

ERS_1 高度计资料在海浪分析和预报中的应用研究

季晓阳 黄润恒 凌铁军

国家海洋环境预报中心

中国, 北京, 100081, 海淀区大慧寺 8 号

传真: (010) 62173620

电话: (010)62173322-146

E-mail: xyj@axp.nmefc.gov.cn

摘要

我们用 ERS_1 高度计的有效波高资料对海浪分析场和预报场的影响进行个例试验, 试验结果表明, 在加入卫星高度计资料后的有效波高分析场比不加入的分析场有不同程度的改进, 24 小时预报场亦是, 但对 48 小时预报几乎没有影响。

关键词: ERS_1 高度计资料, 海浪分析, 海浪预报

1. 海浪数值预报模式的初始场

在海浪数值预报模式的计算中, 需要有一个计算区域内的海浪波高的初始场。由于海浪实测资料较少, 目前形成海浪初始场的办法大都利用风场来推算海浪初始场, 或者用前 24 小时的预报场作为初始场。随着卫星资料的增加, 利用船舶观测记录、浮标站资料以及卫星资料一起形成海浪的初始场已成为可能。国外^{[1][2]}已对这一工作进行了一些研究。我国青岛海洋大学在 90 年代也对此进行了研究, 并取得了相应的成果。我们这里也通过已获得的一些 ERS_1 的高度计资料, 在中国海域及临近西北太平洋进行这方面的研究试验, 以期改进海浪模式所需要的初始场, 并利用青岛海洋大学文圣常教授等人研制的“新型混合型海浪数值模式”^[3]进行了预报个例试验。我们先用 GTS (全球电信系统) 资料中船舶观测的海浪资料用客观分析的方法形成海浪的初始场, 通过海浪模式进行预报。再用同一时刻的 GTS 资料加上 ERS_1 高度计资料, 用同样的客观分析方法也形成一个初始场, 用同样的模式进行预报, 比较两个初始场和两个预报结果, 分析加入 ERS_1 高度计资料后对初始场及海浪预报的影响。

(1) 我们用预报起始时刻前 24 小时的船舶报海浪资料作为实测值用逐步订正的方法得到起始时刻前 24 小时的海浪分析场, 把这个分析场作为初估场, 输入由大气模式提供的逐时的预报风场,

对海浪预报方程进行 6 小时积分, 到达离预报起始时刻前 18 小时 (即 -18 小时), 此时得到一个有效波高的后报场。再用这个后报场作为初估场, 加入此时船舶报资料 (船舶报资料每 6 小时有一次), 再经过一次客观分析, 又可得到一个初估场, 再用海浪预报方程积分 6 小时。以此类推, 经过 4 个 6 小时的积分, 得到预报起始时刻的波高后报场, 我们把这个后报场作为预报起始时刻的初始场。这个初始场与单纯用前 24 小时的预报场作为初始场的区别是, 每 6 小时加入了实测的船舶报海浪资料进行分析并用模式积分。此时, 再输入逐时的预报风场, 用海浪预报方程进行积分可得到我们所需要的新的波高预报场, 我们把上述过程称为对照过程。

(2) 加入 ERS_1 高度计资料的初始场是与上述类似的方法得到的。ERS_1 的高度计资料一般都作为正点资料来处理, 或者乘上一个时间权重函数。在做客观分析时把 ERS_1 的资料向船舶报一样加进去。但由于卫星资料较密, 可以每隔 4-5 个点取一个值。此外, 还要对这些资料作质量控制处理。与 (1) 的处理过程一样, 我们也可以得到一个加入 ERS_1 高度计资料的初始场以及海浪预报结果, 并把这个过程称为试验过程。

(3) 我们用的客观分析方法是逐步订正法^[4]。该方法先给定一个初估场, 再求出初估值与观测值的差, 然后用实际观测值逐步地订正初估场, 使其逼近观测场为止。

逐步订正法采用如下公式

$$C_G^{(v)} = \frac{\sum_{i=1}^{n_x} C_i^z + \sum_{i=1}^{n_y} C_i^y}{\sum_{i=1}^{n_x} W_i + \sum_{i=1}^{n_y} W_i} \quad (1)$$

$$C_i^z = W_i (H_0 - H_{OG}^{(v)}) \quad (2)$$

$$C_i^y = W_i (H_0 - H_{PG}^{(v)}) \quad (3)$$

$$W_i = \begin{cases} \frac{R^2 - r_i^2}{R^2 + r_i^2} & r_i \leq R \\ 0 & r_i > R \end{cases} \quad (4)$$

其中, H 表示有效波高, 下标 0 表示观测记录, OG 表示根据网格点值内插到观测点的值, 下标 i 表示网格点四周观测点的编号; r_i 为网格点 G 与观测点 i 之间的距离; W_i 为权重函数; R 为 $W_i = 0$ 的距离; 是事先给定的。一般 R 取 600-1000 公里, $H_{PG}^{(v)}$ 为由 v 次迭代的格点值, 利用风浪成长关系, 即“风区”的概念推算到观测点上的值, 表示有效波高与风区长度依赖关系, 我们取经验公式。

用(4)式求得 $H_G^{(v)}$ 后, 我们可以得到

$$H_G^{(v)+1} = H_G^{(v)} + C_G^{(v)} \quad (5)$$

通常开始计算时, R 可以取得大一些, 以后再缩小 R , 再重新订正。经验表明, 5 次左右的订正就可以得到较满意的结果。

2. 海浪预报模式^[3]

(1) 风浪能量平衡方程

风浪的时空变化由下面能量平衡方程确定:

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(C_g E \cos \theta) + \frac{\partial}{\partial y}(C_g E \sin \theta) = R \quad (6)$$

其中, E 为有效波波动能量, C_g 为有效波群速度, R 为由于风输入的能量、各种能量消耗、波一波之间非线性相互作用等综合导致的净能量增长率, 在模式中, 利用经验的风浪成长关系计算式左侧各项, 从而得到右侧的 R , R 是风速和浪尺寸(此处使用有效波高 H 和有效波周期 T) 的函数。

在风浪预报中根据经验的风浪成长关系式得到如下一组预报方程。

(a) 对深水波

采用 $\theta = 0$ 推导 R 的手续得到有效波高的预报方程:

$$\frac{\partial H}{\partial t} + 8.576U^{-1/3}H^{2/3}\left(\cos\theta\frac{\partial H}{\partial x} + \sin\theta\frac{\partial H}{\partial y}\right) = 2.526 \times 10^{-8}U^{3.4}H^{-1.2} \quad (7)$$

其中, U 为海面 10m 高度处的风速。长度和时间的单位分别为 m 和 s (以下相同), 数值常数是因次的, 因重力加速度($g=9.8m/s^2$)已并入其中。

式(7)右侧代表各种能量输入和消耗的净结果, 它是根据关于有效波高和周期的经验公式

$$\frac{gH}{U^2} = 5.5 \times 10^{-3} \left(\frac{gX}{U^2} \right)^{0.35} \quad (8)$$

$$\frac{gT}{U} = 0.55 \times \left(\frac{gX}{U^2} \right)^{0.233} \quad (9)$$

计算得到的, 此处 X 同时代表一个点的坐标和它的风区长度。风时和风速的关系由下式换算:

$$\frac{gX}{U^2} = 0.01196 \times \left(\frac{gt}{U} \right)^{1.3} \quad (10)$$

由于式(8)-(10)计算的结果仅适用于风时或风区的成长, 而式(7)适用于同时相对两者的成长, 故应用式(7)时应将右侧乘以小于 1 的系数(模式取 0.42)。

(b) 对于有限深度

推导浅水海浪方程在概念和手续上与深水情形

类似, 对应的关系式为

$$\tilde{H} = 5.5 \times 10^{-3} \tilde{X}^{0.35} \text{th} \left(30 \frac{\tilde{d}^{0.8}}{\tilde{X}^{0.35}} \right) \quad (11)$$

$$\tilde{T} = 0.55 \tilde{X}^{0.233} \text{th}^{2/3} \left(30 \frac{\tilde{d}^{0.8}}{\tilde{X}^{0.35}} \right) \quad (12)$$

$$\tilde{X} = 0.1196 \text{th}^{1.3} (1.4kd) \tilde{t}^{1.3} \quad (13)$$

其中,

$$\begin{aligned} \tilde{H} &= gH/U^2, \tilde{T} = gT/U, \tilde{d} = gd/U^2, \\ \tilde{X} &= gX/U^2, \tilde{t} = gt/U \end{aligned} \quad (14)$$

k 为波数($k=2\pi/L$, L 为有效波波长), d 为水深。

将液体波动的基本关系以及上式引入能量平衡方程, 可以得到有限深度下的海浪预报方程^[3]。

(c) 海浪谱

在计算风浪和涌浪互相转换时必须通过海浪谱才能得以实现。谱中包括的参数为零阶距 m_0 , 谱峰频率 ω_0 , P [$P=\omega_0 S(\omega_0)/m_0$, S_0 为谱峰值] 及比值 $\eta = \bar{H}/d$ (\bar{H} 、 d 分别为平均波高和水深)。谱的高频部分正比于 ω^{-4} (ω 为圆频率)。在海浪预报中, 风浪的方程谱通常可表示为

$$F(\omega, \theta) = (2/\pi)S(\omega) \cos^2 \theta \quad (15)$$

其中, $S(\omega)$ 为风浪的频率谱。

(2) 涌浪能量平衡方程

我们通过下面能量平衡方程来计算涌浪

$$\frac{\partial F}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{C}_g F) + \frac{\partial}{\partial \theta} [(\bar{C}_g \cdot \nabla \theta) F] = S \quad (16)$$

其中, $F(\omega, \theta, \bar{x}, t)$ 是依赖于频率 ($\omega=2\pi f$, f 为频率) 和传播方向 θ 的二维波谱, 它是位置 \bar{x} 和时间 t 的函数; \bar{C}_g 为群速度; S 为源函数, 它代表 S_{in} 与 S_{ab} 的和, 即涌浪顺风传播时空气阻力造成的能量损失。当涌浪顺风传播时 S_{in} 为正值, 我们采用 Snyder 等人的观测结果:

$$S_{in} = \max \left\{ 0, \beta \omega \left[\frac{U \cos(\varphi - \phi)}{C} - 1 \right] F(\omega, \theta) \right\} \quad (17)$$

其中, U 是海面 10m 高度处的风速; φ 和 ϕ 分别为风向和浪向, 有 $\theta = \varphi - \phi$; C 为波速; β 为一常数。对于顺风传播的涌浪, 能量损失为

$$S_{ab} = \beta \omega U \cos(\varphi - \phi) F(\omega, \theta) / C \quad (18)$$

其中 $\beta = 3 \times 10^{-4}$ 。

对于底摩擦造成的能量损失, 采用 Collins 计算方法:

$$S_{ab} = \frac{C_d g k^2 |C_g| \langle U \rangle}{[\omega ch(kd)]^2} \quad (19)$$

其中, $\langle U \rangle$ 是水质点的均方根速度; C_d 是摩擦系数, 在 BMO 模式中取值为 0.05, 在中国近海取值为 0.015。

至此, 源函数可写成

$$S = S_{in} - S_{db} \quad (20)$$

将所得的 S 代入式(16)即得涌浪数值预报的控制方程。

该模式中通过适当判据将逆风产生的能量消耗引入涌浪的源函数中, 以取代波峰破碎消耗的能量, 这样的处理更为合理。但该模式未包括波一波间相互作用。

(3) 风浪与涌浪的转换

由于风速与风向因时间和地点的变化而改变, 某处的浪可以是风浪, 也可以是涌浪或混合浪, 并且这三者之间是可以互相转换的。在该模式中把新的风速下的充分成长的风浪与计算得到的谱相比较, 把计算谱中大于充分成长谱的部分看成涌浪谱, 它的传播和变化通过涌浪模式来计算。而把计算得到的涌浪谱中未达到新的风速下充分成长谱的部分看作是风浪谱, 用风浪模式来进行计算。这里风浪与涌浪的分类是根据谱值是否达到饱和, 而不是采用频率截断的方法进行的。

(4) 预报区域及步长

海浪模式的预报区域为 $10^{\circ}\text{N}-45^{\circ}\text{N}$ 、 $105^{\circ}\text{E}-155^{\circ}\text{E}$, 采用 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的经纬网格, 时间步长取 1 小时。

3. 试验结果

我们用 93 年 1 月 2 日到 1 月 16 日连续 15 天的资料进行了试验, 还用了 92 年编号为 30 和 31 的两个台风期间的资料进行了试验。试验中使用了 $10^{\circ}\text{N}-45^{\circ}\text{N}$ 、 $105^{\circ}\text{E}-155^{\circ}\text{E}$ 范围内的每 6 小时船舶报中的风浪资料, 上述范围内的 ERS-1 卫星高度计资料以及由天气数值预报模式提供的逐时预报风场资料。从这些试验结果看, 加进卫星高度计资料后, 波高分析场和 24 小时预报场均有不同程度的改进, 但 48 小时波高预报场基本无改进。这说明初值对波高预报只能在短时间内产生一定的影响, 而风的强迫作用的影响是占主导地位, 24 小时以后的预报更是如此。这里我们给出了 15 日至 16 日二天的试验结果。图 1 和图 2 分别是 1 月 15 日 12 时(世界时, 下同)对照过程和试验过程的波高初始场, 图 3 是它们的差值。从图 3 中可以看出, 在日本西南部的海域有一个 1.5 米的大值中心, 在菲律宾附近也有 1.5 米的大值中心, 它们都处于卫星扫描区附近。图 4 是 1 月 15 日 12 时海平面气压分析图, 日本以南海面有一气旋中心, 它引导一股冷空气南下, 其前锋

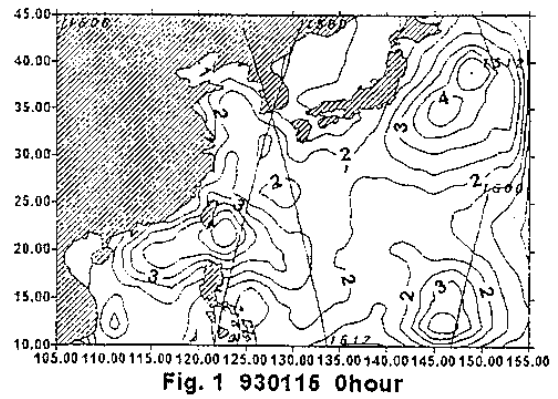


图 1. 未加卫星高度计资料的有效波高初始场(简称对照过程), (曲线为波高等值线, 单位: 米, 直线为卫星扫描轨迹示意, 930115 表示 1993 年 1 月 15 日)

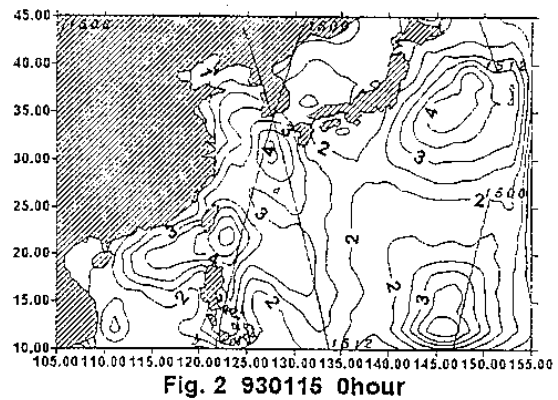


图 2. 加卫星高度计资料的有效波高初始场(简称试验过程), (说明同图 1)

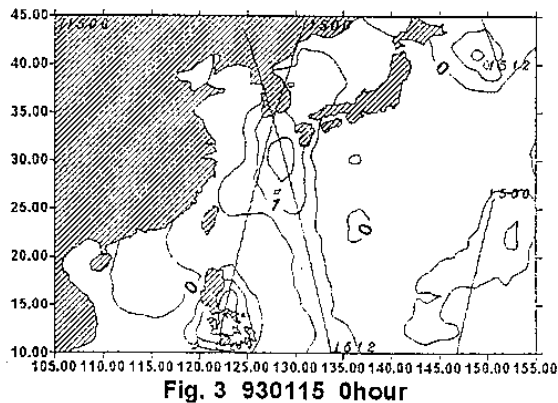


图 3. 初始场的波高差(试验过程减去对照过程, 单位: 米)

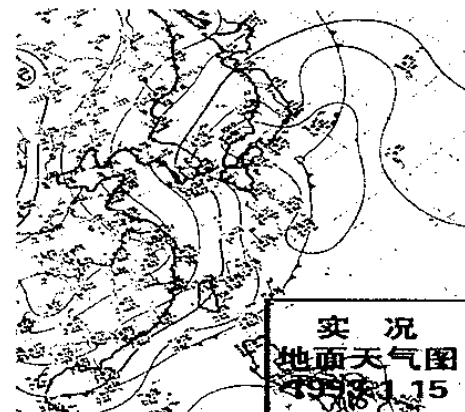


图 4. 1993 年 1 月 15 日 12 时海平面气压场分析图 (曲线为等压线, 间隔为 5hpa)

已进入南海，在日本西南部海域出现 4 米的浪是合理的，而对照过程只分析出 2 米多的浪。此外，试验过程在台湾东南部海面有一个 5 米的中心，它也是合理的。菲律宾附近的 1.5 米的差值是由于对照过程一点资料都没有的原因所造成的。图 5 是对照过程与试验过程 24 小时波高预报的差值，从图 5 中可以看出，除菲律宾附近以外，台湾以东海面有一个 0.5 米的差值区。

图 6 和图 7 分别是 1 月 16 日 12 时对照过程和试验过程的波高初始场，图 8 是它们的差值。从图 7 中可以看到在日本海有一个 4-5 米的中心，从图 8 中可以看出，在日本海有一个 2.5 米的高值中心，最大差值为 3 米。这正是由于卫星高度计提供资料才分析出来的。图 9 是 1 月 16 日 12 时海平面气压分析图，日本海处于锢囚气旋的北部，日本海风力比较大，产生 4-5 米的浪也是合理的。图 10 是两个过程的 24 小时预报波高的差值，从图上可以看到在日本海南部其差值比较大，最大达 3.2 米。这个例子初始场对 24 小时的预报场影响还是比较大的，48 小时预报差值为 1.5-2 米，影响也较大。

9231 号台风 11 月 21 日 12 时中心位于 30.3°N、150.9°E，高度计扫描带正好经过该台风中心附近。图 11 和图 12 分别是未加入和加入高度计资料的有效波高分析场，图 13 是它们的差值，从图中可以看出最大差值为 2.9 米。图 14 是两个过程 24 小时预报的有效波高的差值，最大差值为 2.0 米。

9230 号台风 11 月 23 日 12 时中心位于 13.6°N、142.5°E，高度计扫描带也正好经过该台风中心附近。图 15 是两个分析场的差值，最大差值为 2.8 米，图 16 是两个过程 24 小时预报的有效波高的差值，最大差值为 2.0 米。

从我们以上的试验和分析中可以看出，在考虑了卫星高度计资料后，波高分析场和 24 小时预报场均有不同程度的改进，少数个例对 48 小时预报亦有一定影响。由于我们试验的个例不算多，其客观分析方法也可以改进，有待今后进一步的工作。

致谢

感谢法国海洋研究院 Brest 中心提供 ERS_1 高度计资料。

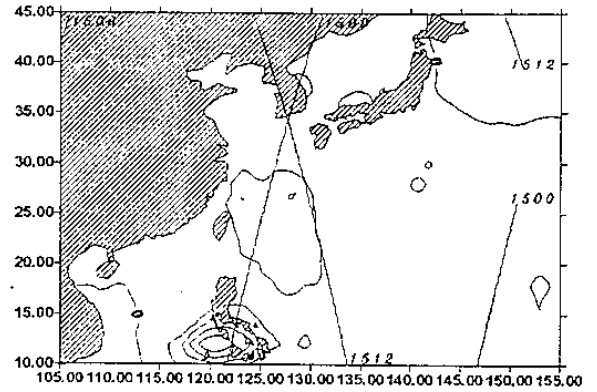


Fig. 5 930115 24hour

图5. 24小时预报的波高差(试验过程减去对照过程,单位:米)

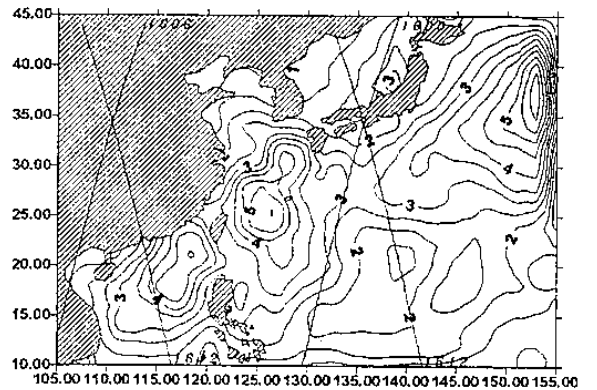


Fig.6 930116 0hour

图6. 对照过程初始场(说明同图1)

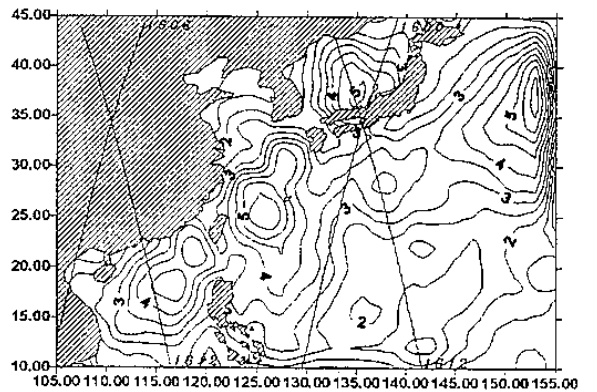


Fig. 7 930116 0hour

图7. 试验过程初始场(说明同图2)

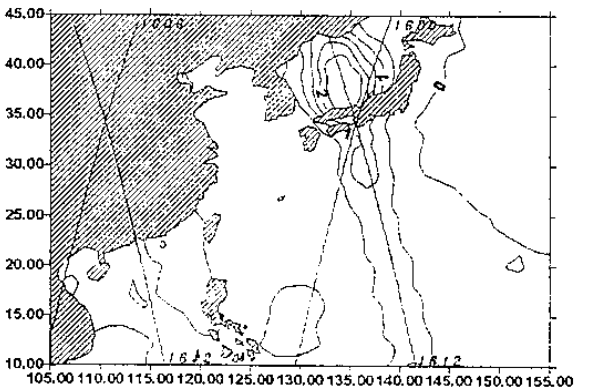


Fig. 8 930116 0hour

图8. 初始场的波高差(说明同图3)

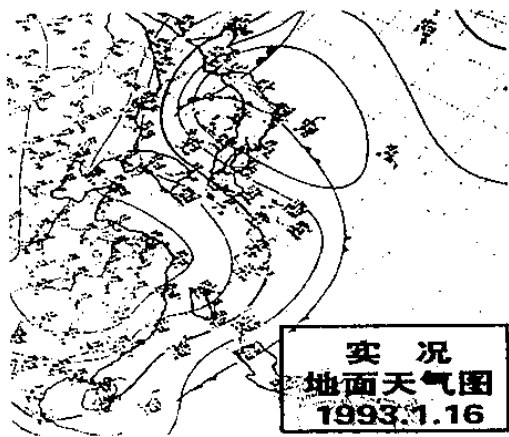


图 9. 1993 年 1 月 16 日 12 时海平面气压场分析图
(说明同图 4)

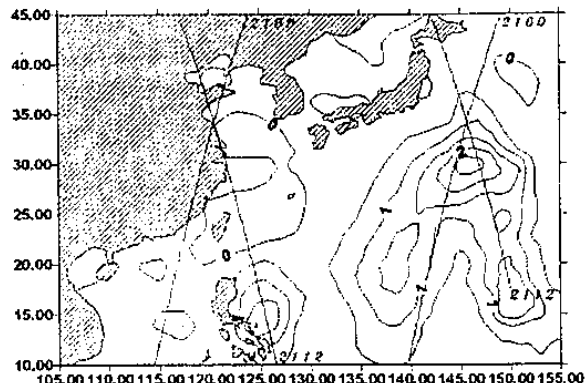


Fig.13 921121 0hour

图 13. 初始场的波高差(说明同图 3)

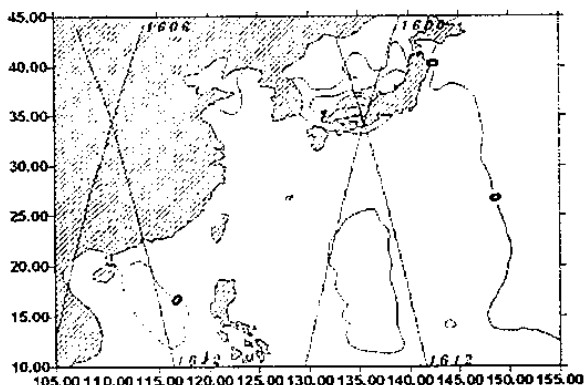


Fig.10 930116 24hour

图 10. 24 小时预报的波高差(说明同图 5)

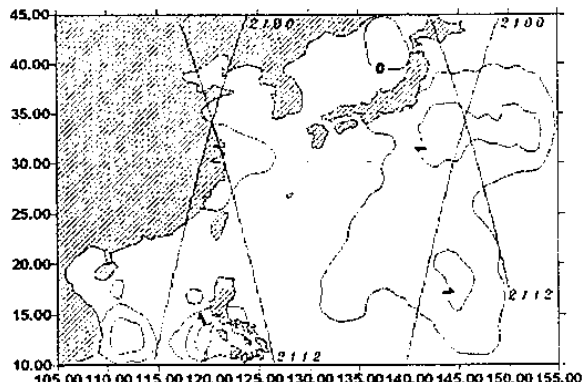


Fig.14 921121 24hour

图 14. 24 小时预报的波高差(说明同图 5)

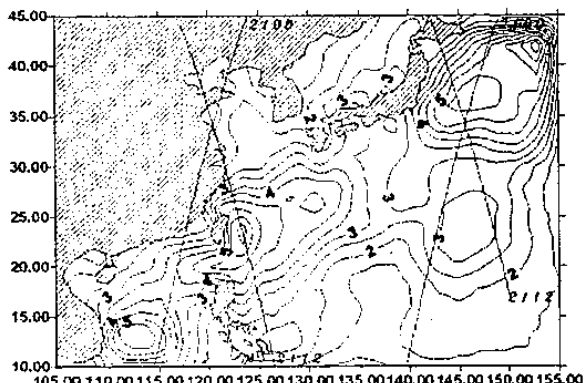


Fig.11 921121 0hour

图 11. 对照过程初始场(说明同图 1)

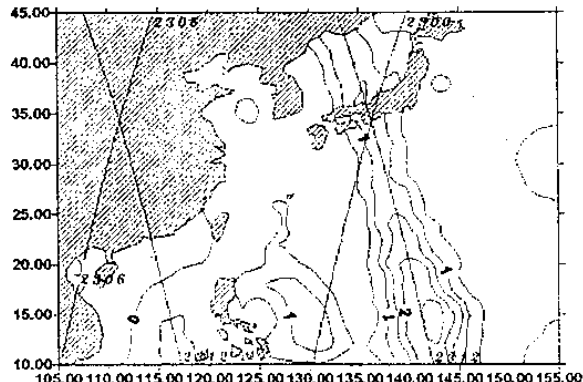


Fig.15 921123 0hour

图 15. 初始场的波高差(说明同图 3)

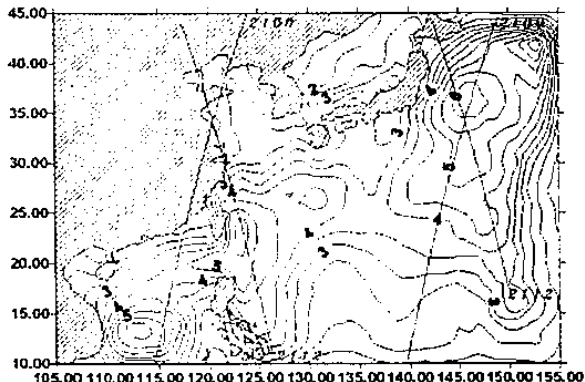


Fig.12 921121 0hour

图 12. 试验过程初始场(说明同图 2)

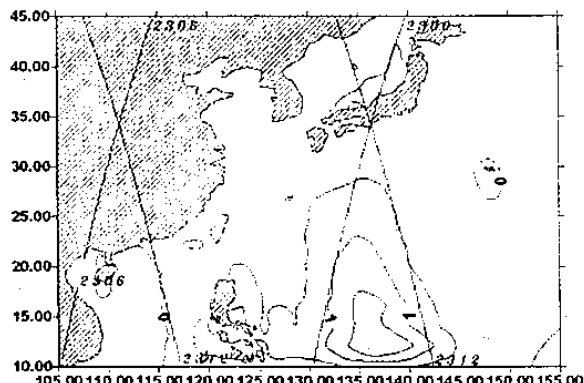


Fig.16 921123 24hour

图 16. 24 小时预报的波高差(说明同图 5)

参考文献

- [1] Janssen, P.A.E.M., P. Lionello, M. Reistad, and A. Hollingsworth, 1989: Hindcases and Data Assimilation Studies with the WAM model during the SEASAT Period, J. Geophys. Res, Vol. 94, No.C1,973-993
- [2] Lionello, P. , H. Gunther and P.A.E.M. Janssen, 1992: Assimilation of Altimeter Data in a Global Third Generation Wave Model , J. Geophys. Res, Vol. 97, No. C9,14453-14474
- [3] 包澄澜等, 海洋灾害及预报, 北京: 海洋出版社, 1991, 122-127
- [4] 廖洞贤等, 数值天气预报原理及应用, 北京: 气象出版社, 1986, 358-361

**APPLIED STUDIES OF ERS_1
ALTIMETER DATA IN WAVE
ANALYSIS AND PREDICTION**

Ji Xiao-Yang, Huang Run-Heng, Ling Tie-Jun
(National Marine Environmental Forecast Center,
Beijin, China, 100081)

The impact of ERS_1 altimeter significant wave height on analysis of wave field and wave prediction is tested though the analysis of selected cases. Adding the altimeter data modifies the initial field of significant wave height, and thus the 23 hours prediction. However the variations in the initial wave field almost make no effect on the 48 hours predictions.

Key words: ERS_1 altimeter data, wave analysis, wave predictions.