

Biot-Savart 流体力学理论与索马里低空急流形成机理的研究*

冯士德^{1)†} 冯涛²⁾

1) (中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴实验室, 大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029)

2) (北京市气象局, 北京 100089)

(2010年4月6日收到; 2010年6月22日收到修改稿)

首先利用格子 Boltzmann 模型模拟了越赤道索马里低空急流对我国青藏高原东部大气环流的影响, 再借助于 Biot-Savart 定律和流体力学理论以及美国国家环境预报中心的数据资料, 研究分析了下垫面感热条件与索马里低空急流发生和发展的关系. 太阳直射从南回归线逐渐向北移动过程中, 索马里半岛和阿拉伯半岛地表温度逐渐增高; 而在此期间, 西北印度洋海表温度却增加缓慢. 两半岛地表温度高的区域就会使空气上升, 而海表低温区域空气就会下沉. 海陆温差的增加有利于 Rayleigh-Benard 对流环流的生成和发展, 也使得陆地和海面上正负垂直相对涡强度 Γ 增强. 根据 Biot-Savart 定律, 涡强度 Γ 的增强必然诱导出相应强大的水平速度. 两半岛和海面上这一对正负相对涡度场耦合成一部高效率的“索马里抽气泵”. 这一抽气泵将气流从南半球吸入, 在索马里沿岸附近排出. 索马里半岛和阿拉伯半岛地表增温以及与西北印度洋海表温差是驱动索马里抽气泵运转的主要能源.

关键词: 索马里低空急流, Biot-Savart 定律, 索马里抽气泵

PACS: 92. 10. ab, 47. 20. Bp, 47. 11. Qr

1. 引言

早在 20 世纪 30 年代的研究成果就清楚地指出, 南北半球间的大气有相互作用; 北半球冬季的猛烈寒潮可以越过赤道入侵南半球, 而南半球冬季的澳洲寒潮也可以越过赤道侵入北半球西太平洋上空并引起飓风的发生发展^[1]. 随着观测技术的进步和研究的深入, 人们进一步认识到, 南亚季风和部分东亚季风的源头正是来自于南半球热带印度洋的越赤道气流, 即索马里急流; 而东亚季风的另一个源头则是来自于苏门答腊和苏拉威西岛间的越赤道气流^[2]. 从气候学和洪涝灾害研究上说, 南亚和东亚季风是对我国影响最重要的两个大气环流系统. 季风是季节性的风向反转和干、湿期的季节性交替变化的一种大气环流现象. 在季风区域内降雨带的推进与季风的进退有着密切的关系, 潮湿水汽的输送是由大气的流动来完成的. 而索马里低空急流是南亚和东亚季风环流的重要成员之一^[1],

它将南半球的空气和水汽输送到北半球, 将南北两半球的主要天气系统联系起来^[2]. 图 1 是美国国家环境预报中心 (NCEP) 数据资料给出的 1968—1996 年 28 年间的 6 月平均跨赤道北向气流随高度的风速分布 (位置: 45°E, 赤道). 从中可以估计出最大风速位于 925 hPa 附近.

由于索马里低空急流作为季风环流的重要组成部分, 一直被气象科学家所重视, 很多学者对它的气候特征和物理形成演变机理进行了一系列的研究. Bunker^[3] 在 1965 年就观测到了东非沿岸的低空急流. Findlater^[4] 发现, 在 4—10 月间, 肯尼亚东部平原存在着越赤道低空急流. 1969 年 Findlater^[5] 又进一步分析研究了 38°E—55°E 间的越赤道低空急流带, 即索马里低空急流. Cadet 和 Reverdin^[6] 对 1975 年夏季阿拉伯海和孟加拉湾水汽平衡做了研究, 结果发现, 其 70% 的水汽是来自于赤道的另一侧南半球, 很显然这些南半球的水汽是由索马里低空急流运输到阿拉伯海和孟加拉湾的. 他们在研究 1975 年夏季印度季风时发现, 猛烈的越赤道急流能

* 国家自然科学基金重点和面上项目 (批准号: 40927002, 40875036, 40675029) 资助的课题.

† E-mail: fsd@lasg.iap.ac.cn

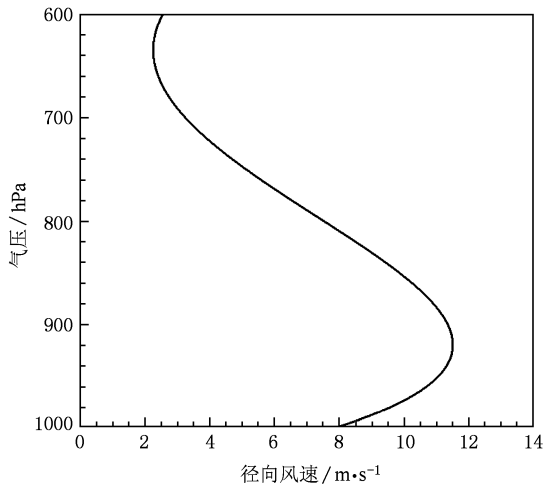


图1 区域平均(1°S—1°N, 44°E—46°E)的1968—1996年6月平均跨赤道气流的径向风速随高度的分布

够深入到孟加拉湾,这就意味着猛烈的南半球冬季寒潮影响着被侵袭海域的大气和海表温度,使得阿拉伯海海域的大气和海表温度下降了1.5—2°C^[7]. Bannon^[8]利用二维数值模式模拟研究了索马里低空急流,指出惯性、科里奥力、底摩擦和地形对索马里急流有着重要的动力作用, Bannon^[9]还特别指出,低层环流是受到源源不断的大尺度的来自于东非高原的下沉气流的驱动而形成的,来自东非高原的最大风速超过了阿拉伯海的风速. 李崇银和吴静波^[10]的研究表明,越赤道索马里急流一般总是在南海季风爆发之前建立,索马里越赤道南风气流的稳定建立是南海季风爆发的重要物理机理之一. 徐祥德等^[11]的数值实验结果表明,南北半球海陆热力结构有利于两半球行星尺度经向环流的加强及其低纬度越赤道气流的形成. 钱永甫等^[12,13]利用混合坐标五层初始方程模式,模拟研究了索马里越赤道低空急流的发展过程并对其形成机理进行了分析,得出了比较经典的结论:在边界层中,气流的发展主要取决于非绝热的海陆不均匀分布,与地形高低的关系较小,但地形高低对气流的强度、垂直伸展高度和风速轴线随高度的倾斜有影响;在不考虑非绝热加热作用而只考虑地形的模拟实验中,索马里低空气流不能完整地模拟出来. Feng等^[14–16]利用 Biot-Savart 定律对索马里低空激流进行了研究,并得出索马里和沙特阿拉伯半岛与西北印度洋间海表温差是其产生的主要原因之一的结论. 但是,他们并没有分析索马里低空激流对我国降雨有何影响,也没有给出正负涡度耦合作用所诱

导出的速度场的表达方程. 不可否认,太阳辐射的季节变化是导致大气环流变化的根本原因^[12,13]. 正如曾庆存和李建平^[2]所指出的,大气环流的季节变化和越赤道气流首先是由于赤道面与黄道面有交角而使太阳辐射有年变化所致,行星热对流环流是热带季风的第一推动力. 在实际的观测资料中也已经证实,在北半球由冬季到夏季或南半球由夏季到冬季的季节变化过程中,南北半球的主要环流系统都不同程度地一致向北移动. 但是,在不同的地理位置,下边界地形地貌差异导致对相应的局地热力和动力强迫程度的差异,这也是导致不同的地理位置有不同的低空环流形态的主要原因之一. 本文从下边界地形特殊地貌的热力强迫视角出发,对索马里低空急流的产生和对我国降雨的影响进行分析研究.

2. 索马里低空急流对我国水汽输送的影响

研究观测表明,每年的夏季,索马里低空急流在东非沿岸穿越赤道冲向阿拉伯海和印度地区并与青藏高原的西南支气流汇合进而对中国的天气系统造成影响. 这里我们通过格子 Boltzmann 模型对这一影响过程进行数值模拟. 含有 Coriolis 力效应项的格子 Boltzmann 方程可以写成^[14]

$$\begin{aligned}
 & f_i(r_\alpha + c_{i\alpha}\delta t, t + \delta t) - f_i(r_\alpha, t) \\
 &= F_{gi\alpha} - F_{ci\alpha} - \Omega_i, \\
 & \Omega_i = \frac{1}{\tau} [f_i(r_\alpha, t) - f_i^{(0)}(r_\alpha, t)], \\
 & F_{ci\alpha} = 2\delta t(\boldsymbol{\omega} \times \mathbf{V}) \cdot \mathbf{k}_\alpha \frac{f_i}{c_{i\alpha}}, \\
 & F_{gi\alpha} = \delta t \eta \frac{f_i}{c_{i\alpha}} g \quad (i = 0, 1, 2, \dots, b), \quad (1)
 \end{aligned}$$

式中 f_i 是粒子速度分布函数, i 是粒子运动方向数, α 代表坐标指数, Ω_i 是碰撞算子, τ 是弛豫时间系数, $c_{i\alpha}$ 是粒子速度, $c_{i\alpha}$ 在所有运动方向上都有一个相同的模, $|c_{i\alpha}| = c$, c 也代表离散的格子线长度, δt 是离散时间步长, $F_{gi\alpha}$ 代表浮力效应, g 是重力加速度, η 是浮力强度系数, $F_{ci\alpha}$ 代表 Coriolis 力效应, $\boldsymbol{\omega}$ 是所研究系统的旋转角速度, \mathbf{V} 是相对于该旋转系统的流体速度, \mathbf{k}_α 是单位矢量, $f_i^{(0)}$ 是局地粒子平衡速度分布函数. 粒子速度分布函数 f_i 定义为在位置 r_α , 时刻 t 和运动速度为 $c_{i\alpha}$ 的粒子微团内所包含的粒子数量. 数值模拟采用直角坐标系 (Cartesian

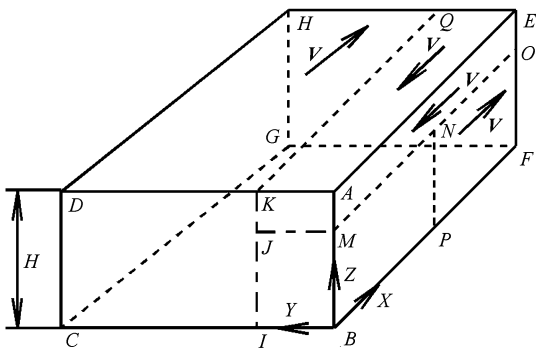


图2 数值计算边界条件示意图

coordinates), 研究的范围为南北 $10^\circ\text{N} - 55^\circ\text{N}$; 东西 $50^\circ\text{E} - 146^\circ\text{E}$, 模拟的顶层设在了距海平面 13 km 处 (大气压力近似 $P = 1.50 \times 10^4 \text{ Pa}$), 离散网格设为东西 \times 南北 \times 高度 = $370 \times 290 \times 21$, 模拟中的地形高度数据根据 NCEP 数据资料插值获得. 边界条件见图 2, 在西边界面 (ABCD 面) 上的边界条件分为三个不同的区域, 其中区域 KICD 面, 风速取 $V_x = U_0 \times Z/H, V_y = 0, V_z = 0$, 这里的下标 x, y, z 分别指向东、北和与地面垂直的上方向, $V_x = U_0 \times Z/H$ 代表西风风速从地面到高空是逐渐增大的; 区域 MBIJ 面, 风速取 $V_x = U_0 \times Z/H, V_y = U_0 \times (1 - Z/H), V_z = 0$; 区域 AMJK 面, 风速 $dV_x/dx = 0, dV_y/dx = 0, dV_z/dx = 0$. 在南边界面 (EFBA 面) 上的边界条件同样分为三个不同的区域, 其中区域 NPB 面, 风速取 $V_x = (U_0 \times Z/H) \times (1.0 - X/L_x), V_y = U_0 \times (1 - X/L_x), V_z = 0, L_x = BF$; 区域 OFPN 面, 风速取 $V_x = U_0 \times Z/H, V_y = 0, V_z = 0$; 区域 EOMA 面, 风速取 $V_x = -U_0 \times Z/H, V_y = 0, V_z = 0$; 在北边界面 (HGCD 面) 上的边界, 风速取 $V_x = U_0 \times Z/H, V_y = 0, V_z = 0$; 在东边

界面 (EFGH 面) 上的边界条件取 $dV_x/dx = 0, dV_y/dx = 0, dV_z/dx = 0$; 在上边界面 (ADHE 面) 上的边界条件分为两个不同的区域, 区域 QEAK 面, 风速为 $V_x = -U_0 \times Y/L_{AK}, V_y = 0, V_z = 0, L_{AK} = AK = AD/3$; 区域 HQKD 面, 风速取 $V_x = U_0 \times Y/L_y, V_y = 0, V_z = 0, L_y = AD$; 在下边界面 (FBCG 面) 上的边界条件取 $V_x = 0, V_y = 0, V_z = 0$. 其中西侧面的 MBIJ 区域和南侧面的 NPB 区域是索马里低空急流的影响区域, 有西南风流入. U_0 是无量纲基准风速, 取 $U_0 = V_{s0}/c$, 如果基准平均西风风速取 $V_{s0} = 10 \text{ m/s}$, 我们以标准大气状态为基准, 即标准大气密度 ρ 和压力 P 分别取 $\rho = 1.225 \text{ kg/m}^3$ 和 $P = 1.01325 \times 10^5 \text{ Pa}$, 根据格子 Boltzmann 模型的压力表达式 $P = \rho c^2/3$, 可以求得标准大气状态下的粒子微团速度 $c_s = 498 \text{ m/s}$. 为了计算方便, 我们近似取粒子微团特征速度 $c_s = 500 \text{ m/s}$, 则无量纲基准风速 $U_0 = V_{s0}/c_s = 0.02$, 标准大气状态下无量纲粒子微团速度 $c = c_s/c_s = 1.0$. 在六个边界面上的大气密度的求解方法, 首先在用 Bounce-Back 方法求出未知的粒子分布函数, 再利用平衡分布边界条件^[15]求下一个时间步长的粒子分布函数. 数值计算特征长度取离散格子点间的距离 $L_i = 25000 \text{ m}$, 即无量纲的格子长度 $L = 1$, 无量纲离散时间步长 $\delta t = L/c = 1$, 取雷诺数 $Re = U_0 L_n/\nu = 400$, 其中 ν 是动黏性系数, 这里的特征长度 $L_n = 100$ 是东经 98° , 海拔 3250 m 青藏高原横截面处的无量纲长度, Grashof 数取 $Gr = g\eta\rho L_n^3/\rho_0\nu^2 = 10^7$, 取 $\rho_0 = 1.225 \text{ kg/m}^3, \rho = 1.221 \text{ kg/m}^3$ 是横截面处的密度, Rossby 数 $Ro = 0.03$, 初始速度场取 $V_x = 0, V_y = 0, V_z = 0$, 密度场从地面到顶层等梯度逐渐减小, 底层密度取 $\rho = 1.225 \text{ kg/m}^3$. 图 3 是数值计算 50000 次 (大约 29

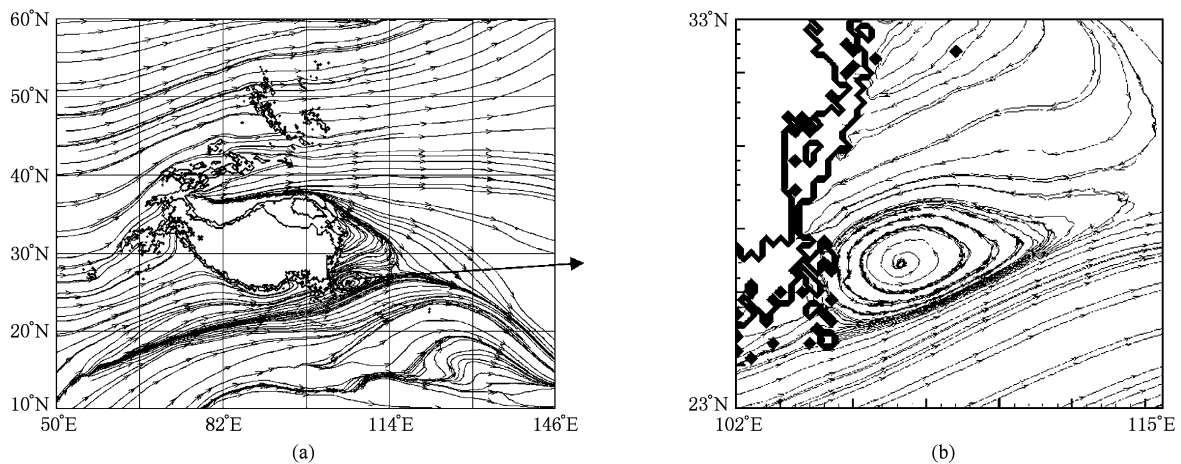


图3 (a)在海拔 3250 m 截面上, 计算时间 30 h 的流函数输出结果; (b)图(a)涡旋的局部放大图

天)的流函数输出结果,这时的布伦特-维赛拉频率 (Brunt-Väisälä frequency) $N = 0.083$. 从图 3 我们可以看出,西南部东经 50° 和北纬 $10^\circ-20^\circ$ 的西南气流流经青藏高原东南部后在西南地区形成闭合环流,也就是西南低涡生成的区域,很显然这一闭合环流中包含了部分索马里低空急流. 这说明由索马里低空急流输送的水汽可通过大气环流的涡旋运动输送扩散到青藏高原东部,从而给我国广大地区的降雨带来影响,特别是长江中下游地区.

3. Biot-Savart 定律与索马里低空急流

早在 1820 年法国物理学家 Biot 和 Savart 就发现了 Biot-Savart 定律, Biot-Savart 定律描述的是稳定的电流 I 可以诱导建立起稳定的磁场 B . Biot-Savart 定律也同样被推广应用到了流体动力学研究领域,即涡度场 ζ 可以诱导建立起速度场 V . 图 4 是 Biot-Savart 定律说明图. 对于一个无限长的涡线,根据 Biot-Savart 定律,可以得到距线涡强度 Γ 距离为 d 处的速度为

$$V = \frac{\Gamma}{4\pi d}. \quad (2)$$

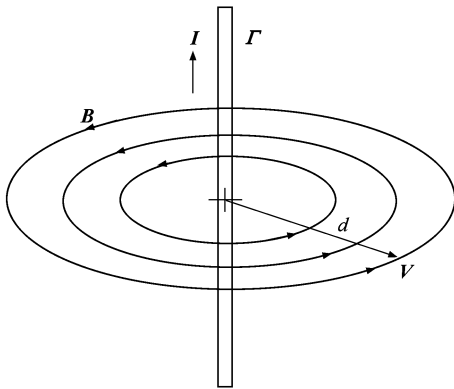


图 4 电流(涡度)诱导建立的磁场(速度场)

这里 Γ 也称速度环量,如果速度环量 Γ 为分段光滑的空间有向闭合曲线, A 是速度环量 Γ 所包围的分片光滑的有向开口曲面, Γ 的正向与有向曲面 A 的关系符合右手判定准则,流体速度 V 在有向曲面 A 上有一阶连续偏导数,根据斯托克斯定理,则有

$$\iint_A \begin{vmatrix} dydz\mathbf{i} & dx dz\mathbf{j} & dx dy\mathbf{k} \\ \frac{\partial}{\partial x} & \frac{\partial}{\partial y} & \frac{\partial}{\partial z} \\ V_x & V_y & V_z \end{vmatrix}$$

$$= \oint_L V_x dx\mathbf{i} + V_y dy\mathbf{j} + V_z dz\mathbf{k}. \quad (3)$$

也可以将上式写成如下的向量形式

$$\iint_A \nabla \times V \cdot d\mathbf{A} = \oint_L V \cdot d\mathbf{L}. \quad (4)$$

上式左右侧的相分别称涡通量 Φ 和速度环量 Γ , 即,

$$\Phi = \iint_A \zeta \cdot d\mathbf{A}, \quad (5)$$

$$\Gamma = \oint_L V \cdot d\mathbf{L}, \quad (6)$$

这里, 涡度 $\zeta = \nabla \times V$, 有向微元面积 $d\mathbf{A} = dydz\mathbf{i} + dx dz\mathbf{j} + dx dy\mathbf{k}$, 流体速度 $V = V_x\mathbf{i} + V_y\mathbf{j} + V_z\mathbf{k}$, 有向微元曲线 $d\mathbf{L} = dx\mathbf{i} + dy\mathbf{j} + dz\mathbf{k}$. (3) 式说明, 穿过开口曲面的涡通量 Φ 等于该曲面为周界的速度环量 Γ . 很显然, (2) 式也可以表达成如下形式:

$$V = \frac{\Phi}{4\pi d}. \quad (7)$$

涡通量 Φ 的大小主要取决于涡度场 ζ 的强弱, 同时也说明了垂直涡度 ζ_z 的强与弱可以诱导出相应大小的水平速度 V . 然而, 哪些关键因素可以决定垂直涡度 ζ_z 的强与弱? 我们从地球流体力学方程出发做进一步的分析, 有

$$\begin{aligned} \frac{\partial V_x}{\partial t} + V_x \frac{\partial V_x}{\partial x} + V_y \frac{\partial V_x}{\partial y} + V_z \frac{\partial V_x}{\partial z} \\ = fV_y - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \nu \nabla^2 V_x, \end{aligned} \quad (8)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial V_y}{\partial t} + V_x \frac{\partial V_y}{\partial x} + V_y \frac{\partial V_y}{\partial y} + V_z \frac{\partial V_y}{\partial z} \\ = -fV_x - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + \nu \nabla^2 V_y, \end{aligned} \quad (9)$$

这里 t 是时间, f 是科里奥利参数, ρ 是流体密度, P 是流体压力, ν 是流体的动黏性系数. 对(8), (9)式分别取 X, Y 交叉微商再相减可以得出以下方程:

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt}(\zeta_z + f) = -(\zeta_z + f) \left(\frac{\partial V_x}{\partial x} + \frac{\partial V_y}{\partial y} \right) \\ - \left(\frac{\partial V_z}{\partial x} \frac{\partial V_y}{\partial z} - \frac{\partial V_z}{\partial y} \frac{\partial V_x}{\partial z} \right) \\ + \frac{1}{\rho^2} \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial P}{\partial y} - \frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{\partial P}{\partial x} \right) \\ + \nu \nabla^2 \zeta_z, \end{aligned} \quad (10)$$

这里

$$\zeta_z = \frac{\partial V_y}{\partial x} - \frac{\partial V_x}{\partial y}, \quad (11)$$

$$\frac{df}{dt} = V_y \frac{\partial f}{\partial y}. \quad (12)$$

Holton^[17]在对涡度方程各项的量的分析中曾经指出,对于天气尺度而言,(10)式两阶以上的项可以省略,再借助定常的连续方程,(10)式可以近似写为

$$\frac{d}{dt}(\zeta_z + f) = (\zeta_z + f) \frac{\partial V_z}{\partial z}. \quad (13)$$

特别是对于中纬度天气系统,北半球科里奥利参数 f 要比相对涡度 ζ_z 大一个数量级 $\zeta_z/f \leq 10^{-1}$, 因此(13)式还可以进一步近似写成

$$\frac{d}{dt}(\zeta_z + f) = f \frac{\partial V_z}{\partial z}. \quad (14)$$

从(14)式可以看出,相对涡度 ζ_z 与垂直速度梯度成正比,即气流加速上升或减速下降可以使相对涡度 ζ_z 增大. 经典的 Rayleigh-Benard cells 实验说明,对一个平板的下表面加热,当平板升高到一定的温度时,在平板附近的流体就会失去稳定性而有规律地流动并形成 Rayleigh-Benard 热对流环. 曾庆存和李建平^[2]指出,行星热对流环流是热带季风的第一推动力,而地表特性的差异特别是海陆热力特性的差异同样可以导致局地环流的变化. 这也可以从实际卫星观测的数据资料得到证明. 图 5 是区域 $0^\circ\text{N}—25^\circ\text{N}, 40^\circ\text{E}—75^\circ\text{E}$ 的 NCEP 6 月平均地表温度和近地面 ($\sigma = 0.995$) 相对涡度场,平均时间段为 1968—1996 年. 从图 5 可以看出,地表高温区域中心分别在索马里半岛和阿拉伯半岛的沙漠地带;低温区集中在西北印度洋和阿拉伯湾. 同样两个大的正相对涡度中心也位于索马里半岛和阿拉伯半岛,大的正相对涡度中心与地面高温区中心一一对应得很好;而最小的负相对涡度中心也同样位于低温区域的西北印度洋上,正负涡度的分界线,即涡度值为零的等值线位于两半岛沿岸附近并向东北延伸. 很显然,索马里半岛和阿拉伯半岛沙漠地表高温的感热

加热效应使该地区产生上升气流,根据(13)式可以推断出,这一上升气流会使局地的相对涡度增强. 而另一方面,西北印度洋海面的降冷作用同样会使当地产生下沉气流,而下沉气流会使相对涡度减小. 由于地面感热加热及海面的降冷效应会引起上升和下沉气流加速,从而导致正和负相对涡度增强. 根据 Biot-Savart 定律,相对涡通量 Φ 的增大必然会诱导出相应的强大的水平速度场. 这一正负相对涡度场组成了一部高效率的索马里抽气泵. 一旦北半球进入夏季,两半岛地面的感热和西北印度洋海面的降冷效应将为索马里抽气泵的运转提供能源,使得“索马里抽气泵”能够日夜不停地将南半球的低层大气抽吸到北半球,也使得索马里半岛沿岸附近形成了越赤道低空急流. 图 6 给出了这部索马里抽气泵的工作示意图. 这一正负相对涡度诱导出的辐合速度带 V_s 就是索马里半岛低空急流的中心. 若将辐合速度 V_s 看成是相对涡通量 Φ_1 和 Φ_2 诱导出的叠加速度,则辐合速度 V_s 可以由下式给出:

$$V_s = \frac{\Phi_1}{4\pi d_1} + \frac{\Phi_2}{4\pi d_2}. \quad (15)$$

如果我们利用 NCEP 数据资料得出全球近地面的 ζ_z 相对涡度场,就会发现在很多区域都存在着耦合的正负涡度场,显然,这一耦合的涡度场会诱导出局地水平风矢量场. 根据以上的分析,我们可以给大气环流中由耦合涡度场诱导出水平风场的原理起一个标准的名字,叫“Biot-Savart 抽气泵”. 图 7 给出了相应的 925 hPa 风矢量场,矢量线长度代表风速的大小,图中风速最大是 20 m/s,最小是 0.15 m/s,风向由南到北也逐渐由南风到西南风最终变成西风,这主要是受科里奥利效应和北侧西风带强迫的结果. 另外,下垫面不同区域间的温度差异有

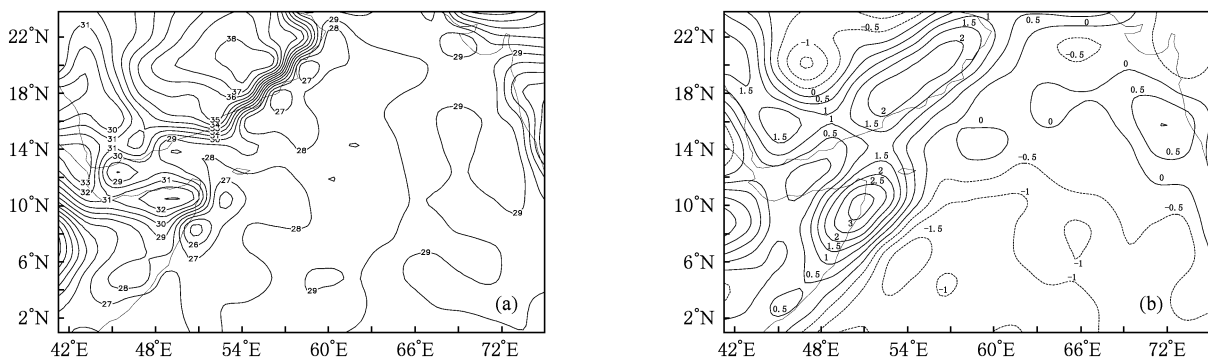


图 5 6 月 $0^\circ\text{N}—25^\circ\text{N}, 40^\circ\text{E}—75^\circ\text{E}$ 1968—1996 年 28 年间的平均地表温度场和近地面 $\sigma = 0.995$ 的相对涡度场 (a) 平均地表温度场, (b) 近地面相对涡度场(单位: $\times 10^{-5}$)

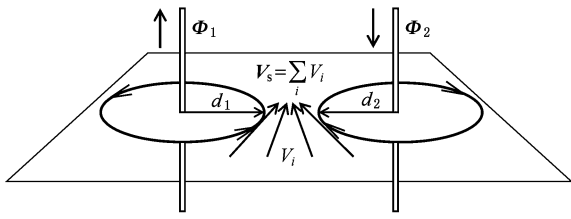


图6 正和负涡通量 $\Phi_{1,2}$ 诱导出的辐合速度 V_s

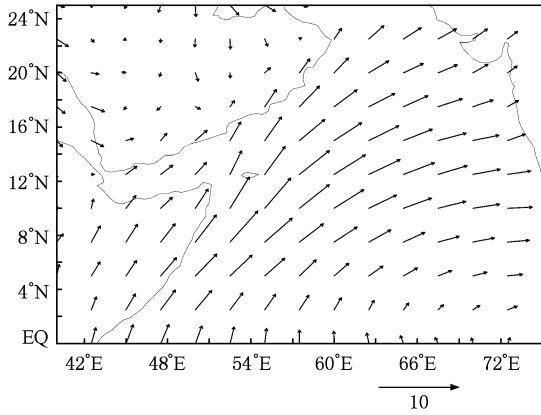


图7 925 hPa 0°N—25°N, 40°E—75°E 1968—1996年28年间6月长期平均风矢量场 参考矢量单位为 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, EQ为赤道

利于在垂直断面上的 Rayleigh-Benard 对流环的形成,这可从二维涡度方程加以分析

$$\frac{d\zeta_y}{dt} = Pr \nabla^2 \zeta_y + RaPr^2 \frac{\partial T}{\partial x}, \quad (16)$$

这里, Pr 是 Prandtl 数, Ra 是 Rayleigh 数. 从(16)式我们可以看出, 涡运动的主要驱动力来自于热力项 $RaPr^2 \partial T/\partial x$, 如果相邻两点温差 $\partial T/\partial x$ 很大, 涡运动就会加强. 西北印度洋的西侧是索马里裸露的大面

积沙漠地带, 由于陆地上土壤比热仅为水的五分之一, 如果接收相同的太阳辐射能, 陆地增温速度要比海洋快得多, 再加上西北印度洋西边界低层洋流冷水上翻以及来自南半球冬季冷空气的双重作用, 使洋面温度上升非常缓慢, 这就使得索马里半岛和阿拉伯半岛与西北印度洋海面间的温度差异加大. 根据(16)式, 这样的海陆温差增大的特征热力条件有利于相对涡度的增强, 这就有利于局地 Rayleigh-Benard 对流环流的生成和发展. 一旦局地 Rayleigh-Benard 对流环流生成, 就必然会产生次级环流, 索马里急流就相当于局地 Rayleigh-Benard 对流环流在 y 方向上引起的次级环流.

我们再从 NCEP 资料对索马里低空急流的演变做进一步的分析. 图 8 是根据 NCEP 1968—1996 年 28 年间数据资料的 2, 3, 4 月年平均温度场. 为了便于分析, 图中温度小于 25 °C 的温度曲线被省略了. 从温度曲线可以看出, 2 月平均最高温度 31 °C 的高温区位于 40°E 左右的赤道上, 而阿拉伯半岛的温度低于 25 °C. 进入 3 月, 从南边的索马里到北侧的阿拉伯半岛地表温度增加非常明显, 特别是阿拉伯半岛温度由低于 25 °C 上升到 28 °C. 进入 4 月, 高温区已经离开赤道沿着索马里沿岸向北移动, 这时索马里和阿拉伯半岛的最高温度已达 33 °C. 与此同时, 西北印度洋的海表温度却增加缓慢, 保持在 28 °C 左右. 图 9 给出了与温度场相对应的低层 925 hPa 风场的演变过程, 2 月和 3 月在海面上的由北半球吹向南半球的越赤道东北气流逐渐变弱, 3 月索马里南部已经转变成微弱的东南风, 而进入 4 月, 南半球的低层赤道信风已经转向变成东南信风并形成

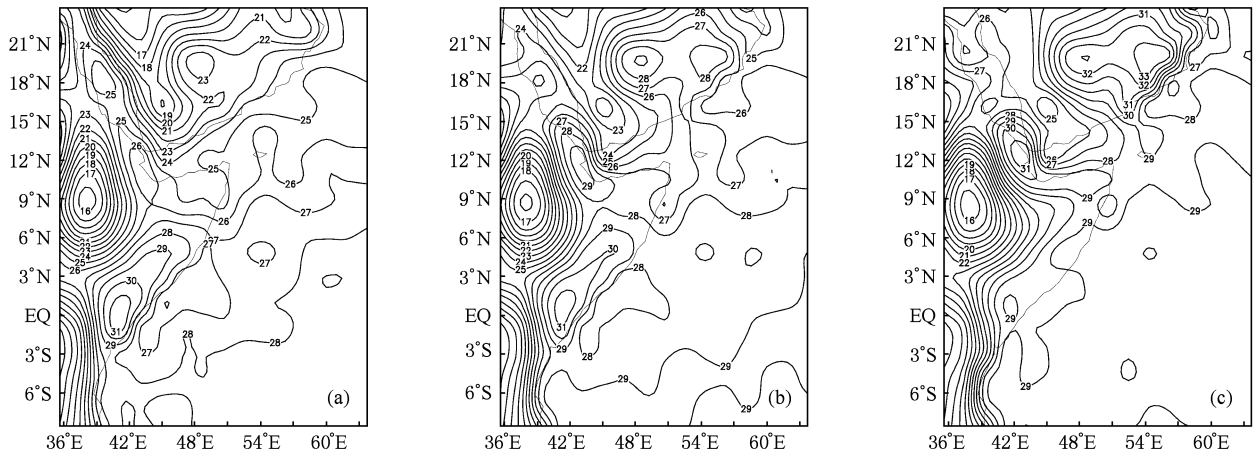


图8 1968—1996 年月平均地表和海表温度场 (10°S—25°N, 35°E—65°E) (a)2月, (b)3月, (c)4月

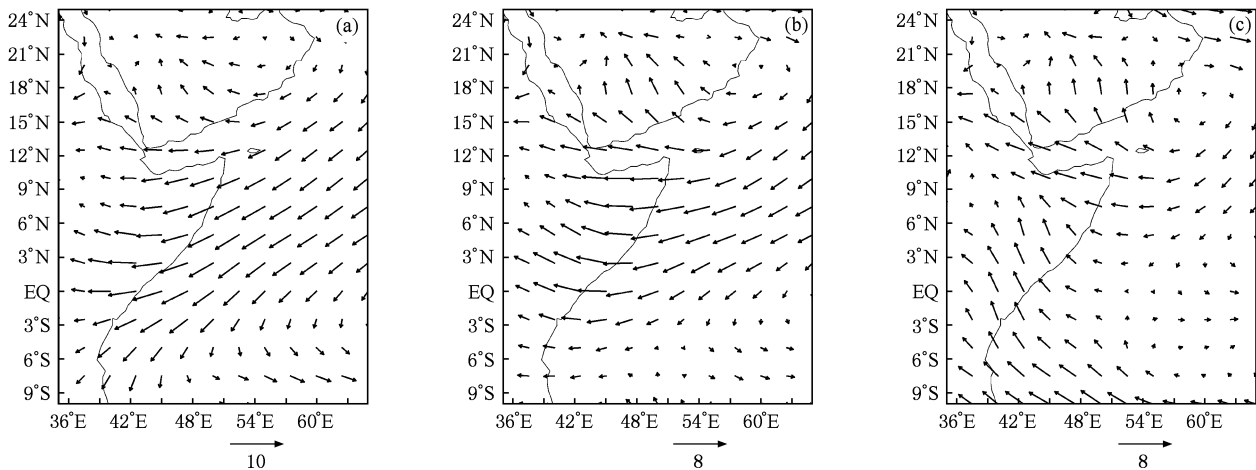


图9 1968—1996年月平均地表和海表温度场 (10°S—25°S, 35°E—65°E) 参考矢量单位为 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. (a)2月, (b)3月, (c)4月

越赤道索马里低空急流.

3. 结 论

地球的赤道面和黄道面存在着黄赤交角 $23^{\circ}26'21''$, 从北半球的冬至开始, 太阳的直射位置从南回归线逐渐向北转移, 这时北半球的气温也逐渐开始回升. 根据 NCEP 1968—1996 年 28 年间的平均数据分析资料, 在每年的 3 月开始, 索马里沿岸的地表高温中心也从赤道区域开始明显地向北移动, 同时侵入南半球的低层东北信风也开始变弱转向. 进入 4 月, 索马里沿岸的地表高温中心已移动到赤道的北侧, 这时南半球的低层赤道信风已经转向变成东南信风并形成越赤道索马里低空急流. 通过以上利用 NCEP 数据资料和 Biot-Savart 定律等相应流体力学理论分析, 我们认为越赤道索马里低空急流发生发展的主要原因如下.

1) 太阳的直射位置从南回归线逐渐向北移动过程中, 索马里半岛和阿拉伯半岛地表温度逐渐增

高, 高温中心也相应地逐渐向北移动; 而在此期间, 西北印度洋海表温度却增加缓慢, 使得两半岛地表温度与海表温差不断加大. 海陆间温差的增大有利于局地 Rayleigh-Benard 对流环流的生成和发展, 也使得陆地和海面上正负垂直相对涡通量 Φ 增大, 根据 Biot-Savart 定律, 涡通量 Φ 的增大就意味着诱导出的水平速度的增大, 而越赤道索马里低空急流正是陆地和海面上涡通量 Φ 诱导出的水平辐合风.

2) 横跨赤道的东非高原对越赤道索马里低空急流的形成也起到了一定的作用, 这是由于随着太阳直射位置的向北移动, 南半球的赤道信风也逐渐转变成东南信风, 形成的东南信风会沿着东非高原向上爬进. 可以推断, 爬越不过东非高原的部分信风分量就会从高原上加速下沉, 这部分信风分量必然会并入索马里低空急流.

总之, 索马里半岛和阿拉伯半岛地表增温以及与西北印度洋海表温差加大是驱动索马里抽气泵运转的主要能源. 关于东非高原对索马里低空急流的作用到底有多大还有待于进一步的研究论证.

[1] Li X Z 1955 *Modern Scientific Work in China—Meteorology (1919—1949)* (Beijing: science press) p35 (in Chinese) [李宪之 1955 中国近代科学论著——气象学(1919—1949) (北京: 科学出版社) 第 35 页]

[2] Zeng Q C, Li J P 2002 *Chinese Journal of Atmospheric Science* **26** 433 (in Chinese) [曾庆存、李建平 2002 大气科学 **26** 433]

[3] Bunker A F 1965 *Proceedings of the Symposium on Meteorological Results of the International Indian Ocean Expedition* (New Delhi: India Meteorological Department) p3

[4] Findlater J 1966 *Met. Mug.* **95** 353

[5] Findlater J 1969 *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* **95** 91

[6] Cadet D, Reverdin G 1981 *Tellus* **33** 476

[7] Cadet D, Reverdin G 1981 *Monthly Weather Review* **109** 148

[8] Bannon P R 1979 *J. Atmos. Sci.* **36** 2139

[9] Bannon P R 1982 *J. Atmos. Sci.* **39** 2267

[10] Li C Y, Wu J B 2002 *Chinese Journal of Atmospheric Science* **26** 185 (in Chinese) [李崇银、吴静波 2002 大气科学 **26** 185]

[11] Xu X D, Zhao T L, He J H, Zhu Q G 1993 *Chinese Journal of*

- Atmospheric Science* **17** 641 (in Chinese) [徐祥德、赵天良、何金海、朱乾根 1993 大气科学 **17** 641]
- [12] Qian Y F, Wang Q Q, Dong Y P, Gong Y F 1987 *Chinese Journal of Atmospheric Science* **11** 176 (in Chinese) [钱永甫、王谦谦、董一平、巩远发 1987 大气科学 **11** 176]
- [13] Yi Y H, Qian Y F, Luo S W 1989 *Journal of Tropical Meteorology* **5** 205 (in Chinese) [依育红、钱永甫、罗四维 1989 热带气象 **5** 205]
- [14] Feng S D, Dong P, Zhong L H 2008 *Chin. Phys. Lett.* **25** 4321
- [15] Feng S D, Zhang Q, Ren R C 2001 *Acta Phys. Sin.* **50** 1207 (in Chinese) [冯士德、张琼、任荣彩 2001 物理学报 **50** 1207]
- [16] Feng S D, Zhong L H, Gao S T, Dong P 2007 *Acta Phys. Sin.* **56** 1238 (in Chinese) [冯士德、钟霖浩、高守亭、Dong Ping 2007 物理学报 **56** 1238]
- [17] Holton J R 1979 *An Introduction to Dynamic Meteorology* (London: Academic Press) p92

Biot-Savart law and the formation mechanism of Somali low-level jet*

Feng Shi-De^{1)†} Feng Tao²⁾

1) (Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)

2) (Beijing Meteorological Bureau, Beijing 100089, China)

(Received 6 April 2010; revised manuscript received 22 June 2010)

Abstract

Firstly, we investigate the impact of cross-equatorial Somali low-level jet on the atmospheric circulation in the east of Tibet Plateau using lattice Boltzmann model simulation. Secondly, we study the relationship between thermal conditions on the bottom boundary and the formation of Somali jet based on Biot-Savart law using the data from National Centres for Environmental Prediction (NCEP). As the radiation from the Sun gradually moves from the southern meridian, the temperature on the ground surface of Somali Peninsular and Arabic Peninsular gradually increases. During the same period the surface temperature of the Northern Indian Ocean increases much slower. It is shown that this increase in the temperature difference between the land and sea is inductive to the formation and development of Rayleigh-Benard convection and leads to the increasing relative vorticity strength between positive and negative vertical vortices over the land and sea. According to Biot-Savart law, the increase in vorticity strength will induce correspondingly a large horizontal velocity. The pair of positive and negative vorticity fields over the two Peninsulars and the sea surface is effective in forming and maintaining this current. This mechanism is referred to as "Somali suction pump". It draws air continually from the Southern hemisphere and releases it at the coastal area of Somali.

Keywords: Somali low-level jet, Biot-Svart law, Somali suction pump

PACS: 92. 10. ab, 47. 20. Bp, 47. 11. Qr

* Project supported by the Key Program of the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 40927002, 40875036, 40675029).

† E-mail: fsd@lasg.iap.ac.cn