

# WAVEWATCHIII 同化模块的建立和检验

齐 鹏<sup>1,2</sup>, 范秀梅<sup>1,2,3,4</sup>

(1. 中国科学院 海洋研究所, 山东 青岛 266071; 2. 中国科学院海洋环流与波动重点实验室, 山东 青岛 266071; 3. 中国科学院大学, 北京 100049; 4. 中国水产科学研究院东海水产研究所, 上海 200090)

**摘要:** 将基于最优插值 (OI) 的同化并行模块植入全谱空间的第三代海浪模式 WAVEWATCH III version3.14, 建立数据同化的海浪模式预报系统, 并通过实际的预报个例对同化系统进行检验。个例实验是以 5°S 以北的印度洋海域为目标计算区域, 海面风场强迫采用业务单位的中尺度天气预报模式 WRF (weather research and forecast) 提供的逐时海面风场预报产品。模式积分过程中连续同化 2010 年 12 月 15 日、16 日和 17 日过境北印度洋的 Jason-2 卫星高度计沿轨有效波高 (SWH) 数据 (需要指出的是, 每次同化得到新的 SWH 分析场后需重构相应的二维海浪谱用于谱模式)。SWH 同化分析值和无同化的对照组分别与高度计沿轨观测数据比较发现, 就日平均统计来看, 同化较无同化使 SWH 分析值的均方根误差减小约 25%~50%。以 SWH 同化分析场作为初始场的预报表明, 同化对预报影响的时效性可延长至 48~60 h。本研究目的是通过将高度计测量的 SWH 数据同化到海浪模式进一步提升海浪数值预报的准确度。

**关键词:** WAVEWATCH III; 最优插值(OI); 数据同化; 卫星高度计波高数据

中图分类号: P73 文献标识码: A 文章编号: 1000-3096(2013)10-0111-09

WAVEWATCH III 是近年国际流行的全谱空间的第三代海浪数值预报模式。海浪数值预报准确度的进一步提高一般可从以下几个方面考虑: (1) 对模式物理过程及其参数化做进一步改进; (2) 提供准确度更高的强迫风场; (3) 使用多网格嵌套技术为区域模式提供合理的开边界条件; (4) 实时提供卫星高度计海浪观测数据和采用同化技术提高模式预报初始场质量。对于上述 (1) 和 (2), 文中海浪模式采用 WAVEWATCH III version3.14 为最近较新版本 (本文不做物理过程改进探讨), 强迫风场采用当前业务预报部门的中尺度天气预报模式 WRF (weather research and forecast) 提供的逐时海面风场产品。也就是说, 本文将只涉及 (3) 和 (4), 且以 (4) 为主。

数据同化的目的, 根本地讲是为模式提供更好的初值场。从海浪数值预报的特殊性来看, 海浪模式需要得到海面风场强迫, 而风场由大气模式的预报提供。从而, 大气模式对风场预报的误差就会在海浪模式的积分过程中被传播和放大。王跃山和黄瑞恒<sup>[1]</sup>从理论上证实: 对于成熟风浪, 浪高相对误差近似为风速相对误差的 2 倍, 而风浪能量谱相对误差近似为风速相对误差的 4 倍。由此我们推测, 10% 的风场误差, 可引起 20% 的浪高误差和引起 40% 的能谱误差。

足见风浪能谱对风场预报误差的敏感性! 这是海浪数值预报的特殊性和风场误差所致问题的严重性。

于是, 为弥补由于风场误差带来的海浪预报的不准确, 有必要通过将实测海浪数据同化到海浪模式以改善预报初始场 (尽管一般认为, 海浪模式预报对初值不敏感)。那么, 为什么不直接用实测风来更新大气模式的预报风场呢? 这是因为海浪模式中的预报变量不是风速也不是浪高, 而是能谱。另一方面, 实测风的精度低 (例如, 以往比较表明, 高度计风速与浮标风速相差较远; 另外, 高度计观测风场只有风速而没有风向), 而海浪的能谱对风场误差太敏感<sup>[1]</sup>。所以, 在海浪模式的积分过程中尽可能地利用实测海浪资料进行同化分析来更新海浪谱, 这样就可为下一时段的预报提供准确度更高的初始场, 从而实现提高海浪预报准确度的目的。采用高度计测量的波高是考虑其具有可靠性强 (以往比较显示, 高度计观测波

收稿日期: 2012-05-17; 修回日期: 2013-08-29

基金项目: 海洋公益性行业科研专项经费项目 (201005033, 201105002); 国家高技术研究发展计划 (863 计划) 课题 (2012AA091801); NSFC-广东联合基金重点项目 (U1133001)

作者简介: 齐鹏 (1963-), 男, 北京人, 研究员, 博士, 目前研究方向为海浪数值预报与数据同化, 电话: 0532-82898550, E-mail: pqi@qdio.ac.cn

高与浮标观测波高一致性相当好),覆盖全球和观测点密集等特点。自20世纪80年代后期以来,基于上述学术思想,产生了许多海浪数据同化工作<sup>[2-5]</sup>。

总之,对于提高海浪数值预报准确度来说,对高质量强迫风场的需求始终是第一位的。此外,将高度计测量的波高数据同化到海浪模式以弥补由于风场误差带来的海浪预报不准确,可起到“锦上添花”的作用。这是海浪数据同化对海浪数值预报的价值所在。

一直以来,在我国的海浪业务预报中未能将实时的卫星海浪数据同化到模式。2011年8月16日我国成功发射了第一颗海洋动力环境卫星“海洋二号”(HY-2),填补了我国在海洋动力环境卫星监测方面的空白。HY-2主要使命是监测和调查海洋动力环境,获得包括海面风场、浪高、海流、海面温度等多种海洋动力环境参数,可直接为灾害性海况预警预报提供实测数据。HY-2自2012年4月起已开始向社会发布海洋环境监测数据产品。这意味着将我国自己的实时海况监测数据同化到模式,进一步提高我国对海洋环境现报(nowcasting)和预报(forecasting)的准确度开始真正地成为可能。在国家海洋公益性项目支持下本文在国内正式建立了数据同化的海浪预报模式具有现实意义。

数据同化发展至今,已产生多种方法,从最优插值(optimal interpolation, OI)到变分同化,卡尔曼(Kalman)滤波,再到集合同化。作为集合同化的代表性方法,集合Kalman滤波(Ensemble Kalman Filter, EnKF)结合了Kalman滤波和集合预报的优点,用一组有限的集合预报来估计具有依赖于流的、随空间和时间变化的、复杂结构的预报误差统计量(背景误差协方差)以同化新的观测信息,是先进的同化方法,已被广泛应用于大气海洋科学研究领域。然而,EnKF的计算代价是巨大的,直接用于业务化预报工作目前还不太适合。于是,作为EnKF的次优方法,利用一组有限的、静态的模式状态样本集合来估计背景误差协方差,即集合最优插值(Ensemble Optimal Interpolation, EnOI)方法被提出,它也能刻画背景误差的流依赖性和能提供近似于EnKF的同化结果<sup>[6-7]</sup>。

三维变分同化(3D Var)因其简便易行和计算省时等优点被世界各国业务中心和科研机构广泛使用。但传统的3D Var缺乏模式约束(这导致其分析初值存在与模式不协调问题)和背景误差协方差矩阵不具有流依赖性<sup>[8]</sup>。Liang等<sup>[9]</sup>发展了模式约束的3D

Var,并在台风数值预报的资料同化中取得好的效果<sup>[10]</sup>。但他们的方法需要使用伴随模式,而且其背景误差协方差矩阵仍与传统的3D Var的相同,仍不具有流依赖性。基于Wang等<sup>[11]</sup>,赵明等<sup>[8]</sup>发展了一种基于历史样本投影的三维变分同化方法。四维变分同化(4D Var)虽然在其目标函数中引入了模式约束,但这也给4D Var中目标函数梯度的计算带来很大困难。尽管伴随技术对此给出了好的解决方案,但梯度计算仍需花费巨大的计算代价,这成为阻碍该方法推广应用的瓶颈。目前,4D Var的一个重要发展方向是采用集合的方法实现目标函数最小化。

OI可看作3D Var的一个特例,相当于3D Var的目标代价函数的梯度取零时得到的分析方程即为OI方程<sup>[12]</sup>。OI算法相对简单,易于编程实现,计算对内存的需求也不很大,是20世纪90年代以来业务化海浪同化预报的常用方案之一。本文研制基于OI的并行化的数据同化模块,并将其植入同样需要并行运行的WAVEWATCH III version 3.14。该版本的详细信息见于有关文献<sup>[13]</sup>。

在WAVEWATCH III框架下,用户能依据一定的数值和物理方法自己写出新的海浪数值模式,这是因为WAVEWATCH III的优化方案、并行化、嵌套以及输入和输出等都能很方便地被共享,而不需要模式设计者重新编写。本文采用的WAVEWATCH III version 3.14提供多网格相互作用即网格嵌套的模块驱动方案,即在计算有开阔水域边界的区域时,能使用嵌套的策略提供开边界条件。在数据同化方面,WAVEWATCH III version 3.14没有提供实际可用的同化代码(NCEP虽已在做海浪数据同化技术方面的工作,但目前并不打算发布其同化模块),但提供了一个数据同化的接口模块,这就方便我们将自己的同化程序植入到模式中,随模式积分而被调用,并把同化结果反馈到模式中,为模式所用。海浪数据同化可选择的参数有多种。例如:有效波高(SWH),波周期,二维波谱,一维波谱,等,以及对风场进行同化。本文中用于同化的数据是Jason-2卫星高度计观测的SWH。

本文利用WAVEWATCH III version 3.14自带的同化模块接口,编写了对SWH数据进行OI同化的一个并行化的同化模块。运行同化模式在北印度洋海域进行2010年12月15日至20日期间Jason-2高度计SWH数据的同化分析和后报试验。

## 1 海浪模式 WAVEWATCHIII

在不规则风浪场中,描述海面能量状态的方差密度谱是下面所有这些独立的位相参数的函数,这些参数包括波数矢量 $k$ ,相对(或固有)角频率 $\sigma$ ,以及考虑平均海流对波浪影响的绝对频率 $\omega$ ,和空间 $(x,y)$ 及时间 $t$ 。而波数矢量 $k$ 还可以进一步用波数 $k$ 和方向 $\theta$ 表示。于是,

$$F = F(k, \theta, \sigma, \omega; x, y, t) \quad (1)$$

一般地,对单独一个波谱成分来说,按线性波浪理论,各位相参数之间可有下列的局地频散关系,

$$\sigma^2 = gk \tanh kh \quad (2)$$

$$\omega = \sigma + \mathbf{k} \cdot \mathbf{U} \quad (3)$$

这里, $h$ 代表水深, $\mathbf{U}$ 代表(深度和时间平均的)海流速度矢量。 $\mathbf{k} \cdot \mathbf{U}$ 为矢量点乘积。由于方程(2)和(3),方程(1)中独立的位相参数只剩二个,于是局地瞬变波谱变成二维谱。

在无海流的情况下,考察一个波包的方差(即能量),它是机械能守恒的。在有海流的情况下,该波谱成分(或分量)便不再守恒,这是由于流对波浪的平均动量传递做功了。但是,一般意义上,如果以 $E$ 代表对整个波谱频域积分后的总方差(即总能量),则波作用量 $A = E/\sigma$ 是守恒的。这使得波作用量密度谱 $N(k, \theta; x, y, t) = F(k, \theta; x, y, t)/\sigma$ 成为海浪模式中最终的波谱选择。用波作用量密度谱 $N(k, \theta; x, y, t)$ 表示的波浪传播方程为,

$$dN/dt = S/\sigma \quad (4)$$

方程中 $S$ 代表各源汇项对波谱 $F$ 的总的影响<sup>[13]</sup>。在深水区, $S$ 一般由三部分组成: $S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds}$ 。其中, $S_{in}$ 为强迫项,即风输入项; $S_{nl}$ 是波-波共振相互作用引起的非线性能量转换; $S_{ds}$ 为损耗项。在浅水区,模式中需要输入地形,即计算海域的水深。

## 2 同化模块的设计和参数选择

OI算法在对模式背景误差和观测误差的性质充分了解的基础上,利用背景场和观测信息,给出一个方差最小意义下的最优线性估计。

OI算法的基本公式:

$$\mathbf{H}_{n \times 1}^a = \mathbf{H}_{n \times 1}^b + \mathbf{W}_{n \times n} \left[ \mathbf{H}_{p \times 1}^o - \mathbf{P}_{p \times n} \mathbf{H}_{n \times 1}^b \right] \quad (5)$$

$$\mathbf{W}_{n \times n} = \mathbf{B}_{n \times n} \mathbf{P}_{p \times n}^T (\mathbf{P}_{p \times n} \mathbf{B}_{n \times n} \mathbf{P}_{p \times n}^T + \mathbf{R}_{p \times p})^{-1} \quad (6)$$

式中,下角标表示矩阵的维数, $n$ 代表计算域所有网格点数目, $p$ 代表观测点数目;上角标a代表分析场即同化后的模式输出,b代表背景场即同化前模式输出,

o代表观测,而上角标T代表矩阵的转置。 $\mathbf{H}$ 代表有效波高矩阵; $\mathbf{P}$ 是观测算子,作用于背景场 $\mathbf{H}^b$ ,得到观测的第一猜值 $\mathbf{P}\mathbf{H}^b$ ; $\mathbf{W}$ 代表权重矩阵,用以最小化分析场的均方根误差; $\mathbf{R}$ 代表观测误差协方差矩阵, $\mathbf{B}$ 代表背景误差协方差矩阵。从(5)式可看出,分析值(即同化后模式输出有效波高)等于背景场(即同化前模式输出有效波高)加上最优权重与修正量(即观测值与第一猜值之差)的乘积,也即分析场是在方差最小意义下背景场和观测场的一种线性组合。由(6)式可知, $\mathbf{W}$ 等于 $\mathbf{B}$ 乘以总的误差协方差(即 $\mathbf{B}$ 和 $\mathbf{R}$ 之和)的逆。与 $\mathbf{R}$ 相比, $\mathbf{B}$ 越大,对背景场的订正也越大。如果可以精确地给出 $\mathbf{B}$ 和 $\mathbf{R}$ ,那么,权重 $\mathbf{W}$ 就是最优的,它的确能最小化分析场的均方根误差。然而,事实上 $\mathbf{B}$ 和 $\mathbf{R}$ 分别代表的是模式预报值和观测值与未知的真值之间的差值,因而, $\mathbf{B}$ 和 $\mathbf{R}$ 实际上难以精确得到。为此,Greenstade<sup>[4]</sup>认为,严格地说在无法精确地给出 $\mathbf{B}$ 和 $\mathbf{R}$ 的情况下应称其为统计插值(statistical interpolation)。

观测算子 $\mathbf{P}$ 是一个插值算子,把网格点上的数据插值到观测点上。文中采用双线性插值(图1)。当观测点的坐标和网格点的坐标都为已知时, $\mathbf{P}$ 就是一个常值矩阵。图1中, $k, k+1, k+2$ 和 $k+3$ 是网格点的序号, $m$ 是观测点的序号; $S_a, S_b, S_c$ 和 $S_d$ 是按某观测点 $m$ 对所在网格划分的各矩形子块的面积。由此可得 $\mathbf{P}$ 矩阵中各元素值: $P_{m,k} = S_d/S_{total}, P_{m,k+1} = S_c/S_{total}, P_{m,k+2} = S_b/S_{total}, P_{m,k+3} = S_a/S_{total}$ ,其中 $S_{total} = S_a + S_b + S_c + S_d$ 。

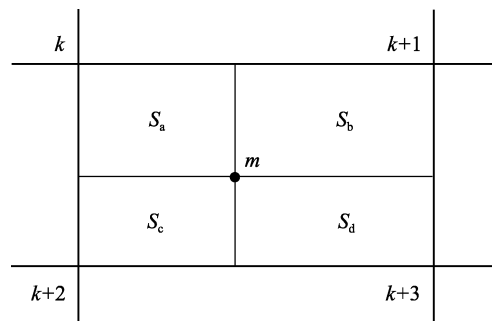


图1 双线性插值示意图

Fig. 1 Sketch for bilinear interpolation

对于观测误差协方差矩阵 $\mathbf{R}$ ,这里参照国内外同类研究的一般做法, $\mathbf{R}$ 中各元素为 $R_{ij} = \sigma_0^2 \delta_{ij}$ , $\delta_{ij}$ 是kronecker符号。在Jason-2的产品手册<sup>[14]</sup>中查得高度计测量SWH的均方根误差为5%或0.25 m。考虑文中所用观测时次SWH大都在5 m以内,取 $\sigma_0 = 0.25$  m。故 $\mathbf{R}$ 是一个 $p \times p$ 维的常值对角方阵(假设不同观测点

的观测值之间不相关)。

背景误差协方差矩阵  $B$  的估计是OI同化算法的难点和关键。 $B$  是一个维数很高的矩阵, 直接运算或求逆实现起来都很困难, 实际处理时常采取某种假设近似。文中假设所研究的背景场其误差相关性的空间分布结构是水平方向上各向同性的, 并参考以往研究结果<sup>[15]</sup>, 矩阵  $B$  中的元素可用下面高斯形式的指数函数表示:

$$B_{ij} = \sigma^2 \exp[-(d_{ij}/L)^2] \quad (7)$$

这里,  $\sigma$  可取模式预报SWH的均方根误差。本文目标计算域局限于北印度洋海域, 区域不很大且同处相同的季风气候区, 为简单起见忽略背景场方差的空间差异, 即认为  $\sigma$  为常值, 并参照目前国内业务数值预报检验的结果<sup>[5]</sup>, 这里暂取  $\sigma=0.6$  m。  $d_{ij}$  是网格点  $i, j$  之间的距离, 这里是以度为单位。  $L$  是水平方向上的一个特征尺度, 参照相关文献<sup>[15]</sup> 中的取法, 这里取  $L=8S_x$ , 其中  $S_x$  代表网格分辨率, 文中取  $1/3^\circ$ , 故  $L$  为  $2.67^\circ$ , 换算成 km 单位, 约为 300 km。在同化计算中可以通过试算, 把  $L$  值调整到相对较合理的大小。在计算背景误差协方差时, 还需考虑两点之间背景误差的相关性能相互影响的最大距离, 即影响半径  $r$ 。文中取  $r=11S_x$ , 即约为 400 km。于是,  $B$  中

各元素依下式给出,

$$B_{ij} = \begin{cases} \sigma^2 \exp[-(d_{ij}/L)^2], & d_{ij} \geq r \\ 0, & d_{ij} > r \end{cases} \quad (8)$$

根据上式, 两点之间距离若大于影响半径, 就认为它们之间背景误差的相关性为不相关。在最优插值同化中, 背景误差协方差对同化效果至关重要。不排除为取得较好的同化效果, 上述参数的取值在不同海区有所不同。在同化试验中可通过试算确定出较为合理的取值。

完成上面的工作后, 要做的就是如何使编写好的同化模块与WAVEWATCH III模式对接。WAVEWATCH III的同化模块是在模式积分到目标时间和输出结果之前被调用, 完成有效波高数据同化后, 调用输出模块, 输出同化分析结果。WAVEWATCH III是由 `ww3_shel` 这个模块来控制整个模式运行的 (图2)。图2中 `w3initmd` 是初始化模块, 为模式计算做准备; `w3fldsmd` 在积分过程中更新开始时间和下一个结束时间, 如果到达输入数据的更新时间, 则更新输入数据; `w3wavemd` 是模式的核心模块, 在风场的驱动下实现波能在波谱中随时间向前积分, 到达输出时间则输出需要的海浪参数。

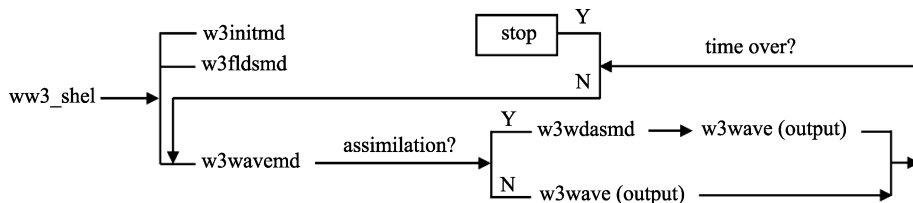


图2 植入同化模块的 WAVEWATCH III v3.14 流程

Fig. 2 The WAVEWATCH III v3.14 flowchart for implanting of assimilation module

WAVEWATCH III是一个全谱空间的海浪模式, 海浪以二维波谱的形式出现在模式中, 而被同化的是高度计SWH数据, 为将同化后的SWH分析场及时地反映到波谱空间中, 还必须进行波谱调整。

$$\begin{cases} H_{ij}^b = 4 \left( \int_0^{2\pi} \int_{f_h}^{\infty} F_{ij}^b(f, \theta) df d\theta \right)^{1/2}, & \text{同化前} \\ H_{ij}^a = 4 \left( \int_0^{2\pi} \int_{f_h}^{\infty} F_{ij}^a(f, \theta) df d\theta \right)^{1/2}, & \text{同化后} \end{cases} \quad (9)$$

式中, 上角标a和b分别表示同化后和同化前的量; 下角标  $i$  和  $j$  表示网格点坐标;  $H_{ij}$  是有效波高,  $F_{ij}(f, \theta)$  是二维波谱;  $f$  是频率,  $\theta$  是波向;  $f_h$  是截断频率。假设有效波高的变化不会引起波能在频率和方向上的重新分布, 而只会引起波能在谱空间中相同的线性变

化, 则由上面公式易得,

$$F_{ij}^a(f, \theta) = (H_{ij}^a / H_{ij}^b)^2 F_{ij}^b(f, \theta) \quad (10)$$

本文用于同化的高度计数据来自 Jason-2 卫星, 其周期为 9.9156 d, 其交点周期为 6745.72 s。 Jason-2 的地面轨道与赤道有 254 个交点, 倾角为  $66.04^\circ$ , 即轨道线都位于南北纬  $66.04^\circ$  之间。2010 年 12 月, 卫星运行的轨道周期号在 Cycle 88~Cycle 92 范围。Cycle 的号码表示从发射那天起到某时刻卫星运行的周期总数, 即代表卫星投入使用的总时间。本文同化了连续 3 d 的该卫星在北印度洋海域的高度计 SWH 测量数据, 分别为 2010 年 12 月 15 日、16 日和 17 日; 而在接下来的 3 d (即 2010 年 12 月 18 日至 20 日) 里进行模式预

报。这6天对应的周期号是Cycle 90。在将高度计沿轨SWH数据时用于同化前要先对其进行基本的质量控制,剔除那些显然不合理的异常值。而参加同化的观测数据是指,在计算区域内有观测数据的时段,以某一时间点作为同化时刻,以此时刻为中心,在其 $\pm 0.5$  h范围内取观测数据,作为参加同化的观测数据。这样,基本能保证同化时刻的观测值与模式输出值在时间上一致。

模式运行需要输入海面强迫风场(可以是大气模式输出的预报风场)和水深数据。这里采用业务单位提供的中尺度大气模式WRF (Weather Research and Forecasting) 输出逐时的海面风场作为强迫。水深数据取自ETOPO5 database (U.S. National Geophysical Data Center提供)。

### 3 北印度洋海域数据同化试验和验证

为检验所研制的OI同化并行模块用于将高度计SWH数据同化到海浪模式的效果,这里以 $5^{\circ}\text{S}$ 以北的印度洋海域作为目标计算区域,即 $5^{\circ}\text{S}\sim 25^{\circ}\text{N}$ ,  $40^{\circ}\text{E}\sim 105^{\circ}\text{E}$ ,空间经纬向的网格分辨率均为 $1/3^{\circ}$ ,海浪谱网格设为24个方向(即方向分辨率为 $15^{\circ}$ )和25个频率。频率的递推公式为 $f_{m+1}=\alpha f_m$ , ( $m=0, 2, \dots, 24$ ),这里,初始频率 $f_0$ 取0.04177,频率增长因子 $\alpha$ 取1.1。大气模式WRF提供海面强迫风场,1 h输入1次。

由于目标计算区域的南部边界与开阔大洋相通,使得南半球传入涌浪成为外强迫源,文中采取全球网格嵌套北印度洋区域网格的策略,为目标区域提供侧向强迫边界条件。全球网格的计算区域为 $78^{\circ}\text{S}\sim 78^{\circ}\text{N}$ ,  $180^{\circ}\text{W}\sim 180^{\circ}\text{E}$ ,其空间上的纬度 $\times$ 精度网格分辨率为 $1^{\circ}\times 1.25^{\circ}$ ,强迫风场为6 h 1次的NCEP再分析风场。全球模式的海浪谱网格设置与嵌套的区域一致。

WAVEWATCH III v3.14发展了多网格嵌套的模式运行功能,由此添加了一些用于处理多网格之间相互协调和边界数据传递的功能性模块,但整个模式的核心模块w3wavemd是相同的。多网格嵌套情况下,将由ww3\_multi模块替代ww3\_shel单网格模块来管理和调用其他的函数,完成多网格嵌套的模式积分运算。

植入同化模块(参考图2)后需对整个模式的代码进行重新编译。之后便可实现边积分边同化的顺序同化功能。文中用于同化的高度计观测数据的轨道时刻是2010年12月15日、16日和17日这3 d之内北印度洋计

算区域上空有Jason-2卫星经过的时刻(见表1)。

表1 用于同化的 Jason-2 高度计观测数据的轨道时刻  
Tab. 1 Time of along-track altimeter data

| 时间(年-月-日)  | 轨道时刻(时-分-秒) |
|------------|-------------|
| 2010-12-15 | 01:00:00    |
|            | 02:00:00    |
|            | 03:00:00    |
|            | 14:00:00    |
|            | 16:00:00    |
| 2010-12-16 | 00:00:00    |
|            | 02:00:00    |
|            | 04:00:00    |
|            | 12:00:00    |
|            | 14:00:00    |
| 2010-12-17 | 00:00:00    |
|            | 02:00:00    |
|            | 13:00:00    |
|            | 14:00:00    |

#### 3.1 同化分析

经过之前的10 d对海浪模式spin up后,按表1所列高度计观测数据的轨道时刻,这些SWH数据被顺序地同化到WAVEWATCH III v3.14进行同化分析(此外,也运行一个无同化的对照组实验)。同化分析的效果如何呢?按表1中各同化时刻将同化和无同化分析的SWH分别与高度计SWH观测值比较。限于篇幅,图3中的各图显示了沿部分轨道的比较。容易看出,同化分析值与观测更接近。这些比较图的轨道分布从 $58^{\circ}\text{E}$ 直到 $96^{\circ}\text{E}$ ,自西至东基本涵盖本文北印度洋计算区域的大部分。

为定量评估高度计有效波高数据同化对分析场的改进程度,我们选择如式(11)和(12)的均方根误差和相关系数统计特征量。式中变量 $P$ 和 $O$ 分别代表SWH的同化分析(或预报)值和观测值, $N$ 代表参加统计的数据样本数。

$$\text{均方根误差} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2} \quad (11)$$

$$\text{相关系数} = \frac{\sum_{i=1}^N (P_i - \bar{P})(O_i - \bar{O})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (P_i - \bar{P})^2 \sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2}} \quad (12)$$

为简明起见,将当日所有同化时刻的同化分析(或预报)值及高度计观测值按15日、16日和17日各日分别并入一个统计组,进行统计特征量的计算,得到日平均统计见于表2。

表 2 SWH 同化分析逐日平均统计

Tab. 2 Daily mean statistics of SWH assimilative analysis

| 时间(年-月-日)  | 相关系数  |       | 均方根误差 (m) |       | 同化较无同化均方根误差改进百分比(%) |
|------------|-------|-------|-----------|-------|---------------------|
|            | 同化    | 无同化   | 同化        | 无同化   |                     |
| 2010-12-15 | 0.988 | 0.684 | 0.305     | 0.404 | 25                  |
| 2010-12-16 | 0.979 | 0.931 | 0.195     | 0.383 | 49                  |
| 2010-12-17 | 0.995 | 0.805 | 0.244     | 0.451 | 46                  |

将连续3 d同化得到的SWH同化分析值与无同化的对照组结果, 分别与高度计沿轨SWH数据进行上述各统计量的计算。表2给出各日的统计平均。容易看出, 同化较无同化在SWH均方根误差的改进上可以取得约25%~50%, 相关系数也明显变大。可见, 初始化阶段连续同化高度计SWH数据对提高分析场的质量是明显的。

### 3.2 同化对预报影响的时效性

以自12月15日连续同化到12月17日14时得到的分析场为初始场开始预报(预报阶段不再同化), 预报到12月20日。由于Jason-2卫星在12月15~20日这6 d内没有重复轨道, 1 d之内又分为下行轨道和上行轨道, 因而某一条轨道位置的数据参加同化后, 预报阶段在该轨道位置没有卫星观测数据用来检验。故检验预报效果只能利用其附近的轨道上的观测数据。相邻的用来同化和用来检测的轨道线如果同为上行线或下行线则相互平行, 如果一根为上行线另一根为下行线则相交; 而它们之间一前一后在时间上相距都比较大。举例来说(图4), 2010年12月18日1时的轨道线是下行线, 与它最近的下行线是15日1时的和15日2时的轨道, 与它相交的上行线是15日14时的轨道, 即它们之间在时间上相距已超过72 h。在同化时刻之后超过72 h再来检验同化的影响是很困难的, 因为经过1 h 1次的海面风场强迫, 3 d后同化和无同化的风浪场基本就没有什么差别了。在本文的目标计算区域里难以获得浮标观测数据, 检验同化对后面的预报的影响只能利用高度计数据。

检验同化对预报影响的轨道数据时间与前面的同化时刻之间相距时间太长, 不方便用来检验同化预报效果。这里对同化的影响进行时效性检验。取轨道数据连续, 数据较多的同化时刻, 而且其后不能再有与它相交或者离它很近的同化轨道(其目的是避免影响到检测效果)。检验其后 6, 12, 24, 36, 48, 60 和 72 h 分别以同化和无同化初始场出发的预报

结果之间的差别。以2010年12月17日14时和20时为例, 如图3。由于缺乏17日20时的高度计观测数据, 17日20时是将6 h后的同化和无同化的预报结果与6 h前(即17日14时)的该轨道线上的卫星观测值进行比较。容易看出, 带同化的6 h预报比不带同化的6 h预报更接近于6 h前的高度计观测(无同化的6 h预报总体上高估)。随着预报时段的延长, 同化预报与无同化预报之间的差异会越来越小; 当预报时段延长到72 h, 同化预报与无同化预报之间几乎没有什么差别(限于篇幅, 这些不同时段的预报在此省略)。

## 4 结论

将研制好的基于OI方法的高度计有效波高数据同化模块植入海浪预报模式WAVEWATCH III, 建立数据同化的海浪预报模式。同化模式的检验是以5°S以北的印度洋海域为目标计算区域, 并由全球范围的模式执行为其提供开边界条件。海面风场强迫采用中尺度天气预报模式WRF的逐时海面风场后报产品。在模式积分过程中连续同化了2010年12月15日、16日和17日3天的Jason-2高度计测量有效波高数据, 并对每次同化得到新的有效波高分析场做相应的二维海浪谱调整。将运行同化模式的有效波高分析场和无同化模式的结果分别与高度计沿轨有效波高测量值进行比较, 并以连续同化的分析场为初始场进行0~72 h海浪预报, 考察同化对预报影响的时效性。

同化分析值与观测更为接近: 采用最优插值方法同化高度计观测波高进入模式, 连续同化对模式分析值的改进是显著的, 同化比无同化结果在SWH均方根误差上可以得到约25%~50%的改进量。同化取得了模式分析有效波高的最优估计。

同化对预报影响的时效性可延长至48~60 h, 连续同化产生的初始场对后面的预报是有影响的, 其时效性可延长至48~60 h, 但随模式积分时间延长, 同化对预报影响越来越弱, 直至消失(即同化与无同化取得一致)。

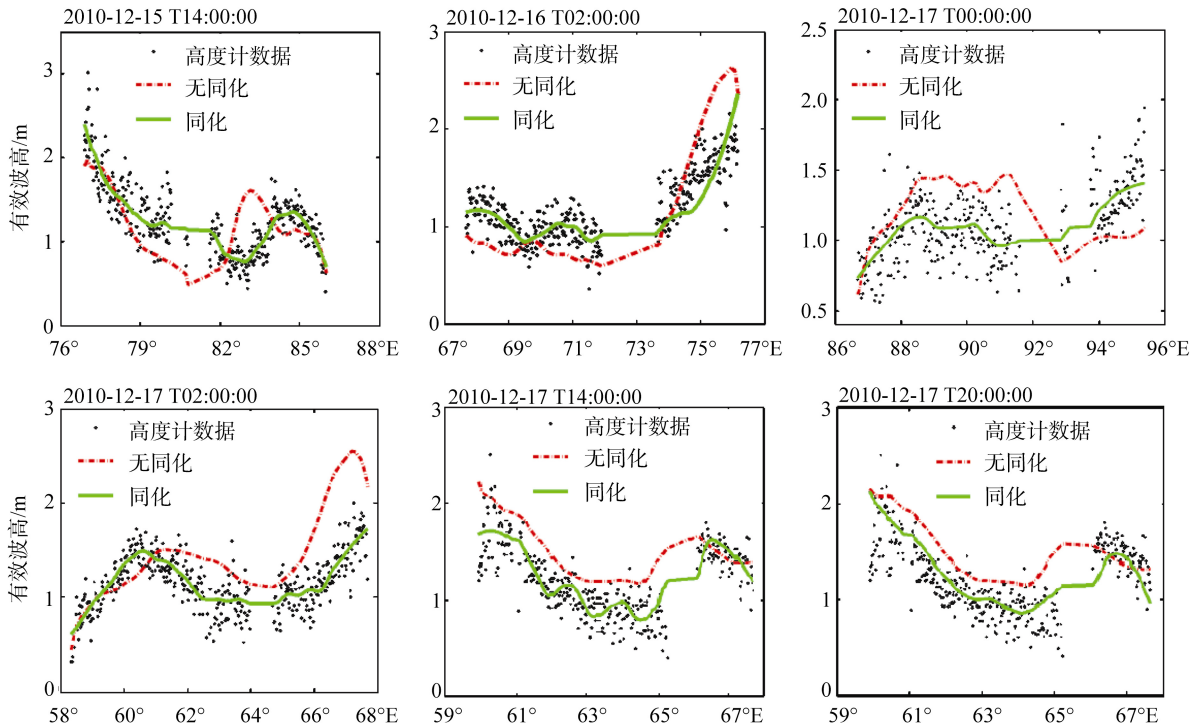


图 3 各同化时刻的同化、无同化 SWH 与高度计沿轨数据的比较

Fig. 3 Comparison of assimilation and non-assimilation SWH with altimeter observations at different times

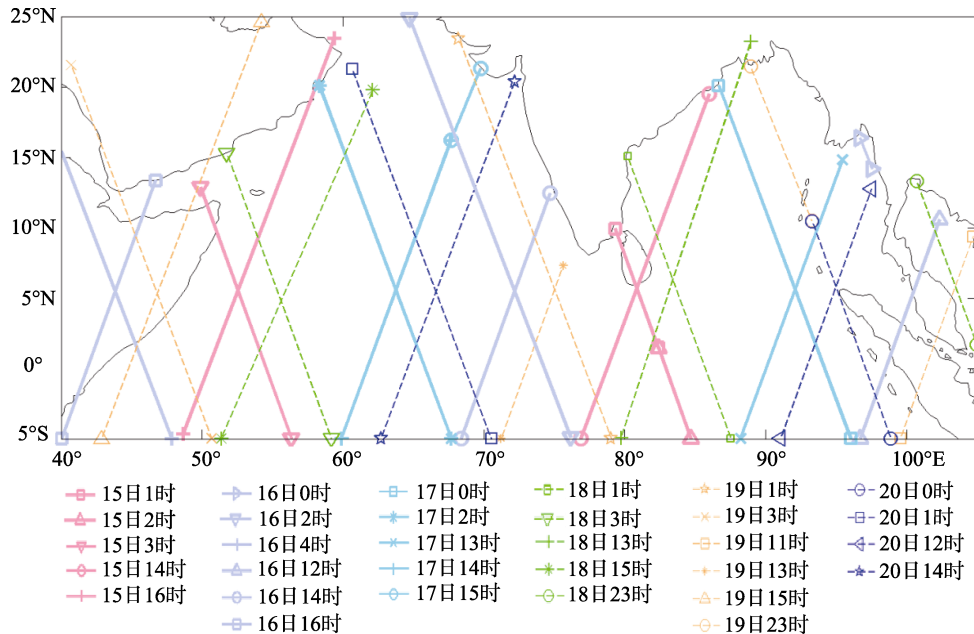


图 4 2010 年 12 月 15~20 日 Jason-2 卫星经过北印度洋上空的地面轨道

Fig. 4 The ground tracks of Jason-2 passing over North Indian Ocean from Dec. 15 to Dec. 20, 2010

由于海浪模式的预报结果对于时间跨度太长(例如, 超过 72 h)的初始波浪场并不敏感, 而大气模式输出的风场又有误差, 所以在海浪模式的积分过程中尽可能地利用实测海浪资料进行同化分析来更新

海浪波谱, 这样就可以为下一时段的预报提供更准确的初始场, 从而提高海浪预报的准确度。本文工作还说明利用卫星高度计观测波高改善海浪模式预报初始场的可行性。结合 2012 年 4 月起我国第一颗海洋

动力环境卫星海洋二号(HY-2)已开始向社会发布海洋环境监测数据产品,这为进一步提高我国海浪预报水平提供了条件。

致谢:本文计算工作的完成要感谢国家海洋预报中心提供 WRF 模式输出的逐时风场。

参考文献:

- [1] 王跃山, 黄瑞恒. 用插入观测法将高度计观测同化到海浪模式 WAM 中[J]. 海洋预报, 1999, 16(2):1-1.
- [2] Esteva D. Evaluation of preliminary experiments assimilating seasat significant wave heights into a spectral wave model[J]. Journal of Geophysical Research, 1988, 93 (C11):14099-14105.
- [3] Lionello P, Günther H, Janssen P A. Assimilation of altimeter data in a global third-generation wave model [J]. Journal of geophysical research,1992, 97 (C9): 14453-14414, 14474.
- [4] Greenslade D. The assimilation of ERS-2 significant wave height data in the Australian region[J]. Journal of Marine Systems, 2001, 28 (1):141-160.
- [5] 王毅, 宇宙文. 卫星高度计波高数据同化对西北太平洋海浪数值预报的影响评估[J].海洋学报, 2009, 31(6):1-6.
- [6] Evensen G. The ensemble Kalman filter: theoretical formulation and practical implementation[J]. Ocean Dyn, 2003, 53: 343-367.
- [7] 闫长香, 朱江. 集合最优插值中的样本选取[J].气候与环境研究, 2011, 16(4):452-458.
- [8] 赵明, 王斌, 成巍,等. 一种基于历史样本投影的三维变分同化方法[J].气候与环境研究, 2010, 15 (2): 199-209.
- [9] Liang Xudong, Wang Bin, Chan Johnny C L, et al. Tropical cyclone forecasting with model-constrained 3D-Var. I: Description [J].Quart J Roy Meteor Soc, 2007, 133: 147-153.
- [10] Liang Xudong, Wang Bin, Chan Johnny C L, et al. Tropical cyclone forecasting with model-constrained 3D-Var. II: Improved cyclone track forecasting using AMSU-A, QuikSCAT and cloud-drift wind data[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 2007, 133: 155-165.
- [11] Wang Bin, Liu Juanjuan, Wang Shudong, et al. An economical approach to four-dimensional variational data assimilation[J]. Adv Atmos Sci, 2010, 27(4): 715-727.
- [12] 林彩燕, 朱江, 陆春谷. 集合 KALMAN 滤波和最优插值方法在不同观测分布的比较理想试验[J]. 气候与环境研究, 2006, 11(5): 553-564.
- [13] Tolman H L. User manual and system documentation of WAVEWATCH-III™ version 3.14 [EB/OL]. [2009-05-30]. [http://polar.ncep.noaa.gov/mmab/papers/tn276/MMAB\\_276.pdf](http://polar.ncep.noaa.gov/mmab/papers/tn276/MMAB_276.pdf).
- [14] Dumont J P, Rosmorduc V, Picot N, et al. OSTM/Jason-2 products handbook [DB/OL]. [2011-12-01]. [http://www.class.ncdc.noaa.gov/release/data\\_available/jason/userhandbook.pdf](http://www.class.ncdc.noaa.gov/release/data_available/jason/userhandbook.pdf).
- [15] Greenslade D, Schulz E W, Kepert J D,et al. The impact of the assimilation of scatterometer winds on surface wind and wave forecasts[J]. Journal of Atmospheric and Ocean Science, 2005, 10 (3):261-287.



# The establishment and test of WAVEWATCH III data assimilation module

QI Peng<sup>1,2</sup>, FAN Xiu-mei<sup>1,2,3,4</sup>

(1. Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China; 2. Key Laboratory of Ocean Circulation and Waves, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China; 3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 4. East China Sea Fisheries Research Institute, Chinese Academy of Fishery Sciences, Shanghai 200090, China)

**Received:** May, 17, 2012

**Key words:** WAVEWATCH III; optimal interpolation (OI); data assimilation; satellite altimetric wave data

**Abstract:** A parallel module of data assimilation based on optimal interpolation (OI) was developed and implanted into the full-spectral third-generation wind-wave model WAVEWATCH III version3.14, turning it into a data assimilative wave forecasting model. The north of 5°S in the Indian Ocean was chosen as the target computational domain, with its open boundary conditions provided by the global implementation of WAVEWATCH III. Hourly sea-surface wind velocities from routine output of an atmosphere model WRF (weather research and forecasting) were employed as surface forcing on the wave model. In the process of the model integration, significant wave height (SWH) data observed by Jason-2 satellite altimeter were assimilated consecutively from Dec. 15 to Dec. 17, 2010. It's needed to note that after finishing assimilation each time, the updated analysis of SWH fields must be used to reconstruct the corresponding two-dimensional wave spectrum. The SWH Model from the assimilation run and the control run was compared with Jason-2 along-track SWH data. It was found that consecutive assimilation of the observed SWH data in each day reduced the root-mean-square error of analyzed SWH by approximately 25%~50%. Furthermore, the forecast made using the analyzed SWH as the initial field indicated that the effect of assimilation on the forecast may be memorized and retained as long as 48~60 hours. The purpose of this paper is to further improve the accuracy of wave forecast model by assimilating altimeter SWH data into the wave model.

(本文编辑: 刘珊珊)