

桂海林, 诸葛小勇, 韦晓澄, 等, 2019. 基于 Himawari-8 卫星的云参数和降水关系研究[J]. 气象, 45(11): 1579-1588. Gui H L, Zhuge X Y, Wei X C, et al, 2019. Study on the relationship between Himawari-8-based cloud parameters and precipitation[J]. Meteor Mon, 45(11): 1579-1588(in Chinese).

基于 Himawari-8 卫星的云参数和降水关系研究^{*}

桂海林¹ 诸葛小勇² 韦晓澄² 刘伯骏³ 唐志军⁴ 江 琪¹

1 国家气象中心, 北京 100081

2 南京大学, 南京 210023

3 重庆市气象台, 重庆 401147

4 91876 部队气象台, 山海关 066203

提 要: 基于日本 Himawari-8 卫星的云产品, 对中国中东部地区 2017 年夏季(6—8 月)每日 08—17 时的降水资料进行了分析, 重点讨论了云光学厚度(COD)、云顶粒子平均尺度(CPS)、云顶温度(CTT)三个云参数与降水的关系。试验表明, 降水概率与云参数相关性较高, 存在随着 COD 增加、CPS 增加、CTT 减小而增加的明显趋势。但是, 单个云参数与降水强度相关性则较低; COD、CPS、CTT 与小时降雨率的相关系数分别为 0.2315、0.1823、-0.2235, 均为弱相关。如果综合考虑联合两个或三个云参数形成小时降雨率分布矩阵, 则降水过程能得到更为清晰的体现。2017 年 8 月 28 日的个例表明, 相比纯粹基于红外的算法, 三参数方法可以明显提高小时降雨率的估计精度。

关键词: 云参数, 降水, Himawari-8, 小时降雨率

中图分类号: P413, P426

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2019.11.008

Study on the Relationship Between Himawari-8-Based Cloud Parameters and Precipitation

GUI Hailin¹ ZHUGE Xiaoyong² WEI Xiaocheng² LIU Bojun³ TANG Zhijun⁴ JIANG Qi¹

1 National Meteorological Centre, Beijing 100081

2 Nanjing University, Nanjing 210023

3 Chongqing Meteorological Observatory, Chongqing 401147

4 91876 Army Meteorological Observatory, Shanhaiguan 066203

Abstract: Based on the cloud products from Japanese Himawari-8 satellite, this paper analyses the precipitation data from 08:00 BT to 17:00 BT in summer (June–August) of 2017 over central and eastern China. The relationships between cloud optical depth (COD), cloud-top particle size (CPS), cloud-top temperature (CTT) and precipitation were discussed in detail. Experiments showed that the rainfall probability is highly correlated to cloud parameters. The rainfall probability increases as the COD and CPS increase, and/or CTT decreases. However, the correlation between single cloud parameters and precipitation intensity is not high. The correlation coefficient between COD and hourly rain rate is 0.2315, that between CPS and hourly rain rate is 0.1823, and that between CTT and hourly rain rate is -0.2235, which are all weak correlations. If two or three cloud parameters are combined to form an hourly rain rate

^{*} 重庆市气象局开放式研究基金项目(KFJJ-201701)、国家自然科学基金项目(41275030)、国家科技支撑计划(2015BAC03B07)和中国气象局预报员专项(CMAYBY2019-136)共同资助。

2019 年 1 月 19 日收稿; 2019 年 10 月 10 日收修定稿

第一作者: 桂海林, 主要从事卫星资料应用、大气物理与环境预报研究. Email: ghlhj@sina.com

通信作者: 诸葛小勇, 主要从事卫星遥感与卫星气象学研究. Email: xyzhuce@nju.edu.cn

distribution matrix, the precipitation process can be more clearly reflected. The case on 28 August 2017 indicates that, compared to the pure infrared-based algorithm, the tri-parameter method can significantly improve the estimation accuracy of hourly rain rate.

Key words: cloud parameter, precipitation, Himawari-8, hourly rain rate

引 言

短时强降水过程变化快、周期短、强度高,容易造成洪涝等突发性自然灾害,导致人民群众财产与生命的损失,一直以来备受研究者关注(Wan et al, 2013; 曾勇和杨莲梅, 2017; 李文莉等, 2013; 吴进等, 2018)。许多研究均致力于提高突发性灾害天气预报的准确性,尽可能准确测量并预测降雨的发生概率、开始时间、强度分布(李建通等, 2005; 杨小银等, 2013; 成璐等, 2014)。

现常用的降水观测手段包括地面雨量计(张建军等, 2008)、地基雷达(马学谦等, 2008; 万玉发等, 2013)、静止气象卫星的可见光和红外观测(Morales and Anagnostou, 2001; 傅云飞等, 2011)、极轨气象卫星的微波探测等(Olson et al, 2006; Huffman et al, 2012; 金晓龙等, 2018)。雨量计测量降水的精度较高,但雨量计空间分布不均匀,代表性差;地基雷达主要分布在人口稠密地区,山区、海洋等偏远地区几乎没有雷达覆盖,而且不同雷达之间的定标精度差异较大,影响了降水观测的完整性和一致性;搭载在极轨气象卫星上的微波仪器与降水的关系较为直接(刘元波等, 2011),但极轨卫星一天最多覆盖同一区域两次,不能对降水过程进行连续观测。静止气象卫星视野广阔,可对地球表面三分之一的区域进行连续观测,已成为监测和预报降水过程的有效工具。静止卫星测量的观测量均为云顶信息,并非直接对降水进行观测,因此不易形成简单直观的降水算法。目前大多数静止卫星降水反演算法主要利用卫星红外亮温及微波等各类卫星传感器参数并融合地面降水资料(刘元波等, 2011)估计降水强度。其中卫星红外亮温估测降水主要基于以下假设:红外亮温反映云顶温度(cloud-top temperature, CTT)或者云顶高度。红外亮温越低,云顶发展越高,对流越旺盛,从而产生的降水越大。然而该假设并不适用于所有情况,比如厚的卷云云顶也很高,然而卷云一般不产生降水。所以,单纯用红外亮温值估计降水强度会有较大误差。现有的静止卫星降水

反演算法,比如静止轨道业务环境卫星(GOES)降水指数算法(Arkin and Meisner, 1987)、对流与层状降水估计技术(Adler and Negri, 1988)、GOES 多光谱降水反演算法(GMSRA)(Ba and Gruber, 2001)、自动降水估计算法(Vicente et al, 1998)和自定标多参数降水反演算法(Kuligowski, 2002)等,定量降水估计的精度都不高。

实际上,降水概率和降水强度除了与 CTT 有关外,还与云光学厚度(cloud optical depth, COD)、云顶粒子平均尺度(cloud-top particle size, CPS)和云顶粒子相态等云参数有很大关系。COD 代表云发展的程度,伴随较大降水强度的对流云都具有大的 COD; CPS 代表了云中雨滴或冰晶的平均大小,是直观反映雨滴谱分布的重要参量;除此之外,暖云降水和冷云降水过程中,云中粒子相态也有较大差异,因此导致降水量也出现明显不同。基于此, Lensky and Rosenfeld(2003)利用与 CTT、CPS 关系较近的中红外和远红外通道,提出了一个静止卫星降水区识别方法。但是,在公开发表的文献中,到目前为止还没有出现关于云参数在静止卫星降水强度估计中的应用研究。本文致力于研究云参数和降水概率和强度的关系,以期建立更高精度的静止卫星降水反演算法,具体思路如下:首先分别计算不同云参数与降水强度的相关度,分析降水随参数变化的基本趋势;然后再尝试联合多个云参数对降水强度进行分析,建立精度更高的降水估计算法。

1 资料和方法

日本的静止气象卫星 Himawari-8, 于 2014 年 10 月 7 日发射,并于 2015 年 7 月 7 日正式业务化。目前 Himawari-8 定位于 140.7°E 的赤道上空。其携带的主要仪器是先进 Himawari 成像仪(AHI)。AHI 共有 16 个通道,包括 3 个可见光通道,3 个近红外通道与 10 个红外通道。可见光、近红外、红外通道的空间分辨率分别为 0.5、1、2 km。AHI 每 10 min 对东半球进行一次大圆盘扫描,每 2.5 min 对日本周边地区进行一次区域扫描。

本文用到的四个云参数由 Himawari-8 云反演算法得到。云反演算法的第一步是云检测,主要基于 Zhuge et al(2017)提出的快速云检测(FCD)算法。FCD 算法提出了一个可见光云指数(VCI),定义为 AHI 的三个可见光通道(通道 1、3 和 4,中心波长分别为 0.46、0.64 和 0.86 μm)观测值的两两之差的均方根。如果 VCI 小于阈值(在海洋和陆地有不同的值),则该地区被识别为有云。在云检测基础上,通过利用 AHI 的第 10、11、14、15 通道(中心波长分别为 7.26~7.43、8.44~8.76、11.1~11.3、12.2~12.5 μm)及一系列光谱和空间测试,将云细分为液相、过冷水相、混合相和冰相等四个相态。在云相态分类基础上,利用 AHI 窗区红外通道和二氧化碳吸收通道(通道 13~16)的亮温值,由云顶高度算法(Heidinger, 2013)得到云顶气压和 CTT 的反演值。利用通道 3(中心波长 0.64 μm)和通道 7(中心波长 3.9 μm)的反射率值,由白天微物理特征(DCOMP)算法反演得到 COD 和 CPS。目前夜间微物理特征(NCOMP)算法还不够成熟,故本次研究只关注白天,即 08—17 时(北京时,下同)。

在本次试验中,与以上云参数进行匹配的降水信息源自 MICAPS 第三类数据,记录了气象站过去 1 h 的累积降水。研究时间为 2017 年夏季(6—8 月),共计 92 d。研究区域为 100°E 以东,50°N 以南的中国大陆。为了避免复杂地形对试验结果的影响,所用降水数据还需满足卫星天顶角小于 60°、测站海拔不高于 500 m。云参数与降水数据的匹配规则是:用半点时刻的云参数对应前后半小时之间的 1 h 降水数据(如用 08:30 的 CTT、COD、CPS 数据匹配 08—09 时的 1 h 累积降水量)。

2 试验结果

首先研究 COD、CTT、CPS 数据与降水概率的关系。图 1 给出降水概率分别随三个云参数变化的趋势图。从图 1a 可以看出,降水概率随 COD 增大而增大,前期增速较快,当 COD 达到 80 后,降水概率随 COD 的变化则变得较为平缓。图 1b 表明,降水概率随 CTT 增大而迅速降低,当 CTT 在 240~280 K 时,降水概率降低幅度也变得平缓,当 CTT

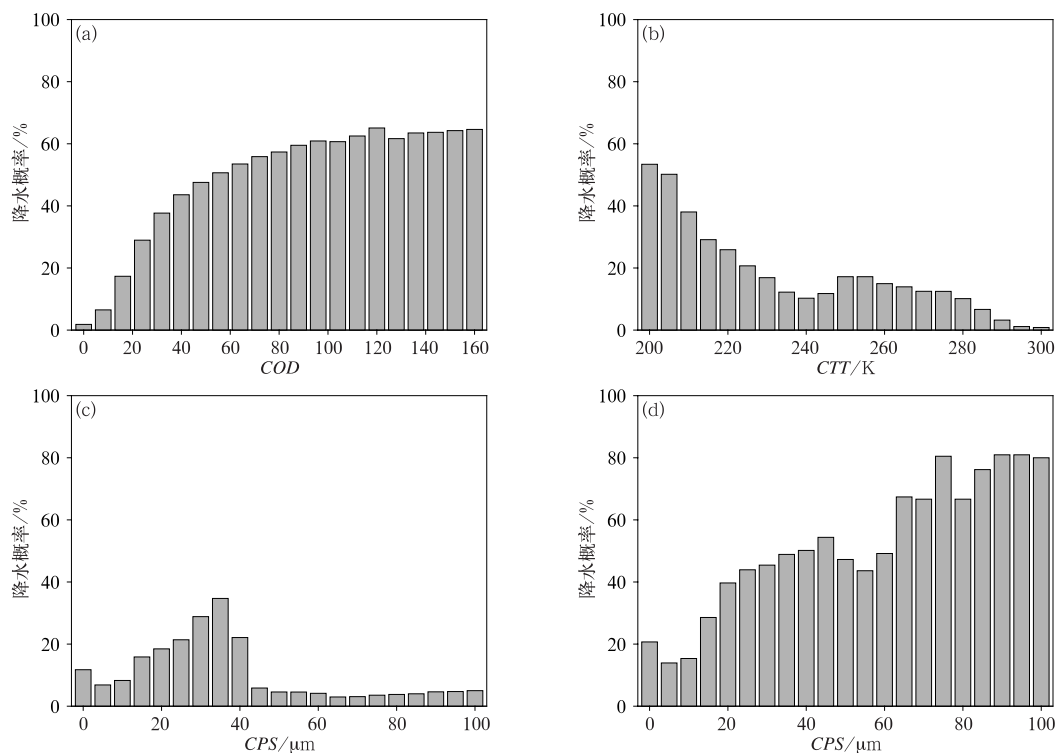


图 1 降水概率与(a)COD,(b)CTT,(c)CPS,(d)不考虑 $COD < 10$ 的 CPS 的变化关系

Fig. 1 The relationships between rainfall probability and (a) COD, (b) CTT, (c) CPS, (d) CPS without considering $COD < 10$

继续增大,降水概率则再次快速降低。图 1c 表明降水概率与 CPS 的关系比较复杂,不是单调关系。分析后发现,出现这个结果主要是因为受到卷云的污染。卷云的 CPS 甚至高达 $60\ \mu\text{m}$ 以上也不产生降水。如果我们不考虑卷云,即排除 $\text{COD} < 10$ 的样本(图 1d),降水概率与 CPS 的关系就变得清晰了。总体的趋势是,降水概率随 CPS 增大而增大。

降水强度与 COD、CTT、CPS 三个云参数的关系不如降水概率与三个云参数的关系那么直接。图 2 是降雨率与云参数分布的散点图。图 2a 表明降雨率与 COD 关系不明显,不管 COD 大还是小,均会出现各种强度降水。图 2b 仅能看出降雨率随

CTT 增大有减小趋势。图 2c 情况类似。降雨率与三个参数的相关系数分别为 0.2315、 -0.2235 、 0.1823 ,说明降雨率与三个云参数的关系都仅为弱相关。

仅用散点图还不能够直观地体现出降雨率随云参数的变化趋势。计算同一个云参数下所有降雨率的平均值,也就是平均降雨率,并分析平均降雨率与三个云参数的关系(图 3)。可看到, $\text{COD} > 20$ 时,平均降雨率随 COD 的增大而增大。 $\text{CTT} < 235\ \text{K}$ 时,平均降雨率随 CTT 增大快速减小;当 $\text{CTT} > 235\ \text{K}$ 时,降雨率随 CTT 增大而减小的速率明显变缓。平均降雨率随 CPS 的关系也表现为随 CPS 增大先增大,特别是去掉卷云后, CPS 超过 $60\ \mu\text{m}$ 对应的平均降雨率比去掉之前还大。上述分析说明,平均降雨率与 COD、CTT、CPS 三个云参数的关系相关性较高。

本试验所用的样本较多,散点图上样本点相互重叠,不能很清楚地看出分布密度。因此对降雨率和云参数做网格化处理,计算云参数对应的不同强度降雨率的出现频率。即:以某一云参数为横坐标,以降雨率为纵坐标,绘制格点,格点的颜色显示了落在该格点的样本量与落在这一列的所有降水样本量的比值(图 4)。由图 4a 可看出,强降水发生频率随 COD 的值增加呈增长趋势。由图 4b 可知,强降水多发生在 CTT 的值为 $200\ \text{K}$ 附近的时段;当 $\text{CTT} < 210\ \text{K}$ 时,强降水发生频率随 CTT 的减小而快速增加,在 $\text{CTT} > 220\ \text{K}$ 时,强降水的发生频率接近 0。图 4c 显示,随 CPS 值的增加,发生强降水的频率随之增大,且趋势比 COD 的更为明显;在 CPS 超过 $55\ \mu\text{m}$ 后,降雨率的分布较为杂乱。这可能是因为目前 DCOMP 算法中, $\text{CPS} > 55\ \mu\text{m}$ 的反演结果可信度均不高的缘故。

图 3 和图 4 都表明, COD、CTT、CPS 可以反映小时降雨率的变化趋势,但是单纯利用 COD、CTT、CPS 来估计小时降雨率精度依旧不高。因为单一云参数反映的只是云层的某一特征,而降水是云层多个特征共同作用的结果。因此仅依靠单一云参数,是不能准确估测小时降雨率的,需要综合考虑联合多个云参数情况下的降水估计。

先综合考虑基于云参数两两联合,研究其与降雨率关系。具体做法是,选取两个云参数,分别作为横纵坐标,绘制格点,格点的值等于落在该格点的所有降雨率的平均值(图 5 和图 6)。如果该格点的样

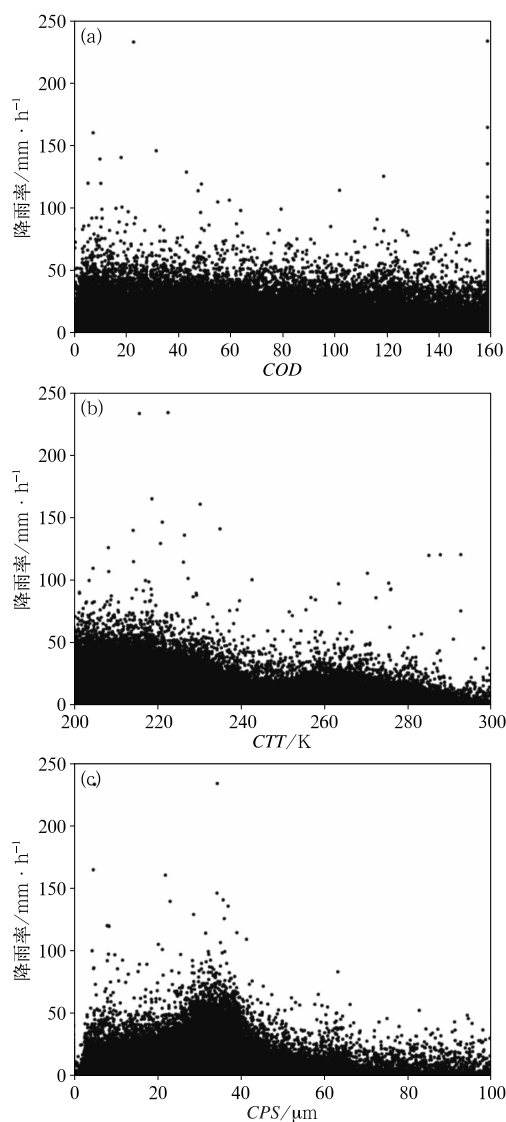


图 2 降雨率与(a)COD,(b)CTT,
(c)CPS 的散点分布

Fig. 2 Distribution of rain rate and
(a) COD, (b) CTT, (c) CPS

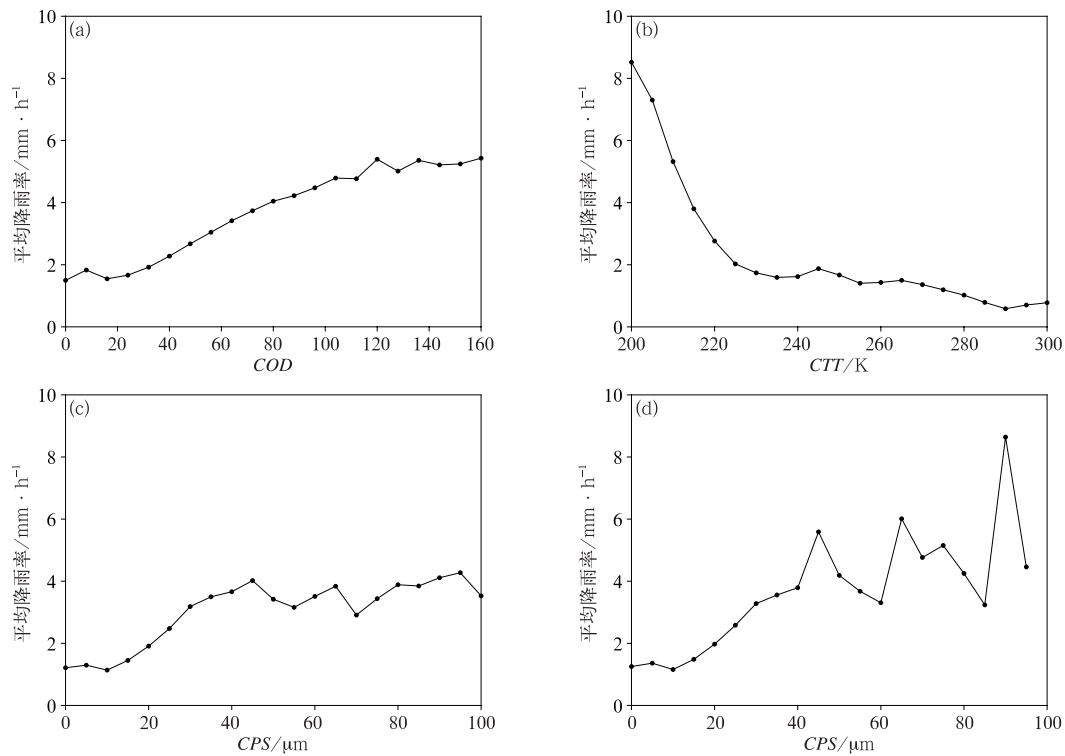


图 3 平均降雨率与(a)COD,(b)CTT,(c)CPS,(d)不考虑 $COD < 10$ 的 CPS 的关系

Fig. 3 The relationships between the average rain rate and (a) COD, (b) CTT, (c) CPS, (d) CPS without considering $COD < 10$

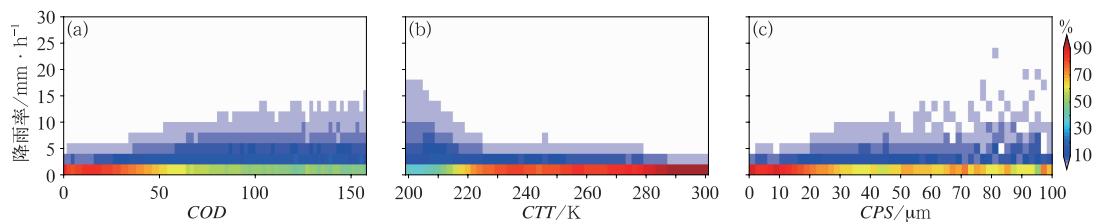


图 4 降雨率与(a)COD,(b)CTT,(c)CPS 的频率分布

Fig. 4 Frequency distribution of rain rate and (a) COD, (b) CTT, (c) CPS

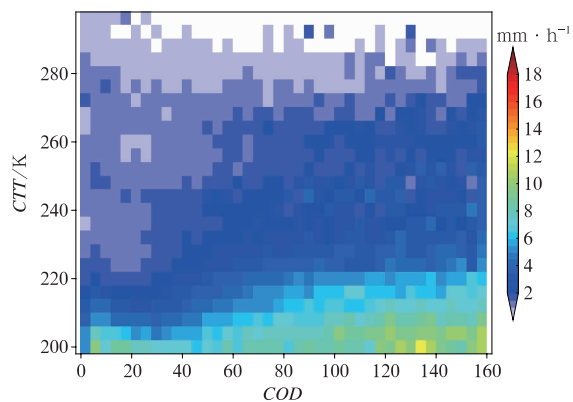


图 5 COD 与 CTT 联合后降雨率的分布
Fig. 5 Distribution of hourly rain rate after combining COD and CTT

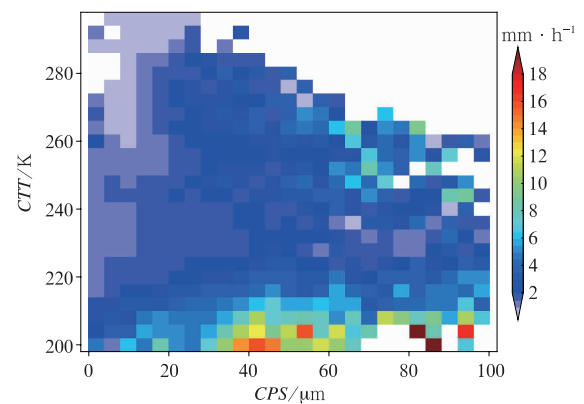


图 6 CPS 与 CTT 联合后降雨率的分布
Fig. 6 Distribution of rain rate after combining CPS and CTT

本量小于 5, 则该格点的降雨率为无效值, 以避免随机误差。综合考虑 COD 与 CTT 联合后与降雨率关系, 降雨率的分布层次较为分明(图 5)。在 COD 为 10~40, $CTT > 220$ K 时, 降水强度很弱, 平均降雨率 $< 1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。CTT 在 200 K 附近时, 降雨率值普遍较大, 可达 $8 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, 但依然还有随 COD 增加而增加的趋势。在 CTT 为 200 K, COD 为 150 时, 降雨率值最大, 为 $12 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。综合考虑 CPS 与 CTT 联合后, 降雨率的分布也较为直观(图 6), 呈现出 CPS 越大, 降水越大的趋势。最大降雨率出现在 CTT 为 200~210 K, CPS 为 40~55 μm 处。

图 7 为综合考虑联合三个参数(COD, CTT 和 CPS)后降雨率的分布。受限于三维图像展示的局限, 这里只展示了几个切面。可看到, 综合考虑三参数关系后, 不仅保持了双参数联合的特征, 还能将一些异常情况凸显出来。比如, COD 非常小(< 5), 而 CPS 比较大(60 μm), 通常对应为卷云, 而卷云通常应该不会有降雨。研究结果显示, 此时地面雨量计仍有可能测量到降水。一个解释是, 这时候是多层云情形, 即卷云下面可能有低层的降水云(比如雨层云, 或浅对流云)。因为静止气象卫星是由上而下进行观测, 仅能看到云顶, 不能穿透云看到云内及云下情况。若出现多层云, 卫星只能观测到最上层的卷

云, 无法知晓处于底层的云况, 因此会造成这类误差。

在样本足够多的情况下, 图 7 的结果可以作为三参数方法估计降水的依据。我们将在第三节给出应用实例。

3 实例分析

2017 年 8 月 28 日, 江南地区受西太平洋副热带高压控制, 河南、安徽和江苏位于副热带高压北部边缘的 500 hPa 高空槽前, 随着高空槽东移, 三省部分地区出现明显的降水过程。以安徽北部为例, 在 12 时, 皖北为多云天气, 积云为主, 雷达回波上没有超过 30 dBz 的回波, 说明没有产生降水(图 8a)。13 时左右, 安徽北部开始出现孤立的对流单体, 回波反射率约为 30~35 dBz(图 8b)。14 时, 这些对流单体已经合并成线状对流; 雷达反射率快速增强, 超过了 45 dBz(图 8c), 已经开始出现明显降水。15 时强回波往东南方向移动, 并继续增强(图 8d), 降水范围迅速扩大。在此后, 该线状对流逐渐变宽, 并最终在 20 时减弱并进入江苏境内。受此影响, 皖北 14 时就开始出现强降水, 其中 14—15 时最强降水为 29 mm, 15—16 时最强降水为 33 mm(图 9)。最强

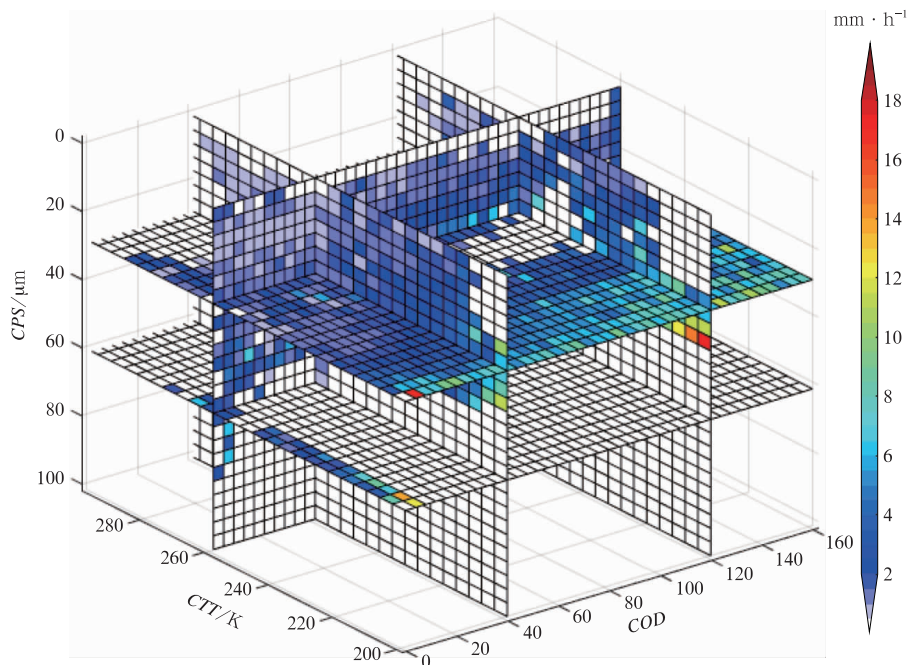


图 7 综合考虑 COD, CTT 和 CPS 三参数联合后的降雨率(阴影)分布

Fig. 7 Distribution of rain rate (shaded area) after combining COD, CTT and CPS

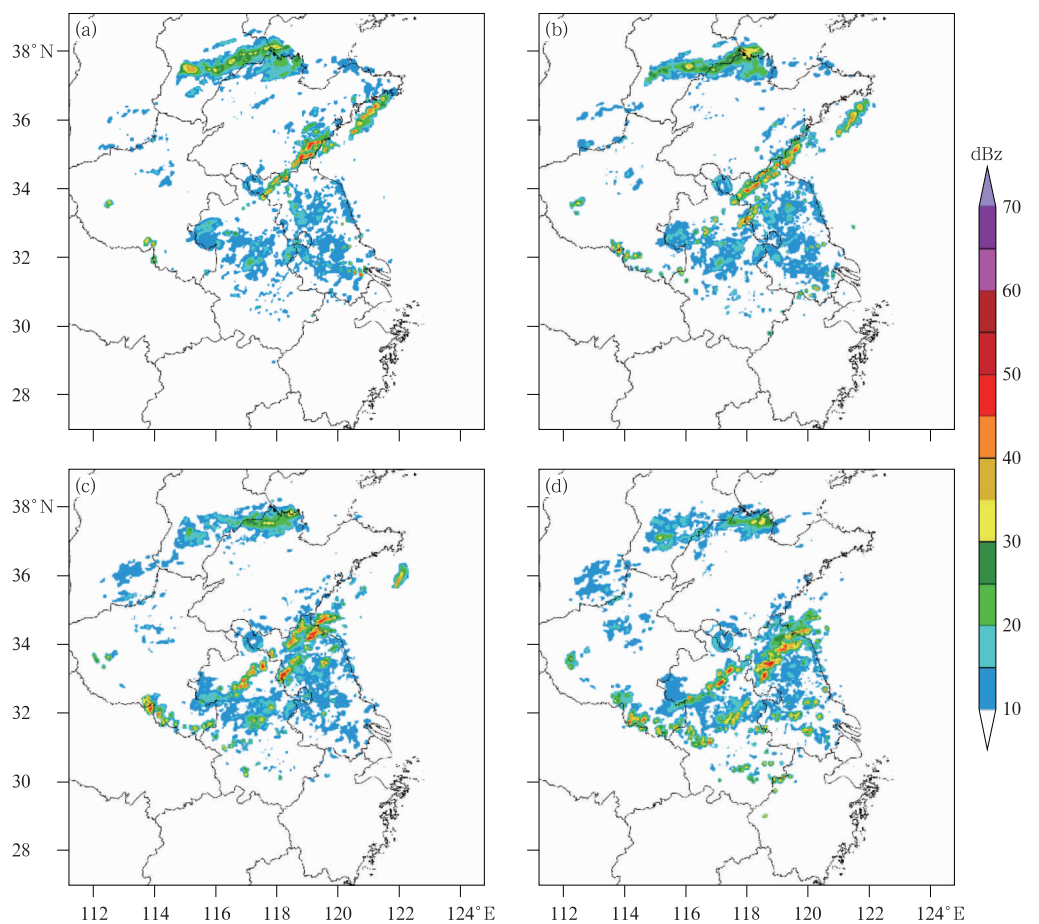


图 8 2017 年 8 月 28 日(a)12 时,(b)13 时,(c)14 时和
(d)15 时的雷达反射率

Fig. 8 Radar reflectivity at (a) 12:00 BT, (b) 13:00 BT, (c) 14:00 BT,
(d) 15:00 BT 28 August 2017

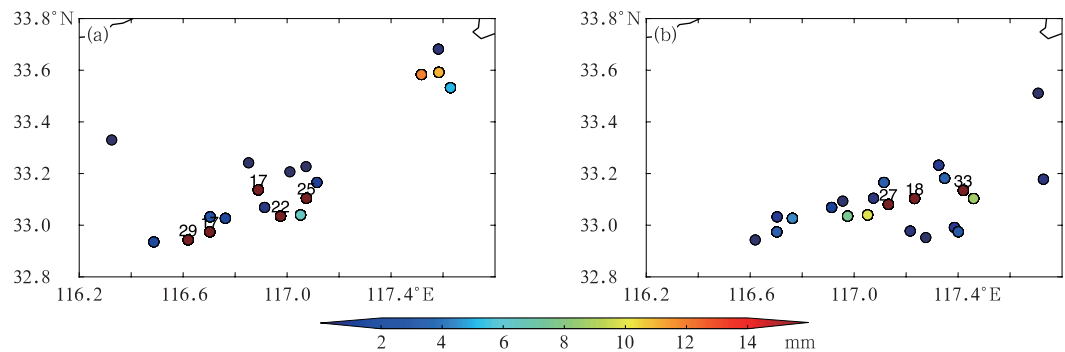


图 9 2017 年 8 月 28 日(a)14—15 时和(b)15—16 时的降水量实况

Fig. 9 Rainfall observation amount within (a) 14:00 BT–15:00 BT and
(b) 15:00 BT–16:00 BT 28 August 2017

降水区域与强回波相吻合。

关注 15:30 的强降水区(图 10 中红框)的卫星观测。此时,从可见光伪彩色图中可见明显上冲云顶(图 10a)。COD 也急剧增大,部分区域甚至出现

$COD > 120$ (图 10b)。对应的 CPS 最大可达 $60 \mu\text{m}$ (图 10c)。另外,CTT 低于 220 K(图 10d),说明此时云体发展旺盛,云顶高度较高。15:30 的 COD 大值、CTT 低值,以及 CPS 大值等特征与短时强降水

特征基本吻合。

最后,尝试将图 7 得到的三参数与降水的关系应用到降水估计中。为了显示此方法的优势,将 GOES 多光谱降水反演算法 (GMSRA) (Ba and Gruber, 2001) 的降水估计结果与本文评估结果进行比较。图 11 是由 28 日 15:30 Himawari-8 卫星观

测利用两种方法得到的小时降雨率。结合 8 月 28 日 15—16 时的 1 h 累积降水实况 (图 9b), 可见, 三参数方法可较好地地区分小雨和大雨; 而 GMSRA 方法因为只利用了红外亮温 (某种程度上近似于云顶温度) 信息, 没有考虑云顶粒子的尺度和云的整体厚度信息, 因此估计出的小时降雨率明显偏高。

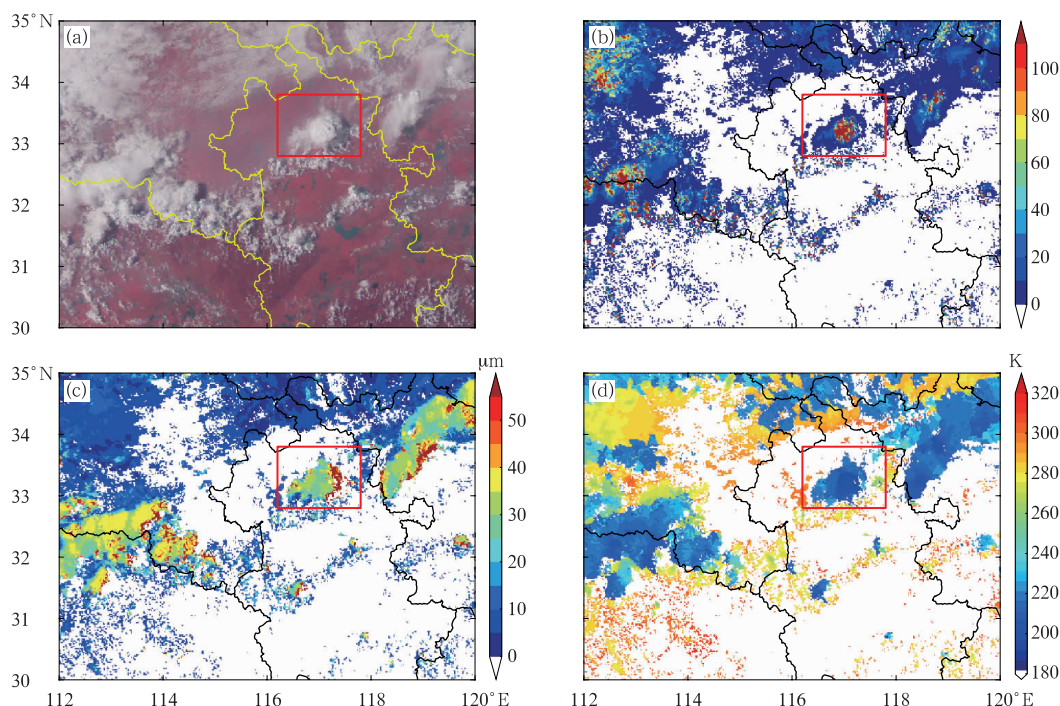


图 10 2017 年 8 月 28 日 15:30 (a) 伪彩色图, (b) COD, (c) CPS, (d) CTT
(红色方框为关注区域)

Fig. 10 (a) False color image, (b) COD, (c) CPS, and
(d) CTT at 15:30 BT 28 August 2017
(Region of interest is highlighted with red rectangle)

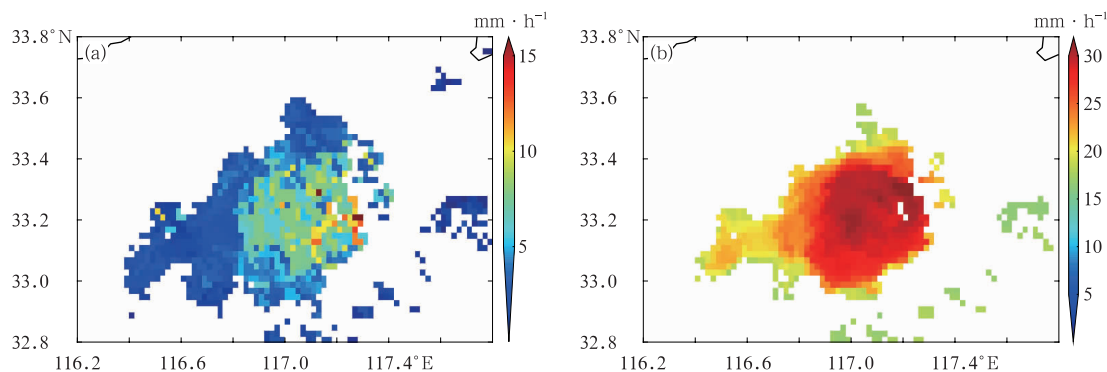


图 11 基于 2017 年 8 月 28 日 15:30 的 Himawari-8 卫星观测估计的小时降雨率
(a) 三参数反演方法, (b) GMSRA

Fig. 11 Estimated hourly rain rate based on the Himawari-8 observation
at 15:30 BT 28 August 2017
(a) tri-parameters method, (b) GMSRA

4 结 论

本文探讨了云光学厚度(COD)、云顶温度(CTT)、云顶粒子平均尺度(CPS)等云参数与降水的关系。分析发现,降水发生的概率随 COD、CTT 和 CPS 呈单调变化的关系。在 COD 增加或 CPS 增加时,降水概率也增大;CTT 增加,降水概率减小。降水强度与单一云参数之间相关程度不高,且不呈线性关系。但分析不同等级降水出现频率分布,发现降水量有随 CTT 增加而减小、随 COD 或 CPS 增加而增加的趋势。进一步地,考虑降水是多个变量的共同作用,本文研究联合多个变量共同对降水分布进行分析。结果表明,联合两个或三个变量共同对降水进行分析后,降水的分布特征能得到更为准确的体现。

本文提出的联合多个云参数得到的降水分布图,为定量降水估计和定量降水预报提供了很好的研究思路。2017 年 8 月 28 日皖北的对流个例表明,国际认可的 GMSRA 方法会普遍高估小时降雨率,而基于三参数的降水估计算法与实况比较接近。为了实现定量应用,在以后的降水估计算法中,可通过拟合方法、查找表方法或者机器学习的方法,建立云参数与降水的函数对应关系。精确的静止卫星降水估计算法,是我们下一步重点研究的内容。

值得说明的是,本文提出的云参数与降水的关系是利用低海拔地区的夏季(6—8 月)样本建立的。考虑到大气温度和湿度廓线的季节变化,云参数与降水的关系也有可能存在季节的变化。比如,夏季由于云下温度较高、相对湿度较低,云中的冰晶在下落过程中融化蒸发或直接升华,冬季云下温度低但相对湿度较高,融化或升华较少。因此,同样是 $CTT < 0^{\circ}\text{C}$ 的云顶,地面测得雨量在夏季可能低于冬季。我们会在后续的研究中,特别关注云参数与降水关系的季节变化。

另外,在将云参数与降水观测进行匹配时,要求雨量站的经纬度具有较高的精度。因为卫星数据在星下点的空间分辨率为 2 km,若地面降水观测站经纬度误差超过 2 km,就有可能将降水观测匹配到错误的卫星像素点上。这个情况确实存在,虽然在 MI-CAPS 第三类数据中测站经纬度信息保留到小数点后两位(精度 0.01° , 大约 1 km),但实际的定位误差有可能超过 2 km。当错误匹配发生时,可能把晴空

像素点或者卷云像素点与降水对应,导致非常小的 COD 产生了奇怪的强降水。这种匹配偏差是很难通过客观方法订正的,并在一定程度上影响本文的结论。

参考文献

- 成璐,沈润平,师春香,等,2014. CMORPH 和 TRMM 3B42 降水估计产品的评估检验[J]. 气象,40(11):1372-1379. Cheng L, Shen R P, Shi C X, et al, 2014. Evaluation and verification of CMORPH and TRMM 3B42 precipitation estimation products[J]. Meteor Mon, 40(11):1372-1379(in Chinese).
- 傅云飞,刘鹏,刘奇,等,2011. 夏季热带及副热带降水云可见光/红外信号气候分布特征[J]. 大气与环境光学学报,6(2):129-140. Fu Y F, Liu P, Liu Q, et al, 2011. Climatological characteristics of VIRS channels for precipitating cloud in summer over the tropics and subtropics[J]. J Atmos Environ Opt, 6(2):129-140(in Chinese).
- 金晓龙,邵华,邱源,等,2018. TRMM 卫星降水数据在天山山区的校正方法研究[J]. 气象,44(7):882-891. Jin X L, Shao H, Qiu Y, et al, 2018. Correction method of TRMM satellite precipitation data in Tianshan Mountains[J]. Meteor Mon, 44(7):882-891(in Chinese).
- 李建通,郭林,杨洪平,2005. 雷达-雨量计联合估测降水初值场形成方法探讨[J]. 大气科学,29(6):1010-1020. Li J T, Guo L, Yang H P, 2005. A study of the formation of initial radar field in estimating areal rainfall using radar and rain-gauge[J]. Chin J Atmos Sci, 29(6):1010-1020(in Chinese).
- 李文莉,王宝鉴,吉惠敏,等,2013. 河西干旱区短时强降水过程的中尺度分析[J]. 干旱气象,31(2):318-326. Li W L, Wang B J, Ji H M, et al, 2013. Mesoscale analysis of heavy rainfall process in Hexi arid area in Gansu Province[J]. J Arid Meteor, 31(2):318-326(in Chinese).
- 刘元波,傅巧妮,宋平,等,2011. 卫星遥感反演降水研究综述[J]. 地球科学进展,26(11):1162-1172. Liu Y B, Fu Q N, Song P, et al, 2011. Satellite retrieval of precipitation: an overview[J]. Adv Earth Sci, 26(11):1162-1172(in Chinese).
- 马学谦,董万胜,楚荣忠,等,2008. X 波段双偏振多普勒天气雷达降水估算试验[J]. 高原气象,27(2):382-391. Ma X Q, Dong W S, Chu R Z, et al, 2008. Experiment of rainfall estimation using X-band dual-polarized Doppler weather radar[J]. Plateau Meteor, 27(2):382-391(in Chinese).
- 万玉发,王珏,金鸿祥,2013. 雷达与雨量计同步结合区域型估算降水方程的误差分析[J]. 气象学报,71(2):332-343. Wan Y F, Wang J, Jin H X, 2013. Error analysis of the regional radar-raingauge synchronously integrated precipitation estimation equation[J]. Acta Meteor Sin, 71(2):332-343(in Chinese).
- 吴进,李琛,于波,等,2018. 两类短时强降水天气边界层气象要素变化特征[J]. 气象,44(7):902-910. Wu J, Li C, Yu B, et al, 2018. Study on the variation characteristics of meteorological elements in the boundary layer of two types of short-time heavy rainfall

- [J]. Meteor Mon, 44(7):902-910(in Chinese).
- 杨小银, 宋广宁, 付培健, 2013. “5.10”岷县暴雨灾害天气过程的数值模拟和诊断分析[J]. 高原气象, 32(3):798-805. Yang X Y, Song G N, Fu P J, 2013. Simulation and diagnostic analysis of ‘5.10’ rainstorm disaster weather process in Minxian of Gansu[J]. Plateau Meteor, 32(3):798-805(in Chinese).
- 曾勇, 杨莲梅, 2017. 南疆西部一次暴雨强对流过程的中尺度特征分析[J]. 干旱气象, 35(3):475-484. Zeng Y, Yang L M, 2017. Mesoscale characteristic analysis of a severe convective weather with torrential rain in the west of southern Xinjiang[J]. J Arid Meteor, 35(3):475-484(in Chinese).
- 张建军, 黄勇, 叶金印, 2008. 基于地面雨量计资料的合肥 CINRAD 雷达降水探测能力分析[J]. 大气与环境光学学报, 3(4):262-269. Zhang J J, Huang Y, Ye J Y, 2008. Analysis of precipitation detection ability of hefei radar based on rain gauge data[J]. J Atmos Environ Opt, 3(4):262-269(in Chinese).
- Adler R F, Negri A J, 1988. A satellite infrared technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall[J]. J Appl Meteor, 27(1):30-51.
- Arkin P A, Meisner B N, 1987. The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the Western Hemisphere during 1982—1984[J]. Mon Wea Rev, 115(1):51-74.
- Ba M B, Gruber A, 2001. Goes multispectral rainfall algorithm (GM-SRA)[J]. J Appl Meteor, 40(8):1500-1514.
- Heidinger A K. (2013-06-11). ABI cloud height algorithm theoretical basis document (ATBD). NOAA NESDIS center for satellite applications and research (STAR), Ver. 3. 0 [EB/OL]. http://www.star.nesdis.noaa.gov/goesr/docs/ATBD/Cloud_Height.pdf.
- Huffman G J, Bolvin D T, Braithwaite D, et al, 2012. Developing the integrated multi-satellite retrievals for GPM (IMERG)[J]. Acta Paulista de Enfermagem, 25(1):146-150.
- Kuligowski R J, 2002. A self-calibrating real-time GOES rainfall algorithm for short-term rainfall estimates[J]. J Hydrometeor, 3(2):112-130.
- Lensky I M, Rosenfeld D, 2003. Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds at nighttime[J]. J Appl Meteorol, 42(9):1227-1233.
- Morales C A, Anagnostou E N, 2001. Extending the capabilities of high-frequency rainfall estimation from geostationary-based satellite infrared via a network of long-range lightning observations[J]. J Hydrometeorol, 4(2):141-159.
- Olson W S, Kummerow C D, Yang S, et al, 2006. Precipitation and latent heating distributions from satellite passive microwave radiometry. Part I: improved method and uncertainties[J]. J Appl Meteor Climatol, 45(5):702-720.
- Vicente G A, Scofield R A, Menzel W P, 1998. The operational GOES infrared rainfall estimation technique [J]. Bull Amer Meteor Soc, 79(9):1883-1898.
- Wan H C, Zhong Z, Yang X Q, et al, 2013. Impact of city belt in Yangtze River Delta in China on a precipitation process in summer: a case study[J]. Atmos Res, (125/126):63-75.
- Zhuge X Y, Zou X L, Wang Y, 2017. A fast cloud detection algorithm applicable to monitoring and nowcasting of daytime cloud systems[J]. IEEE Trans Geosci Remote Sens, 55(11):6111-6119.