

# 不同边界层高度诊断方法对海洋大气边界层高度诊断的适用性研究

董议文<sup>1</sup>, 张蕴斐<sup>1</sup>, 张戈<sup>2</sup>, 韩博<sup>3,4</sup>, 李响<sup>1</sup>, 易侃<sup>5</sup>

(1. 国家海洋环境预报中心 自然资源部海洋灾害预报技术重点实验室, 北京 100081; 2. 中国人民解放军32011部队, 北京 100094; 3. 中山大学大气科学学院 广东省气候变化与自然灾害研究重点实验室, 广东 珠海 519082; 4. 南方海洋科学与工程广东省实验室(珠海), 广东 珠海 519082; 5. 中国长江三峡集团有限公司科学技术研究院, 北京 100038)

**摘要:** 利用南海北部2019年6—7月的船载GPS秒级探空数据, 对比研究了5种不同的边界层高度诊断算法在计算海洋大气边界层高度方面的适用性, 并利用该数据分析了南海北部海气边界层高度的日变化特征。结果表明: 相对湿度梯度法和比湿梯度法诊断的边界层高度普遍偏高, 且存在较大的不确定性, 气块法、位温梯度法和理查森数法诊断的边界层高度较为合理, 且理查森数法诊断结果不确定性最小; 南海北部6—7月的平均边界层高度在500~700 m, 边界层高度日变化平均约为278 m, 总体变化趋势为先升高后降低, 每日14时达到最大值。边界层高度的日变化主要受太阳辐射的影响, 其变化趋势与海表温度及气温的变化趋势一致; 同时, 南海季风带来的大量暖湿气流及海洋的特殊环境的原因, 海气温差较小, 导致海上湍流活动受到抑制, 平均边界层高度相对较低, 边界层高度日变化较小。

**关键词:** 海洋大气边界层高度; GPS探空; 诊断算法; 日变化

**中图分类号:** P732 **文献标识码:** A **文章编号:** 1003-0239(2021)06-0064-09

## 1 引言

大气边界层是直接受到地表作用的最底层大气, 高度一般在100~3 000 m, 对地表强迫响应的的时间尺度约为1 h或更小<sup>[1]</sup>。与大气边界层相关的下垫面主要分为陆地和海洋, 与陆地相接的大气边界层称为陆气边界层, 与海洋相接的大气边界层称为海洋大气边界层<sup>[2]</sup>。由于海陆热力差异的影响, 海洋大气边界层的特征与陆气边界层有很大不同<sup>[2-4]</sup>。海洋大气边界层是海洋与自由大气热量、水汽和物质交换的重要通道, 是气象灾害和空气污染的主要发生地, 也是丰富的气候资源地区。海洋大气边界层的研究对海洋气象预报预警、海上交通运输和渔业生产等有着重要意义<sup>[5-6]</sup>。边界层高度是表征大

气边界层结构的重要参数, 是大气数值模拟和环境评估中的重要物理参数<sup>[7]</sup>。边界层高度的变化对热量、水汽和气溶胶的分布以及云和雾的形成都有重要的影响, 因此边界层高度一直作为天气、气候和空气质量模式中判断湍流混合、垂直扰动、对流传输、云带和大气污染物扩散的重要指标<sup>[3-4, 8]</sup>。

确定边界层高度的方法主要有3种: 理论方法、观测方法和数值模拟方法。理论方法利用预报方程和半经验公式结合地面常规气象观测资料估算大气边界层高度, 常用的方法包括经验公式法<sup>[9]</sup>、国标法<sup>[10]</sup>和罗氏法<sup>[10]</sup>等。这些方法所需资料少, 计算简单, 对没有高空气象观测的地区有着广泛的应用价值, 但这些方法存在一定局限性, 计算结果也有较大偏差<sup>[11]</sup>。随着高空观测技术的快速发展, 经验

收稿日期: 2020-11-03; 修回日期: 2020-12-21。

基金项目: 国家重点研发计划(2019YFC1408004); 国家自然科学基金青年基金(41806003); 中国长江三峡集团有限公司科研项目(WWKY-2020-0703)。

作者简介: 董议文(1994-), 女, 硕士, 主要从事大气边界层研究。E-mail: dongyw1225@163.com

通讯作者: 李响(1986-), 男, 副研究员, 博士, 主要从事海气相互作用研究。E-mail: lixiang@nmefc.cn

公式在研究中已经很少使用。观测方法是通过对观测的垂直廓线数据进行诊断,来确定边界层高度。对于无线电探空气球、系留气球、气象铁塔以及飞机等探空观测的气象要素垂直剖面,边界层高度的诊断方法主要有位温梯度法<sup>[3,12]</sup>、逆温法<sup>[2,13]</sup>、相对湿度梯度法<sup>[14-15]</sup>、比湿梯度法<sup>[16]</sup>、气块法<sup>[17-18]</sup>、理查森数法<sup>[19-20]</sup>和综合评定法<sup>[21-22]</sup>等。对于激光雷达、微波辐射计、云高仪、声雷达、风廓线雷达和卫星遥感等遥感探测资料,边界层高度的诊断方法有梯度法、标准偏差法、小波变换法和曲线拟合法等<sup>[23-24]</sup>。数值模拟方法主要使用数值模式直接计算边界层高度,理查森数法是模式中诊断边界层高度经常使用的方法<sup>[25]</sup>。

国内外已开展了很多关于不同边界层高度诊断方法的对比研究。涂静等<sup>[3]</sup>使用位温梯度法和干绝热法诊断了沿海台站的大气边界层高度,认为干绝热法所得结果更接近实际观测值。Seidel等<sup>[26]</sup>利用全球505个站点的探空数据比较了6种方法(气块法、位温梯度法、逆温法、比湿梯度法、相对湿度梯度法和折射率梯度法),研究认为气块法所得结果通常较低,相对湿度和位温梯度法所得结果比其他方法高,基于物理量垂直梯度最大的方法所得的结果比逆温法好,但不同方法所得的结果仍有显著

差异。Shukla等<sup>[27]</sup>对不同仪器测量的喜马拉雅中部地区的数据分别采用多种方法来诊断边界层高度,认为利用不同资料 and 不同方法得到的边界层高度具有较高的一致性。师宇等<sup>[23]</sup>利用北京地区的激光雷达和探空数据比较了3种方法(梯度法、标准差法和小波法),认为3种方法都能较好地提取边界层高度,但不同天气条件下所得的结果略有差异。但是,对于海洋大气边界层高度,不同诊断方法的对比研究却很少,其中一个难点就是观测数据不易获取。由于海洋大气边界层受海洋特殊性质的影响,其结构特征有其独特性,因此有必要对海洋大气边界层高度的不同诊断方法进行比较和评估,分析不同诊断方法之间的差异,甄选出适合于诊断海洋大气边界层高度的方法,这对海洋大气边界层的研究和业务应用有重要意义。

本文利用船载全球定位系统(Global Positioning System, GPS)秒级探空数据(观测点分布见图1),采用多种边界层高度诊断方法,计算了南海北部2019年6—7月海洋大气边界层高度,通过对比不同方法诊断的海洋大气边界层高度,探讨了各种方法的异同及优缺点,确定了适合于诊断海洋大气边界层高度的方法。在此基础上,分析南海北部大气边界层高度的变化特征,加深对该区域海气边界层的理

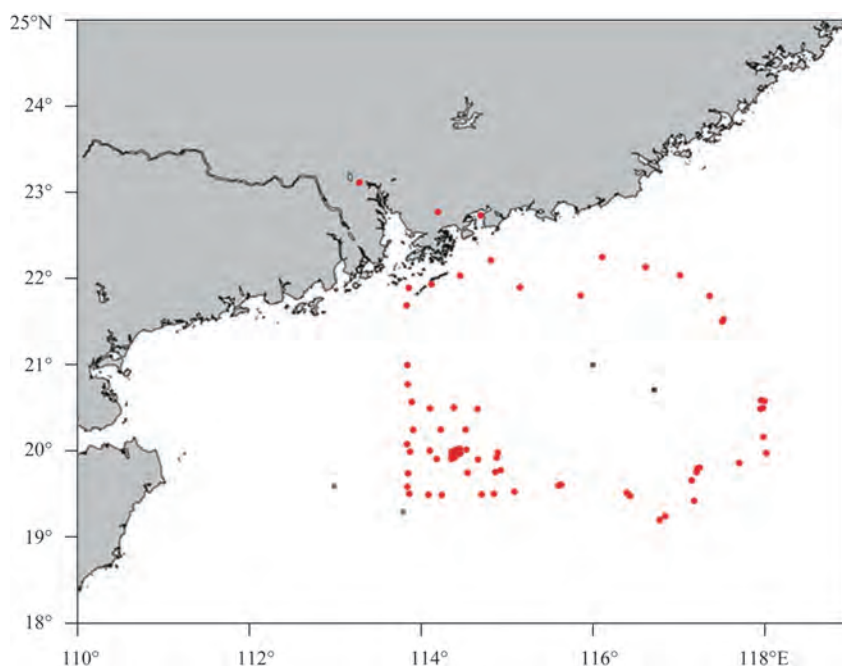


图1 船载GPS探空观测点分布

解,为进一步研究南海区域的特征提供参考。

## 2 数据及方法

### 2.1 数据

本文所用观测数据来自于中山大学2019年夏季南海科考航次。本航次6月4日开始—7月4日结束,历时31 d。实验期间有效GPS探空数量为132个,探空间隔为6 h(4次/d)或3 h(6次/d)。探空仪使用国际上较为先进的Vaisala公司的MW41系统,探头为RS41-SGP。该探头的探测周期为1 s,可以获得高垂直分辨率(约5 m)的大气廓线信息。探测的物理量包括实时温度、相对湿度、气压、风速和风向,各物理量对应的探测精度分别为0.1℃、2%、0.4 hPa、0.1 m/s和0.1°。获取的探空数据经过Vaisala自带的软件对各观测变量与该变量气候值的上/下限及梯度的阈值对比进行质量控制,以保证所获数据能达到目前国际探空观测的标准要求。

### 2.2 大气边界层高度诊断方法

边界层高度的诊断可以从热力、物质分布和动力等角度考虑<sup>[28]</sup>。本文选取5种典型的边界层高度诊断方法:从热力角度选取气块法和位温梯度法,从物质分布角度选取相对湿度梯度法和比湿梯度法,从动力角度选择理查森数法。理查森数法能够用来区分湍流和非湍流,既包含热力作用又包含动力作用,综合考虑更为全面。这5种方法具体描述如下:

#### 2.2.1 气块法

气块法由Holzworth<sup>[29]</sup>于1964年提出,又称Holzworth法或干绝热法。白天随着太阳辐射的加强,近地层大气被加热,边界层开始发展,在边界层内部,虚位温表现为随高度近似不变的特征,这是气块法计算边界层高度的依据,其物理意义为地面附近的一个小气块绝热上升所能达到的平衡高度<sup>[17]</sup>,在此高度上虚位温与地面虚位温的值相等<sup>[26]</sup>。于晓丽等<sup>[18]</sup>利用此方法诊断了南海大气边界层的高度,其判断标准是边界层顶的虚位温与50 m处的虚位温差值是1 K。本文也采取此判断标准来诊断南海北部大气边界层高度。

#### 2.2.2 位温梯度法

边界层内,湍流运动强烈,各物理量混合均匀,位温随高度变化不大,而在边界层顶附近,位温迅速增加,位温梯度较大,因此可以将位温梯度最大的高度确定为边界层高度<sup>[13]</sup>,这种方法通常适合于对流边界层。对于非典型的对流边界层,需要结合具体的位温廓线来分析<sup>[23]</sup>。

#### 2.2.3 相对湿度梯度法

根据边界层的特征,大部分水汽被保留在边界层内,因此在边界层顶部的位置,相对湿度会有显著的变化,参照廖希伟等<sup>[15]</sup>研究中的判断标准,可以将相对湿度垂直变化最大的高度作为边界层高度。

#### 2.2.4 比湿梯度法

从边界层到自由大气,通常水汽减少非常大,特别是当边界层被逆温层覆盖时,温度和湿度都有明显变化。相比于相对湿度梯度法,比湿梯度法加入了温度的考量。因此,本文将比湿变化最大的高度判断为边界层高度<sup>[30]</sup>。

#### 2.2.5 理查森数法

理查森数法是基于边界层理论和探空资料计算边界层高度的方法。参照Sicard等<sup>[31]</sup>2006年提出的方法,计算总体理查森数( $Ri$ )的公式为:

$$Ri(z) = \frac{g(z - z_0) [\theta(z) - \theta(z_0)]}{\theta(z) [u(z)^2 + v(z)^2]}$$

式中, $g$ 为重力加速度; $z_0$ 为地面海拔高度; $\theta$ 为位温; $u$ 和 $v$ 分别为纬向风和经向风分量。之前的理论和研究表明<sup>[1]</sup>,当理查森数 $Ri$ 小于临界值( $\sim 0.25$ )时,层流不稳定。因此,在本研究中,将边界层高度定义为理查森数首次超过临界值0.25时的高度<sup>[32]</sup>。

Gu等<sup>[33]</sup>研究表明,海洋大气边界层高度最高可达1 500 m以上。Luo等<sup>[34]</sup>研究表明,海洋边界层高度最高可接近2 000 m。因此,本文将分析的最高边界层高度取为3 000 m,上述5种方法在此高度下找到满足各自判断标准的高度,并将该高度确定为该方法诊断的边界层高度。

## 3 结果分析

### 3.1 不同方法适用性分析

不同边界层高度诊断方法是基于不同变量的



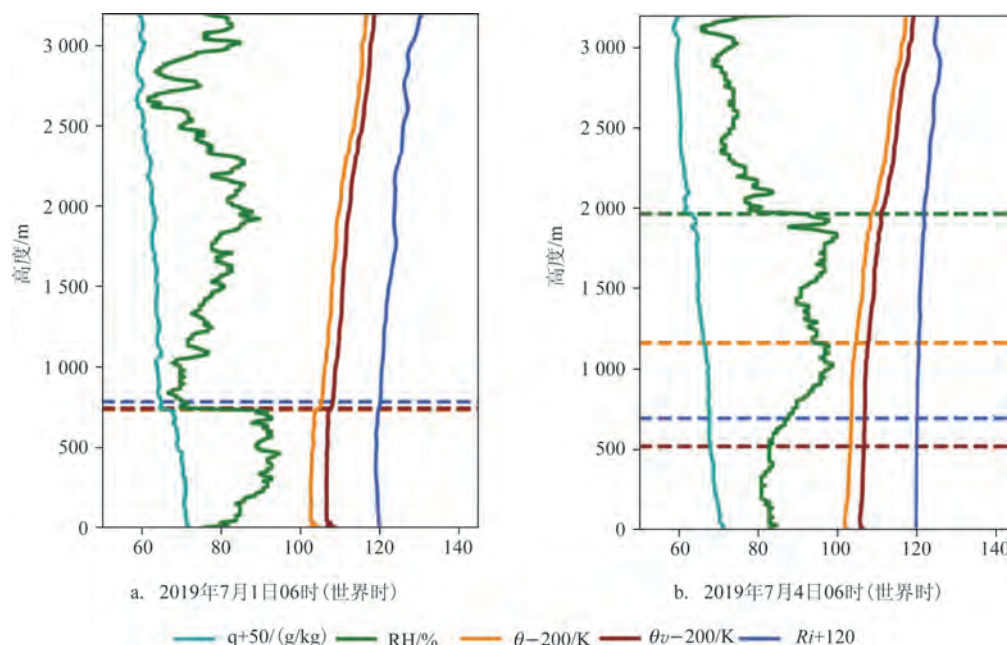


图2 5种不同方法诊断的南海北部大气边界层高度对比(水平虚线表示不同方法计算的边界层高度,青色线为比湿梯度法,绿色线为相对湿度梯度法,橙色线为位温梯度法,深红色线为气块法,蓝色线为理查森数法)

垂直廓线计算边界层高度,因此存在较大的不确定性。图2给出了5种不同方法诊断的边界层高度不确定性的两个典型案例。气象要素廓线包括比湿 $q$ ,相对湿度 $RH$ ,位温 $\theta$ ,虚位温 $\theta_v$ ,理查森数 $Ri$ 。图2a中,5种方法诊断的边界层高度几乎完全一致,其中位温梯度法、相对湿度梯度法和比湿梯度法诊断的高度都为740 m,气块法诊断结果仅仅高10 m,理查森数法诊断结果高50 m。与之相反,图2b中5种方法诊断的边界层高度差异巨大,范围从气块法诊断的522 m到相对湿度梯度法和比湿梯度法诊断的1 965 m。由于边界层高度的确定可能因所选方法的不同而存在巨大的不确定性,因此非常有必要对不同方法进行比较和评估,分析它们的优缺点,同时结合海洋大气边界层的特征及前人研究的结果,研究哪些方法适用于诊断海洋大气边界层高度,这对海洋大气边界层的相关研究和业务应用具有重要作用。

表1给出了5种不同边界层高度诊断方法计算的南海北部2019年6—7月平均边界层高度和标准差。从表中可以看出,5种方法诊断的平均边界层高度在570~1 600 m,相对湿度梯度法计算的平均边界层高度最高,而理查森数法计算的平均边界层高度最低,两者之间的差异超过1 km。相对湿度梯

度法和比湿梯度法诊断的边界层高度平均值都在1 km以上,标准差也在800 m以上。其余3种方法诊断结果的平均值都在1 km以下,其中,气块法和位温梯度法诊断的边界层高度的平均值非常接近,仅相差20 m,两者的标准差分别为195 m和241 m,理查森数法诊断结果的标准差最小,为171 m。

表1 5种方法计算的南海北部2019年6—7月平均边界层高度和标准差

方法	平均值/m	标准差/m
气块法	669.4	195.1
位温梯度法	689.3	241.5
相对湿度梯度法	1 594.4	883.7
比湿梯度法	1 327.5	834.8
理查森数法	571.4	171.4

图3给出了5种方法计算的南海北部2019年6—7月边界层高度盒须图。图中可以看出,大多数方法计算的边界层高度的中位数与其平均值近乎相等,只有比湿梯度法诊断结果的中位数明显低于平均值。相对湿度梯度法和比湿梯度法计算得到的边界层高度的中位数均在1 km以上,明显高于其他

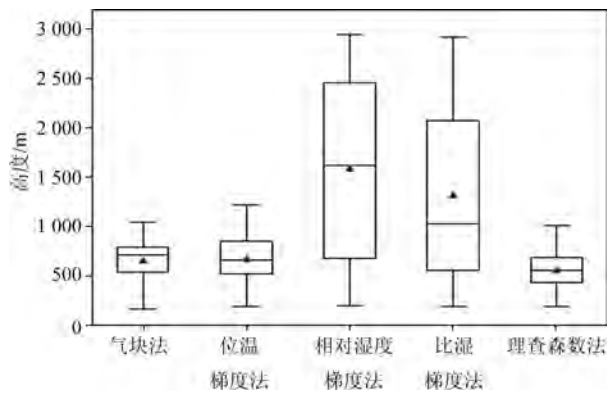


图3 5种方法计算的南海北部2019年6—7月边界层高度盒须图(从上到下分别为上限、上四分位数、中位数、下四分位数以及下限,▲代表平均值)

3种方法的结果。两种热力方法计算得到的边界层高度的中位数数值非常接近,差异小于50 m。理查森数法计算的边界层高度的中位数最低。两种湿度法诊断结果的四分位距远远大于其他3种方法,边界层高度最大值接近3 000 m,甚至更高,但两种湿度法并不完全相同,相比于相对湿度梯度法,比湿梯度法诊断结果的平均值、四分位数明显更低。

这两种湿度法诊断结果偏高,可能跟季风以及海洋的特殊环境相关。海洋表面温度通常比大气温度高,水汽蒸发多,大气低层湿度大,湿层厚,同时,6月南海季风已经爆发,季风把大量的暖湿空气输送到南海地区,进一步加大了空气中的湿度,云量增多,基于湿度的边界层高度诊断算法计算的边界层高度容易受低层水汽分布和云的影响,导致计算结果不稳定或者偏高。

为了进一步考察不同方法诊断的边界层高度差异的显著性,分别对5种方法诊断的边界层高度的统计值进行4种统计显著性检验。从表2b中可以看出,相对湿度梯度法与比湿梯度法诊断的边界层高度较为一致,两者的相关系数达到0.72,通过了95%的显著性检验。但是,这两种方法诊断的边界层高度与其他3种方法诊断的边界高度的差异较大,没有显著相关性。气块法、位温梯度法和理查森数法诊断的边界层高度相互之间存在显著的相关性,两两相关系数均在0.45以上,最高达0.7,均通过95%的显著性检验。为了凸显不同方法诊断的边界层高度的差异性,分别对不同方法诊断的边界

表2 5种诊断方法计算的边界层高度的4种统计检验结果(每一行表示以左侧的方法为基准,其余方法与该方法统计检验结果,黑色加粗代表通过显著性检验( $P = 0.05$ ),其余数值代表没有通过显著性检验)

(a)平均值的差异(上标为\*,单位:m)及方差比(上标为\*\*)

方法	气块法	位温梯度法	相对湿度梯度法	比湿梯度法	理查森数法
气块法	—	19.9*	925.0*	658.1*	-98*
位温梯度法	0.65**	—	905.1*	638.2*	-118*
相对湿度梯度法	0.05**	0.07**	—	-266.9*	-1 023.1*
比湿梯度法	0.05**	0.08**	1.12**	—	-756.2*
理查森数法	1.3**	1.99**	26.57**	23.71**	—

注:\*为使用Student t检验评估的平均边界层高度差异,\*\*为使用F检验评估的边界层高度方差之比。

(b)相关系数(上标为\*)及K-S检验统计量(上标为\*\*)

方法	气块法	位温梯度法	相对湿度梯度法	比湿梯度法	理查森数法
气块法	—	0.49*	-0.05*	-0.1*	0.7*
位温梯度法	0.14**	—	0.2*	0.12*	0.45*
相对湿度梯度法	0.62**	0.57**	—	0.72*	-0.01*
比湿梯度法	0.52**	0.45**	0.15**	—	-0.04*
理查森数法	0.31**	0.24**	0.65**	0.56**	—

注:\*为皮尔逊线性相关系数,\*\*为评估边界层高度分布差异的Kolmogorov-Smirnov检验的D统计量(代表两个累积概率分布函数之间的绝对差的最大值)。

层高度进行了 $t$ 、 $F$ 和Kolmogorov-Smirnov检验(见表2)。结果显示,除了气块法与位温梯度法诊断的边界层高度之间没有显著差异,其他方法诊断的边界层高度之间均存在显著的差异。相对湿度法与比湿梯度法诊断的边界层高度计算 $t$ 和 $F$ 检验值较大,这与使用这两种湿度法获得边界层高度显著偏高的结果一致。

我们使用以上统计结果量化海气边界层高度诊断的两种不确定性来源:参数不确定性和结构不确定性<sup>[26,35]</sup>。参数不确定性,也称为内部不确定性,是指有限样本数据因所选方法而产生的不确定性,在本文中我们使用四分位距来评估边界层高度值的参数不确定性。从图3中可以明显看出,两种湿度法带来的参数不确定性最大,气块法和理查森数法的参数不确定性最小。结构不确定性是由方法的选择而产生,本文使用平均值的差异来估算边界层高度的结构不确定性。表2a显示,通过显著性检验的平均值差异从100 m左右到与两种湿度法相关的1 000 m左右,边界层高度的结构不确定性约为平均值的10%~100%,这与Seidel等<sup>[26]</sup>的结论一致。

大气边界层高度与热力稳定度之间存在显著的线性相关关系<sup>[19,36]</sup>,为了进一步考察这5种方法在海洋边界层高度诊断方面的适用性,分别计算了不同方法诊断的边界层高度与热力稳定度之间的关系。Kuribayashi等<sup>[36]</sup>将海表面温度与850 hPa气压层的温度差定义为热力稳定度,本文使用物理意义更清晰的位温来重新定义热力稳定度<sup>[17]</sup>。图4给出了气块法、位温梯度法和理查森数法这3种方法诊

断的边界层高度与热力稳定度之间的散点图。从图中可以看出,3种方法计算的边界层高度与热力稳定度之间相关系数分别为0.6、0.41和0.5,均通过了95%的显著性检验,但相对湿度梯度法及比湿梯度法诊断的边界层高度与热力稳定度之间没有显著的相关关系(图略),这也说明基于湿度的两种方法不适合用于诊断海洋大气边界层高度。

### 3.2 南海北部海洋大气边界层的日变化特征

边界层高度日变化是大气边界层的一个非常重要的特征。下面使用诊断结果较为合理的理查森数法诊断的南海北部大气边界层高度分析该区域边界层高度的日变化特征。图5给出了2019年6—7月南海北部逐日的边界层高度日变化图。从图中可以看出,边界层高度的日变化在该时间段内表现为不规则的“锯齿状”,最小日变化不到100 m,最大日变化接近700 m,且大多数情况下边界层高度日变化在400 m以下。边界层高度日变化的平均值约为278 m,相比于陆地的边界层高度的日变化要小很多<sup>[19]</sup>。这主要因为海气温差的日变化相对较小(见图6),湍流活动受到抑制,进而导致海洋大气边界层高度的日变化相对较小。同时,6—7月南海北部季风强盛,季风气流带来大量的暖湿空气,一方面使南海北部区域的海气温差减小,抑制海上湍流运动;另一方面对流活动增强,云量增多并伴有降水,海洋接受到的太阳短波辐射减少,降水的发生使大气中的能量迅速释放,边界层高度降低,边界层高度日变化减小<sup>[18]</sup>。

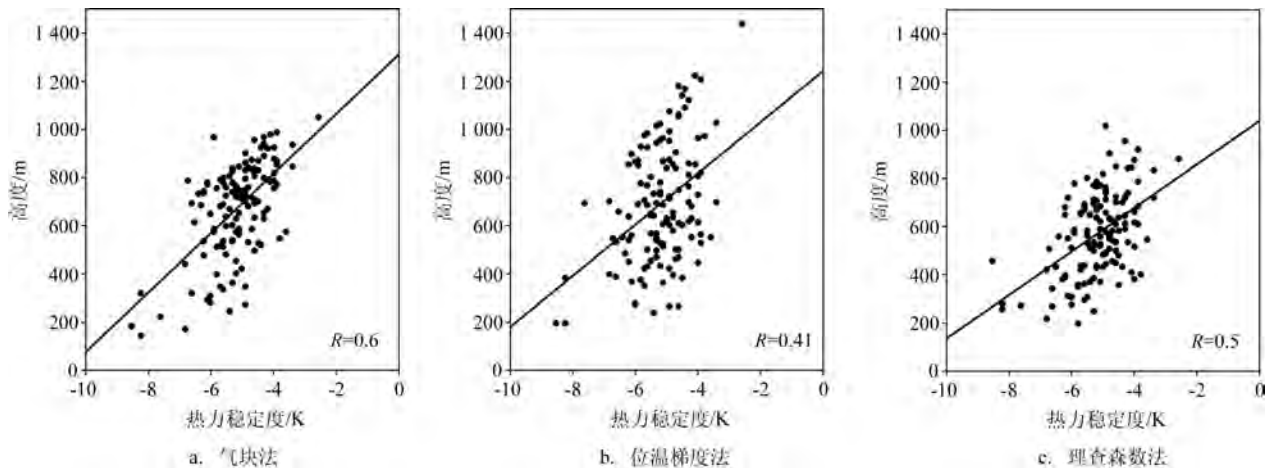


图4 不同方法诊断的边界层高度与热力稳定度散点图( $R$ 为相关系数)



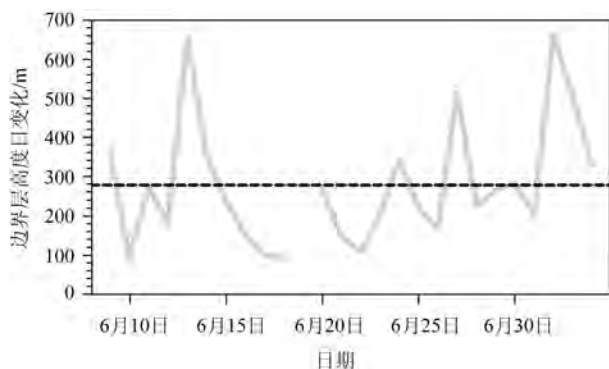


图5 南海北部2019年6—7月边界层高度日变化时间序列图

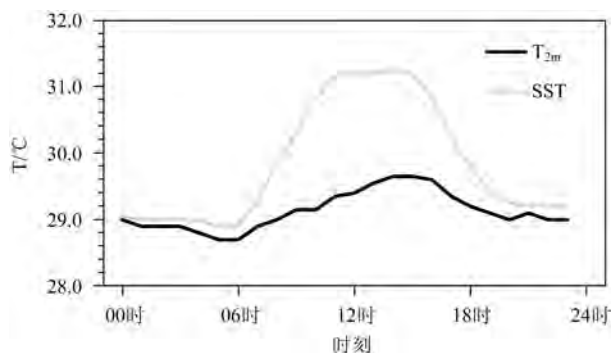


图6 2019年6—7月南海北部平均海表面温度(SST)和平均气温( $T_{2m}$ )日循环变化图

图7给出了南海北部2019年6—7月平均边界层高度的日循环变化图。从图中可以看出,南海北部6—7月的平均边界层高度在500~700 m。平均边界层高度从夜间到中午逐渐升高,在当地时间14时(北京时间)达到最高,然后下降,夜间边界层高度最低。平均边界层高度的日变化趋势与海表温度及气温的变化趋势较为一致(见图6),从夜晚到白天,由于短波辐射的增强,海表温度及气温均呈上升趋势,并在午后达到最大值,而后逐渐降低。从图中也可以看出,平均边界层高度的日变化趋势与海气温差的日变化趋势接近一致,平均边界层高度的日变化幅度较小,主要是因为海气温差较小,抑制了海上湍流活动。

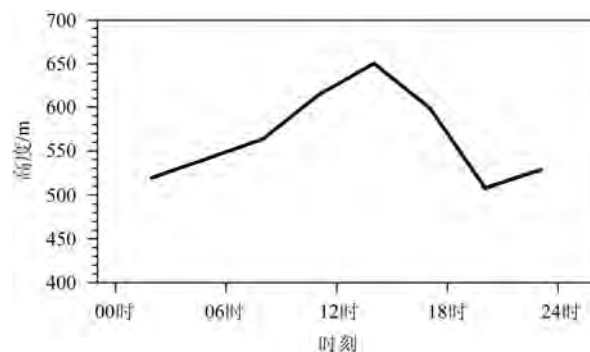


图7 2019年6—7月南海北部平均边界层高度日循环变化图

#### 4 总结与讨论

本文利用南海北部2019年6—7月船载GPS秒级探空数据,研究了气块法、位温梯度法、相对湿度梯度法、比湿梯度法和理查森数法这5种不同的边界层高度诊断方法对海洋大气边界层高度计算的适用性,对比了5种方法的优缺点,给出了适用于海气边界层高度诊断的方法,并分析了该时间段内南海北部边界层高度的日变化特征。具体结论如下:

(1)5种不同的边界层高度诊断方法计算的边界层高度存在显著的差异。相对湿度梯度法与比湿梯度法诊断的边界层高度普遍偏高,且具有很大的不确定性。气块法、位温梯度法及理查森数法诊断的边界层高度较为合理,且理查森数法诊断结果不确定性最小。气块法与位温梯度法诊断结果在

统计上没有显著差别,其余方法之间的比较都有显著差异。基于湿度的两种诊断方法与其他方法之间没有显著相关性,其余方法之间存在显著相关,相关系数在0.5左右。由于不同诊断方法导致的边界层高度的结构不确定性在10%~100%。总体而言,理查森数法诊断的边界层高度更稳定,该方法更适用于海上大气边界层高度的诊断。

(2)南海北部6—7月的平均边界层高度在500~700 m,边界层高度的平均日变化约为278 m,远低于陆地上大气边界层高度的日变化值。平均边界层高度的日变化相对较小,变化趋势为先升高再降低,在当地时间14时达到最高。这主要是受太阳短波辐射变化的影响,平均边界层高度的变化趋势与气温及海表温度的变化趋势一致。同时,由于南海季风带来大量的暖湿气流及海洋大气本身的特性,较小的海气温差抑制了海上湍流的发展,导致海上大气边界层高度的日变化幅度较小。

受观测资料时间长度和观测地点的限制,本文只对5种方法诊断的南海北部2019年6—7月边界层高度进行对比分析,结果可能存在一定局限性。同时,由于缺少长期连续的观测,本文的分析也仅局限于夏季期间,无法对海洋边界层高度的季节变化及年际变化特征进行分析。未来将采用更多的边界层观测数据,对海上大气边界层的变化特征进行更为深入的研究。

## 参考文献:

- [1] Stull R B. An introduction to boundary layer meteorology[M]. Dordrecht: Springer, 1988.
- [2] 孔扬, 张苏平. 基于船载GPS探空数据的黄东海大气边界层高度分析[J]. 中国海洋大学学报, 2014, 44(11): 1-10.
- [3] 涂静, 张苏平, 程相坤, 等. 黄东海大气边界层高度时空变化特征[J]. 中国海洋大学学报, 2012, 42(4): 7-18.
- [4] 张振州, 蔡旭晖, 宋宇, 等. 海南岛地区大气边界层高度的时空变化特征[J]. 北京大学学报(自然科学版), 2013, 49(5): 783-790.
- [5] 李响, 王辉, 吴辉碇, 等. 海上大气边界层数值预报技术发展概论[J]. 海洋预报, 2010, 27(1): 72-82.
- [6] 江丽芳, 尹毅, 刘春霞. 边界层参数化方案对台风“莫拉菲”热力和动力结构特征影响的对比[J]. 海洋预报, 2017, 34(4): 20-31.
- [7] Zhang Q, Zhang J, Qiao J, et al. Relationship of atmospheric boundary layer depth with thermodynamic processes at the land surface in arid regions of China[J]. Science China Earth Sciences, 2011, 54(10): 1586-1594.
- [8] 韩美, 张苏平, 尹跃进, 等. 黄东海大气边界层高度季节变化特征及其成因[J]. 中国海洋大学学报, 2012, 42(S1): 34-44.
- [9] 吴祖常, 董保群. 我国早晨与傍晚的大气边界层厚度研究[J]. 油气田环境保护, 1998, 8(3): 31-34.
- [10] 孟庆珍, 朱炳胜. 重庆市大气混合层厚度的计算和分析[J]. 成都气象学院学报, 1999, 14(2): 48-56.
- [11] Du C L, Liu S Y, Yu X, et al. Urban boundary layer height characteristics and relationship with particulate matter mass concentrations in Xi'an, Central China[J]. Aerosol and Air Quality Research, 2013, 13(5): 1598-1607.
- [12] 宫庆龙, 刁一娜. 冷空气过程对黄海东海区域海洋大气边界层结构影响的个例分析[J]. 海洋气象学报, 2018, 38(1): 51-61.
- [13] 刘超, 花丛, 张恒德, 等. L波段探空雷达秒数据在污染天气边界层分析中的应用[J]. 气象, 2017, 43(5): 591-597.
- [14] 姜杰, 郑有飞, 刘建军, 等. 南京上空大气边界层的激光雷达观测研究[J]. 环境科学与技术, 2014, 37(1): 22-27, 80.
- [15] 廖希伟, 宋小全, 王东祥, 等. 激光云高仪对那曲地区大气边界层高度的探测分析[J]. 光子学报, 2016, 45(5): 0501001.
- [16] 惠小英, 高晓清, 韦志刚, 等. 利用探空气球升速判定敦煌夏季白天边界层高度的分析[J]. 高原气象, 2011, 30(3): 614-619.
- [17] 王存贵, 初奕琦, 檀望舒, 等. 结合激光雷达和探空资料研究青藏高原地区混合层高度特征[J]. 大气科学, 2018, 42(5): 1133-1145.
- [18] 于晓丽, 谢强, 王东晓. 1998年季风爆发期南海大气边界层的变化[J]. 热带海洋学报, 2009, 28(2): 31-35.
- [19] Guo J P, Miao Y C, Zhang Y, et al. The climatology of planetary boundary layer height in China derived from radiosonde and reanalysis data[J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 2016, 16(20): 13309-13319.
- [20] Lavers D A, Beljaars A, Richardson D S, et al. A forecast evaluation of planetary boundary layer height over the ocean[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2019, 124(9): 4975-4984.
- [21] 刘北平. 确定大气混合层高度方法的研究[J]. 环境科学研究, 1990, 3(1): 8-12.
- [22] 魏浩, 胡明宝, 艾未华. 小波变换在风廓线雷达探测大气边界层高度中的应用研究[J]. 热带气象学报, 2015, 31(6): 811-820.
- [23] 师宇, 胡非, 丁伟宸, 等. 气溶胶激光雷达和无线电探空观测边界层高度的对比分析[J]. 气候与环境研究, 2019, 24(5): 650-662.
- [24] 王琳, 谢晨波, 韩永, 等. 测量大气边界层高度的激光雷达数据反演方法研究[J]. 大气与环境光学学报, 2012, 7(4): 241-247.
- [25] 项衍, 张天舒, 刘建国, 等. 基于激光雷达对WRF模式模拟边界层高度的评估[J]. 中国激光, 2019, 46(1): 0110002.
- [26] Seidel D J, Ao C O, Li K. Estimating climatological planetary boundary layer heights from radiosonde observations: comparison of methods and uncertainty analysis[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2010, 115(D16): D16113.
- [27] Shukla K K, Phanikumar D V, Newsom R K, et al. Estimation of the mixing layer height over a high altitude site in Central Himalayan region by using Doppler lidar[J]. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 2014, 109: 48-53.
- [28] 张宏昇, 张小曳, 李倩惠, 等. 大气边界层高度确定及应用研究进展[J]. 气象学报, 2020, 78(3): 522-536.
- [29] Holworth G C. Estimates of mean maximum mixing depths in the Contiguous United States[J]. Monthly Weather Review, 1964, 92(5): 235-242.
- [30] Ao C O, Waliser D E, Chan S K, et al. Planetary boundary layer heights from GPS radio occultation refractivity and humidity profiles[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2012, 117(D16): D16117.
- [31] Sicard M, Pérez C, Rocadenbosch F, et al. Mixed-Layer depth determination in the barcelona coastal area from regular lidar measurements: methods, results and limitations[J]. Boundary-Layer Meteorology, 2006, 119(1): 135-157.
- [32] Seidel D J, Zhang Y H, Beljaars A, et al. Climatology of the planetary boundary layer over the continental United States and Europe[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2012, 117(D17): D17106.
- [33] Gu J, Zhang Y H, Yang N, et al. Diurnal variability of the planetary boundary layer height estimated from radiosonde data



- [J]. Earth and Planetary Physics, 2020, 4(5): 479-492.
- [34] Luo T, Yuan R, Wang Z. Lidar-based remote sensing of atmospheric boundary layer height over land and ocean[J]. Atmospheric Measurement Techniques, 2014, 7(1): 173-182.
- [35] Thorne P W, Parker D E, Christy J R, et al. Uncertainties in climate trends: lessons from upper-air temperature records[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2005, 86(10): 1437-1442.
- [36] Kuribayashi M, Ohara T, Shimizu A. Temporal variation and vertical structure of the marine atmospheric mixed layer over the East China Sea from Mie-Scattering Lidar Data[J]. SOLA, 2011, 7: 189-192.

## Applicability of different boundary layer height diagnosis methods to the diagnosis of marine atmospheric boundary layer height

DONG Yi-wen<sup>1</sup>, ZHANG Yun-fei<sup>1</sup>, ZHANG Ge<sup>2</sup>, HAN Bo<sup>3,4</sup>, LI Xiang<sup>1</sup>, YI Kan<sup>5</sup>

(1. Key Laboratory of Marine Hazards Forecasting, National Marine Environmental Forecasting Center, Ministry of Natural Resources, Beijing 100081 China; 2. PLA 32011 troop, Beijing 100094 China; 3. Guangdong Province Key Laboratory for Climate Change and Nature Disaster Studies, School of Atmospheric Sciences, Zhongshan University, Zhuhai 519082 China; 4. Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Zhuhai), Zhuhai 519082 China; 5. Institute of Science and Technology, China Three Gorges Corporation, Beijing 100038 China)

**Abstract:** As a parameter that characterizes the structure of the atmospheric boundary layer, the boundary layer height is an important indicator in atmospheric numerical simulation and environmental assessment. In this paper, the shipboard GPS second-level sounding data from June to July in 2019 in the northern South China Sea is used to study the applicability of five different boundary layer height diagnosis methods in calculating the marine atmospheric boundary layer height, and to analyze the diurnal variation of the marine atmospheric boundary layer height in the northern South China Sea. The results show that the height of the boundary layer diagnosed by the relative humidity gradient method and the specific humidity gradient method is generally higher with a large uncertainty. The height of the boundary layer diagnosed by the parcel method, the potential temperature gradient method and the Richardson method is more reasonable, and the uncertainty of Richardson method is the least. The average marine atmospheric boundary layer height in the northern South China Sea from June to July is between 500~700 m, and the average diurnal variation of boundary layer height is about 278 m. The marine atmospheric boundary layer height reaches maximum at around 14:00 of the day. The diurnal variation of the boundary layer height is mainly affected by solar radiation, and its variation trend is consistent with that of sea surface temperature and air temperature. Meanwhile, the difference between sea surface temperature and air temperature is small due to the influence of the South China Sea Monsoon and the ocean environment. Therefore, the turbulent activity is suppressed, the average marine atmospheric boundary layer height is relatively low, and the diurnal variation of the boundary layer height is also small.

**Key words:** marine atmospheric boundary layer height; GPS sounding; diagnosis method; diurnal variation