中国科学: 地球科学 2025 年 第 55 卷 第 4 期: 1028 ~ 1043
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

基于廓线解析模型的水云廓线卫星遥感

尚华哲[1], 胡斯勒图[1*], 伟乐斯[1], 马润[3], 王宇彤[1,2], 蔡兆鑫[4], 殷帅[1], 石崇[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
3. 四川轻化工大学, 人工智能四川省重点实验室, 宜宾 644005
4. 山西省气象局, 山西省气象灾害防御技术中心, 太原 030032
* 通讯作者, E-mail: husiletu@radi.ac.cn

收稿日期: 2024-08-17; 收修改稿日期: 2025-01-16; 接受日期: 2025-02-21; 网络版发表日期: 2025-03-13
国家自然科学基金项目(42025504、42175152、42405145)、国家重点研发计划项目(2023YFB3905900)、中国科学院青年创新促进会项目(2021122)、中国科学院空天信息创新研究院科学与颠覆性技术项目(E2Z202020F)和四川省自然科学基金项目(2024NSFSC0770)资助

摘要 水云的云有效半径和液态水含量廓线特征, 是理解气溶胶-云-降水过程和改进全球尺度云辐射效应评估的重要参数. 卫星云微物理廓线资料主要来自雷达或激光雷达等载荷, 而这类主动载荷获取的廓线反演结果会受到信号衰减和地表杂波等影响. 当前, 基于被动遥感载荷能够获得海量的表征云整层、云顶或云底特征的云特性产品, 由于缺乏合理的云廓线参数化方案, 这些云特性产品难以应用于构建云廓线资料. 本研究基于我们之前的云廓线参数化方案构建了一个雷达云廓线重建方法(CPRM), 并评估了被动载荷的可见光、红外波段对廓线模型参数的敏感性. 结果表明, 光学厚度、云顶粒子有效半径和几何厚度等可以从被动卫星资料中得到, 而云滴数浓度随高度变化的斜率、云底粒子有效半径很难直接估计. 同时, 利用CPRM、CloudSat和飞机观测资料初步评估了云廓线参数化方案应用于廓线重建的效果. 结果表明, CPRM能够准确获取似线性增长或者折线型结构的水云云粒子有效半径和云水含量廓线.

关键词 云廓线, 云粒子有效半径, 云水含量, CloudSat, 飞机观测

1 引言

云粒子有效半径和云水含量等微物理廓线特征, 提供了云动力和生命周期状态的信息(Mülmenstädt等, 2021), 因此, 这些微物理廓线的垂直结构和变化信息能够指示云发展、成熟和消散的阶段, 甚至降水的发生(Kumar等, 2020). 了解云廓线的特征及其与气象场的关系对于在天气预报和气候模型中改进云参数化方案至关重要, 云廓线的观测也能作为资料同化到数值天气模式当中(Pavelin等, 2008). 此外, 云微物理特性廓线数据也可以促进天气预报和人工影响天气等应用(Kumar和Srivastava, 2022). 然而, 云微物理廓线的观测数据非常有限, 特别是缺乏高精度、有详细云层信息和较大空间覆盖区域的云微物理廓线(云粒子的有效

中文引用格式: 尚华哲, 胡斯勒图, 伟乐斯, 马润, 王宇彤, 蔡兆鑫, 殷帅, 石崇. 2025. 基于廓线解析模型的水云廓线卫星遥感. 中国科学: 地球科学, 55(4): 1028–1043, doi: 10.1360/N072024-0235
英文引用格式: Shang H, Letu H, Wei L, Ma R, Wang Y, Cai Z, Yin S, Shi C. 2025. Remote sensing of liquid cloud profiles based on an analytical cloud profiling model. Science China Earth Sciences, 68(4): 998–1012, https://doi.org/10.1007/s11430-024-1532-2

© 2025 《中国科学》杂志社

半径和云水含量)产品(Geer等, 2017; Donovan等, 2024).

地基云观测设备多安装在平原地区，难以覆盖陡峭的山区和远离陆地的海洋. 卫星遥感是获得全球尺度云观测资料的主要手段. 目前，卫星云微物理廓线的观测主要依赖于星载云雷达，仅能获得沿轨窄带的资料，且容易受到地面杂波的影响(Mroz等, 2023). 雷达云廓线资料可以揭示水云结构特征、云特性之间的相互关系，甚至云特性与降水的联系. 例如，基于长期CloudSat云廓线和MODIS云特性的分析表明，云水平尺度和云几何厚度与云量和降水率呈正相关关系(Liu J等, 2023).

与雷达不同，被动载荷如辐射计或成像仪对云的观测受到地面信号的影响相对雷达较弱，能够弥补云雷达的云特性产品在空间覆盖上的不足. 例如，高级葵花成像仪(AHI)从可见光到红外波段的多波长观测可用于反演不同的云特性产品，包括云量、云相态、云顶高度、云底高度、云光学厚度、云顶的粒子有效半径，这些云特性产品能够描述大气中云垂直廓线的部分特征(Letu等, 2020; Liu等, 2022; Shao等, 2023; Liu C等, 2023; Shang等, 2024). 已有的研究表明，云廓线的形状和微物理特性与云生命周期的各个阶段具有相关性，这一相关性在海洋上具有普适的特点(Kumar等, 2020).

之前的研究一直在积极探索基于被动卫星资料获取云的廓线信息：基于近红外波段(1.6、2.1和3.7μm)对云粒子有效半径不同的敏感特性能够揭示云顶层云粒子有效半径不同深度的信息，结合这一发现推测云顶层粒子有效半径廓线的斜率与云生命周期的各个阶段密切相关(Platnick等, 2001; Nakajima等, 2010; Nagao等, 2013). 通过引入线性或近似线性的水云廓线形状假设，Chang和Li(2002, 2003)提出了一种基于查找表方法的MODIS水云廓线反演算法，Kokhanovsky和Rozanov(2012)引入辐射传输在线计算迭代的方法提出了MODIS水云廓线反演算法. 另外，也有研究通过假设在生长阶段云团顶部的云微物理特性能够代表该高度云内的微物理特性，从而利用云团界面的微物理特性构建云微物理廓线(例如粒子有效半径廓线)，并且对某一云系统连续测量云顶特性有助于构建完整的云廓线(Rosenfeld和Lensky, 1998; Alexandrov等, 2020). 然而，仅有少数研究分析了多波长载荷对云微物理廓线结构参数(即云有效半径和云液态水含量)的敏感性. 已有的敏感性研究中的云层的粒子有效半径和云水含量在垂直方向上通常被设置成均匀分布(King等, 1997; Richardson和Stephens, 2018), 也有将大气中的云分成若干层，不同层的云微物理特性通常不是连续变化的(Watts等, 2011; Zhang等, 2012). 此外，与廓线形状相关结构参数的卫星探测敏感性在之前的工作当中也鲜有讨论.

我们此前开发了云廓线参数化模型(CPM)，通过制定8个参数可以描述层积云的微物理特性廓线. 该模型能够表达四种云水含量(LWC)和云粒子有效半径(ER)的廓线结构特征，这些结构特征是基于大涡模拟(LES)的大量水云样本提炼出来的. 模型的部分参数可以直接从二维云特性算法确定，例如云顶高度、云光学厚度等(Shang等, 2023)，以及表示廓线的其他参数，例如廓线转折点位置和其对应的粒子有效半径、云底粒子有效半径等，本研究将讨论多波长遥感传感器的观测对这些参数敏感性.

目前，使用二维云特性产品构建云微物理廓线仍然存在技术挑战，制约了大量极轨或静止卫星观测的云特性在揭示云物理过程中的应用. 这些挑战包括：(1) 云微物理廓线的结构差异显著，且我们对云廓线特征的了解有限，难以评估云廓线模型的代表性，因此，有必要进一步研究现有云廓线参数化模型的适用性；(2) 云廓线参数化模型参数哪些是可以从现有的被动成像载荷中直接得到的仍不清楚.

2　原理方法

2.1　云廓线解析模型

CPM是为欧洲下一代多角度、多通道和多极化成像仪(3MI)云廓线遥感反演研发，3MI计划由欧洲气象卫星开发组织(EUMETSAT)极地系统第二代卫星(EPS-SG)搭载发射，该参数模型简化了遥感观测中云廓线的参数个数，其中云水含量和粒子有效半径的廓线结构假设为是线性或折线形，该假设是基于大涡模拟(LES)的层积云廓线资料总结而来, 定量分析发现这种假设能够代表超过90%的层积云廓线结构特征，云廓线参数模型的详细说明可以参考我们之前的工作(Shang等, 2023). 而对于多层云、强降水云或ER或LWC垂直变化剧烈等复杂情况, CPM则不适用.

CPM模型包含8个参数：云几何厚度(z_c, km)、云

光学厚度(τ)、从云顶测得的转折点光学厚度(r_m)、云底的云粒子有效半径(r_b, μm)、云顶的云粒子有效半径(r_t, μm)、转折点的云粒子有效半径(r_m, μm)、服从伽马分布的云滴有效方差(v_e), 以及云粒子数浓度廓线的斜率(k). 图1显示了使用我们的模型生成的云粒子有效半径、云水含量和云滴数浓度的廓线, 这些廓线表明CPM描述廓线的多样性, 云顶粒子有效半径可以略大/略小、等于、明显大于/小于转折点的半径. 需要注意的是, 在我们的模型中, 云廓线的尾部仅限于从云底到廓线转折点的单调增加. 此设置是根据基于大量模拟的云廓线结构特征进行配置的. 由于CPRM中云廓线的结构假设是基于对水云的分析, 因此光学厚度与分层消光、云水路径和分层含水量之间的关系是基于球形云滴假设和米散射来计算的. CPRM不适用于冰云, 原因是: (1) 冰水含量廓线和云粒子有效半径廓线的结构特征与水云存在不同; (2) 不规则的冰晶形状及其整体散射特性的计算与水云具有较大差异; (3) 冰云可能非常薄, 通常位于在水云上方, 因此冰云廓线的研究难以回避多层云等复杂情况.

本研究旨在基于CPM开发云廓线重建模型(CPRM), 从选定的输入参数生成具有精细垂直结构的云廓线. 通过利用主动观测的廓线资料, CPRM不仅可用于评估CPM的表现, 还可用于从已有资料重建高精度的云廓线.

CPRM的主要流程如图2所示, 首先, 从CloudSat云廓线数据集中提取云顶、云底有效半径和云几何厚度(见2.3小节). 通过调整模型参数的调整系数来初始化解析云模型. 例如, 云底高度使用95%×r_0、100%×r_0和105%×r_0进行迭代. 上述流程同样适用于采用飞机观测资料来评估CPRM, 不同的是云底有效半径和云几何厚度的取值将采用飞机观测的平均观测值, 而不考虑飞机观测的对应两个参数的标准差. 目前, CPRM暂时不能处理r_m小于云底粒子有效半径r_b的情形. 当最大的ER在云顶时, r_m在检索到的最小和最大的ER之间以特定的间隔Δr浮动. 当最大的ER出现在云中时, r_m以检索到的最大ER值为中值进行浮动. 光学厚度τ以特定的间隔Δτ从5~300变化; k以特定的间隔Δk从−100~100变化. 折点的光学厚度τ_m根据τ的取值乘以调整系数(0~1.0)和特定的间隔变动, 该循环最终选出一个最优邻域的准最佳参数组合. 随后, 进一步在准最佳选择及其邻域范围内进行更小步长的参数调整.

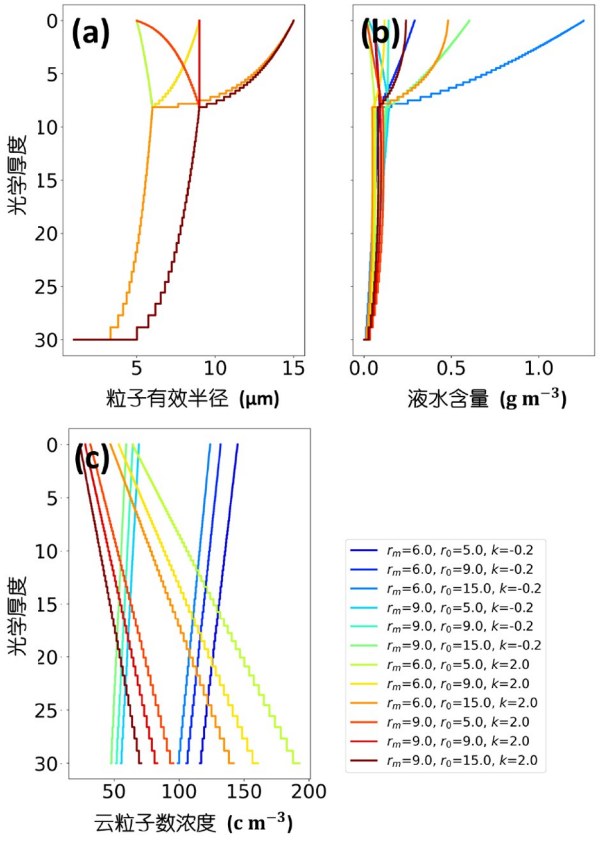


图 1　基于云廓线参数化模型(CPM)生成的水云微物理廓线

(a) 云粒子有效半径廓线. (b) 液水含量廓线. (c) 云粒子数浓度廓线. 所有廓线的r_b、τ、τ_m和z_c分别固定在1.0μm、30.0、8.0和2.0km, r_0分别取5.0、9.0和15.0μm, r_m分别取6.0和9.0μm, k分别为−0.2和2.0

最终, 通过测量值与模型之间的最小均方根误差(*RMSE*), 确定最佳参数组合.

为了评估获取的ER和LWC廓线的准确性, 我们采用反演和观测ER和LWC参数的$R_{(i,r)}$和$RMSE_{(i,lwc)}$来确定重建廓线的最优结果. 下标i代表廓线的记录, 下标r和LWC代表有效半径和云水含量. 随后, 根据最小均方根误差(*RMSE*)和相关系数(R)条件确定每个λ的CDR和EV估计值:

$$R_{(i,r)} = \text{correlate}\left(\overline{r_{mod}}(j=1,2\ldots n),\ \overline{r_{obs}}(j=1,2\ldots n)\right), \tag{1}$$

$$RMSE = \sqrt{\sum\left(r_{mod}(j=1,2\ldots n) - r_{obs}(j=1,2\ldots n)\right)^2/(n-1)}, \tag{2}$$

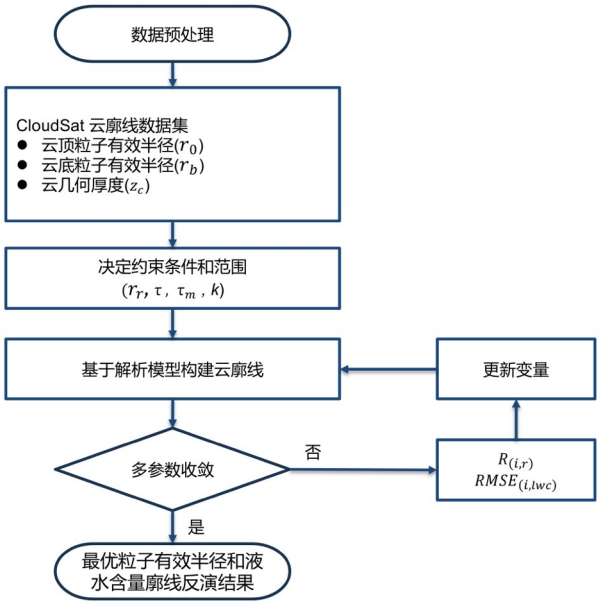


图 2　结合CPRM和CloudSat云廓线产品重建ER和LWC廓线的算法流程

其中, n是建模和观测的ER廓线中的观测个数($\overline{r_{mod}}$).

2.2　辐射传输模型

卫星观测的辐射亮度和辐射通量等的模拟使用了地球和气候观测大气辐射传输数据库(ARTDECO)(Shang等, 2020)和Rstar模型(Nakajima等, 1986; Nakajima和Tanaka, 1988; Okata等, 2017). 在模拟过程中, AETDECO主要用于对可见光到短波红外波段进行模拟, Rstar用于研究红外波段对云廓线特性变化灵敏度. 上述模型均采用大气平面平行假设, 其中云层可以设置在从海平面到~120km的大气层. 模型模拟波段覆盖从紫外到红外波段. 此外, 这些模型中气体、气溶胶和云等大气成分或参量可以通过用户定义的方式进行设置. 例如, 大气中气体(如H_2O、CO_2、O_3、CO、CH_4和N_2)的吸收和散射用k分布系数或连续吸收来处理. 气溶胶的光学特性在分层大气层中根据颗粒大小、相对湿度、颗粒形状和颗粒类型进行配置. 具有不同热力学相态的云的廓线特性可以通过自定义分层的方式来实现设置. 云滴的散射特性是使用Mie理论来计算, 模式提供了可选的谱分布特征, 例如标准或修正的伽马分布等. 粒子多次散射的贡献通过采用倍加累加法来计算其贡献(Prahl等, 1993), 此外, 模拟中假定地表为朗伯体.

2.3　雷达云廓线观测数据

CloudSat发布了水云和冰云的云廓线产品. 云微物理特性廓线是基于雷达反射率因子与垂直分层中可见光消光系数之间的映射关系得到的, 消光系数是云谱分布、数浓度、云有效半径等的函数. 使用Austin和Wood(2018)描述的方法, 测得的雷达反射率向量与状态向量(数密度、分布宽度参数和有效半径)相关. CloudSat进一步将云划分成8种.

在本研究中, 我们提取了有效半径和云水含量廓线, 为简化起见, 仅选择了单层水云, 通过检查云顶到云底之间是否间断来筛选单层云. 为了更好识别层云(St)、层积云(Sc)和积云(Cu)廓线, 我们使用了CloudSat CPR和CALIPSO激光雷达联合云型产品(2B-CLDCLASS-lidar), 该产品在区分水云和混合相位云方面比CloudSat CPR云型产品更准确(Sassen等, 2008). 多层云和混合相态云在本研究中没有考虑(Austin等, 2009).

2.4　飞机观测的云微物理廓线资料

本研究采用的飞机观测资料来自2020年7月30日15:00至19:00(当地时间), 山西省忻州气象站(112.12°E, 38.07°N)开展的人影飞机观测. 飞行中搭载的仪器在(Cai等, 2022)中有详细介绍. 所观测的积云从2.4km延伸到5.4km, 水平尺度约为10km×7km. 采样探头主要安装在飞机机翼下方, 部分安装在机舱内. 机舱外仪器包括被动腔气溶胶光谱仪探头(PCASP)、云滴探头(CDP)、云成像探头(CIP)和飞机综合气象测量系统(AIMMS). PCASP可以测量气溶胶颗粒粒径(0.1~3μm)和数浓度, CDP用于记录云滴大小分布(2~50μm), CIP测量大云滴/冰晶和降水粒子(15~930μm), AIMMS测量沿途的温度、压力、比湿度、相对湿度、经度、纬度和高度. 机舱内的冷凝粒子计数器(CPC)可识别直径小至10nm的粒子信息, 提供辅助的精细气溶胶信息.

3.　多通道成像仪云廓线参数的敏感性分析

考虑到EPS-SG/3MI、Himawari-8/AHI、GOES-16/ABI、FY-4/AGRI、Aqua/MODIS和SuomiNPP/VIIRS等最广泛使用的多波段传感器具有的波段设置特点. 以下敏感性分析涉及了可见光到红外波段(0.4~13μm)辐射亮度或亮温等对云廓线模型参数的敏

感性. 本研究比较了可见光、短波红外等波段和不同卫星天顶角条件下, 卫星观测信号随着云顶有效半径、云几何厚度、云光学厚度和转折点位置等取值变化的响应特征.

3.1 云顶粒子有效半径

敏感性实验中云廓线的设置如图3a~3c所示, 云几何厚度固定为2km, 云底高度固定为1km, 云顶有效半径取值包括3.0、6.0、8.0、12.0和15.0μm, 云光学厚度固定为30.0, 从云顶测得的转折点光学厚度固定为8.0, 云底和转折点的ER分别为3.0和8.0μm, 云滴服从伽马分布, 固定有效方差为0.1, 云滴数浓度廓线的斜率(k)为−0.2, 表明云滴数浓度从云底到云顶增加. 由于前人研究表明, 对云顶有效半径的敏感波段主要位于可见光到短红外波段, 实验中固定太阳天定角为30°, 模拟了0.49、0.67、1.65和2.1μm波段处的辐射值, 假设太阳方位角为0°和180°, 卫星天顶角范围为−90°~90°, 间隔为5°. 这三个波段沿卫星天顶角的辐亮度变化如图3d~3f所示, 辐射亮度随着云顶粒子有效半径的变化具有一定的离散程度, 离散程度越大说明敏感性越高. 例如1.65和2.1μm处的辐射曲线随粒子有效半径变化的离散程度, 比0.49和0.67μm波段的离散程度更

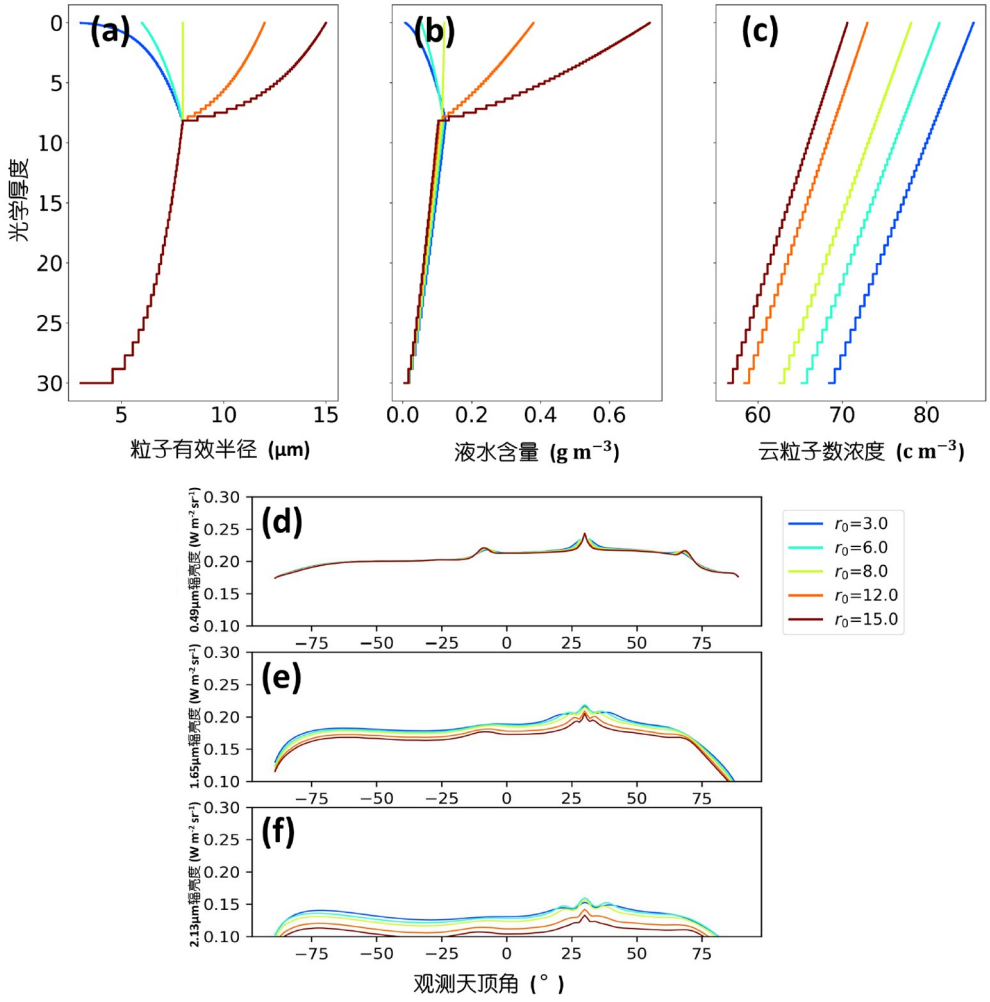


图 3 敏感性实验中云微物理廓线的设置及不同波段处模拟辐亮度随着卫星天顶角的变化

(a) 云滴有效半径廓线, (b) 液水含量廓线, (c) 云粒子数浓度廓线, 模拟过程中r_b、r_0和r_m固定在3.0μm、12μm和8.0μm, τ、τ_m分别固定在30.0和8.0, z_c和k均分别固定在2.0km和−0.2, r_0在3.0μm~15.0μm之间变化. (d) 0.49μm波段辐亮度变化, (e) 1.65μm波段辐亮度变化, (f) 2.13μm波段辐亮度变化

大. 结果表明, 通过卫星在短波红外波段测得的辐亮度可以用来探测不同观测几何条件下的云顶粒子有效半径.

3.2　云顶高度

实验中包含5种不同的廓线(图4a~4c)结构, 云底高度设置为1km, 云几何厚度取值覆盖1km~5km, 增量为1km, 云光学厚度固定为30.0, 云顶有效半径固定为12.0μm, 从云顶测得的转折点光学厚度固定为8.0, 云底和转折点的ER分别为3.0和8.0μm, 云滴服从伽马分布, 固定有效方差为0.1, 云滴数浓度廓线的斜率k为−0.2. 根据以往研究表明, 红外波段对云顶高度的位置非常敏感. 我们分析了可见光和短波红外波段对云顶高度的响应. 如图4d~4e所示, 0.49μm处的辐亮度对云顶高度变化的敏感性非常有限. 1.65和0.86μm辐亮度之间的比值随卫星天顶角的变化而变化. 云顶高度越高(云几何厚度越大)对应的比值越大, 这表明1.65与0.86μm波段辐亮度之间的差异可以作为输入, 结合红外波段辅助反演云几何厚度.

3.3　云几何厚度

基于被动卫星的云几何厚度探测具有较高的难度, 从现有云产品目录中几乎看不到该产品. 已有研究表明, 红外波段(6~15μm)的亮温组合可用于获取云底高度(Tan等, 2024). 以下实验中的云的粒子尺度等垂直分布(图5)均匀, 例如云粒子有效半径为

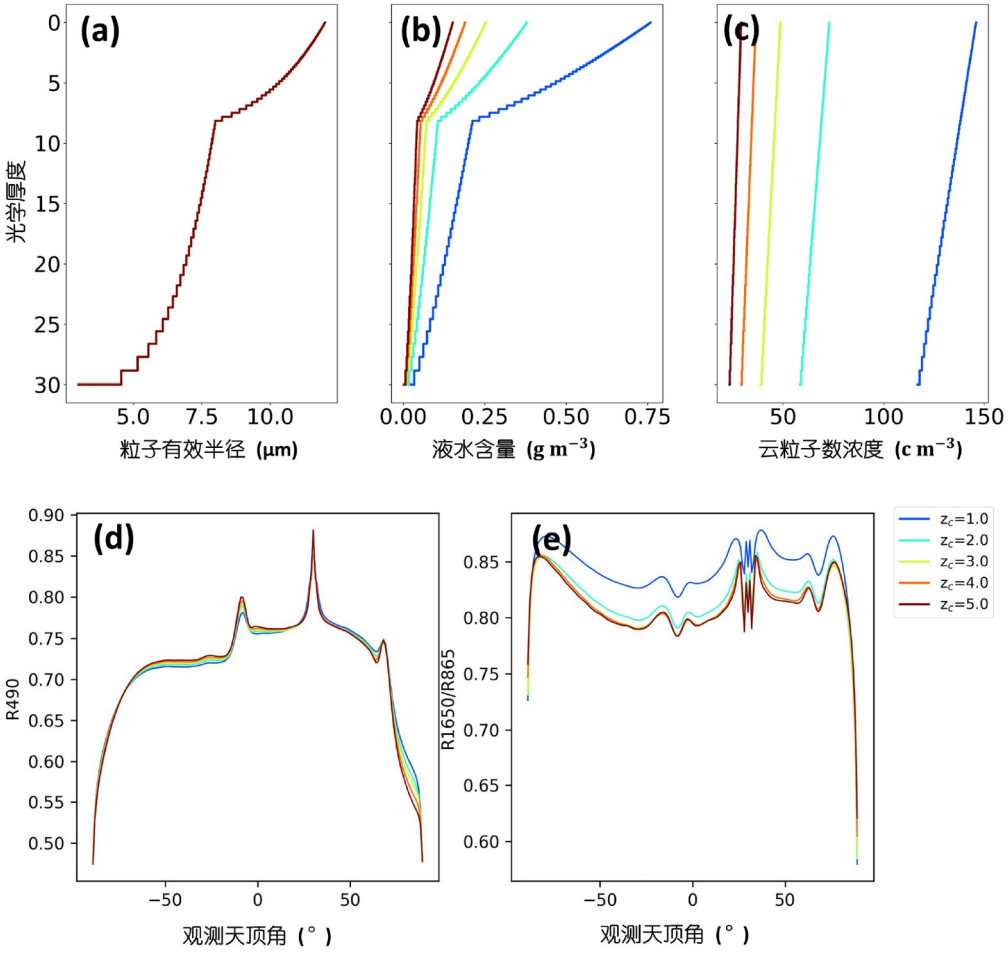


图 4　敏感性实验中云微物理廓线的设置及不同波段处模拟反射率和反射率比随着卫星天顶角的变化

(a) 云滴有效半径廓线, (b) 液水含量廓线, (c) 云粒子数浓度廓线, 模拟过程中k固定在−0.2; r_b、r_m和r_0分别固定在3.0μm、8μm和12.0μm, τ、τ_m分别固定在30.0和8.0, z_c在1~5km之间变化. (d) 0.49μm波段反射率变化, (e) 1.65和0.86μm波段反射率比变化

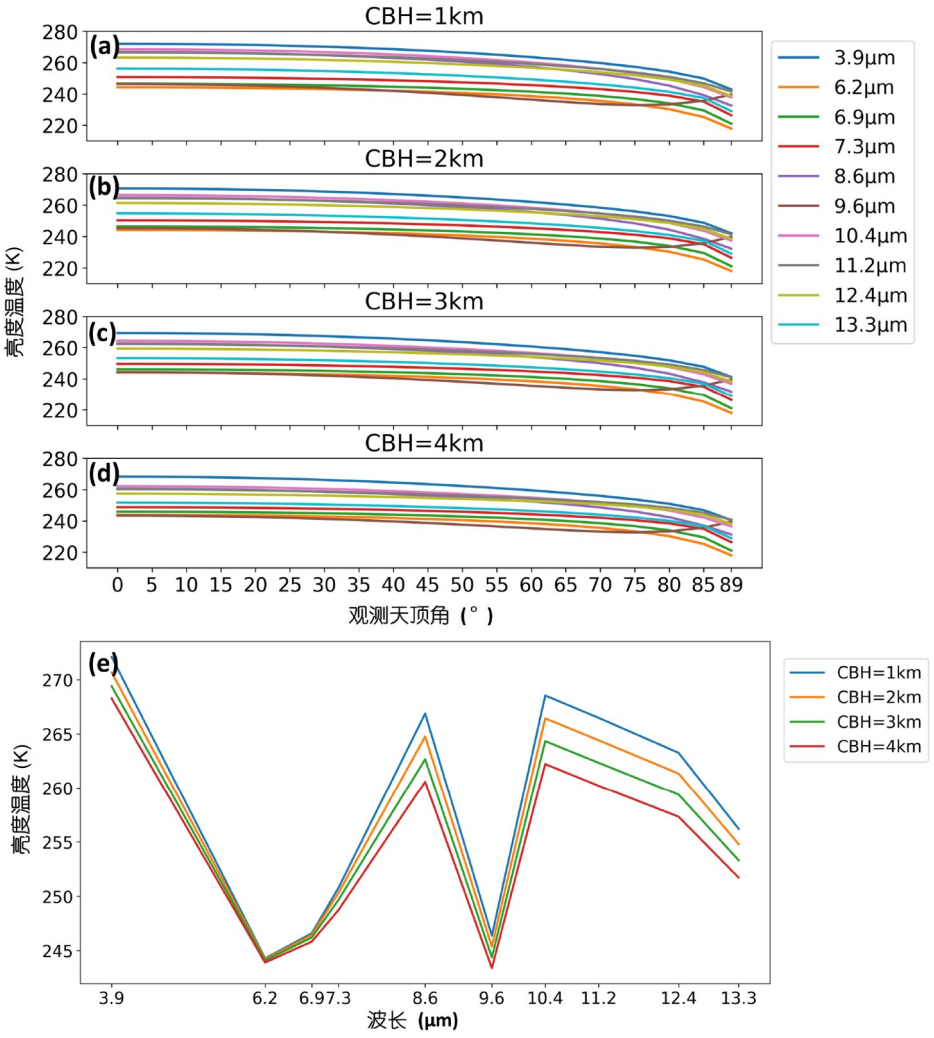


图 5　敏感性实验中云底高度的设置及不同不波段模拟亮温随着卫星天顶角的变化

(a) CBH=1km的亮温分布; (b) CBH=2km的亮温分布; (c) CBH=3km的亮温分布; (d) CBH=4km的亮温分布. (e) 太阳天顶角、卫星天顶角和相对方位角均设置为0°, 云微物理特性在垂直和水平尺度上均匀分布假设下, COT=5, ER=8μm, CBH在1~4km条件下的亮温分布

8μm、云光学厚度为5、云顶高度为5km. 我们模拟了葵花−8载荷10个红外波段(3.9μm~13.3μm)的亮温变化情况. 结果表明, 亮温随波段和云底高度/云几何厚度的变化而变化, 随着云底高度的降低, 亮温呈现上升趋势, 证实了红外波段对云底高度的变化敏感. 这也佐证了各红外波段的组合有助于反演云的几何厚度信息.

3.4　云光学厚度

如图6a~6c所示, 模拟中5条云廓线除云光学厚度外所有参数均设置相同, 云几何厚度固定为2km, 云底高度为1km, 从云顶测得的转折点光学厚度固定为8.0, 云底、云顶和转折点的ER分别为3.0、9.0和8.0μm, 云滴服从伽马分布, 固定有效方差为0.1, 云滴数浓度廓线的斜率(k)为−0.2. 云光学厚度取值包括20.0、30.0、50.0、60.0和70.0, 5条云廓线的COT不同, 导致有效半径和云水含量廓线在y轴上随着COT的增加而大幅增加. 如图6d~6e所示, 在0.49和0.67μm的可见光波段中, 辐亮度曲线随着COT的增加而显著增加, 当COT超过60时, 辐亮度接近饱和. 此外, 辐射曲线在视线天顶角方向上的差异, 表明从卫星测量中反演COT更适合于较小的卫星天顶角(<70°).

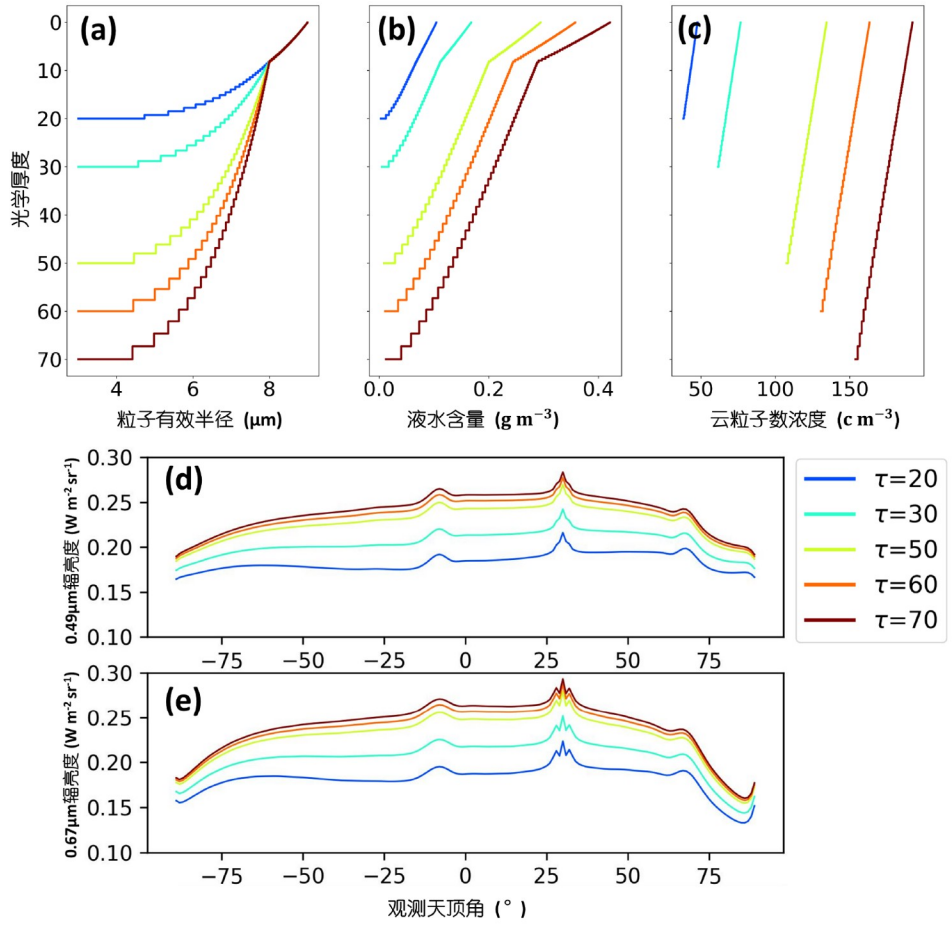


图 6　敏感性实验中云微物理廓线的设置及不同波段处模拟辐亮度随着卫星天顶角的变化

(a) 云滴有效半径廓线, (b) 液水含量廓线, (c) 云粒子数浓度廓线, 模拟过程中r_b、r_m和r_0分别固定在3.0μm、8.0μm和9.0μm, τ_m固定在8.0, z_c和k固定在2.0km和−0.2, τ在20~70之间变化. (d) 0.49μm波段辐亮度变化, (e) 0.67μm波段辐亮度变化

3.5　转折点位置

转折点位置是输入参数中描述廓线结构特征的重要参数. 为了评估被动遥感传感器对该信息的探测灵敏度, 模拟中设置了5条具有不同转折点位置的廓线记录(图7a~7c). 云几何厚度固定为2km, 云底高度固定为1km, 云光学厚度固定为50, 从云顶到转折点(τ_m)的光学厚度取值包括3.0、8.0、15.0、25.0和40.0, 云顶、云底和转折点处的有效半径分别为12.0、3.0和8.0μm, 云滴服从伽马分布, 固定有效方差为0.1, 云滴数浓度廓线的斜率(k)为−0.2. 图7d~7e表示不同廓线结构特征对应的0.49、1.65和2.13μm波段辐亮度的取值情况, 0.49μm波段辐亮度曲线随着折点位置改变而产生的离散程度非常小, 而在短波红外波段这些曲线之间的间距增加, 结果显示随着转折点深入云层, 辐亮度会变小. 但是, 该组实验中辐亮度的变化可能同时受到云顶层粒子有效半径的影响.

3.6　云滴数浓度廓线斜率

云滴数浓度廓线的斜率表示云滴数浓度在垂直方向上的分布特征, 当云滴有效半径廓线结构固定时, 它能够调节云水含量廓线的形状. 本研究开展了两组实验来测试斜率微小变化和较大变化的影响, 图8a~8c展示了k在−0.2~0.2范围内变化时的云廓线, 而图9a~9c展示了k在−100.0~100.0变化时的云廓线, 两组实验中云几何厚度固定为2km, 云底高度固定为1km, 云光学厚度固定为30, 从云顶测得的转折点光学厚度为8.0, 云滴服从伽马分布, 固定有效方差为0.1. 云顶、云底

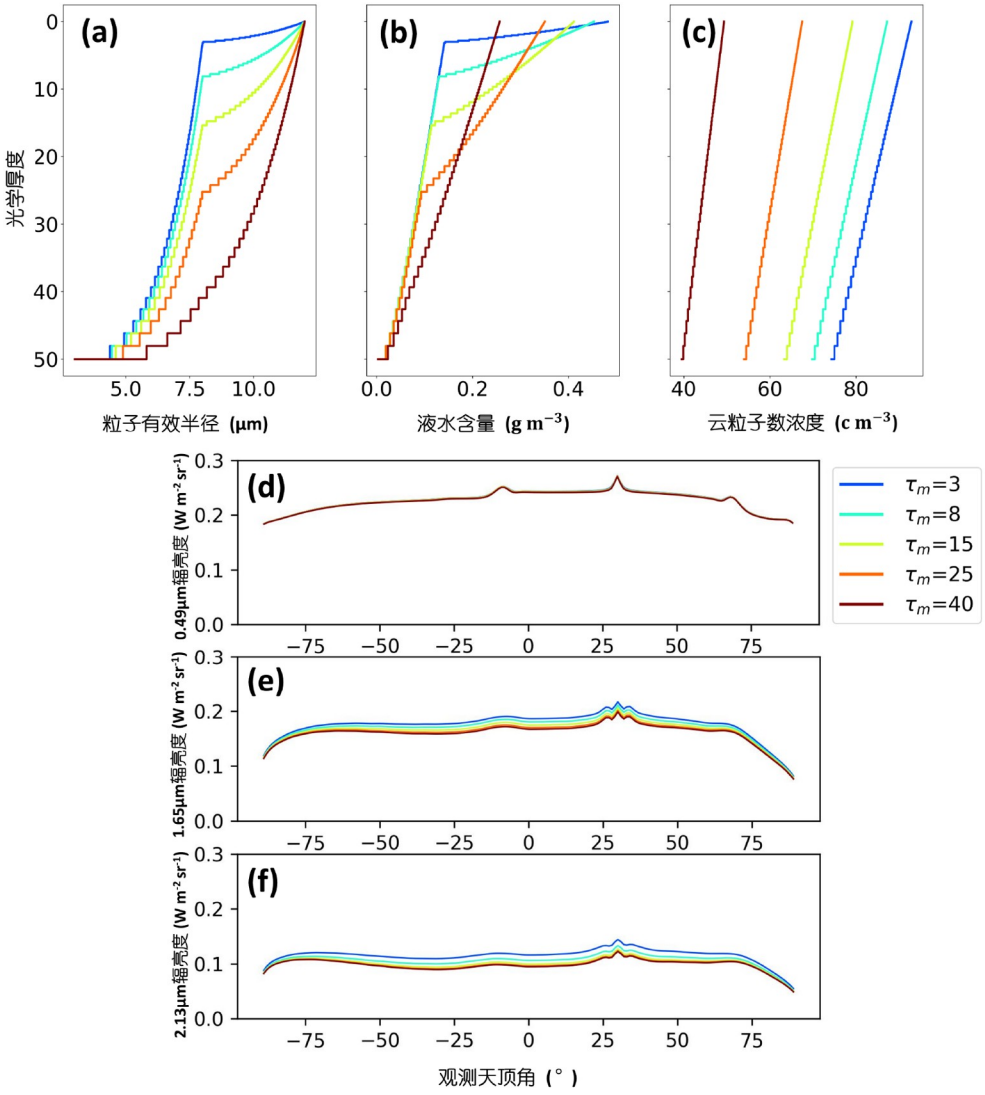


图 7　敏感性实验中云微物理廓线的设置及不同波段处模拟辐亮度随着卫星天顶角的变化

(a) 云滴有效半径廓线, (b) 液水含量廓线, (c) 云粒子数浓度廓线, 模拟过程中r_b、r_m和r_0分别固定在3.0μm、8.0μm和12.0μm, τ固定到50.0、z_c和k固定为3.0km和−0.2, τ_m在3~40之间之间变化. (d) 0.49μm波段辐亮度变化, (e) 1.65μm波段辐亮度变化, (f) 2.13μm波段辐亮度变化

和转折点的ER分别为5.0、3.0和8.0μm. 图8和图9d~9g显示了0.49、0.67、1.65和2.13μm波段处卫星观测的辐亮度, 图中辐亮度沿卫星天顶角的变化可以忽略不计, 这表明可见光到短波长红外波段的辐亮度对云粒子数浓度廓线的斜率不敏感.

4　基于CloudSat和飞机观测测量评估云物理廓线模型

上述讨论表明, 云物理廓线模型所需的输入参数包括8个参数中3个可以直接从多光谱遥感观测资料反演得到, 它们是光学厚度、云顶有效半径、云几何厚度; 还有2个参数具有假设为常数的可能性, 云底有效半径和云有效方差, 不过该假设可能导致重建廓线的偏差; 其余3个参数很难从多光谱遥感观测资料中直接求解, 它们是从云顶测量的转折点光学厚度、转折点处的有效半径和云粒子数浓度廓线的斜率. 接下来, 我们评估了CPM在有限输入参数条件下重建云廓线的能力. 由于准确的云微物理廓线原位探测资料非常匮乏, 我们结合CloudSat云廓线产品、飞机观测云廓

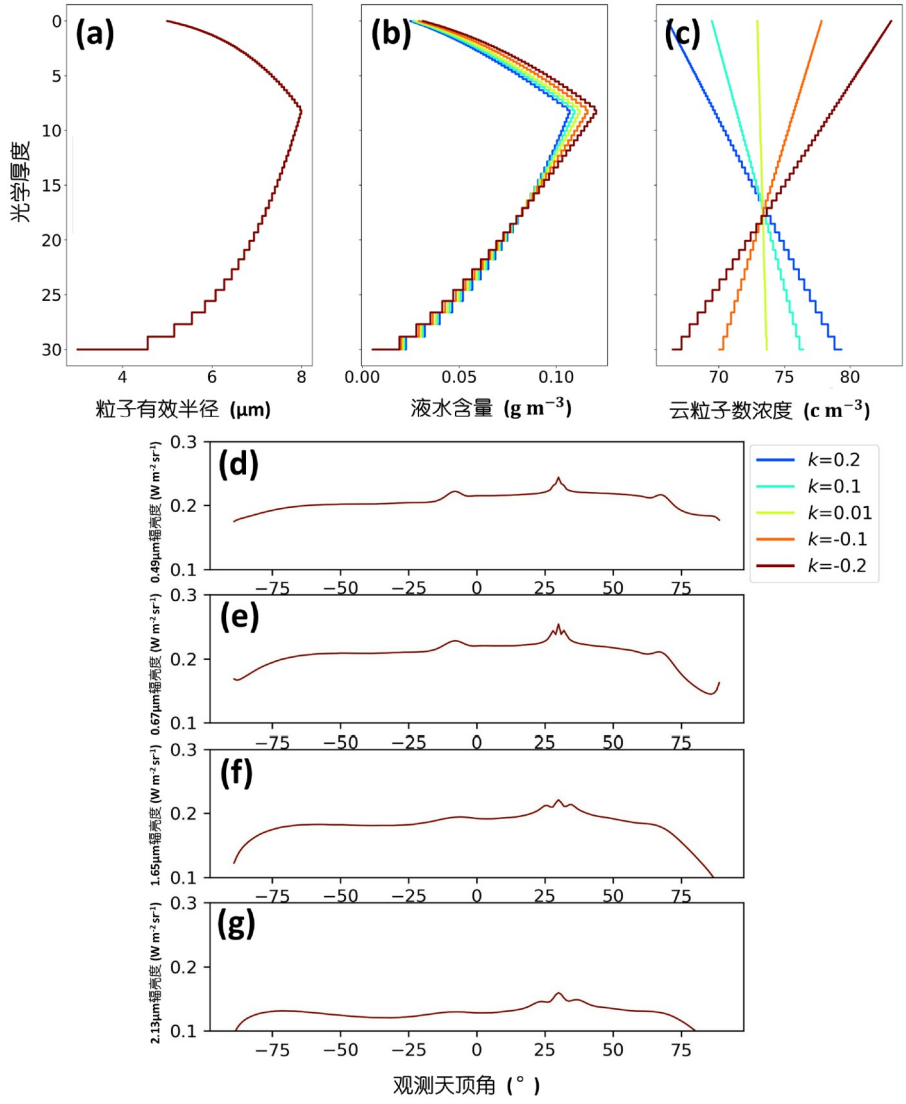


图 8　敏感性实验中云微物理廓线的设置及不同波段处模拟辐亮度随着卫星天顶角的变化

(a) 云滴有效半径廓线, (b) 液水含量廓线, (c) 云粒子数浓度廓线, 模拟过程中r_b、r_m和r_0分别固定在3.0μm、8.0μm和5.0μm, τ、τ_m分别固定在30.0和8.0, z_c固定在3.0km, k在−0.2~0.2之间变化. (d) 0.49μm波段辐亮度变化, (e) 0.67μm波段辐亮度变化, (f) 1.65μm波段辐亮度变化, (g) 2.13μm波段辐亮度变化

线资料以及CPRM来评估CPM对云物理廓线刻画的能力. CPRM的输入参数如图2所示, 包括云顶、云底云滴有效半径和云高等信息, 并设定其他参数的合理区间和变化步长, 然后通过CPRM的迭代方法和收敛条件重建云廓线, 最后, 将重建得到的云廓线与CloudSat产品或飞机原位测量进行比较.

4.1　基于CloudSat观测评估CPRM重建的云廓线

我们在2016年7月选择了3个例子来评估云廓线模型, 第一个案例位于43.65°N, 98.88°E, 第二个案例位于48.74°N, 75.17°E, 第三个案例位于54.03°S, 72.81°E, 这3个案例都是单层层积云. 第一个例子中云滴有效半径和云水含量廓线都显示折线形(Shang等, 2023), 这与我们之前基于经验正交函数抽取的廓线主要结构特征保持一致, 通过固定云顶、云底位置的云滴有效半径和云几何厚度, 我们迭代了其他参数, 如有效半径和转折点位置、云光学厚度、云粒子数浓度的斜率等. 迭代的接近实测结果的廓线如图10a~10i所示.

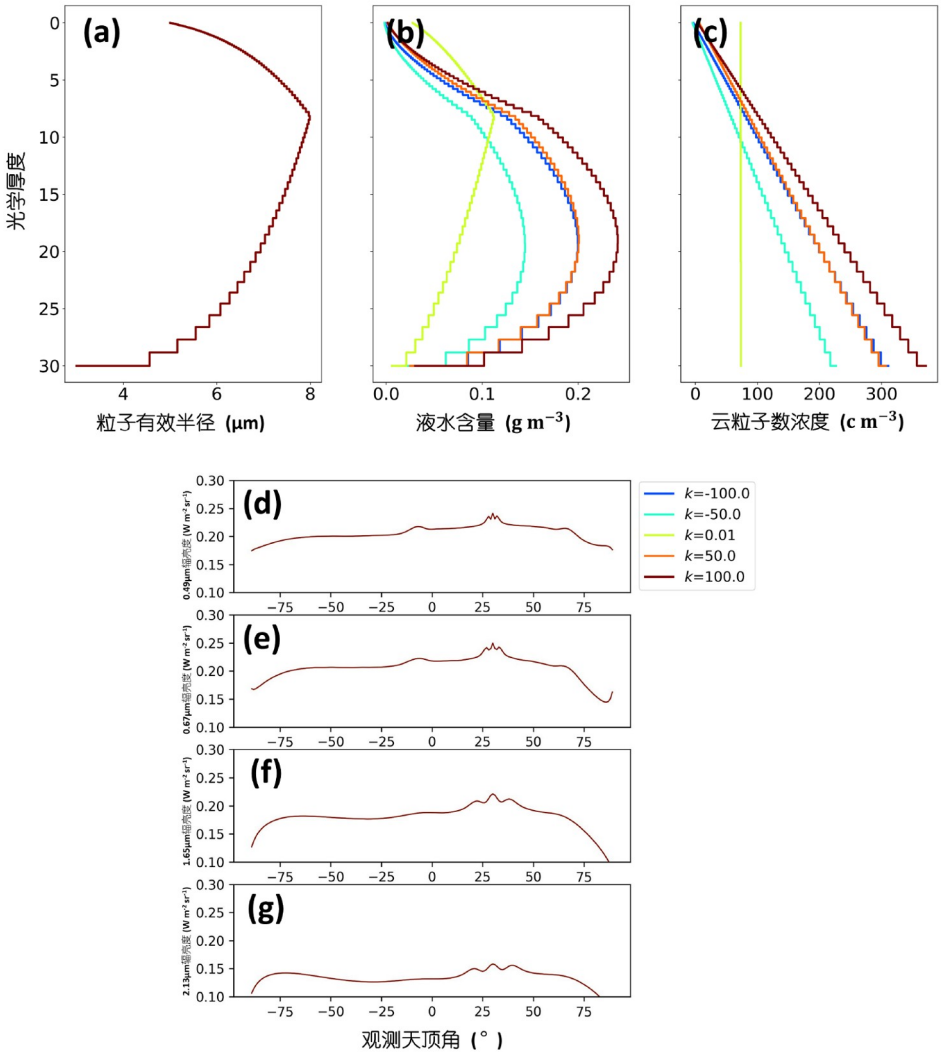


图 9　敏感性实验中云微物理廓线的设置及不同波段处模拟辐亮度随着卫星天顶角的变化

(a) 云滴有效半径廓线, (b) 液水含量廓线, (c) 云粒子数浓度廓线, 模拟过程中r_b、r_m和r_0分别固定在3.0μm、8.0μm和5.0μm, τ、τ_m分别固定在30.0和8.0, z_c固定在3.0km, k在−100~100之间变化. (d) 0.49μm波段辐亮度变化, (e) 0.67μm波段辐亮度变化, (f) 1.65μm波段辐亮度变化, (g) 2.13μm波段辐亮度变化

第一个例子中得到的5条比较吻合的廓线记录中, 转折点位于COT=59处, 折点位置的云滴有效半径为12.7μm, 云滴数量浓度的不同斜率导致了LWC廓线的略微差异, 云滴有效半径和云水含量廓线的*RMSE*和*R*如表1所示. 当斜率为0.01时, 迭代得到的廓线与观测相比具有最小*RMSE*和最大*R*. 第二个例子代表了我们之前揭示的另一种云廓线的典型特征, ER从云底到云顶单调增加, 云水含量随高度首先增加, 然后降低. 迭代得到的最优结果(r_0、r_b和r_r分别为12.7、8.0和10.0μm, τ_m、τ和云滴数浓度斜率为10、12和20)与CloudSat测量值非常接近. 第三个例子中展示了ER和LWC廓线从云底到云顶近似线性增加的典型结构特征, CPRM得到的最优解(r_0、r_b和r_r分别固定为9.3、8.4和8.9μm, τ_m、τ和云滴数浓度的斜率为10、20和0.2)可以准确地刻画云微物理特性的垂直变化情况, *RMSE*可以忽略不计, *R*接近1(表1中未显示).

4.2　基于飞机观测数据重建云廓线

CPRM的目的是辅助现有被动卫星遥感数据建立云廓线观测, 尤其利用Himawari-8/AHI、GOES-16/

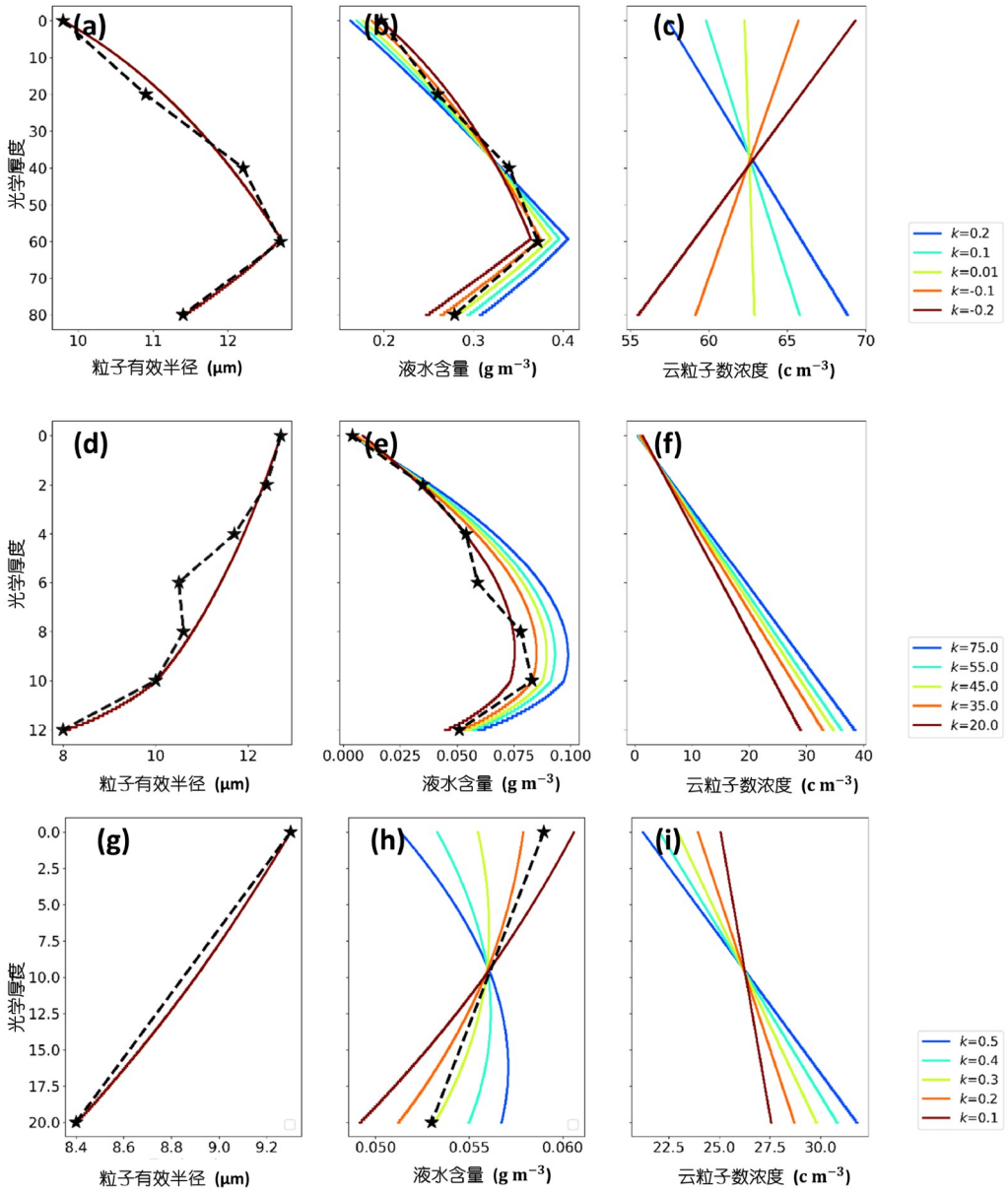


图 10　CloudSat观测和CPRM云廓线对比

(a~c)为第一个例子中CloudSat和CPRM云粒子有效半径、液水含量和云粒子数浓度廓线, 图中r_b、r_m和r_0分别为11.4μm、12.7μm和9.8μm, τ、τ_m分别为80.0和59.0, z_c为2.0km, k在−0.2~0.2之间变化; (d~f)为第二个例子中CloudSat和CPRM的三种云微物理廓线, 图中r_b、r_m和r_0分别为8.0μm、10.0μm和12.7μm, τ、τ_m分别为12.0和10.0, z_c为2.0km, k在20~75之间变化; (g~i)为第三个例子中CloudSat和CPRM的云微物理廓线, 图中r_b、r_m和r_0分别为8.4μm、8.9μm和9.3μm, τ、τ_m分别为20.0和10.0, z_c为2.0km, k在0.1~0.5之间变化, 图中黑色星号代表CloudSat观测, 彩色线为CPRM的结果, 其中r_0和r_b来自CloudSat, 迭代中使用了r_r, k, τ和τ_m的不同组合

ABI、FY-4/AGRI、Aqua/MODIS和SuomiNPP/VIIRS等多源被动遥感资料. 为了进一步评估CPRM的表现, 我们采用飞机观测和Himawari-8同期观测到的水云个例来重建云廓线. Himawari-8可以提供高时间(~10min)和高空间分辨率(2~5km)的云观测信息, 该个例中Himawari-8观测到的云如图11所示, 在真彩色影像中, 可以看到飞机左侧和右侧的明亮云层, 右侧的积云正是根据飞机轨迹的地理位置确定的目标. 图11

表 1　CloudSat与CPRM重建的ER和LWC廓线之间的*RMSE*和*R*

个例	云粒子数浓度斜率	$RMSE_{er}$	$RMSE_{lwc}$	R_{er}	R_{lwc}
1	0.2	0.176	0.020	0.990	0.973
	0.1	0.176	0.013	0.990	0.985
	0.01	0.176	0.009	0.990	0.993
	−0.1	0.176	0.012	0.990	0.990
	−0.2	0.176	0.020	0.990	0.962
2	75.0	0.408	0.015	0.969	0.967
	55.0	0.408	0.012	0.969	0.966
	45.0	0.408	0.009	0.969	0.966
	35.0	0.408	0.008	0.969	0.964
	20.0	0.408	0.007	0.969	0.960

中云识别和云相态结果是基于阈值和机器学习结合的云检测和云相态算法生产的(Shang等, 2024); 云顶高度结果是基于随机森林模型构建的算法模型生产的(Ri等, 2022; Shao等, 2023); 云光学厚度和云粒子有效半径是基于查找表方法得到的(Letu等, 2020). 卫星资料显示飞行区域云顶主要包含液态和混合相态, 高度约为2~12km, 光学厚度从30到60不等. ER、LWC和云粒子数浓度廓线的斜率的飞机观测值的分层分布如图11所示, 云有效半径和云水含量从云底到云顶几乎单调增加. 云底和云顶的温度分别在15.77℃和−2.79℃左右. 测得的云廓线顶部和底部高度分别为5.39和2.55km. 飞机搭载的CIP没有识别到冰晶颗粒, 表明该区域云中及云底主要由水滴构成. 云系统相对稳定, 因为云内温度随高度的变化速率接近湿绝热递减率(约−6.5℃/km). 云滴数浓度从云顶到云底递减, 斜率假设为−0.9. r_0和r_b分别固定为6.72和3.54μm.

通过结合飞机测量的数据和Himawari-8的数据, 对于线性形状的云廓线, 折点的位置并不明确. 将上述参数作为CRPM的输入, 使用CPRM模型对云廓线进行重建. 如图12所示, 重建的云粒子有效半径和云水

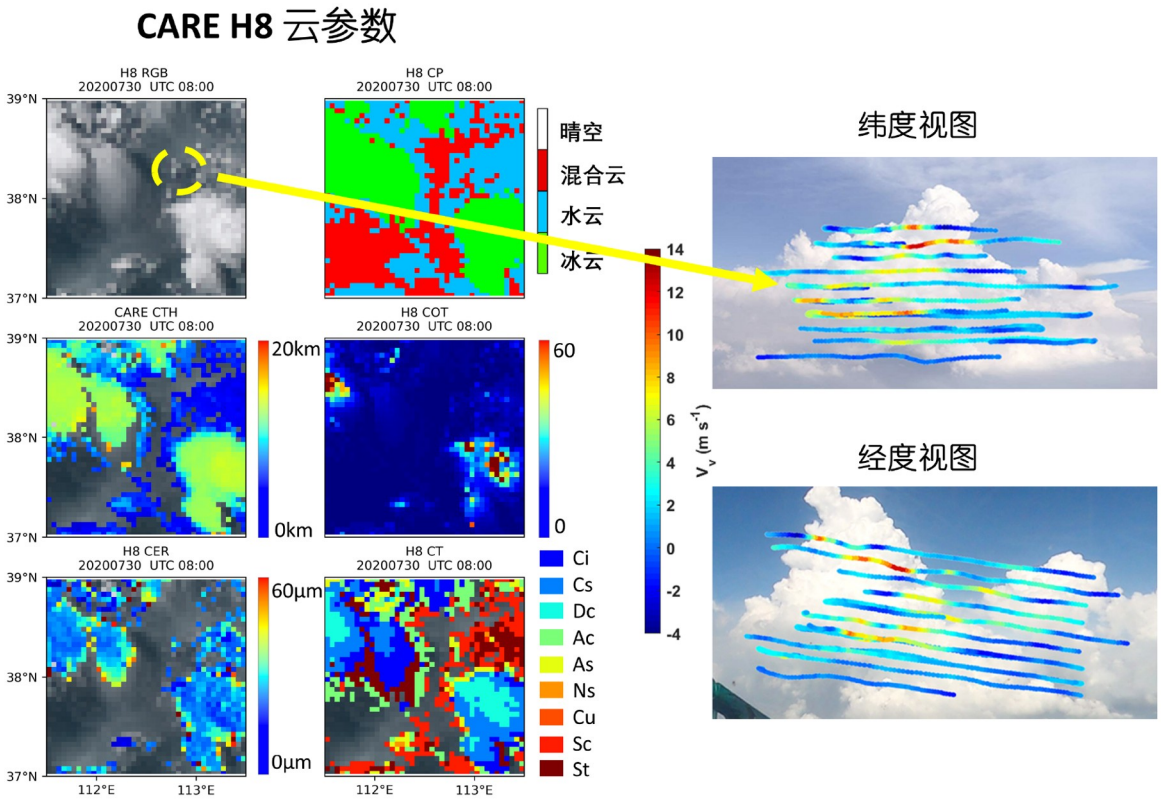


图 11　2020年7月30日UTC08:00 Himawari-8观测数据与日的飞机飞行轨迹数据

左图为Himawari-8真彩影像、云相态、云顶高度、云光学厚度、云有效半径和的云类型产品. 右图为飞机观测沿经纬度方向的视图, 彩色线代表飞机观测时获取的原位垂直速度(Cai等, 2022)

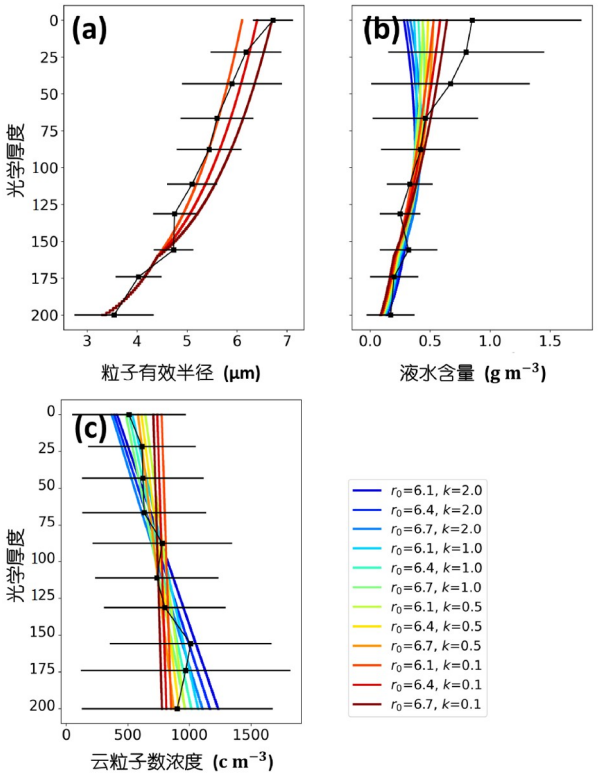


图 12　飞机观测和模型得到的云微物理廓线对比

(a) 云粒子有效半径廓线, (b) 液水含量廓线, (c) 云粒子数浓度廓线, 图中r_b、r_m分别为3.3μm和4.4μm, τ、τ_m分别为200.0和160.0, z_c为2.0km, r_0为6.1μm、6.4μm和6.7μm, k在0.1~2.0之间变化, 黑色点代表飞机观测值, 误差线代表方差, 彩色线代表模型得到的廓线. 由于ER和LWC的云剖面接近线性, 转折点的信息由人为确定

含量廓线与飞机测量结果非常相似. 基于*RMSE*和*R*的定量分析表明(k=0.5, τ_m=160, r_0=6.4μm)为最优解.

上述讨论表明, 在给定适当的输入参数或具有适当变化范围的参数条件下, CRPM能够准确表征云有效半径和液态水含量的形状和垂直变化. 同时, 在使用CloudSat和机载数据重建云廓线时, 可能存在以下几个方面的不确定性: (1) 当云层很厚时, 使用CloudSat推断的云粒子有效半径可能存在偏差. CloudSat雷达反射率与粒子有效半径的关系可能与被动遥感传感器估算的有效半径不具可比性. 此外, 当飞机在飞行过程中获取机载测量的有效半径和液态水含量廓线时也会产生不确定性; 在这种情况下, 由于飞机位置的改变, 廓线可能无法准确表达特定位置云垂直的变化. (2) 当云液态水含量和粒子有效半径的廓线接近线性时, 转折点的实际位置难以确定. (3) CRPM仅适用于具有相似"尾部"的廓线, 即从云底到云层中部, 云水含量和云粒子有效半径均增加, 然而在CloudSat资料也具有云底到云层中部云水含量和云粒子有效半径均减少的例子, 造成这种现象的一个可能原因是CloudSat无法区分云水、毛毛雨、大雨滴等, 使得尾部与我们模型假设的不同. (4) CRPM目前仅适用于垂直方向上液态水含量和粒子有效半径变化不剧烈的单层水云. 此外, 从云顶测量的转折点标准化光学厚度(τ)、转折点处的有效半径(r)和云滴数浓度廓线的斜率(k)很难从被动遥感传感器中获得. 我们的实验表明, 即使缺少有效半径、转折点位置以及云滴数浓度廓线的斜率(k)信息, 如果云廓线接近线性, 仍然可以通过迭代准确重建廓线.

5　讨论

本论文研究了AHI等卫星光谱载荷可见光到红外观测对云廓线特征参数的敏感性, 并评估云廓线重建模型(CPRM)在使用这些卫星生产的云参数重建云廓线的能力. 在敏感性分析中, 我们的结果表明, 当固定云底部结构时, 在不同观测几何条件下, 短红外波长(1.6和2.1μm)的辐射率随着云顶有效半径的减小而增大; 当云底高度不变, 云顶高度/几何厚度变化时, 1.65和0.86μm的辐亮度比值随云顶高度的降低而增加. 而当云顶高度超过4km时, 该比值的变化可以忽略不计, 该信息有潜力与其他红外波段信息联合反演云顶高度; 当固定云顶高度并改变云的几何厚度时, 发现3.9~13.3μm的红外波段的辐射率随云几何厚度的变化显示出一定的敏感性. 这些变化并不显著, 该分析提供了基于红外光谱中多个红外波段进行云底高度/云几何厚度反演的依据(Shao等, 2023); 当固定描述云廓线参数时, 除光学厚度外, 对于具有较大云光学厚度的云层模拟中, 在0.49或0.67μm处有更高的云辐亮度. 随着转折点位置越来越深, 我们发现1.65和2.13μm处的辐亮度越来越小. 然而, 在设置相同的云有效半径的情况下改变云滴数浓度的斜率时, 可见光和短波红外的辐射没有显示出任何差异, 这意味着在反演CDNC的斜率时需要进一步地假设(如恒定的斜率), 或者在反演该参数时需要辅助数据. 此外, 使用CloudSat和飞机观测测量对CPRM的评估表明, CPRM能够捕捉粒子有效半径和液态水含量廓线的主要结构. 重建得到的

云廓线与原位测量之间的均方根误差(*RMSE*)和相关系数(*R*)可以联合用于筛选最优结果.

CPRM能够根据有限的模型参数为单层水云建立云水含量和粒子有效半径廓线, 为使用多源卫星遥感云产品反演云廓线提供借鉴. 本研究通过敏感性研究讨论了CPRM的哪些参数是否可以从典型被动遥感传感器获得. 此外, 通过一些假设, 我们使用CloudSat和飞机观测资料评估了CRPM重建云廓线的精度, 表明通过将模型参数在一定的间隔和分布范围内进行迭代, 可以重建接近观测资料的云微物理廓线, 获得垂直结构精细的云水含量和粒子有效半径廓线.

参考文献

Alexandrov M D, Miller D J, Rajapakshe C, Fridlind A, van Diedenhoven B, Cairns B, Ackerman A S, Zhang Z. 2020. Vertical profiles of droplet size distributions derived from cloud-side observations by the research scanning polarimeter: Tests on simulated data. Atmos Res, 239: 104924

Austin R T, Wood N B. 2018. Level 2B Radar-only Cloud Water Content (2B-CWC-RO) Process Description and Interface Control Document. Product Version: P1 R05

Austin R T, Heymsfield A J, Stephens G L. 2009. Retrieval of ice cloud microphysical parameters using the CloudSat millimeter-wave radar and temperature. J Geophys Res, 114: 2008JD010049

Cai Z, Li Z, Li P, Li J, Sun H, Gao X, Peng Y, Wang Y, Zhang D, Ren G. 2022. Vertical distributions of aerosol and cloud microphysical properties and the aerosol impact on a continental cumulus cloud based on aircraft measurements from the Loess Plateau of China. Front Environ Sci, 9: 808861

Chang F L, Li Z. 2002. Estimating the vertical variation of cloud droplet effective radius using multispectral near-infrared satellite measurements. J Geophys Res, 107: 4257

Chang F L, Li Z. 2003. Retrieving vertical profiles of water-cloud droplet effective radius: Algorithm modification and preliminary application. J Geophys Res, 108: 2003JD003906

Donovan D P, van Zadelhoff G J, Wang P. 2024. The EarthCARE lidar cloud and aerosol profile processor (A-PRO): The A-AER, A-EBD, A-TC, and A-ICE products. Atmos Meas Tech, 17: 5301–5340

Geer A J, Baordo F, Bormann N, Chambon P, English S J, Kazumori M, Lawrence H, Lean P, Lonitza K, Lupu C. 2017. The growing impact of satellite observations sensitive to humidity, cloud and precipitation. Q J R Meteorol Soc, 143: 3189–3206

King M D, Tsay S C, Platnick S E, Wang M, Liou K N. 1997. Cloud Retrieval Algorithms for MODIS: Optical Thickness, Effective Particle Radius, and Thermodynamic Phase. MODIS Algorithm Theoretical Basis Document No. ATBD-MOD-05

Kokhanovsky A, Rozanov V V. 2012. Droplet vertical sizing in warm clouds using passive optical measurements from a satellite. Atmos Meas Tech, 5: 517–528

Kumar S, Srivastava S. 2022. Vertical characteristics of precipitating cloud systems during different phases of life cycle of cloud systems using satellite-based radar over tropical oceanic areas. J Appl Nat Sci, 14: 1272–1285

Kumar S, Castillo-Velarde C D, Flores Rojas J L, Moya-Álvarez A, Martínez Castro D, Srivastava S, Silva Y. 2020. Precipitation structure during various phases the life cycle of precipitating cloud systems using geostationary satellite and space-based precipitation radar over Peru. GISci Remote Sens, 57: 1057–1082

Letu H, Yang K, Nakajima T Y, Ishimoto H, Nagao T M, Riedi J, Baran A J, Ma R, Wang T, Shang H, Khatri P, Chen L, Shi C, Shi J. 2020. High-resolution retrieval of cloud microphysical properties and surface solar radiation using Himawari-8/AHI next-generation geostationary satellite. Remote Sens Environ, 239: 111583

Liu C, Yang S, Di D, Yang Y, Zhou C, Hu X, Sohn B J. 2022. A machine learning-based cloud detection algorithm for the Himawari-8 spectral image. Adv Atmos Sci, 39: 1994–2007

Liu C, Song Y, Zhou G, Teng S, Li B, Xu N, Lu F, Zhang P. 2023. A cloud optical and microphysical property product for the advanced geosynchronous radiation imager onboard China's Fengyun-4 satellites: The first version. Atmos Ocean Sci Lett, 16: 100337

Liu J, Zhu Y, Wang M, Rosenfeld D, Cao Y. 2023. Marine warm cloud fraction decreases monotonically with rain rate for fixed vertical and horizontal cloud sizes. Geophys Res Lett, 50: e2022GL101680

Mroz K, Treserras B P, Battaglia A, Kollias P, Tatarevic A, Tridon F. 2023. Cloud and precipitation microphysical retrievals from the EarthCARE cloud profiling radar: The C-CLD product. Atmos Meas Tech, 16: 2865–2888

Mülmenstädt J, Salzmann M, Kay J E, Zelinka M D, Ma P L, Nam C, Kretzschmar J, Hörnig S, Quaas J. 2021. An underestimated negative cloud feedback from cloud lifetime changes. Nat Clim Chang, 11: 508–513

Nagao T M, Suzuki K, Nakajima T Y. 2013. Interpretation of multiwavelength-retrieved droplet effective radii for warm water clouds in terms of in-cloud vertical inhomogeneity by using a spectral bin microphysics cloud model. J Atmos Sci, 70: 2376–2392

Nakajima T Y, Suzuki K, Stephens G L. 2010. Droplet growth in warm water clouds observed by the A-Train. Part II: A multisensor view. J Atmos Sci, 67: 1897–1907

Nakajima T, Tanaka M. 1988. Algorithms for radiative intensity calculations in moderately thick atmospheres using a truncation

approximation. J Quant Spectrosc Ra, 40: 51–69

Nakajima T, Tanaka M, Hayasaka T, Miyake Y, Nakanishi Y, Sasamoto K. 1986. Airborne measurements of the optical stratification of aerosols in turbid atmospheres. Appl Opt, 25: 4374–4381

Okata M, Nakajima T, Suzuki K, Inoue T, Nakajima T Y, Okamoto H. 2017. A study on radiative transfer effects in 3-D cloudy atmosphere using satellite data. J Geophys Res-Atmos, 122: 443–468

Pavelin E G, English S J, Eyre J R. 2008. The assimilation of cloud-affected infrared satellite radiances for numerical weather prediction. Q J R Meteorol Soc, 134: 737–749

Platnick S, Li J Y, King M D, Gerber H, Hobbs P V. 2001. A solar reflectance method for retrieving the optical thickness and droplet size of liquid water clouds over snow and ice surfaces. J Geophys Res, 106: 15185–15199

Prahl S A, van Gemert M J C, Welch A J. 1993. Determining the optical properties of turbid media by using the adding–doubling method. Appl Opt, 32: 559–568

Ri X, Tana G, Shi C, Nakajima T Y, Shi J, Zhao J, Xu J, Letu H. 2022. Cloud, atmospheric radiation and renewal energy application (CARE) version 1.0 cloud top property product from Himawari-8/AHI: Algorithm development and preliminary validation. IEEE Trans Geosci Remote Sens, 60: 1–11

Richardson M, Stephens G L. 2018. Information content of OCO-2 oxygen A-band channels for retrieving marine liquid cloud properties. Atmos Meas Tech, 11: 1515–1528

Rosenfeld D, Lensky I M. 1998. Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds. Bull Amer Meteorol Soc, 79: 2457–2476

Sassen K, Wang Z, Liu D. 2008. Global distribution of cirrus clouds from CloudSat/cloud-aerosol lidar and infrared pathfinder satellite observations (CALIPSO) measurements. J Geophys Res, 113: 2008JD009972

Shang H, Letu H, Chen L, Riedi J, Ma R, Wei L, Labonnote L C, Hioki S, Liu C, Wang Z, Wang J. 2020. Cloud thermodynamic phase detection using a directional polarimetric camera (DPC). J Quant Spectrosc Ra, 253: 107179

Shang H, Hioki S, Penide G, Cornet C, Letu H, Riedi J. 2023. Establishment of an analytical model for remote sensing of typical stratocumulus cloud profiles under various precipitation and entrainment conditions. Atmos Chem Phys, 23: 2729–2746

Shang H, Letu H, Xu R, Wei L, Wu L, Shao J, Nagao T M, Nakajima T Y, Riedi J, He J, Chen L. 2024. A hybrid cloud detection and cloud phase classification algorithm using classic threshold-based tests and extra randomized tree model. Remote Sens Environ, 302: 113957

Shao J, Letu H, Ri X, Tana G, Wang T, Shang H. 2023. Estimation of surface downward longwave radiation and cloud base height based on infrared multichannel data of Himawari-8. Atmosphere, 14: 493

Tan Z, Wang J, Guo J, Liu C, Zhang M, Ma S. 2024. Improving satellite-retrieved cloud base height with ground-based cloud radar measurements. Adv Atmos Sci, 41: 2131–2140

Watts P D, Bennartz R, Fell F. 2011. Retrieval of two-layer cloud properties from multispectral observations using optimal estimation. J Geophys Res, 116: D16203

Zhang Z, Ackerman A S, Feingold G, Platnick S, Pincus R, Xue H. 2012. Effects of cloud horizontal inhomogeneity and drizzle on remote sensing of cloud droplet effective radius: Case studies based on large-eddy simulations. J Geophys Res, 117: 2012JD017655

(责任编委: 刘超)