

物理学报 Acta Physica Sinica



Chinese Physical Society



Institute of Physics, CAS

## 海洋上空折射率结构常数廓线估算\*

徐自强<sup>1)2)</sup> 吴晓庆<sup>1)</sup> 许满满<sup>1)2)</sup> 毕翠翠<sup>1)2)</sup> 韩永<sup>3)</sup> 邵士勇<sup>1)†</sup>

1) (中国科学院合肥物质科学研究院, 安徽光学精密机械研究所, 大气光学中心, 合肥 230031)

2) (中国科学技术大学, 合肥 230026)

3) (中山大学大气科学学院, 珠海 519000)

(2021年6月28日收到; 2021年8月20日收到修改稿)

湍流问题从提出到现在已困扰人们300多年. 虽然提出了一些可行的方案, 但在可预见的未来这一问题仍将困扰人们. 湍流主要由浮力热气泡和风切变产生, 在地球表面和大气之间传递物质和能量. 2019年6月开展了第二次海洋季风实验 (sea monsoon experiment-II: SMEX-II), 实验过程中通过释放探空气球获得了海洋上空常规气象数据. 通过 Tatarski 参数化模式, 重点分析了海洋上空湍流拟合廓线的主要影响因素, 边界层、对流层顶湍流的演变规律, 以及离岸距离对湍流垂直廓线分布的影响. 结果表明, 外尺度对海洋上空湍流的分布起决定作用, 边界层顶和对流层顶的逆增长区取决于温度梯度的骤变, 陆地下垫面对边界层顶逆增长区的影响大而海洋下垫面对对流层顶的逆增长区影响大. 基于试验数据分析的海洋上空光学湍流时空分布特性, 为海洋的天文观测选址、激光大气传输和卫星遥感观测等提供了必要的参考.

**关键词:** 大气折射率结构常数, Tatarski 模式, 大气光学湍流廓线, 探空气球**PACS:** 42.68.-w, 42.68.Bz**DOI:** 10.7498/aps.70.20211201

## 1 引言

湍流在边界层和对流层的能量传输问题一直是一个长期研究的课题<sup>[1-3]</sup>. 湍流主要由浮力热泡和风切变产生<sup>[4,5]</sup>. 除了近地面以外的区域, 湍流的运输能力要比分子黏性作用大几个数量级<sup>[6]</sup>. 海洋上空大气由于黏滞系数小、雷诺数大, 因而其运动大都处于湍流状态<sup>[7,8]</sup>. 大气光学湍流强度源自大气密度起伏引起的大气折射率随机起伏<sup>[9]</sup>, 它会引起在其中传播的光波波前相位及振幅的涨落, 从而对航空、天文观测和激光传输等领域产生重要影响<sup>[10,11]</sup>. 大气光学湍流强度用大气折射率结构常数  $C_n^2$  来表示 (量纲为  $\text{m}^{-2/3}$ )<sup>[12-14]</sup>. 获取准确的大气光学湍流强度对气象预报和光电系统的应用具有

重要的意义.

尽管湍流的理论问题尚未完全解决, 但是湍流的测量手段日渐成熟. 1972年, Butfon等<sup>[15]</sup>使用搭载在探空气球上的微温传感器测量得到了湍流在对流层的分布. 2008年, Trinqueta等<sup>[16]</sup>使用原位测量技术获取大气中温度的精细结构, 并且分析了温度、压力、湿度和风速与大气折射率结构函数的关系, 这种交叉校准的技术提供了更高的时空分辨率. 2013年, Mchugh和Sharman<sup>[17]</sup>使用悬挂在上升气球上的微温传感器测量了夏威夷岛莫纳克亚山上的光学湍流, 结果与差分图像运动监测器有很好的一致性. 2013年, 张彩云等<sup>[18]</sup>使用风廓线雷达计算了湍流耗散率和平均速度的垂直梯度, 并结合气象参数估计了光波的折射率结构常数, 结果表明压力和相对湿度的变化对折射率结构常数的影响可以忽略不计. 2020年, 许满满等<sup>[5]</sup>通过试验

\* 国家科技支撑计划 (批准号: 2018YFC0213102) 和国家自然科学基金 (批准号: 41475024, 4202780010) 资助的课题.

† 通信作者. E-mail: shaoshiyong@aiofm.ac.cn

数据分析阐述了基于惠斯通电桥的温度脉动仪, 其测量范围足以应对大多数激光大气传输和天文观测领域遇到的光学湍流问题, 并且与超声风速仪相比在测量精度和测量范围上均具有优势. 由于光学湍流的复杂性和多变性, 需要获得精细的高时空分辨率垂直廓线来进行研究<sup>[19]</sup>. 大多数微波风雷达的分辨率在 100 m 以上, 多普勒相干风雷达的分辨率在 10 m 以上, 测量高度在 5 km 以下, 空间分辨率都不如传统的无线电探空气球, 因此传统的无线电探空气球仍然是研究湍流廓线最可靠的方法之一<sup>[20]</sup>. 到目前为止, 我们对海洋上空光学湍流强度的发展趋势都不甚了解<sup>[21]</sup>. 当前直接测量湍流强度的技术已经成熟并且现场试验稳定性也可以得到保障, 但是常常需要耗费极大的人力物力, 而且测量周期短, 无法保证长期测量<sup>[19]</sup>. 相比直接测量湍流的数据, 海洋的常规气象数据很容易获得, 所以我们迫切需要一种通过常规气象数据来估算  $C_n^2$  的模式<sup>[14]</sup>, 这已经成为了一个重要的研究课题. 长期以来人们通过实验测量对光学湍流特征参数和常规气象参数进行统计分析, 得出一些针对特定环境下十分有效的模式<sup>[22]</sup>. 近地层常用 Bulk 法和神经网络模式, 高空常用 Tatarski 模式.

大气光学湍流研究是一门基于试验数据的科学, 由于海洋上空大气光学湍流试验条件的要求较高, 相关的报道较为少见. 在中山大学组织的第二次海洋季风试验 (SMEX-II) 中, 通过释放探空球获得了海洋上空的气象参数, 在此基础上通过模式计算获得了海洋上空的大气光学湍流分布特性. 本文从 Tatarski 模式出发, 重点分析了海洋大气光学湍流的影响因素及其垂直分布规律, 为海洋区域的天文观测选址、激光大气传输和卫星遥感观测等提供重要的参考<sup>[23]</sup>.

## 2 试验方法与数据分析

### 2.1 试验场地

第二次海洋季风试验航段内全程气象观测条件良好. 实验日期从 2019 年 6 月 9 号到 6 月 19 号, 搭载“沈括号”科考船在南海开展实验. 图 1 为科考船的航行路线, 虚线和实线分别代表相邻天的日航线, 图片里面的数字代表 2019 年 6 月的第几号. 值得强调的是, 这是国内为数不多的通过科考船对海洋进行大气光学湍流强度测量的试验.

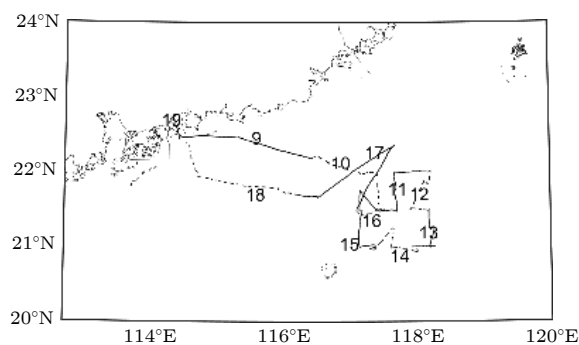


图 1 “沈括号”科考船航线图

Fig. 1. Vessel trajectory of ‘Shenkuo’.

为了全面获得海洋大气光学湍流的时空分布特性, 使用探空气球和微波辐射计等仪器进行连续测量. 航行过程中释放探空气球场景如图 2 所示. 释放时间选择在凌晨 00:00 和中午 12:00 这两个具有代表性的时间点, 以考察湍流强弱时刻的拟合廓线特性.

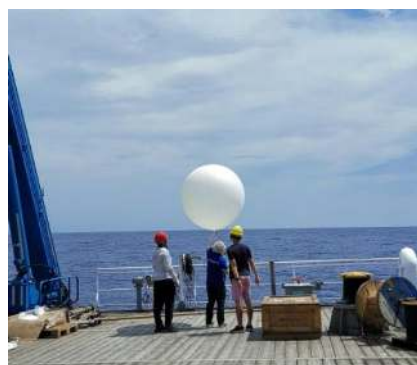


图 2 释放探空气球获取气象参数

Fig. 2. Radiosonde for vertical meteorological parameter profiles.

海洋上空释放探空球的相应信息如下表 1 所列, 包含了气球编号、放球日期、放球地点和离岸距离数据<sup>[24]</sup>. 探空气球释放地点的离岸距离从 2 km 到 300 km 范围内不等. 通过数据计算得到湍流拟合廓线, 得出从近海到远海的湍流拟合廓线变化特征.

### 2.2 试验理论

Tatarski 参数化模式通常根据常规气象参数的廓线数据估算光学湍流强度, 定义如下<sup>[22]</sup>:

$$C_n^2 = aL_0^{4/3}M^2, \quad (1)$$

其中  $a$  是常数 2.8,  $L_0$  是大气光学湍流的外尺度,  $M$  是位势折射率梯度. 描述光学湍流特性及其在

表1 海洋探空记录

Table 1. Record of balloon soundings over sea.

气球编号	放球时间	放球地点	离岸距离/km
1#	6.9 00:16	22°36.937' N 114°36.070' E	2
2#	6.9 13:10	22°27.274' N 115°32.432' E	25
3#	6.9 23:51	22°11.285' N 116°33.254' E	84
4#	6.10 12:21	21°59.770' N 117°23.151' E	143
5#	6.12 00:00	22°00.268' N 118°15.526' E	193
6#	6.12 11:57	21°52.084' N 118°10.958' E	201
7#	6.13 11:55	21°08.895' N 118°18.099' E	271
8#	6.14 00:08	21°00.147' N 118°02.701' E	269
9#	6.14 11:55	20°59.029' N 117°42.500' E	249
10#	6.15 11:53	21°14.780' N 117°15.068' E	204
11#	6.16 11:55	21°27.236' N 117°23.100' E	189
12#	6.17 11:52	22°18.545' N 117°40.370' E	135
13#	6.17 23:54	21°41.589' N 116°23.622' E	129
14#	6.18 12:01	21°53.905' N 115°08.470' E	89

光传播效应分析中应用的主要参量有湍流强度和空间特征尺度, 其中空间特征尺度主要包含湍流内尺度和外尺度. 在 Kolmogorov 湍流统计理论中, 外尺度是指惯性区的最大尺度. HMNSP99 对外尺度廓线模式的定义如下 [19]:

$$L_0^{4/3}(h) = \begin{cases} 0.1^{4/3} \times 10^{0.362+16.728S-192.347\frac{dT}{dh}}, & \text{对流层,} \\ 0.1^{4/3} \times 10^{0.757+13.819S-57.784\frac{dT}{dh}}, & \text{平流层,} \end{cases} \quad (2)$$

$$M = \frac{\partial N}{\partial h} = -\frac{79 \times 10^6 P}{T^2} \frac{\partial \theta}{\partial h}, \quad (3)$$

式中,  $S$  为风切变,  $S = \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial h} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial h} \right)^2 \right]^{1/2}$ , 其中  $u$  为径向风,  $v$  为横向风,  $h$  是探空球的漂浮高度;  $\theta$  是位温,  $\theta = T \left( \frac{1000}{P} \right)^{0.286}$ , 其中  $T$  为大气绝对温度,  $P$  为大气压力.

以上模式是 Jackson 和 Reynold 利用 1999 年 6 月在新墨西哥霍罗曼空军基地获得的探空数据推导获得 [25]. 海洋的气候条件与新墨西哥有差异, 因此其在海洋的适用性有限. 蔡俊等 [26] 基于 2016 年到 2017 年在海边获取的探空数据, 通过筛选, 得到 15 组有效数据, 进行统计分析拟合出新的模式. 本文采用蔡俊改进的 HMNSP99 外尺度廓线模式, 其定义如下 [26]:

$$L_0^{4/3}(h) = \begin{cases} 0.1^{4/3} \times 10^{0.439+18.281S-163.556\frac{dT}{dh}}, & \text{对流层,} \\ 0.1^{4/3} \times 10^{0.613+4.55S-65.479\frac{dT}{dh}}, & \text{平流层,} \end{cases} \quad (4)$$

式中, 字母所代表的意义与 HMNSP99 对外尺度廓线模式的定义相同.

### 3 结果分析

本次实验之前, 测量设备已经在岸基海洋环境中开展了长期的外场测量实验, 保证了参试仪器的精度和稳定性. 在模拟的各种空间气候条件下, 严格校准了探空球的搭载设备.

从图 1 可知, 2019 年 6 月 16 日科考船距离海岸线距离适中, 已经很大程度上脱离了陆地下垫面的影响, 且当天气象条件较好, 因此以 6 月 16 日获得的数据为例, 分析海洋气象参数及其影响下的光学湍流的昼夜变化. 图 3 为探空球获得的 6 月 16 日白天和夜晚的气象参数实测廓线和湍流拟合廓线. 大气温度廓线在两个探测时段都是随着海拔的升高而降低, 在 15 km 处开始出现逆温. 风速廓线在两个探测时段均变化较大且具有一定的随机性, 在 8—10 km 处出现局部极小值, 大概是由于该位置处在对流层中部, 近地面层和对流层顶夹卷层的影响均相对较小所致. 在 8—10 km 高度风速异常降低的实验结果与已有的报道大致符合 [27]. 图中  $C_n^2$  拟合廓线的总体趋势是随高度的增加而减小, 且在 15 km 左右高度有明显的逆增长区. 从图 3 的参数对比可看出, 位势折射率梯度和外尺度对湍流拟合廓线都有影响, 但外尺度具有更明显的影响力. 大多数情况下, 在 15 km 以下外尺度值大于 2, 对湍流拟合廓线的影响远高于位势折射率梯度; 在 15 km 以上, 外尺度明显降低, 对折射率结构常数  $C_n^2$  的影响也降低.

对比昼夜大气折射率结构常数  $C_n^2$  拟合廓线, 可以看出海洋上空的光学湍流强度大致以 8 km 高度为分界, 其下的光学湍流强度在  $10^{-16}$  量级以上, 其上的则在  $10^{-16}$  量级以下. 白天湍流强度在 1.3 km 左右出现明显的逆增长区而夜间湍流强度在 500 m 左右较大但没有出现逆增长区, 在 15 km 左右白天和夜晚都出现逆增长区. 外尺度在白天 1.3 km 左右出现明显的逆增长区而在夜晚 500 m 左右外尺度较大但没有出现逆增长区, 昼夜外尺度

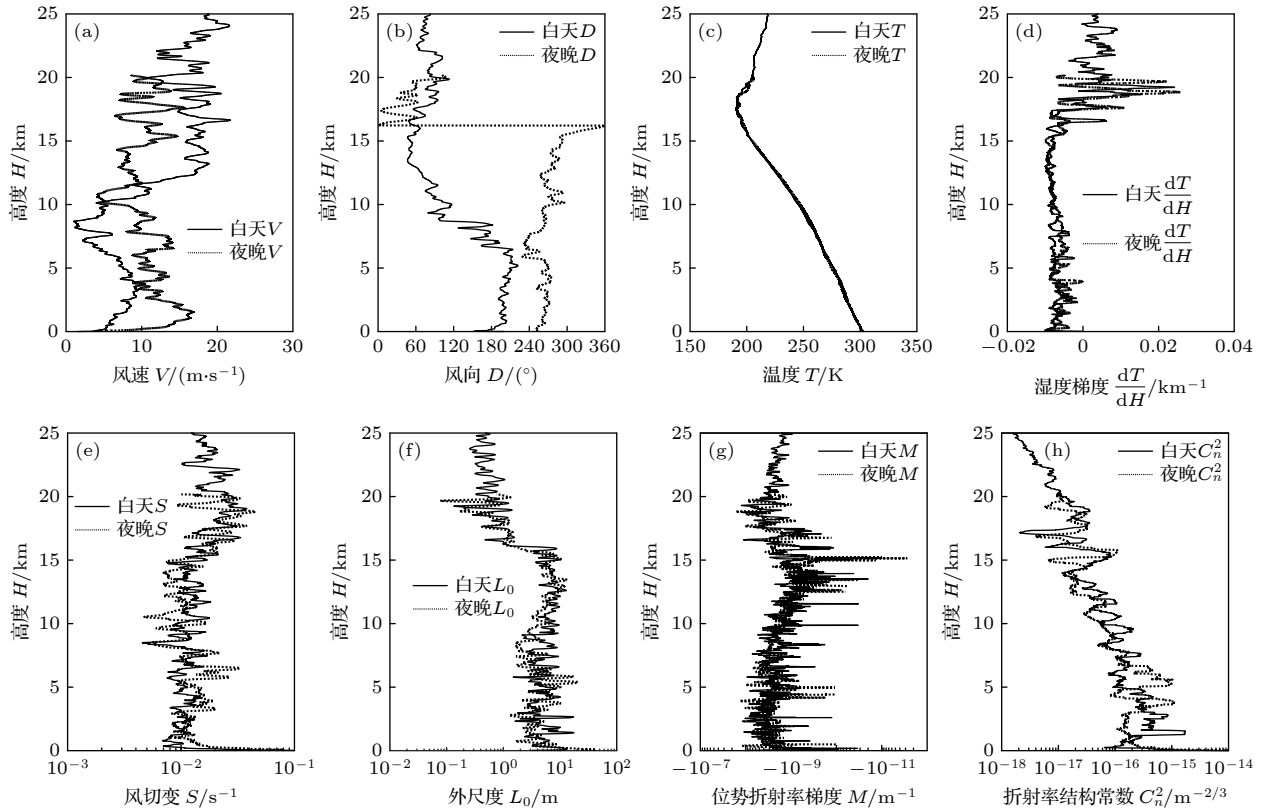


图 3 2019年6月16日昼夜探空气象数据和拟合折射率结构常数廓线 (a) 风速; (b) 风向; (c) 温度; (d) 温度梯度; (e) 风切变; (f) 外尺度; (g) 位势折射率梯度; (h) 拟合折射率结构常数

Fig. 3. Noon and night meteorological data in June 16, 2019 and fitted refractive index structure constant profile: (a) Wind velocity; (b) wind direction; (c) temperature; (d) temperature gradient; (e) wind shear gradient; (f) the outer scale; (g) potential refractive index gradient; (h) fitted  $C_n^2$ .

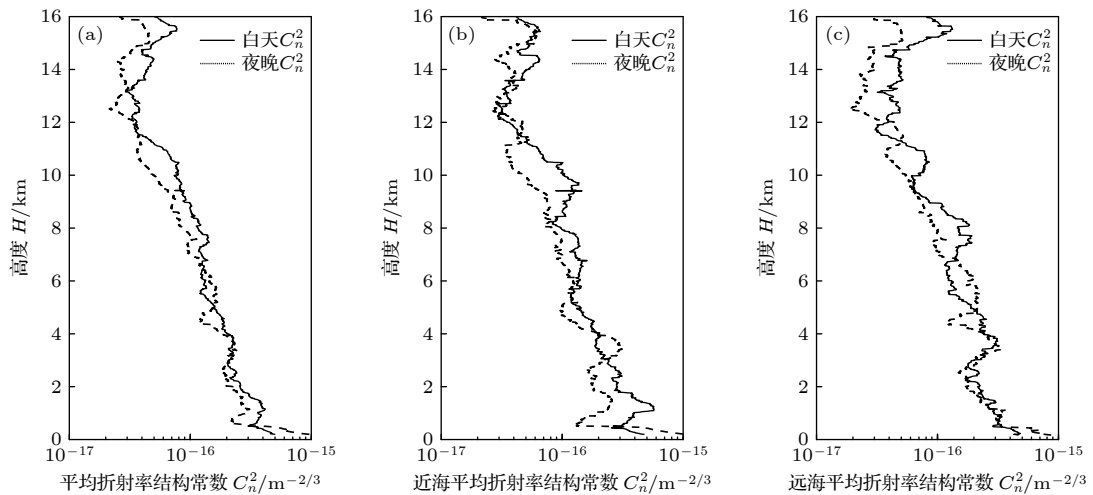


图 4 (a) 全程  $C_n^2$  昼夜平均拟合廓线; (b) 近海  $C_n^2$  昼夜平均拟合廓线; (c) 远海  $C_n^2$  昼夜平均拟合廓线

Fig. 4. (a) Day and night average  $C_n^2$  fitted profile of entire journey; (b) day and night average  $C_n^2$  fitted profile of offshore; (c) day and night average  $C_n^2$  fitted profile of deep ocean.

在 15 km 左右均出现强度减弱的突变. 昼夜风切变在 1.3 km 左右和 500 m 左右没有出现明显的逆变区而在 15 km 左右出现较弱的逆变区. 温度梯度白天在 1.3 km 左右出现逆增长区而夜晚在

500 m 左右出现逆增长区, 在 15 km 左右昼夜温度梯度均出现逆增长区.

图 4 为昼夜平均的  $C_n^2$  拟合廓线, 由于天气等原因, 探空气球获取数据的最大高度不一样, 图中

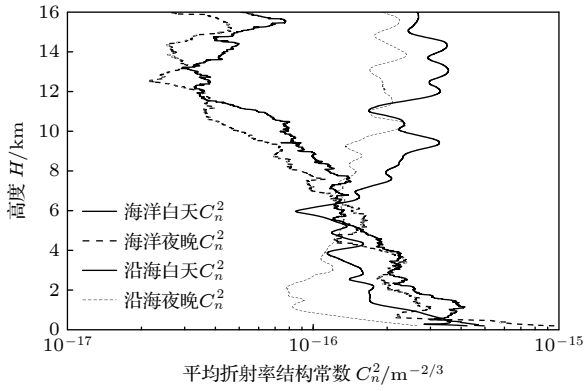


图 5 沿海  $C_n^2$  昼夜平均拟合廓线

Fig. 5. Day and night average  $C_n^2$  fitted profile of sea and coastal area.

选取所有探空球均能到达的 16 km 对流层顶作为最大高度. 由于气球在刚释放的一段时间内运动不平稳导致数据不可靠, 故而图 4 最低高度取 200 m. 利用所有探空球获得的  $C_n^2$  拟合廓线求平均值. 总体来看, 白天折射率结构常数平均值总体高于夜间折射率结构常数平均值, 且白天和夜晚折射率结构常数平均值同样在边界层顶和对流层顶出现明显的逆增长.

图 4(a) 展示了整个航段昼夜平均的  $C_n^2$  分布, 图 4(b) 和图 4(c) 则展示了近海和远海环境下  $C_n^2$  的昼夜平均拟合廓线分布, 其中近海和远海的区分以 160 km 距离为界限 [20]. 近海 1.3 km 左右的转

换区湍流逆变强于全程平均值和远海平均值, 而 15 km 左右的转换区湍流逆变弱于全程平均值和远海平均值, 说明陆地下垫面对边界层湍流的影响大一些, 而海洋下垫面对高空湍流的影响大一些.

图 5 分析了海洋环境和岸基环境的  $C_n^2$  昼夜平均拟合廓线的分布情况. 以沿海探空球数据为基础分析岸基环境, 以 SMEX-II 的探空球数据为基础分析海洋环境. 对比分析可得: 1.3 和 15 km 左右的逆增长区只有在海洋环境下才会出现, 岸基环境下在这两个高度并没有出现明显的湍流转换区. 观察海洋环境和岸基环境的  $C_n^2$  昼夜平均拟合廓线发现在 6 km 左右的高度出现交点, 在这高度以下海洋的  $C_n^2$  昼夜平均拟合廓线强度要高于岸基的  $C_n^2$  昼夜平均拟合廓线, 以上则反之.

图 6 显示了由微波辐射计和探空球获得的海洋大气相对湿度、温度梯度和折射率结构常数垂直分布. 通过对比, 二者趋势相似, 数据基本相同, 可以相互验证实验数据的有效性和准确性. 从图 6 可以看出, 相对湿度和温度梯度都在 1.3 km 左右出现转换 [28], 而边界层刚好与 1.3 km 左右的湍流强度逆增长区相吻合, 表明海洋边界层是受湍流运输影响的. 定性分析表明该湍流主要是由太阳辐射加热产生的浮力热泡引起的. 从微波辐射计的数据分析, 海洋大气边界层的高度会随着昼夜的变化出现一定的转变, 且边界层白天高度高于夜晚. 这或许

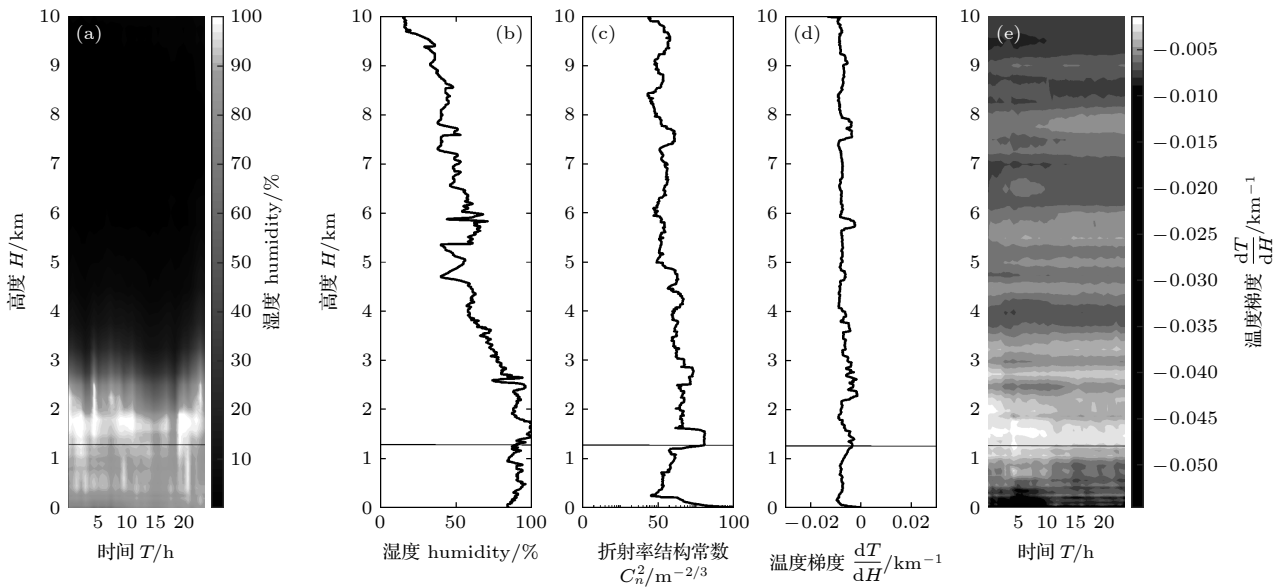


图 6 (a) 微波辐射计湿度廓线; (b) 白天探空气球湿度廓线; (c) 白天探空气  $C_n^2$  拟合廓线; (d) 白天探空气球温度梯度廓线; (e) 微波辐射计温度梯度廓线

Fig. 6. (a) Humidity profile of microwave radiometer; (b) noon humidity profile of radiosonde; (c) noon  $C_n^2$  fitted profile of radiosonde; (d) noon temperature gradient profile of radiosonde; (e) temperature gradient profile of microwave radiometer.

能解释夜晚逆增长区不明显的问题, 因为边界层可能在 500 m 左右甚至更低, 而在此高度的逆增长区很有可能由于整体湍流值较强而难以分辨出来.

#### 4 讨论部分

海洋的大气光学湍流数据较为缺乏, 只有少数由探空气球直接测得的湍流廓线数据, 难以综合分析湍流廓线随离岸距离变化的趋势. 为了解决这一问题, 本文则采用 Tatarski 参数化模式. 模式估算有地域适用性, 参考蔡俊等 [26] 提出的 HMNSP99 外尺度改进模式, 拟合出海洋上空的湍流拟合廓线. 海边拟合廓线的准确性已经得到验证, 而远海的拟合廓线准确性目前尚未深入验证. 图 7 展示了 2020 年在海洋获得的一组离岸 431 km 的实测湍流实测廓线和模式拟合的拟合廓线对比情况, 证明了拟合模型的适用性. 因此在此使用改进的 HMNSP99 外尺度模式对海洋不同离岸距离的湍流垂直廓线进行计算.

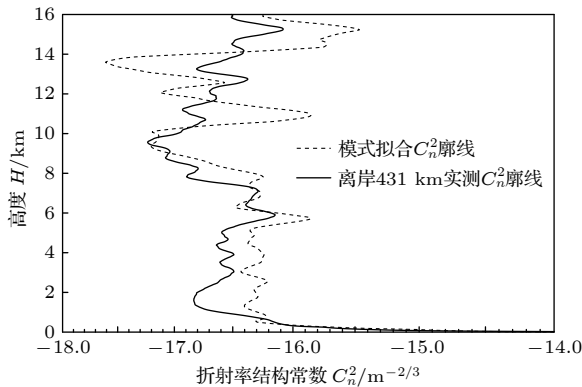


图 7 海洋远海  $C_n^2$  实测廓线和拟合廓线

Fig. 7. Measured profile and fitted profile of  $C_n^2$  in the sea.

为了便于直观地展示和比较模式在远海的有效性, 下面将使用平均值 (AVG)、偏差 (BIAS)、均方根误差 (RMSE)、平均绝对误差 (MAE) 和平均相对误差 (MRE) 五个统计量对  $C_n^2$  拟合廓线进行统计学分析, 以此证明模式的有效性 [26].

$$\bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i, \quad \bar{Y} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Y_i, \quad (5)$$

$$B = \bar{X} - \bar{Y}, \quad (6)$$

$$R = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)^2}, \quad (7)$$

$$M_a = \sum_{i=1}^n \frac{|X_i - Y_i|}{n}, \quad (8)$$

$$M_r = \frac{M_a}{\left| \sum_{i=1}^n \frac{X_i}{n} \right|} \times 100\%. \quad (9)$$

式中,  $n$  为空间序列的个数;  $X_i$  表示第  $i$  个高度上  $\log_{10} C_n^2$  的观测值;  $Y_i$  表示第  $i$  个高度上  $\log_{10} C_n^2$  模式的估算值;  $\bar{X}$  和  $\bar{Y}$  分别表示观测值和估算值的平均值;  $B$  表示偏差;  $R$  表示均方根误差;  $M_a$  表示平均绝对误差;  $M_r$  表示平均相对误差.

计算可得原始数据平均值 ( $\bar{X}$ ) 为 -16.2337, 廓线拟合平均值 ( $\bar{Y}$ ) 为 -16.6356, 偏差 ( $B$ ) 为 0.4119, 均方根误差 ( $R$ ) 为 0.8823, 平均绝对误差 ( $M_a$ ) 为 0.6431 和平均相对误差 ( $M_r$ ) 为 3.87%. 上面计算的数据与蔡俊所列的数据接近, 符合模式拟合有效性的要求 [26].

为了考察 Tatarski 模式中温度梯度和风切变的各自贡献, 对两者进行了单独考量, 公式如下:

$$L_0^{4/3}(h) = \begin{cases} 0.1^{4/3} \times 10^{0.439+18.281S}, \\ 0.1^{4/3} \times 10^{0.439-163.556 \frac{dT}{dh}}. \end{cases} \quad (10)$$

图 8 为利用上述公式分析的  $C_n^2$  平均拟合廓线. 图 8 表明白天温度梯度影响下的大气折射率结构常数拟合廓线与温度梯度和风切变均考虑的拟合廓线数值接近, 分布趋势也相似, 因此白天大气折射率结构常数受温度梯度的影响较大. 白天风切变影响下的大气折射率结构常数拟合廓线与两者均考虑的拟合廓线总体差别巨大, 在 1.3 km 附近相差 2 个数量级, 在 15 km 附近数值增大到相差 1 个数量级, 但权重仍然很小, 因此白天大气折射率结构常数受风切变的影响很小. 图 8 展示夜间大气折射率结构常数拟合廓线总趋势与白天类似. 在近地面 500 m 以下温度梯度和风切变有着同数量级的影响, 在近地面以上的区域温度梯度将占主导因素.

无论白天还是夜晚, 光学湍流拟合廓线的主导因素是温度梯度, 风切变只在近地面存在影响. 白天出现在 1.3 km 附近的逆增长区, 温度梯度占绝对主导因素, 风切变的影响几乎可以忽略; 白天出现在 15 km 附近的逆增长区温度梯度同样占主导因素, 但是风切变也发挥次要作用. 夜间在边界层顶的逆增长区和对流层顶的逆增长区的主导因素与白天有着相同规律.

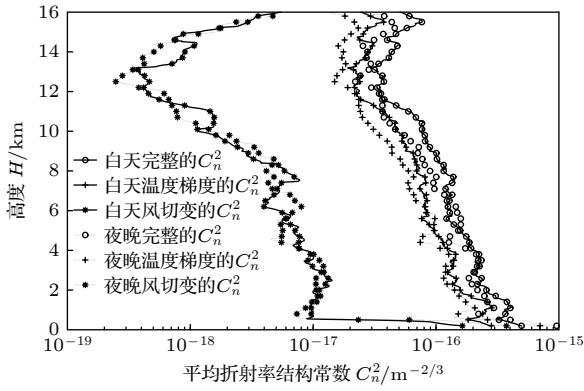


图 8 白天夜晚风切变的  $C_n^2$  拟合廓线、温度梯度的  $C_n^2$  拟合廓线、完整  $C_n^2$  拟合廓线的对比图

Fig. 8. Noon and night comparison of  $C_n^2$  fitted profile of wind shear,  $C_n^2$  fitted profile of temperature gradient, and  $C_n^2$  fitted profile of wind shear and temperature gradient.

图 9 中岸基的  $C_n^2$  廓线是实测数据的平均值, 边界层内湍流强度随着高度增加而减弱, 且对流层顶和边界层顶的逆增长区均不明显. 离岸 50 km 的  $C_n^2$  拟合廓线是 4 组数据 (见表 1) 平均得到的, 在边界层内湍流强度偏低, 数值偏向岸基  $C_n^2$  拟合廓线. 在边界层顶 1.3 km 左右的高度, 出现最强的湍流逆增长区, 在对流层顶 15 km 高度出现了最弱的逆增长区, 可见陆地下垫面对大气的影 响主要集中在边界层. 离岸 158 km 的  $C_n^2$  拟合廓线数据由 5 组数据 (见表 1) 平均得到的, 离岸距离在 100 km 到 200 km 不等. 在边界层顶 1.3 km 左右的高度和对流层顶 15 km 高度都出现了中等强度的逆增长区, 大概是由于离岸距离适中, 受到海洋下垫面和陆地下垫面的共同作用. 离岸 239 km 的  $C_n^2$  拟合廓线数据由 5 组数据 (见表 1) 平均得到的, 离岸距离在 200 km 到 300 km 不等. 在边界层顶 1.3 km

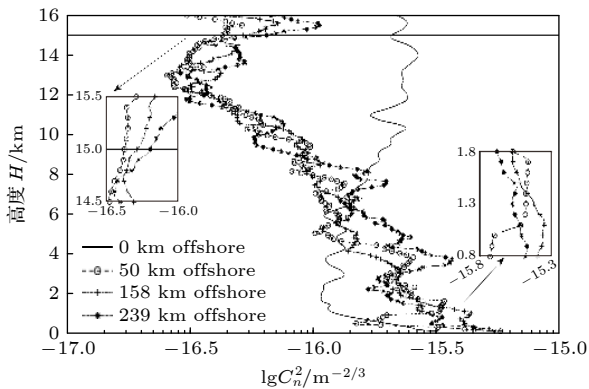


图 9 随距离变化的  $C_n^2$  拟合廓线

Fig. 9.  $C_n^2$  fitted profile varying with distance.

左右的高度已经看不出湍流逆变, 可能是由于离岸距离较远, 主要受到海洋下垫面的影响, 陆地下垫面作用可以忽略. 在对流层顶 15 km 高度出现了最强的逆增长区, 海洋下垫面对高空的影响显现出来.

可以看出海陆拟合廓线有着根本的不同, 在边界层到对流层内的区间内, 海洋的  $C_n^2$  拟合廓线强度总体随着高度增加减小, 但岸基的  $C_n^2$  拟合廓线强度总体随着高度增加而增大. 此外, 海洋环境下边界层顶和对流层顶会出现明显的湍流逆增长区, 但岸基湍流逆增长区并不明显.

## 5 结论

2019 年 6 月 9 日至 19 日, 我们搭载“沈括号”科考船开展了海洋上空气象参数廓线的探空球测量, 通过对测量数据的分析与规律总结, 加深了对海洋大气光学湍流时空分布特性及其与边界层和平流层关系的认识, 形成结论如下:

1) 边界层顶和对流层顶气象参数的变化均会对海洋上空湍流的垂直分布带来影响, 在边界层顶和对流层顶形成逆增长区. 在边界层顶逆增长区的昼夜差异方面, 温度梯度和风切变均考虑的湍流拟合廓线和只考虑温度梯度的湍流拟合廓线有着相似的量级和趋势, 因此在边界层顶湍流逆增长区温度梯度是主导因素, 风切变的影响几乎可以忽略. 对流层顶昼夜都存在湍流逆变区, 相比于边界层, 对流层的湍流逆增长区温度梯度仍是主导因素, 但风切变的影响权重增加.

2) 日照对边界层顶湍流垂直分布带来直接影响, 对对流层顶湍流分布的影响不大. 白天海洋边界层高度在 1.3 km 附近, 而夜晚则降到约 500 m 的高度, 夜晚边界层顶与近海面强湍流区相邻, 以致该处的夜晚湍流强度高于白天湍流强度, 逆增长特性难以体现出来. 500 m 以下近海面区间的夜晚湍流强度高于白天湍流强度, 500 m 以上区间的白天湍流强度高于夜晚湍流强度. 近海面 500 m 以下温度梯度和风切变有着同数量级, 500 m 以上温度梯度为主导因素.

3) 陆地下垫面和海洋下垫面对湍流垂直分布的影响存在显著差异. 随着离岸距离的增加, 近海和远海表现出来的特征明显不一致. 近海边界层顶的湍流逆增长白天更明显, 而对流层顶的湍流逆增

长则夜晚相对较强. 远海边界层顶的湍流逆增长区昼夜均不明显, 对流层顶的湍流逆增长区则白天强于夜晚. 岸基和海洋的  $C_n^2$  拟合廓线对比分析表明, 1.3 km 附近的湍流逆增长只出现在海洋情况下并且随着离岸距离的增大特征更加明显, 岸基则没有这样的特征.

上述结论初步形成了海洋上空光学湍流的夏季日变化规律性认知, 由于测量时间的限制, 对海洋上空大气光学湍流垂直分布的季节变化规律和年变化规律尚缺乏足够的了解. 下一步将在掌握更多实测数据的基础上, 形成海洋大气光学湍流实测廓线数据库, 对该领域开展更为深入的探讨, 给出海洋上空湍流分布影响因素权重的定量解释.

## 参考文献

- [1] Liang J, Zhang L, Wang Y, Cao X, Zhang Q, Wang H, Zhang B 2014 *J. Geophys. Res. Atmos.* **119** 6009
- [2] Pahlow M, Parlange M B, Porté-Agel F 2001 *Boundary Layer Meteorol.* **99** 225
- [3] Hu X, Klein P M, Xue M 2013 *J. Geophys. Res. Atmos.* **118** 10
- [4] Wang Q, Mei H P, Qian X M, Rao R Z 2015 *Acta Phys. Sin.* **64** 114212 (in Chinese) [王倩, 梅海平, 钱仙妹, 饶瑞中 2015 物理学报 **64** 114212]
- [5] Xu M M, Shao S Y, Liu Q, Cheng X Z, Song X Q 2020 *Acta Optic. Sin.* **40** 1201002 (in Chinese) [许满满, 邵士勇, 刘庆, 程雪玲, 宋小全 2020 光学学报 **40** 1201002]
- [6] Chowdhury S, Zhang J, Messac A, Castillo L 2012 *Renewable Energy* **38** 16
- [7] Wang Q, Mei H P, Li Y J, Shao S Y, Li X B, Rao R Z 2016 *Acta Phys. Sin.* **65** 074206 (in Chinese) [王倩, 梅海平, 李玉剑, 邵士勇, 李学彬, 饶瑞中 2016 物理学报 **65** 074206]
- [8] Rao R Z 2012 *Modern Atmospheric Optics* (Beijing: Science Press) p156 (in Chinese) [饶瑞中 2012 现代大气光学 (北京: 科学出版社) 第155页]
- [9] Fried D L, Mevers G E, Keister M P 1967 *J. Opt. Soc. Am.* **57** 787
- [10] Cui L, Xue B, Zhou F 2014 *J. Opt. Soc. Am. A* **31** 829
- [11] Huang Y, Zeng A, Gao Z, Zhang B 2015 *Opt. Lett.* **40** 1619
- [12] Chiba T 1971 *Appl. Opt.* **10** 2456
- [13] Avila R, Vernin J, Masciadri E 1997 *Appl. Opt.* **36** 7898
- [14] Kornilov V, Safonov B, Kornilov M, Shatsky N, Voziakova O, Potanin S, Gorbunov I, Senik V, Cheryasov D 2014 *Publ. Astron. Soc. Pac.* **126** 482
- [15] Bufton J, Minott P, Fitzmaurice M, Titterton P 1972 *J. Opt. Soc. Am.* **62** 1068
- [16] Trinqueta H, Agabia A, Vernina J, Azouita M, Aristidia E, Fossat E 2008 *Proc. SPIE* **7012** 701225
- [17] Mchugh J, Sharman R 2013 *J. R. Meteorolog. Soc.* **139** 1632
- [18] Zhang C Y, Weng L Q, Gao H, Yao Y C, Sun G, Liu Q 2013 *Acta Optic. Sin.* **33** 0301004 (in Chinese) [张彩云, 翁宁泉, 高慧, 姚远成, 孙刚, 刘庆 2013 光学学报 **33** 0301004]
- [19] Abahamid A, Jabiri A, Vernin J, Benkhaldoun Z, Azouit M, Agabi A 2004 *Astron. Astrophys.* **416** 1193
- [20] Shao S Y, Qin F Q, Xu M M, Liu Q, Han Y, Xu Z Q 2020 *Results in Engineering* **9** 100191
- [21] Wang Q, Mei H P, Qian X M, Rao R Z 2015 *Acta Phys. Sin.* **64** 224216 (in Chinese) [王倩, 梅海平, 钱仙妹, 饶瑞中 2015 物理学报 **64** 224216]
- [22] Qing C, Wu X Q, Huang H H, Tian Q, Zhu W Y, Rao R Z, Li X B 2016 *Opt. Express* **24** 20424
- [23] Zhang P F, Qiao C H, Feng X X, Huang T, Li N, Fan C Y, Wang Y J 2017 *Acta Phys. Sin.* **66** 244210 (in Chinese) [张鹏飞, 乔春红, 冯晓星, 黄童, 李南, 范承玉, 王英俭 2017 物理学报 **66** 244210]
- [24] Wu X Q, Qian X M, Huang H H, Wang P, Cui C L, Qing C 2014 *Acta Astron. Sin.* **55** 114 (in Chinese) [吴晓庆, 钱仙妹, 黄宏华, 汪平, 崔朝龙, 青春 2014 天文学报 **55** 114]
- [25] Ruggiero F H, Debeneditis D A 2002 *DOD High Performance Computer Users Group Conference* Austin, Texas, January 13–14, 2002 p11
- [26] Cai J, Li X B, Zhan G W, Wu P F, Xu C Y, Qin C, Wu X Q 2018 *Acta Phys. Sin.* **67** 014206 (in Chinese) [蔡俊, 李学彬, 詹国伟, 武鹏飞, 徐春燕, 青春, 吴晓庆 2018 物理学报 **67** 014206]
- [27] Roland B (translated by Yang C X) 1991 *An Introduction to Boundary Layer Meteorology* (Beijing: Meteorological Press) pp13–20 (in Chinese) [罗兰B 著 (扬长新 译) 1991 边界层气象学导论 (北京: 气象出版社) 第13–20页]
- [28] Peng S Q, Zhu Y H, Huang H, Ding X R, Shi R, Wu D M, Feng Y R, Wang D X 2016 *Atmos. Sci. Lett.* **17** 564

# Estimation of $C_n^2$ profile of troposphere over the sea\*

Xu Zi-Qiang<sup>1)2)</sup> Wu Xiao-Qing<sup>1)</sup> Xu Man-Man<sup>1)2)</sup> Bi Cui-Cui<sup>1)2)</sup>

Han Yong<sup>3)</sup> Shao Shi-Yong<sup>1)†</sup>

1) (*Key Laboratory of Atmospheric Optics, Anhui Institute of Optics and Fine Mechanics,  
Hefei Institutes of Physical Science, Chinese Academy of Sciences, Hefei 230031, China*)

2) (*University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China*)

3) (*School of Atmospheric Sciences, Sun Yat-sen University, Zhuhai 519000, China*)

( Received 28 June 2021; revised manuscript received 20 August 2021 )

## Abstract

The problem of turbulence has been puzzling relevant researchers for more than 300 years. Although some feasible solutions and models have been proposed, the turbulence still brings trouble in the foreseeable future. Turbulence is caused mainly by buoyant thermal bubbles and wind shear, which transports matter and energy between the earth surface and the atmosphere. Based on the analysis of the measured data obtained from the Sea Monsoon Experiment-II (SMEX-II), carried out on the ‘Shenkou’ scientific research ship, the vertical spatial distribution of meteorological data overseas was explored when the air sounding balloons were released at relatively fixed times during June 2019. Through the Tatarski model, the main influencing factors of fitting turbulence profile over the sea and the turbulence evolution of boundary layer top and tropopause are discussed. Meanwhile, the effect of offshore distance of the scientific research ship on the vertical profile of optical turbulence strength is analyzed. The results show that the outer scale plays a decisive role in the distribution of turbulence over the seas. The inverse growth section between the boundary layer top and the tropopause depends on the sudden change of temperature gradient. The underlying land surface has a significant influence on the inverse growth section to the boundary layer top, while the underlying sea surface has a more pronounced influence on the inverse growth section of the tropopause. Based on the obtained data and corresponding analysis, the spatiotemporal distribution characteristics of optical turbulence overseas are grasped, which provides necessary references for selecting the astronomical observation sites, atmospheric laser transmission, and satellite remote sensing observations over the sea.

**Keywords:** atmospheric refractive index constant, Tatarski model, atmospheric optical turbulence profile, radiosonde

**PACS:** 42.68.-w, 42.68.Bz

**DOI:** 10.7498/aps.70.20211201

\* Project supported by the National Key Technology Research and Development Program of the Ministry of Science and Technology of China (Grant No. 2018YFC0213102) and the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 41475024, 4202780010).

† Corresponding author. E-mail: [shaoshiyong@aiofm.ac.cn](mailto:shaoshiyong@aiofm.ac.cn)