

成像雷达海浪成像机制*

何宜军

(中国科学院海洋研究所, 青岛 266071)

摘要 从海浪平衡方程出发推导出一般情况下海浪高频谱的解析表达式和变化流场引起海浪谱变化的表达式. 利用海面微波散射理论导出了真实孔径雷达(RAR)海面成像公式, 并描述了海面风场、流场及其变化对 RAR 的调制. 另外, 从合成孔径雷达(SAR)工作原理出发, 推导出了由于海浪运动引起的相位调制的一般表达式, 并讨论了成像雷达测量海流和海底地形的可能性, 为成像雷达探测海浪、海面风场、海面流场、海底地形以及内波等海洋现象提供了理论基础.

关键词 合成孔径雷达 真实孔径雷达 海浪 成像机制

在各种探测海洋的微波设备中, 成像雷达是能够提供最多信息的仪器. 它能够测量海浪的方向谱、海面风场、海面流场、海洋污染等许多海洋现象, 成像雷达是通过测量海面微波散射截面来探测这些海洋现象的. 海面微波散射特性相当复杂, 在理论上还没有一种能够完全描述海面微波散射特性的模式. 到目前为止应用最为广泛的是双尺度模式^[1, 2], 该模式将海面理想化为大波浪上迭加小波浪. 对于中等入射角情况下, 微波海面散射主要是 Bragg 散射, 雷达散射截面与海面微尺度波波谱成正比. 因此, 海面微尺度波波谱是计算海面雷达后向散射截面的基础.

在过去的几十年中, 对海浪谱的研究已有大量报道. 在微尺度波研究方面, Plant 等人^[3]利用微波雷达对微尺度波的自然规律进行了实验研究. Phillips^[4]利用微尺度波统计平衡规律获得了统计平衡下微尺度波波谱形式, 但文中未考虑流对微尺度波谱的影响. 袁立业^[5]在此基础上, 考虑流对波谱的影响, 推得了具有风输入、波-波非线性相互作用、与分子粘性有关的耗散、波浪破碎耗散和波-流相互作用下微尺度波的统计平衡谱, 并讨论了它们对 SAR 成像的影响. 最近 Janssen 等人^[6]为了建立散射计海浪散射理论模式, 也利用谱平衡方程得到了海面微尺度波波谱.

近 20 年来, 成像雷达在海洋应用和海浪成像原理方面作了大量工作^[7~15]. Alpers 等人^[7]和 Vesecky 等人^[8]对成像雷达海浪成像作了详细的描述, 但文中却未考虑流的影响. Hasselmann 等人^[14]对 SAR 海浪成像理论作了全面的总结. 他们认为, SAR 海浪成像包含 3 种机制: 倾斜调制, 流体动力学调制, 速度聚束调制. 这是至今人们普遍认为的 SAR 海浪成像机制. 成像雷达测量海底地形的成像机理在 Alpers 等人^[16]的文中作了理论分析, Shuchman 等人^[17]和 Holliday 等人^[18]也对成像雷达测量海底地形进行了分析. Vogelzang^[19]对已存在的几种成像雷达对海底地形测量模式进行了比较, 发现无论哪种模式都认为成像雷达测量海底地形包含 3

1999-04-12 收稿

* 国家高技术海洋领域(818-Q-06)和中国博士后基金资助项目

步: (1) 潮流与海底地形相互作用使海表面的流速发生变化; (2) 流的变化引起表面波的变化; (3) 表面波的变化引起雷达后向散射截面的变化. 最近, Vogelzang^[20]对 Alpers 等人^[16]模式进行了两方面的改进. 本文对成像雷达探测海洋的成像过程进行了详细的讨论.

1 真实孔径雷达成像原理

1.1 海面散射

真实孔径雷达(RAR)测量海浪的原理是长波浪对短波浪雷达散射截面的调制作用. 在线性调制理论的框架下, 海表面高度 $z(r, t)$ 和雷达后向散射截面 $s(r, t)$ 的变化都可以表示成正弦波分量的线性叠加:

$$z(r, t) = \sum_K z_K \exp(i(\mathbf{K} \cdot \mathbf{r} - \omega t)) + c.c., \tag{1}$$

$$s(r, t) = \bar{s} \left\{ 1 + \left[\sum_K T_K^R z_K \exp(i(\mathbf{K} \cdot \mathbf{r} - \omega t)) + c.c. \right] \right\}, \tag{2}$$

其中, \bar{s} 是散射截面的空间平均, z_K 是振幅, c.c. 表示复共轭, T_K^R 是真实孔径雷达调制传输函数, 它包括倾斜调制 T_K^{tilt} 和流体力学调制 T_K^h . 倾斜调制是纯粹的几何影响, 在双尺度模式下它可表示为^[7,9]

$$T_K^{tilt} = \frac{1}{s_0} \left. \frac{\partial s}{\partial \hat{n}} \right|_{\hat{n}=0} \cdot \hat{\mathbf{i}}\mathbf{k}, \tag{3}$$

其中垂直极化散射截面为^[1]

$$s_0(\mathbf{q}_i)_{vv} = 4\delta k^4 \cos^4 \mathbf{q}_i \left| \left(\frac{\mathbf{a} \cos \mathbf{d}}{\mathbf{a}_i} \right)^2 g_{\parallel}(\mathbf{q}_i) + \left(\frac{\sin \mathbf{d}}{\mathbf{a}_i} \right)^2 g_{\perp}(\mathbf{q}_i) \right|^2 \times W(2k\mathbf{a}, 2k\mathbf{g} \sin \mathbf{d}), \tag{4}$$

水平极化散射截面为

$$s_0(\mathbf{q}_i)_{hh} = 4pk^4 \cos^4 \mathbf{q}_i \left| \left(\frac{\mathbf{a} \cos \mathbf{d}}{\mathbf{a}_i} \right)^2 g_{\perp}(\mathbf{q}_i) + \left(\frac{\sin \mathbf{d}}{\mathbf{a}_i} \right)^2 g_{\parallel}(\mathbf{q}_i) \right|^2 \times W(2k\mathbf{a}, 2k\mathbf{g} \sin \mathbf{d}), \tag{5}$$

且 W 为毛细波谱, $\mathbf{a}_i = \sin \mathbf{q}_i, \mathbf{a} = \sin(\mathbf{q} + \mathbf{j}), \mathbf{g} = \cos(\mathbf{q} + \mathbf{j}), \mathbf{q}$ 为入射角,

$$\mathbf{q}_i = \cos^{-1}[\cos(\mathbf{q} + \mathbf{j}) \cos \mathbf{d}], \tag{6a}$$

$$g_{\parallel}(\mathbf{q}_i) = \frac{(\mathbf{e}_r - 1)[\mathbf{e}_r(1 + \sin^2 \mathbf{q}) - \sin^2 \mathbf{q}]}{[\mathbf{e}_r \cos \mathbf{q} + (\mathbf{e}_r - \sin^2 \mathbf{q})^{1/2}]^2}, \tag{6b}$$

$$g_{\perp}(\mathbf{q}_i) = \frac{(\mathbf{e}_r - 1)}{[\cos \mathbf{q} + (\mathbf{e}_r - \sin^2 \mathbf{q})^{1/2}]^2}. \tag{6c}$$

1.2 微尺度波平衡波谱^[5]

在中等入射角情况下, 海面微波散射主要机制为 Bragg 散射, 其后向散射系数与海面微尺度波谱成正比. 对于微尺度波谱成长过程可以用以下波数谱平衡方程来描述:

$$\frac{\partial F(\mathbf{K})}{\partial t} + (\bar{\mathbf{U}} + \bar{\mathbf{C}}_g) \cdot \nabla F(\mathbf{K}) = S_{in}(\mathbf{K}) + S_{nl}(\mathbf{K}) + S_{ds}(\mathbf{K}) + S_{cu}(\mathbf{K}), \quad (7)$$

其中, 等式右边 4 项分别表示风输入源函数、波-波非线性相互作用源函数、耗散源函数和波-流相互作用源函数. 对微尺度波, $\mathbf{w} = \sqrt{gK + gK^3}$, 且处于统计平衡状态, 即

$$S_{in}(\mathbf{K}) + S_{nl}(\mathbf{K}) + S_{ds}(\mathbf{K}) + S_{cu}(\mathbf{K}) = 0. \quad (8)$$

风输入源函数选用如下形式^[4]:

$$S_{in}(\mathbf{K}) = \max \left\{ 0, 0.25 \frac{\mathbf{r}_{air}}{\mathbf{r}_{water}} \left(28 \frac{u_*}{c} \cos \mathbf{f} - 1 \right) \mathbf{w} F(\mathbf{K}) \right\}, \quad (9)$$

其中 \mathbf{r}_{air} 和 \mathbf{r}_{water} 分别为空气密度和水密度, u_* 为风摩擦速度, $c = \mathbf{w}/K$, \mathbf{f} 为波向与风向的夹角.

对于微尺度波, 耗散源函数项由分子粘性有关部分^[5]和波浪破碎损耗部分^[21]组成, 可表示为

$$S_{ds}(\mathbf{K}) = -4nK^2 F(\mathbf{K}) - 2.36 \times 10^{-5} \hat{\mathbf{w}} \frac{K}{\hat{K}} \left(\frac{\mathbf{a}}{\mathbf{a}_{PM}} \right)^2 F(\mathbf{K}), \quad (10)$$

其中 n 为海水的运动粘滞率, $\mathbf{a} = \hat{K}^2 \iint F(\mathbf{K}) d\mathbf{K}$, $\mathbf{a}_{PM} = 3.02 \times 10^{-3}$, $\hat{\mathbf{w}} = (\overline{1/\mathbf{w}})^{-1}$, $\hat{K} = (\overline{1/\sqrt{K}})^{-2}$,

\mathbf{a} , $\hat{\mathbf{w}}$, \hat{K} 都是整个海浪谱的函数, 在低频段采用 JONSWAP 谱^[6].

以上横线表示对谱的平均, 对任意变量 z 有

$$\bar{z} = \frac{\iint z(\mathbf{K}) F(\mathbf{K}) d\mathbf{K}}{\iint F(\mathbf{K}) d\mathbf{K}}.$$

非线性波-波相互作用源函数和波流相互作用源函数分别为^[5]

$$S_{nl}(\mathbf{K}) = -m_4 K^8 \mathbf{w} F^3(\mathbf{K}), \quad (11)$$

$$S_{sc}(\mathbf{K}) = -\mathbf{t}_{ab} \frac{\partial U_b}{\partial x_a} F(\mathbf{K}), \quad \mathbf{t}_{ab} = \left[\frac{C_g}{c} l_a l_b + \frac{1}{2} \left(\frac{2C_g}{c} - 1 \right) \mathbf{d}_{ab} \right], \quad (12)$$

$\{l_a\}$ 表示波向. 将(9)~(12)式代入(8)式得

$$F(\mathbf{K}) = m_4^{-1/2} \left\{ \max \left[0, 0.25 \frac{\mathbf{r}_{air}}{\mathbf{r}_{water}} \left(28 \frac{u_*}{c} \cos \mathbf{f} - 1 \right) - \frac{4nK^2}{\mathbf{w}} \right. \right. \\ \left. \left. - 2.36 \times 10^{-5} \left(\frac{\hat{\mathbf{w}}}{\mathbf{w}} \right) \left(\frac{K}{\hat{K}} \right) \left(\frac{\mathbf{a}}{\mathbf{a}_{PM}} \right)^2 - \mathbf{t}_{ab} / \mathbf{w} \frac{\partial U_b}{\partial x_a} \right] \right\}^{1/2} K^{-4}. \quad (13)$$

1.3 散射截面调制

对于双尺度模式, 大尺度波浪引起局部入射角发生变化, 从而使局部雷达后向散射截面发生变化. 这种由大尺度波浪倾斜引起的作用叫倾斜调制. 用线性调制函数表示为(3)式, 将(13), (4)和(5)式代入(3)式得^[15]

$$T_{pp}^{\text{tilt}} = (-4 \tan \mathbf{q} + C_{pp} + D) i k_l + i k_{\perp} E, \quad (14)$$

其中 pp 为发射和接收电磁波极化, k_l 是雷达入射波矢量在雷达照射方向上的分量, k_{\perp} 是雷达入射波矢量垂直雷达照射方向上的分量, 对于水平极化

$$C_{hh} = 2 \operatorname{Re} \left(\frac{2 \sin \mathbf{q}}{\sqrt{\mathbf{e}_r - \sin^2 \mathbf{q}}} \right), \tag{15}$$

\mathbf{q} 为雷达入射角, \mathbf{e}_r 是海水的介电常数, 对于垂直极化

$$C_{VV} = 2 \operatorname{Re} \left(\frac{(\mathbf{e}_r - 1) \sin 2\mathbf{q}}{\mathbf{e}_r (1 + \sin^2 \mathbf{q}) - \sin^2 \mathbf{q}} + \frac{2 \sin \mathbf{q}}{\sqrt{\mathbf{e}_r - \sin^2 \mathbf{q}}} \frac{\cos \mathbf{q} + \mathbf{e}_r \sqrt{\mathbf{e}_r - \sin^2 \mathbf{q}}}{\mathbf{e}_r \cos \mathbf{q} + \sqrt{\mathbf{e}_r - \sin^2 \mathbf{q}}} \right), \tag{16}$$

$$D = \frac{1}{F(2k \sin \mathbf{q}, 0)} \left. \frac{\partial F(2k \sin(\mathbf{q} + \mathbf{j}), 0)}{\partial \mathbf{j}} \right|_{\mathbf{j}=0}, \tag{17}$$

$$E = \frac{1}{F(2k \sin \mathbf{q}, 0)} \left. \frac{\partial F(2k \sin \mathbf{q}, 2k \cos \mathbf{q} \sin \mathbf{d})}{\partial \mathbf{d}} \right|_{\mathbf{d}=0}. \tag{18}$$

1.4 变化流场引起的流体相互作用调制

以上仅讨论了时不变流场情况下雷达散射截面的调制过程, 由于受潮流和海底地形的影响, 实际海面流场是时间的函数. 我们假设时变流场的变化导致海浪谱从平衡态有很小的偏离, 将海面流场和海浪谱写成一个常量平衡态项和一个时变扰动项之和^[16]:

$$F(\mathbf{K}, t) = F_0(\mathbf{K}) + \mathbf{d}F(\mathbf{K}, t), \tag{19}$$

$$U(\mathbf{X}, t) = U_0(\mathbf{X}) + \mathbf{d}U(\mathbf{X}, t). \tag{20}$$

将(19)和(20)式代入波数平衡方程(7)式, 且忽略二阶项得

$$\left[\frac{\partial}{\partial t} + (U_0 + C_g) \cdot \nabla \right] \mathbf{d}F = -\mathbf{m}F - f(\mathbf{d}U), \tag{21}$$

其中

$$\mathbf{m} = -0.25 \frac{\mathbf{r}_{\text{air}}}{\mathbf{r}_{\text{water}}} (28 \frac{u_*}{c} \cos \mathbf{f} - 1) \mathbf{w} + 4nK^2 + 2.36 \times 10^{-5} \hat{\mathbf{w}} \frac{K}{\hat{K}} \left(\frac{\mathbf{a}}{\mathbf{a}_{PM}} \right)^2 \tag{22}$$

$$+ 3m_4 K^8 \mathbf{w} F_0^2 + \mathbf{t}_{ab} \frac{\partial U_{0a}}{\partial x_b},$$

$$f(\mathbf{d}U) = F_0 \mathbf{t}_{ab} \frac{\partial \mathbf{d}U_a}{\partial x_b}. \tag{23}$$

利用文献[16]类似的求解方法和 Fourier 变换方法得

$$\mathbf{d}F = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\mathbf{K} \cdot (U_0 + C_g) + i\mathbf{m}}{[\mathbf{K} \cdot (U_0 + C_g)]^2 + \mathbf{m}^2} \mathbf{t}_{ab} u_a K_b e^{i\mathbf{K} \cdot \mathbf{X}} \mathbf{d}K, \tag{24}$$

其中

$$\mathbf{u} = \frac{1}{(2\delta)^2} \int_{-\infty}^{\infty} \mathbf{d}U e^{-i\mathbf{K} \cdot \mathbf{X}} \mathbf{d}X. \tag{25}$$

将(24)式代入(14)式得到变化流场对散射截面的调制:

$$T_{pp}^{cu} = ik_l D_1 + ik_{\perp} E_1. \quad (26)$$

将(24)式的 dF 取代(17)和(18)式的分子 F , 分母 F 用 $F + dF$ 取代, 即得 D_1, E_1 .

2 合成孔径雷达成像原理

以上讨论了海面倾斜和变化流场对雷达散射截面的调制过程, 即真实孔径雷达海浪成像原理. 对于合成孔径雷达(SAR)除了此调制过程外, 还有相位调制或叫速度聚束. 合成孔径雷达在方位方向上达到高分辨率是利用记录雷达回波信号的相位和雷达平台的运动产生一长的孔径天线而达到的. 对于静止目标, SAR 的 Doppler 频率可调整为 0, 对于运动的目标, 返回散射元在图像平面将产生一定的方位位移. 根据标准 SAR 海面成像原理, 这个方位位移 \mathbf{x} 跟大尺度波的轨道速度在距离方向上的分量成正比.

$$\mathbf{x} = (R/V)U_r, \quad (27)$$

R 为目标距离, V 为平台飞行速度, U_r 为目标在距离方向上的轨道速度. 对于以一定的速度 \bar{U} 运动的海面, 有

$$U_r = U_y \sin \mathbf{q} + v, \quad (28)$$

其中 \mathbf{q} 为雷达入射角, v 为无流场时海浪运动的轨道速度, 它可表示为^[22]

$$v = \sum_K T_K^v \mathbf{z}_K \exp(i\mathbf{K} \cdot \mathbf{r}) + c.c., \quad (29)$$

$$T_K^v = -w \left(\sin \mathbf{q} \frac{k_l}{|k|} + i \cos \mathbf{q} \right),$$

c.c. 表示复共轭.

在速度聚束模式下, SAR 图像与 RAR 图像关系表示为^[22]

$$\hat{I}^s(\mathbf{r}) = \int \hat{I}^R(\mathbf{r}') d(\mathbf{r} - \mathbf{r}' - \hat{\mathbf{a}}\mathbf{x}(\mathbf{r}')) d\mathbf{r}', \quad (30)$$

其中, $\hat{\mathbf{a}}$ 为方位方向单位矢量, 且

$$\hat{I}^{s,R}(\mathbf{r}) = 1 + I^{s,R}(\mathbf{r}) \quad (31)$$

为归一化图像强度. (31)式的积分可表示为

$$\hat{I}^s(\mathbf{r}) = \left\{ \hat{I}^R(\mathbf{r}') \left| \frac{d\mathbf{r}'}{d\mathbf{r}} \right| \right\}_{\mathbf{r}' = \mathbf{r} - \mathbf{x}(\mathbf{r}') \hat{\mathbf{a}}}, \quad (32)$$

Jakobian 速度聚束系数为

$$\left| \frac{d\mathbf{r}'}{d\mathbf{r}} \right| = \left| 1 + \frac{d\mathbf{x}(\mathbf{r}') \hat{\mathbf{a}}}{d\mathbf{r}'} \right|^{-1}. \quad (33)$$

对于

$$\left| \frac{d\mathbf{x}(\mathbf{r}') \hat{\mathbf{a}}}{d\mathbf{r}'} \right| \ll 1, \quad (34)$$

(33)式可展成一幂级数, 并保留线性项. 将(27)式代入(32)式, 并利用(33)和(34)式得

$$I_K^S = I_K^R + [T_K^{vb} \mathbf{z}_K + (T_{-K}^{vb} \mathbf{z}_{-K})^*] + T_K^u u_y(\mathbf{K}), \quad (35)$$

其中, I_K^S, I_K^R 分别为 $I_K^S(\mathbf{r}), I_K^R(\mathbf{r})$ 的 Fourier 变换,

$$T_K^{vb} = -i(R/V)K_x T_K^v, \tag{36}$$

$$T_K^u = -i(R/V)K_x \sin \mathbf{q}, \tag{37}$$

$$u_y(\mathbf{K}) = \frac{1}{(2\delta)^2} \int u_y(\mathbf{r}) \exp(-\mathbf{K} \cdot \mathbf{r}) d\mathbf{r}. \tag{38}$$

3 总结和讨论

以上对真实孔径雷达和合成孔径雷达的调制过程进行了推导, 获得了具有海表面流存在情况下成像雷达海面成像的普遍原理. 对于 RAR, 利用(13)和(4), (5)式可分别提取风信息和海表面流信息. 当流场变化时, 可用(24)式提取变化流信息. 对于 SAR, 不仅要考虑截面调制, 而且还要考虑表面运动的影响. 若不考虑流的影响, 以上结果与 Hasselmann^[22]结果一样. 若仅仅考虑流的影响, 变化流场和相位调制同 Alpers^[16]的结果. 对于真实孔径雷达图像强度的变化为

$$\left(\frac{dI}{I_0}\right)_{\text{RAR}} = \sum_k [T_K^R \mathbf{z}_K \exp(i\mathbf{K} \cdot \mathbf{r}) + c.c.], \tag{39}$$

$$T_K^R = T_K^{\text{tilt}} + T_K^{cu}. \tag{40}$$

从原理上说, 上式可以获取海面风场和与流有关的其他参数. 一般来说, 风引起的作用比海流引起的大. 但当风速较小时, 海流的影响力相对而言要增加, 这也是为什么海底地形只有在风小和强潮流情况下被 RAR 观测到的原因. 对于 SAR, 除了与 RAR 一样的调制外, 还有相位调制. 相位调制所引起的图像强度的变化为

$$\left(\frac{dI}{I_0}\right)_{vb} = -(R/V) \sin \mathbf{q} \frac{\partial U_y}{\partial x} - (R/V) \sum_k [iK_x T_K^v \mathbf{z}_K \exp(i\mathbf{K} \cdot \mathbf{r}) + c.c.], \tag{41}$$

那么 SAR 图像强度的变化为

$$\left(\frac{dI}{I_0}\right)_{\text{SAR}} = \left(\frac{dI}{I_0}\right)_{\text{RAR}} + \left(\frac{dI}{I_0}\right)_{vb}. \tag{42}$$

SAR 与 RAR 一样, 只有满足一定的条件, 才能观测到海底地形. 当(34)式不满足时, SAR 成像变得相当复杂, 即强非线性. 总之, 以上理论可应用到海浪、海流、内波和海底地形等测量的研究, 是成像雷达遥感海洋的理论基础.

致谢 感谢侯一筠教授对初稿提出宝贵意见.

参 考 文 献

- 1 Valenzuela G R. Theories for the interaction of electromagnetic and oceanic waves——A review. boundary-layer meteorology, 1978, 13: 61 ~ 68
- 2 Fung A K, Lee K K, A semi-empirical sea-spectrum model for scattering coefficient estimation. IEEE Trans Oceanic Engin., 1982, 7(4): 166 ~ 176
- 3 Plant W J, Wright J W. Growth and equilibrium of short gravity waves in a wind-wave tank. J Fluid Mech, 1977, 82(4): 767 ~

793

- 4 Phillips O M, Spectral and statistical properties of the equilibrium range in wind-generated gravity waves. *J Fluid Mech*, 1985, 156: 505 ~ 531
- 5 袁业立. 海波高频谱形式及 SAR 影响分析基础. *海洋与湖沼*, 1997, 28: 1 ~ 5
- 6 Janssen P A E M, et al. VIERS-1 scatterometer model. *Journal of Geophys Research*, 1998, 103(C4): 7 807 ~ 7 831
- 7 Alpers W, Ross D B, Rufenach C L. On the detectability of ocean surface waves by real and synthetic aperture radar. *Journal of Geophys Research*, 1981, 86(C7): 6481 ~ 6498
- 8 Vesecky J F, Stewart R H. The observation of ocean surface phenomena using imagery from the SEASAT synthetic aperture radar: an assessment. *Journal of Geophys, Research*, 1982, 87(C5): 3397 ~ 3430
- 9 Alpers W, Hasselmann K, The two-frequency microwave technique for measuring ocean-wave spectra from an airplane or satellite. *Boundary-Layer Meteorology*, 1978, (13): 215 ~ 230
- 10 Plant W J, Keller K J, Cross A. Parametric dependence of ocean wave-radar modulation transfer function. *Journal of Geophysical Research*, 1983, 88 (C14): 9747 ~ 9756
- 11 Monaldo F M, Lyzenga D R, Comparison of shuttle imaging radar-B ocean wave image spectra with linear model predictions based on aircraft measurements. *Journal of Geophysical Research*, 1988, 93(C12): 15374 ~ 15388
- 12 Monaldo F M, Lyzenga D R, On the estimation of wave slope- and height-variance spectra from SAR imagery. *IEEE Trans on Geoscience and Remote Sensing*, 1986, 24(4): 543 ~ 550
- 13 Lyzenga D R, Numerical simulation of synthetic aperture radar image spectra for ocean waves. *IEEE Trans on Geoscience and Remote Sensing*, 1986, 24(6): 863 ~ 872.
- 14 Hasselmann K, Raney R K, Plant W J, et al. Theory of synthetic aperture radar ocean imaging: A MARSEN View. *J Geophys Res*, 1985, 90: 4659 ~ 4686
- 15 Yijun H E. A Discussion of ocean wave tilt MTF in SAR imaging mechanism, PORSEC'98, Qingdao, 1998, 448 ~ 452
- 16 Alpers W, Hennings I. A theory of the imaging mechanism of underwater bottom topography by real and synthetic aperture radar. *Journal of Geophys Research*, 1984, 89(C6): 10529 ~ 10546
- 17 Shuchman R A, Lyzenga D R, Meadows G A. Synthetic aperture radar imaging of ocean-bottom topography via tidal-current interactions: theory and observations. *Int J Remote Sensing*, 1985, 6: 1 179 ~ 1 200
- 18 Holliday D, St-cry G, Woods N E. A radar ocean imaging model for small to moderate incidence angle. *Int J Remote Sensing*, 1986, 7: 1 809 ~ 1 834
- 19 Vogelzang J, The mapping of bottom topography with imaging radar——A comparison of the hydrodynamic modulation modulation in some existing models. *Int J Remote Sensing*, 1989, 10(9): 1 503 ~ 1 518
- 20 Vogelzang J. Mapping submarine sand waves with multiband imaging radar. 1. Model development and sensitivity analysis. *Journal of Geophys Research*, 1997, 102(C1): 1 163 ~ 1 181
- 21 Tolman H L. A third-generation model for wind waves on slowly varying, unsteady, and inhomogeneous depths and currents. *J. Physical Oceanography*, 1991, 21: 782 ~ 797
- 22 Hasselmann K, Hasselmann S. On the nonlinear mapping of an ocean wave spectrum into a synthetic aperture radar image spectrum and its inversion. *Journal of Geophysical Research*, 1991, 96(C6): 10 713 ~ 10 729