行星波波数	$n = 4$	实验流斜压波波数
$L = \frac{2\pi R_1 \times \cos 60^\circ}{n}$		$L = \frac{2\pi R_1 \times \cos 60^\circ}{n}$	
$= 5.00 \times 10^6 \text{m}$	特征长度	$= 0.31 \text{m}$	特征长度
$g = 9.81 \text{m s}^{-2}$	重力加速度	$g = 9.81 \text{m s}^{-2}$	重力加速度
$\nu = 1.5 \times 10^4 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$	大气涡动粘性系数	$\nu = 1 \times 10^{-6} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$	流体运动学粘性系数
$H = 1.2 \times 10^4 \text{m}$	大气平均高度	$D = 0.08 \text{m}$	流体平均深度

以上是流体中层的流形。在流体的底层则与此不同。图8给出实验参数与图6相同,但是观测高度在距地形表面1cm 流体下层的流线。图中的线段箭头表示流体的速度矢量。由图可见,下层流体辐散地从南极地形向外流出。这是可以理解的,中上层的大尺度极地涡旋,使流体向南极辐合,在较冷的南极下沉,在底层向外辐散排放。这种流场,与南极大陆的下沉风(Katabatic winds)类似。

为了进一步弄清南极地形对大气环流的影响,还做了无南极地形、仅有南极平面冷源的对比实验。具体做法是,将南极地形模型移出实验盘,代之放置一个形状与南极模型相同、但是没有高度的平面冷源模型。该模型的致冷方法及致冷功率与图6的实验相同,即把南极地形加冷源的实验,变成仅有冷源而无地形的实验。图9是该实验的流场。由图可见,南极附近是准轴对称的西风流场,没有大尺度斜压波。此外,流形随时间变化很少。这一对



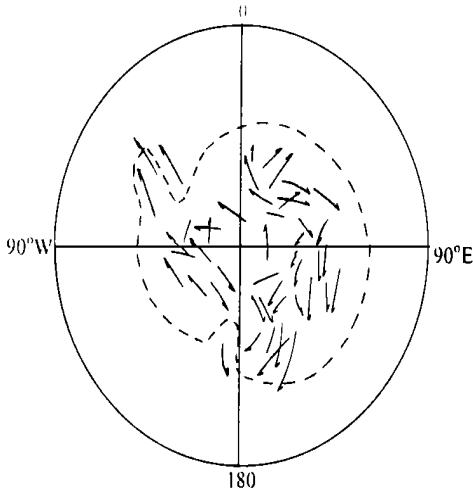


图8 贴近地形表面的向外排溢流

( $\Omega = 0.42\text{s}^{-1}$ ,  $\Delta T = 3.0$ ,  $R_{OT} = 0.02$ ,  $T_a = 1.8 \times 10^8$ )

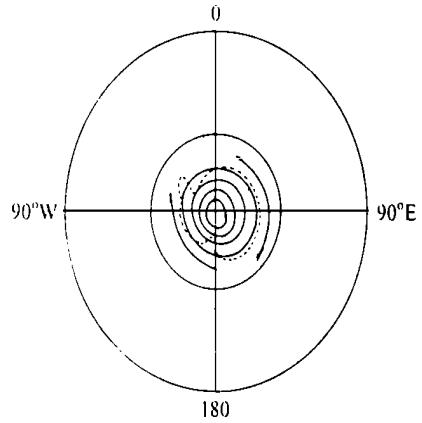


图9 平面冷源实验流形

(实验参数同图6)

比实验,再次证明南极地形强迫对南半球大气环流形成的重要性。

## 5 结 论

(1) 实验流形与大气环流的密切对应表明,在这两种流体中,有相同的动力过程发生。

(2) 由图1及图4可见,不论在大气还是在实验流体中,绕极涡旋中心均偏离极地中心,移向东半球的南极大陆高原。与此不同,在无地形及扁圆轴对称地形实验中(见图3、图5及图9),绕极涡旋是轴对称的。这说明南极地形在经度方向的非对称分布,对绕极大气环流造成波数为1的强烈扰动,导致纬向急流的位移。

(3) 由于在地形上空有东风流,造成了南极沿岸及其以北地区的气旋性涡旋带,有3个低压中心分别位于罗斯海、威德尔海及谢克尔顿陆缘冰以北的地区。在无地形及轴对称地形的实验中,则没有这种3波环流结构。这说明南半球平均大气环流的3波结构,是与南极地形的动力强迫分不开的。

(4) 在南极地形和冷源的同时作用下,在贴近地面的流体下层,生成向外溢散的排放流。这与南极大气低层的下沉风相似。在只有地形而没有冷源或只有平面冷源而没有地形的对比实验中,没有这种流动。

(5) 斜压流体实验表明,极地涡旋包括3—4个向东移动的低压槽,与南极附近的大气行星波类似。其波数及波形约有“21d”的振荡变化。这种振荡与地形及地表冷源在经度方向分布的不均匀有关。

(6) 东移的极地槽,在110°E以东逐渐发展,在160°W附近发展得最强。再往东则逐渐减弱。这显示了南极地形的强迫影响。

(7) 几种对比实验表明,如果没有南极大地形存在,南极地区的大气环流将是稳定的、纬向型的流动。

## 参考文献

- [ 1 ] Schwerdtfeger W. Weather and Climate of the Antarctic. Elsevier Science, 1984, 261.
- [ 2 ] Lykosov V N, Gutman L N. Turbulent boundary layer above a sloping underlying surface. *Izv. Acad. Sci. USSR, Atmos Ocean Phys.* 1972, 8: 799– 809.
- [ 3 ] Bromwich D H, Kurtz D D. Katabatic wind forcing of the Terra Nova Bay polynya. *J Geophys Res.* 1984, 89: 3561– 3572.
- [ 4 ] Parish T R, Bromwich D H. Continental-scale simulation of the Antarctic katabatic wind regime. *J Climate*, 1991, 4, 135– 146.
- [ 5 ] Parish T R, Bromwich D H. The surface wind field over the antarctic ice sheets. *Nature*, 1987, 328: 51– 54.
- [ 6 ] Greenspan H P. The theory of rotating fluids, Cambridge Univ. Press, London, 1968.
- [ 7 ] 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.
- [ 8 ] Fultz D. Developments in controlled experiments on larger scale geophysical problems. *Advan Geophys*, 1961, (7): 1– 103.
- [ 9 ] Gibson T T, Douglas D A. Simulation of Antarctic circulations in a dishpan. *Weather*, 1969, 24: 309– 318.
- [ 10 ] Clarke R H. An attempt to deduce the effect of antarctica on the temperature of middle latitudes by a controlled model experiment. *Antarctic Meteorology*. Pergamon, 1960. 221– 231.
- [ 11 ] Talijaard J J, Van Loon H, Crutcher H L, Jenne R L. Climate of the upper air: Southern Hemisphere. Vol. I, Temperatures, dew points, and heights at selected pressure levels. *NAVAIR 50– 1c– 55*, Chief Naval Operations, Washington, D. C, 1969, 135pp.
- [ 12 ] Le Marshall J F, Kelly G A M, Karoly D J. An atmospheric climatology of the Southern Hemisphere based on ten years of daily numerical analyses(1973– 1982), Part I: Overview. *Aust. Meteor Mag*, 1985, 33: 65– 85.
- [ 13 ] Yeh Tu-Cheng and Chang Chieh-Chien. A preliminary experimental simulation on the heating effect of the Tibetan Plateau on the general circulation over Eastern Asia in Summer. *Scientia Sinica* 1974, Vol. N. 3: 397– 420.
- [ 14 ] Parish T R. On the role of Antarctic katabatic winds in forcing large-scale tropospheric motions. *J Atmos Sci*, 1992, 49: 1374– 1385.
- [ 15 ] Hide R, Mason P J. Sloping convection in a rotating fluid. *Adv Phys*, 1975, 24: 47– 100.
- [ 16 ] Pfeffer R L, Buzyna G, Fowles W W. Synoptic features and energetics of wave-amplitude vacillation in a rotating, differentially-heated fluid. *J Atmos Sci*, 1974, 31: 622– 645.
- [ 17 ] Li G- Q, Kung R, Pfeffer R L. An experimental study of baroclinic flows with and without two-wave bottom topography. *J Atmos Sci*, 1986, 43: 2585– 2599.

# PHYSICAL MODELLING EXPERIMENTS OF TOPOGRAPHICAL AND THERMAL EFFECTS ON ATMOSPHERIC CIRCULATION IN VICINITY OF ANTARCTICA

Li Guoqing Gu Xiuhan

(*Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica, Beijing, 100080*)

## Abstract

Numerous physical fluid experiments have been performed to study effects of Antarctic topography and its surface cooling on the atmospheric circulation in vicinity of Antarctica. The primary dynamical similarity parameters in the experiments are thermal Rossby number  $R_{OT}$  and Taylor number  $T_a$ . The experiments show that in condition with experimental parameters close to the atmosphere, a divergent drainage at low level and a polar vortex at middle-high levels form in the fluid. The polar vortex includes three-four troughs travelling eastward around polar circle, and form a wavelike structure of planetary circulation around Antarctica periphery. It is found that there is a low frequency oscillation in shape and amplitude of travelling waves. The period of this oscillation is equivalent to 21 days in the earth's atmosphere system. The eastward travelling troughs gradually develop from longitude of  $110^\circ E$ , and become most developed at longitude of  $160^\circ W$  near Ross Sea, and then gradually weaken further east. The experiments show that the effects of Antarctica topography and its surface cooling are very important in formation of Atmospheric circulation feature in vicinity of Antarctica.

**Key words:** Rotating fluid experiment, Topographic and thermal effect, Atmospheric circulation over Antarctic region.