

国家“七五”科技攻关项目
(75) 50-02-02-03(3), (4)

东莞地区大气边界层结构

主持单位: 国家环保局

专题负责单位: 中国环境科学研究院

子题承担单位: 北京大学地球物理系、华南环科所

日期: 1990.6.

子 题 负 责 人:张霭琛 谢文彰
主要参加人员:王邦中 刘树华 刘和平 龚可铿
郭典招 李照勇 姜 宁
报 告 编 写:张霭琛
报 告 审 核:陈家宜

目 录

提要

§ 1. 资料收集概况

§ 2. 资料的整理和计算

§ 3. 流场分析

§ 4. 结果分析

一、冬季沙角和增城两站的时间剖面图

二、冬季沙角和增城两站的位温廓线

三、夏季沙角、大宁和增城的时间剖面图

四、夏季各站的位温廓线

五、拟合流场分析

§ 5. 关于热内边界层存在与否的讨论

§ 6. 结论

附图

东莞地区大气边界层的结构

提 要

本文分析了 88 年 1 月份和 7 月份的两次低空探测结果,1 月的资料包括河口的沙角站,以及内陆的增城站,7 月的低空探测增加了珠江口的内伶仃岛站,以及由沙角向东北方向陆地延伸的南栅和大宁,另外还有顺德。

观测结果表明:东莞地区冬季大气混合层在河口沙角站,其高度在 9、11 和 14 点的值平均分别为 180、375 和 600 米,而距河口 60 公里的增城反比沙角站略低。东莞地区的夏季由偏南气流所控制,混合层高度向内陆纵深有明显的增长趋势,并符合 $x^{1/2}$ 规律,登陆的冷平流对湍流感热通量的反向作用使热内边界层的发展比较缓慢。

在混合层顶层经常存在多层逆温,并有一定的下沉速度,它们对混合层的发展有一定的抑制作用。

夏季低空的观测站点较多,本文利用这些资料进行了三维流场的拟合证实:当 SW 气流盛行时,在午后可发展出海风环流但在午夜之后没有任何显示陆风环流的迹象。

§ 1. 资料收集的概况

本文分析结果的全部资料来自珠江三角洲几个站的低空探空资料。88年1月份的测站有沙角、增城、顺德、广州和珠海；7月份另外增加了3个站即内伶仃岛、南栅和大宁。各站的下垫表面具有各自特色，其中沙角、南栅和大宁由西南向东北位于同一条直线上，沙角位于伶仃洋东北岸，南栅距沙角约4.5公里，大宁距沙角约9公里，以利于考察热内边界层的结构；内伶仃代表珠江口与海面交界处的情况；增城则代表丘陵地区；顺德代表珠江河网地区。至于广州和珠海两地的条件较为特殊，前者为大城市，除具有较高的粗糙度外，还应有较强的热岛效应；珠海南面临海，北部山丘较高，与珠江三角洲其它地区有一定程度的隔绝，因而在研究东莞地区的大气边界层特征时，暂且将广州和珠海的影响划到影响范围之外。

图1给出珠江三角洲的地理位置的简图，并标注出上述各站的位置。

1月份的资料共20天(1月1日到20日)，除顺德站为单经纬仪测风外，其余各站均为双经纬仪测风；7月份从6月26日至7月15日同样是20天，由于站点的增加沙角、南栅、大宁、顺德和内伶仃为单经纬仪测风，探空资料每日8次，为每天北京时的7、9、11、14、18、23、02和05点，夏季日出较早，因而仍采用上述时间，但按夏时制进行放球和观测。

低空探空仪为北京大学地球物理系自行试制的发射板，施放前的基值检测误差不大于 0.2°C ，测温范围内的非线性偏差低于 $\pm 0.05^{\circ}\text{C}$ 。

§ 2. 资料的整理和计算

测风计算程序在双经纬仪观测的情况下，采用Norman Thyer^[1]推荐的矢量法，计算首先得到的每分钟气球高度 Z ，然后对时间—— Z 曲线用四次曲线拟合，以利于得到代表性较强的 Z 值，然后再计算风向和风速值。

温度特性层的选择较难作出比较明确的条文规定，其中近地层逆温、近地层超绝热层以及大气边界层顶逆温层是选择的重点，一般以2公里内选择7—10层为宜。

从初整后的探空测风资料可看出，冬季共经历两个系统控制，从1月1日到15日，从地面到高空为较弱的偏北气流，16日在地面较薄的气层内(50米)存在偏南气流，次日有冷空气南下，转为较强的偏北气流。夏季观测期间，在绝大多数天数内，其控制气流为东南偏南风，其中以7月4日至6日的最为典型。仅在7月7日到9日，控制气流转变为西南风。

根据上述情况，本文的分析重点将集中于1月1日到15日，7月4日到6日，以及7月7日到9日这三段时间的资料。

经过初步整理的风场和温度场的资料，作图点绘成下述图表。

(1) 典型日期夏季沙角、大宁和增城各站的时间剖面图，冬季沙角和增城两站时间剖面图

(2) 夏季典型日期沙角—南栅—大宁—增城一线的空间剖面图。

(3) 夏季分别SW的SSE风两种情况，作出夏季整个白天时段(9、11、14和18点

四次观测)和夜晚时段(2和5点两次观测)内平均的风矢量端迹包络线图。

(4) 在整个冬季和夏季观测期间内,平均得到每日8次观测的位温廓线。

§ 3: 流场分析

本文采用 Sherman^[4]的方法,其原理是基于变分方法,利用连续性方程作为约束条件,对内插和外插得到的初始化风场进行三维风场的调整计算,并引用 Ross 等人^[3]的方法对地形的影响进行坐标修正。

对于初始风场值 U_0 、 V_0 和 W_0 代入连续方程后通常有一余项,1958年 Sakaki^[4]利用变分法原理用尽量少改变观测值的方法调整连续性方程中的余项使其满足等于零的强条件限制。1970年 Sakaki^[5]又提出一种弱条件限制,即尽量调整网格点上连续方程的余项,使其趋近于一个极小值,并保持此值低于测风的误差,即满足下述方程:

$$E(u, v, w) = \iiint_V [\alpha_1^2(u - u_0)^2 + \alpha_2^2(v - v_0)^2 + \alpha_3^2(w - w_0)^2] dV$$

其中 u_0 、 v_0 、 w_0 分别为风速场的初始值, u 、 v 、 w 则为三个分量调整以后的数值,上式的约束条件为

$$H(u, v, w) = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

利用拉格朗日算子“ λ ”,约束可并入调整函数中,问题即变成了建立函数

$$F(u, v, w, \lambda) = E(u, v, w) + \iiint_V H(u, v, w) dV$$

进行变分运算,使上述函数取极小值

$$\delta F(u, v, w, \lambda) = 0$$

δu 、 δv 、 δw 和 $\delta \lambda$ 都是任意的,从上面的变分方程得到

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial x}(u - u_0) = \frac{\partial \lambda}{\partial x} \\ \frac{\partial}{\partial y}(v - v_0) = \frac{\partial \lambda}{\partial y} \\ \frac{\partial}{\partial z}(w - w_0) = \frac{\partial \lambda}{\partial z} \end{cases}$$

约束条件仍为:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

边条件则为:

$$\begin{cases} \lambda(u - u_0) = \lambda \delta u = 0 \\ \lambda(v - v_0) = \lambda \delta v = 0 \\ \lambda(w - w_0) = \lambda \delta w = 0 \end{cases}$$

变换上述方程,即得到调整风场的一般表达式

$$\begin{cases} u = u_0 + \frac{1}{2\alpha_1^2} \frac{\partial \lambda}{\partial x} \\ v = v_0 + \frac{1}{2\alpha_1^2} \frac{\partial \lambda}{\partial y} \\ w = w_0 + \frac{1}{2\alpha_1^2} \frac{\partial \lambda}{\partial z} \end{cases} \quad (1)$$

将上方程组代入约束条件,得到有关“ λ ”的椭圆方程

$$\frac{\partial^2 \lambda}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \lambda}{\partial y^2} + \frac{\alpha_1^2}{\alpha_1^2} \frac{\partial^2 \lambda}{\partial z^2} = -2\alpha_1^2 \nabla \cdot \vec{v}_0 \quad (2)$$

其中

$$\nabla \cdot \vec{v}_0 = \frac{\partial u_0}{\partial x} + \frac{\partial v_0}{\partial y} + \frac{\partial w_0}{\partial z}$$

求解(2)式,得到风场每一网格上的“ λ ”值,将“ λ ”值代入(1)式,得到调整后的风场。

在存在地形起伏的条件下,应使用随动坐标系对 z 轴进行变换,令

$$\delta = \frac{z - h(x, y)}{H(x, y) - h(x, y)} \quad (3)$$

式中 $h(x, y)$ 为地形的海拔高度, $H(x, y)$ 为计算区域的上边界

$$H(x, y) = H_{top} - 0.5 \times [h(x, y) + 10.0]$$

上式为考虑地形影响时,对大气边界层顶 H_{top} 进行的修正。

为保证风场分析在大气边界层下层的分辨率高于上层,选用

$$\zeta = \ln(18\delta + 1) + \delta.$$

上边界 $\delta=1$; 下边界 $\delta=0$ 。此处作者对“ ζ ”采用等间隔划分,公式(2)则变换为下式

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \lambda}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \lambda}{\partial y^2} + \frac{\alpha_1^2}{\alpha_1^2} \left[\frac{\partial^2 \lambda}{\partial \zeta^2} \left(\frac{\partial \zeta}{\partial z} \right)^2 + \frac{\partial \lambda}{\partial \zeta} \cdot \frac{\partial^2 \zeta}{\partial z^2} \right] \\ = -2\alpha_1^2 \left(\frac{\partial u_0}{\partial x} + \frac{\partial v_0}{\partial y} + \frac{\partial w_0}{\partial \zeta} \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (4)$$

取 $\left(\frac{\partial \zeta}{\partial z} \right)^2 = A, \frac{\partial^2 \zeta}{\partial z^2} = B, \frac{\partial \zeta}{\partial z} = C$, 求上述方程的差格式,经整理后得到

$$\begin{aligned} \lambda_{i,j} = [\lambda_{i+1,j} + \lambda_{i-1,j} + \lambda_{i,j+1} + \lambda_{i,j-1} + \\ c_1 \lambda_{i,j-1} + c_2 \lambda_{i,j+1} + 2c_3 \alpha_1^2 \varepsilon_0] \times c_3 \end{aligned} \quad (5)$$

其中

$$\begin{cases} C_1 = \left(\frac{\alpha_1}{\alpha_2} \right)^2 \left(\frac{\Delta x}{\Delta \zeta} \right)^2 \cdot (B - A \times 0.5 \times \Delta \zeta) \\ C_2 = \left(\frac{\alpha_1}{\alpha_2} \right)^2 \left(\frac{\Delta y}{\Delta \zeta} \right)^2 (B + A \times 0.5 \times \Delta \zeta) \\ C_3 = 0.5/2 + B \left(\frac{\alpha_1}{\alpha_2} \right)^2 \left(\frac{\Delta x}{\Delta \zeta} \right)^2 \end{cases}$$

此处已假设 x 和 y 方向的网格距离 $\Delta x = \Delta y$ 。方程(5)选用超松弛迭代法求解,松弛因子 0ω 取作 1.78,而第 n 次迭代后的“ λ ”等于

$$\lambda_{i,j}^{(n)} = \frac{0\omega}{3} \lambda_{i,j}^{(n-1)} + 0\omega [\lambda_{i+1,j}^{(n-1)} + \lambda_{i-1,j}^{(n-1)} + \lambda_{i,j+1}^{(n-1)}]$$

$$\lambda_{ij-1k}^{(n-1)} + c_1 \lambda_{ij-1}^{(n-1)} + c_2 \lambda_{ij+1}^{(n-1)} + c \cdot \alpha_1^2 \varepsilon_0^2 \star c_3 \quad (6)$$

其中

$$\varepsilon_0 \equiv \frac{U_{i+1j}^0 - U_{i-1j}^0}{2\Delta x} + \frac{V_{ij+1}^0 - V_{ij-1}^0}{2\Delta y} + c \frac{W_{ij+1}^0 - W_{ij-1}^0}{2\Delta z}$$

$$\lambda^{(0)} \equiv 0$$

$$\left(\frac{\alpha_1}{\alpha_2}\right)^2 = \frac{(H_{TOR} - h \times 0.5 - 5)^2}{(DHDX)^2 + (DHDY)^2}$$

DHDX 和 DHDY 分别为地形在 X 和 Y 方向梯度

在求得 λ_{ij} 后,即可得到调整后的风场。

$$\begin{cases} u_{ij} = \frac{1}{4} [u_{i+1j}^0 + 2u_{ij}^0 + u_{i-1j}^0] + \frac{1}{2\alpha_1^2} \cdot \frac{\lambda_{i+1j} - \lambda_{i-1j}}{2\Delta x} \\ v_{ij} = \frac{1}{4} [v_{ij+1}^0 + 2v_{ij}^0 + v_{ij-1}^0] + \frac{1}{2\alpha_1^2} \cdot \frac{\lambda_{ij+1} - \lambda_{ij-1}}{2\Delta y} \\ w_{ij} = \frac{1}{4} [w_{ij+1}^0 + 2w_{ij}^0 + w_{ij-1}^0] + \frac{1}{2\alpha_2^2} \cdot \frac{\lambda_{ij+1} - \lambda_{ij-1}}{2\Delta z} \end{cases} \quad (7)$$

在进行具体计算时,按照下列步骤进行:

(1) 除已有的沙角、大宁、内伶仃、顺德和增城外(南栅站位于沙角和大宁之间,相距较近,因而没有使用该站的资料),另外增加三个虚拟站,番禺、东莞和狮子洋入海口。番禺站与顺德的下垫表面同属河网地区,以顺德的资料直接代入;狮子洋在内伶仃下风向水面上,同属宽阔河口水面;而东莞的风场的资料则以增城和大宁的结果平均,这样做的最大优点,是使虚拟站的风场与同类下垫面的邻近地区取得比较好的相关。从下文的叙述看到,整个拟合流场网格点上的风场值,以各个实测站资料取反距离平方加权得到,因而网格点上的风场值受到较近距离实测值的影响较大,如果网格点所处的下垫面与邻近地区实测点的情况有较大的差别,其内插结果会有一定的误差。

第二步工作是求取网格点上的风速分量,利用各个实测点的资料乘以权重函数,然后进行平均。Goodin^[6]曾对各种权重函数进行了比较,归纳起来有两种类型:其一是权重内插,它分别有反距离平方形式,具有有效半径的反距离平方形式以及指数形式。其二是多项式内插,即采用多项式最小二乘法拟合来为实现插值。从精度和计算工作量考虑,取反距离平方为权重内插或外延更加方便和合理。

第三步为,根据(6)、(7)两式对网格点的风矢量进行拟合调整。

风场拟合的主要范围为北纬 22°20' 到 23°20', 东经 113°00' 到 114°00', 水平网格距为 5 公里,垂直方向的计算范围为 0—2 公里,不等间距分为 15 层,经保证低层大气有较高的分辨率。另外,为了大气质量模式计算的要求,本文还对东莞地区(北纬 22°40' 到 23°10', 东经 113°30' 到 114°15')范围进行了比较细致的流场拟合,其两格距为 2 公里。

地形高度 $h(x, y)$ 的数值是从地图上读取的,然后在网格内取平均,根据经验一般可取其网格内最大高差的 1/3 为宜。

计算的主要原始资料是 88 年 7 月 3 日到 5 日以及 7 日到 9 日每天 8 次的逐时观测,以及 6 月 26 日至 7 月 15 日盛行 SE 风和 SW 风条件下全部白天(包括 9、11、14 和 18 点)和夜晚(2 和 5 点)和平均流场,处理后分别绘出白天和夜晚在盛行 SE 风和 SW 风情

况下各高度的流场。

§ 4. 结果分析

一、冬季沙角和增城两站的时间剖面图(图 2 和图 3)

图中横坐标为时间,纵坐标为高度,图中箭尾所指的方向为风的来向,箭杆上的横道表示风速大小,每一长道为 2 米/秒,短道为 1 米/秒,例如风速大小为 7 米/秒时,则画成 3 长道加 1 短道,风速为 8 米/秒时则进位表示为一小三角旗。风矢量标杆旁所注的数字为该时刻该高度的温度。根据图中填写的温度绘出等温线(图中细实线),间隔 2°C 一根。根据等温线的分布,可定出近地面逆温以及上层逆温层的位置(图中虚线)。

根据所掌握的资料,东莞地区大气边界层的结构可以归纳为三种类型,可分别用 1 月 3 日和 15 日,1 月 13 日以及 1 月 16 日作为它们的代表。

(1) 1 月 3 日和 15 日(图 4A—4D):整个流场的主导风向为偏 NW 气流,增城的情况较为单纯,白天只在大气边界层顶存在一个厚度为 200 米左右的卷挟层逆温。由于夜间近地层逆温的厚度和强度均不算十分旺盛,因而混合层厚度在 9 点之后能非常迅速地发展起来,在 14 点时可以达到 800 米至 1000 米。

沙角的情况则较为复杂,1 月 3 日在 1000 米左右有高处,在混合层卷挟层以上存在一个第二逆温,由 23 点至凌晨 7 点,逆温层的中心高度由 1150 米下沉到 900 米,估算出其下沉气流速度约为 8.7×10^{-3} 米/秒,因而日出后沙角混合层发展的速率低于增城的情况。1 月 15 日沙角混合层的发展非常缓慢,14 点时仅仅达到 470 米左右。而在 100 米以下的气层中出现了个贴近地面的逆温,并同时观测到近地面层的风向逆转为偏 SE 气流。上述现象说明这是一种在离岸流的情况下,出现海风冷锋的例子。1 月 3 日的例子较弱,只在 14 点和 18 点时在沙角和增城 50 米以下的气层中出现偏南气流。1 月 15 日的例子则属于海风冷锋发展较旺盛的情况,从 11 点持续到 18 点,在沙角偏南风厚度在 50—100 米,增城则在 50 米以下,最有趣的事实是在偏南的偏北气流切变层之间存在逆温层,这证实了侵入底层的偏南气流是冷气流入侵。

(2) 1 月 13 日沙角和增城时间剖面(图 5):边界层下层为偏北气流,到 500 米以上转为偏南气流,并在此层中存在多层结构的逆温,它们具有较大的厚度以及逆温强度,本文作者认为这是一种冷空气边下沉边南下,而暖空气也呈多层的形式爬升于冷空气上层,因而风向切变高度以及逆温层的分布没有明显的日变化,与此同时,白昼大气混合层的结构也无法予以明确的判断。

上述这样的例子还有 1 月 4 日、6 日、7 日、11 日、14 日和 17 日。

(3) 1 月 16 日沙角和增城时间剖面图(图 6):这是一种比较简单的模式,在整个大气边界层内盛行一致的偏北气流。但在有些日子的剖面图上,在 1 公里以上仍可观察到多层逆温的结构,这可能是华南冷空气南下的典型特征。

关于混合层在冬季演变的过程,仅仅从时间剖图上寻找都不太典型,或者被其它的现象所掩盖,考虑到混合层的时间和空间分布有一定的随机起伏,本文作者对冬季全部温度探测首先进行了逐时的平均温度廓线,然后计算出其位温廓线,而后由位温廓线上确定出

混合层的平均高度。

二、冬季沙角和增城两站的位温廓线(图 7)

计算位温廓线首先剔除了大风的条件,相当于冷空气南下初始阶段的情况。先对每天逐时的温度廓线进行平均,然后换算出位温平均廓线,其结果如图 7。

总的来说,冬季混合层的结构并不典型,近地层超绝热的情况比较明显,其上层的等位温层以卷挟层的结构均不典型。此外,由于冷暖气流的交汇过程而生成的逆温界面常与卷挟层重叠,是导致混合层模式不理想的主要因素之一,这种情况在时间剖面图上能比较清楚地反应出来,例如凌晨的混合层逆温与日出前低空逆温能互相衔接,以致日出后不久的混合层顶已具有一定的高度。

总的说来,两站冬季的混合层的发展比较缓慢,层顶也比较低矮,冬季感热通量数值较低是一个原因,而其上层大气的气层下沉也会产生一定的影响,由于冬季观测缺少水陆温差的观测资料,平流对混合层发展的影响则无法予以估计,表一给出两站混合层高度各时刻的平均高度。

表一、沙角和增城两站冬季混合层高度逐时变化

时间	7:00	9:00	11:00	14:00	18:00
沙角	0	180	375	600	—
增城	0	150	335	565	—

从表中可看出,增城的混合层厚度略低于沙角,这可能与内陆地区下沉较强有一定的关系。

三、夏季沙角、大宁和增城的时间剖面图

夏季,其控制流场方向集中于 SSE 和 SW 两个方位,至于温度层结,除白天近地而超绝热层外,其余高度上的特性层均不明显,经过比较细致的挑选,发现其大气边界层的中、上层内,存在多导层较薄的等温和逆温层。

本文观测的资料可划分下列三种类型:

(1) 较强的 SSE 风控制类型,属于这种类型为 6 月 26 日至 30 日的资料,图 8A 给出 6 月 28 日沙角的探空时间剖面图,300 米以上的气层风速在 7—8 米/秒,风向切变很弱,从温度层结分析,白天的混合层结构并不清晰。

(2) 弱 SSE 风控制类型,属于这种类型的为除 7 月 7、8、9 和 10 日以外的 7 月 1 日到 15 日的各天资料,图 8B 给出 7 月 14 日沙角的探空时间剖面图,从整体来看,风向和风速的切变均不明显,但在夜间 2 点至凌晨 7 时,100 米以下的气层风向转为偏东或偏北,在纵深方向可延伸到大宁和增城站。

(3) SW 风控制类型,包括 7 月 7 日至 10 日,共经历四天,它的最主要的特点中在 11 点以后,大宁和沙角的大气边界层的上层风向转向偏北,增城的转向时间略晚一些,大约

在 14 点之后,这种情况可一直延续到晚上 23 点,三个站的混合层结构比上两种类型都要清晰,至于它究竟属于混合层或是热内边界层则有待于后文去研究。图 9A、B 和 C 为沙角、大宁和增城 7 月 8 日的时间剖面图。

四、夏季各站的位温廓线

根据上述的讨论,在对夏季资料进行逐时资料时,首先剔除 SSE 大风的情况,以及 SW 气流控制下发生海风环流的情况。图 10A、B 和 C 分别为沙角、大宁和增城的位温和风廓线。总的来说,从位温廓线上所判断的混合层高度的时间和空间分布比较合理,表二列出了三个站的混合层高度的数值。

表二、沙角、大宁的增城三站夏季混合层高度(z_i, m)逐时变化

时间	7 : 00	9 : 00	11 : 00	14 : 00	18 : 00
沙角	0	270	440	530	335
大宁	0	300	520	700	660
增城	0	320	550	860	—
(z_i, m)	—	250	400	500	(300)
β	—	0.50	1.20	1.50	(2.50)

从上述资料可见,东莞伶仃洋口沙角的混合层有明显的日变化,并随深入内陆的距离的增加其厚度不断增长,在 11 点之前在大宁至增城这一段随距离的增长很弱,比较特殊的情况是,18 点时沙角和大宁仍能分析出混合层的存在。从上述推断,河口地区的混合层具有一定的热内边界层的性质。假设热内边界层随距离的变化拟合为下述表达式

$$Z_i(x) = Z_i(x_0) + \beta x^{\frac{1}{2}} \quad (8)$$

可以采用的 $Z_i(x_0)$ 和 β 值如表二的第五和第六行。由于前人的工作均认为:这种内边界的发展仅限于距水面较近处,因而上表中 9 和 11 点的 $Z_i(x_0)$ 和 β 分别只适用于 10 和 20 公里以内,而 14 点的系数可适用到增城站(60 公里)。至于 18 点的情况,尚需进一步进行探讨。因为在一般情况下,此时的边界层湍流已趋于衰减,混合层的发展应处于崩解阶段,但是,当热内边界层发展的情况下,只要来流水面的温度低于陆地表面温度,并在当时陆而仍然存在正的感热通量条件下,尚可观测到热内边界的结构。

五、拟合流场分析

拟合流场的主要目的在于检验流场的三度空间结构以及其随时间的演变规律,从上文的分析看出,在夏季 SW 气流控制的条件下,午后大气边界层的上层其风向从 SW 转向偏北。本文从整个探空资料中抽取了六天的资料,其中 7 月 3、4 和 5 日三天的资料为 SSE,小风控制的情况,以及 7 月 7、8 和 9 日三天为 SW,小风控制的情况。而后按上文第 4 节所叙述的方法进行计算机运算。

本节分析工作的主要目的是寻找和判断海陆风环流生成和演变,由于受气压系统本

身地转风的影响,如果局地性环流不够强盛,往往会被淹没,本文首先分析了 *SSE* 和 *SW* 风盛行时各站的风矢量端迹包络线,为了其结果有较强的代表性,作者将 7 月 3、4 和 5 日三天各站白天和夜晚的风资料进行平均,白天取 9、11、14 和 18 点和数据,晚上取 2 和 5 点的数据,以此表示 *SSE* 风盛行时各站白天和晚上的情况(图 11A、B、C、D 和 E 为内伶仃、沙角、大宁、增城和顺德白天的情况,而图 12A、B、C、D 和 E 为上述各站晚上的情况)。

从图 11 和图 12 可见,除内伶仃站在白天时,风矢量端迹包络线于 140 到 395 米处存在较明显的逆向反转外,其它各站均无风矢量产生逆转的迹象。

图 13A、B、C、D 和 E 以及图 14A、B、C、D 和 E 则为 7 月 7、8 和 9 日三天各站平均的夜晚和白天的风矢量端迹包络线,以此代表 *SW* 气流盛行时流场转向的情况。夜间各站均可观测到端迹包络线逆转的趋势,但只有内伶仃站在 1500 米高处风矢量从 *SW* 彻底转向 *NE* 风。白天的情况就明显得多,内伶仃和沙角在 395 米以上开始转为偏 *NW* 气流,大宁则要在 650 米以上,而离岸 60 公里处的增城以及背风方向对岸的顺往则要在高达 1015 米处。

从上述四组图表可知,东莞地区只在 *SW* 气流盛行的情况下,在白天存在海风环流,而夜晚则无陆风环流的迹象。本文着重分析了 7 月 7、8 和 9 日三天沙角、大宁和增城三站的剖面图,其中以 7 月 8 日的资料最为完整,图 9A、B 和 C 给出该日三个站的时间剖面图。白天明显发展成海风环流的时间为 14 点,并可持续到夜晚 23 点之前。表三列举了三站在 7 月 8 日当天的风切变高度的近地而逆温层底高度。

表三、88.7.8 沙角、大宁和增城的风切变
和逆温层底高度(米)

		7:00	9:00	11:00	14:00	18:00	23:00
沙 角	风切变高度(米)	—	—	(500)	500	520	815
	逆温层底高度(米)	280	360	450	660	780	(1060)
大 宁	风切变高度	—	—	(600)	(600)	600	1000
	逆温层底高度	320	545	760	860	970	(1015)
增 城	风切变高度	—	—	—	(500)	800	1000
	逆温层的高度	0	230	320	780	(1015)	—

注,图中带括号数值仅供参考

东莞地区发生的海风环流并不典型,其中许多现象值得进一步进行探讨。

(1) 风切变发生的高度大致在 500—600 米之间,但风向切变的转换并不是跃变型,而是由 *SW* 转向 *W* 而后过渡到 *NW*,属于连续过渡型,仅在 23 点时存在比较明显的 *SW* 向 *NE* 的切变。

(2) 风切变的高度与逆温层的位置相互配合不太密切。而在 900—1000 米处整日存在一个较深厚的逆温层,仅当 18 和 23 点时,切变线正好处于此逆温层的底部。

(3) 由地面位温往上推算而得到的混合层高度,绝大多数低于上述逆温层底的高度,这一点在大宁站最为突出。

(4) 随着风矢量往陆地纵深方向前进,混合层随距离的变化规律很不明显,更谈不上象 *SSE* 风盛行条件下那样,具有热内边界层的性质通过再三分析,在 *SW* 气流盛行条件下,本文建议采用下述取值为各时刻的混合层高度(表四)。

表四、*SW* 气流盛行条件下各时刻的混合层高度

时间	9 : 00	11 : 00	14 : 00
混合层高度(米)	300	450	750

海风环流的演变过程可借助于沙角、南棚、大宁和增城一线的空间剖面图进行分析,图 15A 到 15F 给出 7 月 8 日 7、9、11、14、18 和 23 点的空间剖面。海风环流形成的过程可分为三个阶段。

(1) 日出后的初始阶段。此时段在日出到 9 点前后,还未发现任何风向的垂直切变,在 100 米气层内大宁至增城存在 $2^{\circ}\text{C}/50\text{km}$ 的水平温度梯度,但垂直减温率较小, $\gamma = +0.5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 。

(2) 形成初期。包括 11 和 14 点的两次剖面,维持了较低高度的风向切变,约在 200—300 米,温度垂直减温率逐渐加大到 $\gamma = +1.0^{\circ}\text{C}/100\text{m}$,而水平温度梯度在其下层明显减弱。

(3) 发展旺盛阶段。包括 18 和 23 点两次剖面,风向切变高度由 18 点的 500 米升高至 23 点的 900—1000 米。而 23 点的切变也最为明显,从下层的偏 *SW* 风转为上层的偏 *NE* 风。

根据上述分析和讨论,本文计算了 7 月 3、4、5 日三天 *SSE* 风盛行时的三度空间拟合流场;7、8、9 日三天 *SW* 风盛行时的流场,图 16A 到 16D 分别为 *SSE* 风盛时白天和夜晚的三天平均流场,以及 *SW* 风盛行时白天和夜晚的三天平均流场。图 17A 到 17E 为 7 月 4 日逐时的拟合流场,图 18A 到 18F 为 7 月 8 日逐时的拟合流场。图中箭头表示各网格点上风的方向,箭尾的长短表示风速的大小,其比尺、日期和高度则标注于每幅图的左侧。

本文的主要兴趣集中于 7 月 8 日的结果。

(1) 凌晨 7 点的流场基本上受 *SW* 气流控制,仅在 660 米以上,伶仃洋东岸转为偏西气流。

(2) 9 点在内伶仃岛附近 1020 米高空较小的范围内转为偏 *NW* 气流;11 点其范围扩大,在 830 米高处内伶仃附近地区出现 *NW* 气流,而 1020 米高处其范围扩大到沙角和大宁;14 点时在 660 米高处 *NW* 气流的范围已扩大到整个东岸地区,在 1020 米则为 *NW* 气流控制整个地区。

(3) 18 点时风的切变增强,在 390 到 660 米气层内风速极小,其下层为偏南气流,东岸的上层为 *NW* 气流,西岸的上层为偏 *W* 气流。

(4) 23 点时在内伶仃、沙角和大宁局部范围内转向 *NE* 气流,高度在 830 米以上,但风速极弱。

(5) 纵观 SSE 风盛行时的全部资料, 没有观测到任何海、陆风环流的迹象, 即使是向风岸的顺德和河口的内伶仃地区。

§ 5、关于热内边界存在与否的讨论

SW 气流进入陆地前, 上游水面测站只有内伶仃岛的结果, 该站所处的位置在珠江伶仃洋的入海口, 因而气流在登陆前还需经历一段伶仃洋水面, 虽然其水面较宽(约 35 公里), 实际上仍是珠江的河口, 因而其水温会逐渐向北升高, 虽然内伶仃下层空气的位温廓线(图 19)基本上表现为低于 $0.6K/100m$ 的正位温梯度, 而且日变化极弱, 但在达到沙角站前其下层在白天会逐渐发展为等位温层, 因而其热内边界层预测公式(公式(8))包括了 $z_0(z_0)$ 项, 有关这点 Studer 和 Seshuraman^[7] 曾给出过这种类型热内边界层的图形。

考察热内边界层存在的的最直接条件是水陆表面维持一定的温差。本次观测资料包括了舢舨州(沙角附近水而上的灯塔位置)上所测的水面温度和 1.5 米高处的气温。为了清楚的说明问题图 20 除了给出舢舨州逐时的水温和气温, 同时还给出了沙角、大宁的增城的气温的日变化情况, 其特点是:

(1) 舢舨州的水温日夜均高于当地的百叶箱温度。

(2) 舢舨州的气温夜间高于陆上沙角、大宁和增城的气温, 而白天则低于陆上各站的气温。

(3) 从舢舨州——沙角——大宁直至增城, 在白天气温逐渐增高, 14 点和 18 点增城比舢舨州高出 $3.7^{\circ}C$ 。

为了更进一步检验内边界层演变的趋势, 必须引用大气湍流观测中感热通量的观测结果(见“东莞地区大气边界层的湍流统计特征及扩散参数的研究”课题的报告)。作者当时曾集中进行了一周的观测, 时间集中于 7 月 5 日到 7 月 12 日, 正好与盛行 SSE 小风和 SW 风的典型时段重合, 表五给出当时的 $\overline{\omega \theta'}$ 观测值。

表五、大宁实测 $\overline{\omega \theta'}$ 值 ($m \cdot k/sec$)

日期	9—11 点	12—13 点	14—15 点	16—18 时
7 月 5 日	0.037	0.052	0.050	—
7 月 6 日	—	—	0.058	—
7 月 11 日	0.030	(0.022)	(0.000)	—
7 月 12 日	—	—	(0.010)	—
7 月 7 日	0.106	—	—	0.077
7 月 8 日	—	—	—	0.074
7 月 9 日	—	—	—	0.076

在 SSE 风盛行的日期其感热通量值在 0.030 至 0.058 之间变化, 而 11 和 12 两天由

于在 11 时前后产生阵性降水,因而带括号的值 可能有较大的误差。在 SW 风盛行的日期内其感热通量值较大,比较遗憾的是缺少正午前后的资料。

根据上表的结果,我们取 $\overline{w'\theta'} = 0.050 K \cdot m/sec$ 作为估算热内边界层高度所需的地面感热通量值。

热内边界层发展的预测模式可分为两大类;其一是建立湍流交换机理上的某些半经验量纲分析结果;另一种是建立在对流混合模式上的热能平衡方程,它与对流边界层的混合层预测模式相似,前者适用于小风背景下。Stander 和 Sethuraman^[7] 曾对不同作者所研究的一些公式进行现场实验验证。综合对比的结果,以 Weisman^[8] 公式应用结果最佳,其预测公式如下:

$$Z_i = \left(\frac{2H_0}{\Gamma} \right)^{1/2} \quad (9)$$

其中 H_0 为地表感热通量, Γ 为来流在水而上的位温梯度。

根据上式设沙角距水而为 500 米,大宁为 9 公里,增城为 60 公里; H_0 在 9 点、11 点和 14 点分别取值 0.02、0.03 和 0.05;上游水面位置梯度取为 $0.6 K/100m$, 风速 $\bar{u}$ 取作 $3m/sec$ 。

由于内伶仃与沙角相距较远,气流在登陆时,其下层位温廓线所发生的变化无法验证,因而在计算时假设其下层转变为一等位温层 $z_i(0)$ 其值为沙角站在表二中的数值减去由公式(9)在沙角站的计算结果。而大宁和增城的 z_i 值则需以公式(9)计算值加上 $z_i(0)$ 值,具体计算结果如表六

表六、实测 z_i 值与公式(9)计算结果的对比

时间		9 : 00	11 : 00	14 : 00
沙 角	计算值	270	440	530
	实测值	270	440	530
大 宁	计算值	378	572	701
	实测值	300	520	700
增 城	计算值	/	/	1055
	实测值	320	550	860
计算中设定的 $z_i(0)$ 值		237	399	478

表中在大宁计算结果比较接近实测值,越接近午后,准确度越高,增城的计算值则偏离实测值很远,这与热内边界层发展深入陆地的距离有密切的关系。一般说来,热内边界层影响的纵深距离很难达到远至增城(60 公里)这样的距离,14 点时大概只能达到大宁或稍远一点的距离上,9 点和 11 点时的距离或许会更近。

热内边界层存在的另一个重要条件是,在内边界层中具有较强的湍流交换能力,这一点将在“大气边界湍流统计特征及扩散参数”的课题研究中得到证实。

§ 6、结论

(1) 东莞地区在小风条件下的冬季有混合层发展,但其厚度不高,从 9 点的一百几十米到 11 点的三百几十米,直至 14 点的五百几十米,其中沙角地区略高,增城地区偏低的原因可能是下沉气流的影响。

(2) 夏季在 SSB 气流小风条件下,有热内边界发展,查以 $z(x) = z(0) + \beta x^{\frac{1}{2}}$ 的经验公式来描述,其发展深入内陆的距离在 14 点可达到 9 至 10 公里,热内边界层有发展将对造成高浓度的污染。

(3) 通过剖面图、风位温廓线图、风矢量端迹包络线图以及三维拟合流场分析,证实在 SW 气流控制下,14 点至 23 点东莞地区有海风环流形成,而此种环境下的边界层仅具有一般混合层的性质。

参考文献

- [1],Thyer N. , 1962, Double Theodolite pibal Evaluation by Computer, J. App. met. , V. 1, p66—68.
- [2],Sherman C. A. 1978, A Mass—Consistent Model for Wind Field over Complex Terrain, J App. Met. , V. 17, p312—319.
- [3],Ross R. G. et al, 1988, Diagnostic Wind Field Modeling for Complex Terrain, Model Development and Testing, J. App. Met. , V. 27, p785—795.
- [4],Sakaki Y. , 1958, An Objective Analysis Based on the Variational Method, J. of Met. Soc. Japan, Ser2, V. 36, p77—88.
- [5],Sakaki Y. , 1970, Some Basic Formalisms in Numerical Variation Analysis, Mon. Weath. R. , V. 98, p875—883.
- [6],Goodin W. R. et al, 1978, A Comparisons of Interpolation Methods for Sparse Data: Application to wind and Concentration Fields, J. App. Met. , V. 18, p761—771.
- [7],Studer M. and S. Sethuraman, 1985, A Comparative Evaluation to the Coastal Internal Boundary—Layer Height Equations. Bound Layer Met. , V. 32, p177—204.
- [8],Weisman A. , 1976, On the Criteria for the Occurrence of Fumigation Inland from a Large Lake — A Reply, Atmos. Env. , V. 12, p172—173.



图1 珠江三角洲地理位置简图