

赵文化,单海滨,2018. 基于红外窗区与水汽通道对流云团识别方法研究[J]. 气象,44(6):814-824.

基于红外窗区与水汽通道对流云团识别方法研究^{*}

赵文化^{1,2} 单海滨¹

1 广州气象卫星地面站,广州 510640

2 广东省生态气象中心,广州 510640

提 要: 卫星观测与辐射传输分析证明,对流云团红外水汽与窗区亮温差(brightness temperature difference,BTD)具有显著特征,利用对流云团 BTD 红外亮温特征可以识别对流云团。基于对流云团 BTD 特征建立的全球对流识别系统(global convection diagnostic,GCD)算法通过设立一个 BTD 单阈值检测对流云团的有无,但是它不能进一步量化对流云团强度。本文利用 FY-2G VISSR 红外观测数据与 CINRAD CAR(CAPPI of reflectivity)雷达观测数据进行对比研究,结果表明:BTD/CAR 具有较好线性正相关关系;BTD 不仅可以用于识别对流云团的存在,还可以进一步量化对流云团强度;BTD 作为对流云团识别因子优于 IRW(infrared window)亮温法。基于 BTD/CAR 相关关系可以实现基于静止卫星红外水汽和窗区观测的对流云团识别与定强。

关键词: 红外窗区,红外水汽,对流云团,识别方法

中图分类号: P412

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2018.06.009

Study of Convective Cloud Identification Based on H₂O/IRW Observation

ZHAO Wenhua^{1,2} SHAN Haibin¹

1 Guangzhou Meteorological Satellite Station, Guangzhou 510640

2 Guangdong Ecological Meteorology Center, Guangzhou 510640

Abstract: Satellite observation and radiation transfer analysis have proved that the infrared water vapor of convective cloud cluster and window band brightness temperature difference (BTD)(H₂O, IRW) have significant features, which means BTD can be used to identify the convection clouds. The global convection diagnostic (GCD) algorithm based on the BTD characteristics of convective cloud cluster, can detect convective cloud cluster by establishing a single BTD threshold, but it can not further quantify the intensity of convective clouds. Using FY-2G VISSR infrared observations and CINRAD CAR radar observation data, we did the comparative study, and the results show that BTD/CAR has a good linear positive correlation, which shows BTD can be used not only to identify the presence of convective clouds, but also to further quantify the intensity of convective cloud cluster. The BTD is a factor for convective cloud recognition superior to the single IRW brightness temperature method. Based on the BTD/CAR relationship, radar echo intensity thresholds can be transferred into the corresponding BTD threshold. These BTD thresholds can be used to identify and differentiate intensity of convective cloud by using of geostationary satellite infrared water vapor and window band observation.

Key words: IRW band, H₂O band, convective cloud, identification

^{*} 广东省气象局科学技术研究项目(2014B09)和国家自然科学基金项目(41172303)共同资助

2017 年 1 月 30 日收稿; 2018 年 2 月 26 日收修定稿

第一作者:赵文化,主要从事气象卫星遥感应用研究工作. Email:zhaowenhua@tom.com

引言

大气对流运动将热量和水汽从对流层低层输送到上层,在全球气候系统中扮演着重要角色。较大强度对流系统例如雷暴和热带气旋,伴随大气垂直运动产生大量水滴和冰晶颗粒物,这些水成颗粒物聚集形成对流云团。对流云团云顶高度接近对流层顶被称为深对流云团(deep convective cloud, DCC),云顶高度达到或超过对流层顶被称为冲顶对流云团(overshooting convective cloud, OCC)。在卫星观测下,对流云团的显著特征是具有高冷而密实的云顶。在卫星云图上,对流云团显示了对流系统的活动踪迹,通过对对流云团的识别与跟踪,可以估算对流系统的发展变化从而实现了对灾害性天气系统的预报预警。

较强对流系统例如台风、暴雨会带来剧烈的大风和降水,常常引发严重气象灾害。各种尺度对流系统对航空飞行构成极大威胁。在对流云团附近会激发形成不规则湍流运动。冲顶对流激发产生的重力波和大气湍流会在垂直和水平方向传播数百千米,飞机途经这些区域会产生剧烈颠簸甚至威胁航班安全。较大尺度对流系统甚至可以通过空气动力和电场作用影响到平流层以上直至电离层的物理和化学状态。针对台风、暴雨等灾害性对流系统的监测预警是气象监测和天气预报的重点和难点。天气雷达和气象卫星是监测台风、暴雨灾害性对流天气的主要手段。气象雷达基于主动微波探测,可以在数百千米范围内观测到伴随对流系统产生的水滴和冰晶,而静止气象卫星则可以提供大范围连续遥感观测。

Ackerman(1996)发现在 AVHRR 以及 HIRS 红外观测数据中存在大量红外水汽波段(water vapor 简称 H_2O 或 WV)与红外窗区波段(infrared window, IRW)之间的亮温逆转现象,定标误差因素和极地逆温都不能解释这种现象。Ackerman 通过辐射传输模型进行模拟计算,结果显示这种光谱反转现象与云光学厚度和云顶参数有关。Menzel et al (1983), Menzel and Strabala(1997)在 GOES 云迹风和 MODIS 云顶特性研究中给出了通过红外波段辐射传输计算获得云顶高度和云相态理论方法。Schmetz et al (1997;2002)研究发现红外水汽与窗区波段之间光谱逆转现象与冲顶对流和暴雨相

关,据此认为亮温逆转现象是由于深对流和冲顶对流所抛射的平流层水汽辐射造成,并首先利用这种光谱特性在 METEOSAT 卫星应用平台监测 DCC 和 OCC。Setvák and Doswel(1991)和 Setvák et al (2007)基于欧洲静止气象卫星 MSG 搭载的 SEVIRI 探测器对欧洲上空对流云团顶部平流层水汽以及冲顶对流(overshooting top, OT)现象展开研究,发现 H_2O 与 IRW 亮温差(brightness temperature difference, BTD)能够很好指示 OT 的存在,但是对于 AVHRR、MODIS、MSG SEVIRI 以及 GOES imagery 等不同卫星平台需要使用不同的识别阈值。Mosher(2001;2002)联合 GOES 项目组提出利用 GOES 静止气象卫星 6.7 和 11 μm 波段亮温逆转特性判识对流,以便 NOAA 民航气象中心 AWC 能够为航空部门提供接近实时水平的对流监测数据。同时,由于各国静止气象卫星传感器都配置了红外 H_2O 与 IRW 通道,因此建议构建全球对流识别系统(global convection diagnostic, GCD),给出了 GCD 算法并且利用地基和空基闪电监测数据对 GCD 方法进行了真实性检验。Kessinger et al (2008)以及 Donovan et al(2008)在 Mosher GCD 算法基础上增加云顶高度(cloud top height, CTH)与云分类两个云参数作为辅助对流判识因子,与 TRMM PR 微波雷达进行对比结果显示,改进的 GCD 算法识别区与 PR 强回波区符合度达到 70% 以上。Bedka et al(2010)研究了冲顶对流区域 MODIS 水汽和窗区 BTD 特性,发现仪器定标方法对 BTD 具有一定影响,于是 Bedka 提出一种新的单光谱 OT 识别方法,该方法仅仅使用 IRW 亮温及其梯度并结合数值天气预报对流层顶大气温度进行 OT 检测,基于 Cloudsat 云廓线雷达 CPR 云顶和云分类对比结果显示,该方法在识别冲顶对流区域面积方面较 BTD 方法具有显著改进。Mecikalski and Bedka(2006)和 Mecikalski et al(2008)利用红外水汽和窗区 WV-IRW 及其趋势为主要预报因子研究了 GOES 对流初生(convective initiation, CI)现报。Mecikalski(2010a;2010b)将 GOES CI 方法进一步推广应用到第二代静止气象卫星 MSG 平台上。Aumann et al(2011)利用 EOS AIRS 红外分光计数据研究了全球 DCC 与降水统计关系,发现 CO_2 吸收通道和 IRW 的差值 DCC-i2 及其趋势可以作为降水及气候变化的影响因子。Bedka et al(2015)使用 GOES 加密观测数据、闪电数据和雷达数据,研

究了在对流系统不同发展阶段不同监测手段的识别结果及其敏感性差异。

白洁等(1997)利用 GMS 静止气象卫星探测所得到的红外云图资料,提出区域平滑滤波和阈值剔除相结合的强对流云团识别算法。卢乃锰和吴蓉章(1997)和卢乃锰等(2017)研究了 GMS 静止卫星红外云图资料,发现降水云团与云顶温度及其温度梯度具有明显相关性。江吉喜和范梅珠(2002)使用 GMS 红外 TBB 辐射亮温资料计算分析了青藏高原及周边地区对流云和中尺度对流系统的活动特征。方宗义和覃丹宇(2006)对卫星监测暴雨云团的国内外研究进展进行了综述,探讨了卫星资料同化和数值模拟相关问题与展望。方翔等(2008)综合利用 NOAA AMSU 微波和 FY-2 VISSR 红外数据研究对流云识别方法,对比探讨了红外通道阈值法、红外水汽差值法和微波水汽通道法,发现三种方法各有利弊。微波通道具有穿透云的独特能力,可以探测对流信息最为精确。极轨卫星微波对流探测可以作为静止卫星对流探测的验证和补充。朱亚平等(2009)利用 AMSU-B 微波亮温资料和 GOES-9 红外遥感资料对一次锋面气旋云系中的强对流云团进行识别,结果表明:微波方法对强对流云团识别效果最好;红外亮温阈值对识别结果会造成较大差别;水汽和红外通道亮温差对强对流云团能进行较好定位但识别范围偏小;采用多光谱逐个修改聚类方法对积雨云识别效果较好,且和微波识别结果有较好的对应关系。刘健等(2007),刘健和蒋建莹(2013)和刘健(2015)使用 AMSU 和 MODIS 等多种卫星资料对暴雨云团开展特征分析。利用 FY-2C 高时间分辨率数据对强对流云团特征进行分析结果显示,静止气象卫星的高时间分辨率观测可很好地捕捉到强对流云团发展的演变特征,可实现对强对流云团初生的有效监测,为强对流云团的预测预报提供支撑。覃丹宇和方宗义(2014)研究了近年来利用静止气象卫星监测、分析和研究对流初生的国内外研究结果和进展,讨论了对流判识、对流追踪、初生对流的多光谱云顶特征以及初生对流判据等技术方法。王强等(2016)采用空间响应匹配滤波方法对 FY-2E 卫星红外通道进行亮温订正,结果表明红外波段空间订正能够提高对流云团识别准确度并且可以更好地揭示对流云团内部小尺度精细化结构。

近年来,随着中国气象局新一代天气雷达网(CINRAD)的不断完善,雷达观测的空间覆盖能力

得到大幅提升,可以实现对中国陆表及近海区域各种天气系统的大范围高密度同步观测。俞小鼎(2011)比较全面地探讨了利用 CINRAD 雷达资料对强对流天气进行探测和预警的技术方法。廖玉芳等(2006)研究了使用多普勒雷达实现强对流天气预报预警方法,给出了基于雷达回波强度等参数驱动的强对流天气预报预警数学模型。陈秋萍等(2011)利用雷达回波风暴产品并结合静止卫星 TBB 资料建立了一个应用卫星雷达资料的强对流天气预报预警系统。杨吉等(2015)研究了利用中国气象局新一代天气雷达网 CINRAD 雷达回波拼图资料跟踪预报中尺度对流系统的技术方法。

基于对流云团红外水汽与窗区波段亮温逆转特性为基础建立的 GCD 方法是一种物理意义明确并且简单高效的对流云团识别算法。但是 GCD 方法只提出一个区分有无对流云团的单阈值,它不能进一步区分对流云团的对流强度。本文利用静止卫星 FY-2G VISSR 红外观测数据,通过与 CINRAD 微波观测数据进行对比分析,获得对流云团 H_2O -IRW 与雷达回波强度 CAR(CAPPI of reflectivity)之间相关关系,在此基础上确定基于 VISSR 红外水汽与窗区波段亮温差 BTD 的对流云团识别阈值及其定强阈值。

1 数 据

1.1 FY2-VISSR

本文使用 2015 年开始在轨服役的 FY-2G 卫星红外数据。FY-2G 星载探测器 VISSR 配置五个光谱通道,包括一个 VIS 可见光通道和 IR1~IR4 四个红外通道;其中 VIS 通道光谱响应范围为 $0.55\sim 0.90\ \mu\text{m}$,量化等级 6 Bit,星下点分辨率约为 1 km,IR1~IR4 分别为 $10.3\sim 11.3$ 、 $11.5\sim 12.5$ 、 $6.9\sim 7.3$ 及 $3.5\sim 4.0\ \mu\text{m}$,量化等级 10 Bit,星下点分辨率约为 5 km。本研究使用 FY-2G 静止气象卫星经过定位定标处理的 VISSR NOM(标称投影数据集)中 IR1 和 IR3 红外通道。使用中读取 NOM 一级数据集图像通过定标查找表将观测计数值转换成以黑体亮度温度形式表示的光谱辐射亮温。

FY2-VISSR 数据主要处理步骤为:

(1) 加载 FY2 NOM VISSR L1 数据文件和定位数据文件。

(2) 读取 VISSR IR1(H₂O)和 IR3(IRW)数据集。

(3) 读取 IR1、IR3 定标表完成数据定标生成 BT1、BT3。

(4) 生成红外水汽与窗区通道亮温差数据集 H₂O-IRW。

(5) 使用选定区域剪切数据,将 FY2 红外亮温扫描数据处理成为 0.05°的 GLL 网格格点数据。

1.2 CINRAD

本文使用 CINRAD 雷达资料。CINRAD 共有 S 和 C 两个波段七种型号,其中 CINRAD SA 型和 SB 型多普勒天气雷达与美国的 WSR-88D 在结构和应用软件方面完全相同,是我国东部沿海地区、长江流域、淮河流域、黄河下游和珠江流域的主要布网雷达(俞小鼎,2011)。雷达数据主要来自 CMACast 广播数据和国家气象信息中心数据共享平台。CMACast 多普勒雷达资料(DOR)目录包含 20 多种多普勒雷达数据产品,其中主要包括基本反射率 R 、基本速度 V 、组合反射率 CR 、回波顶 ET 、垂直积分液态水含量 VIL 、反射率等高面位置显示 CAPPI 以及其他推算风暴信息和降水信息。本文使用组合反射率等高面位置显示 CAR 产品,该反射率数据水平分辨率为 1 km,时间分辨率为 6 min,可以直接反映对流云团对流强度。

为了对两种不同类型观测数据进行对比研究,需要时间同步数据筛选,并且需要对两种观测数据进行空间分辨率预处理。FY2-VISSR 采用自旋扫

描方式,自北向南全圆盘观测需时 25 min,其红外通道为 2288 lines \times 2288 samples,中国区大致位于 line 300~line 900。本文选取的对流系统案例多为中国中南部地区,若卫星起始观测时刻为 T ,则对于对流云团观测时间大致处于 $T+6\sim T+9$ min,因此对应选择 $T+6$ min 的雷达观测数据。

多普勒雷达数据主要处理步骤为:

(1) 读入选取的多个雷达站 CAR 反射率数据。

(2) 使用天气雷达数据处理系统进行坐标转换,将雷达数据从平面极坐标格式转换为地理经纬度格式。

(3) 使用天气雷达数据处理系统进行 CAPPI 雷达资料拼图,将各单站数据拼接到指定经纬度范围,与 FY2 数据一样统一网格化到 0.05°格点上。

图 1 显示经过空间分辨率同化处理后的 FY-2G VISSR IR3(H₂O)红外通道亮温云图和多普勒雷达组合反射率拼图图像。地理范围为 15°~45°N 和 100°~130°E。在中国东海以及台湾以东的西太平洋区域 CINRAD 没有数据覆盖。考虑卫星雷达数据差异,对比分析时从雷达回波数据出发建立 ROI (region of interest) 然后索引卫星数据。

2 方法

2.1 算法基础

卫星观测显示,对流云团顶部会出现红外水汽

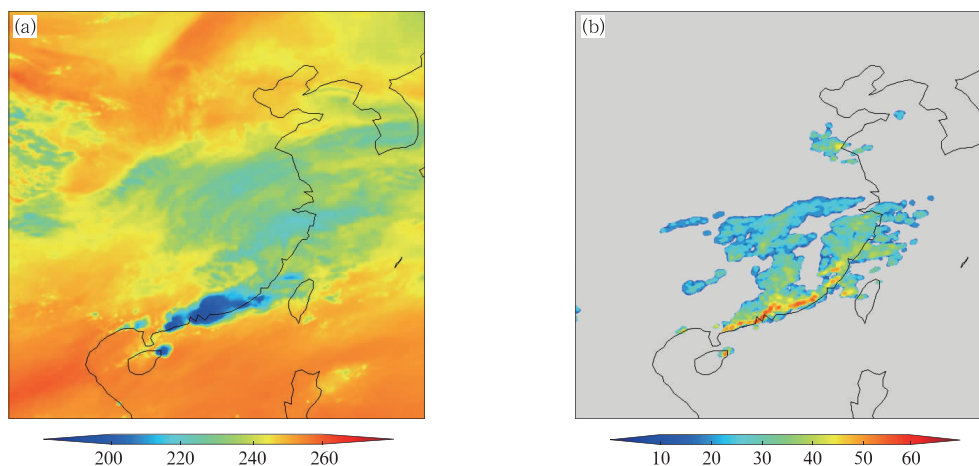


图 1 2017 年 4 月 21 日 FY-2G VISSR 红外水汽亮温(a,单位:K)和雷达组合反射率拼图(b,单位:dBz)

Fig. 1 FY-2G VISSR IR3 (a, unit: K) and radar CAPPI image (b, unit: dBz) on 21 April 2017

与窗区辐射亮温异常反转,这种亮温反转现象可以通过辐射传输理论得到解释。根据大气辐射传输理论,在热红外辐射波段,大气散射效应可以忽略不计;同时,由于地表发射率较大,与大气向下辐射关联的地表反射部分也可以忽略(Menzel and Strabala, 1997)。这样,有云条件下的卫星观测入瞳辐射可以用如下辐射传输方程表示:

$$R_{\text{obs}} = \epsilon_{\text{ac}} R_{\text{ac}} + (1 - \epsilon_{\text{ac}}) \epsilon_{\text{cld}} B_{\text{cld}}(T_{\text{cld}}) + (1 - \epsilon_{\text{cld}}) R_{\text{clr}} \quad (1)$$

式中, R_{obs} 为卫星入瞳辐射, R_{clr} 为该瞬时视场在晴空条件下的晴空辐射, T_{cld} 为云等效温度, B_{cld} 和 ϵ_{cld} 分别为云黑体辐射和云发射率, R_{ac} 和 ϵ_{ac} 分别为云上大气辐射和大气发射率。在辐射传输方程中, $\epsilon_{\text{ac}} R_{\text{ac}}$ 为大气辐射项,对于红外水汽通道而言,由于云上大气仍存在水汽吸收,大气辐射项不可忽略。对于红外窗区通道而言,由于 $\epsilon_{\text{ac}}(\text{IRW})$ 足够小,大气辐射项 $\epsilon_{\text{ac}} R_{\text{ac}}$ 可以忽略,红外窗区通道大气辐射传输可以表示为:

$$R_{\text{obs}} = \epsilon_{\text{cld}}(\text{IRW}) B_{\text{cld}}(\text{IRW}, T_{\text{cld}}) + [1 - \epsilon_{\text{cld}}(\text{IRW})] R_{\text{clr}} \quad (2)$$

依据上述辐射传输方程可以推论:在有云条件下,由于云顶以上大气存在水汽使得 $\epsilon_{\text{ac}}(\text{H}_2\text{O})$ 不可忽略,云顶以上大气对 H_2O 通道的影响比 IRW 通道大。在对流云团情况下,强烈的大气上冲运动将大量底层水汽抛射到高层,较强 DCC 或冲顶对流形成的 OCC 能够将水汽带到对流层顶附近并进入平流层逆温区,这些上冲水汽高度高于主要由冰晶组成的物理云顶高度,但却以较高温度发射辐射。对流云团的这种云顶结构特性意味着,水汽通道与窗区通道在对流云团顶部会出现辐射特性反转。

Schmetz et al(1997)利用大气辐射传输模式对有云条件下红外水汽与红外窗区通道进行辐射传输计算表明,受云顶水汽影响,窗区通道与水汽通道亮温随着云顶高度上升逐渐接近并在 CTH 靠近对流层顶时趋于相等,当 CTH 上升到对流层顶时,随着水汽进入逆温区红外水汽亮温大于窗区亮温。

上述辐射传输分析说明,对流强度越大则上冲进入逆温区水汽量越大,此时 H_2O -IRW 正向数值将同步增大。基于对流云团云顶所呈现的 H_2O -IRW 辐射亮温差特征,可以利用卫星红外观测识别对流云团及其强度。

2.2 识别算法

在晴空条件下, $10\sim 12\ \mu\text{m}$ 附近的大气窗区通

道卫星观测辐射只包含地表辐射分量,而 $6\sim 7\ \mu\text{m}$ 附近的水汽通道辐射权重位于 400 hPa 左右高度上,基本不受地表辐射状况影响。红外水汽通道与窗区通道亮温差反映了对流层上层与近地表层之间的相对距离。层差 BTD 表示为:

$$BTD = BT(\text{H}_2\text{O}) - BT(\text{IRW}) \quad (3)$$

BTD 依赖于红外水汽与窗区光谱响应及其定标差异。对于 FY2-VISSR,使用红外通道 IR1、IR3 分别作为 IRW 和 H_2O 波段。

不同大气状况下 BTD 具有不同响应特征:

(1) 晴空区。两个通道权重落差导致层差较大,此时 BTD 呈现显著负值。

(2) 低云区。低云只会导致 $BT(\text{IRW})$ 小幅衰减,但对 $BT(\text{H}_2\text{O})$ 没有影响,此时 BTD 大于晴空区但仍具有显著负值。

(3) 半透明高云区。例如高卷云或消散阶段对流云团,其云顶透过率 >0 ,窗区通道辐射权重虽被抬升但仍然处于云顶以下, $BT(\text{IRW}) > CTT$ (cloud top temperature) 而 $BT(\text{H}_2\text{O}) < CTT$,此时层差缩小导致 BTD 相对增大,但仍为明显负值。

(4) 对流云团。对流云团具有两个主要特征,一个是云顶高度 CTH 较高,一个是云顶红外发射率极大。密实云顶上 $BT(\text{IRW})$ 和 $BT(\text{H}_2\text{O})$ 都趋近 CTT,此时 BTD 趋近于 0。高卷云虽然可以达到对流云团高度,但是高卷云的红外窗区发射率较小向上透射较大,因而其 BTD 将明显小于对流云团。

(5) DCC/OCC。对流系统越强对流云团中包含的水滴和冰晶越多,其液态水含量 (liquid water content, LWC) 和冰水含量 (ice water content, IWC) 越大,对流云团顶部也更密实,云顶发射率更接近于黑体,窗区通道权重高度等于 CTH。在强对流云团顶部, $BT(\text{IRW}) = CTT$; $BT(\text{H}_2\text{O}) > CTT$,由于冲顶水汽作用,此时 BTD 逆转正值。

对流云团特点说明, $BTD(\text{H}_2\text{O}, \text{IRW})$ 阈值法不但可以用于识别对流云团,并且可以通过设置多阈值识别对流云团强度。参考微波方法三级划分法:

$$TH1 \leq BTD < TH2, \text{ 对流云团};$$

$$TH2 \leq BTD < TH3, \text{ 深对流云团};$$

$$TH3 \leq BTD, \text{ 强对流云团}。$$

判识条件中 $TH1\sim TH3$ 分别表示对流云团、深对流云团和强对流云团识别阈值。这些阈值可以通过与其他基准数据对比获得。IRW 亮温法所用

阈值需要根据对流层顶温度数值预报场确定,BTD阈值法所用阈值则主要依据对流云团云顶特性本身确定。两极地区出现的近地逆温区会被误判为对流云团,可以通过卫星天顶角或地理掩码过滤。

3 阈值

3.1 数据对比

天气雷达使用主动微波探测,能够穿透云雨大气揭示云团内部的冰水结构特征,从而准确识别对流云团。在雷达观测中,对流云团携带的大水滴和冰粒子造成异常强的回波特征。由于对流云团中冰水颗粒物大小随对流强度增强而增大,而微波反射率主要与冰水颗粒物直径大小相关,因此雷达探测中微波反射率是描述对流云团强度并估算降水的主要参数。雷达观测实践以及大量统计资料表明,能够产生较强降水的对流云团回波强度一般在35 dBz以上,具有大暴雨降水能力的对流云团回波强度在50 dBz左右,而携带较大直径冰水颗粒具有降雹能力的强对流云团回波强度一般在60 dBz以上。

本文以雷达微波反射率同步观测结果为参照真值,选取几种类型对流系统典型案例进行BTD/CAR相关性对比分析。通过对比分析静止卫星对流云团识别因子与雷达回波强度之间相关关系,得到利用BTD(H₂O,IRW)识别对流云团及其强度的判识阈值。

在大样本分析中,参考雷达回波分级分析方法,从10~75 dBz将CAR以5 dBz步长分级。对于每一个时次BTD/CAR图像,首先在CAR图像中建立分级ROI感兴趣区,然后以分级ROI在BTD图像中求出每个CAR分级所对应的样本BTD均值。每一个时次BTD/CAR图像对产生一组对比数据。通过分析多案例多时次大量对比数据,找出BTD/CAR相关关系并以常用CAR阈值为参照推导BTD阈值。

$$\overline{CAR}_i = (1/n) \sum_{i=1}^{12} CAR \{ROI[CAR = (10 + 5i, 15 + 5i)]\} \quad (4)$$

$$\overline{BTD}_i = (1/n) \sum_{i=1}^{12} BTD \{ROI[CAR = (10 + 5i, 15 + 5i)]\} \quad (5)$$

3.2 案例分析

选取研究案例包括2017年春季至夏季发生在华中、华东和华南地区的几个较强对流系统天气过程,共收集了28个时次的对比观测数据(世界时,下同):

(1) 2017年4月21日,0700—0800—1200—1300 UTC,华南地区飚线过程;

(2) 2017年5月3日,1000—1200—1500 UTC,华中、华东、华南地区飚线过程;

(3) 2017年6月12日,1200—1400 UTC,1600—1800—2100—2200 UTC,华南登陆台风;

(4) 2017年6月16日,1000—1500 UTC,1700—1800—2000—2100 UTC,华南地区暴雨;

(5) 2017年6月19日,0000—0500—0700—1300 UTC,华南地区暴雨。

2017年4月21日,伴随一股冷空气南下,华南地区自西北向东南出现一次飚线对流天气过程。地面观测资料显示,此次飚线对流天气过程给华南地区带来20 mm·h⁻¹以上大范围强降水,局地出现了40 mm·h⁻¹强降水和冰雹天气。图2显示了0700—0800—1200—1300 UTC 4个时次的对流云团所对应的卫星与雷达观测数据对比情况(图中标注了BTD/CAR线性拟合趋势线及其相关系数和IRW/CAR二次多项式拟合趋势线及其相关系数,下同)。数据对比显示以下观测特征:4次观测均出现超过50 dBz强回波区;强回波区BTD均值位于-1~1 K;强回波区IRW亮温位于190~200 K;从弱回波区到强回波区,BTD呈线性增大而IRW亮温呈非线性衰减。

2017年5月3日,一个飚线对流系统自西北向东南横扫华中、华东和华南地区。地面观测资料显示,此次飚线强对流天气过程给过境地区带来20 mm·h⁻¹以上大范围强降水。图3显示了1000—1200—1500 UTC 3个时次的卫星与雷达观测数据对比情况。数据对比显示以下观测特征:3次观测中两次发现超过50 dBz强回波区;强回波区BTD均值位于-2~-1 K;强回波区IRW亮温位于205~210 K;从弱回波区到强回波区,BTD呈线性增大而IRW亮温呈非线性衰减。

2017年6月12日,1702号台风苗柏登陆华南地区。地面观测资料显示,“苗柏”登陆期间其对流云墙给华南地区带来20 mm·h⁻¹以上大范围强降水。图4显示了1200—1400 UTC,1600—1800—

2100—2200 UTC 7 个时次的卫星与雷达观测数据对比情况。数据对比显示以下观测特征:7 次观测中 5 次发现超过 50 dBz 强回波区;强回波区 BTD 均值位于 0~2 K;强回波区 IRW 亮温位于 198~205 K;从弱回波区到强回波区,BTD 呈线性增大而 IRW 亮温呈非线性衰减。

2017 年 6 月 16 日,华南地区自西向东出现一次雷雨大风对流天气过程。地面观测资料显示,此

次暴雨给华南地区带来 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以上大范围降水。图 5 显示了 1000—1500 UTC,1700—1800—2000—2100 UTC 10 个时次的卫星与雷达观测数据对比情况。数据对比显示以下观测特征:10 次观测中 5 次发现超过 50 dBz 强回波区;强回波区 BTD 均值位于 0~5 K;强回波区 IRW 亮温位于 190~200 K;从弱回波区到强回波区,BTD 呈线性增大而 IRW 亮温呈非线性衰减。

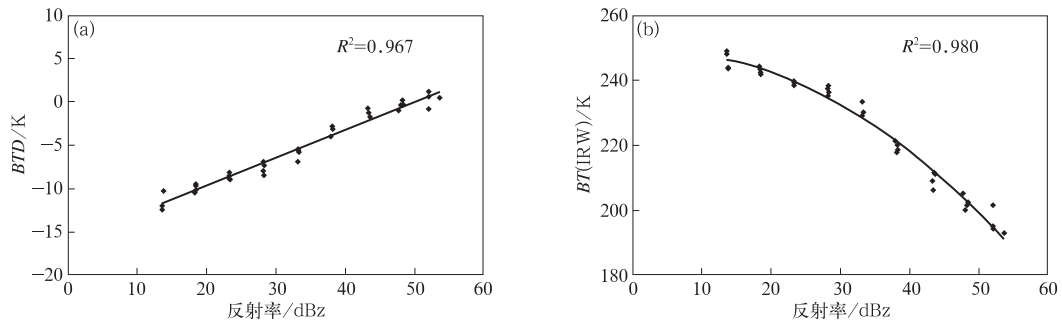


图 2 2017 年 4 月 21 日华南地区飑线云团观测数据

(a) BTD/CAR 散点图, (b) IRW/CAR 散点图

Fig. 2 Cloud cluster observation of a squall in South China on 21 April 2017

(a) BTD/CAR scatter plot, (b) IRW/CAR scatter plot

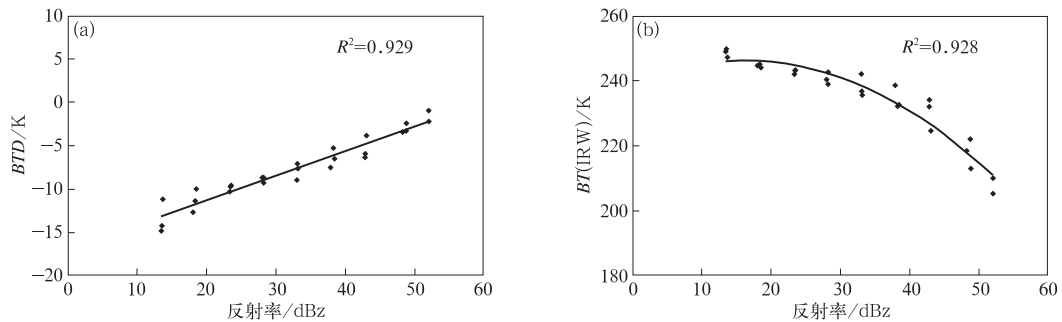


图 3 同图 2, 但为 2017 年 5 月 3 日华中、华东、华南地区

Fig. 3 Same as Fig. 2, but for Middle, East and South China on 3 May 2017

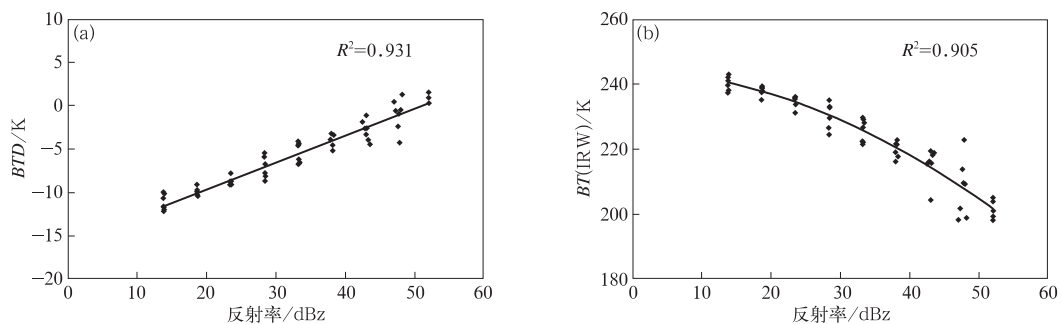


图 4 同图 2, 但为 2017 年 6 月 12 日华南地区登陆台风云团观测数据

Fig. 4 Same as Fig. 2, but for cloud cluster observation of typhoon landed in South China on 12 June 2017

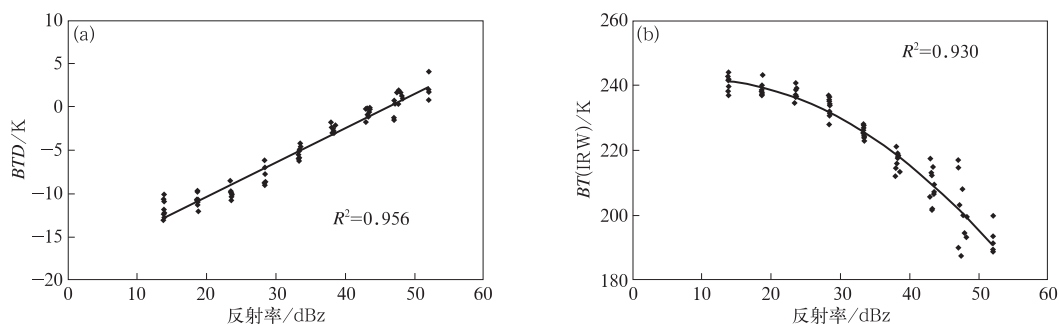


图 5 同图 2, 但为 2017 年 6 月 16 日华南地区暴雨云团观测数据
 Fig. 5 Same as Fig. 2, but for cloud cluster observation of rain storm in South China on 16 June 2017

2017 年 6 月 19 日, 华南地区自西向东出现一次雷雨大风对流天气过程。地面观测资料显示, 此次暴雨给华南地区带来 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以上大范围降水。图 6 显示了 0000—0500—0700—1300 UTC 10 个时次的卫星与雷达观测数据对比情况。数据对比显示以下观测特征: 4 次观测中没有发现超过 50 dBz 强回波区; 回波接近 50 dBz 时 BTD 均值趋于 0 K, IRW 亮温趋于 210 K; 从弱回波区到强回波

区, BTD 呈线性增大而 IRW 亮温呈非线性衰减。

为了获得具有普遍意义的结果, 将以上几次对流天气活动过程的 28 个时次观测数据汇总(图 7)。数据汇总后 IRW/CAR 相关性相比上述个例明显变弱, 而 BTD/CAR 仍具有较好线性相关度, 这说明 BTD 作为对流云团强度识别量化因子效果会优于 IRW 单通道亮温方法。出现 BTD 与 IRW 对流强度相关性差异的可能原因是, IRW 仅携带反映云

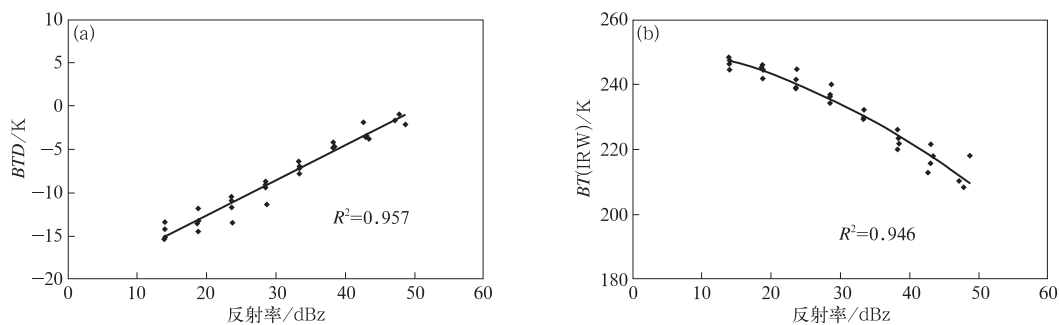


图 6 同图 2, 但为 2017 年 6 月 19 日华南地区暴雨云团观测数据
 Fig. 6 Same as Fig. 2, but for cloud cluster observation of rain storm in South China on 19 June 2017

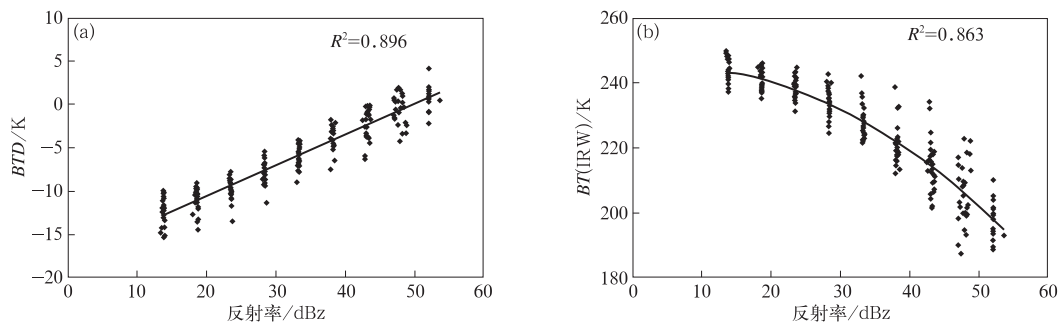


图 7 同图 2, 但为对流天气过程云观测数据汇总
 Fig. 7 Same as Fig. 2, but for cloud observation data collection of VISSR and CAR Radar

顶权重高度的温度信息,而温度与高度要素具有较强地理纬度相关性,不同时间、地点对流云团的 IRW/CAR 相关性具有较大差异。而 BTD 反映的是与对流活动密切相关的云团云顶发射率及其冲顶程度,它主要与云顶物理过程有关。

实测数据统计结果表明(表 1),BTD 与雷达组合反射率呈现很好线性相关关系。BTD/CAR 相关关系表明,BTD 不仅可以用于识别对流云团的存在,还可以进一步量化对流云团强度等级。雷达观测中通常以 35、50、65 dBz 三个回波强度区分暴雨云团强度,NOAA 雷达降水算法也大致以这三个回波强度区分中雨、大雨和冰雹。基于 BTD/CAR 线性相关关系计算得到这三个回波强度对应 BTD 阈值约为 -5、0、5 K。使用一个或一组 BTD 阈值,利

$$R = \frac{\text{Samples}[(BTD > BTD_{\text{thres}}) \wedge (CAR > CAR_{\text{thres}})]}{\text{Samples}(CAR > CAR_{\text{thres}})} \times 100\% \quad (6)$$

$$A = \frac{\text{Samples}[(BTD > BTD_{\text{thres}}) \wedge (CAR > CAR_{\text{thres}})]}{\text{Samples}(BTD > BTD_{\text{thres}})} \times 100\% \quad (7)$$

云样本统计结果显示,使用 -5 K BTD 阈值对 35 dBz 以上对流云团识别率约为 90%,准确率约为 62%,使用 0 K 阈值对 50 dBz 以上对流云团识别率亦约为 90%,准确率约为 85%。-5 K 阈值对 35 dBz 以上样本识别率较高,但是检出样本中混杂 38% 的 35 dBz 以下样本;0 K 阈值对 50 dBz 以上样本识别率和准确度都较好。出现漏检和误检可能与对流云团不同阶段具有不同观测特征有关。首先,处于发展初期和消散阶段的对流云团,虽然其云体中存在较大冰水颗粒,但是其云顶发射率尚未黑体化或已经衰减,这样的对流云团在观测上就会同时体现为较高 CAR 与较低 BTD。其次,一些处于强盛阶段的对流云团在背景条件发生突变时会突然中断发展,这样的对流云团将表现较低 CAR 与较高 BTD。BTD 方法在前一种情况下会出现漏判,后一种情况会出现误判。实际上并不存在严格意义上的 BTD 阈值,它是一个统计意义上的概率值。

除对流云团本身复杂性之外,观测手段之间差别也会带来相对误差。首先,卫星红外观测看到的主要是云顶附近,而雷达回波观测看到的是对流云团中云顶以下、冰线以上冰水颗粒高载量部位,两者在垂直高度和水平位置上都有一定差异。其次,观测方式上两者在时间同步与空间视角方面具有一定差异。观测时间差会导致云团形态与位置上的差

表 1 对流云团样本统计结果(反射率 ≥ 30 dBz)

Table 1 The statistics of cloud cluster samples over 30 dBz

CAR 区间/dBz	样本数/个	CAR 均值/dBz	BTD 均值/K
[30,35]	63292	33.30	-6.01
[35,40]	31143	38.18	-3.72
[40,45]	9289	43.15	-2.17
[45,50]	1488	47.78	-0.62
[50,55]	79	52.10	0.79

注:BTD/CAR 线性关系:斜率为 0.35,截距为 17.5 K, $R^2=0.99$ 。

Note: BTD/CAR linear: slope=0.35, intercept=-17.5 K, $R^2=0.99$.

用 FY-2G VISSR 红外波段数据可实现对流云团识别与定强。

3.3 误差分析

定义对流云团识别率 R 和准确率 A 如下:

异。静止卫星观测中云团存在图像位移偏差,105°E 上静止卫星相对中国地区观测下,CTH 超过 10 km 的对流云团会产生大约 0.1°左右向北位置偏移。对流云团一般都较高,这使得卫星观测到的云顶部位在云图中位置比雷达观测到的云顶位置偏北。

图 8 显示 2017 年 7 月 31 日 0000 UTC 时次华南沿海登陆台风海棠对流云团判识结果。图 8a 以 BTD 灰度为背景给出了 $BTD > -5$ K 对流识别区域,并以索引色方式显示了以 BTD 量化的对流云团强度识别结果。图 8b 为对应时次雷达 CAR 拼图。 $BTD < 0$ K 区域对应 CAR 为 40 dBz 左右区域, $BTD > 0$ 区域 CAR 接近并超过 50 dBz,当 BTD 接近 5 K 时 CAR 接近 60 dBz。两者识别位置与强度分布总体上是一致的。由于观测部位差异,深对流和强对流云团面积在 BTD 识别图像上总是大于雷达强回波面积。

4 结 论

卫星观测资料和辐射传输分析表明,对流云团红外水汽与窗区通道亮温差 BTD(H_2O-IRW)具有显著特征,随着对流强度增大导致上冲进入逆温层水汽量增大,BTD 反转并且正向数值同步增大。依据对流云团云顶所呈现的 H_2O-IRW 亮温特征,

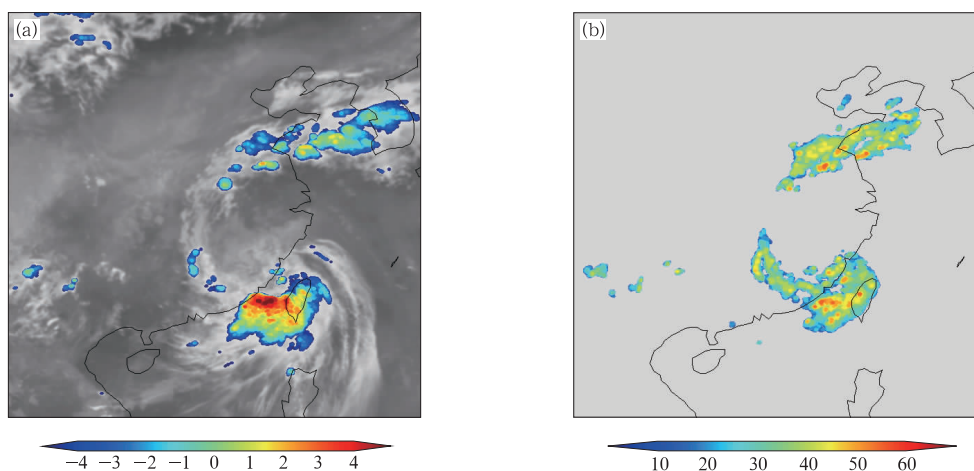


图8 2017年7月31日0000 UTC对流云团识别结果

(a)FY-2G BTDR识别(单位:K), (b)雷达回波(单位:dBz)

Fig. 8 Convective cloud cluster identification at 0000 UTC 31 July 2017

(a) FY-2G BTDR results (unit: K), (b) CAR Radar echo (unit: dBz)

可以利用红外亮温方法识别对流云团。基于层差BTD特性建立的GCD对流云团识别方法是一个区分有无对流云团的单阈值算法,但它不能进一步量化对流云团的对流强度。本文利用静止卫星FY-2G VISSR红外观测数据与CINRAD CAR雷达观测数据进行对比研究,结果表明:

(1) 红外水汽与窗区亮温差BTD作为对流云团强度识别与量化指标效果优于IRW单通道亮温方法,其原因在于IRW亮温仅携带云顶高度信息,而BTD则能够反映与对流活动密切相关的云团云顶发射率及其冲顶程度。

(2) 样本统计表明BTD/CAR具有很好线性相关关系,说明BTD不仅可以用于识别对流云团的存在,还可以进一步量化对流云团强度等级。雷达观测中常用35、50、65 dBZ几个回波强度区分云团对流强度,利用BTD/CAR关系模型可将雷达观测中用于区分云团对流强度的回波强度阈值转换为对应BTD阈值,分别对应-5、0、5 K。利用一个或一组BTD阈值,使用FY-2G VISSR红外水汽和窗区观测可实现对流云团识别与定强。

本文采用静止气象卫星FY-2G VISSR红外观测数据与雷达观测数据进行对比研究,两者之间数分钟的观测时差可能带来数据定位误差,卫星与雷达两种不同观测手段对于云团观测角度和观测部位的差异也会带来一定相对误差。受限于FY-2G VISSR空间分辨率采用 0.05° 格点数据,雷达CAR降采样过程中可能会丢失一些较小尺度的强回波信

息。采用更高分辨率卫星数据有利于分析对流云团更多细节。雷达回波顶高ET和风暴信息能够为对流云团的精确判识提供有价值参考,可以在后续研究中加以利用。

参考文献

- 白洁,王洪庆,陶祖钰,1997. GMS卫星红外云图强对流云团的识别与追踪[J]. 热带气象学报,13(2):158-167.
- 陈秋萍,陈齐川,刘锦绣,等,2011. 应用卫星、雷达资料的强对流天气预报预警系统[J]. 气象科技,39(5):545-551.
- 方翔,邱红,曹志强,等,2008. 应用AMSU-B微波资料识别强对流云团的研究[J]. 气象,34(3):22-29.
- 方宗义,覃丹宇,2006. 暴雨云团的卫星监测和研究进展[J]. 应用气象学报,17(5):583-593.
- 江吉喜,范梅珠,2002. 夏季青藏高原上的对流云和中尺度对流系统[J]. 大气科学,26(2):263-270.
- 廖玉芳,潘志祥,郭庆,2006. 基于单多普勒天气雷达产品的强对流天气预报预警方法[J]. 气象科学,26(5):564-571.
- 刘健,2015. 风云二号卫星的冰云光学厚度反演偏差分析[J]. 气象学报,73(6):1121-1130.
- 刘健,蒋建莹,2013. FY-2C高时间分辨率扫描数据在强对流云团监测中的应用研究[J]. 大气科学,37(4):873-880.
- 刘健,张文建,朱元竞,等,2007. 中尺度强暴雨云团云特征的多种卫星资料综合分析[J]. 应用气象学报,18(2):158-164.
- 卢乃锰,方翔,刘健,等,2017. 气象卫星的云观测[J]. 气象,43(3):257-267.
- 卢乃锰,吴蓉璋,1997. 强对流降水云团的云图特征分析[J]. 应用气象学报,8(3):269-275.
- 覃丹宇,方宗义,2014. 利用静止气象卫星监测初生对流的研究进展[J]. 气象,40(1):7-17.
- 王强,郭强,陈怡羽,2016. FY-2E资料空间响应订正及对强对流监

- 测改进[J]. 应用气象学报, 27(1):102-111.
- 杨吉, 郑媛媛, 夏文梅, 等, 2015. 雷达拼图资料上中尺度对流系统的跟踪与预报[J]. 气象, 41(6):738-744.
- 俞小鼎, 2011. 强对流天气的多普勒天气雷达探测和预警[J]. 气象科技进展, 1(3):31-41.
- 朱亚平, 程周杰, 刘健文, 2009. 一次锋面气旋云系中强对流云团的识别[J]. 应用气象学报, 20(4):428-436.
- Ackerman S A, 1996. Global satellite observations of negative brightness temperature differences between 11 and 6.7 μm [J]. J Atmos Sci, 53(19):2803-2812.
- Aumann H H, Desouza-Machado S G, Behrangi A, 2011. Deep convective clouds at the tropopause[J]. Atmos Chem Phys, 11(3):1167-1176.
- Bedka K, Brunner J, Dworak R, et al, 2010. Objective satellite-based Detection of overshooting tops using infrared window channel brightness temperature gradients[J]. J Appl Meteor Climatol, 49(2):181-202.
- Bedka K M, Wang C, Rogers R, et al, 2015. Examining deep convective cloud evolution using total lightning, WSR-88D, and GOES-14 super rapid scan datasets[J]. Wea Forecasting, 30(3):571-590.
- Donovan M, Williams E R, Kessinger C, et al, 2008. The identification and verification of hazardous convective cells over oceans using visible and infrared satellite observations[J]. J Appl Meteor Climatol, 47(1):164-184.
- Kessinger C, Donovan M, Bankert R, et al, 2008. Convection diagnosis and nowcasting for oceanic aviation applications[J]. Proceedings of the SPIE, 7088:7008808.
- Mecikalski J R, Bedka K M, 2006. Forecasting convective initiation by monitoring the evolution of moving cumulus in daytime GOES imagery[J]. Mon Wea Rev, 134(1):49-78.
- Mecikalski J R, Bedka K M, Paech S J, et al, 2008. A statistical evaluation of GOES cloud-top properties for nowcasting convective initiation[J]. Mon Wea Rev, 136(12):4899-4914.
- Mecikalski J R, MacKenzie Jr W M, Koenig M, et al, 2010a. Cloud-top properties of growing cumulus prior to convective initiation as measured by meteosat second generation. Part 1: Infrared Fields[J]. J Appl Meteor Climatol, 49(3):521-534.
- Mecikalski J R, MacKenzie Jr W M, König M, et al, 2010b. Cloud-top properties of growing cumulus prior to convective initiation as measured by meteosat second generation. Part II: use of visible reflectance[J]. J Appl Meteor Climatol, 49(12):2544-2558.
- Menzel W P, Smith W L, Stewart T R, 1983. Improved cloud motion wind vector and altitude assignment using VAS[J]. J Climate Appl Meteor, 22(3):377-384.
- Menzel W P, Strabala K, 1997. Cloud top properties and cloud phase: algorithm theoretical basis document [R]. ATBD MOD-04, NASA Goddard Space Flight Center.
- Mosher F R, 2001. A satellite diagnostic of global convection[C]// Proceedings of the 11th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography. Madison, Aviation Weather Center:416-419.
- Mosher F R, 2002. Detection of deep convection around the Globae [C]// Proceedings of the 10th Conference on Aviation, Range, and Aerospace Meteorology. Kansas City, NOAA/NWS/NCEP/Aviation Weather Center:289-292.
- Schmetz J, Pili P, Tjemkes S, et al, 2002. An introduction to meteosat second generation (MSG) [J]. Bull Amer Meteor Soc, 83(7):977-992. DOI:110.1175/BAMS-83-7.
- Schmetz J, Tjemkes S A, Gube M, et al, 1997. Monitoring deep convection and convective overshooting with METEOSAT[J]. Adv Space Res, 19(3):433-441.
- Setvák M, Doswel C A, 1991. The AVHRR channel 3 cloud top reflectivity of convective storms[J]. Mon Wea Rev, 119(3):841-847.
- Setvák M, Rabin R M, Wang P K, 2007. Contribution of the MODIS instrument to observations of deep convective storms and stratospheric moisture detection in GOES and MSG imagery[J]. Atmos Res, 83(2/3/4):505-518.