

文章编号: 1672-2892(2010)01-0023-07

随机降雨层的电磁波矢量辐射传输分析

丁锐, 卞正才

(复旦大学 通信科学与工程系, 上海 200433)

摘要: 讨论了随机降雨层中的电磁波矢量辐射传输问题。根据一种具有两种降雨强度大小的随机降雨层模型, 建立相应的矢量辐射传输方程, 给出了一种求解方法。用 Monte Carlo 方法验证了该方法的正确性, 讨论了随机降雨层和确定降雨层之间的区别和联系以及随机降雨层参数变化对结果的影响, 最后讨论了随机介质和两种平均介质之间的关系。

关键词: 随机; 降雨; 矢量辐射传输

中图分类号: TN91; TP701

文献标识码: A

Analysis on electromagnetic wave vector radiative transfer through a finite slab of stochastic precipitation medium

DING Rui, BIAN Zheng-cai

(Department of Communication Science and Engineering, Fudan University, Shanghai 200433, China)

Abstract: Formulation and Solution of the vector radiative transfer equation in a finite slab of stochastic precipitation medium which was composed of two different rain rates were considered. Computer simulation was given to verify the obtained results via Monte Carlo method, to feature the distinctiveness of the stochastic precipitation medium, and to illustrate the influences of the stochastic parameters imposing on the final results. The relationship between an average-rain rate precipitation layer and a stochastic precipitation medium was also discussed.

Key words: stochastic; precipitation; vector radiative transfer

在微波通信和大气遥感领域, 电磁波在降雨层中的传播一直受到很多的关注。雨滴对电磁波的吸收和散射会产生信号的衰减、相移以及交叉极化等现象^[1-2], 严重影响通信链路的性能以及遥感数据的准确获取等。

辐射传输理论被广泛应用于大气降雨遥感领域, 它将降雨层的吸收和多次散射过程放到辐射传输方程中, 很好地解决了电磁波的多次散射问题^[3-4]。在以往的研究中, 假设电磁波在降雨强度恒定的降雨层中传播。但是自然界中的实际降雨强度往往随时间和空间不断变化, 这正是导致雷达测雨误差的主要原因之一^[5]。因此有必要用随机介质模型来描述强度大小随时间和空间变化的降雨层。关于随机介质中的辐射传输, 在过去的十几年中已有大量的研究^[6-9]。但是这些方法仅仅适用于标量辐射传输方程, 为了研究极化电磁波通过降雨层时所产生的交叉极化影响, 必须考虑包含4个Stokes参数的随机矢量辐射传输(Stochastic Vector Radiative Transfer, SVRT)方程。

本文建立一种随机降雨层模型, 提出SVRT方程的解析求解方法, 得到了降雨层的双站散射系数和后向散射系数, 用Monte Carlo方法验证数值结果, 并与确定降雨层对比。在精确度要求不高的情况下, 可以用降雨强度平均的降雨层近似代替随机降雨层。

1 随机降雨层模型

图1 建立一种随机降雨层模型, 由两种降雨强度大小不同的降雨组成。雨滴视为球形粒子。电磁波以入射角 θ_{in} 入射, 两种降雨分别标记为1和2。在电磁波传播路径上, 两种不同强度的降雨分层交替出现。在每一分层内,

降雨强度大小恒定,而不同分层之间,降雨强度不同,雨滴尺寸大小和占空比都不同,具有不同的消光系数、散射系数和相矩阵等参数。为计算方便且不失一般性,本文假定两种降雨层的混合特性是一个二态均匀 Markov 过程,即每种降雨层的厚度是服从指数分布的随机变量^[10]。对于上述随机降雨层,其主动 VRT 方程为:

$$\cos \theta \frac{d\bar{\mathbf{I}}(\theta, \phi, z)}{dz} = -\kappa_e \bar{\mathbf{I}}(\theta, \phi, z) + \int_0^\pi d\theta' \sin \theta' \int_0^{2\pi} d\phi' \overline{\mathbf{PH}}(\theta, \phi; \theta', \phi') \bar{\mathbf{I}}(\theta', \phi', z) \quad 0 \leq z \leq d \quad (1)$$

非随机边界条件为:

$$\bar{\mathbf{I}}(\theta, \phi, z=0) = \bar{\mathbf{I}}_{0i} \delta(\cos \theta - \cos \theta_{in}) \delta(\phi - \phi_{in}) \quad (2)$$

$$\bar{\mathbf{I}}(\pi - \theta, \phi, z=d) = 0 \quad (3)$$

式中: $\bar{\mathbf{I}}_{0i}$ 为入射 Stokes 矢量; $(\theta_{in}, \phi_{in} = 0)$ 为入射角; κ_e 为消光系数, $\overline{\mathbf{PH}}$ 为相矩阵,都是具有两种取值的随机量。

为了减弱云或雨对电磁波的衰减作用,气象雷达一般工作在 C 波段或 S 波段,工作波长远大于雨滴半径,因此可以将雨滴近似视为 Rayleigh 粒子^[11]。当电磁波长较大 ($\lambda > 5 \text{ cm}$) 时,雨滴的反照率 $\omega = \kappa_s / \kappa_e$ 趋于常数^[12]。Jin 给出球形 Rayleigh 粒子的相矩阵^[4]:

$$\overline{\mathbf{PH}}(\theta, \phi; \theta', \phi') = \frac{3\kappa_s}{8\pi} \overline{\mathbf{ph}}(\theta, \phi; \theta', \phi') \quad (4)$$

式中 $\overline{\mathbf{ph}}$ 为归一化相矩阵。引入光学厚度 τ , 定义为:

$$\tau(z) = \int_0^z dz' \kappa_e(z') \quad (5)$$

根据 τ 的定义, 式(1)两边同时除以 κ_e 可以得到:

$$\frac{1}{\mu} \frac{d\bar{\boldsymbol{\varphi}}(\theta, \phi, \tau)}{d\tau} = -\bar{\boldsymbol{\varphi}}(\theta, \phi, \tau) + \frac{3\omega}{8\pi} \int_0^\pi d\theta' \sin \theta' \int_0^{2\pi} d\phi' \overline{\mathbf{ph}}(\theta, \phi; \theta', \phi') \bar{\boldsymbol{\varphi}}(\theta', \phi', \tau) \quad 0 \leq \tau \leq D \quad (6)$$

式中: $\bar{\boldsymbol{\varphi}}(\theta, \phi, \tau) = \bar{\mathbf{I}}(\theta, \phi, z)$; $\mu = \sec \theta$ 。 D 是随机降雨层总的光学厚度, 定义为:

$$D(z) = \int_0^d dz' \kappa_e(z') \quad (7)$$

边界条件式(2)、式(3)相应地变为:

$$\bar{\boldsymbol{\varphi}}(\theta, \phi, \tau=0) = \bar{\boldsymbol{\varphi}}_{0i} \delta(\mu - \mu_{in}) \delta(\phi - \phi_{in}) \quad (8)$$

$$\bar{\boldsymbol{\varphi}}(\pi - \theta, \phi, \tau = D) = 0 \quad (9)$$

2 随机降雨层的概率统计理论

在式(6)、式(8)和式(9)中, 只有 τ 和 D 两个随机量。可以用一个联合概率密度函数 $P(\tau, D; z, d)$ 完全描述降雨层的随机统计特性。 $P(\tau, D; z, d)$ 定义为, 给定一个几何位置 z 和降雨层几何厚度 d , 位置 z 所对应的光学厚度为 τ 、厚度 d 所对应的光学厚度为 D 的联合概率密度为 P 。则辐射强度的统计平均值 $\langle \bar{\mathbf{I}}(\theta, \phi, z) \rangle$ 可以表示为^[13]:

$$\langle \bar{\mathbf{I}}(\theta, \phi, z) \rangle = \langle \bar{\boldsymbol{\varphi}}(\theta, \phi, \tau) \rangle = \int_0^\infty dD \int_0^\infty d\tau P(\tau, D; z, d) \bar{\boldsymbol{\varphi}}(\theta, \phi, \tau) \quad (10)$$

式中 $\bar{\boldsymbol{\varphi}}(\theta, \phi, \tau)$ 为式(6)VRT 方程的解。对于由两种降雨以 Markov 特性混合而成的随机降雨层, $P(\tau, D; z, d)$ 为^[10]:

$$P(\tau, D; z, d) = \sum_{i=1}^2 p_i f_i(\tau; z) f_i(D - \tau; d - z) \quad (11)$$

其中 $f_i(\tau; z)$ 表示, 当空间位置为 z 的点处于降雨 i 中时, 其光学厚度为 τ 的概率密度函数为 f_i ; p_i 表示空间任意位置处出现降雨 i 的概率, $i=1, 2$ 。记第 i 种降雨的平均层厚度为 d_i , 则有 $p_i = d_i / (d_1 + d_2)$ 。将式(11)代入式(10):

$$\langle \bar{\mathbf{I}}(\theta, \phi, z) \rangle = \sum_{i=1}^2 p_i \int_0^\infty d\tau f_i(\tau; z) \int_0^\infty dD f_i(D - \tau; d - z) \bar{\boldsymbol{\varphi}}(\theta, \phi, \tau) \quad (12)$$

为了下文计算, 引入一个量 $E_i(k; z)$, 定义为^[13]:

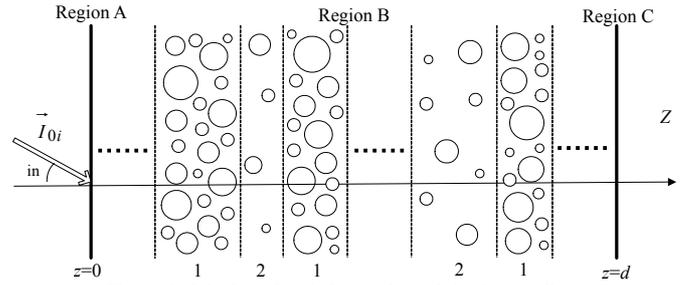


Fig.1 Model of stochastic layered precipitation medium

图 1 随机降雨层的几何结构

$$E_i(k; z) \equiv \int_0^\infty d\tau f_i(\tau; z) \exp(-k\tau) = \gamma_i \exp(-r_+ z) + (1 - \gamma_i) \exp(-r_- z) \quad (13)$$

假设 $\kappa_{e1} < \kappa_{e2}$ ，则有

$$\gamma_i = \frac{k\kappa_{ej} + 1/d_c - r_+}{(r_- - r_+)} \quad , \quad i=1,2 \quad , \quad j=1,2 \quad , \quad i \neq j \quad (14)$$

$$2r_\pm = (\kappa_{e1} + \kappa_{e2})k + \frac{1}{d_c} \mp \sqrt{(\kappa_{e2} - \kappa_{e1})^2 k^2 - \frac{2k}{d_c}(p_2 - p_1)(\kappa_{e2} - \kappa_{e1}) + \frac{1}{d_c^2}} \quad (15)$$

式中： $d_c = d_1 d_2 / (d_1 + d_2)$ ；当 $k > 0$ 时， $r_\pm > 0$ ， $E_i(k; z)$ 是 2 个衰减指数函数之和； $z = 0$ 时， $E_i(k; 0) = 1$ 。

3 SVRT 方程的解

由降雨层的矢量辐射传输模型，用迭代法求解式(6)VRT 方程，得到一阶右行和左行辐射强度分别为^[4]：

$$\bar{\boldsymbol{\varphi}}(\theta, \phi, \tau) = \mu e^{-\mu\tau} \bar{\boldsymbol{I}}_{0i} \frac{3\omega}{8\pi} \overline{\boldsymbol{p}\boldsymbol{h}}(\theta, \phi; \theta_{in}, \phi_{in}) \frac{\exp[\tau(\mu - \mu_{in})] - 1}{\mu - \mu_{in}} \quad (16)$$

$$\bar{\boldsymbol{\varphi}}(\pi - \theta, \phi, \tau) = \mu e^{\mu\tau} \bar{\boldsymbol{I}}_{0i} \frac{3\omega}{8\pi} \overline{\boldsymbol{p}\boldsymbol{h}}(\pi - \theta, \phi; \theta_{in}, \phi_{in}) \frac{\exp[-\tau(\mu + \mu_{in})] - \exp[-D(\mu + \mu_{in})]}{\mu + \mu_{in}} \quad (17)$$

其中， $0 \leq \theta \leq \pi/2$ 。将式(16)、式(17)代入式(12)分别得到：

$$\langle \bar{\boldsymbol{I}}(\theta, \phi, z) \rangle = \frac{\mu \bar{\boldsymbol{I}}_{0i}}{\mu - \mu_{in}} \frac{3\omega}{8\pi} \overline{\boldsymbol{p}\boldsymbol{h}}(\theta, \phi; \theta_{in}, \phi_{in}) \left[\sum_{i=1}^2 p_i \int_0^\infty d\tau f_i(\tau; z) e^{-\mu_{in}\tau} - \sum_{i=1}^2 p_i \int_0^\infty d\tau f_i(\tau; z) e^{-\mu\tau} \right] \quad (18)$$

$$\langle \bar{\boldsymbol{I}}(\pi - \theta, \phi, z) \rangle = \frac{\mu \bar{\boldsymbol{I}}_{0i}}{\mu + \mu_{in}} \frac{3\omega}{8\pi} \overline{\boldsymbol{p}\boldsymbol{h}}(\pi - \theta, \phi; \theta_{in}, \phi_{in}) \sum_{i=1}^2 p_i \int_0^\infty d\tau f_i(\tau; z) e^{-\mu_{in}\tau} \left[1 - \int_0^\infty dD f_i(D - \tau; d - z) e^{-(\mu + \mu_{in})(D - \tau)} \right] \quad (19)$$

在式(19)中用 x 替换 $D - \tau$ ，并考虑到式(13)，得到：

$$\langle \bar{\boldsymbol{I}}(\theta, \phi, z) \rangle = \frac{\mu \bar{\boldsymbol{I}}_{0i}}{\mu - \mu_{in}} \frac{3\omega}{8\pi} \overline{\boldsymbol{p}\boldsymbol{h}}(\theta, \phi; \theta_{in}, \phi_{in}) \sum_{i=1}^2 p_i [E_i(\mu_{in}; z) - E_i(\mu; z)] \quad (20)$$

$$\langle \bar{\boldsymbol{I}}(\pi - \theta, \phi, z) \rangle = \frac{\mu \bar{\boldsymbol{I}}_{0i}}{\mu + \mu_{in}} \frac{3\omega}{8\pi} \overline{\boldsymbol{p}\boldsymbol{h}}(\pi - \theta, \phi; \theta_{in}, \phi_{in}) \sum_{i=1}^2 p_i E_i(\mu_{in}; z) [1 - E_i(\mu + \mu_{in}; d - z)] \quad (21)$$

式(20)、式(21)即为本文所讨论的随机降雨层中一阶辐射强度的统计平均值。

在大气遥感领域，通常需要计算极化的双站散射系数和后向散射系数，分别定义为^[4]：

$$\gamma_{pq}(\theta_t, \phi_t; \theta_{in}, \phi_{in}) = \frac{4\pi \cos \theta_t I_{tp}(\theta_t, \phi_t)}{\cos \theta_{in} I_{0iq}} \quad (22)$$

$$\sigma_{pq}(\pi - \theta_{in}, \pi + \phi_{in}; \theta_{in}, \phi_{in}) = 4\pi \cos \theta_{in} \frac{I_{sp}(\pi - \theta_{in}, \pi + \phi_{in})}{I_{0iq}} \quad (23)$$

式中： $p, q = v, h$ ； I_{0i} 为入射强度，辐射强度的下标 t 和 s 分别表示随机降雨层的透射强度和反射强度。在式(20)中令 $z = d$ 可得右边界处一阶透射辐射强度，代入式(22)得到区域 C 中一阶同极化 VV 双站散射系数：

$$\gamma_{vv}^s(\theta_t, \phi_t; \theta_{in}, \phi_{in}) = \frac{3\omega\mu_{in}}{2(\mu_t - \mu_{in})} p h_{11}(\theta_t, \phi_t; \theta_{in}, \phi_{in}) \sum_{i=1}^2 p_i [E_i(\mu_{in}; d) - E_i(\mu_t; d)] \quad (24)$$

同理可得区域 A 中一阶同极化 VV 后向散射系数：

$$\sigma_{vv}^s(\pi - \theta_{in}, \pi + \phi_{in}; \theta_{in}, \phi_{in}) = \frac{3\omega}{4\mu_{in}} p h_{11}(\pi - \theta_{in}, \pi + \phi_{in}; \theta_{in}, \phi_{in}) \sum_{i=1}^2 p_i [1 - E_i(2\mu_{in}; d)] \quad (25)$$

其中，式(24)和式(25)中的上标 s 表示所得结果为随机值。

进一步考虑，如果 2 种降雨的消光系数相同，即 $\kappa_{e1} = \kappa_{e2} = \kappa_e$ ，随机降雨层退化确定降雨层。由式(13)~式(15)得到 $E_i(k; z) = \exp(-\kappa_e k z)$ 。从而式(24)和式(25)分别退化成：

$$\gamma_{vv}^s(\theta_t, \phi_t; \theta_{in}, \phi_{in}) = \frac{3\omega\mu_{in}}{2(\mu_t - \mu_{in})} p h_{11}(\theta_t, \phi_t; \theta_{in}, \phi_{in}) [\exp(-\kappa_e d \mu_{in}) - \exp(-\kappa_e d \mu_t)] \quad (26)$$

$$\sigma_{vv}^s(\pi - \theta_{in}, \pi + \phi_{in}; \theta_{in}, \phi_{in}) = \frac{3\omega}{4\mu_{in}} p h_{11}(\pi - \theta_{in}, \pi + \phi_{in}; \theta_{in}, \phi_{in}) [1 - \exp(-2\kappa_e d \mu_{in})] \quad (27)$$

易见, 当随机降雨退化成非随机降雨时, 用本文方法得到的随机值与迭代法得到的非随机值一致^[4]。

4 数值结果与讨论

考虑频率 $f=3$ GHz (S 波段) 的单位强度垂直极化波, 以角度 $(\theta_{0i} = 30^\circ, \phi_{0i} = 0^\circ)$ 入射到一层随机降雨介质层。2 种降雨强度大小分别为 $R_1 = 12.5$ mm/h, $R_2 = 25$ mm/h, 降雨温度 $T_1 = T_2 = 10^\circ\text{C}$, 区域 A 中的后向观测角为 $(\theta_s = 30^\circ, \phi_s = 180^\circ)$ 。雨滴大小服从 Marshall-Palmer 分布^[14], 介电常数由 Debye 公式给出^[4]。以下数值模拟均以区域 A 中的后向散射系数为例, 对于区域 C 中的双站散射系数, 用同样的方法可以得到同样的结论。

4.1 MC 验证

用 MC 方法产生随机降雨层的一系列物理实现, 然后对每个 MC 实现运用迭代法求解确定 VRT 方程, 多次重复计算并把所得结果的平均值作为随机降雨层的解^[15]。如图 2 所示, 左图为 50 次物理实现的数值结果, 右图为本文方法和 50 次计算的平均值的比较。可以看出本文结果和 MC 方法所得的结果吻合较好。

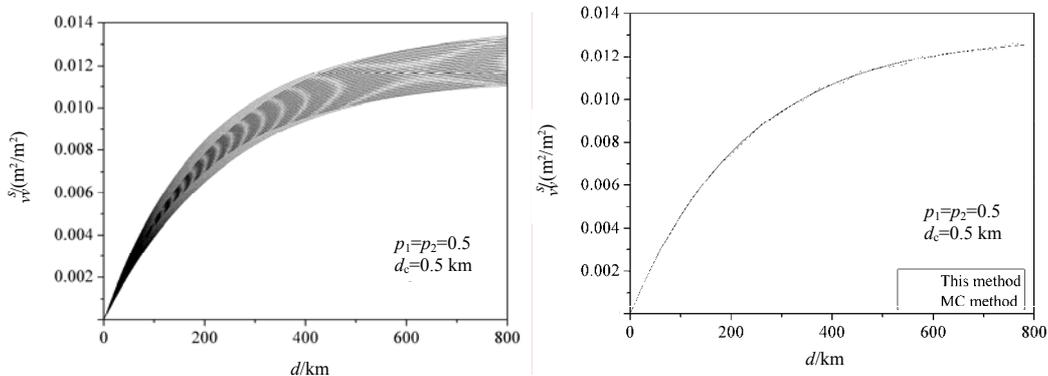


Fig.2 Validation of the theoretic results via Monte Carlo method

图 2 MC 数值验证

4.2 随机降雨层和确定降雨层

考虑 2 种确定降雨层和 1 种随机降雨层, 分别对应降雨强度 1 和 2。分别计算随机降雨层和 2 种确定降雨层的后向散射系数, 如图 3 所示。易见, 消光系数 κ_e 较大的确定降雨层位于最上方, κ_e 值较小的确定降雨层则位于最下方。并且随着介质层厚度的增加, 3 条曲线之间的距离先增大后减小并最终趋于同样的饱和值。从数学上解释, 在后向散射系数表达式(25)中, κ_e 和 d 耦合成 $\exp(-\kappa_e d)$ 指数因子。由于降雨层的消光系数 κ_e 很小, 约为 10^{-6} 量级, 当 d 较小时, 有 $\exp(-\kappa_e d) \approx 1$, 3 种降雨层的数值结果基本一致。

随着 d 的增大, 因子 $\exp(-\kappa_e d)$ 的数值也随之增大, 3

种介质之间逐渐体现出显著的差别。当 d 足够大时, $\exp(-\kappa_e d) \approx 0$, 3 种介质均达到相同的饱和值。从物理意义上解释, 随着 d 的增大, 降雨层的随机性和多次散射逐渐增强, 降雨层散射特性的差别最终导致结果显著的差别。当 d 足够大时, 区域 C 中的透射辐射能量为零, 介质层内部的辐射强度分布达到饱和状态。 κ_e 的数值大小只影响电磁波辐射强度达到饱和值的速度, 而不影响最终饱和值的大小。 κ_e 越大, 达到饱和的速度越快。

4.3 随机介质参数 p_i 和 d_c 对结果的影响

对于由 2 种成分组成的随机介质, 包含 2 个独立的参数 p_i 和 d_c 。 p_i ($i=1$ 或 2) 反映的是随机介质的组成情况。

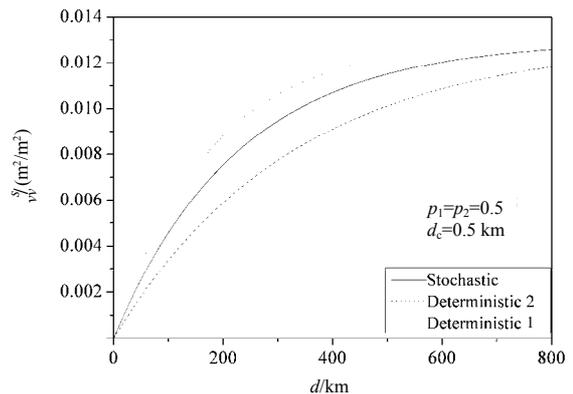


Fig.3 Comparison of results for stochastic and deterministic media

图 3 随机降雨层和确定降雨层的后向散射系数 vs. 降雨介质层厚度

p_i 越大, 随机降雨层所表现出来的特性与第 i 种降雨越接近。表 1 中 5 种不同情况下的随机降雨层结果如图 4 所示。

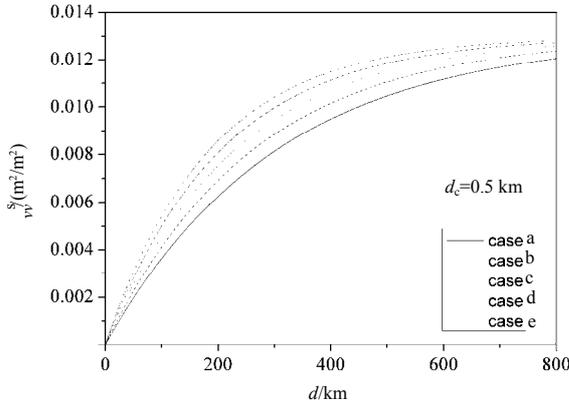


Fig.4 Comparison of results for five cases of different p_i
图 4 参数 p_i 对数值结果的影响

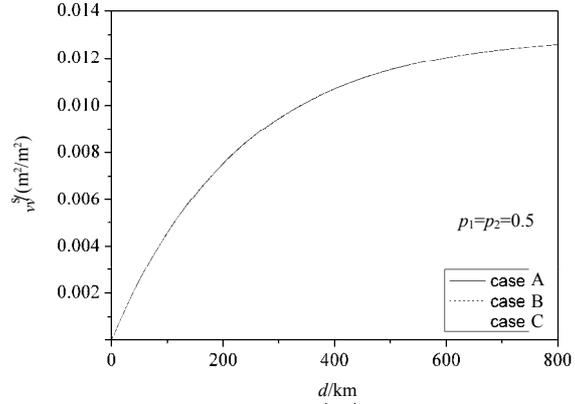


Fig.5 Comparison of the results for three cases of different d_c
图 5 参数 d_c 变化对后向散射系数的影响

当 p_i 一定时, 参数 d_c 所反映的是一定距离内两种降雨交替出现的频率。由式 (13)~式 (15) 得到 $\partial E_i(k; z) / \partial d_c > 0$ 。因此 2 种降雨交替出现的频率越高, 所观测到的后向散射系数越大。表 2 中 3 种不同情况下的后向散射系数如图 5 所示, 可以看出 d_c 的变化对数值结果的影响很小。这是因为降雨层的消光系数 κ_c 很小, $\partial E_i(k; z) / \partial d_c \approx 0$, 因此在实际降雨层微波遥感中, 2 种组成降雨层介质交替出现的频率对结果影响不大, 只需要考虑 p_i 对结果的影响。

表 1 五种情况下的随机降雨层参数

Table 1 Stochastic parameters of five cases

case a	case b	case c	case d	case e
$p_1=0.9, p_2=0.1$	$p_1=0.7, p_2=0.3$	$p_1=0.5, p_2=0.5$	$p_1=0.3, p_2=0.7$	$p_1=0.1, p_2=0.9$

表 2 三种情况下的随机降雨层参数

Table 2 Stochastic precipitation parameters of three cases

	\tilde{d}_1 /km	\tilde{d}_2 /km	\tilde{d}_c /km
case A	10	10	5
case B	1	1	0.5
case C	0.1	0.1	0.05

4.4 随机值和平均值

分别将确定降雨层 和 的后向散射系数和降雨强度取统计平均, 得到散射系数平均介质 ($\overline{\sigma_{vv}^s} = p_1 \sigma_{vv1}^s + p_2 \sigma_{vv2}^s$) 和降雨强度平均介质 ($\overline{R} = p_1 R_1 + p_2 R_2$), 与随机介质的数值结果进行比较。如图 6、图 7 所示, 其中左图为随机值和平均值对比曲线, 右图为两者相对误差 α , 定义为:

$$\alpha = \frac{\sigma_{vv}^s - \overline{\sigma_{vv}^s}}{\overline{\sigma_{vv}^s}} \times 100\% \quad (28)$$

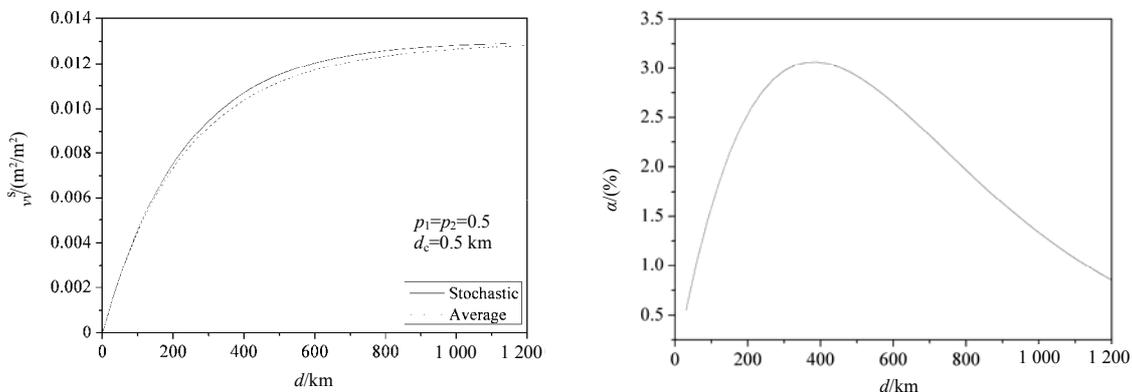


Fig.6 Results for stochastic precipitation medium and averaged scattering-coefficient medium
图 6 随机降雨层和散射系数平均降雨层的后向散射系数及相对误差

从图 6、图 7 中可以看出, 降雨强度平均降雨层和随机降雨层的数值结果非常接近, 最大相对误差在 0.5% 之内, 因此精度要求不高的时候可以用它来代替随机降雨层, 但这仅适用于消光系数较小的随机介质层。对于消光系数较大的介质层, 数值结果验证上述结论不再成立。可以预测, 对于由多种降雨强度大小的降雨混合而成的随机降雨层, 同样可以用降雨强度平均介质代替随机介质。此外, 由图 6、图 7 还可以看出, 当介质层厚度增大

时,可以平滑掉平均介质和随机介质之间的误差。

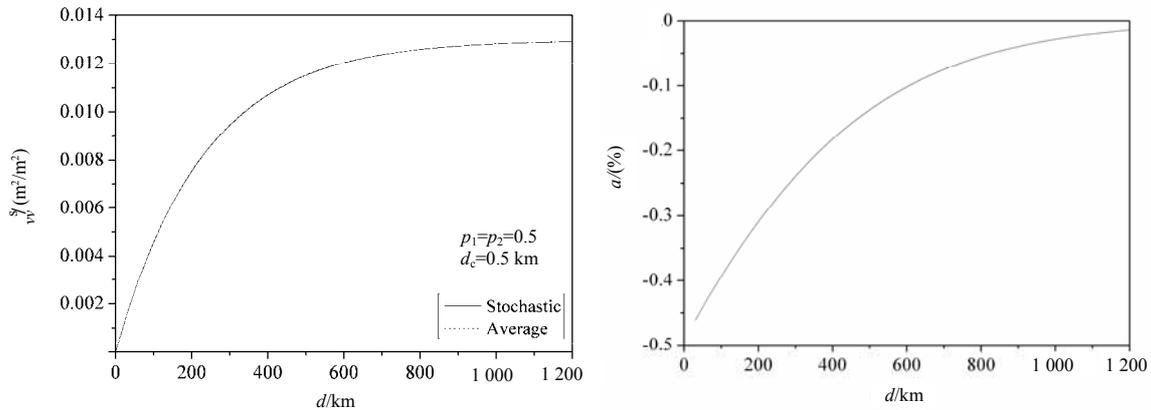


Fig.7 Results for stochastic precipitation medium and averaged rain-rate medium

图 7 随机降雨层和降雨强度平均降雨层的后向散射系数及相对误差

5 结论

本文用一种随机降雨层模型描述自然界中降雨强度随时间和空间变化的实际降雨过程,建立 SVRT 方程并求解得到了降雨层的双站散射系数和后向散射系数。用 Monte Carlo 方法验证了本文方法的正确性,讨论了随机降雨层和确定降雨层之间的内在联系与区别,以及随机降雨层参数变化对结果的影响。最后比较了随机降雨层和两种平均降雨层,在精度要求不高的情况下,可以用降雨强度平均降雨层近似代替随机降雨层。

本文中利用式(11)计算时,确定 VRT 方程的解 $\bar{\varphi}(\theta, \phi, \tau)$ 为一阶解,因此最终结果只有同极化项,而交叉极化项为零,如果将 $\bar{\varphi}(\theta, \phi, \tau)$ 计算到二阶,包含了交叉极化项,那么最终所得结果也会包含了介质层对电磁波的交叉极化影响。

所提出的随机介质模型以及 SVRT 方程的解法,除了适用于降雨层之外,还可以适用于其他具有 Rayleigh 相矩阵的球形粒子层,如云层、雪层等。由于云层和雪层的组成也是不断变化的,也可以视为随机介质^[16-17]。

参考文献:

- [1] Hogg D C, Chu T S. The role of rain in satellite communications[J]. Proc. IEEE, 1975, 63(9):1308-1331.
- [2] Crane R. Attenuation due to rain—A mini-review[J]. IEEE Trans. Antennas Propag., 1975, 23(5):750-752.
- [3] Chandrasekhar S. Radiative Transfer[M]. Oxford, England:Clarendon, 1950.
- [4] Jin Y Q. Electromagnetic scattering modeling for quantitative remote sensing[M]. Singapore:World Scientific, 1994.
- [5] Oguchi T. Electromagnetic wave propagation and scattering in rain and other hydrometeors[J]. Proc. IEEE, 1983, 71(9):1029-1078.
- [6] Levermore C D, Wong J, Pomraning G C. Renewal theory for transport processes in binary statistical mixture[J]. J. Math. Phys., 1988, 29(4):995-1004.
- [7] Levermore C D, Pomraning G C, Sanzo D L, et al. Linear transport theory in a random medium[J]. J. Math. Physics, 1986(27): 2526-2536.
- [8] Pomraning G C. Radiative transfer and transport phenomena in stochastic media[J]. International Journal of Engineering Sci., 1998, 36(12):1595-1621.
- [9] Abdel Krim M S. Stochastic radiative transfer in finite plane for Rayleigh scattering phase function[J]. J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer, 2001(69):745-759.
- [10] Levermore C D, Pomraning G C, Sanzo D L, et al. Linear transport theory in a random medium[J]. J. Math. Physics, 1986, 27: 2526-2536.
- [11] Goldhirsh J. A Review on the Application of Nonattenuating Frequency Radars for Estimating Rain Attenuation and Space-Diversity Performance[J]. IEEE Trans. Geosci. Electronics, 1979, 17(4):218-239.
- [12] 周秀骥. 大气微波辐射及遥感原理[M]. 北京:科学出版社, 1982.
- [13] Pomraning G C. Radiative transfer in random media with scattering[J]. J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer, 1988, 40(4):479-487.
- [14] Marshall J S, Palmer W M. The distribution of rain drops with size[J]. Journal of Meteorology, 1948(5):165-166.
- [15] Zuchuat O, Sanchez R, Zmijarevic I, et al. Transport in renewal statistical media: benchmarking and comparison with models [J].

J.Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer, 1994,51(5):689-722.

[16] Pomraning G C. Renewal analysis for higher moments in stochastic transport[J]. J.Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer, 1997, 57(3):295-307.

[17] Su B,Pomraning G C. A stochastic description of a broken cloud field[J]. Journal of the Atmospheric Sci., 1994,51(13):1969-1977.

作者简介：



丁 锐(1982-), 男, 江苏省徐州市人, 博士研究生, 主要研究方向为复杂系统中的电磁波、电磁散射理论建模. email:rding@fudan.edu.cn.

卞正才(1951-), 男, 江苏省扬州市人, 硕士, 主要研究方向为无线及移动通信.

(上接第14页)

参考文献：

[1] Honeywell Application Note:Honeywell Magnetic Sensor Product user's manual[Z]. 2001.

[2] 袁智荣,李智. 一种新型磁阻传感器的研究及应用[J]. 测控技术, 1999,18(1):39-40.

[3] 胡天可. MSP430 系列 FLASH 型超低功耗 16 位单片机[M]. 北京:北京航空航天大学出版社, 2001.

[4] 刘诗斌,冯晓毅,李宏. 基于椭圆假设的电子罗盘误差补偿方法[J]. 传感器技术, 2002,21(10):28-33.

[5] 李怡达,张中平,秦明,等. 基于磁阻传感器与微处理器的二维磁电子罗盘的设计[J]. 功能材料与器件学报, 2008,14(2):557-560.

作者简介：



郭检楠(1985-), 男, 江苏省无锡市人, 在读硕士研究生, 主要研究方向为通信与信息处理电路设计. email:gjnf3@163.com.