

星载光子计数激光雷达海面点云仿真方法

张文豪, 李松*, 马跃, 张智宇, 赵朴凡

(武汉大学电子信息学院, 湖北武汉 430072)

摘要:星载光子计数激光雷达作为一种新的探测体制激光雷达,已开始应用于海面测量。然而受海风等多种因素的影响,海面存在一定的粗糙度和较大的起伏变化,因此光子计数激光雷达返回的信号点云在返回能量和信号光子分布上存在较大的变化,潜在的影响到了海面高程测量精度。本文基于 JONSWAP 海浪谱和微面元模型理论,结合蒙特卡洛方法建立了光子计数激光雷达海洋目标的仿真模型。以 ICESat-2 星载光子计数激光雷达的系统参数作为输入,仿真了不同风速条件下海面的信号光子分布,通过与 ICESat-2 实测结果对比证明了仿真方法的正确性。基于仿真模型,分析了不同风速条件下,光子计数激光雷达的测距误差分布。结果表明,光子计数激光雷达测得的海面高程小于实际参考海面,且测量偏差和标准差随风速增加而增大,当风速为 10m/s,累计脉冲次数为 100 次时,测量偏差约为 -2.5cm,标准差为 3.6cm。所建立的仿真模型和分析结果对优化针对海面观测的星载光子计数激光雷达的系统参数设计和平均海面观测结果修正具有重要的参考意义。

关键词:光子计数激光雷达 海洋仿真 微面元理论 误差分析

中图分类号:42.62.-b, 85.60.Gz, 85.30.

Photon-counting lidar simulation method based on three-dimensional sea surface

ZHANG Wen-Hao, LI Song*, MA Yue, ZHANG Zhi-Yu, Zhao Pu-Fan
(School of Electronic Information, Wuhan University, Wuhan 430079, China)

Abstract: With the development and maturity of the photon-counting lidar technology, photon-counting lidars are increasingly used in marine mapping. Based on the JONSWAP wave spectrum theory and micro-face model theory, this paper first establishes a photon-counting lidar simulation model via the Monte Carlo method. By substituting the system parameters of a spaceborne lidar into the proposed model, the photon distributions reflected by sea surfaces with different wind speed conditions are simulated and verified by comparing the averaged numbers of photons measured by the ICESat-2 spaceborne lidar. Then, the ranging errors under different wind speed conditions are discussed. The results indicate that the elevation value measured by photon counting lidars will be smaller than the actual elevation of sea surfaces, and the bias and standard deviation of photon counting lidars will increase when the wind speed is rising. When the wind speed is 10 m/s, the cumulative pulse number is 100, the elevation bias is approximately -2.5 cm and the standard deviation is 3.6 cm. The proposed simulation model and analysis results have important reference for optimizing the system parameter design of a photon-counting lidar for sea surface observations and correcting the bias on sea surface observations.

Key words: photon-counting, sea surface simulation, micro plane element theory, error analysis

PACS:42.62.-b, 85.60.Gz, 85.30.-z

收稿日期: 2019-10-08, 修回日期: 2020-01-09

Received date: 2019-10-08, Revised date: 2020-01-09

基金项目: 国家自然科学基金(41801261), 对地高分国家科技重大专项(11-Y20A12-9001-17/18, 42-Y20A119001-17/18) 中国博士后科学基金(2016M600612, 20170034)

Foundation items: Supported by National Natural Science Foundation of China (41801261), the National Science and Technology Major Project (11-Y20A12-9001-17/18, 42-Y20A11-9001-17/18); the Postdoctoral Science Foundation of China (2016M600612, 20170034)

作者简介(Biography): 张文豪(1992-), 男, 河南鹤壁人, 博士研究生, 主要研究方向为激光遥感与光电检测、海洋光学. E-mail: wenhao@whu.edu.cn

* 通讯作者(Corresponding author): E-mail: ls@whu.edu.cn

引言

海洋卫星能够对全球海洋进行大范围长时间的观测,为人类深入了解和认识海洋提供了重要数据源。近年来,随着激光技术的发展,高时空分辨率的激光雷达在海洋观测、海冰监测方面具有巨大的优势。NASA(National Aeronautics and Space Administration)的第一代星载全波形激光雷达 GLAS(Geoscience Laser Altimeter System)的地表光斑直径约70m,光斑间隔为170m,实现了对冰盖、海洋的长时间观测^[1-2]。而新一代星载光子计数激光雷达 ATLAS(Advanced Topographic Laser Altimeter System)采用了更高灵敏度的探测器件,因此其发射能量更低、光束发散角更小(地表光斑直径仅为17m)、脉冲频率更高(光斑间隔为0.7m),且在垂轨方向具有6个独立的激光波束,在海洋环境监测中具有更加突出的优势,可以获取更加精细的海面特征^[3];新一代星载光子计数激光雷达所采用532nm绿激光配合高灵敏度的单光子探测器能够获取浅水水深^[4-5]。

不同的探测机理、探测目标,接收信号的处理方法存在较大的差别,通过建立信号仿真模型,有助于分析仪器参数、环境条件以及目标特性对接收信号的影响^[6-8],有助于建立有效的信号提取方法、误差修正方法以及目标参数反演方法。在光子计数激光雷达仿真方面,论文[9]基于蒙特卡洛的光线追踪方法,建立了适用于多种载体激光雷达仿真模型,该仿真模型主要以自然地表、人工建筑以及植被作为输入,仿真给定条件下的回波波形或单光子点云信号,而没有涉及到水面目标的光子点云仿真。文献[10]以ATLAS的参数作为输入,仿真估计了复杂地表情况下,地表反射率以及地表粗糙度对光子计数激光雷达测距误差的影响。激光雷达在海洋探测中的仿真模型更多的是基于线性体制的激光雷达,Gardner等基于镜面反射理论,计算了不同风速条件下接收脉冲激光雷达信号能量水平以及信号的脉宽展宽^[11];Josset等建立了更加精细的海洋激光雷达方程讨论风速对回波能量的影响^[12],但没有涉及到波形分布;Abdallah等建立了线性体制的海洋激光雷达模型(Wa-LiD),并从波形信噪比的角度论证了仿真模型的正确性,Wa-LiD模型虽然涉及到波形分布,但是波形展宽只是考虑了光束发散角、光束指向角等参数,而与水面高程分布无关^[13]。截至目前,国内外尚未有公开的星载光子计

数激光雷达针对海面目标探测的完整理论模型和信号仿真方法。

本文基于JONSWAP(Joint North Sea Wave Project)海浪谱理论生成三维海面,并根据Cook-Torrance的微面元反射模型建立了完整的星载光子计数激光雷达仿真模型,并以ICESat-2(Ice Cloud and Land elevation Satellite-2)卫星的光子计数激光雷达载荷ATLAS的系统参数作为输入,利用ATLAS实测数据验证了不同风速条件下单脉冲的接收信号光子;并利用所建立的模型,分析了不同风速和脉冲累计次数条件下,光子计数激光雷达针对海面的测量偏差和标准差。

1 星载光子计数激光雷达仿真模型

1.1 海面的风浪谱模型

在现代随机过程波浪理论中,通常认为海浪是具有各态遍历性的平衡正态过程,可以把海浪抽象为由无数多的振幅不等、频率不等、方向不同、相位杂乱的正弦波叠加而成。在当前的海洋学领域存在多种海浪谱形式,其中JONSWAP谱是最常用的一种用于生成瞬时海面的功率谱模型,其公式为:

$$S(\omega) = \alpha \frac{g^2}{\omega^5} \exp \left[-\frac{5}{4} \left(\frac{\omega_m}{\omega} \right)^4 \right] \gamma^{\exp[-(\omega - \omega_m)^2 / (2\sigma^2 \omega_m^2)]}, \quad (1)$$

其中, γ 为谱峰增强因子,通常取值范围为1.5~6,一般取平均值3.3; σ 是波的形状的因素; α 为无因常数; ω 表示峰频率; ω_m 为谱峰的中心频率; g 为重力加速度;其中, α , ω_m , σ 与风速 U_{10} 的关系为:

$$\alpha = 0.076 \left(\frac{gX}{U_{10}^2} \right)^{-0.22}, \quad (2)$$

$$\omega_m = 7\pi \left(\frac{g}{U_{10}} \right) \left(\frac{gX}{U_{10}^2} \right)^{-0.33}, \quad (3)$$

$$\sigma = \begin{cases} 0.07 & \omega \leq \omega_m \\ 0.09 & \omega > \omega_m \end{cases}, \quad (4)$$

其中, X 表示风区范围; U_{10} 表示海面上方10m高度处的风速;

方向谱是海面建模的重要部分,本文采用ITTC(International Towing Tank Conference)推荐的方向谱,其形式为:

$$G(\omega, \theta) = \frac{2}{\pi} \cos^2(\theta) \quad |\theta| \leq \pi/2, \quad (5)$$

其中, θ 为组成波传播方向相对于风力方向的方向角。

将频率区间和方向区间分别进行 M 、 N 等分,则

每个采样区域的大小为: $\Delta\omega = (\omega_{\max} - \omega_{\min})/M$, $\Delta\theta = (\theta_{\max} - \theta_{\min})/N$; 则不同位置处的波振幅可表示为:

$$A_{ij} = \sqrt{2S(\omega_i)G(\omega_i, \theta_j)\Delta\omega\Delta\theta} \quad , \quad (6)$$

则不同时刻、不同平面位置处的海面高度为^[14]:

$$H(x, y, t) = \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n A_{ij} \times \cos[k_i(x \cos\theta_j + y \sin\theta_j) - \omega_i t + \varepsilon_{ij}] \quad , \quad (7)$$

式中, k_i 为波束, 满足 $k_i = \sqrt{\omega_i^2/g h}$, h 表示水深, 此处设置 $h=1\text{km}$; ε 表示随机相位。对于固定时刻的海面用 $H(x, y)$ 表示 $H(x, y, t)$ 。

1.2 激光雷达回波信号模型

仿真的三维海面确定了接收视场内海面的三维分布, 同时也确定了每个面元的法方向。图 1 所示, 蓝色坐标轴 (X, Y, Z) 表示仿真海面的坐标系, 面元法线 U_n 与 X 轴和 Z 轴的夹角分别为 (φ_n, θ_n) ; 星载激光测高系统的接收和发射系统可以视为同轴, 图 1 中 U_i 表示发射和接收系统对应方向, 其与 X 轴和 Z 轴的夹角可表示为 (φ_i, θ_i) 。

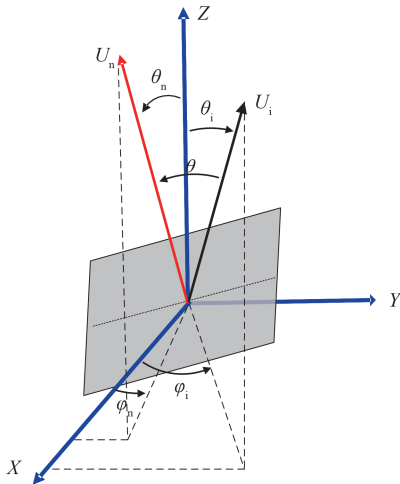


图 1 海面面元中激光反射的几何示意图

Fig. 1 Geometry of laser reflection on a facet of the sea surface

根据图 1 中所示面元法线、光轴之间和坐标系统的相对位置关系, 可以计算得到面元法线与光轴之间的夹角满足公式:

$$\cos(\theta) = \sin(\theta_i)\sin(\theta_n)\cos(\varphi_i - \varphi_n) + \cos(\theta_i)\cos(\theta_n) \quad , \quad (8)$$

海面的双向反射特性分布函数 BRDF (Bidirection reflection distribution function) 在海洋遥感和海洋环境探测中至关重要, 广泛应用于三维海面仿真及海洋学研究^[15-17]。在进行海面回波仿真时, 将仿真的三

维海面分为多个面元, 每个面元反射的能量主要包括海水镜面反射能量以及海水泡沫漫反射能量^[18], 其反射率满足公式:

$$R(x, y) = W \cdot \frac{\rho \cos\theta}{\pi} + (1 - W) \cdot \frac{\rho(\theta) \sec^4\theta}{4\pi \langle s^2 \rangle} \exp\left(-\frac{\tan^2\theta}{\langle s^2 \rangle}\right) \quad , \quad (9)$$

其中, $R(x, y)$ 表示面元的反射率, 等式右边第一项表示表示海面泡沫漫反射率, ρ 表示海水泡沫在 532 nm 波长的反射系数。等式右边第二项表示海面镜面反射率, $\rho(\theta)$ 表示入射角为 θ 时由菲涅尔反射公式计算得到的反射系数, 对于 532 nm 波长的激光, 水体的折射率近似为 1.36, 当 θ 角的范围为 $0^\circ \sim 15^\circ$ 时, $\rho(\theta)$ 的值约为 0.023。 W 表示海水泡沫所占比例, $\langle s^2 \rangle$ 表示面元的斜率均方根, 并且 W 和 $\langle s^2 \rangle$ 均与海面上方风速有关。根据 Monahan 的统计, 海洋表面泡沫的覆盖比率与风速之间的关系可以表示为:

$$W = [2.95 \pm 6.1] \times 10^{-6} U_{10}^{3.52 \pm 0.52} \quad , \quad (10)$$

根据 Cox 和 Munk 的统计, 海面斜率均方根与海面风速之间的关系为^[19]:

$$\langle s^2 \rangle = 0.003 + 0.00512 U_{10} \quad , \quad (11)$$

其中, U_{10} 表示海面上方 10 m 的风速。

当光束以 (φ_i, θ_i) 角度入射时, 海面上光斑能量服从椭圆高斯分布, 椭圆高斯的长轴和短轴与轨道高度以及光束的入射角度有关。在图 1 中, 当入射光束 $\varphi_i=0^\circ$ 时, 椭圆高斯的长轴与 X 轴平行, 而短轴与 Y 轴平行, 根据入射角 θ_i 、激光雷达的轨道高度 H_z 、光束发散角 θ , 由几何原理可以确定椭圆高斯长轴和短轴分别为: $\sigma_x = H_z \cdot \tan\theta / \cos^2\theta$; $\sigma_y = H_z \cdot \tan\theta / \cos\theta$ 。当光束入射角面元表面的入射光能量与面元到光斑中心的距离有关。激光雷达在面元 (x, y) 位置处接收的反射能量满足公式:

$$P(x, y) = \frac{E_i \eta_t \eta_r T_0^2 R(x, y) A \cos^2\theta_i}{2\pi \sigma_x \sigma_y H_z^2 h \nu} \exp\left(-\frac{x^2}{\sigma_x^2} - \frac{y^2}{\sigma_y^2}\right) \quad , \quad (12)$$

其中, x, y 表示面元所在平面位置; η_t 表示发射系统综合效率; η_r 表示接收系统综合效率, T_0 表示单层大气透过率, A 表示接收系统接收有效面积, h 表示普朗克常数, ν 表示光子频率。

仿真的三维海面中不同的面元高度返回能量的时刻存在差别, 以 $\Psi(x, y)$ 表示由海面起伏和激光脚点水平分布引起的传输时延, 可以表示为:

$$\psi(x,y) = \frac{2H_z \sec\theta_i}{c} + \frac{x^2 + y^2}{cH_z \sec\theta_i} - \frac{2H(x,y)\sec\theta_i}{c}, \quad (13)$$

其中, c 表示光速, $H(x,y)$ 表示面元对应的海面高度; 假设激光雷达发射的激光脉冲在时域上服从高斯分布, 则脉冲信号可以表示为:

$$f(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_t} \exp\left(-\frac{t^2}{\sigma_t^2}\right), \quad (14)$$

其中, σ_t 表示发射脉冲脉宽, t 表示时间; $f(t)$ 表示归一化的能量分布。根据式(12)计算得到不同位置 (x,y) 返回能量, 同时根据式(13)计算得到不同位置 (x,y) 能量返回时刻, 接收信号的光子分布可表示为:

$$D(t) = \iint_{\Sigma} P(x,y) f[t - \psi(x,y)] dx dy, \quad (15)$$

Σ 表示接收视场的 $\pm 3\sigma$ 范围, 涵盖了激光光斑能量分布范围。

1.3 单光子探测器响应与信号仿真流程

对于光子计数激光雷达系统而言, 每个到达探测器表面的光子以一定的概率被探测到, 其探测概率通常用量子效率^[10]或者光子探测效率表示, 符号为 P_q 。而在探测器被信号光子触发后, 电路需要一定的时间恢复到探测状态, 而在恢复时间段, 探测器无法对信号光子进行响应, 该时间段被称为死区时间。单光子探测器的死区时间效应导致探测器响应的接收信号光子分布与实际返回的信号光子分布存在区别, 因此必须考虑光子计数激光雷达对返回信号光子的响应过程。在式(15)的基础上, 进一步仿真计算星载激光雷达接收的信号光子, 其过程为:

(1) 以 P_q 表示单个光子被探测到的概率, $N_p(t)$ 为 $D(t)$ 在 $t \sim t + \Delta t$ 时间内的信号光子数; N_{dark} 表示时间 $t \sim t + \Delta t$ 时间内的噪声光子数; 则 $t \sim t + \Delta t$ 时间内没有光子响应的概率为 $(1 - P_q)^{N_p(t) + N_{\text{dark}}}$, 因此 $t \sim t + \Delta t$ 时间范围内有光子被探测到的概率为:

$$P = 1 - (1 - P_q)^{N_p(t) + N_{\text{dark}}}, \quad (16)$$

(2) 基于蒙特卡洛仿真方法, 在 0~1 范围内生成符合均匀分布的概率随机数 P_r 。当 $P_r > P$ 时, 表示当前位置没有探测到光子, 则更新时间 $t \sim t + \Delta t$; 当 $P_r < P$ 时, 则认为该位置有光子被探测到, 则更新时间 $t = t + \tau_t$, 其中 τ_t 表示探测器的死区时间。

(3) 以 t_{end} 表示信号终止时刻, 则当 $t < t_{\text{end}}$ 时, 重复(1)(2)过程。整个仿真流程如图2所示。

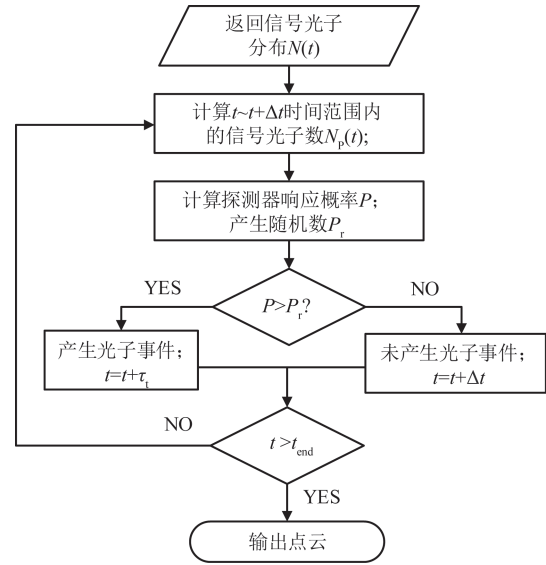


图2 基于蒙特卡洛的光子点云生成流程

Fig.2 The process of generating photon distribution based on the Monte Carlo method

2 仿真实验及应用

2.1 仿真结果

当风向沿 X 轴方向风速为 5 m/s, 假设平均海面高度为 0 m, 基于 JONSWAP 谱仿真生成的海面如图 3(a) 所示。图 3(a) 中海面由边长为 0.1 m 的方格面元组成, 根据每个面元法向量确定每个面元的天顶角。对于 ATLAS 系统, 发射为单模高斯, 其能量在空间上满足二维高斯分布, 其光束能量下降到 $1/e^2$ 对应的发散角为 $35 \mu\text{rad}$, 则光束 1σ 对应的发散角为 $\theta_t = 8.75 \mu\text{rad}$, 卫星平台高度约为 500 km, 因此光束在地面的半径 (1σ) 为 4.38 m。当不考虑大气湍流对光束能量空间分布的影响时, 其归一化的空间能量分布如图 3(b) 所示。激光雷达的发射和接收系统光轴平行, 光束的指向角和接收系统的天顶角均为 0° ; 接收望远镜半径为 0.4 m, 对应的接收面积约为 0.50 m^2 , 根据公式(8)计算得到每个面元的 BRDF 结果如图 3(c) 所示。考虑到发射效率、接收效率以及激光的大气透过率, 以表 1 所示参数作为输入, 最终接收视场内不同位置的回波信号光子数如图 3(d) 所示。

当大气透过率良好, 海水后向散射较低情况下, 风速为 5 m/s 时, 以光斑中心间隔为 0.7 m, 连续仿真 300 次, 生成信号光子的二维分布图, 得到图 4(a) 所示结果。图 4(a) 中红色点为仿真得到单光子事件的沿轨空间分布, 绿色实线为每个光斑直径 (3σ) 范围内海面高度与高斯分布能量计算得到的

表 1 仿真使用的 ATLAS 系统参数和环境参数^[20-21]

Table 1 ATLAS system parameters and environmental parameters used in the simulation

参数	符号	数值	参数	符号	数值
探测效率	P_q	0.15	波长	λ	532 nm
发射效率	η_t	0.504	接收系统面积	A_r	0.50 m ²
接收效率	η_r	0.4	轨道高度	H_z	500 km
光束发散角($1/e^2$)	θ_{at}	35 μ rad	死区时间	τ_1	3.2 ns
脉冲能量	E_i	160 μ J	大气透过率	T_0	0.9

加权平均高程值^[10];以 0.1 m 为高程方向间隔,统计光子事件在高程方向的分布,得到图 4(b)。在仿真海面时,前面已经假设平均海平面设置为 0 m,因此图 4(b)所示的结果中,光子信号主要分布在 0 m 附近。

2.2 仿真验证方法

海面具有随机的波动特性,随机生成的海面是无法跟实际海面直接进行比较,因此本文采用间接比较的方法,即通过比较仿真得到的平均单脉冲信号光子数与实际信号光子数,确定仿真结果的正确

性。(1)根据输入的风速,生成对应的三维海面;(2)随机选择海面的位置,仿真信号光子分布,重复 10000,计算得到单脉冲平均信号光子数。(3)建立风速与单脉冲平均信号光子数之间的关系。不同风速条件下实际返回接受系统的信号光子数,则是通过统计不同风速条件下,ALTAS 接受信号的光子计数率确定的。

ATLAS 的中间产品数据(ATL12)包含了在海洋区域的信号光子统计参数,其中光子计数率(photon_rate)表示平均每米返回信号光子数,根据光斑中间间隔为 0.7 m,因此可以得到平均单脉冲返回信号光子数。在 ATL12 数据中与光子计数率对应的 delat_time、latitude 和 longitude 分别表示发射脉冲 UTC 时间、纬度和经度。NCEP(National Centers for Environmental Prediction)提供的全球的风场数据,其空间分辨率为 1°,时间分辨率为 6 小时,因此根据信号光子的经纬度以及对应的 UTC 时间,通过时空内插方法(时间线性内插,空间双线性内插),解算其所在区域的海面风速。在图 5 所示的区域,

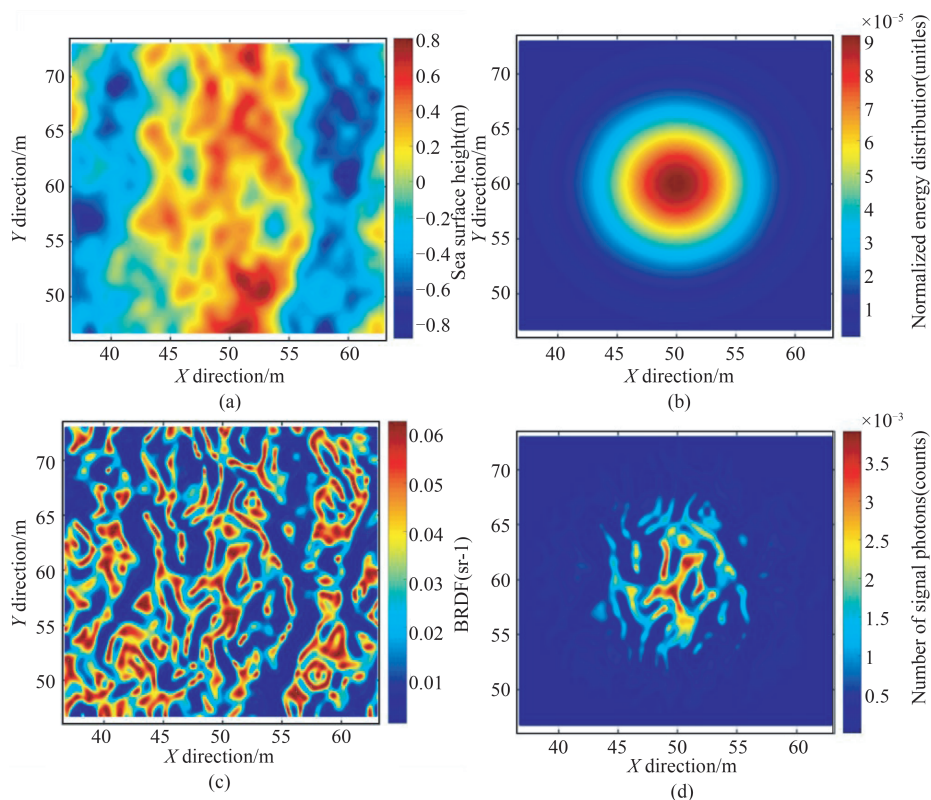


图 3 单光子激光雷达海面目标的仿真过程(a)海面高度分布,(b)归一化能量空间分布,(c)不同位置 BRDF 的反射率,(d)不同位置处返回的信号光子数

Fig. 3 Simulation process of photon-counting lidar on sea surface targets(a) spatial distribution of sea surface heights, (b) spatial distribution of normalized energy, (c) spatial distribution of BRDF at different locations, (d) number of signal photons returned from different locations

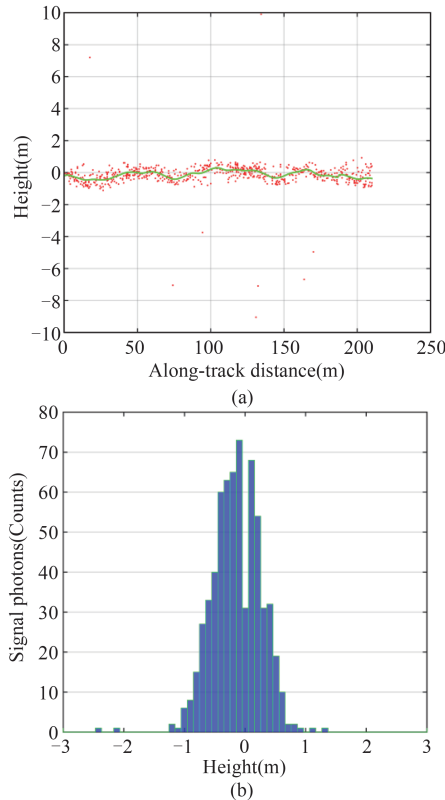


图4 利用随机海面仿真生成光子点云分布(a)仿真的光子点云分布,(b)仿真点云的高程累计直方图;
Fig. 4 Photon point cloud distribution generated based on random sea surface simulation (a) distribution of returning photons, (b) cumulative histogram of simulated photons

选择 ATLAS 在 2018 年 10 月 14 日至 2018 年 2 月 23 日之间经过东北太平洋开阔海域(0°N~30°N, 120°W~150°W)的轨道数据,统计 ALTAS 单脉冲的回波信号光子数,并通过时空内插的方法计算不同位置不同时刻对应的风速,结果如图 5 所示。

根据图 5 所示的区域 ATLAS 实际数据以及对应

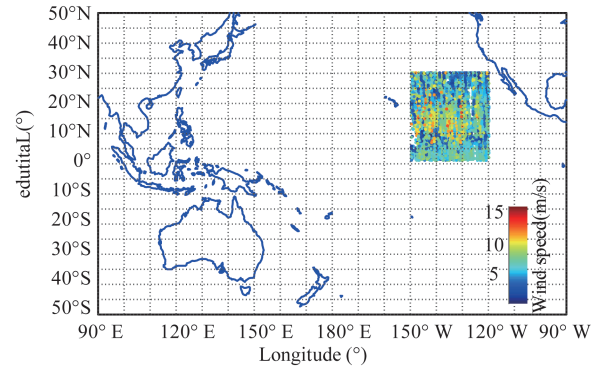


图5 ATLAS 在东太平洋验证区域的光子分布
Fig. 5 ATLAS's photon distribution in the verification region of East Pacific

的风速,以 0.2 m/s 风速的间隔,0.1 的信号光子数间隔,建立单脉冲回波信号光子数与风速之间的关系,得到如图 6 所示的点密度图进一步计算不同风速条件下的平均返回信号光子数的误差条,结果如图 6 中绿色实线所示。根据图 6 所示的点密度图可知,风速在 5~10 m/s 范围内的点密度值更大,标准误差也相对较小,表明该范围统计的结果更加的可靠。图 6 中红色实线表示不同风速条件下多次仿真计算结果。图 6 所示的点密度图中,当风速小于 4 m/s 时,点密度值较小,数据较为分散,因此对应的标准差较大;根据图 6 所示的实测数据统计结果以及仿真计算结果如表 2 所示。

根据表 2 所示可知,平均信号光子数随风速的变化规律以及能量量级与实测结果一致。同时由于海面风速是通过时空内插方法解算得到的,因此导致仿真结果与实测结果存在一定的偏差。在 2~11 m/s 范围内,仿真结果与实测结果的相对误差小于 15%,其中,在 6~11 m/s 范围,仿真结果与实测结

表 2 星载光子计数激光雷达的海面目标仿真点云与 ATLAS 实测点云的统计对比

Table 2 Statistical comparison between simulated photons and measured photon by the ATLAS

风速 /(m/s)	统计信号光子数 /counts	仿真信号光子数 /counts	相对误差 /(%)
2	4.1	4.1	0
3	3.9	3.3	-15.4
4	3.2	2.8	-12.5
5	2.7	2.4	-11.1
6	2.3	2.1	-8.7
7	2.1	1.9	-9.5
8	1.8	1.7	-5.6
9	1.5	1.6	6.7
10	1.4	1.4	0
11	1.3	1.3	0

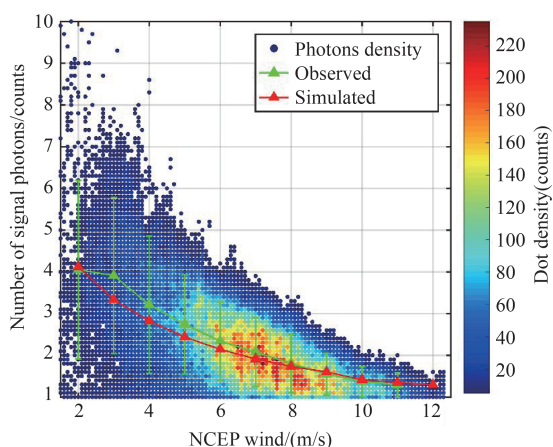


图6 平均单脉冲接收信号光子数与海面风速关系
Fig. 6 Relationship between the average number of photons per single-pulse and the wind speed above sea surface

果的误差小于10%。在风速较小时,仿真与实测的平均接收光子结果相对较大,这是因为,现场风速是由NCEP数据集内插计算得出,NCEP风速数据在风速较小时(尤其是4 m/s以内时)误差较大,导致仿真产生的风速条件不准,进而影响对比结果。

2.3 基于仿真模型海面高误差

不同海风风速情况下,海浪振幅以及海面粗糙度存在较大的变化,风速增大会导致返回的平均信号光子数减少、信号光子的高程分布范围变大,进而导致海面高测量的不确定度增大。为了评估不同海风状况下,海面高测量误差,以不同风速作为输入,生成仿真海面,根据光子计数激光雷达信号光子仿真方法,计算得到每个光斑返回的信号光子,生成二维离散光子点云,根据离散点云的高程以及对应海面参考高程,计算不同风速情况下高程偏差以及标准差,得到如图8(a-b)所示结果。根据图8(a)所示的结果可知,光子计数激光雷达测量得到的平均海平面小于实际海面高,并且随着风速的增大回波信号光子数减少,海面偏差变大,当风速为10 m/s时,测量误差约为-2.5 cm,增加累计脉冲次数对平均高程偏差的影响较小。由于海面具有特殊的三维结构,其峰顶部分陡峭而峰谷部分相对平缓,导致在使用大光斑探测时会出现海况偏差,仿真结果也表明,对星载单光子测高系统在获取平均海平面时,海面偏差依然存在,未来将基于仿真模型讨论海面偏差修正方法。海面高程标准差则主要是由海面粗糙度引起的,根据图8(b)所示的结果可知,随着风速的增大,平均海平面的测量标准差增大,通过增加累计次数可以有效的降低标准

差,当风速为10 m/s,累计100次脉冲时,对应的标准差为3.6 cm,当累计次数增加到9 100次时,对应的标准差为0.4 cm。

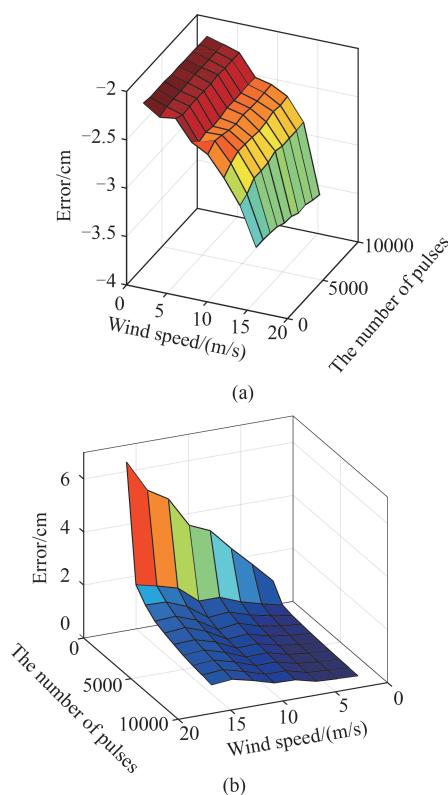


图8 不同风速情况下的光子计数激光雷达的海面高程偏差和标准差(a)平均高程偏差,(b)高程标准差
Fig. 8 Elevation biases and standard deviations for photon-counting lidars at different wind speeds (a) averaged elevation bias, (b) elevation standard deviation

3 结论

本文基于JONSWAP谱理论仿真理论以及Cook-Torrance的模型理论,并结合蒙特卡洛方法建立了光子计数激光雷达的光子点云仿真模型。基于所建立的光子计数雷达仿真模型,以及ATLAS的系统参数仿真了不同海风状况下的光子点云分布;通过与ATLAS在东太平洋海域的实测结果进行比较,验证了模型的正确性;同时基于仿真的点云分布以及仿真的参考海面高度,计算得到不同风速条件下,光子计数激光雷达的测距误差。仿真计算结果表明:光子计数激光雷达的测距偏差和标准差随风速的增大而增大,当风速为10 m/s时,测量偏差约为-2.5 cm。同时,根据仿真结果可知,通过增加光子点云的累计次数可以降低测量的标准差,当风速小于16 m/s,累计次数达到9 000次时,高程测量标

准差小于 1 cm。本研究为光子计数激光雷达系统在海洋探测方面能力提供了有效方法,可以为未来的光子计数激光雷达系统参数优化设计提供理论指导。

参考文献

- [1] Khvorostovsky, K. and P. Rampal, On retrieving sea ice freeboard from ICESat laser altimeter [J]. *The Cryosphere*, 2016. **10**(5):2329–2346.
- [2] Sauber J., Ice elevations and surface change on the Malaspina Glacier, Alaska [J]. *Geophysical Research Letters*, 2005. **32**(23):S01.
- [3] Ma Y., et al., Detecting the ocean surface from the raw data of the MABEL photon-counting lidar [J]. *Optics Express*, 2018. **26**(19):24752.
- [4] Farrell S.L., et al., Sea-ice freeboard retrieval using digital photon-counting laser altimetry [J]. *Annals of Glaciology*, 2015. **56**(69):167–174.
- [5] Kwok, R., et al., Testing the ice-water discrimination and freeboard retrieval algorithms for the ICESat-2 mission [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2016. **183**:13–25.
- [6] Gastellu-Etchegorry J., et al., Simulation of satellite, airborne and terrestrial LiDAR with DART (I): Waveform simulation with quasi-Monte Carlo ray tracing [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2016. **184**:418–435.
- [7] Ma Y., et al., Photon-counting lidar: an adaptive signal detection method for different land cover types in coastal areas [J]. *Remote Sensing*, 2019. **11**(4):471.
- [8] Lancaster R.S., J.D. Spinhirne and S.P. Palm, Laser pulse reflectance of the ocean surface from the GLAS satellite lidar. *Geophysical Research Letters*, 2005. **32**(22): S10.
- [9] Yin T., N. Lauret and J. Gastellu-Etchegorry, Simulation of satellite, airborne and terrestrial LiDAR with DART (II): ALS and TLS multi-pulse acquisitions, photon counting, and solar noise [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2016. **184**: 454–468.
- [10] Zhang, J. and J.P. Kerekes, First-principle simulation of spaceborne micropulse photon-counting lidar performance on complex surfaces [J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2014. **52**(10):6488–6496.
- [11] Tsai, B.M. and C.S. Gardner, Remote sensing of sea state using laser altimeters [J]. *Applied Optics*, 1982. **21**(21): 3932–3940.
- [12] Jossset D., et al., Lidar equation for ocean surface and sub-surface [J]. *Optics Express*, 2010. **18**(20):20862–20875.
- [13] Abdallah H., et al., Wa-LiD: A new LiDAR simulator for waters [J]. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 2012. **9**(4): 744–748.
- [14] ZHANG Xue-Minet al. Ocean wave simulation based on JONSWAP spectrum [J], *Infrared and Laser Engineering* (张学敏等, 基于 JONSWAP 谱的海面浪形模拟(英文). 红外与激光工程), 2018. **47**(S1):162–167.
- [15] Ren Z., et al., Modeling and simulating the bidirectional reflectance distribution function (BRDF) of seawater covered by oil slicks [J]. *Journal of Modern Optics*, 2016. **63**(9):913–920.
- [16] Snyder, W.C. and Z. Wan, BRDF models to predict spectral reflectance and emissivity in the thermal infrared [J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 1998. **36**(1):214–225.
- [17] Ross V., D. Dion and G. Potvin, Detailed analytical approach to the Gaussian surface bidirectional reflectance distribution function specular component applied to the sea surface [J]. *Journal of the Optical Society of America. A, Optics, image science, and vision*, 2005. **22**(11): 2442–2453.
- [18] Snyder, W.C. and Z. Wan, BRDF models to predict spectral reflectance and emissivity in the thermal infrared [J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 1998. **36**(1):214–225.
- [19] Elfouhaily T., et al., A unified directional spectrum for long and short wind-driven waves [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1997. **102**(C7):15781–15796.
- [20] Markus T., et al., The Ice, Cloud, and land Elevation Satellite-2 (ICESat-2) Science requirements, concept, and implementation [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2017. **190**:260–273.
- [21] Forfinski-Sarkozi, N. and C. Parrish, Analysis of MABEL bathymetry in Keweenaw Bay and implications for ICESat-2 ATLAS [J]. *Remote Sensing*, 2016. **8**(9):772.