

复杂群岛海域内的海面风数值试验*

黄立文^{1,2)} 吴国雄³⁾

(中国气象局武汉暴雨研究所¹⁾ 武汉 430074) (武汉理工大学航运学院²⁾ 武汉 430063)
(中国科学院大气物理研究所³⁾ 北京 100029)

摘要: 利用三维原始方程模式, 通过个例的数值模拟试验, 考查了海陆分布、地形、太阳辐射、海-气热通量对群岛海域低层中尺度风场结构和分布的影响, 并作了海面风场的数值预报试验。结果表明, 在动力或热力因子强迫下, 群岛海域低层风场的时、空分布发生显著变化, 同恒定、均匀分布的天气尺度风场差别较大。模式能合理地再现复杂群岛海域中尺度风场的特征, 预报的海面风同观测接近。提供的探空观测或天气尺度预报场, 适合在群岛海域的海洋环境问题应用中使用。

关键词: 动力-热力强迫; 数值试验; 海面风; 群岛海域

中图分类号: P732.4

0 引言

海面风是沿海海洋工程、海洋环境等问题中不得不考虑的重要气象要素之一。在复杂群岛海域, 海面风的中尺度(一般 2~200 km)时空分布同由气象站发布的天气尺度(1 000 km 以上)分布差别较大, 如前者有白天吹海风夜间吹陆风的风向变化, 有适合避风(如避风锚地)的小风区和开阔海域的大风区。中尺度海面风分布常常是同海陆分布、地形、太阳辐射、海洋热通量等动力-热力强迫作用密切相关的。用中尺度数值模式来研究或预报中尺度风场已成为一种重要的途径和发展趋势^[1~5], 有的已在沿海污染物输送模拟中得到了应用^[6,7]。舟山港海域是沿海港口中典型的群岛海域, 其岛屿星罗棋布, 地形蜿蜒起伏, 水道纵横交错, 对于实时地处理海上溢油等环境问题, 实施海上搜救与打捞工作时, 常常要求准确、简便、快捷地作出海域内的海洋环境要素特别是海面风场预报。在利用数值模式时, 需要模式具有完整的物理过程、动力框架和数值方法以及具有在资料稀缺时便于处理初值化问题的能力。文中采用了一个三维原始方程的数值模式, 通过个例的数值试验, 分析了海陆分布、地形、太阳辐射、海洋热通

量等动力-热力强迫因子对群岛海域中尺度风场结构和分布的影响, 并提出了海面风场的预报试验^[8,9]。

1 数值模式框架

1.1 控制方程

数值模式采用地形 σ 坐标系下原始三维、流体静力的 Pielke 模式^[8]。定义追随地形的坐标 $Y = x, Y = y, \sigma = \frac{z - z_G}{s - z_G}$ 。式中: x, y, z 为局地直角坐标; s 为上边界物质面的高度; z_G 为地形高度。当气压用 Exner 函数 $\pi = C_p \left(\frac{p}{1000}\right)^{R_d/C_p}$ 表示时, 控制方程为

$$\frac{d\tilde{u}}{dt} = -\theta \frac{\partial \tilde{u}}{\partial x} + g \frac{\sigma - s}{s} \frac{\partial z_G}{\partial x} + f \tilde{v} - \tilde{w} \tilde{w} + \left(\frac{s}{s - z_G}\right)^2 \frac{\partial}{\partial \sigma} K_M \frac{\partial \tilde{u}}{\partial \sigma} \quad (1)$$

$$\frac{d\tilde{v}}{dt} = -\theta \frac{\partial \tilde{v}}{\partial x} + g \frac{\sigma - s}{s} \frac{\partial z_G}{\partial y} - f \tilde{u} + \left(\frac{s}{s - z_G}\right)^2 \frac{\partial}{\partial \sigma} K_M \frac{\partial \tilde{v}}{\partial \sigma} \quad (2)$$

* 收稿日期: 2003-06-27

黄立文: 男, 38 岁, 教授, 博士生导师, 主要研究领域为交通安全与环境、数值模拟等

* 国家社会公益研究专项基金项目和浙江省重点科技项目联合资助

$$\frac{\partial \tau}{\partial \sigma} = - \frac{g}{\theta} \frac{s - z_G}{s} \quad (3)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} (\tilde{u} \frac{s - z_G}{s}) + \frac{\partial}{\partial y} (\tilde{v} \frac{s - z_G}{s}) + \frac{\partial}{\partial \sigma} (\tilde{w} \frac{s - z_G}{s}) = 0 \quad (4)$$

$$\frac{d\theta}{dt} = \left(\frac{s}{s - z_G}\right)^2 \frac{\partial}{\partial \sigma} K_\theta \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} + S_\theta \quad (5)$$

$$\frac{dq}{dt} = \left(\frac{s}{s - z_G}\right)^2 \frac{\partial}{\partial \sigma} K_\theta \frac{\partial q}{\partial \sigma} \quad (6)$$

$$\tilde{w} \frac{d\sigma}{dt} = u \frac{\partial \sigma}{\partial x} \left(\frac{\sigma - s}{s - z_G}\right) + v \frac{\partial \sigma}{\partial y} \left(\frac{\sigma - s}{s - z_G}\right) + w \frac{s - \sigma}{s - z_G} \quad (7)$$

式中: $S_\theta = \frac{1}{\rho_{cp}} \left[\frac{\partial R_{sw}}{\partial z} + \frac{\partial R_{lw}}{\partial z} - \frac{\partial R_{lw}}{\partial z} \right]$, 括号中左边第1项为水汽对太阳短波辐射率吸收; 第2, 3项为水和二氧化碳等的向上、向下长波辐射冷却; 算符 $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \tilde{u} \frac{\partial}{\partial x} + \tilde{v} \frac{\partial}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial}{\partial \sigma}$, $\tilde{u}, \tilde{v}, \tilde{w}$ 分别为追随地形坐标 (X, Y, σ) 和标准直角坐标 (x, y, z) 系下的速度; K_M, K_θ 分别为动量、位温(水汽)的垂直交换系数 其它为气象上所常用

1.2 行星边界层参数化

边界层采用多层处理, 分为粘滞次层 $z < z_0$ (z_0 为粗糙度长度)、近地层 $z_0 < z < h_s$ ($h_s = 0.04z_i$ 为近地层顶) 和 Ekman 层 $h_s < z < z_i$ (z_i 为边界层顶). 粘滞次层内, u, v, w 为零, π 或 ρ 的变化不计. 粘滞次层顶的温度 θ_0 , 比湿 q_0 与其地面值变量 θ, q_G 的关系为

$$\theta_0 = \theta + 0.0962 (\theta / \kappa) (u \cdot z_0 / \gamma)^{0.45} \quad (8)$$

$$q_0 = q_G + 0.0962 (q \cdot / \kappa) (u \cdot z_0 / \gamma)^{0.45} \quad (9)$$

式中: γ 为运动学粘性系数; $\kappa = 0.4$ 为 von Karman 常数

近地层也称为常值通量层, 其摩擦速度 u^* , 通量温度 θ , 通量比湿 q^* 不随高度变化, 且根据如下对数律关系求得

$$u^* = \kappa V / [\ln(z/z_0) - \Psi_M(z/L)] \quad (10)$$

$$\theta = \kappa(\theta(z) - \theta_0) / 0.74 [\ln(z/z_0) - \Psi_H(z/L)] \quad (11)$$

$$q^* = \kappa(q(z) - q_0) / 0.74 [\ln(z/z_0) - \Psi_H(z/L)] \quad (12)$$

式中: 参数 $\Psi_M(z/L), \Psi_H(z/L)$ 为因偏离中性层结引起的对数风、位温(比湿)廓线的修正, 参数 L 为 Monin 长度, $V = (u^2 + v^2)^{1/2}$ 为水平平均风速, z

为模式最底层高度

Ekman 层次网格尺度参数化采用一阶闭合方案, 其湍流混合系数采用 Blackadar 提出的局地交换系数的形式

1.3 边界条件

采用无梯度侧边界条件且远离所关心的区域

上边界条件采用预报的不可渗透物质面边界^[8]. 下边界条件分地面和海面分别处理. 垂直运动下边界取刚体边界. 由式(8)~(12)的参数化方法计算海(陆)-气界面的次网格尺度动量、感热和潜热通量. 海表温度 SST 由观测给定且保持不变. 地面温度由地面热收支平衡计算

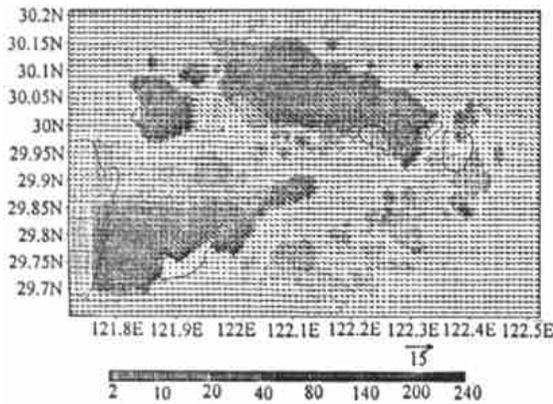
$$- Q_G + \rho_{cp} u^* \theta^* + \rho_L v u^* q^* + (1 - A) \times (t - a_q) R_{sw0} + R_{lwG} - R_{hwG} + \lambda_m = F(T_G) \quad (13)$$

式中: 左边第1, 2, 3项分别为地面热传导(FLSO L)、地面感热通量(FLSEN)和潜热通量(FLLAT), 左边第4项为净短波辐射通量(RZERO), 它由气体分子对太阳短波辐射的瑞利散射效应 $t R_{sw0}$ 和水汽吸收引起的太阳短波辐射的削减- $a_q R_{sw0}$ 两项组成 (A 为地面反照率), R_{lwG} 为进入到地面的大气长波辐射通量(RLZERO), $R_{hwG} = \sigma T_G^4$ 为地面黑体向上的长波辐射通量(RLOUT). 左边最后一项为自然环境突变或人类活动产生的热源, 在文中, 暂时未考虑

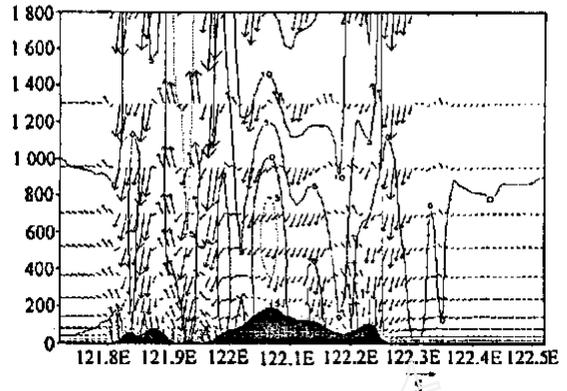
1.4 网格构造与初值场形成

模式模拟的区域为 $121.72^\circ E \sim 122.52^\circ E, 29.65^\circ N \sim 30.21^\circ N$ 的舟山群岛海域(图1). 构造适合于模拟区域的网格, 格点数为 81×57 , 其水陆网格的最小水平分辨率为 $0.01^\circ \times 0.01^\circ$; 将 1×1 地形高度资料内插至网格中, 最大地形高度约 240 m (最外圈 5 个网格点的地形高度作了平滑, 以减少侧边界的影响), 最小分辨率为 2 m. 垂直方向分为 21 层, 采用伸展网格, 其对应 σ 值分别为 2, 10, 20, 40, 80, 140, 240, 360, 520, 700, 950, 1300, 1800, 2350, 2950, 3600, 4200, 4950, 5750, 6600, 7500 m.

假如给定初值场为天气尺度, 且温度、湿度、风场水平均一, 只有垂向梯度. 天气尺度风场满足地转平衡. 只要几个探空站关于风、温度、湿度等的探空资料和地(海)面气压、温度、湿度资料及土壤参数等, 便可以用来形成 Pielke 模式所需的初始场



高度/m
a) 地形与海陆分布强迫产生的风场和风速(m/s)分布



b) 仅由地形作用产生的风场(m/s; 垂直速度乘以 50)和气压扰动(Pa)的 Y-Z 剖面(低于 1 800 m; Y= 30 07 N; 个例 1)

图 1 地形和海陆分布影响试验

文中利用间隔 6 h, 2.5 × 2.5 分辨率, 17 层等压面的 NCEP 再分析资料, 整个模拟域上的垂直廓线按

$$\phi_p = \prod_{i=1}^5 \left(\frac{\phi}{r_{ip}}\right)^5 \left(\frac{1}{r_{ip}}\right)^{-1} \quad (14)$$

式中: ϕ 是相距 r_{ip} 的点所对应的高空资料, 同时, 求出行星边界层之上的地转风 u_g, v_g 及其切变(热成风)和物质面之下的温度直减率, 而在行星边界层内采用修正的 Ekman 风廓线

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} = K_M \frac{\partial u}{\partial z^2} + f(v - v_g) \\ \frac{\partial v}{\partial t} = K_M \frac{\partial v}{\partial z^2} - f(u - u_g) \end{cases} \quad (15)$$

通过动力初始化方法, 以 1 h 时步对式(15)积分 6 个惯性周期(6 d), 使 u, v 基本达到定常, 这时的 u, v 已考虑了地面摩擦的影响, 并作为模式初始风场

2 数值试验与分析

选取多个具有观测资料的个例, 如 2000 年 3 月 23 日 00 时(世界时, 下同)西北(NW)大风个例(以下简称个例 1), 1999 年 4 月 8 日 00 时东南(SE)大风个例(简称个例 2)和 2000 年 3 月 31 日 00 时有现场实测资料的南风个例(个例 3), 进行数值试验

个例 1 和个例 2 都来自两次较持续稳定的大风天气过程, 这样初值场水平均一的假设条件较好地满足, 个例 1 为数值试验的主要个例, 因为它对应一次冷空气东移的过程, 便于考查海洋热通量的作用, 且天气尺度的背景风场主要是从西边

大陆吹向海洋, 有助于海风环流的形成。对个例 1, 在 3 月 23 日 00 时, 从 NCEP 资料得到初始天气尺度的风在边界层顶为风速 6.68 m/s, 风向 327.68°; 对个例 2, 4 月 8 日 00 时天气尺度的风速风向为 7.82 m/s, 203.72°; 对个例 3, 以 3 月 30 日 12 时的资料建立初始场, 其天气尺度的风速风向为 9.69 m/s, 255.6°。初始边界层顶高度均取为 950 m。

积分时间步长 5 s, 在不计太阳加热时, 以整个模拟域所有格点的动能之和前后两个时间步长变化小于 1 cm²/s² 作为积分达到定常的判据。海陆风模拟从定常后的当地时间(LST)开始

2.1 海陆分布与地形对风场的强迫

起伏地形上的过山气流研究已经做过较多工作^[9, 10], 其中尺度环流主要是通过非均匀性地表的动力强迫作用形成的

在个例 1 中, 由式(15)确定的初始化风廓线为风向向左偏转的 Ekman 螺旋, 其中海(地)面风(指海面上 10 m 的风, 下同)风速为 4.76 m/s, 风向为 315.26°; 同边界层顶天气尺度的风相比, 风向向左偏转了 12.42°。考虑了图 1a)所示的复杂海陆分布和地形的强迫作用后, 这一均匀风场产生了非均匀变化(图 1a)), 风速进一步减小, 风向向左又偏转了 28.87°。比较式(15)和式(1)、(2), 不难发现, 后者比前者多出了两个主要的项: 地形起伏引起的压力梯度力项, $g \left(\frac{\partial z}{\partial s}\right) \nabla_{2z} \sigma$, 和非

线性平流项, $-(\vec{V}_3 \cdot \nabla_3) \vec{V}_3$ 。地形作用相当于增加了地面粗糙度, 地形压力梯度力项与摩擦力项叠加, 相当于使式(15)中的摩擦阻尼作用 $K_M \frac{\partial u}{\partial z}$,

$K_M \frac{\partial v}{\partial z}$ 增大, 式(15)得到的 Ekm an 螺线解中风速的偏角增大 理论分析同上述模拟结果是一致的

为了突出地形压力梯度力项的作用, 用有地形试验得到的风、温度、气压场减去无地形试验得到的相应物理量场, 即得到主要由地形引起的净的变化 如图 1b) 所示, 在最高岛屿附近的上空低层, 地形作用使气压减小, 高层气压增加, 岛屿上空有较强的下沉气流, 从平面图(图略)来看, 岛屿顶上是水平辐散的风场 在岛的迎风坡(图中 122 E 和 121.8 E 附近), 气流受地形阻挡, 质量堆积, 低层产生正的气压扰动和强迫抬升运动

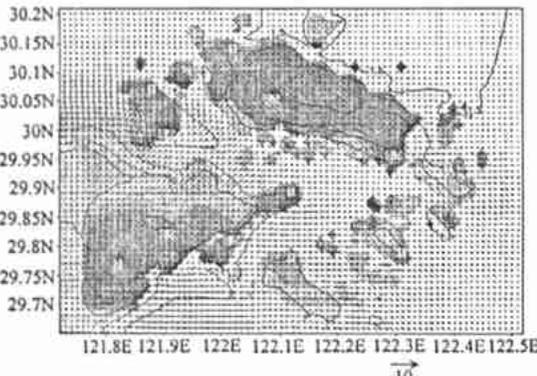
此外, 地形作用还产生一些局部的中尺度风场, 如在迎风坡和大陆、岛屿下游的背风处, 产生小于 2 m/s 的低风速区(图 1a)); 在岛屿顶峰两侧产生绕流等; 在更接近海面的 $\sigma = 2$ m 层, 风向趋于同水道走向一致(图略). 其它个例也有类似的特征(从略).

2.2 海洋感热输送诱导中尺度风场

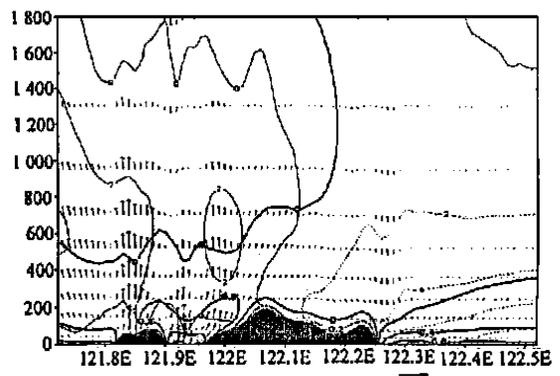
海-气之间的热交换可以影响低层风场的变化, 文中又导出了下面的数值试验: 在式(11)和式(12)中, 下界面为陆地地面时, θ_* 、 q_* 为零, 而下界面为海面时, θ_* 和 q_* 为负值 以个例 1 为例, 初始时, 海-气温差 3.2K. 用有海洋热输送影响的试验

结果减去无海洋热输送影响(即使 θ_* 和 q_* 到处为零)的试验结果, 这种净的变化可看成是主要由海洋热输送引起的

图 2 a) 显示了在 $\sigma = 10$ m 层上这种净的风场和温度场 从图中看到, 在岛屿背风面的下游方向和西部港内海域, 海面气温上升了 1.0~1.5 K, 相应地, 海洋加热诱导的局部风场也较东北、东南部开阔洋面的海面风速大 海洋加热引起的海面气温升高又通过温度平流的作用, 引起海岛上气温也相应上升 在岛屿之间的海面上空(图 2b)) 中, 121.9 E~122 E 之间), 相对于整个模式域的平均值来说, 海洋热通量引起低层正的温度扰动和负的气压扰动, 从而引起较大的垂直上升运动 在具有较大偏西风的背景风场作用下, 气流沿岛屿的西坡爬升, 由于质量堆积, 在迎风坡上空产生正的气压扰动 在岛屿东部的下游海域, 海洋加热同样引起低层气温升高和低层负压扰动, 但暖空气因没有岛屿地形的阻挡作用而产生垂直上升运动, 却是弱的下沉运动 因此, 海洋热通量引起的局部温、压扰动和风场分布还与海陆地形及其分布密切相关, 这表明, 在海洋的作用下, 群岛海域比开阔海域具有更复杂的风场分布



a) 感热加热产生的风场(m/s)和位温偏差(K)



b) 感热加热产生的风场(m/s; 垂直速度乘以 50)、位温(K)和气压扰动(Pa)的 Y-Z 剖面 (低于 1800 m; Y = 30.07 N; 个例 1)

图 2 海洋热输送影响试验

2.3 海陆非均匀热力效应——海陆风

考虑太阳加热后, 海陆之间非均匀热力效应引起的海陆风也是中尺度海面风场的重要成分 导出了下面的数值试验: 初始时刻, 海表温度 SST 等于模式最低层气温且保持不变, 在有实际地形时积分模式至稳定(5 h), 此后, 太阳升起, 即开始考虑位温源项 s_{θ} 和地面热平衡的计算, 再积分 25 h 为止 这样, 除了位温源项 s_{θ} (式(5)中右

边第 2 项)直接导致低层气温的变化外, 太阳加热引起的地温 $T_G(\theta_s)$ 的日变化, 通过陆-气之间的热通量(同式(8)、(11)相联系)和垂直扩散(式(5)中右边第 1 项)也影响了低层气温的变化 从个例 1(图 3)中可以看到, 在白天, 地面受太阳短波辐射加热而升温, 通过感热加热大气和向土壤次表层的热传导而降温, 但前者明显大于后者, 且最大加热约出现在当地时间中午 12 时, 最大升温在午

后 1 时, 高出初始时刻岛屿顶部地面气温 5.6 K, 高出海表温度 7.4 K. 在夜间, 地面因净长波辐射迅速冷却, 在 21 时至凌晨 5 时(对个例 3 为 1 时 ~ 6 时)降温达最大. 昼夜地表温差为 3.7 K.

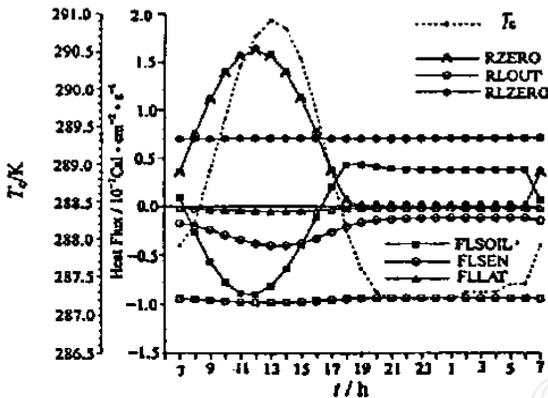
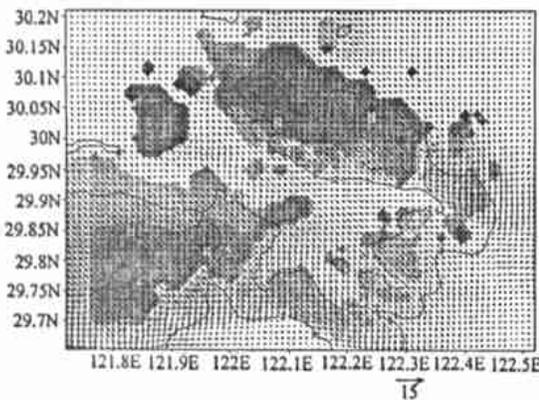
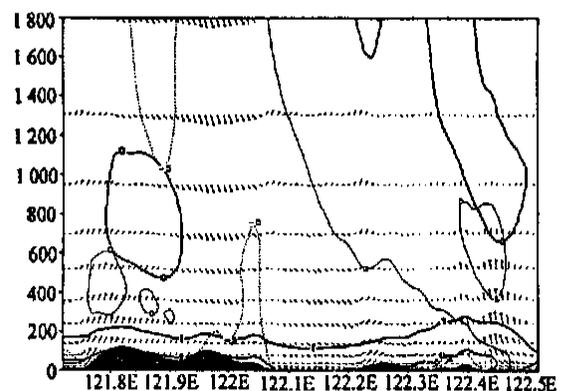


图 3 地表热平衡中各分量的贡献(实线)和地表温度 T_G (虚线)的日变化 (122.07E, 30.07N)
注: 正值代表地面热通量收入而负值代表热通量损失

地表温度这种明显的日变化和相对定常的 SST 对大气不同的加热作用, 是海陆风形成的关键因素. 图 4a) 给出了对个例 1 模拟的日出后当地时间 10 时仅由太阳加热诱导的扰动风场的分布. 在东北部的海陆附近, 扰动风场向陆地岛屿一侧偏折, 在东、南部海域, 低层开始形成反背景风向的东风、南风分量, 该扰动风场就是海风. 在 122.4E 以东显示出一个低层反背景风场的顺时针海风环流(图 4b)). 环流中心和最强的垂直运动约在 400 m 的高度, 低层海风前沿接近海岸而较高层已开始深入陆地. 同上升运动区相对应的是, 较高层具有正的气压扰动, 低层具有负的气压扰动和空气增温. 在 122.4E ~ 122.5E 之间有从陆地指向海洋的水平温度梯度(海风峰)和从海洋指向陆地的水平气压梯度. 这里, 海风形成的典型温压场结构和环流特征同文献[5]中的观测结果是一致的.



a) 海陆风中的风场 (m/s) 和位温偏差 (K) 的分布 (10 LST; $\sigma = 10$ m)



b) 风场 (m/s; 垂直速度乘以 50)、位温 (K) 和气压扰动 (Pa) 的 Y-Z 剖面 (低于 1800 m; Y = 29.84N; 个例 1)

图 4 海陆非均匀热力效应试验

海风环流发展到 18 LST 后成熟, 此后缓慢减弱. 24 LST 后, 陆风开始发展, 但其强度远小于海风. 该例中, 因为背景风场主要为西风, 即从主要的陆地吹向海洋, 而陆风环流的低层风向与此相同, 陆风环流很难从背景风场中分离出来, 由于其强度较弱, 它对总的低层风场的贡献不大, 这里不再详细讨论.

3 在地形和热力共同强迫下的预报试验

先在地形强迫下通过数值模式诊断使风场达到稳定, 然后开始考虑日出或日落, 即计算位温源

项 S_θ 和地面热平衡, 持续积分 30 h 为止. 此时包括了海陆风效应的中尺度风场称为预报风场.

以个例 2 为例, 将预报的海面风同老塘山观测点 (121.976 08 E, 30.054 68 N) 实测结果比较列入表 1 中. 为便于比较, 模式逐时输出的 $\sigma = 10$ m 层风速和逐时观测值 u_z 均按海面风 $u_{10} = u_z (10/z)^p$ (p 取 1/11) 换算. 测点高度取 40.3 m. 从表 1 中看到, 观测的风向主要为东南风 (SE) 和东南南风 (SSE), 如以 135.0°, 157.5° 和 180.0° 分别代表 SE, SSE 和 S, 则其平均值为 146.7°, 而预报的平均风向为 156.5°. 与观测结果相比, 相差 9.8°. 预报的逐时风速约在 4 级风的范围 (5.5 ~ 7.9 m/s), 日出后略有增大, 至傍晚后略有减小,



与逐时观测值的误差一般在 2~ 3 m/s 以内(仅在 3 LST 观测到瞬时大风除外), 而 24 h 平均风速, 两者非常接近, 仅相差 0.2 m/s

对个例 3 作了类似的预报试验 初始场利用

了 3 月 30 日 20 时(LST)的 NCAR 再分析资料, 预报从日落时开始 图 5 给出了 3 月 31 日 7 LST 在 $\sigma=10\text{ m}$ 上的预报风场及 3~ 4 级风的风速分布 据当天台站提供的风要素预报是, 舟山地区偏

表 1 老塘山站海面风向、风速观测值与预报值的比较

时 间	8日6时	7时	8时	9时	10时	11时	12时	13时	14时	15时	16时	17时	18时
观测 风向	SSE	SE	SE	SE	SE	SE	SE						
观测 风速/m·s ⁻¹	6.1	6.4	7.6	7.0	5.3	5.9	5.9	6.2	5.6	5.3	5.9	6.2	7.0
预报 风向/(°)	149.2	151.4	151.7	153.7	154.4	155.2	155.9	156.5	157.1	157.5	157.8	157.9	158.0
预报 风速/m·s ⁻¹	4.5	4.9	5.6	6.1	6.5	6.8	7.1	7.4	7.5	7.7	7.6	7.6	7.4

时 间	19时	20时	21时	22时	23时	9日0时	1时	2时	3时	4时	5时	6时	平均
观测 风向	SE	SE	SSE	SE	SE	S	SE	SE	SSE	SSE	SE	SSE	146.7
观测 风速/m·s ⁻¹	7.3	7.0	3.8	5.3	5.3	6.4	6.4	6.4	11.4	8.2	5.3	7.9	6.4
预报 风向/(°)	157.9	158.1	158.3	158.5	158.4	158.4	158.2	158.1	157.9	157.8	157.6	157.6	156.5
预报 风速/m·s ⁻¹	7.2	7.0	6.8	6.7	6.6	6.4	6.4	6.3	6.3	6.3	6.2	6.2	6.6

南风 4~ 5 级, 阵风 6~ 7 级 图 5 所示的数值预报试验结果总体上再现了当天的风场分布 从舟山本岛上看, 风的分布因地而异, 但风向主要为偏南风或西南南风, 风速介于 4~ 5 级范围内(5.5~ 10.7 m/s). 海面上风速一般小于岛上, 特别是在群岛包围的内部海域, 西部风速远小于东部 后者于 6:30LST~ 8:30LST 在船上实测的风速在 3~ 4 级风范围内(3.4~ 7.9 m/s), 在海面上 2 m 的风速预报显示(图略), 比 10 m 层风速小一级 图中“X”处实测风速风向为 6.5 m/s, 195°; 同这里的预报结果非常接近

4 结束语

利用数值模式研究物理因子对特定海域中尺度海面风场的影响并提供海洋环境问题中需要的中尺度风场已越来越成为一种最重要的途径 文中利用三维原始方程的数值模式, 结合实际个例的数值试验, 考查了海陆分布及地形、海洋热通量和海陆风对舟山群岛海域的低层风场结构和分布的影响, 并作了诸因子共同作用下的海面风场预报试验 结果表明

1) 三维原始方程的数值模式具有较完整的动力框架和边界层方案, 又便于处理资料稀缺时的初值化问题, 通过该模式能合理地再现复杂群岛海域的中尺度风场的特征, 能客观地预报海面风场的中尺度分布

2) 群岛海域的低层风场明显受到复杂海陆分布和地形的影响 地形作用使风向左偏增加 28°以上, 风速减小接近 2 m/s, 迎风面产生强迫抬升, 山顶气流产生下沉运动, 两侧有绕流, 背风后的海面形成低风和避风区域, 水道走向制约低层风向而趋于一致等等

3) 海-气间的热输送通过影响低层温压场而改变当地海面风场 向上的热通量如有地形阻挡将使局部垂直和水平风速明显增加, 并通过背景风场影响下游风速的变化 热通量诱导的海面风在内陆海域比开阔海域更显著

4) 太阳辐射使岛屿地表温度产生明显的日变化, 最大时可升高 5~ 6 K, 高出海表温度约 7 K, 昼夜温差 4 K 散布的群岛及地形使海陆对大气非均匀加热作用强迫出复杂的风场分布 在陆地增温区的下游有较大的低层风速增加 在背景风速较小的海岸附近引起低层反向的垂直海环

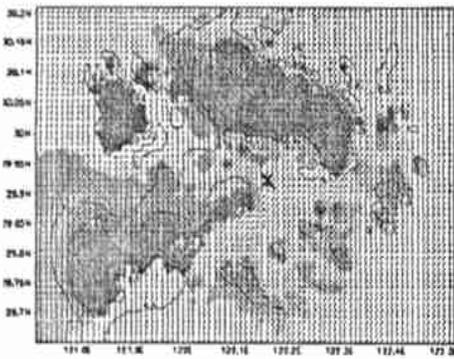


Fig 5 Wind field and wind speed distribution predicted with numerical model at 7 LST on 31 March 2000 at $\sigma=10\text{m}$. Contour lines represent wind speed distribution between 3.4~7.9 m/s. Mark "X" denotes observation position.

图 5 预报的风场和风速分布 (2000年3月31日7时; $\sigma=10\text{ m}$); 等值线代表 3~ 4 级风(3.4~ 7.9 m/s), “X”代表海上实测点

还应注意, 预报试验中的东部海域有更大的西风分量, 在各岛屿间的水道上, 风向趋于与水道平行(2 m 层). 显然, 台站提供的单一均匀的风速风向, 仅对岛上预报是适宜的, 与海面上的实际风场相差较大 相反, 这里的数值预报提供了较为客观的高分辨率时空分布的海面风场预报 限于篇幅, 有关海面风场预报在海洋环境问题中的应用将另文详述

流 陆风环流弱且对总的风场贡献小

5) 海陆分布/地形及海陆热力差异是形成中尺度海面风场的主要贡献因子。在群岛海域, 考虑了这些热力、动力因子的联合强迫作用后, 可以在允许的误差范围内诊断/预报其复杂的中尺度风场分布, 从而为有关方面提供使用

参 考 文 献

- 1 吴辉碇, 张玉玲, 季小阳等 海上风场的数值预报试验 北京大学学报(自然科学版), 1979(1): 90~ 98
- 2 Erasmus D A. A model for objective simulation of boundary-layer winds in an area of complex terrain. *J Clim Appl Meteor*, 1986, 25: 1832~ 1841
- 3 Arritt R W. Effects of the large-scale flow on characteristic features of the sea breeze. *J Appl Meteor*, 1993, 32: 116~ 125
- 4 高山红, 吴增茂 海岛测站大风资料代表性的数值模型分析. *应用气象学报*, 1999, 10(10): 333~ 338
- 5 Tijn A B C, Holtslag A A M, van Delden A J. Observations and modeling of the sea breeze with the return current. *Mon Wea Rev*, 1999, 127: 625~ 640
- 6 Novitsky M, Reible D D, Corripio B M. Modeling the dynamics of the land-sea breeze circulation for air quality modeling. *Bound-Layer Meteor*, 1992, 59: 163~ 175
- 7 Koo Y S, Reible D D. Flow and transport modeling in the sea-breeze part II: flow model application and pollutant transport. *Bound-Layer Meteor*, 1995, 75: 209~ 234
- 8 Pielke R A. 中尺度气象模拟 张杏珍, 杨长新译 北京: 气象出版社, 1990 117~ 125
- 9 元春霞, 黄立文, 吴国雄等 MM5V3/ECOM-Si 海气耦合模式的数值试验 武汉理工大学学报(交通科学与工程版), 2003, 27(4): 443~ 448

Numerical Experiments for Sea Surface Wind over Archipelagic Waters

Huang Liwen^{1,2)} Wu Guoxiong³⁾

(Wuhan Heavy Rain Institute, Wuhan 430074)¹⁾ (School of Navigation, WUT, Wuhan 430063)²⁾

(LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)³⁾

Abstract

A three-dimensional hydrostatic model (based on Pielke model) is used to examine the effects of complex terrain/sea-island distribution and the thermodynamic processes such as air-sea heat flux and solar radiation on the mesoscale structure and distribution of low-level wind fields by numerical experiments of three cases, and then used to make two experimental predictions. The results show that low-level wind exhibits obvious spatial and temporal variation forced by dynamical and thermodynamic processes (see Part 4) and have significant difference from synoptic uniform wind. The model can reproduce mesoscale features of marine wind fields and can predict the distributions of sea surface wind consistent with observation. If sounding data or predicted weather data are available, the model may be suitable to provide sea surface wind forecast in application of environmental problems for archipelagic waters.

Key words: dynamic/thermodynamic forcing; numerical experiment; sea surface wind; archipelagic waters