

中国海透明度卫星遥感监测

何贤强, 潘德炉, 黄二辉, 赵艳玲

(国家海洋局海洋动力过程与卫星海洋学重点实验室, 国家海洋局第二海洋研究所, 杭州 310012)

[摘要] 传统的海水透明度监测方法是利用船舶等进行实测。由于船测本身固有的缺点, 满足不了当前对海洋要素大范围、快速、实时监测的需求, 必须结合卫星、航空遥感等手段, 进行立体监测。文章以海水透明度为突破口, 开展中国海透明度的卫星遥感监测。结果表明, 利用卫星遥感技术反演海水透明度精度可以达到相对平均误差 22.6%, 在中高透明度海区, 具有更高的反演精度。利用建立的海水透明度遥感反演算法和 SeaWiFS 卫星遥感数据, 制作了两年的中国海透明度遥感产品数据集, 并利用该产品, 对中国海透明度的时空变化规律进行了遥感分析。

[关键词] 中国海; 透明度; 遥感监测

[中图分类号] P71 **[文献标识码]** A **[文章编号]** 1009-1742(2004)09-0033-05

1 前言

监测海水透明度的时空变化, 对研究海水的理化特性、渔业生产及海军军事活动等都具有特别重要的意义。在物理海洋应用方面, 海水透明度的分布变化特性可以辅助水团分析、流系识别^[1]; 在近海和湖泊水质监测中, 透明度是一种十分直观的指示参数^[2~6], 利用透明度可以直观地反映水体的污染情况; 在军事上, 透明度是潜艇潜没深度和水雷布设的主要参数。同时, 我国海区跨度较大, 其纬度跨度将近 44°, 且有广阔的大陆架及诸多河流注入, 透明度的空间变化十分显著, 其变化幅值达 40 m。此外, 我国海区处于东亚-南亚季风区内, 透明度的季节变化亦很明显。因此, 监测我国海区的透明度时空变化有极为重要的意义。

监测海水透明度时空分布的传统方法是利用船舶等进行实测, 这在目前仍然是分析海水透明度时空分布的主要手段, 如张绪琴等^[7]、朱兰部等^[8]、周雅静等^[9]对渤海、黄海、东海透明度所作的分析, 但这种方法需要大量的实测资料。我国现有的

各海区透明度时空分布图是利用几十年积累的透明度实测资料绘制而成, 因此, 资料的同步性差, 只能反映各海区透明度的多年平均气候变化规律, 满足不了海水透明度实时监测的需求。随着海洋水色遥感技术的发展, 特别是遥感器性能、大气校正技术、水色信息提取模式精度的提高, 使准实时、大范围的海水透明度卫星遥感监测成为可能。

2 海水透明度遥感反演算法

海水透明度遥感反演算法从反演途径上可分为直接遥感反演算法和间接遥感反演算法。直接遥感反演算法是指利用遥感反演的离水辐亮度或遥感反射率直接获取海水透明度^[10,11]; 间接遥感反演算法是指先由离水辐亮度反演水色要素浓度或水体的光学性质, 进而反演得到海水透明度, 是复合模型^[12]。从目前海洋水色遥感所处的阶段来看, 直接透明度遥感反演算法并不比间接遥感反演算法精度高, 且只适合于局部海区, 理由如下:

1) 大气校正精度有限。尽管国际上很多水色遥感计划获取离水辐亮度产品精度目标高于 15%,

[收稿日期] 2004-03-12; 修回日期 2004-04-29

[基金项目] 国家 863 计划海洋监测主题资助项目 (2002AA639490)

[作者简介] 何贤强 (1978-), 男, 浙江临海市人, 国家海洋局第二海洋研究所博士生, 主要从事海洋水色遥感应用技术研究

如 SeaWiFS 的离水辐亮度产品精度目标在一类水体绝对精度达到 5%，但实际上该目标远未达到。

2) 遥感反演模式的精度有限。由于直接遥感反演模式是建立在实测透明度与离水辐亮度的基础上得到，必须有大量可靠的实测数据，而要保证大量实测数据的准确性，在实际操作中存在困难。

3) 从影响透明度的水光学机理上看，建立在实测透明度与离水辐亮度的直接关系并不可靠。因为透明度与离水辐亮度之间的关系是一种极其复杂的，它不但受水体中的水色要素影响，而且受光场分布的影响。因此，这种统计分析关系并不是永存的，不能从物理意义上来解释，导致其不能在大范围海区适用。

鉴于此，本文的透明度遥感反演算法采用何贤强等提出的海水透明度间接遥感反演模型^[12]。该模型是利用二流方程和对比度传输理论得到水下物体的能见度模型，进而应用于透明度盘观测，得到透明度与水体固有光学量等的关系模式：

$$Z_d = \frac{1}{4(a + b_b)} \ln \left[\frac{\rho_p \alpha \beta (a + b_b)}{C_e f b_b} \right] \quad (1)$$

式中 a 为吸收系数， b_b 为后向散射系数， α 为水面折射因子， β 为水面反射因子， ρ_p 为透明度盘表面反射率， C_e 为肉眼对比度阈值。吸收系数 a 和后向散射系数 b_b 属于水体固有光学性质，可以表示为：

$$a = a_w + a_c + a_p + a_y \quad (2)$$

$$b_b = b_{bw} + b_{bc} + b_{bp} \quad (3)$$

式中， a_w ， a_c ， a_p 及 a_y 分别为纯海水、叶绿素、悬浮粒子、黄色物质的吸收系数； b_{bw} ， b_{bc} 及 b_{bp} 分别为纯海水、叶绿素、悬浮粒子的后向散射系数，其中 a_w ， b_{bw} 采用 Prieur 等的实验结果^[13]。在一类水体，根据 Morel 的模式^[14,15]，吸收系数 $a(\lambda)$ 和后向散射系数 $b_b(\lambda)$ 可表示为：

$$a(\lambda) = (a_w(\lambda) + 0.06A(\lambda)\text{Chl}^{0.65}) \cdot [1 + 0.2e^{-0.014(\lambda-440)}] \quad (4)$$

$$b_b(\lambda) = b_{bw}(\lambda) + (0.3\text{Chl}^{0.62} - b_w(550)) \left\{ 0.002 + 0.02[0.2 - 0.25\log(\text{Chl})] \frac{550}{\lambda} \right\} \quad (5)$$

式中 Chl 为叶绿素浓度。对二类水体，还要考虑悬浮泥沙的吸收及散射^[16]：

$$a_p(\lambda) = s(0.0250 + 0.038e^{-0.0055(\lambda-440)}) \quad (6)$$

$$b_{bp}(\lambda) = 0.019s[0.28 - 0.000167(\lambda - 440)] \quad (7)$$

式中， s 为悬浮泥沙浓度。因此，透明度 Z_d 可根据叶绿素、悬浮物浓度计算得到，叶绿素、悬浮物等浓度可由遥感反演得到。透明度间接遥感反演模式的精度取决于水色要素的反演精度，对复杂的大气校正并没有直接提出精度要求。从当前海洋水色遥感的技术水平来看，在一类水体，叶绿素浓度产品的反演精度能够达到 35%；在近海二类水体，虽然水色要素反演在定量上还存在许多问题，但在趋势上与实际是一致的。因此，在一类水体，间接透明度遥感反演模型可望取得较高精度，而在近海二类水体，可以获得其趋势。

3 中国海透明度遥感数据集及精度验证

所用的卫星遥感数据为国家海洋局第二海洋研究所卫星地面站接收的 SeaWiFS 数据，利用 SeaDAS 4.1 软件进行冗余信息去除、辐射定标、几何定位、大气校正等处理，得到包含离水辐亮度和水色信息的二级数据产品。进而利用上节的透明度遥感反演算法，得到 1998—1999 年中国海透明度月平均遥感产品，限于篇幅，只给出 2 月份、5 月份、8 月份及 11 月份的中国海透明度遥感产品，如图 1（见封底）。

为了进一步利用遥感产品进行中国海透明度时空分析，必须先检验产品的精度。用于验证的实测透明度数据取自中日西北太平洋环流合作调查研究 1999 年的航次数据，在时间上与笔者制作的透明度遥感产品同步，并采用常规的透明度盘测量方法。该实测透明度数据集由日本气象厅提供，共有 556 组有效数据，基本覆盖了西北太平洋 150°E 以西、赤道以北的海域，透明度测值范围从最低透明度 3 m 到最高透明度 46 m 之间变化。验证结果如图 2（见封底）所示，遥感反演透明度与实测透明度趋势一致，但由于实测透明度是在某一时刻的值，而遥感反演对应的是月平均值，因此，遥感反演透明度曲线略显平滑。图 3 是散点分布和反演相对误差，遥感反演透明度与实测透明度的相关系数为 0.84，相对平均误差为 22.6%，绝对平均误差为 4.17 m。在透明度小于 10 m 的海区，反演误差稍大，而在透明度大于 10 m 的海区，反演误差小于 20%。

4 中国海透明度遥感分析

笔者利用反演的中国海透明度遥感产品（图

1, 见封底), 按季节分析中国海透明度时空分布及其变化特征。

4.1 冬季 (1—3 月)

冬季, 渤海、黄海海区在大陆高压和阿留申低压活动影响下, 多偏北大风, 平均风速达 6~7 m/s。渤海由于水浅, 受大风、浪的搅和, 海水垂直对流混合直达海底, 使海底的泥沙再悬浮, 导致海水中悬浮物浓度增大, 因此, 透明度极低。冬季渤海透明度分布相对比较均匀, 大部分海区在 4 m 以下, 只有秦皇岛附近水域透明度可大于 4 m。黄海冬季透明度也整体上偏低, 北黄海透明度基本上小于 10 m, 且呈舌状向渤海海峡伸展。成山角上有一块呈耳朵状的低透明度水舌, 2 月份扩散范围最大。苏北浅滩悬浮体含量常年是高值区, 透明度极低。冬季盛行西北风, 风速大, 风浪掀起的悬浮泥沙量大, 低透明度水域范围扩大, 透明度小于

5m 的水域向东扩展到了 127°E。同时, 由于受冬季风生流的影响, 风浪掀起的悬浮泥沙向北扩散受阻, 转向向东扩散, 从 2 月份透明度遥感产品中看出, 悬浮泥沙向东北方向扩散到了济州岛附近, 与朝鲜半岛西南角的低透明度水域联成一片, 这与朱兰部等的观点不完全相符, 他们认为冬季在黄海东南部自东向西有一高透明度水舌楔入黄海, 8 m 等值线楔入到 125°E 以西, 而从遥感产品上看, 楔入深度只有到 126°E 左右^[9]。可能原因之一是由于 2, 3 月份是透明度变化较为显著的时段, 两者在观测时间上稍有差异, 就可能造成结果不一致。此外, 透明度的年际变化也是造成不一致的原因, 朱兰部等是根据 1972—1987 年间中国与韩国的海洋调查资料作分析, 而这里采用的是 1998 和 1999 年的遥感产品。

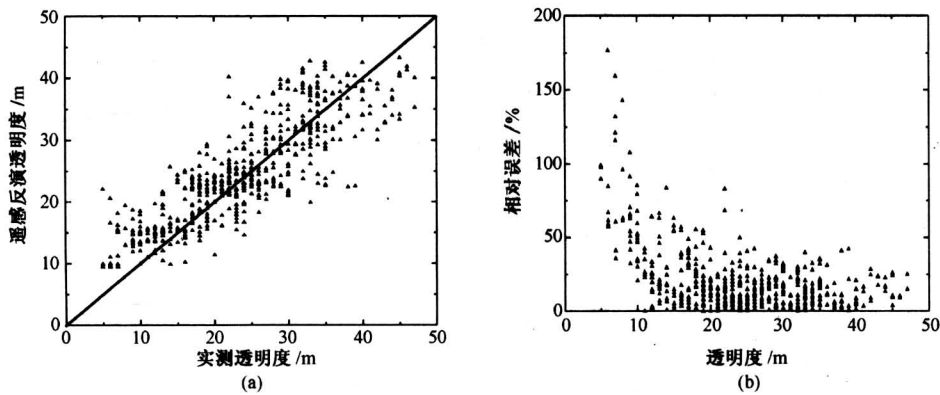


图 3 遥感反演透明度与实测透明度的比较

(a) 1:1 散点分布, (b) 相对误差

Fig.3. Comparison of remote sensing deriving with in-situ data.

冬季, 在东北季风的作用下, 沿岸浑浊水顺岸南下, 再加上受风、浪、潮混合的作用, 悬浮泥沙再悬浮, 致使在大陆架较深水域透明度减小, 低透明度水域向外扩展。长江口外的低透明度 (小于 5 m) 向东扩展到 127°E 附近, 沿岸低透明度水域范围扩展较大。

冬季, 广东沿岸流转为向西南方向。由于广东沿岸流含沙量高, 水体浑浊, 造成南海西北部海区透明度明显降低。从 2 月份透明度遥感产品中看出, 广东、北部湾沿岸的低透明度水域范围扩大, 北部湾的透明度降到 20 m 以下。雷州半岛沿岸及海南岛西海岸的透明度为全年最低, 向外海扩散范围也最大。

4.2 春季 (4—6 月)

在渤海、黄海, 春季是冬季风转为夏季风的过渡时期, 偏北大风减弱, 水温回升, 季节性温跃层开始形成, 海水中悬浮物浓度降低, 导致春季渤海透明度的升高。整体而言, 整个渤海的透明度还是呈低值。春季, 黄海的透明度开始增大, 成山角上的耳朵状低透明度水域范围逐渐缩小。苏北浅滩以东的低透明度水域范围也逐渐回缩, 与冬季相比, 这一区域约向西退缩了 4 个经度。朝鲜半岛西岸的低透明度区也有向岸退缩的趋势。

由于东北风减弱和西南风的增强, 南下的沿岸流在整个东海沿岸由强变弱, 同时, 来自台湾海峡的水向北推进, 它不仅把冬季大陆架水向北推, 而

且诱导黑潮次表层水涌升并入侵大陆架。因此,大陆架浅水区的透明度比冬季明显增大。

春季由于南海高透明度水逐渐占据优势地位,透明度逐渐增大,广东近岸、北部湾水域透明度较2月份明显回升。

4.3 夏季(7—9月)

夏季渤海透明度最高,除三大海湾外,渤海的透明度均在6 m以上。北黄海高透明度水体呈舌状自东向西伸进渤海内部,其透明度在10 m以上。黄海的透明度值进一步增大,成山角上的耳朵状低透明度水域范围至8月份缩至全年最小。苏北浅滩以东的低透明度水域范围缩至全年最小。

夏季,浙江近海及其邻近海区的海水透明度提高并向岸逼近。夏季由于温跃层的存在,使沿岸水体垂直稳定度加大,上下海水不易混合,从而使沿岸海区透明度变大,特别是在跃层强盛期,透明度最大。

夏季是南海西北部透明度最大的季节。大部分海区透明度达到30 m以上。雷州半岛沿岸及海南岛西海岸的低透明度海域缩为全年最小。

4.4 秋季(10—12月)

秋季是夏季风转为冬季风的过渡时期。在渤海,从夏季到冬季的过渡较快,偏北大风占优势,季节性温跃层很快消失,大风掀起的悬浮物浓度增大,透明度迅速下降。渤海中部的高透明度水域已不复存在,整个渤海海区透明度分布相对比较均匀,基本在5 m以下。黄海中部水域的透明度值开始下降,苏北浅滩的低透明度水域范围向东扩散。

由于东北风增强和西南风减弱,沿岸流南下势力由弱变强,同时,台湾海峡水入侵大陆架的势力减弱,而台湾东北黑潮表层水入侵逐渐加强。东海大陆架浅水区的透明度较夏季明显减小。

秋季,由于西南季风逐渐减弱而东北季风逐渐加强,东北季风开始逐渐占主导地位,到11月,全海区均由东北季风控制。广东沿岸流转为向西南方向,造成南海西北部透明度的降低。在海南岛东岸,11月的低透明度水域明显比8月范围大,这是沿岸流转向的结果。同时,北部湾内的透明度进一步减小,到11月,湾内北部透明度降到20 m以下,湾内中部还残留高透明度水体,湾口可以明显看到低透明度沿岸流水体的迹象。

为了进一步揭示中国海透明度随时间的变化特征,制作了1998年、1999年的透明度年变幅图,如图4(见封底)所示。从图上可以知道,中国海透明度年变幅最大海区在北部湾,其变幅达20 m以上。其次是广东近海,变幅达20 m。南黄海中部、台湾海峡中部及浙闽近海的变幅也达15 m。近岸由于透明度低,绝对变幅小。

此外,为了说明中国海透明度随时间的变化过程,研究了一些有代表性站点透明度的变化情况。图5(见封底)为渤海、黄海、东海及南海典型站点的位置,图6为透明度随时间的变化曲线。从变化曲线可以看出,这些站点透明度具有明显的年周期性,每年的2月,3月为透明度最低时期,但变化曲线年际间略有差异。

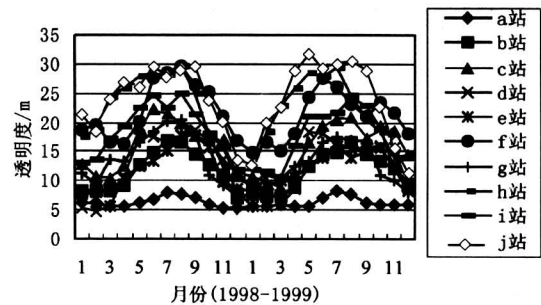


图6 透明度时间变化曲线

Fig.6 The variation of the water transparency with time

5 结论

1) 通过与大量实测数据比较,说明海水透明度间接遥感反演模型具有较高的反演精度。遥感反演透明度和实测透明度的相关系数为0.84,相对平均误差22.6%,绝对平均误差4.17 m。在透明度小于10 m的海区,反演误差稍大,而在透明度大于10 m的海区,反演误差小于20%。

2) 利用建立的海水透明度遥感反演模型和SeaWiFS遥感数据,制做了中国海两年的海水透明度遥感产品,为中国海的海水透明度监测提供了可靠的数据集,具有一定的参考应用价值。

3) 利用反演得到的1998—1999年中国海透明度遥感产品数据集,对中国各海区的海水透明度时空分布及演变规律做了详细的探讨,并制作了中国海透明度年变幅遥感产品,为中国海透明度的业务化遥感监测打下了技术基础。

参考文献

- [1] 张绪琴. 渤海、黄海和东海的水色分布和季节变化[J]. 黄渤海海洋, 1989, 7(4): 39~45
- [2] 矫晓阳. 透明度作为赤潮预警监测参数的初步研究[J]. 海洋环境科学, 2001, 20(1): 28~31
- [3] Marc W. Loren. Use of chlorophyll-Secchi disk relationships[J]. Limnol Oceanogr, 1980, 25(2): 371~377
- [4] Megard R, Settles J C, Combs Light W S. Secchi disks, and trophic states[J]. Limnol Oceanogr, 1980, 25(2): 373~377
- [5] Jamu D M, Zhimin Lu, Piedrahita R H. Relationship between secchi disk visibility and chlorophyll a in aquaculture ponds[J]. Aquaculture, 1999, 170: 205~214
- [6] KChoubey V. Laboratory experiment, field and remotely sensed data analysis for the assessment of suspended solids concentration and secchi depth of the reservoir surface water[J]. Int J Remote Sensing, 1998, 19(17): 3349~3360
- [7] 张绪琴. 东中国海海水透明度分布特征[J]. 海洋通报, 1983, 2(6): 21~23
- [8] 朱兰部, 赵保仁. 渤、黄、东海透明度的分布与变化[J]. 海洋湖沼通报, 1991, 3: 1~11
- [9] 周雅静, 林建国, 俞慕耕. 东海透明度特征探讨[J]. 东海海洋, 1999, 17(3): 67~72
- [10] 傅克付, 曾宪模, 任敬萍, 等. 由现场离水辐亮度估算黄海透明度几种方法的比较[J]. 黄渤海海洋, 1999, 17(2): 19~24
- [11] Prasad K S, Bernstein R L, Kahru M, Mitchell B G. Ocean color algorithms for estimating water clarity (secchi depth) from SeaWiFS[A]. Presented at the 4th Pacific Ocean Remote Sensing Conference [C], Qingdao, China, 28—31 July 1998
- [12] 何贤强. 利用海洋水色遥感反演海水透明度的研究[D]. 杭州: 国家海洋局第二海洋研究所, 2002
- [13] Prieur L, S Sathyendranath. An optical classification of coastal and oceanic waters based on the specific absorption curves of phytoplankton pigments, dissolved organic matter, and other particulate materials [J]. Limnol Oceanogr, 1981, 26: 671~689
- [14] Morel A. Light and marine photosynthesis: a spectral model with geochemical and climatological implications [J]. Prog Oceanogr, 1991, 26: 263~306
- [15] Morel A. Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (case 1 waters) [J]. J Geophys Res, 1988, 93(C9): 10749~10768
- [16] Bowers D G, Boudjelas S, Harker G E L. The distribution of fine suspended sediments in the surface waters of the Irish Sea and its relation to tidal stirring [J]. Int J Remote Sensing, 1998, 19(14): 2789~2805

Monitor of Water Transparency in the China Sea by Using Satellite Remote Sensing

He Xianqiang, Pan Delu, Huang Erhui, Zhao Yanling

(Key Lab of Ocean Dynamic Processes and Satellite Oceanography, SOA, Hangzhou 310012, China)

[Abstract] The traditional method of monitoring water transparency is the in-situ measurement by using ship et al. However, this method can not satisfy the large area, quick and real-time monitor demand of the ocean element, because of the inherent shortcoming of the in-situ measurement. It must combine the remote sensing method to fulfill the stereo monitor. This paper puts water transparency as the breakthrough, and studies the water transparency monitoring by using satellite remote sensing. The result shows that the inverse relative error is 22.6% by using remote sensing, and it is even better for clear water. A collection of water transparency products of the China sea for two years is generated by using the inverse algorithm and SeaWiFS data sets. Also, the analysis of the distribution and fluctuation patterns of water transparency in the China sea is carried out by using the established collection.

[Key words] the China sea; water transparency; remote sensing monitor