

春季华南沿海海-气边界层动力参数的观测研究^{*}黄菲^{1,2}, 马应生^{1,3}, 黄健²

(1. 中国海洋大学海洋-大气相互作用与气候实验室, 山东 青岛 266100; 2. 广州热带海洋气象研究所海洋气象联合开放实验室, 广东 广州 510080; 3. 南海舰队海洋水文气象中心, 广东 湛江 524001)

摘要: 通过对珠江口海岸边近地面边界层的观测资料的研究, 发现该海岸带春季大气层呈中性或近中性状态, 强稳定或者强不稳定天气过程较少; 摩擦速度不仅和稳定度有关, 而且随平均风速呈线性增加, 地形引起的扰动对它的离散性影响较大; 无因次风速方差满足相似规律并符合“ $1/3$ ”次方定律, 在中性或者近中性条件下, u , v , w 3个方向分量的相似函数为常数: 3.06、2.56、1.33; 湍流强度在风速达到 $4\sim 6\text{ m/s}$ 时最弱, 且变化不明显, 在自由对流状态(风速小于 2 m/s)时湍流发展最旺盛, 风速大于 6 m/s 时随风速增大略有增加, 水平分量比垂向分量的增幅明显; 海面空气动力粗糙度在距离海面 10 m 高处风速为 3.0 m/s 时最小, 其与风速成二次曲线关系; 中性或近中性条件下拖曳系数平均值为 1.180×10^{-3} , 与风速的关系在小于 4 m/s 和大于 4 m/s 时不同, 且有不同的拟合关系式。

关键词: 华南海岸带; 涡旋相关法; 湍流结构特征; 中性拖曳系数

中图法分类号: P732.6

文献标志码: A

文章编号: 1672-5174(2011)7/8-001-08

对海洋与大气之间的通量交换的研究, 目前已成为气象和海洋研究中的重要前沿课题之一。海-气之间包括热量、水汽交换和动量传输等过程都离不开边界层, 正因为如此, 对海-气边界层的研究已成为海-气相互作用研究的关键环节。近年来国内外已开展了许多海-气界面观测试验, 如“热带海洋与全球大气-海洋大气耦合响应试验”(TOGA-COARE)、“中尺度海-气相互作用试验”(MASEX)、“全球大气研究计划大西洋热带试验”(GATE)等等。国内这方面的观测试验最早在南海进行, 比如“南沙群岛及其邻近海区综合考察”项目、“南海季风试验”(SCSMEX)等, 均以通量观测为主。南海作为中国近海中唯一的热带海区, 对中国气候有着非常重要的影响。1994年9月南沙科学考察曾在渚碧礁上进行过短期湍流测量; 1997年冬季在南海南部海区进行了短期感热和潜热通量的梯度测量; 1998年“南海季风试验”(SCSMEX), 在西沙进行较大规模的海-气通量观测计划, 至今已开展4次(1998、2000、2002、2008年)试验, 并获取了前3a 5~6月和2008年5月~2009年4月近海面风速、温度、湿度等气象要素的梯度和脉动以及辐射资料。相应于这些大量的观测试验, 人们对南海热通量作了很多研究^[1-9], 对整个南海热通量和辐射已经有了比较全面的认识, 但是对南海海-气边界层的大气湍流结构特征的研究相对较少。众所周知, 研究和掌握海-气边界层中的湍流结构的特征和规律, 无论是对参数化方案还是对其它气候研究与应用等各方面都无疑是非常重要的。马

耀明等^[7-8]利用1994年9月18~30日南沙群岛渚碧礁海域的近海面大气湍流实测资料, 首次研究了南沙群岛渚碧礁附近海域的大气湍流结构和输送特征, 计算得到了该海域的拖曳系数 $C_D = (1.54 \pm 0.24) \times 10^{-3}$ 。高志球等^[9]利用相同的资料, 分别计算了该海域光滑海面和粗糙海面上的空气动力粗糙度、中性曳力系数, 并利用 Brutsert 的假定推导了1组求取标量粗糙度和整体输送系数的公式。闫俊岳等^[10]利用1998年在西沙永兴岛近海铁塔上观测的海-气通量数据, 分别用涡动相关法和廓线法计算了曳力系数、动量、感热、潜热通量及湍流强度等一些统计量的分布; 闫俊岳等^[11]利用2002年第3次南海海-气通量观测试验资料, 用涡动相关法和 TOGA-COARE2.5b 版本通量计算方案, 计算了西南季风爆发前后海-气界面动量、感热通量、潜热通量的湍流交换系数, 讨论了各通量交换系数的变化特征及其与气象要素变化的关系。从这些研究工作中可以发现, 在南海, 不同的观测试验海区、不同的研究方法, 对大气湍流结构及它的一些特征的研究结论并不一致。同时, 这些观测试验基本都在离海岸较远的深海区, 主要集中在西沙和南沙, 而南海北部的海岸带(华南沿海)地区, 这个海陆交错的关键区域却缺少类似的研究。因此, 本文采用2006年3~5月在珠江口地区连续的实测资料来分析该区域边界层湍流结构的一些特征, 以期初步了解这一地区的

* 基金项目: 中国气象局行业专项(GYHY200906008); 国家自然科学基金项目(40975038); 高等学校创新引智计划项目(B07036)资助

收稿日期: 2010-08-15; 修订日期: 2010-12-24

作者简介: 黄菲(1971-), 女, 教授, 博导, 主要从事海气相互作用和全球气候变化研究。E-mail: huangf@ouc.edu.cn

海-气边界层特点.

1 观测资料与处理方法

数据来自中国气象局广州热带海洋气象研究所 2006 年 3 月 5 日~5 月 29 日在珠江口的海雾观测试验。观测点设在珠海市九洲港码头南端的海岸上 (22°14'03"N, 113°35'05"E)。观测点三面环海, 只有偏北方向(315°)~360(°)和 0(°)~45(°)是陆地(见图 1), 因此由涡动相关系统观测的风速等气象要素受地形影响较小。本文主要用到的风速数据, 由 CAMPBELL 涡动相关系统中的 CSA T3 超声风温仪测量, 其安装高度距离海平面 3.9 m, 采样频率为 10Hz, 观测数据由 CR5000 数据采集器采集。由于超声的安装足够靠近岸边, 能较好地捕捉到来自海面风的信号。观测从 3 月 5 号早晨开始, 5 月 29 日下午结束, 观测期间由于供电等因素的影响导致若干次的观测中断和数据不连续, 其中缺测最长的时段是 5 月 6 日 12:00~5 月 8 日 14:00(超过 2 d 时间), 其余时段的观测中断时间都较少。



图 1 观测位置

Fig. 1 Observational location

本文根据 Vander Hoven 风速谱^[12] 和 Kaimal 等^[13] 对平均时间的算法, 统计时间序列长度取为 30 min, 用每小时的前 30 min 采样作为统计样本, 首先进行预处理, 具体步骤为:

- (1) 野点和奇异值剔除, 对于第 m 数据, 有平均值 $\bar{x}_m = \frac{1}{11} \sum_{i=1}^5 x_{m+i}$, 涨落方差 $\sigma_m^2 = \frac{1}{11} \sum_{i=1}^5 (x_{m+i} - \bar{x}_m)^2$, 对于 $x_m \in [\bar{x}_m - 2.5\sigma_m, \bar{x}_m + 2.5\sigma_m]$ 的数据认为是正确的, 否则用中差值代替;
- (2) 坐标旋转, 将笛卡尔坐标系下的风速进行 2 次坐标旋转到自然风坐标系下^[14-16];
- (3) 数据趋势剔除, 得到脉动值。

上述观测仪器和数据预处理方法与黄健等^[17] 在研究分析华南沿海海雾过程中热通量的处理方法基本一致, 并对后期计算结果进行了降水剔除。空气过于潮湿会影响超声仪器的精确度, 为了精确起见, 剔除降水和降水后 1 个时次, 最后挑选出来的有效样本数接近 1 700 个。

2 结果分析

2.1 大气稳定度与摩擦速度

采用涡动相关法计算大气稳定度和摩擦速度:

$$\zeta = z/L$$

$$u_* = [\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2}]^{1/4}$$

其中 $L = -\theta_v u_*^3 / (kg \overline{w'\theta_v'})$, 为 Monin-Obukhov 长度, g 为重力加速度 (9.8 m/s^2), $\overline{u'w'}$ (或 $\overline{v'w'}$) 为水平与垂直风速脉动协方差的平均。理论上当 $\zeta = z/L > 0$ 时, 大气处于稳定状态, $\zeta = z/L < 0$ 时大气为不稳定状态, $\zeta = z/L = 0$ 表示大气为中性层结。

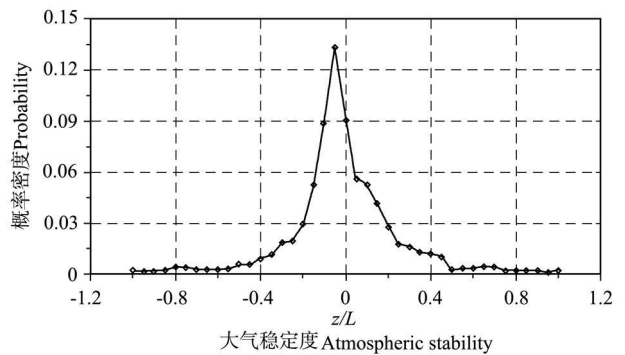


图 2 大气稳定度概率分布

Fig. 2 The probability density distribution of atmospheric stability

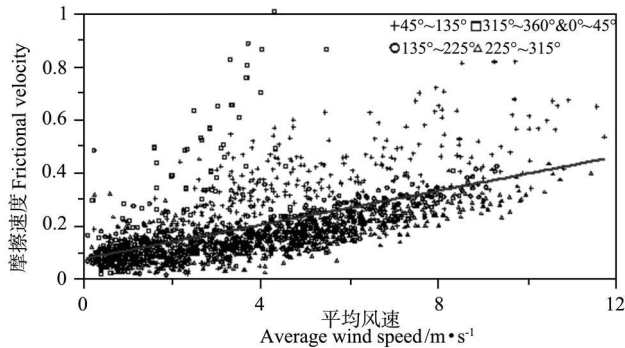
从图 2 可以看出, 稳定度的概率分布基本可以看成正态分布或者近似正态分布, 峰值略微偏向负值。样本中的绝大多数稳定度都在 ± 0.2 之间, 占总数的 88%, 说明此季节内观测区域边界层的大气状态基本为中性或近中性的状态, 强不稳定和强稳定天气过程相对很少。在整个观测期间, 也观测到了几次观测区域春季经常出现的海雾和冷空气活动过程, 因此本文的统计结果具有一定的代表性。

摩擦速度是 1 个边界层中很重要的参数, 是计算很多参数的基础, 掌握其变化规律显得尤为重要。采用超声数据和涡动相关法的优点是可以风速的脉动直接计算, 即从定义出发计算而得, 不经过迭代等方法, 使其具有较高的精确度。本文计算的摩擦速度平均值为 0.207, 与闫俊岳等^[10] 在 1998 南海季风爆发前后在西沙的计算结果相同, 说明此参数在南海北部直至近海海岸带都有一定的适用性。鉴于此次观测时间足

够长、基本涵盖了整个春季, 此结果应该更加准确和可信, 弥补了上述研究工作由于观测时间较短(只在季风爆发前后短时间内进行观测)而使人对其结果产生的疑虑。摩擦速度不仅是风速的函数(见图 3), 还与大气层结有关(见图 4)。从摩擦速度与风速的关系来看, 总体上其与风速成线性关系, 二者可拟合为关系式

$$u_* = 0.0319U + 0.0793.$$

拟合数据 1 682 组, 显著性检验超过 99% 信度, 二者相关系数超过 0.99。无论是在稳定、不稳定或者中性层结下, 摩擦速度都是随风速而增大。从图 3 中可以看出, 对二者的线性关系离散性影响最大的是地形因素, 偏北风向($315^\circ \sim 360^\circ$ 和 $0^\circ \sim 45^\circ$)下的数据的离散性明显高于其它方向从海面吹来的风。为了分析摩擦速度在不同稳定度下与风速的关系, 本文只选取受地形影响最小的偏南风时的数据(见图 5), 在相同风速的条件下, 相比拟合曲线, 摩擦速度在 $\zeta = z/L > 0.2$ 的层结(较稳定)中小于其在 $\zeta = z/L < -0.2$ 层结(较不稳定)中, 最大的是在 $|\zeta| < 0.2$ 的这个近中性的层结中, 且 $\zeta < 0$ 的点的离散性大于 $\zeta > 0$ 的点, 但是比地形对摩擦速度的离散性的影响要小很多。



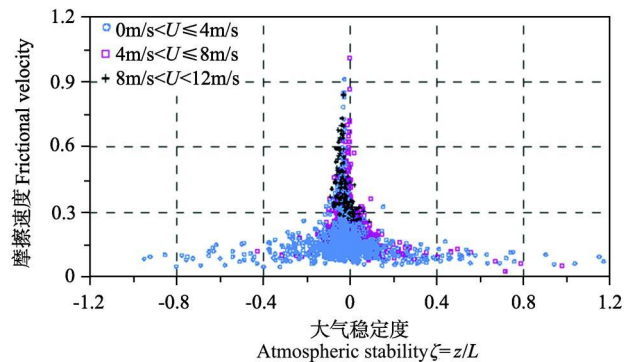
(实线为二者的拟合曲线; “□”代表风向 $0^\circ < WD < 45^\circ$ 和 $315^\circ < WD < 360^\circ$; “+”代表 $45^\circ < WD < 135^\circ$; “○”代表 $135^\circ < WD < 225^\circ$; “△”代表 $225^\circ < WD < 315^\circ$), 粗线为总体拟合直线。“□”stands for wind direction $0^\circ < WD < 45^\circ$ & $315^\circ < WD < 360^\circ$; “+”stands for $45^\circ < WD < 135^\circ$; “○”stands for $135^\circ < WD < 225^\circ$; “△”stands for $225^\circ < WD < 315^\circ$ and the solid line is a fitting curve with the all data.)

图 3 摩擦速度与不同风向平均风速的关系

Fig. 3 Frictional velocity varying with average wind speeds in different direction

摩擦速度和稳定度的关系(见图 4), 类似大气稳定度的概率分布, 绝大多数的点都落在稳定度的 ± 0.2 内, 峰值也偏向负值。不同风速条件下摩擦速度与稳定度的分布也不尽相同, 本文将 12 m/s 内的实测风速分为 3 部分。在不同的风速阶段内, 摩擦速度随稳定度的分布变化比较明显。当 $U \leq 4$ m/s 时, 摩擦速度分布最广, 平均值最小为 0.158, 对应的稳定度的变化范围也最大; U 在 4 ~ 8 m/s 之间时, 稳定度变化范围明

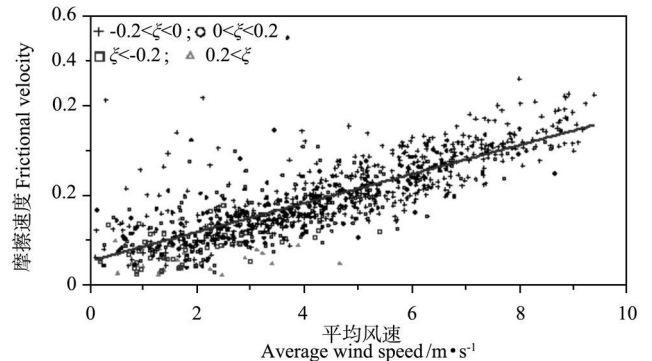
显变小, 且 $\zeta = z/L > 0$ 的变化范围大于 $\zeta = z/L < 0$ 的变化范围, 这个风速段内的摩擦速度的平均值为 0.245; U 在 8 ~ 12 m/s 之间时, 稳定度变化范围都在 ± 0.2 内, 此时段内的摩擦速度的平均值最大为 0.410。



(“○”代表平均风速 $0 \text{ m/s} < U < 4 \text{ m/s}$; “□”代表平均风速 $4 \text{ m/s} < U < 8 \text{ m/s}$; “+”代表平均风速 $8 \text{ m/s} < U < 12 \text{ m/s}$ 。○ stands for $0 \text{ m/s} < U < 4 \text{ m/s}$; □ stands for $4 \text{ m/s} < U < 8 \text{ m/s}$ and “+” stands for $8 \text{ m/s} < U < 12 \text{ m/s}$.)

图 4 摩擦速度随稳定度的变化关系

Fig. 4 Variation of frictional velocity with respective to atmospheric stabilities



(实线为拟合曲线; “□”代表 $\zeta < -0.2$; “+”代表 $-0.2 < \zeta < 0$; “○”代表 $0 < \zeta < 0.2$; “△”代表 $0.2 < \zeta$, 粗线为拟合直线。“□”stands for $\zeta < -0.2$; “+”stands for $-0.2 < \zeta < 0$; “○”stands for $0 < \zeta < 0.2$; “△”stands for $0.2 < \zeta$ and the solid line is a fitting curve of all the data in this direction.)

图 5 偏南风时摩擦速度在不同稳定度下与平均风速的关系
Fig. 5 Frictional velocity varying with average wind speeds with its direction between 135° and 225° in different stabilities

2.2 无因次风速方差相似规律

根据 Monin-Obukhov 相似理论, 任何 1 个量的标准差被特征尺度参数无量纲化后应为稳定度 $\zeta = z/L$ 的普适函数, 即在近地面层风速的标准差经过无量纲化后为稳定度的函数:

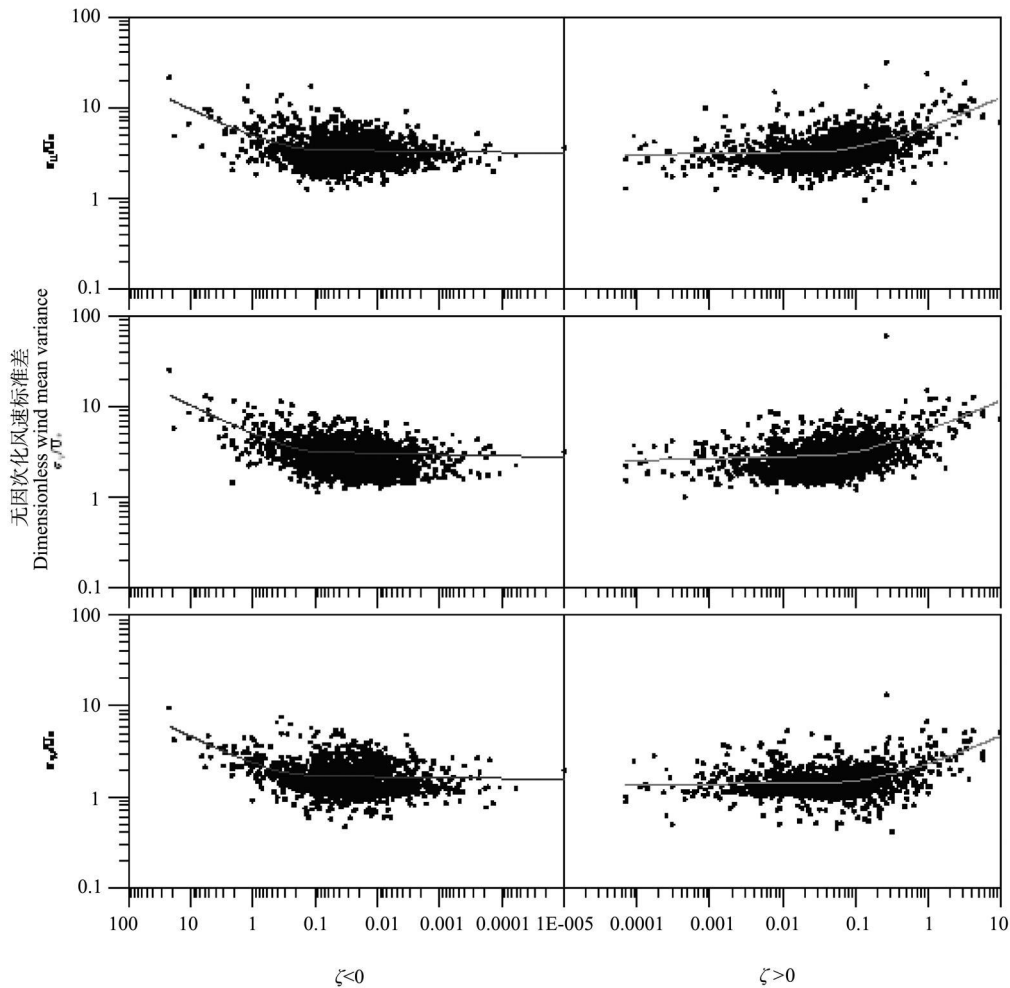
$$\sigma_\alpha / u_* = \phi_\alpha(z/L)$$

式中 z 为测量高度, ϕ_α ($\alpha = u, v, w$) 分别为 u, v, w 方向上的风速方差普适函数, σ_α 为 3 个方向风速分量的标准差。当 $L \gg z$ 时, $\zeta = z/L$ 趋近于 0, 即大气处于中性或近中性层结, 此时近地层湍流主要由机械生成, 各相

似函数分别为常数, 即有: $\sigma_u/u^* = A$ 、 $\sigma_v/u^* = B$ 、 $\sigma_w/u^* = C$ 。本文通过分析发现, 观测区域内的边界层中的风速方差很好地满足 $1/3$ 次方相似规律(见图 6)。当 $\zeta = z/L$ 趋近于 0 时 A, B, C 的值分别为 3.06、2.56、1.33。对于此常数参数, 在不同的下垫面进行观测试验时得出的结论也不同, 以海洋和陆地为下垫面的结果差别也较大。陆地上参考较多的是 Panofsky 等^[18]研究了 10 种不同下垫面后得到的参数常数, A, B, C 分别为 2.39、1.92、1.25。国内也有较多有关的实验, 比如 wang^[19] 在典型的山谷城市兰州市观测试验 $A = 3.36, B = 2.4, C = 1.31$; 卞林根等^[20] 在青藏高原南部也做过类似观测试验。在南海这方面的工作主要有 2 个, 分别在南沙^[7] 和西沙^[10], 二者所给出的 3 个常数参数分别为 $A = 2.32, B = 1.76, C = 1.2$ 和 $A = 3, B = 2, C = 1.25$ 。海岸带的下垫面比单一的陆地或者海洋下

垫面更复杂一些, 海面来向的风和陆地来向的风的差异应该较大, 但是也应该比起伏较大的陆地受地形因素的影响较小。相比之下, 本文的结论更接近西沙海域。无因次风速方差很好地满足相似理论这一事实可以表明: 风速方差的相似函数也可以在南海北部近海(华南沿海)使用, 中性条件下普适函数为常数, 本文拟合了在稳定与不稳定 2 种层结下的无因次风速方差的普适函数:

$$\begin{aligned} \sigma_u/u^* &= 3.06(1+6.37z/L)^{1/3} \\ \sigma_v/u^* &= 2.56(1+8.42z/L)^{1/3} & \zeta = z/L > 0.0 \\ \sigma_w/u^* &= 1.33(1+4.25z/L)^{1/3} \\ \sigma_u/u^* &= 3.06(1-6.37z/L)^{1/3} \\ \sigma_v/u^* &= 2.56(1-5.40z/L)^{1/3} & \zeta = z/L < 0.0 \\ \sigma_w/u^* &= 1.33(1-4.08z/L)^{1/3}. \end{aligned}$$



(实线为拟合曲线。The real line is fitting curve.)

图 6 无因次风速方差随大气稳定度的变化关系

Fig. 6 Non-dimensional wind standard deviation in different atmospheric stabilities

从图 6 同时还可以看出 1 个问题: 正如前人的研究工作^[21-22]所指出的那样, 水平方向风速方差的离散性大于垂直方向。由于稳定度 $\zeta = z/L$ 是与热力作用

有关的参数, 相比水平方向, 垂向湍流的发展和热力作用的关系更大, 图 6 中垂向无量纲化的风速方差的离散性比水平方向小, 说明垂向的湍流主要取决于热力

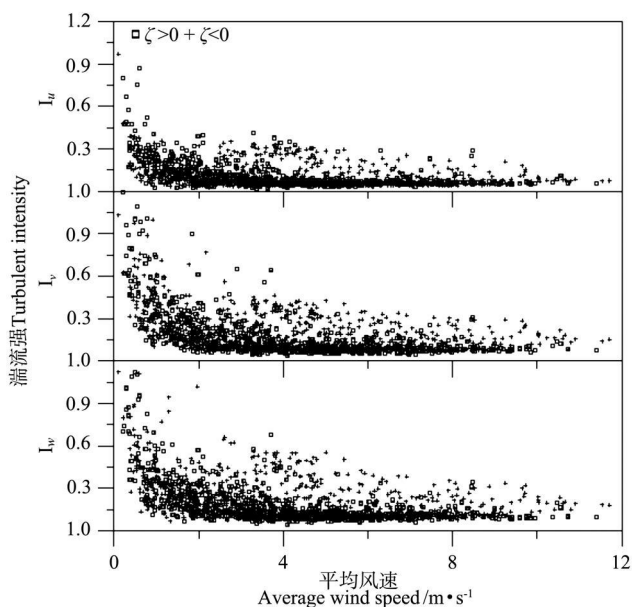
因子, 受其他因子影响很小, 而影响水平方向湍流的因素可能比较多, 也比较复杂, 赵鸣^[23] 等指出影响水平湍流的 1 个主要因子可能是水平风场对湍流的作用。对比 $\zeta = z/L > 0$ 与 $\zeta = z/L < 0$ 这 2 种情况可以看到: $\zeta = z/L < 0$ 时, 无量纲化的风速方差离散度略大, 在垂向上表现得更加明显。

2.3 湍流强度

湍流强度简称湍强, 是衡量湍流强弱的指标。计算公式为: $I_\alpha = \sigma_\alpha / U$, 其中 I_α ($\alpha = u, v, w$) 为水平与垂直方向的湍流强度分量, U 为观测高度的自然坐标下的 30 min 平均风速。为尽量减少观测数据受地形影响产生扰动, 本文在统计湍流强度特征的时候, 不考虑偏北风(风向角在 $315^\circ \sim 360^\circ$ 和 $0^\circ \sim 45^\circ$) 条件下的样本。统计结果显示, 平均湍流强度分别为: $I_u = 0.208$, $I_v = 0.189$, $I_w = 0.099$ 。前人的研究工作中, 距离珠江口比较近的观测试验点是南海西沙^[10], 三者的观测平均值为 0.096、0.066、0.04, 本文的结果偏大有 2 个原因, 主要原因是西沙的观测分析中没有考虑风速小于 2 m/s 的情况, 从图 7 可看出, 风速小于 2 m/s 时, 湍流发展最为旺盛, 这就是通常说的自由对流状态, 此时湍强平均值为 $I_u = 0.389$, $I_v = 0.383$, $I_w = 0.183$, 接近平均值的 2 倍, 样本数占有效样本的 24.9%, 可见自由对流状态下的湍强对平均湍流强度贡献的大小; 另一个原因可能是, 相比以单一的海洋为下垫面, 海岸带的地形更复杂、海-气温差等相关要素差异更大, 促使近地面层中大气与下垫面的相互作用更加活跃, 湍流的发展更旺盛。湍强与风速的关系, 在风速小于 4 m/s 的时候, 湍强均随风速减小而增大, 尤其是在自由对流状态下, 随风速的减小而迅速增大; 风速在 $4 \sim 6 \text{ m/s}$ 时, 湍强的变化不明显; 当风速大于 6 m/s 时, 湍强随风速的增大略有增加, 并且水平分量比垂直分量的变化要明显, 说明较高的风速更有利于水平方向湍流的发展, 同时也说明垂向湍流的发展对动力因子的依赖程度较小。

从图 7 还可以看出湍流强度与大气层结的关系, 在相同的风速条件下, 湍流强度较大的点, 在 $\zeta < 0$ 的层结中明显多于在 $\zeta > 0$ 的, 即不稳定层结比稳定层结更有利于湍流的发展, 从表 1 也可看出, 湍流在不同稳定度下的平均强度的差异, 稳定层结中湍强最弱, 不稳定条件下湍流交换能力最强, 说明稳定层结中最不利于湍流的发展, 中性或者近中性和强不稳定层结中, 都有利于湍流的发展, 在这 2 种层结中, 垂向分量湍强的增幅是最大的, 再次说明垂向湍流的发展与大气及其下垫面的热力关系更紧密。各湍强分量在近中性条件下的值基本接近季节平均值, 这主要归因于近中性层结的样本占绝大多数, 强稳定和强不稳定过程相对较

少。总体上, 不同稳定度下 I_u 略大于 I_v , 但是基本存在 $I_u \approx I_v > I_w$ 的关系。



(“+”代表 $\zeta < 0$; “□”代表 $\zeta > 0$, “+” stands for $\zeta < 0$ and “□” stands for $\zeta > 0$.)

图 7 湍流强度随风速的变化关系

Fig. 7 Turbulent intensity varying with wind speeds in different stabilities

表 1 不同稳定度下平均湍流强度

Table 1 Hourly-mean turbulent intensity in different stabilities

湍流强度 Turbulent intensity	近中性 ($-0.2 < \zeta < 0.2$) Neutral	稳定 ($\zeta > 0.2$) Stable	不稳定 ($\zeta < -0.2$) Unstable
I_u	0.209	0.177	0.241
I_v	0.188	0.170	0.234
I_w	0.099	0.076	0.124

上述分析表明, 垂向湍流强度比水平向湍流强度更依赖于热力因子, 在大气与下垫面相互作用的过程中, 热源主要来自下垫面, 而下垫面的热力状况应该有较明显的日变化, 为证实垂向湍流的发展与热力因素的关系, 本文分析了垂向湍流强度与海-气温差、湍强频次的日变化关系(图略)。结果发现, 无论是自由对流状态还是全部样本, 海-气温差在 $08:00$ 左右达到最大, 这时段内的湍强的离散型最大, 同时湍强出现的频次也最大; 其次, 海-气温差在傍晚($17:00$ 前后)的震荡较大, 此时也有较强的湍流发展, 湍强发生的频次也较高, 离散型也较强。这表明, 大气与下垫面之间的温差增大会导致湍强尺度上和频数上都有大幅地增大, 垂向湍流的发展重要取决于热力因子。

2.4 海面空气动力粗糙度

海面空气动力粗糙度 Z_0 定义为风速在海平面之上

某处为 0 m/s 时的高度, 它和海面状况有关。本文只考虑从海面吹来的风, 采取和统计湍强时一样的方法来去掉偏北风的影响, 并用 Smith^[24] 推荐的 Charnock 关系式^[25] (这也是 COARE2.5^[26] 版本提供的算法之一) 加以计算:

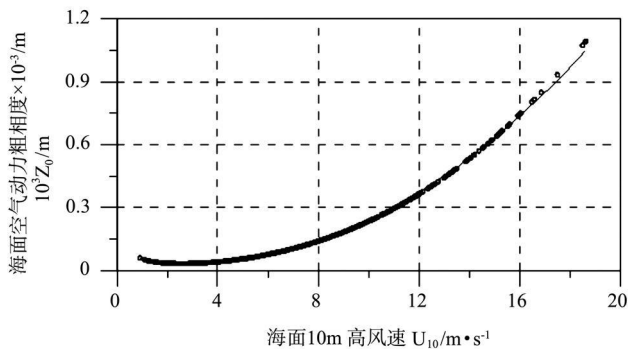
$$Z_0 = ac u_*^2 / g + 0.11 \frac{v}{u_*}$$

Z_0 由粗糙海面和光滑海面的粗糙长度 2 项组成。其中 ac 为 Charnock 常数, 其值在 $0.015 \sim 0.035$ 之间, 海洋上 $ac = 0.016$ 。 V 为运动学粘性系数, 是气温的函数:

$$V = 1.326 \times 10^{-5} (1 + 6.542 \times 10^{-3} T + 8.301 \times 10^{-6} T^2 - 4.84 \times 10^{-9} T^3)$$

由于本文所用数据不是正好在海面 10 m 高处采集所得, 所以用以下公式计算出海面 10 m 处风速。在中性或近中性层结条件下, 对数风廓线 $kU/u_* = \ln(z/Z_0)$ 始终成立^[9], k 为卡曼常数, 取为 0.4 。根据风廓线计算的海面 10 m 高处风速 U_{10} , Z_0 随 U_{10} 的变化关系如图 8 所示, 二者的变化关系可以拟合为二次曲线:

$$10^3 Z_0 = 0.0731 - 0.0246 U_{10} + 0.0041 U_{10}^2$$



(实线为拟合曲线。The solid line is a fitting curve of the data.)

图 8 海面空气动力粗糙度与 10 m 高风速关系

Fig. 8 Sea surface aerodynamic roughness varying with 10 m average wind speed

拟合数据 1 367 组, 相关系数超过 0.99 。当 $U_{10} = 3.0 \text{ m/s}$ 时 Z_0 达到极小值, 约为 $0.036 \times 10^{-3} \text{ m}$ 。此结果表明可将观测海区 10 m 高风速 $U_{10} = 3.0 \text{ m/s}$ 视为光滑海面、粗糙海面的分界点。此计算方法和结果均与高志球等^[9] 根据雷诺数与运动学粘性系数的关系, 将海面 9.4 m 高的风速 $U_{9.4} = 4 \text{ m/s}$ 作为南沙渚碧礁附近海区的光滑与粗糙海面的分界点略有不同。空气动力粗糙度随风速的变化在拐点前后不大, 这是因为在风速逐渐增大时, 海面的状况从光滑状态到粗糙状态有 1 个过渡, 粘性副层和粗糙海面同时存在。当 U_{10} 在 $2.0 \sim 4.0 \text{ m/s}$ 之间时, 即在拐点附近, Z_0 的值很小, 变化幅度也很小; 风速继续减小时 ($U_{10} < 2.0 \text{ m/s}$), 粗糙度随着风速的减小略有增加, 说明此观测海区的光滑

海面也存在粘性副层; 当 $U_{10} > 4.0 \text{ m/s}$ 时, Z_0 随着风速的增大明显增大。

2.5 中性拖曳系数

拖曳系数是海-气通量交换的 1 个重要参数, 是计算整体输运系数的基础。根据涡动相关法动量通量的计算公式:

$$\tau = \rho u_*^2 = \rho C_d U_{10}^2$$

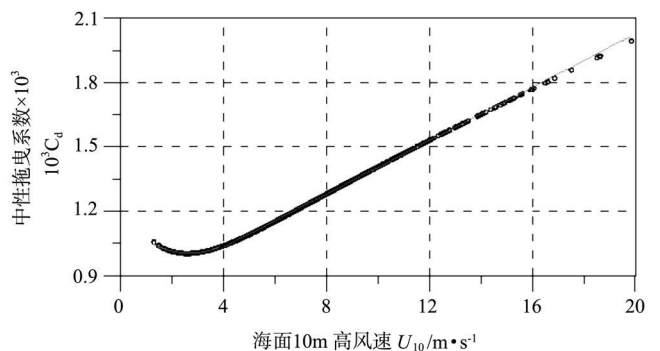
和对数风速廓线可直接算得大气在中性层结下的拖曳系数。本文计算的平均值为 $C_d = 1.180 \times 10^{-3}$, 此结果文献[11] 在西沙的观测试验结果 ($C_d = 1.029 \times 10^{-3}$) 接近, 略微偏大的原因是本文的观测数据包括了较多的高风速时次 (见图 9)。根据比较计算, C_d 和风速 U_{10} 的关系以 $U_{10} = 4 \text{ m/s}$ 作为分段点来拟合时, 二者关系达到最好:

$$10^3 C_d = 1.1826 - 0.1323 U_{10} + 0.0244 U_{10}^2$$

$$U_{10} < 4 \text{ m/s}$$

$$10^3 C_d = 0.062 U_{10} + 0.783 \quad 4 \text{ m/s} < U_{10} \leq 20 \text{ m/s}$$

$U_{10} \approx 4 \text{ m/s}$ 时 C_d 约为 1.040×10^{-3} 。 $U_{10} < 4 \text{ m/s}$ 拟合数据 297 组, 相关系数大于 0.98 ; $4 \text{ m/s} < U_{10} \leq 20 \text{ m/s}$ 拟合数据 1 070 组, 相关系数 > 0.99 。拖曳系数 C_d 在 $U_{10} \approx 2.7 \text{ m/s}$ 时达到极小值, 约为 1.003×10^{-3} 。 C_d 随风速的变化, 当 $U_{10} < 4 \text{ m/s}$ 时, C_d 的平均值为 1.018×10^{-3} , 其随风速先减小至极值后增加, 也证明近海拖曳系数受粘性副层的影响。风速在 $4 \sim 20 \text{ m/s}$ 之间, 拖曳系数和风速为线性关系, 这符合 Yelland^[27] 所证明的 Smith^[23] 关于拖曳系数在 $6 \sim 20 \text{ m/s}$ 内和风速成线性关系的假说: $10^3 C_d = 0.61 + 0.063 U_{10}$, 本文的结论与此关系式非常接近。但同时也该注意到, 不同海区的观测试验得出的结论存在细微的差别, 可能是中性拖曳系数随实验地点时间等因素的变化存在一定的波动。



(实线为拟合曲线。The solid line is a fitting curve of the data.)

图 9 中性拖曳系数与 10 m 高风速关系

Fig. 9 Drag coefficient varying with 10 m average wind speed under neutral conditions

3 结论

本文利用中国气象局广州热带海洋气象研究所 2006 年 3 月 5 日~5 月 29 日在珠江口进行海雾观测所得的超声资料, 初步分析了 2006 年春季南海北部海岸带地区边界层的湍流结构的一些特征, 得到一些基本结论如下:

(1) 大气稳定度的概率密度分布基本呈正态, 此季节内观测区域近地面层的大气层结基本为中性或近中性的状态, 强稳定或者强不稳定的天气过程很少。摩擦速度不仅和风速有关而且和大气层结稳定度有关, 其随风速线性增加, 与风速的线性关系中, 地形对其离散性影响较大。

(2) 无因次风速方差符合 $1/3$ 次方的相似规律, 在稳定度 $\zeta = z/L$ 趋近于 0 时, u, v, w 分量所对应的相似函数为常数, 分别为 3.06、2.56、1.33; 本文进一步给出了风速在各个分量方向的普适函数。

(3) 平均湍流强度分别为 $I_u = 0.208, I_v = 0.189, I_w = 0.099$ 。风速在小于 4 m/s 的时候, 湍强均随风速减小而增大; 风速在 $4 \sim 6 \text{ m/s}$ 时, 湍强变化不明显; 风速大于 6 m/s 时, 湍强随风速的增大而略有增加, 且水平方向的增加量大于垂向。湍流的发展在中性或者近中性条件下非常接近平均状态, 但在不稳定层结中是最强的, 垂向湍强从中性层结到不稳定层结的增幅基本是水平向湍强的增幅的两倍。

(4) 海面动力空气粗糙度 Z_0 在 $U_{10} = 3.0 \text{ m/s}$ 附近达到最小, 在观测区域内可将 $U_{10} = 3.0 \text{ m/s}$ 作为光滑海面和粗糙海面的分界点。其与风速的关系可拟合成二次曲线, 当 U_{10} 在 $2.0 \sim 4.0 \text{ m/s}$ 之间时, Z_0 的值很小, 变化幅度也较小, 风速继续减小时, 粗糙度随着风速的减小略有增加, 当 $U_{10} > 4.0 \text{ m/s}$ 时, Z_0 随着风速的增大明显增大。

(5) 中性条件下拖曳系数 C_d 的平均值 $C_d = 1.180 \times 10^{-3}$ 。在 $U_{10} = 2.7 \text{ m/s}$ 时, C_d 达到最小。 C_d 和风速 U_{10} 的关系以 $U_{10} = 4 \text{ m/s}$ 为分界点时的拟合关系最好, 在 $U_{10} < 4 \text{ m/s}$ 时, C_d 随风速先减小后增加, 为二次曲线关系; 当 U_{10} 在 $4 \sim 20 \text{ m/s}$ 之间时, C_d 随其线性增加。

参考文献:

[1] 孙即霖, 刘秦玉, 张秀芝. 1998 年夏季风爆发前后南海海气热通量主要特征. 南海季风爆发和演变及其与海洋的相互作用 [M]. 北京: 气象出版社, 1999: 152-156.

[2] 许建林, 曲绍厚. 1997 年冬季南海南部海区不同天气过程下的湍流通量输送 [J]. 热带海洋, 2000, 19(2): 19-26.

[3] 闫俊岳, 姚华栋, 李江龙, 等. 2000 年南海季风爆发前后西沙海域海-气热量交换特征 [J]. 海洋学报, 2003, 25(4): 18-28.

[4] Jiang Gourong, He Jinhai, Wang Dongxiao, et al. Observational study of air sea fluxes during the SCS summer monsoon in 20002 Features of thermal budget at the sea surface [J]. Acta Meteorologica Sinica, 2004, 18: 245-258.

[5] 闫俊岳, 唐志毅, 姚华栋, 等. 2002 年南海西南季风爆发前后海-气界面的通量交换变化 [J]. 地球物理学报, 2005, 48(5): 1000-1010.

[6] 陈奕德, 蒋国荣, 张韧, 等. 2002 年南海夏季风爆发期间南海北部海气通量分析与比较 [J]. 大气科学, 2005, 29(5): 761-770.

[7] 马耀明, 王介民, 刘巍, 等. 南海海域近海面层大气湍流结构及输送特征研究 [J]. 大气科学, 1997, 21: 357-365.

[8] 马耀明, 王介民, 张庆荣, 等. 南沙海域大气湍流通量输送特征分析 [J]. 高原气象, 1997, 16(1): 45-51.

[9] 高志球, 马耀明, 王介民, 等. 南沙群岛海域近海面粗糙度、中性曳力系数及总体交换系数研究 [J]. 热带海洋, 2000, 19(1): 38-42.

[10] 闫俊岳, 姚华栋, 李江龙, 等. 1998 年南海季风爆发期间近海面层大气湍流结构和通量输送的观测研究 [J]. 气候与环境, 2000, 5(4): 447-458.

[11] 闫俊岳, 唐志毅, 姚华栋, 等. 南海西南季风爆发前后海-气通量交换系数研究 [J]. 气象学报, 2006, 64(3): 335-344.

[12] Vander Hoven I. Power spectrum of horizontal wind speed in the frequency range from 0.0007 to 900 cycles per hour [J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1957, 14: 160-164.

[13] Kaimal J C, Finnigan J. Atmospheric boundary layer flows: Their structure and measurement [M]. Oxford: Oxford University Press, 1994: 266

[14] Finnigan J J, Clement R, Malhi Y. A re-evaluation of long-term flux measurement techniques. Part I: averaging and coordinate rotation [J]. Bound-Layer Meteor, 2003, 107: 1-48.

[15] Finnigan J J. A re-evaluation of long-term flux measurement techniques. Part II: Coordinate systems [J]. Boundary-Layer Meteorology, 2004, 113: 1-41.

[16] Wilczak J, Oncley S, Stage S A. Sonic anemometer tilt correction algorithms [J]. Boundary-Layer Meteorology, 2001, 99: 127-150.

[17] 黄健, 王斌, 周发琇, 等. 华南沿海暖海雾过程中的湍流热量交换特征 [J]. 大气科学, 2010, 34(4): 715-725.

[18] Panofsky H A, Dutton J A. Atmospheric turbulence models and methods for engineering applications [M]. New York: Wiley-Interscience, 1984.

[19] Wang J. Turbulence characteristics in an urban atmosphere of complex terrain [J]. Atmospheric Environment, 1992, 26A(15): 2714-2717.

[20] 卞林根, 陆龙骅, 程彦杰, 等. 青藏高原东南部昌都地区近地层湍流输送的观测研究 [J]. 应用气象学报, 2001, 12: 1-13.

[21] Andreas E, Hill R J, Gosz J R, et al., Statistics of surface layer turbulence over terrain with metre-scale heterogeneity [J]. Boundary-Layer Meteorology, 1998, 86: 379-408.

[22] Choi T, Hong J, Kim Joon, et al., Turbulent exchange of heat, water vapor, and momentum over a Tibetan prairie by eddy covariance and flux variance measurements [J]. J Geophys Res, 2004, 109, D21106, doi: 10.1029/2004JD004767.

[23] 赵鸣, 苗曼倩, 王彦昌. 边界层气象学 [M]. 北京: 气象出版社, 1991: 465.

- [24] Smith S D. Coefficients for sea surface wind stress, heat flux and wind profiles as a function of wind speed and temperature [J]. *J Geophys Res*, 1988, 93(C12): 15467-15472.
- [25] Chamock H. Wind stress on a water surface [J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1955, 81: 639-640.
- [26] Fairall C W, Bradley E F, Rogers D P, et al. Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment [J]. *J Geophys Res*, 1996, 101(C2): 3747-3764.
- [27] Yelland M, Moat B I, Taylor P K, et al. Wind stress measurements from the open ocean corrected for airflow distortion by the ship [J]. *J Phys Oceanogr*, 1998(28): 1511-1526.

Characteristic of Air-Sea Boundary Layer Dynamic Parameters over the South China Coastal Region in Spring, 2006

HUANG Fei^{1,2}, MA Ying-Sheng^{1,3}, HUANG Jian²

(1. Ocean-Atmospheric Interaction and Climate Laboratory (OAC), Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2. Joint Open Laboratory of Marine Meteorology (JOLMM), Institute of Tropical and Marine Meteorology, CMA, Guangzhou 510080, China; 3. Hydrometeorological Center of the South China Sea Navy, Zhanjiang 524001, China)

Abstract: With the observed data from a settled location at the mouth of Zhujiang River, the characteristics of atmospheric turbulent structure of the boundary-layer has been analyzed in this paper. The atmospheric stratification is approximately neutral in spring. The friction velocity, which has a normal distribution with atmospheric stability, is linear with wind increasing. The non-dimensional wind standard deviation accords with the power of 1/3, Monin-Obukhov similarity theory. The turbulent intensity reaches its minimum when the wind speed is between 4 m/s and 6 m/s, and when the wind speed is less than 2 m/s the turbulent intensity is likely to be maximum. The strong wind when its speed is larger than 6 m/s is likely to increase the turbulent intensity in horizontal direction. The sea surface dynamic roughness has a quadratic curve relationship with 10 m height wind speed. Under neutral condition the average drag coefficient is 1.180×10^{-3} and it is linear with wind speed when it is larger than 4 m/s.

Key words: coastal region of South China; eddy covariance; atmospheric turbulent structure; neutral drag coefficient

责任编辑 庞旻