

CARE 产品：云微物理和短波辐射强迫算法及应用

马润^{1,2}, 胡斯勒图¹

1. 中国科学院空天信息创新研究院 遥感科学国家重点实验室, 北京 100101;

2. 中国科学院大学, 北京 100049

摘要：云微物理参数的准确获取对辐射收支计算具有重要研究意义。本研究首先基于新一代静止气象卫星葵花-8 (Himawari-8) 数据, 结合辐射传输理论与最优化方法反演获得了水云和冰云的光学厚度和粒子有效半径, 并将反演结果与 MODIS 二级云产品进行了对比, 发现两者具有较好的一致性。然后, 利用反演获得的云光学厚度和粒子有效半径进一步计算获得了地表和大气层顶的短波辐射强迫, 并将结果与 CERES 三级辐射产品进行对比, 发现本研究计算得到的结果与 CERES 产品均具有较高的相关性, 地表和大气层顶短波辐射强迫相关系数 R 分别高达 0.97 和 0.98, 均方根误差 RMSE 分别为 15 Wm^{-2} 和 15.6 Wm^{-2} , 表明具有较高的精度。本文在以往地表短波辐射估算研究基础上, 首次将非球形冰晶模型 Voronoi 拓展至卫星的地表以及大气层顶短波辐射强迫的估算, 并通过 CERES 辐射产品证实了其有效性, 该研究可为后续完整辐射收支 (短波、长波) 估算提供重要参考。作为 CARE (云遥感、大气辐射和再生能源) 研究计划之一, 旨在提供相关的算法及产品, 详情见 CARE 主页 (<http://www.slrss.cn/care/>)。

关键词：遥感, Himawari-8, 云光学厚度, 云粒子有效半径, 短波辐射强迫

中图分类号：P407/P2

引用格式：马润, 胡斯勒图. 2024. CARE 产品: 云微物理和短波辐射强迫算法及应用. 遥感学报, 28(9): 2320-2334

Ma R and Husi L T. 2024. CARE product: Cloud microphysics and shortwave radiation forcing algorithms and applications. National Remote Sensing Bulletin, 28(9): 2320-2334 [DOI: 10.11834/jrs.20232450]

1 引言

地球上有超过三分之二的区域被云所覆盖, 深刻影响着全球辐射平衡和气候变化 (Jia 等, 2021; Norris 等, 2016; Stanfield 等, 2015)。联合国政府间气候变化专门委员会 IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) 第 6 次评估报告指出, 云宏观参数的不确定性是当前以及未来气候变化研究中最大的不确定性 (Forster 等, 2021)。云主要通过两种方式影响地气辐射系统, 一方面, 云通过反射大部分太阳短波辐射, 增加了地气系统的反照率, 减少了到达地面的太阳辐射, 从而对地气系统起到冷却作用; 另一方面, 云通过吸收地面和低层大气发射的长波辐射, 阻碍了地气系统向太空发射的长波辐射, 从而对地气系统起到

加热作用。因此, 提高对云的认识对地表或大气层顶辐射收支评估研究具有重要的研究意义 (马润 等, 2019)。

在云光学和微物理参数方面, 云光学厚度 COT (Cloud Optical Thickness) 和云粒子有效半径 CER (Cloud Effective Radius) 是决定云辐射和微物理特性的两个关键参数 (Nakajima 等, 2010a, 2010b)。在本文中, 光学厚度和粒子有效半径统称为微物理参数。云光学厚度定义为云的消光系数在垂直方向上的积分, 是一个无量纲的参数 (Kikuchi 等, 2006)。云光学厚度越大, 对太阳短波辐射的消光能力就越强, 从而大大削弱到达地表的太阳短波辐射。云粒子有效半径定义为粒子谱分布的三阶矩与二阶矩的比值, 单位为微米。目前对云的探测主要有飞机携带仪器的飞行观测,

收稿日期: 2022-08-31; 预印本: 2023-02-22

基金项目: 国家自然科学基金 (编号: 42025504, 91837204, 41701406); 青藏高原第二次科学考察与研究计划 (编号: 2019QZKK0206); 国家重点研发计划 (编号: 2017YFA0603502)

第一作者简介: 马润, 研究方向为大气云—辐射遥感。E-mail: marun@radi.ac.cn

通信作者简介: 胡斯勒图, 研究方向为冰晶粒子的光散射计算与云微物理过程。E-mail: husiletu@radi.ac.cn

相关数据链接: CARE: <http://www.slrss.cn/care/>

地面雨滴谱的测量, 以及和卫星遥感的观测等。飞机观测和地面雨滴谱的测量具有精度高的特点, 但探测的云个体有限, 大大限制了其应用 (Nakajima 和 Nakajima, 1995)。卫星遥感技术的出现, 大大拓展了云微物理的探测能力。根据卫星轨道的高度划分, 有极轨卫星和静止卫星。极轨卫星一般距离地球几百公里的上空对地观测, 因而能获得较高的空间分辨率 (如 EOS/MODIS、GCOM-C/SGLI 均最高可达 250 m), 同时能获得两极的观测数据, 但是其缺点时间分辨率较低 (一天过境两次)。静止卫星一般在距离地球 36000 km 的赤道上空对地观测, 具有观测面积广 (半个地球)、观测频率高 (如 Himawari-8/AHI 可达 10 min) 等优点, 但是其空间分辨率一般相比极轨卫星要低, 尤其是老一代的静止卫星 (Takenaka 等, 2011)。为了更好地发挥卫星遥感技术对云的观测能力, 到目前为止, 国际上存在经典的云微物理反演算法, 如 King (1987) 利用渐进理论, 利用机载可见光和近红外探测器反演了云的光学厚度, 取得了实验性的结果。Nakajima 等 (1991) 在渐进理论的基础上, 提出了基于可见光—近红外双通道的云光学厚度和云粒子半径同时反演算法, 是目前最具代表性的反演算法。之后, Nakajima 和 Nakajima (1995) 利用 NOAA/AVHRR 的通道 1 ($0.64\ \mu\text{m}$)、通道 2 ($3.75\ \mu\text{m}$) 和通道 4 ($11\ \mu\text{m}$) 实现了对云光学厚度和云粒子半径的同时反演。Kawamoto 等 (2001) 在 Nakajima 和 Nakajima (1995) 的基础上, 进一步改进了 $3.75\ \mu\text{m}$ 的云粒子有效半径反演算法。最终, Nakajima 和 Nakajima (1995) 的云微物理反演算法和 Kawamoto 等 (2001) 提出改进的云微物理反演算法被集成到 CAPCOM 算法包里, 用于生产 Himawari-8/AHI、GCOM-C/SGLI 等卫星的云产品。之后, Letu 等 (2020) 更新了 Himawari-8/AHI 官方云产品至 1.0, 改进了非球形粒子有效半径的定义问题, 新的 1.0 版本与 MODIS 保持一致。虽然这些算法较为成熟并业务化运行, 但如 Himawari-8/AHI 官方云产品仍存在反演缺失的问题, 例如部分深对流云情形。

反演获得云微物理参数后, 结合大气辐射传输原理可进一步计算到达地表的云短波辐射或辐射强迫。本论文由于仅涉及短波辐射, 未涉及长波辐射, 因此仅探讨短波辐射强迫。云短波辐射

强迫指有云条件下和晴空条件下的短波净辐射通量差异, 单位为 Wm^{-2} 。在处于地表时, 则为地表短波辐射强迫; 当为大气层顶时, 则为大气层顶短波辐射强迫。云短波辐射强迫估算精度主要取决于下行和上行短波辐射精度。对于地表, 上行短波辐射则由下行短波辐射乘以地表反照率获得。因此这里以下行短波辐射探讨为主。目前, 基于卫星遥感的下行短波辐射有多种经典方法, 大致可分为以下两大类: 统计法和物理法。统计法包括经验统计法 (如线性、非线性回归等)、机器学习法等。物理法包括辐射传输法、查找表法、参数化法等。不同方法各有优缺点, 如统计法具有计算速度快的优点, 但难以应用于大范围; 物理法则考虑了辐射传输的整个过程, 因此具有计算精度高、通用性好的优点, 但其计算效率一般偏低。Qin 等 (2015) 针对晴空和云天开发了地表下行短波辐射的参数化方法, 取得了较高的精度。从简单的线性回归到复杂的数学模型估算地表下行短波辐射的过程中, 针对不同卫星数据开发了不同算法 (Chou 等, 1992; Gautier 和 Frouin, 1992; Pinker 和 Ewing, 1985), 此外, 有些学者还结合了不同波段的卫星数据来反演地表下行短波辐射 (Cess 等, 1991)。除了上述提到的统计模型和物理模型, 一些学者尝试使用机器学习方法来反演获得地表下行短波辐射 (Aler 等, 2017; Fan 等, 2019; Ma 等, 2020; Peng 等, 2020; Takenaka 等, 2011), 并获得了不错的计算精度与速度, 展现了机器学习方法在估算地表下行短波辐射方面的潜力。但上述的这些算法, 仍存在不少问题, 如少有考虑不同的云相态情形, 即使有所考虑, 也将冰云假设为球形冰晶粒子组成, 给地表下行短波辐射估算带来了较大的误差。此外, 目前大部分研究专注于地表下行短波辐射 (Letu 等, 2020, 2022; Tang 等, 2016; Yu 等, 2021; Zhang 等, 2018), 而对地表短波辐射强迫关注较少, 大气层顶的相关研究更少。为了解决或改善上述问题考虑非球形冰晶 Voronoi, 结合大气辐射传输模式计算云天下的地表或大气层顶短波辐射强迫, 并进行验证评估算法的有效性。相关产品详见云遥感、大气辐射和再生能源 CARE (Cloud Remote Sensing, Atmospheric Radiation and Renewal Energy Application) 主页 http://www.slrss.cn/care_zh/。

2 数据与方法

2.1 数据

本研究主要使用的数据为 Himawari-8 卫星的一级圆盘数据 (L1B), 包括大气层顶的反照率数据、红外波段数据、几何定位数据 (经纬度、太阳/卫星角度信息)。Himawari-8 是日本气象厅于 2014 年 10 月 7 日成功发射的新一代静止气象卫星, 位于赤道上空约 140.7°E 位置, 其观测范围主要覆盖了东亚及西太平洋地区。高级葵花成像仪 AHI (Advanced Himawari Imager) 是 Himawari-8 卫星所携带的最先进的光学探测器, 包含范围从 $0.47\text{--}13.3\text{ }\mu\text{m}$ 的共 16 个光谱通道 (其中 3 个可见光通道, 2 个短波红外通道和 10 个长波红外通道); 其星下点空间分辨率为 $0.5\text{--}2\text{ km}$; 每 10 min 可以实现一次全圆盘观测, 每 2.5 min 可以对日本或其他特定区域完成观测 (Bessho 等, 2016)。此外, 为了实现云微物理参数的反演以及地表和大气层顶短波辐射强迫的估算, 还需要其他的辅助数据, 包括来自欧洲中期天气预报中心的 ERA5 水汽、温度、压强、臭氧数据 ($1\text{ h}/0.25^{\circ}$); MODIS 地表反照率产品 MCD43C3 ($16\text{ d}/0.05^{\circ}$)。在验证数据方面, 由于难以获取机载飞行数据验证云和辐射结果, 本研究采用国际主流公认产品进行对比验证。为了验证反演得到的云光学厚度和粒子有效半径的精度, 采用 MODIS C6.1 版本的二级云产品进行验证; 以及 CERES 三级 SYN 短波辐射产品验证本研究估算得到的地表和大气层短波辐射强迫。

2.2 Voronoi 冰晶模型与大气辐射传输模式

为了提升对冰云的模拟能力, 本研究使用非球形冰晶模型 Voronoi 作为冰云模型的假定 (Ishimoto 等, 2012; Letu 等, 2016), 而非传统的球形模型。自然界中冰晶形状复杂多变, 球形冰晶模型难以准确刻画自然界中复杂冰晶模型的单次散射特性, 因此有必要采用更加先进的冰晶模型, 如常见的柱状 (不带气泡、带有气泡; 以及表面是否粗糙)、平板状、子弹玫瑰花状以及 Voronoi 等 (Letu 等, 2016; Li 等, 2022; Yang 等, 2013)。Voronoi 通过多角度偏振卫星 PARASOL 证实了其在冰云遥感方面相较其他国际主流冰晶模型的优势 (Letu 等, 2016), 以及在气候模式中的

优秀模拟能力 (Li 等, 2022)。此外, Voronoi 还被用于 JAXA 的 Himawari-8/AHI、GCOM-C/SGLI 以及即将发射的 EarthCARE 卫星计划 (Illingworth 等, 2015; Letu 等, 2019; Nakajima 等, 2019), 证实了该冰晶模型对冰云的模拟能力。

本研究使用大气辐射传输模式 RSTAR 来模拟和构建云微物理参数反演以及地表和大气层顶短波辐射的查找表。RSTAR 是一套适用于平面平行大气的辐射传输数值模式 (Nakajima 和 Tanaka, 1986, 1988), 计算波长可覆盖 $0.17\text{--}1000\text{ }\mu\text{m}$, 假设的平面平行大气从海平面到 120 km 最高可分 50 层, 有 6 种大气模式 (热带、中纬度夏季、中纬度冬季、高纬度夏季、高纬度冬季、美国标准大气) 可供选择。关于气体吸收, RSTAR 采用 K 分布模型以及 HITRAN 2004 数据库 (Sekiguchi 和 Nakajima, 2008)。关于云模型, RSTAR 提供了球形、椭球形、六棱柱等。在利用 RSTAR 进行辐射传输的模拟过程中, 需要设定不同的角度 (太阳天顶角、卫星天顶角以及卫星—太阳之间的相对方位角)、单色波长网格点、地表反照率、粒子类型 (气溶胶、云)、光学厚度、粒子有效半径等。输出包括不同高度上以及不同波长处的辐射亮度、地表总辐射、直射辐射、向上的辐射等参数。

2.3 云微物理参数反演和短波辐射强迫估算方法

图 1 给出了云光学厚度、粒子有效半径以及短波辐射强迫估算的整个流程。首先需要进行云识别, 即判别出卫星图像中云和晴空区域; 其次, 在云识别的基础上, 还需要进行云相态的识别, 即判别出水云和冰云区域 (Shang 等, 2017, 2020); 再次, 利用得到的云识别和云相态结果, 分别对水云和冰云区域反演获得云光学厚度和粒子有效半径。最后, 利用 MODIS 云产品和 CERES 三级 SYN 辐射产品分别验证本研究云参数反演结果和短波辐射强迫的有效性。

2.3.1 云光学厚度和粒子有效半径反演

根据平面平行辐射传输理论, 在地表为朗伯体时, 不考虑热辐射时, 卫星接收到的辐射亮度可以表示为 (Nakajima 和 Nakajima, 1995)

$$L_{\text{obs}}(\tau, r_e; \mu, \mu_0, \phi) = L(\tau, r_e; \mu, \mu_0, \phi) + t(\tau, r_e; \mu) \frac{A_g}{1 - \bar{r}(\tau, r_e) A_g} t(\tau, r_e; \mu_0) \frac{\mu_0 F_0}{\pi} \quad (1)$$

式中, L 、 t 和 \bar{r} 分别为大气程辐射、透过率和球面反照率; μ_0 、 μ 和 ϕ 分别为太阳天顶角余弦、卫星天顶角余弦和相对方位角 (从卫星到太阳); A_g 为地表反照率; F_0 为大气层顶太阳辐射通量。云光学厚度和粒子有效半径可同时从卫星双通道结合起来反演, 其原理为对于非水汽吸收通道 (如 $0.64\ \mu\text{m}$), 卫星接收到的辐射亮度主要对云光学厚度敏感而对云粒子半径不敏感; 相反的, 对于水汽吸收通道 (如 $1.6\ \mu\text{m}$ 、 $2.3\ \mu\text{m}$ 和 $3.9\ \mu\text{m}$), 卫星接收到的辐射亮度主要对云粒子半径敏感而对云光学厚度不敏感。对于水云和冰云, 其粒子有效半径和谱分布可表示为

$$r_{\text{e_water}} = \frac{\int_0^\infty r^3 n(r) dr}{\int_0^\infty r^2 n(r) dr} \tag{2}$$

$$r_{\text{e_ice}} = \frac{3 \int_0^\infty V(L) n(L) dL}{4 \int_0^\infty A(L) n(L) dL} \tag{3}$$

$$n(r) = \frac{N}{\sqrt{2\pi} \sigma} \exp\left(-\frac{(\ln r - \ln r_0)^2}{2\sigma^2}\right) \tag{4}$$

式中, r_0 为模式半径, 与有效半径的关系为 $r_e = r_0 e^{3.5\sigma^2}$, 其中 σ 为谱分布的标准差。 L 为 Voronoi 最大直径, $V(L)$ 和 $A(L)$ 分别为 Voronoi 的体积和投影面积。根据上述理论, 需提前利用大气辐射传输模式 (本研究使用的是 RSTAR) 构建好不同太阳/卫星几何、云光学厚度、粒子有效半径的理论对应关系, 即式 (1) 里的大气程辐射、透过率和球面反照率, 放入查找表。其中透过率 t 、平面反照率 r 和球面反照率 \bar{r} 计算公式如下:

$$t(\tau_c, r_e; \mu_0) = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^1 T(\tau_c, r_e; \mu, \mu_0, \phi) \mu d\mu d\phi + e^{-\tau/\mu_0} \tag{5}$$

$$r(\tau_c, r_e; \mu) = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^1 R(\tau_c, r_e; \mu', \mu, \phi) \mu' d\mu' d\phi \tag{6}$$

$$\bar{r}(\tau_c, r_e) = 2 \int_0^1 r(\tau_c, r_e; \mu) \mu d\mu \tag{7}$$

式中, $T(\tau_c, r_e; \mu, \mu_0, \phi)$ 和 $R(\tau_c, r_e; \mu', \mu, \phi)$ 分别为二向透过率和反射率。表 1 和图 2 分别展示了查找表的设置结构和特定太阳、卫星角度下的查找表结果。

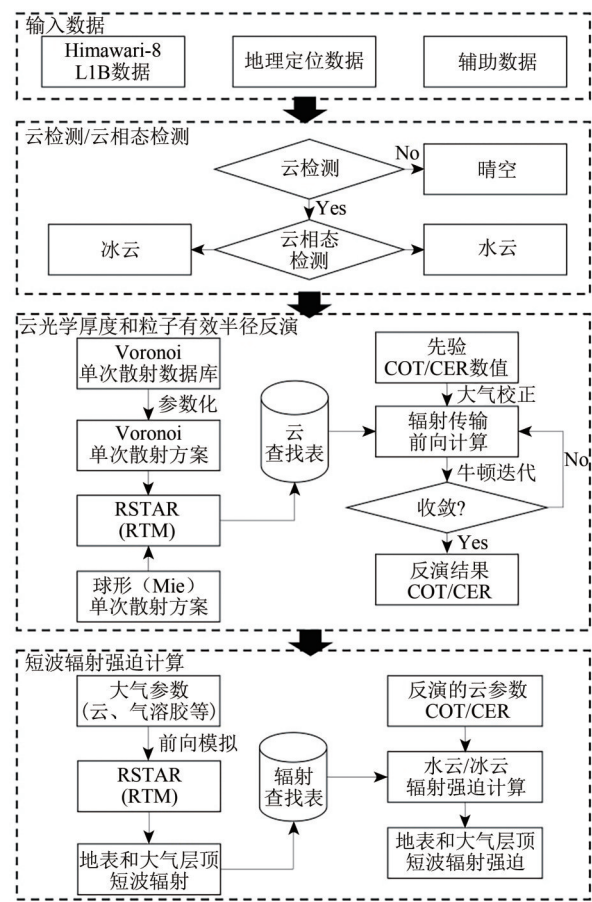


图 1 短波辐射强迫估算流程图
Fig. 1 Flow chart of SWRF estimation

表 1 云光学厚度和粒子有效半径反演查找表结构

参数	网格数值
太阳天顶角/(°)	0, 5, 10, 20, 30, 35, 40, 45, 50, 55, 60, 65, 70, 75, 80
卫星天顶角/(°)	0, 5, 10, 20, 30, 35, 40, 45, 50, 55, 60, 65, 70, 75, 80
相对方位角/(°)	0, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100, 110, 120, 130, 140, 150, 160, 170, 180
水云光学厚度	0.1, 0.5, 1, 2, 3, 4, 5, 8, 12, 17, 23, 31, 41, 54, 70, 80, 90, 100
水云粒子有效半径/ μm	4, 7, 9, 11, 14, 17, 22, 30, 38, 46, 54, 62
冰云光学厚度	0.1, 0.5, 1, 2, 4, 8, 16, 32, 48, 64, 80, 90, 100, 110, 120, 130, 140, 150
冰云粒子有效半径/ μm	5, 10, 20, 40, 60, 80, 100, 110, 120, 130, 140, 150

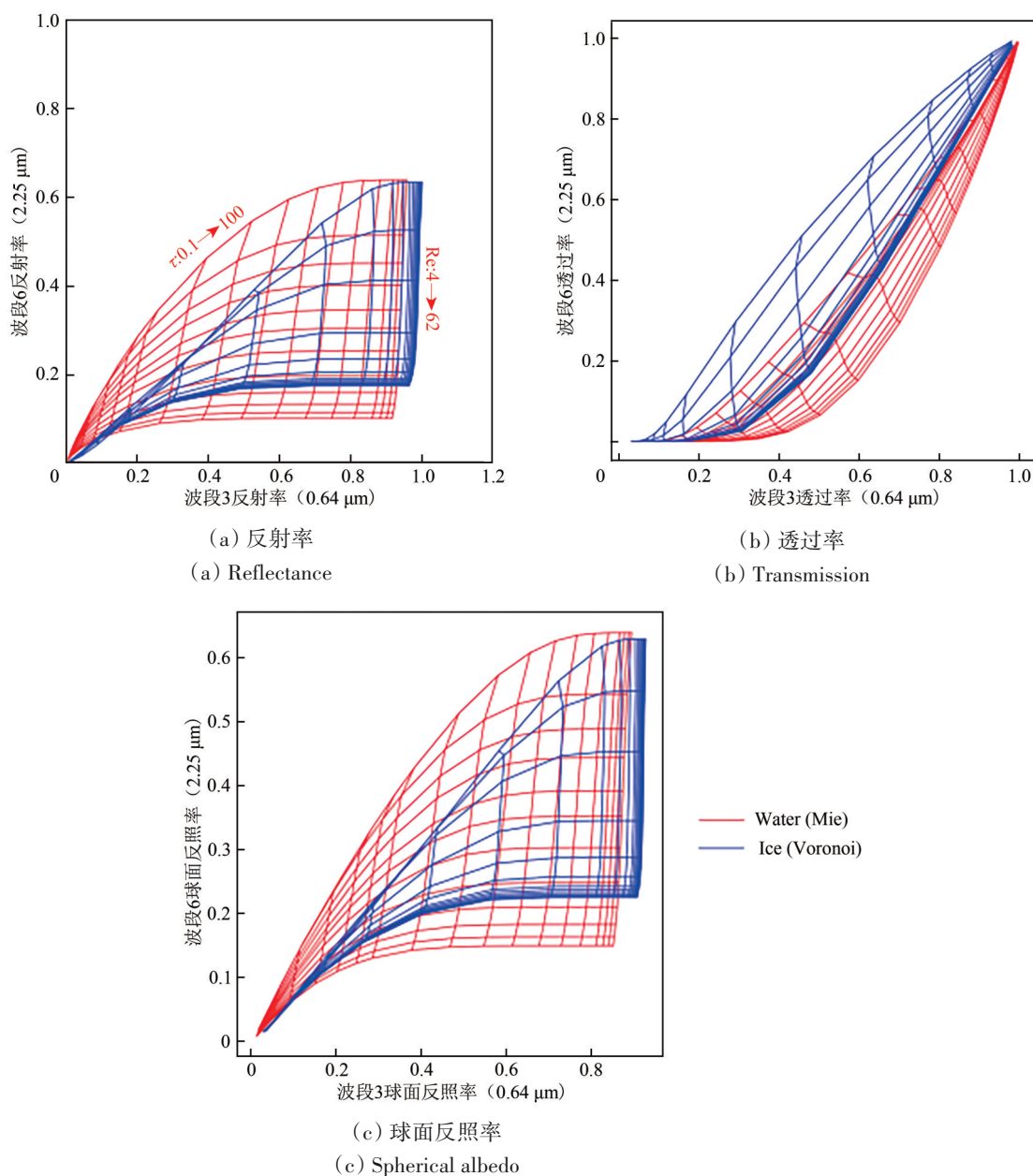


图2 云光学厚度和粒子有效半径查找表示意图(太阳天顶角=30°,卫星天顶角=30°,相对方位角=60°)

Fig. 2 Diagram of a LUT for COT and CER retrieval (Solar zenith angle=30°, satellite zenith angle=30°, relative azimuth angle=30°)

在实际反演过程中, 首先需要进行云识别, 其次为云相态的识别, 即识别出水云和冰云, 再对水云和冰云分别进行云微物理参数的反演。反演需要不断迭代云光学厚度和粒子有效半径, 为了实现高效的迭代, 这里使用牛顿迭代法, 代价函数和迭代公式如下所示 (Rodgers, 2000):

$$J(\mathbf{x}) = [\mathbf{y} - \mathbf{F}(\mathbf{x})]^T \mathbf{S}_\varepsilon^{-1} [\mathbf{y} - \mathbf{F}(\mathbf{x})] + [\mathbf{x} - \mathbf{x}_a]^T \mathbf{S}_a^{-1} [\mathbf{x} - \mathbf{x}_a] \quad (8)$$

$$\mathbf{x}_{i+1} = \mathbf{x}_i + [\mathbf{S}_a^{-1} + \mathbf{K}_i^T \mathbf{S}_\varepsilon^{-1} \mathbf{K}_i]^{-1} \left\{ \mathbf{K}_i^T \mathbf{S}_\varepsilon^{-1} [\mathbf{y} - \mathbf{F}(\mathbf{x}_i)] - \mathbf{S}_a^{-1} [\mathbf{x}_i - \mathbf{x}_a] \right\} \quad (9)$$

式中, $J(\mathbf{x})$ 为代价函数, 表征了观测辐射量与模拟辐射量之间的差异以及反演结果与先验假设之

间的差异。 \mathbf{x} 和 \mathbf{x}_a 分别为状态矢量和待反演参量的先验参数, \mathbf{y} 和 $\mathbf{F}(\mathbf{x})$ 分别为卫星反射率和模式模拟的前向计算反射率。 \mathbf{S}_a 是与 \mathbf{x}_a 的不确定性相关的误差方差—协方差矩阵, \mathbf{S}_ε 是与模式模拟及仪器观测不确定性相关的总误差方差—协方差矩阵。在水云方面, 假设水滴为球形, 结合 Mie 理论可准确计算其光学特性, 包括单次散射反照率、消光效率因子、不对称因子和散射相函数。之后, 再结合波长范围、谱分布 (本研究假设为 log-normal)、卫星光谱响应函数可获得卫星波段的体散射特性。在冰云方面, 由于冰晶粒子为非球形

(Voronoi) 且往往有效半径较大, 因此在计算其光学特性时, 采用 Mie 理论会产生较大的误差, 因此在计算冰云粒子时采用 FDTD、GOIE、GOM 联合的方法分别计算其光学特性, 获得单次散射反照率、消光效率因子、不对称因子和散射相函数数据库。之后, 同理, 再结合波长、谱分布和卫星光谱响应函数可获得卫星波段的散射特性 (Letu 等, 2016; Li 等, 2022)。

2.3.2 云短波辐射强迫估算

低云通常拥有较大的光学厚度和相对较小的粒子有效半径, 往往表现为很强的负辐射强迫效应, 即冷却作用, 例如常见的积云、层积云、层云、积雨云等。而由相对较大粒子有效半径的高云 (例如卷云) 通常反射较少的短波辐射同时出射的长波辐射也较少, 往往表现为正辐射强迫效应, 即增温效应 (Letu 等, 2022; Wang 等, 2020)。为了实现短波辐射强迫的估算, 利用反演得到的云光学厚度和粒子有效半径, 以及其他大气廓线 (如臭氧、水汽)、地表反照率产品等, 利用如下公式计算云短波辐射强迫 SWRF:

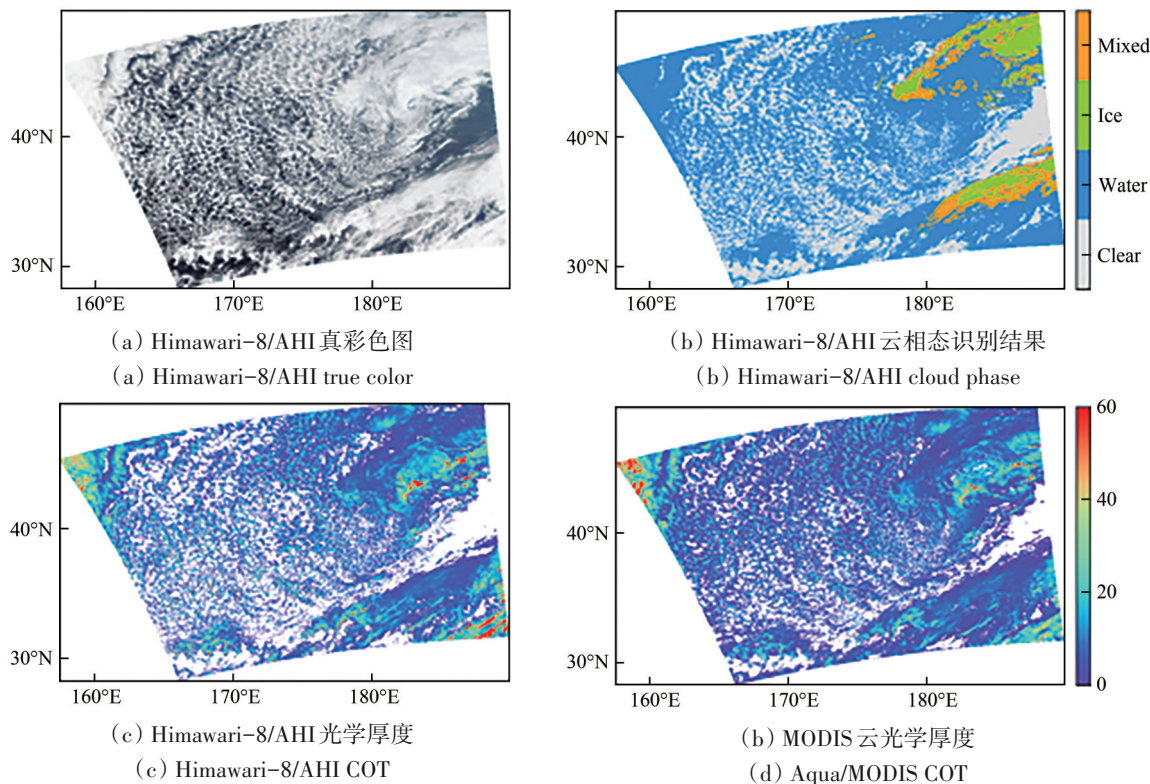
$$SWRF = F_{all}^{net} - F_{clear}^{net} = (F_{all}^{down} - F_{all}^{up}) - (F_{clear}^{down} - F_{clear}^{up}) \quad (10)$$
 式中, F_{all}^{net} 和 F_{clear}^{net} 分别为全天空和晴空下的短波净辐射, F^{net} 可进一步表示下行辐射 F^{down} 和上行辐射 F^{up} 之差, SWRF 的单位为 Wm^{-2} 。地表或大气层顶

短波辐射强迫的计算主要包含以下几个主要步骤: (1) 云识别和云相态识别, 获得晴空和云区域 (水云、冰云)。 (2) 水云和冰云的光学厚度和粒子有效半径的反演。 (3) 利用反演获得的云参数以及其他辅助数据 (如太阳天顶角、地表反照率、水汽柱总量等), 结合大气辐射传输模式 (查找表法) 计算全天空下的地表 (大气顶) 短波净辐射。 (4) 与步骤 (3) 保持一致, 仅去除云, 计算晴空下的地表 (大气顶) 短波净辐射。 (5) 利用式 (11) 计算获得地表或大气层顶的短波辐射强迫。

3 结果与分析

3.1 云光学厚度和粒子有效半径结果与验证

为了评估反演得到的云光学厚度和粒子有效半径的有效性, 采用了 Aqua/MODIS 二级云产品 (MYD06) 进行对比验证。其中图 3 和图 4 分别为水云和冰云案例: Himawari-8 卫星的真彩图、Himawari-8 云相态识别结果、Himawari-8 反演的云光学厚度、MODIS 云光学厚度、Himawari-8 反演的云粒子有效半径 ($2.25 \mu m$)、MODIS 云粒子有效半径 ($2.13 \mu m$)。从空间分布结果可以看出, 利用 Himawari-8 反演得到的云光学厚度和粒子有效半径与 MODIS 产品在空间分布上的一致性较好, 证实了本研究反演的有效性。



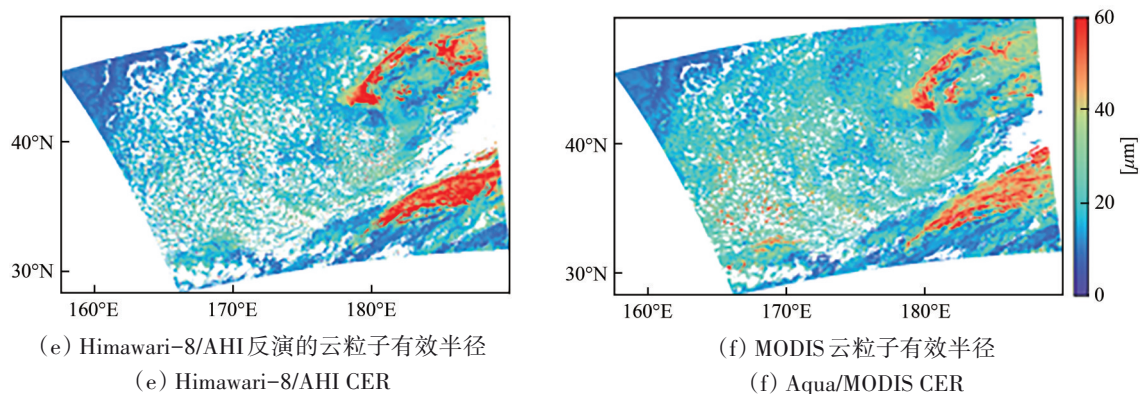


图3 Himawari-8反演得到的水云光学厚度和粒子有效半径与MODIS产品的对比(2016-04-03 T 01:20)

Fig. 3 Water COT and CER comparisons between this study and MODIS cloud product (2016-04-03 T 01:20)

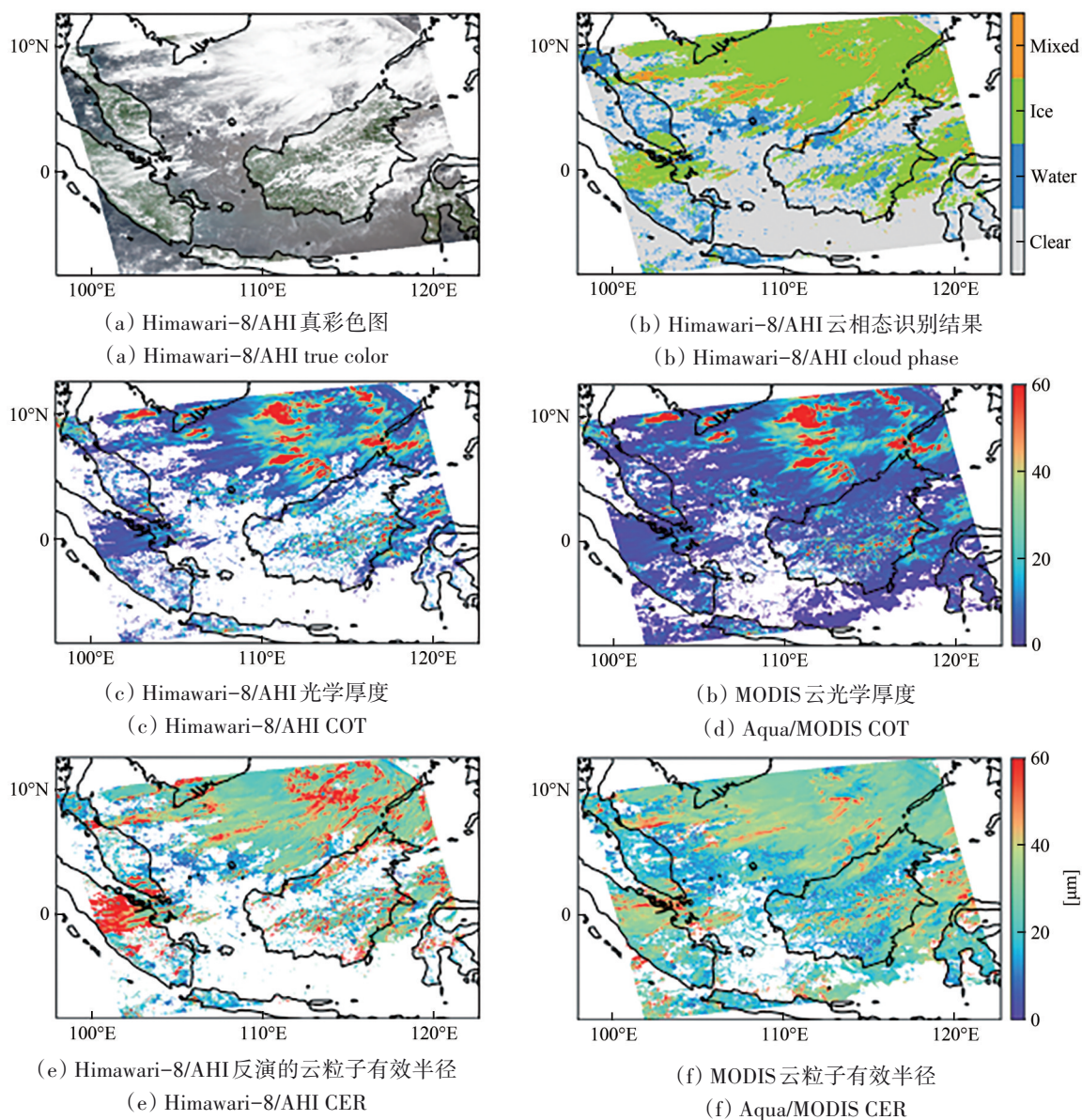


图4 Himawari-8反演得到的冰云光学厚度和粒子有效半径与MODIS产品的对比(2016-09-10 T 06:10)

Fig. 4 Ice COT and CER comparisons between this study and MODIS cloud product (2016-09-10 T 06:10)

为了定量验证反演结果的有效性,在2016年春夏秋冬Himawari-8圆盘区域各选取一天(2016-

01-01、2016-04-01、2016-07-01、2016-10-01)进行定量评估,图5给出了不同云相态(水云、冰

云)下的云光学厚度和云粒子有效半径同 Aqua/MODIS 二级云产品 (MYD06) 的对比结果。从验证结果可以看出, 不论水云还是冰云的光学厚度, 与 MODIS 产品的一致性较好, 相关系数分别为 0.68 和 0.77, RMSE 分别为 8.4 和 6.8, MBE 呈现出了轻微高估的现象 (分别为 2.3 和 0.7); 在云粒子有效半径方面, 水云的相关系数为 0.53, 高于冰云。水云云滴在本研究和 MODIS 产品中, 均假设了球形, 可通过米散射理论获得较高的模拟精度。

对于冰云粒子有效半径呈现出的差异, 主要的原因为本研究和 MODIS 采用了不同的冰晶模型, 本研究为 Voronoi, MODIS 产品为带有粗糙度的六棱柱聚合体; 其他的原因则为 (1) 不同波长反演的 CER 不同, 本研究为 $2.25\text{ }\mu\text{m}$, 而 MODIS 为 $2.13\text{ }\mu\text{m}$; (2) 与卫星天顶角有关 (Aqua/MODIS 为极轨卫星, Himawari-8 为静止卫星); (3) 反演时采用的谱分布不同, 本研究采用的对数—正态分布, 而 MODIS 为 gamma 分布 (Letu 等, 2020; Platnick 等, 2017)。

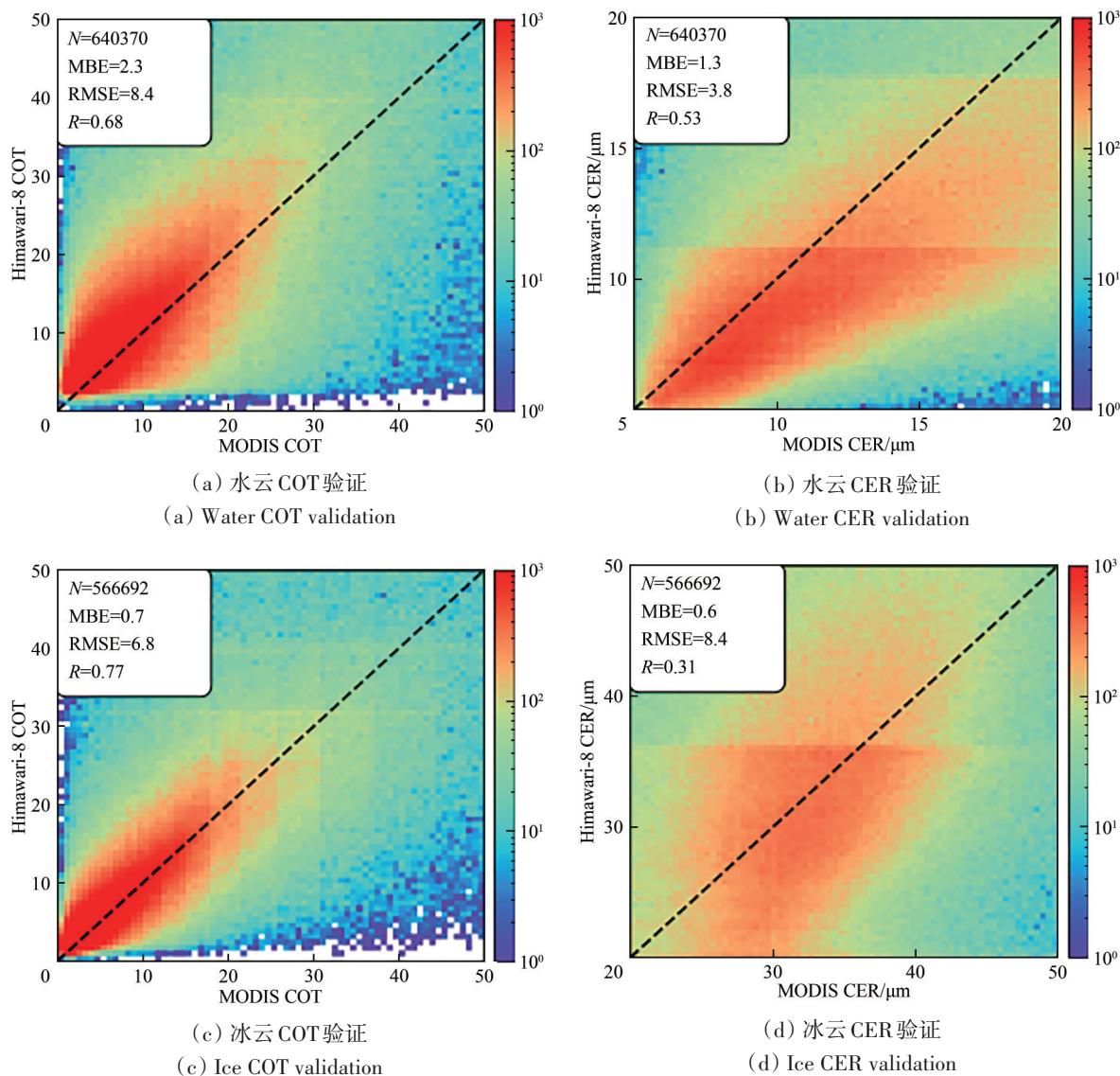


图5 Himawari-8反演得到的云光学厚度和粒子有效半径与MODIS云产品的对比

Fig. 5 Validation of COT and CER with MODIS cloud product

3.2 短波辐射强迫估算结果与验证

为了进一步评估反演得到的云光学厚度和粒子有效半径的有效性, 将反演得到的结果带入辐射传输模式进一步计算得到地表下行短波辐射以

及大气层顶上行短波辐射, 并进一步计算得到地表和大气层顶的短波辐射强迫, 最终与 CERES L3 SYN 产品进行对比, 如图 6 和图 7 所示。总体上, 不论水云还是冰云个例, 本研究计算的地表和大

气层顶短波辐射强迫与 CERES 产品的空间一致性较好,但在部分区域上,如水云高值 COT 区域呈现出了部分差异, Himawari-8 卫星呈现出了相对较高的数值,这可能与图像的空间分辨率有关(Himawari-8 卫星为 0.05° ,而 CERES 为 1°),同时也与云参数的反演算法、地表和大气层顶短波辐

射的估算算法、以及 Himawari-8 卫星呈现大卫星天顶角等因素有关。除此之外,本研究的空间分辨率较高 (0.05°),相比 CERES 的 1° 产品可提供更多的空间细节,因此在研究地表太阳能估算以及全球或区域气候辐射强迫估算,具备明显的优势。

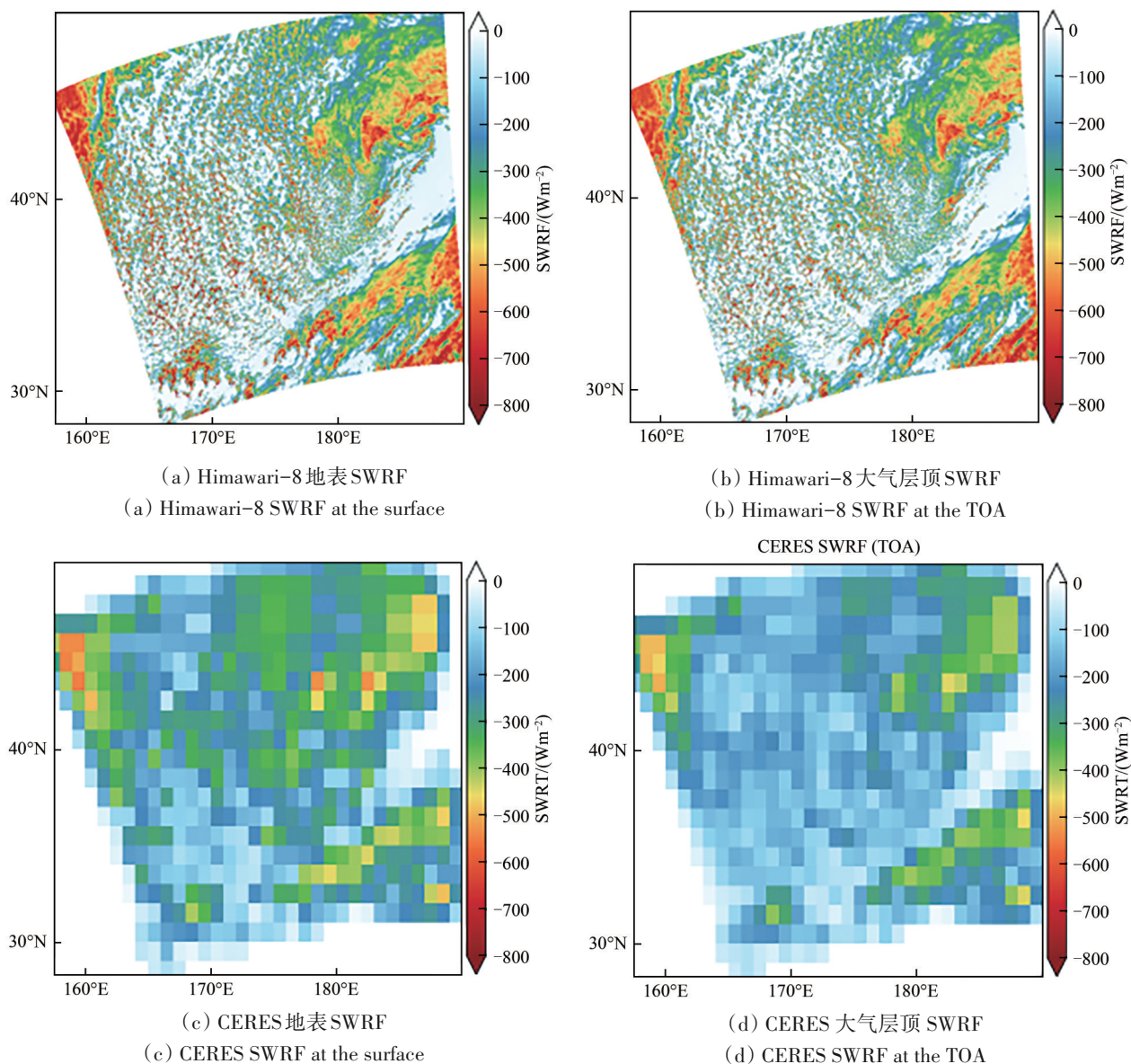


图6 Himawari-8 卫星估算得到的水云地表和大气层顶短波辐射强迫与 CERES L3 SYN 产品的对比(2016-04-03 T 01:20)

Fig. 6 SWRF comparisons for water clouds between this study and CERES L3 SYN product (2016-04-03 T 01:20)

为了展示 Himawari-8 卫星具备高时空分辨率 ($10 \text{ min}/0.05^\circ$) 的特性,图 8 显示了 2017 年 7 月 1 日 24 个整点时刻 (00:00, 01:00, ..., 23:00) 的地表短波辐射强迫估算结果。从结果可以看出,整个圆盘范围内,云覆盖区域的地表短波辐射强迫为负值,其中云光学厚度越大的区域,短波辐射强迫的效应越强烈 (-800 — -400 W m^{-2}),如图 8

中东北区域的大片云区,以及中国东部、赤道附近的高值短波辐射强迫区域。需要注意的是,由于短波辐射仅存在于白天,因此对于夜间,其短波辐射效应为 0,即对应 UTC 的 13 点至 17 点。高时空分辨率特性的 Himawari-8 卫星能捕获更高空间和时间细节的结果,从而为辐射收支估算提供重要支撑。

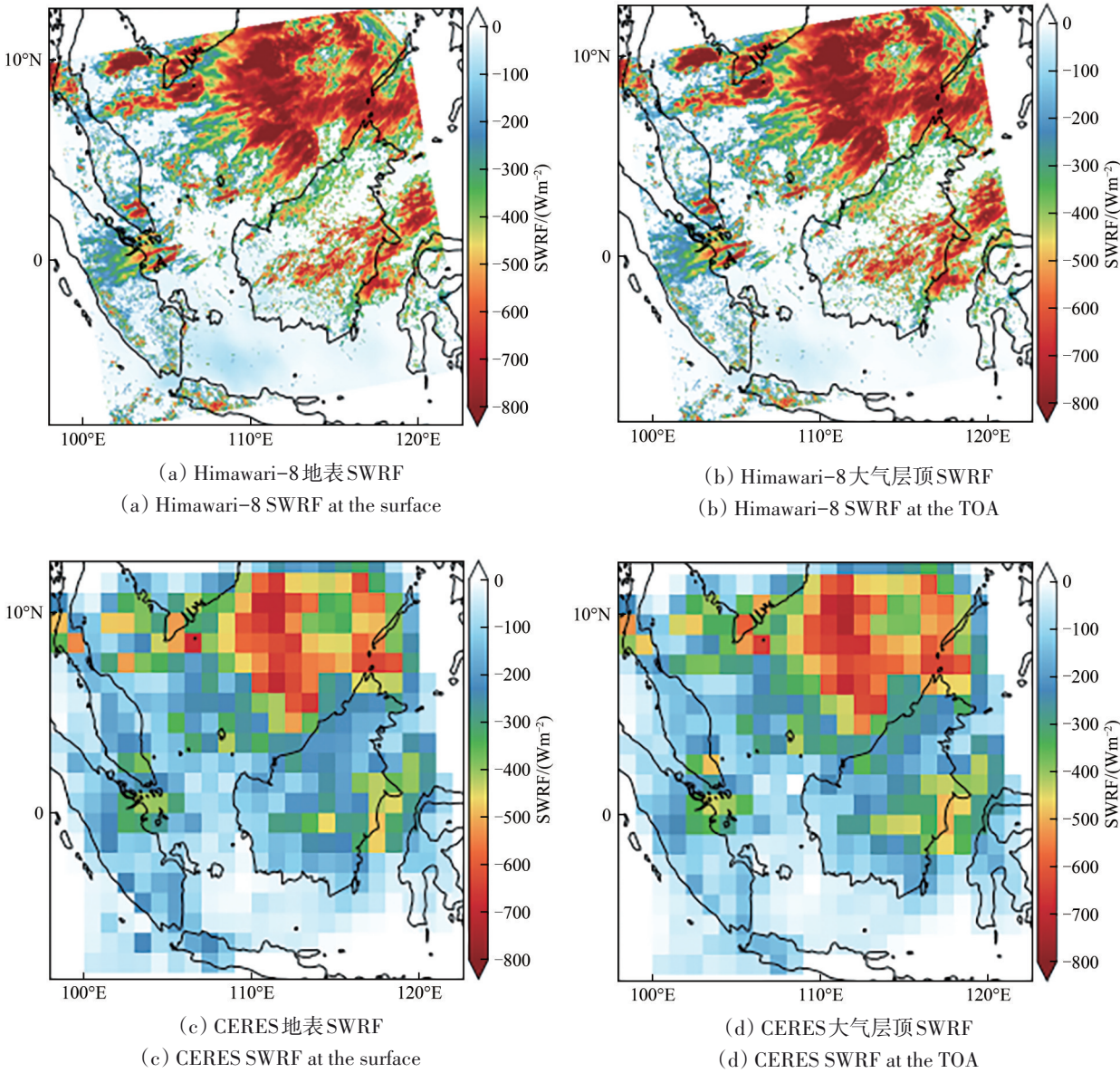


图 7 Himawari-8 卫星估算得到的冰云地表和大气层顶短波辐射强迫与 CERES L3 SYN 产品的对比(2016-09-10 T 06:10)
Fig. 7 SWRF comparisons for ice clouds between this study and CERES L3 SYN product (2016-09-10 T 06:10)

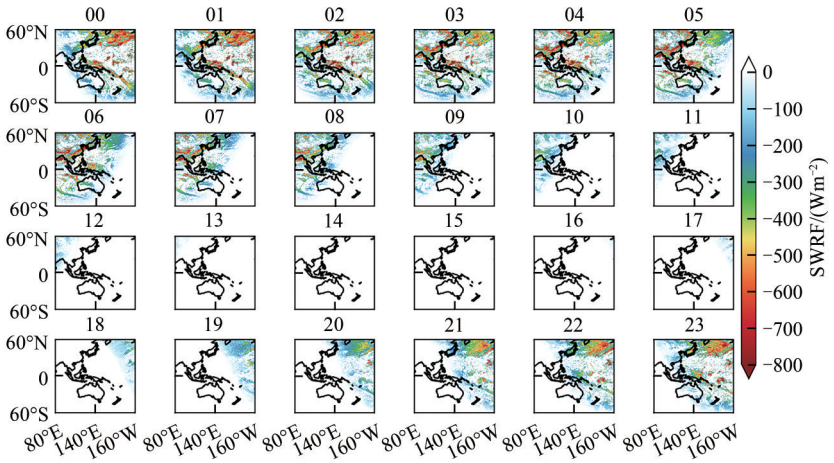


图 8 Himawari-8 卫星一天 24 小时整点地表短波辐射强迫估算结果(2016-07-01)
Fig. 8 Estimated SWRF at the surface from Himawari-8 (2016-07-01)

为了进一步评价非球形冰晶 Voronoi 相较传统冰晶模型的优势, 利用球形冰晶对云微物理参数进行了反演, 并计算获得了地表和大气层顶短波辐射强迫, 最终与 CERES 产品进行了对比 (春夏秋冬各选取一日 2016-01-01、2016-04-01、2016-07-01、2016-10-01), 总体定量验证结果如图 9 所示。需要说明的是, 由于 Himawari-8 卫星的空间分辨率为 0.05° , 而 CERES 产品为 1° , 因此为了合理对比, 对 Himawari-8 卫星进行 20×20 像元的平均与 CERES 产品进行对比。对比的指标包括像元匹配点的个数 N 、平均偏差 (MBE)、均方根误差 (RMSE) 和相关系数 (R)。其中 MBE 代表估算结果与真实值的平均的偏差情况, 数值接近 0 代表无偏差, 正值代表正偏差, 负值代表负偏差。RMSE 代表了估算结果的总体误差情况, 数值

为正, 越接近 0 代表误差越小。 R 代表了估算结果与真实值之间的相关性, 介于 $-1 \sim 1$, 绝对数值越大代表两者之间的相关性越高。从验证结果可以看出, 不论地表还是大气层顶的短波辐射强迫, 利用 Himawari-8 卫星估算得到的结果与 CERES 产品的一致性较好 (球形和非球形模型 Voronoi 相关系数 R 均高达 0.97)。相较球形冰晶, 使用非球形冰晶模型 Voronoi 的均方根误差 RMSE 在地表和大气层的短波辐射强迫分别降低了 6.9 W m^{-2} 和 8.2 W m^{-2} (提升了 31.51% 和 33.06%); 在平均偏差 MBE 方面, 也分别降低了 5.6 W m^{-2} 和 6 W m^{-2} (提升了 50% 和 41.38%)。此外, 非球形模型 Voronoi 的 MBE 呈现出了轻微低估的现象, 这可能与不同产品之间的空间分辨率有关, 同时也与不同的云参数反演算法、辐射估算算法有关, 从而导致的差异。

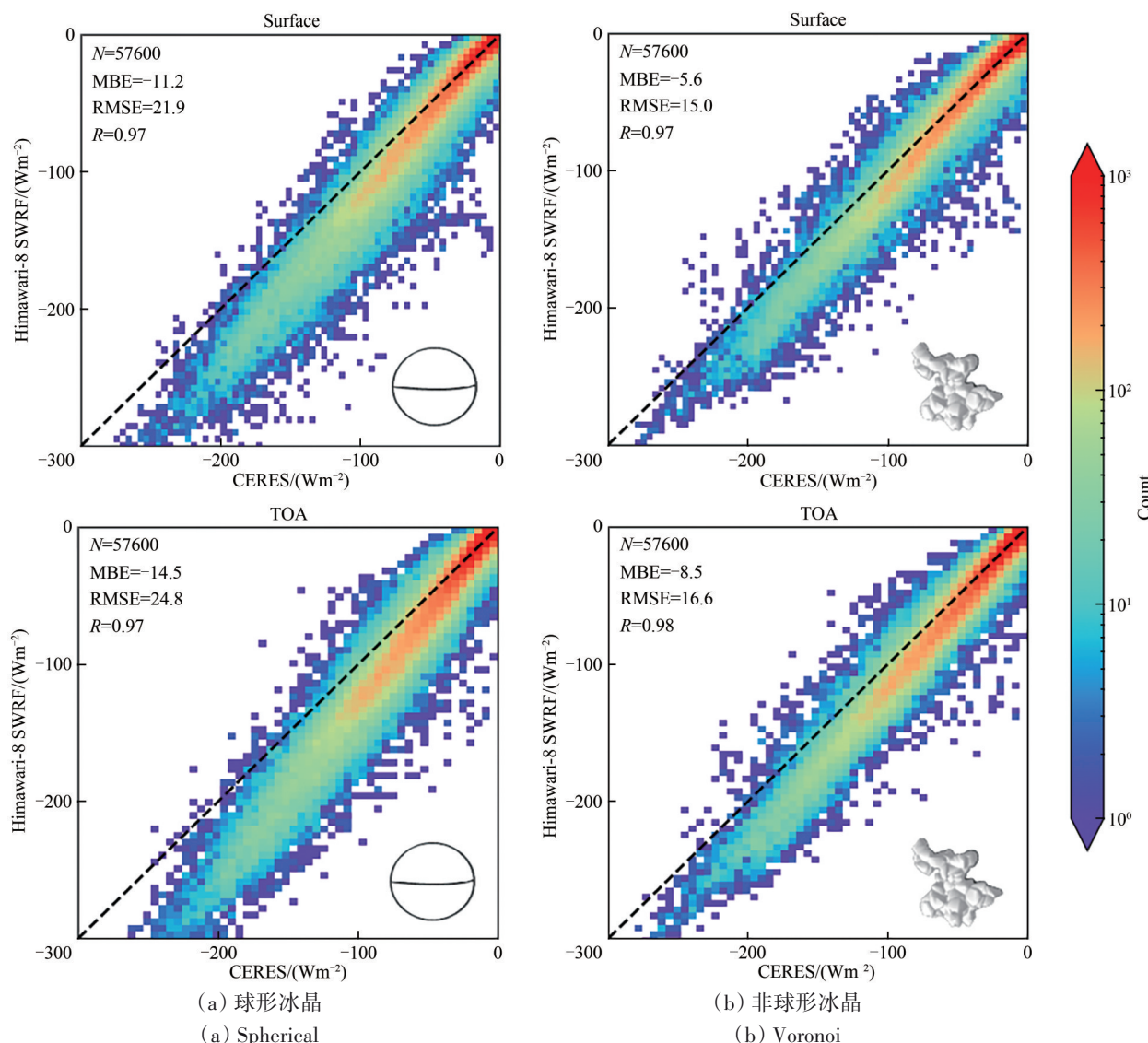


图9 Himawari-8卫星估算得到的日均短波辐射强迫(球形冰晶和非球形冰晶 Voronoi)与 CERES L3 SYN 产品的对比 (MBE 和 RMSE 的单位为 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)

Fig. 9 Validation of SWRF estimated from Himawari-8 (Spherical and Voronoi) with CERES L3 SYN product (Units of RMSE and MBE are $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)

4 结 论

本文首先利用大气辐射传输 RSTAR 构建了云光学厚度和云粒子有效半径反演算法并应用于 Himawari-8 卫星, 并利用 MODIS 云产品进行了反演结果的精度评估。之后, 为了进一步评估云参数反演结果的有效性, 将反演得到的云光学厚度和云粒子有效半径以及其他辅助数据如地表反照率、水汽、臭氧等产品进一步计算得到了地表和大气层短波辐射强迫结果。最后利用 CERES 三级 SYN 产品对本文计算得到的地表和大气层短波辐射强迫进行了精度验证, 得到以下结论:

(1) 云参数反演方面: 将 Himawari-8 卫星反演得到的云光学厚度和粒子有效半径与 Aqua/MODIS 二级 MYD06 云参数产品在 2016 年春夏秋冬 (1 月、4 月、7 月、10 月 1 日) 的验证结果可知, 总体上, 本研究反演得到的水云/冰云光学厚度和粒子有效半径与 MODIS 产品一致性较好。对于冰云粒子有效半径, 由于冰晶模型的不一致 (本研究为 Voronoi, MODIS 为带有粗糙度的聚合体), 导致呈现出了部分差异。

(2) 地表和大气层顶短波辐射强迫方面: 通过与 CERES 三级 SYN 产品的对比, 本研究利用非球形冰晶模型 Voronoi 得到的地表和大气层顶短波辐射强迫结果与 CERES 产品的一致性较好, 其相关系数分别为 0.97 和 0.98, RMSE 分别为 15.0 Wm^{-2} 和 16.6 Wm^{-2} , 相较球形冰晶得到了显著的精度提升。虽然云粒子有效半径与 MODIS 产品呈现出了差异, 但通过转为辐射强迫与 CERES 产品的对比, 从侧面证实了反演得到的云参数的有效性, 同时也直接证明的本研究开发的短波辐射强迫算法的有效性。

本研究通过开发高时空分辨率 ($10 \text{ min}/0.05^\circ$)、高精度的云光学厚度、粒子有效半径反演算法, 以及地表和大气层顶短波辐射算法, 可进一步服务于地表收支的估算, 从而提高对气候变化的认知。在当前的工作中, 仍存在部分不足, 如未能从总辐射中分离出直射和漫射辐射。通过下一步的工作, 进一步分离直射和漫射, 从而更好服务于对辐射产品的需求。

志 谢 感谢 JAXA 提供的 Himawari-8 卫星数据; 感谢 NASA 提供的 CERES 辐射产品。

参考文献 (References)

- Aler R, Galván I M, Ruiz-Arias J A and Gueymard C A. 2017. Improving the separation of direct and diffuse solar radiation components using machine learning by gradient boosting. *Solar Energy*, 150: 558-569 [DOI: 10.1016/j.solener.2017.05.018]
- Bessho K, Date K, Hayashi M, Ikeda A, Imai T, Inoue H, Kumagai Y, Miyakawa T, Murata H, Ohno T, Okuyama A, Oyama R, Sasaki Y, Shimazu Y, Shimoji K, Sumida Y, Suzuki M, Taniguchi H, Tsuchiyama H, Uesawa D, Yokota H and Yoshida R. 2016. An introduction to Himawari-8/9—Japan's new-generation geostationary meteorological satellites. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 94(2): 151-183 [DOI: 10.2151/jmsj.2016-009]
- Cess R D, Dutton E G, Deluisi J J and Jiang F. 1991. Determining surface solar absorption from broadband satellite measurements for clear skies: comparison with surface measurements. *Journal of Climate*, 4(2): 236-247 [DOI: 10.1175/1520-0442(1991)004<0236:DSSAFB>2.0.CO;2]
- Chou M D, Ji G L, Liou K N and Ou S C S. 1992. Calculations of surface radiation in arid regions—a case study. *Journal of Applied Meteorology*, 31(9): 1084-1095 [DOI: 10.1175/1520-0450(1992)031<1084:COSRIA>2.0.CO;2]
- Fan J L, Wu L F, Zhang F C, Cai H J, Zeng W Z, Wang X K and Zou H Y. 2019. Empirical and machine learning models for predicting daily global solar radiation from sunshine duration: a review and case study in China. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 100: 186-212 [DOI: 10.1016/j.rser.2018.10.018]
- Forster P, Storelvmo T, Armour K, Collins W, Dufresne J L, Frame D, Lunt D J, Mauritsen T, Palmer M D, Watanabe M, Wild M and Zhang H. 2021. The earth's energy budget, climate feedbacks, and climate sensitivity//IPCC, ed. *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge: Cambridge University Press: 923-1054 [doi: 10.1017/9781009157896.009]
- Gautier C and Frouin R. 1992. Net surface solar irradiance variability in the central Equatorial Pacific during 1982-1985. *Journal of Climate*, 5(1): 30-55 [DOI: 10.1175/1520-0442(1992)005<0030:Nssivi>2.0.Co;2]
- Illingworth A J, Barker H W, Beljaars A, Ceccaldi M, Chepfer H, Clerbaux N, Cole J, Delanoë J, Domenech C, Donovan D P, Fukuda S, Hiraoka M, Hogan R J, Huenerbein A, Kollias P, Kubota T, Nakajima T, Nakajima T Y, Nishizawa T, Ohno Y, Okamoto H, Oki R, Sato K, Satoh M, Shephard M W, Velázquez-Blázquez A, Wandinger U, Wehr T and van Zadelhoff G J. 2015. The Earth-CARE satellite: the next step forward in global measurements of clouds, aerosols, precipitation, and radiation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(8): 1311-1332 [DOI: 10.1175/BAMS-D-12-00227.1]
- Ishimoto H, Masuda K, Mano Y, Orikasa N and Uchiyama A. 2012. Irregularly shaped ice aggregates in optical modeling of convective-

- ly generated ice clouds. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 113(8): 632-643 [DOI: 10.1016/j.jqsrt.2012.01.017]
- Jia H L, Ma X Y, Yu F Q and Quaas J. 2021. Significant underestimation of radiative forcing by aerosol-cloud interactions derived from satellite-based methods. *Nature Communications*, 12(1): 3649 [DOI: 10.1038/s41467-021-23888-1]
- Kawamoto K, Nakajima T and Nakajima T Y. 2001. A global determination of cloud microphysics with AVHRR remote sensing. *Journal of Climate*, 14(9): 2054-2068 [DOI: 10.1175/1520-0442(2001)014<2054:AGDOCM>2.0.CO;2]
- Kikuchi N, Nakajima T, Kumagai H, Kuroiwa H, Kamei A, Nakamura R and Nakajima T Y. 2006. Cloud optical thickness and effective particle radius derived from transmitted solar radiation measurements: comparison with cloud radar observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D7): D07205 [DOI: 10.1029/2005JD006363]
- King M D. 1987. Determination of the scaled optical thickness of clouds from reflected solar radiation measurements. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44(13): 1734-1751 [DOI: 10.1175/1520-0469(1987)044<1734:DOTSOT>2.0.CO;2]
- Letu H, Ishimoto H, Riedi J, Nakajima T Y, Labonnote L C, Baran A J, Nagao T M and Sekiguchi M. 2016. Investigation of ice particle habits to be used for ice cloud remote sensing for the GCOM-C satellite mission. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(18): 12287-12303 [DOI: 10.5194/acp-16-12287-2016]
- Letu H, Nagao T M, Nakajima T Y, Riedi J, Ishimoto H, Baran A J, Shang H Z, Sekiguchi M and Kikuchi M. 2019. Ice cloud properties from Himawari-8/AHI next-generation geostationary satellite: capability of the AHI to monitor the DC cloud generation process. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 57(6): 3229-3239 [DOI: 10.1109/TGRS.2018.2882803]
- Letu H, Nakajima T Y, Wang T X, Shang H Z, Ma R, Yang K, Baran A J, Riedi J, Ishimoto H, Yoshida M, Shi C, Khatri P, Du Y H, Chen L F and Shi J C. 2022. A new benchmark for surface radiation products over the east Asia-Pacific region retrieved from the *Himawari-8*/AHI next-generation geostationary satellite. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 103(3): E873-E888 [DOI: 10.1175/BAMS-D-20-0148.1]
- Letu H, Yang K, Nakajima T Y, Ishimoto H, Nagao T M, Riedi J, Baran A J, Ma R, Wang T X, Shang H Z, Khatri P, Chen L F, Shi C X and Shi J C. 2020. High-resolution retrieval of cloud microphysical properties and surface solar radiation using Himawari-8/AHI next-generation geostationary satellite. *Remote Sensing of Environment*, 239: 111583 [DOI: 10.1016/j.rse.2019.111583]
- Li M, Letu H, Peng Y R, Ishimoto H, Lin Y L, Nakajima T Y, Baran A J, Guo Z Y, Lei Y H and Shi J C. 2022. Investigation of ice cloud modeling capabilities for the irregularly shaped Voronoi ice scattering models in climate simulations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 22(7): 4809-4825 [DOI: 10.5194/acp-22-4809-2022]
- Ma R, Husi L T, Shang H Z, A'na R, He J, Han X and Wang Z M. 2019. Estimation of downward surface shortwave radiation from Himawari-8 atmospheric products. *National Remote Sensing Bulletin*, 23(5): 924-934. (马润, 胡斯勒图, 尚华哲, 阿娜日, 赫杰, 韩旭, 王子明. 2019. 基于葵花-8 卫星大气产品的地表下行短波辐射计算. *遥感学报*, 23(5): 924-934) [DOI: 10.11834/jrs.20198033]
- Ma R, Letu H, Yang K, Wang T X, Shi C, Xu J, Shi J C, Shi C X and Chen L F. 2020. Estimation of surface shortwave radiation from Himawari-8 satellite data based on a combination of radiative transfer and deep neural network. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 58(8): 5304-5316 [DOI: 10.1109/TGRS.2019.2963262]
- Nakajima T, King M D, Spinhirne J D and Radke L F. 1991. Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements. Part II: marine stratocumulus observations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 48(5): 728-751 [DOI: 10.1175/1520-0469(1991)048<0728:DOTOTA>2.0.CO;2]
- Nakajima T Y and Nakajima T. 1995. Wide-area determination of cloud microphysical properties from NOAA AVHRR measurements for FIRE and ASTEX regions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52(23): 4043-4059 [DOI: 10.1175/1520-0469(1995)052<4043:WADOCM>2.0.CO;2]
- Nakajima T and Tanaka M. 1986. Matrix formulations for the transfer of solar radiation in a plane-parallel scattering atmosphere. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 35(1) 13-21 [DOI: 10.1016/0022-4073(86)90088-9]
- Nakajima T and Tanaka M. 1988. Algorithms for radiative intensity calculations in moderately thick atmospheres using a truncation approximation. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 40(1): 51-69 [DOI: 10.1016/0022-4073(88)90031-3]
- Nakajima T Y, Ishida H, Nagao T M, Hori M, Letu H, Higuchi R, Tamaru N, Imoto N and Yamazaki A. 2019. Theoretical basis of the algorithms and early phase results of the GCOM-C (Shikisai) SGLI cloud products. *Progress in Earth and Planetary Science*, 6(1): 52 [DOI: 10.1186/s40645-019-0295-9]
- Nakajima T Y, Suzuki K and Stephens G L. 2010a. Droplet growth in warm water clouds observed by the a-train. Part I: sensitivity analysis of the MODIS-derived cloud droplet sizes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(6): 1884-1896 [DOI: 10.1175/2009JAS3280.1]
- Nakajima T Y, Suzuki K and Stephens G L. 2010b. Droplet growth in warm water clouds observed by the a-train. Part II: a multisensor view. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(6): 1897-1907 [DOI: 10.1175/2010JAS3276.1]
- Norris J R, Allen R J, Evan A T, Zelinka M D, O'Dell C W and Klein S A. 2016. Evidence for climate change in the satellite cloud record. *Nature*, 536(7614): 72-75 [DOI: 10.1038/nature18273]
- Peng Z, Letu H, Wang T X, Shi C, Zhao C F, Tana G, Zhao N Z, Dai T, Tang R L, Shang H Z, Shi J C and Chen L F. 2020. Estimation of shortwave solar radiation using the artificial neural network from Himawari-8 satellite imagery over China. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 240: 106672 [DOI: 10.1016/j.jqsrt.2019.106672]
- Pinker R T and Ewing J A. 1985. Modeling surface solar radiation: model formulation and validation. *Journal of Climate and Applied*

- Meteorology, 24(5): 389-401 [DOI: 10.1175/1520-0450(1985)024<0389:MSSRMF>2.0.CO;2]
- Platnick S, Meyer K G, King M D, Wind G, Amarasinghe N, Marchant B, Arnold G T, Zhang Z B, Hubanks P A, Holz R E, Yang P, Ridgway W L and Riedi J. 2017. The MODIS cloud optical and microphysical products: collection 6 updates and examples from terra and aqua. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 55(1): 502-525 [DOI: 10.1109/TGRS.2016.2610522]
- Qin J, Tang W J, Yang K, Lu N, Niu X L and Liang S L. 2015. An efficient physically based parameterization to derive surface solar irradiance based on satellite atmospheric products. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(10): 4975-4988 [DOI: 10.1002/2015JD023097]
- Rodgers C D. 2000. *Inverse Methods for Atmospheric Sounding*. Singapore: World Scientific [doi: 10.1142/3171]
- Sekiguchi M and Nakajima T. 2008. A k -distribution-based radiation code and its computational optimization for an atmospheric general circulation model. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 109(17/18): 2779-2793 [DOI: 10.1016/j.jqsrt.2008.07.013]
- Shang H Z, Chen L F, Letu H, Zhao M, Li S S and Bao S H. 2017. Development of a daytime cloud and haze detection algorithm for Himawari-8 satellite measurements over central and eastern China. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(6): 3528-3543 [DOI: 10.1002/2016JD025659]
- Shang H Z, Letu H, Chen L F, Riedi J, Ma R, Wei L S, Labonnote L C, Hioki S, Liu C, Wang Z T and Wang J J. 2020. Cloud thermodynamic phase detection using a directional polarimetric camera (DPC). *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 253: 107179 [DOI: 10.1016/j.jqsrt.2020.107179]
- Stanfield R E, Dong X Q, Xi B K, Del Genio A D, Minnis P, Doelling D and Loeb N. 2015. Assessment of NASA GISS CMIP5 and Post-CMIP5 simulated clouds and TOA radiation budgets using satellite observations. Part II: TOA radiation budget and CREs. *Journal of Climate*, 28(5): 1842-1864 [DOI: 10.1175/JCLI-D-14-00249.1]
- Takenaka H, Nakajima T Y, Higurashi A, Higuchi A, Takamura T, Pinker R T and Nakajima T. 2011. Estimation of solar radiation using a neural network based on radiative transfer. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D8): D08215 [DOI: 10.1029/2009JD013337]
- Tang W J, Qin J, Yang K, Liu S M, Lu N and Niu X L. 2016. Retrieving high-resolution surface solar radiation with cloud parameters derived by combining MODIS and MTSAT data. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(4): 2543-2557 [DOI: 10.5194/acp-16-2543-2016]
- Wang T X, Shi J C, Ma Y, Letu H and Li X C. 2020. All-sky longwave downward radiation from satellite measurements: general parameterizations based on LST, column water vapor and cloud top temperature. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 161: 52-60 [DOI: 10.1016/j.isprsjprs.2020.01.011]
- Yang P, Bi L, Baum B A, Liou K N, Kattawar G W, Mishchenko M I and Cole B. 2013. Spectrally consistent scattering, absorption, and polarization properties of atmospheric ice crystals at wavelengths from 0.2 to 100 μm . *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70(1): 330-347 [DOI: 10.1175/JAS-D-12-039.1]
- Yu Y C, Shi J C, Wang T X, Letu H and Zhao C J. 2021. All-sky total and direct surface shortwave downward radiation (SWDR) estimation from satellite: applications to MODIS and Himawari-8. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 102: 102380 [DOI: 10.1016/j.jag.2021.102380]
- Zhang H L, Huang C, Yu S S, Li L, Xin X Z and Liu Q H. 2018. A lookup-table-based approach to estimating surface solar irradiance from geostationary and polar-orbiting satellite data. *Remote Sensing*, 10(3): 411 [DOI: 10.3390/rs10030411]

CARE product: Cloud microphysics and shortwave radiation forcing algorithms and applications

MA Run^{1,2}, HUSI Letu¹

1.State Key Laboratory of Remote Sensing Science, Aerospace Information Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China;

2.University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

Abstract: The accurate acquisition of cloud microphysical parameters, Cloud Optical Thickness (COT), and Cloud Effective Radius (CER), is crucial to the calculation of surface or Top-Of-Atmosphere (TOA) radiation budget. However, most of the studies consider little about the cloud phase. Even if the cloud phase state is considered, the ice cloud is assumed to be spherical, which brings errors to the subsequent radiation calculation. In addition, only a few studies focus on cloud shortwave radiation forcing (SWRF) from satellites, but on downward shortwave radiation at the surface. To solve above problems, this study proposes methods for retrieving COT and CER for water and ice clouds as well as estimation of SWRF from the Himawari-8 satellite.

In this study, we proposed a novel method for the retrieval of COT and CER for water and ice clouds from the new-generation geostationary satellite Himawari-8 measurements on the basis of the radiative transfer theory and optimal method. The irregularly shaped

model named Voronoi, which was widely used in Japan Aerospace Exploration Agency satellite missions, such as Himawari-8, GCOMC-C, was used in our ice cloud model. In addition, a method for estimation of SWRF at the surface and the TOA was proposed on the basis of the look-up table (calculated by the radiative transfer model-RSTAT) method, as inputs of retrieved COT and CER above. Finally, the retrieved COT and CER from Himawari-8 in this study were validated with moderate-resolution imaging spectroradiometer (MODIS) collection-6 (C6) cloud product and an estimated SWRF from Himawari-8 by this study with Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) level-3 (L3) SYN product, respectively.

Validation with MODIS C6 cloud product for 4 days in different seasons (2016-01-01, 2016-04-01, 2016-07-01, 2016-10-01) shows that our retrieved COT and CER for water and ice clouds from Himawari-8 have a good agreement with the MODIS product, with correlation coefficient (R) values of COT of 0.68 and 0.77, respectively. For CER, the different ice cloud model used in MODIS and this study show a lower R value. For validation of SWRF with the CERES L3 SYN product, the estimated SWRF at the surface and the TOA by this study show good agreement, with R values of 0.97 and 0.98, root mean square error values of 15.0 and 16.6 Wm^{-2} . While, mean bias error (MBE) values of -5.6 Wm^{-2} and -8.5 Wm^{-2} indict that our SWRF results having a slight underestimation.

Our proposed methods for retrieving COT and CER, as well as SWRF at the surface and the TOA from Himawari-8, are effective. Although our ice cloud model (Voronoi) is different with MODIS, the final SWRF validation still shows that our cloud products have high accuracy in other aspects. This research can provide important reference for the subsequent full radiation budget (shortwave plus longwave) estimation. Detailed products are available in our homepage ([http://www.slrss.cn/care_zh/\[2022-08-31\]](http://www.slrss.cn/care_zh/[2022-08-31])).

Key words: remote sensing, Himawari-8, cloud optical thickness, cloud effective radius, shortwave radiation forcing

Supported by National Natural Science Foundation of China (No. 42025504, 91837204, 41701406); Second Tibetan Plateau Scientific Expedition and Research Program (STEP) (No. 2019QZKK0206); National Key Research and Development Program of China (No. 2017YFA0603502)