

黄海、东海上空春季气溶胶光学特性观测分析

赵 崑¹, 唐军武¹, 高 飞², 林明森¹

(1 国家卫星海洋应用中心, 北京 100081; 2 国家海洋局 海洋技术中心, 天津 300111)

摘要: 2003 年春季国家卫星海洋应用中心等几家单位在黄海和东海海区进行了为期 40 d 的二类水体信息测量试验, 试验中使用手持太阳辐射计对海区上空大气光学特性进行了观测, 并获得了大量晴空天气条件下的大气光学数据. 利用本次试验获取的测量数据得到了黄海、东海海区春季的大气气溶胶光学特性, 其中包括气溶胶光学厚度和气溶胶粒子谱分布. 采用 Langley 方法对测量得到的太阳直射辐射量进行处理得到了海区上空气溶胶光学厚度, 利用得到的气溶胶光学厚度来反演气溶胶粒子谱分布. 反演结果表明无云情况下黄海、东海上空的气溶胶光学厚度在 0.2~0.4 左右, 且气溶胶粒子谱分布的变化趋势也很接近; 海区上空霾层较厚时测量得到的气溶胶光学厚度明显增大, 最大接近 0.8; 气溶胶粒子谱分布的变化趋势发生了明显的变化.

关键词: 太阳辐射计; 气溶胶光学厚度; 粒子谱分布; 气溶胶光学特性

中图分类号: P024; P7 **文献标识码:** A **文章编号:** 0253-4193(2005)02-0046-08

1 引言

气溶胶通过两方面影响全球的能量辐射平衡: 一是直接通过反射和散射太阳光来改变辐射能量的大小和传输方向; 二是间接参与云的变化来影响全球的辐射收支^[1-5].

由于气溶胶和大气分子的散射降低了仪器探测的空间分辨率^[6], 故对卫星对地遥感必须进行大气散射效应的修正. 在近红外波段一类水体离水辐射率近似为 0, 因此把对海洋水色遥感的大气修正选择在该波段. 太阳辐射计的气溶胶光学特性的测量为大气修正算法提供了数据基础.

对于我国的海洋水色卫星, 其数据产品中包括气溶胶光学厚度、气溶胶散射及其随波长变化的关系三种大气光学产品. 地面气溶胶特性测量是对大气光学产品检验的主要方法, 通过大气气溶胶特性的测量为产品检验提供了真实可靠的现场数据. 因

此, 对大气气溶胶特性的获取是海洋遥感应用中必不可少的环节.

由于春季黄海、东海为多云多雾天气, 此次试验中在很多站位无法对大气光学特性进行测量. 整个航行试验过程中利用手持太阳辐射计总共得到了近 30 个晴天站位的数据, 文中将给出每个站位的信息以及部分站位的测量分析结果.

下面先对试验中使用的大气测量仪器进行介绍, 然后详细阐述气溶胶光学厚度和粒子谱分布测量反演方法, 并对所得的反演结果进行分析.

2 测量仪器及站点信息

本次试验中用来测量大气气溶胶特性的仪器主要采用美国 Solarlight 公司的手持太阳辐射计 MicrotopsII^[7,8], 另外一法国 CIMEL 公司的手持太阳辐射计 CE317^[9]用来进行辅助比对测量.

试验期间在天气晴朗情况下对不同站点进行观

收稿日期: 2003-07-04; 修订日期: 2003-09-22.

基金项目: HY-1 卫星地面应用系统资助项目; “863” 模块化二类水体相关遥感信息提取技术资助项目; “863” 带偏振响应的精确 Rayleigh 散射算法研究资助项目; 国家海洋局青年海洋科学基金资助项目.

作者简介: 赵 崑(1976—), 女, 辽宁省沈阳市人, 助研, 从事大气辐射传输算法、HY-1 卫星地面定标等研究. E-mail: zhaowei@mairnsoas.

测(表1). 由于船的摆动给仪器测量造成影响, 因此对每组测量都要连续进行15次, 并在处理时采用数据滤波程序将异常的结果剔除. 另外, 为了避免仪器

暗电流所引起的误差, 按仪器生产厂家的建议, 在 Microtops II 仪器的两次测量间要进行开关机一次.

表1 黄海、东海2003年大气测量站位信息

日期	站位	时间	东经	北纬	日期	站位	时间	东经	北纬
2003-03-19	ShH1	13:04:00	121°00'48"	36°00'43"	2003-04-06	HD41	13:31:00	122°18'56"	32°00'03"
2003-03-20	ShH2	08:39:00	120°54'02"	35°59'55"	2003-04-06	HD42-1	14:38:00	122°30'58"	31°59'40"
2003-03-20	ShH3	11:17:00	120°59'14"	36°00'38"	2003-04-06	HD42-2	15:33:00	122°35'30"	32°00'46"
2003-03-22	HD05	15:45:00	121°40'10"	36°00'04"	2003-04-09	HD46	08:48:00	123°40'21"	31°59'32"
2003-03-23	HD09	16:31:00	123°27'04"	36°00'04"	2003-04-09	HD49	16:33:00	124°59'56"	32°00'12"
2003-03-25	HD16	15:33:00	121°20'10"	35°00'18"	2003-04-14	HD51	14:49:00	124°59'45"	30°59'55"
2003-03-26	HD17	08:08:00	121°00'06"	35°00'22"	2003-04-15	HD71	07:57:00	125°00'33"	30°31'02"
2003-03-26	HD18	09:33:00	120°45'03"	34°59'58"	2003-04-15	HD70	11:06:00	125°00'26"	30°00'10"
2003-03-26	HD19	11:00:00	120°30'00"	34°59'50"	2003-04-15	HD69	14:15:00	124°30'14"	30°00'00"
2003-03-26	HD20	12:17:00	120°15'09"	35°00'03"	2003-04-15	HD68	16:17:00	124°09'18"	30°00'05"
2003-04-05	HD34	08:10:00	123°29'47"	32°59'07"	2003-04-16	HD67	07:46:00	123°40'39"	30°00'09"
2003-04-05	HD35	10:24:00	123°00'17"	32°59'31"	2003-04-16	HD66	09:45:00	123°19'25"	30°00'25"
2003-04-05	HD36	13:06:00	122°30'03"	33°00'18"	2003-04-16	HD65	12:01:00	123°00'16"	29°59'57"
2003-04-05	HD37	15:38:00	122°00'20"	33°00'02"					

注: 站位标识 ShH1 表示试航的第1站位, HD05 表示黄海、东海正式试验的第5站位, 其他标识意义相同.

3 气溶胶光学厚度的处理方法和结果分析

3.1 基本原理

从太阳辐射计观测的大气数据获取气溶胶光学厚度所采用的方法为 Langley-Bouguer 方法, 根据该方法直接测量的太阳辐照度 $E(\lambda)$ 可以表示为^[10]

$$E(\lambda) = E_0(\lambda) \left(\frac{d_0}{d} \right)^2 \exp[-m\tau(\lambda)]. \quad (1)$$

设仪器的探测器是线性的, 将式(1)变换为仪器电压信号 $U(\lambda)$, 它与 $U_0(\lambda)$ 的关系式为

$$U(\lambda) = U_0(\lambda) \left(\frac{d_0}{d} \right)^2 \exp[-m\tau(\lambda)], \quad (2)$$

将式(2)两边取对数并重新排列得

$$\tau(\lambda) = \frac{1}{m} \left\{ \ln \left[U_0(\lambda) \left(\frac{d_0}{d} \right)^2 \right] - \ln U(\lambda) \right\}, \quad (3)$$

式中, $U_0(\lambda)$ 为与大气外层的太阳辐照度相对应的仪器响应电压, 即仪器的标定常数; $\left(\frac{d_0}{d} \right)^2$ 为地-日距离校正系数, 即平均地-日距离与实际地-日距离之比的2次方^[11]; m 为大气质量, 是太阳天顶角 θ_0 的函数^[12], 与天顶角的余弦 $\cos\theta_0$ 成反比关系; $\tau(\lambda)$ 是总的大气光学厚度, 包括大气分子 Rayleigh 散射光学厚度 $\tau_R(\lambda)$ 、臭氧光学厚度 $\tau_o(\lambda)$ 和大气气

溶胶光学厚度 $\tau_a(\lambda)$, 即

$$\tau(\lambda) = \tau_R(\lambda) + \tau_o(\lambda) + \tau_a(\lambda), \quad (4)$$

其中, $\tau_R(\lambda)$ 是一个相对稳定的量, 可由给定的公式计算得到^[13], 其准确程度受测量场地大气气压的影响, 大气分子光学厚度随波长变化很大, 其值与波长成4次方的关系; 臭氧光学厚度可由公式 $\tau_o(\lambda) = c\kappa/1000$ 计算得到, 其中 c 是大气中臭氧含量, 从 NASA 网站提供的地球探测遥感器 TOMS 的遥感数据可获得它在各个地区上空的测量值, 其单位为 $101.325 \text{ kPa} \cdot \text{cm}$; κ 为臭氧吸收系数.

已知仪器的标定常数 $[U_0(\lambda)]$, 通过式(3)和(4)便可计算出气溶胶的光学厚度. 由于受到仪器通道的限制, 直接利用仪器通道只能得到有限通道的光学厚度, 其他波长的气溶胶光学厚度可根据 Ångström 公式得到:

$$\tau_a(\lambda) = \beta\lambda^{-\alpha}, \quad (5)$$

式中, β 为 Ångström 大气浑浊度系数, 是波长 $1 \mu\text{m}$ 处整层大气的气溶胶光学厚度; α 为 Ångström 指数, 与粒子的平均半径有关, 平均半径越小, 散射越接近分子散射, α 越接近于4.

要计算不同波长的气溶胶光学厚度关键是确定系数 α 和 β 的值, 对式(5)两边取对数得

$$\ln\tau_a(\lambda) = \ln\beta - \alpha\ln\lambda \quad (6)$$

这表明气溶胶光学厚度的对数值与波长对数值存在线性关系. 利用已知通道的气溶胶光学厚度通过式(6)便可以拟合出 α 和 β 的值, 从而根据式(5)就可以计算出不同波长的气溶胶光学厚度.

3.2 处理结果

下面给出了黄海、东海海洋上空气溶胶光学厚度的处理结果(测量站位信息见表1). 图1和2是利用 Langley 法处理得到的标准通道(0.44, 0.50, 0.675和0.87 μm)和 HY-1 卫星对应通道(0.44, 0.49, 0.55, 0.75和0.87 μm)的大气气溶胶光学厚度随波长变化的曲线, 从图中可以清楚看出, 每个站位气溶胶光学厚度在数值上有很大差别, 同时随波长变化趋势也不尽相同, 这说明海洋上空的大气气溶胶特性不稳定.

气溶胶随时间变化是衡量气溶胶的一个重要特征, 它分3个时间尺度变化: 1 d内的时间变化、不同日期气溶胶变化、不同季节气溶胶季节变化, 另外还有更大尺度的年际变化. 图3显示了在黄海区域1 d内不同站位气溶胶随时间变化的情况. 通过相互比较发现, 该区域的气溶胶光学厚度随时间变化很快.

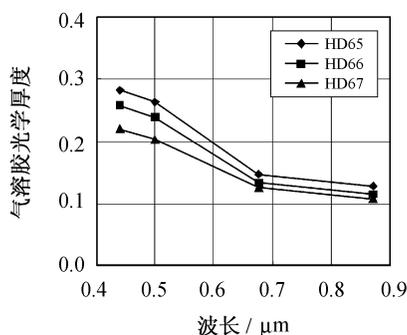


图1 标准通道(0.44, 0.50, 0.675和0.87 μm)的气溶胶光学厚度

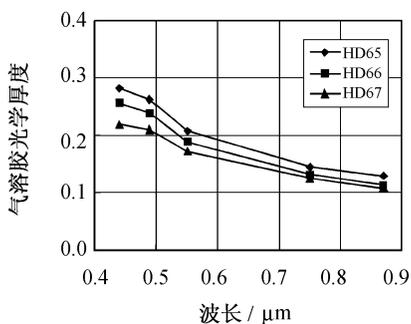


图2 HY-1卫星通道(0.44, 0.49, 0.55, 0.75和0.87 μm)气溶胶光学厚度

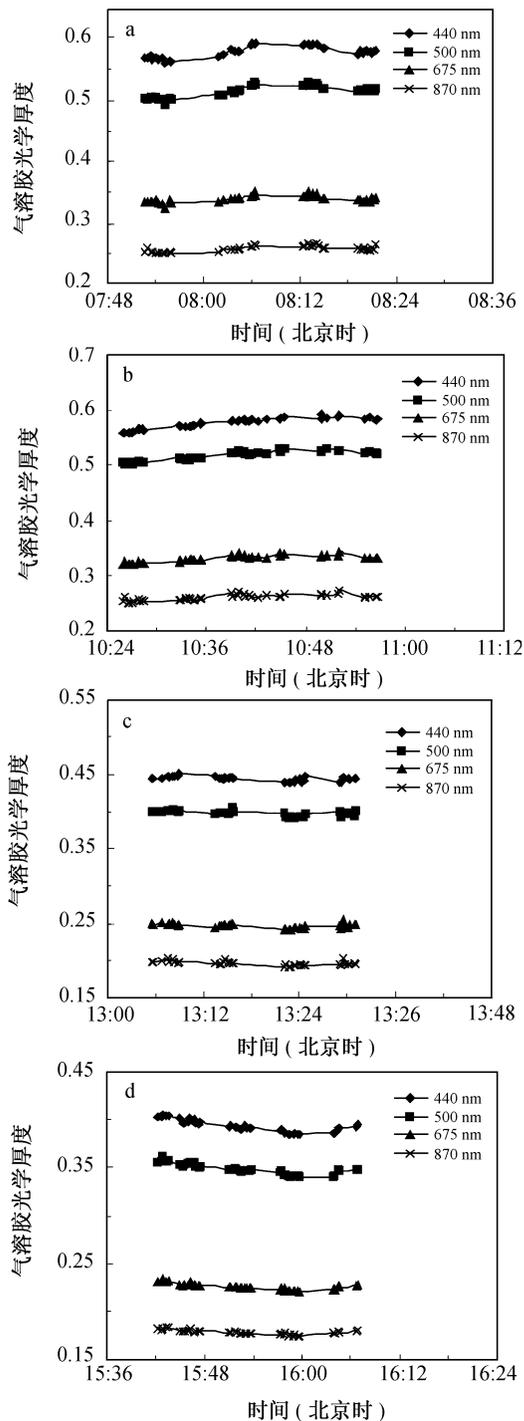


图3 2003年4月5日(站位34~37)气溶胶光学厚度随时间的变化
a 34 站位, b 35 站位, c 36 站位, d 37 站位

图4给出利用式(5)拟合出的550 nm气溶胶光学厚度的多日变化情况. 从图4可以看出, 海洋上空的气溶胶变化非常快, 这是由于海洋上空大气变化快所致. 3月23~26日所测得的气溶胶光学厚度值偏大, 从天气观测记录来看这几天霾较厚, 因此这几

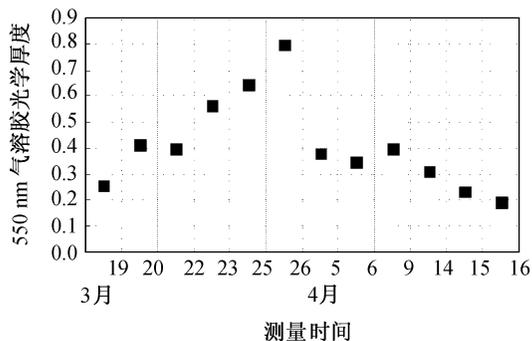


图4 黄海、东海 550 nm 气溶胶光学厚度多日变化

天光学厚度的增加主要是由霾引起的。

4 粒子谱分布的反演和结果分析

4.1 反演基本原理

大气气溶胶光学厚度的大小主要受整层大气内气溶胶总量、尺度分布和光学复折射指数的影响。假设大气气溶胶粒子是等效球形且粒子复折射指数已知,气溶胶光学厚度与气溶胶粒子谱分布的关系可由下式表示^[14]

$$\tau_a(\lambda) = \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{\text{ext}}(r, \lambda, m) N(r, z) dz dr, \quad (7)$$

式中, $N(r, z)$ 是气溶胶粒子的密度; m 是气溶胶粒子复折射指数; $Q_{\text{ext}}(r, \lambda, m)$ 是消光效率因子, 可由 Mie 原理确定; r 为粒子半径(μm)。对式(7)中 z 进行高度积分得

$$\tau_a(\lambda) = \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{\text{ext}}(r, \lambda, m) N_c(r) dr, \quad (8)$$

式中, $N_c(r)$ 就是待求的大气柱气溶胶粒子谱分布。显然, 大气气溶胶光学厚度 $\tau_a(\lambda)$ 是波长、气溶胶粒子谱分布和复折射指数的函数。

一般情况下假定大气气溶胶粒子满足 Junge 谱分布:

$$N(r) = \lambda^{-\nu} \quad (9)$$

确定 ν 便可得到满足 Junge 谱分布的大气气溶胶粒子谱分布 $N(r)$, 但是很多情况下气溶胶粒子谱分布不满足 Junge 谱分布, 因此这种算法并不适合所有

$$\mathbf{H} = \begin{bmatrix} 1 & -2 & 1 & 0 & 0 \\ -2 & 5 & -4 & 1 & 0 & 0 \\ 1 & -4 & 6 & -4 & 1 & 0 \\ 0 & 1 & -4 & 6 & -4 & 1 & 0 \\ \dots & & & & & & \\ 0 & 1 & -4 & 5 & -2 & & \\ 0 & 1 & -2 & 1 & & & \end{bmatrix}. \quad (15)$$

情况的需要. Yamamoto 和 Tanaka^[15] 对包括 Junge 谱在内的多种谱分布情况下从大气气溶胶光学厚度反演气溶胶粒子谱分布的工作进行了研究. 本文借鉴他们的算法进行了类似的工作。

将式(8)中的积分替换为有限粒子半径范围内子半径区间和的形式^[16]. 由于实际的气溶胶粒子谱分布不是光滑函数, 它随 r 的变化很大, 反演时容易导致解的不稳定, 为此把谱分布 $N_c(r)$ 分解为已知的快变函数 $h(r)$ 和待求的慢变函数 $f(r)$, 即 $N_c(r) = h(r)f(r)$, 这时式(8)变为

$$\tau_a(\lambda) = \int_{r_a}^b \pi r^2 Q_{\text{ext}}(r, \lambda, m) h(r) f(r) dr = \sum_{j=1}^q \int_{r_j}^{r_{j+1}} \pi r^2 Q_{\text{ext}}(r, \lambda, m) h(r) f(r) dr. \quad (10)$$

假定慢变函数 $f(r)$ 为常数, 则可把它写成线性方程式:

$$g = \mathbf{A}f + \boldsymbol{\varepsilon} \quad (11)$$

$$g_i = \tau_a(\lambda), \quad i = 1, 2, \dots, p,$$

式中,

$$A_{ij} = \int_{r_j}^{r_{j+1}} \pi r^2 Q_{\text{ext}}(r, \lambda, m) h(r) dr, \quad j = 1, 2, \dots, q,$$

$$f_i = f(r_j^*), \quad (12)$$

r_j^* 是反演半径范围的中点; $\boldsymbol{\varepsilon}$ 是未知的误差矢量, 包括测量以及计算产生的误差. 直接通过最小化误差

矢量 $\sum_{i=1}^p \boldsymbol{\varepsilon}_i^2$ 求解 f , 常常导致解不稳定. Philips 引入了光滑约束条件, 使解的 2 阶导数平方和最小, 解通过最小化性能函数得到

$$Q = \sum_{i=1}^p \boldsymbol{\varepsilon}_i^2 + \gamma \sum_{j=1}^{q-1} (f_{j-1} - 2f_j + f_{j+1})^2, \quad (13)$$

式中, γ 是 Lagrange 光滑因子, 为非负值. 采用 Twomey^[2] 的方法, 求 Q 对 f 的导数, 可得

$$-\mathbf{A}^T \mathbf{C}^{-1} \boldsymbol{\varepsilon} + \gamma \mathbf{H}f = 0, \quad (14)$$

C_{ij} 是测量协方差矩阵 \mathbf{C} 的元素, $C_{ij} = \sigma_{\boldsymbol{\varepsilon}_i, \boldsymbol{\varepsilon}_j}^2$; \mathbf{H} 是 Twomey^[17] 定义的光滑矩阵, 其形式为

通过式(13)和(14)可以消除 ε 得到 f 的解为

$$f = (A^T C^{-1} A + \nu H)^{-1} A^T C^{-1} g. \quad (16)$$

对方程(16)的解采用迭代方法:

(1) 由 Junge 谱分布确定初始快变函数 $h^{(0)}(r) = \lambda^{-1}(r)$, 把它代入式(12) 计算出 A 的元素, 再由式(16) 得到 $f^{(1)}(r_j)$;

(2) 计算 $h^{(1)}(r) = f^{(1)}(r_j) * h^{(0)}(r)$, 并把它代入式(12), 然后由式(16) 计算出 $f^{(2)}(r_j)$;

(3) 重复步骤(1)和(2)直至得到 $f^{(n)}$ 的稳定解, 由此可得到气溶胶的粒子谱分布。

4.2 结果分析

在气溶胶粒子谱分布反演的过程中对参数的确定需要进行说明。首先确定反演粒子半径的范围, King 等^[14]、Yamamoto 和 Tanaka^[15]的研究结果表明在粒子半径 0.1~4.0 μm 内反演结果的精度很高, 而超出这个范围就会产生误差, 因此本文选择的气溶胶粒子半径范围为 0.1~4.0 μm 。

有研究表明粒子谱反演迭代过程中初始快变函数的指数参数 ν 的选择并不影响反演的准确性^[11], 本文在初始迭代时设定 $\nu = 2.5$ 。

在迭代过程中对 ν 的选择很重要。它在公式中是以 $\nu H_{11} / (A^T C^{-1} A)_{11}$ 的形式起到光滑作用的, $\nu H_{11} / (A^T C^{-1} A)_{11}$ 的数值是非常重要的, 因此在选择 ν 时要保证向量 f 的所有元素为正值, 并使 $\nu H_{11} / (A^T C^{-1} A)_{11}$ 在 $10^{-3} \sim 1$ 内取最小值。

反演气溶胶粒子谱分布时要确定粒子的复折射指数, 对于海洋型气溶胶复折射指数采用经验值 1.3300~i0.0001, 理论分析表明复折射指数对反演结果影响不大。

下面给出了对黄海和东海春季海洋上空气溶胶粒子谱分布的反演结果。为了图示的方便对气溶胶粒子谱分布反演结果采用 $dN_c(r)/d\log r$ 形式(即垂直柱体大气中单位面积、单位对数半径范围内的粒子数)来代替 $N_c(r)$ 。

图 5~7 给出了测量期间天气状况良好下的气溶胶粒子谱分布, 从图中可以看出 4 月 16 日对各个站点反演出的粒子谱分布趋势和数值基本接近; 4 月 15 日对 70 站点反演结果相对偏小, 尤其大粒子有降低的趋势。从试验记录来看, 该站位的相对湿度为 66.00%, 而 HD68 站点、HD69 站点和 HD71 站位的相对湿度分别为 79.00%、78.77% 和 77.54%, 比较而言, 湿度偏小可能是造成粒子数相对偏低的原因。图 7 给出了 4 月 5、6 日以及 14~16 日的比较

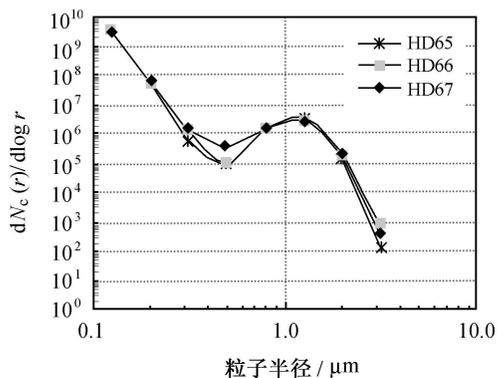


图 5 4 月 16 日各站点气溶胶粒子谱

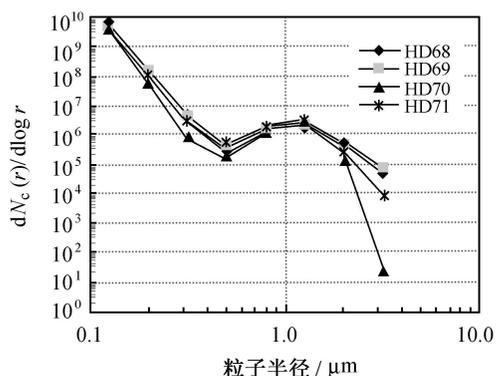


图 6 4 月 15 日各站点气溶胶粒子谱

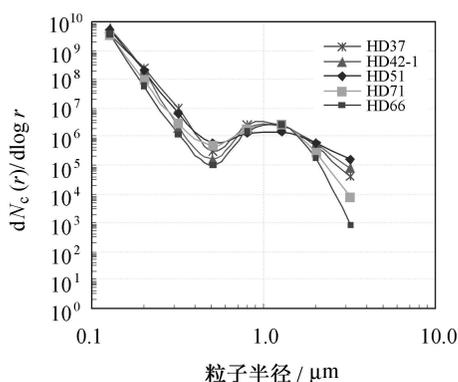


图 7 4 月 5、6、14~16 日粒子谱的分布比较

结果。除了大粒子差异较大外, 小粒子变化趋势很相近。

在 3 月 20 日试航站点(ShH2) 天空霾层较厚, 因此从图 8 中可以看出 ShH2 站点与其他站点的粒子谱分布趋势明显不同。

图 9 和 10 所示反演结果为有霾天气的气溶胶粒子谱分布, 其反演趋势比较接近, 数值也基本相同, 但可以看出在有霾天气与晴朗天气海洋上空的粒子谱分布趋势有很大差异, 并且数值偏高, 这主要

是大气中霾层较厚造成的, 根据实际现场观测黄海、东海上空这种较厚的霾层是由水汽造成的。

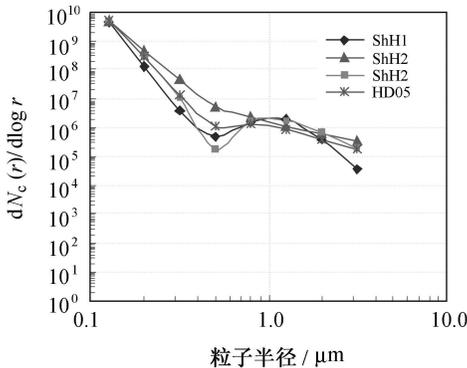


图8 3月19, 20和22日粒子谱分布比较

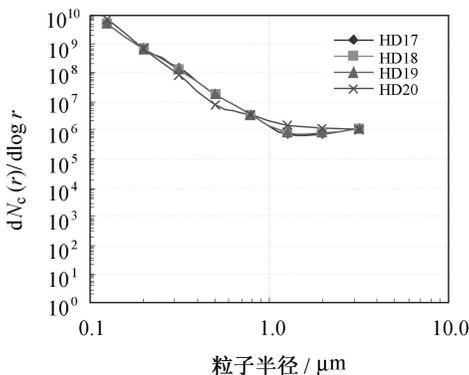


图9 3月26日各站气溶胶粒子谱分布 (霾层较厚)

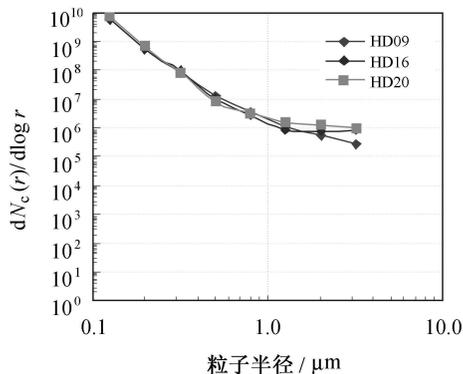


图10 3月23, 25和26日粒子分布比较(霾层较厚)

5 测量误差分析

使用手持太阳辐射计获取大气气溶胶光学特性误差由以下几个方面造成: (1) 仪器标定误差; (2) 大

气分子和臭氧光学厚度、大气质量的计算误差; (3) 仪器探测镜片的不清洁、电流漂移以及温度变化产生的误差; (4) 测量时指向太阳不准引起的误差。

仪器标定误差是计算气溶胶特性的主要误差源, 一般误差范围在 0.5% ~ 2.0%。减小该项误差需要在进行标定时选择海拔较高、气溶胶光学厚度较小、大气稳定且较干净的地点进行(国内仪器的定标一般选择在海拔3300多米的青海湖进行), 同时处理数据时要把超出一定范围的数据剔除。

大气分子和臭氧光学厚度以及大气质量的计算误差包括算法误差和气压测量误差。采用合适的算法, 波长 350~900 nm 的大气分子光学厚度的精确度可在 0.1% 之内^[18,19]; 臭氧光学厚度为 0.2%^[20]; 大气质量误差为 0.5%^[21,22]。气压为 1013 hPa 时测量误差为 0.3%。

在海上开始试验之前要将仪器进行清洁以防止盐分凝结而污染探测镜片。为了减小仪器电流的影响, 每次测量之前要开关仪器, 并且避免仪器被阳光曝晒造成温度变化的影响。

所有测量误差中太阳指向偏差带来的误差最为严重, 陆地上进行测量时很容易对准太阳, 这种误差基本可以消除, 但在船上测量由于海面不平稳引起船的晃动, 这时准确的指向太阳是很困难的。为了避免这个操作上的误差, 要注意以下几个方面: 首先在尽量短的时间进行多次测量(约 25 次), 在气溶胶光学厚度不是系统增大的情况下, 将较大的测量值剔除; 其次尽量减小单次测量时间, 一般设置单次测量样本数为 32, 测量时间约为 5 s; 最后对于单次测量数据的存储不采用保存几个样本平均值的方法, 而只保留一个最小的气溶胶光学厚度测量值。

6 结论

黄海、东海春季多云多雾天气较多, 这给大气气溶胶特性的观测带来很大影响。从观测到的晴天数据可以看出海洋上空气溶胶光学厚度变化较快, 晴天且相对湿度较小的情况下 550 nm 气溶胶光学厚度为 0.2 左右, 而有霾情况下测量得到气溶胶光学厚度值明显增大, 较高的时候可达到 0.8。从气溶胶粒子谱反演结果来看, 晴天海洋上空粒子谱分布趋势较稳定, 但霾层较厚的天气会使粒子谱分布发生很大变化。

参考文献:

- [1] LIU K N, FREEMAN P, SASAMORI T. Cloud and aerosol effect on the solar heating rate of the atmosphere. *Tellus*, 1978, 30: 62—70.
- [2] COAKLEY J A, CESS Jr R D. Response of the NCAR community climate model to the radiative forcing by the naturally occurring tropospheric aerosols[J]. *J Atmos Sci*, 1985, 42: 1 677—1 692.
- [3] 刘毅, 周明煜. 中国近海大气气溶胶的时间和地理分布特征[J]. *海洋学报*, 1999, 21(1): 32—40.
- [4] 刘毅, 周明煜. 中国东部海域大气气溶胶入海通量的研究[J]. *海洋学报*, 1999, 21(5): 38—45.
- [5] 张新玲, 郭心顺, 吴增茂, 等. 渤海海面太阳辐射强度的观测分析与计算方法研究[J]. *海洋学报*, 2001, 23(2): 46—51.
- [6] KAUFMAN Y J. Atmospheric effect on spatial resolution of surface imagery [J]. *J Appl Opt*, 1984, 23(19): 3 400—3 408.
- [7] MORYS M, MIMS F M III, ANDERSON S E. Design, calibration and performance of microtops: II. Hand-held ozonometer[B]. *User's Guide, Version 2.42*[M]. Philadelphia: Solar Light Company, 1998. 39—50.
- [8] PORTER J N, MILLER M, PIETAS C, et al. Ship based sun photometer measurements using microtops sun photometer[J]. *J Ocean Atmos Tech*, 2001, 18: 652—662.
- [9] HOLBEN B N, ECK T F, SLUTSKER I, et al. AERONET—A federated instrument network and data archive for aerosol characterization [J]. *Rem Sens Environ*, 1998, 66: 1—16.
- [10] BIGGAR S F, GELLMAN D I, SLATER P N. Improved evaluation of optical depth components from Langley plot data[J]. *Remote Sens Environ*, 1990, 32: 91—101.
- [11] IQBAL M. *An Introduction to Solar Radiation*[M]. San Diego: Academic, 1983. 390.
- [12] KASTERN F, YOUNG A T. Revised optical air mass tables and approximation formula[J]. *App Opt*, 1989, 28(22): 4 735—4 738.
- [13] FROUIN R, Holben B, MILLER M, et al. Sun and sky radiance measurements and data analysis protocols[A]. *Ocean Optics Protocols for Satellite Ocean Color Sensor Validation: 2*[M]. Greenbelt: National Technical Information Service, 2000.
- [14] KING M D, BYRNED M, HERMAN B M, et al. Aerosol size distributions obtained by inversion of spectral optical depth measurements[J]. *J Atmos Sci*, 1978, 35: 2 153—2 167.
- [15] YAMAMOTO G, TANAKA M. Determination of aerosol size distribution from spectral attenuation measurements[J]. *J Appl Opt*, 1969, 8: 447—453.
- [16] HERMAN B M, BROWING S R, REAGAN J A. Determination of aerosol size distributions from lidar measurements[J]. *J Atmos Sci*, 1971, 28: 763—771.
- [17] TWOMEY S. On the numerical solution of Fredholm integral equations of the first kind by the inversion of the linear system produced by quadrature[J]. *J Assoc Comput Mach*, 1963, 10: 97—101.
- [18] HANSEN J E, TRAVIS L D. Light scattering in planetary atmospheres[J]. *Space Sci Rev*, 1974, 16: 527—610.
- [19] GORDON H R, BROWN J W, EVANS R H. Exact Rayleigh scattering calculations for use with the NIMBUS-7 coastal zone scanner [J]. *Appl Opt*, 1980, 19: 3 427—3 428.
- [20] PORTER J N, MILLER M, PIETRAS C, et al. Ship-based sun photometer measurements using microtops sun photometers[J]. *J Atmos Oceanic Technol*, 2001, 18: 765—774.
- [21] KASTER F, YOUNG A T. Revised optical air mass tables and approximation formula[J]. *Appl Opt*, 1989, 28: 4 735—4 738.
- [22] THOMASON L W, HERMAN B M, REAGAN J A. The effect of atmospheric attenuators with structured vertical distribution on air mass determinations and Langley plot analysis[J]. *J Atmos Sci*, 1983, 40: 1 851—1 854.

Measurement and study of aerosol optical properties over the Huanghai Sea and the East China Sea in the spring

ZHAO Wei¹, TANG Jun-wu¹, GAO Fei², LIN Ming-sen¹

(1. National Satellite Ocean Application Service, State Oceanic Administration, Beijing 100081, China; 2. National Ocean Technology Center, State Oceanic Administration, Tianjin 300111, China)

Abstract: The information of Case II water measurement experiment had been made in the areas of the Huanghai Sea and the East China Sea in the spring of 2003. The joint team includes the National Satellite Ocean Application Service and others institutes. In this experiment atmospheric optical characteristics were measured with the hand-held sun-photometers, and obtained a lot of data about atmosphere in clear and cloud-free condition. Here these data were used to invert the properties of aerosols over the Huanghai Sea and the East China Sea in the spring days, which include aerosol optical thickness and aerosol size distribution. How to use the Langley method to compute the aerosol optical thickness over the sea was described, then the aerosol optical thickness to invert aerosol size distribution was used. The results show that aerosol optical thickness is about 0.2~0.4 over the Huanghai Sea and the East China Sea in the clear and cloud-free days and the trend of aerosol size distribution is very close. In the haze conditions the aerosol optical thickness increases, maximum near to 0.8. At the same time the trend of size distribution changed obviously.

Key words: sun-photometer; aerosol optical thickness; aerosol size distribution; aerosol optical properties