

基于 CloudSat、FY-2E 资料的中国海域及周边地区深对流和穿透性对流特征^{*}

杨冰韵 吴晓京 王 曦

YANG Bingyun WU Xiaojing WANG Xi

国家卫星气象中心,北京,100081

National Satellite Meteorological Center, Beijing 100081, China

2018-01-29 收稿,2018-10-14 改回.

杨冰韵, 吴晓京, 王曦. 2019. 基于 CloudSat、FY-2E 资料的中国海域及周边地区深对流和穿透性对流特征. 气象学报, 77(2):256-267

Yang Bingyun, Wu Xiaojing, Wang Xi. 2019. The sea-land characteristics of deep convections and convective overshootings over China sea and surrounding areas based on the CloudSat and FY-2E datasets. *Acta Meteorologica Sinica*, 77(2):256-267

Abstract Deep convection plays an important role in affecting the constituents and energy budget of the troposphere. It also brings severe weather like torrential rain, lightning and hail, which has various impacts on human society. Land-sea distributions, characteristics of infrared brightness temperature (BT) and properties of convective system (CS) with convective overshooting (CO) and deep convection without CO (DCwo) in China are analyzed based on the CloudSat/CALIPSO and FY-2E datasets. Properties of CS, i. e., the area of CS, the area of convective cluster (CC), the convective fraction, the eccentricity, the minimum BT and the average gradient of BT are evaluated. The results indicate that lower BT in cloud top and higher radar reflectivity in the vertical are detected in CO compared to that detected in DCwo. The frequency of CO or DCwo is higher over the sea and the low latitudes as well as in the summer. At the same time, the biggest difference in the frequency of CO/DCwo between the land and the sea is found in the winter. The BT of cloud top over the sea and for CO are lower than that over the land and for DCwo, respectively. The distribution interval of CO is more concentrated than that of DCwo. The frequency of CS or CC decreases with the increase of area. Bigger CS or CC is more likely to occur in CO and over the sea. The value of convective fraction is higher over the sea than over the land. The occurrence of eccentricity of CS larger than 0.5, which implies a circular shape of the CS, is more frequent. Compared to that over the land, this phenomenon is more obvious over the sea. The concentrated distribution interval of minimum BT is 190–195 K in CO and over the sea, which is smaller than that in DCwo. The concentrated distribution interval of average gradient of BT is below 0.1 K/km.

Key words Deep convection, Convective overshooting, CloudSat, FY-2E

摘 要 深对流在地-气系统的物质和能量交换中起着至关重要的作用,伴随而来的暴雨、雷电、冰雹等天气会对人类社会产生影响。利用 CloudSat/CALIPSO 和 FY-2E 卫星观测数据,研究了中国海域及周边地区非穿透性对流(DCwo)及穿透性对流(CO)的海-陆分布、云顶红外亮温和云团特征(包括对流系统(CS)和对流单体(CC)的面积、活跃性对流比、偏心率、最低亮温、平均亮温梯度)。结果发现:穿透性对流比非穿透性对流的云顶红外亮温更低,垂直高度上的雷达反射率更高;从发生次数来看,非穿透性对流/穿透性对流在海洋比陆地多,低纬度比高纬度多,夏季比其他季节多,冬季海陆差异最大;从云顶亮温的分布来看,海洋比陆地、穿透性对流比非穿透性对流集中分布区间的亮温值更低,穿透性对流的分布区间比非穿透性对流集

^{*} 资助课题:国家自然科学基金项目(41675110、41575049)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY201506022)。

作者简介:杨冰韵,主要从事卫星资料分析与应用研究。E-mail: yangby@cma.gov.cn

通信作者:吴晓京,主要从事气象卫星资料天气应用研究。E-mail: wuxj8@cma.gov.cn

中;从云团特征来看,对流系统/对流单体的发生频率随面积的增大而降低,穿透性对流比非穿透性对流、海洋比陆地更容易出现较大面积的对流系统/对流单体,海洋穿透性对流的活跃性对流比相对较高;偏心率在 0.5 以上的发生频率较高,对流系统形状更偏向于圆形,在海洋上更加明显;穿透性对流在海陆上的最低亮温集中分布区间为 190—195 K,比非穿透性对流的分布更集中,平均亮温梯度在 0.1 K/km 以下的发生频率较高。

关键词 深对流, 穿透性对流, CloudSat, FY-2E

中图法分类号 P426.5

1 引言

深对流(Deep Convection, DC)是垂直厚度具有和均质大气高度同样量级的对流系统(Convection System, CS)(大气科学名词审定委员会, 2009),通常发生范围大、频率高,常伴随暴雨、雷电、冰雹等天气,对人类社会和经济发展产生巨大影响(Peng, et al, 2014; 卢志贤等, 2016; Rysman, et al, 2017)。穿透性对流(Convective Overshooting, CO)是从对流层向上发展到平流层的对流,垂直运动往往更加强烈。深对流和穿透性对流不仅会造成强对流天气,还会影响对流层的物质和能量交换,对地球大气系统的平衡起着至关重要的作用。通常对深对流的观测主要依赖地基、飞机等常规观测手段,随着卫星技术的发展,静止和极轨卫星搭载的多通道传感器可以实现对地球大气系统的全方位观测,弥补了传统观测在时间和空间上的局限性。

目前观测深对流的传感器主要分为红外、微波等被动传感器,以及星载雷达等主动传感器(Hong, et al, 2005; Rossow, et al, 2007; Liu, et al, 2007)。红外通道亮温较低的区域云顶相对较高,是深对流识别最常用的资料。风云二号静止气象卫星 E 星(FY-2E)搭载的可见光红外自旋扫描辐射计(VIS-SR),可以通过对云顶红外通道亮温的判识,实现中国地区深对流的全天候连续监测。已有研究(祁秀香等, 2009; 郑永光等, 2011; 吴学珂等, 2013)利用红外亮温识别深对流,针对不同区域深对流发生频率的空间分布特征和季、月、旬、日变化特征以及对流顶高分布特征开展了不少工作。然而亮温阈值的选择对判识结果的影响较大(苏爱芳等, 2013),且被动传感器只能探测到云顶信息,云顶亮温的判识往往会受到高层卷云的干扰,并不能准确地反映卷云下部的云层信息。为了减小卷云对深对流判识的影响,多通道联合判识发挥了很重要的作用,如 Hong

等(2005)在 11 μm 通道亮温小于 215 K 的判识条件上,增加了 11 和 12 μm 的亮温差小于 1 K,以此降低对深对流的误判。此外,微波具有穿透云雨大气的的能力,也常常用来探测深对流(邱红等, 2007)。CloudSat 卫星搭载的云廓线雷达(Cloud Profile Radar, CPR)是主动星载雷达,可以探测云层内部的垂直廓线(王帅辉等, 2011; 尹金方等, 2013; 张华等, 2013, 2015, 2016; 宇路等, 2017),对于研究深对流具有显著优势(卢志贤等, 2016; 杨冰韵等, 2017)。穿透性对流是在深对流判识的基础上得到的,即超出对流层顶高度的对流。目前对流层顶高度的选取存在很多标准,Alcala 等(2002)直接选用 14 km 作为对流层顶高度;Liu 等(2005)除了 14 km 以外还提出 4 种定义方法,包括 NCEP 再分析资料中的对流层顶高度, NCEP 传感器计算出的位温等于 380 K 的高度,根据 NCEP 传感器和地表相当位温计算出的中性浮力层高度,以及由 925 和 1000 hPa 相当位温计算出的中性浮力层高度。Xian 等(2015)利用 COSMIC 温度廓线资料定义对流层顶高度为满足以下条件的最低高度:(1)大气温度递减率 ≤ 2 K/km, (2)与其上 2 km 内所有高度上的大气温度递减率差值均 ≤ 2 K/km,并选取对流层顶高度月均值对穿透性对流进行识别。以上对流层顶高度的选取都存在一定局限性,未考虑具体对流个例的差异。文中选取的 CALIPSO 卫星对流层顶高度资料是随着扫描轨道变化的,由于 CloudSat 和 CALIPSO 卫星观测时差仅 15 s,可以实现协同观测,能更好地识别出穿透性对流,提高了穿透性对流识别的准确率。然而,主动星载雷达虽然可以提供云层的垂直廓线,更准确地识别深对流和穿透性对流,但由于云团的发展变化很快,主动星载雷达的轨道覆盖范围窄、扫描频次低,无法提供同一云团在一定范围内的长时间连续监测,不能很好地为天气监测和预警服务。为了弥补两种探测手段的局限性,本研究通过

CloudSat/CALIPSO 卫星资料筛选出 2010、2012—2014 年共 4 a 的中国地区深对流和穿透性对流个例,通过与 FY-2E 数据进行时空匹配,分析了红外通道图像上的对流云团特征,相关结果可以为天气、气候的监测和预报提供一定的参考。

2 资料与方法

使用的资料包括 FY-2E 卫星红外 1 通道亮温数据、CloudSat 卫星云分类产品数据和 CALIPSO 卫星对流层顶高度数据。

2.1 FY-2E 数据

FY-2E 卫星是中国自主发射的静止气象卫星,于 2008 年 12 月 23 日在中国西昌卫星发射中心发射升空,2009 年 2 月定位于 104.5°E 赤道上空提供观测服务,自 2015 年 7 月 1 日起漂移至 86.5°E 赤道上空 (<http://www.nsmc.org.cn/>)。FY-2E 共有 5 个通道,分别为红外 1—4 通道 ($10.3\text{--}11.3\text{ }\mu\text{m}$ 、 $11.5\text{--}12.5\text{ }\mu\text{m}$ 、 $6.3\text{--}7.6\text{ }\mu\text{m}$ 、 $3.5\text{--}4.0\text{ }\mu\text{m}$)和可见光通道 ($0.55\text{--}0.90\text{ }\mu\text{m}$),文中使用的是 FY-2E 的红外 1 通道 ($10.3\text{--}11.3\text{ }\mu\text{m}$)亮温数据,分辨率为 $5\text{ km}\times 5\text{ km}$ (杨军等,2012;刘健,2015)。

2.2 CloudSat/CALIPSO 数据

CloudSat 卫星于 2006 年由美国发射升空,是 A-Train 系列卫星的成员之一,主要用于探测云物理量的垂直分布,其上搭载的 CPR 为 94 GHz 的毫米波云廓线雷达,可以主动向地球发射辐射信号 (Stephens, et al, 2002)。CloudSat 的每个轨道约有 36383 个星下像素点,沿轨分辨率为 1.1 km ,横轨分辨率为 1.3 km ,垂直分辨率为 0.24 km (125 层) (杨冰韵等,2014)。文中使用的是 2B-CLDCLASS 云分类产品,该产品将云分为卷云、高层云、高积云、层云、层积云、积云、雨层云和深对流云 8 类 (Sassen, et al, 2007),可以有效地识别全球范围内的深对流云。CALIPSO 卫星滞后 CloudSat 15 s 左右观测同一地区 (Mace, et al, 2009, 2014),也是 A-Train 成员之一,其上搭载的 CALIOP 是一部双波长偏振激光雷达,垂直分辨率 30 m ,水平分辨率 333 m (严卫等,2008)。文中使用的是 CALIPSO 的对流层顶高度数据,该数据是通过 GMAO (Global Modeling and Assimilation Office) 数据同化系统,基于 GEOS-5 (Goddard Earth Observing System, Ver-

sion 5)提供的同步热力对流层顶高度资料得到的,是模式产品的结果。中外有不少研究工作使用到 CALIPSO 对流层顶高度产品,如 Rysman 等 (2017) 利用 DARDAR (LiDAR + raDAR) 产品对微波湿度计反演出的非穿透性对流和穿透性对流结果进行验证,而 DARDAR 中对流层顶高度融合的是 GEOS-5 提供的 CALIPSO 对流层顶高度产品,施春华等 (2015) 定义云顶高度 (最上层累积的削弱后向散射系数达到 $0.01\text{ sr}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$) 高于 CALIPSO 对流层顶高度 500 m 为一次 CTAT (云顶高于对流层顶) 事件。两颗卫星协同观测,不仅可以获取深对流,还能识别出超出对流层顶高度的穿透性对流,同时还能给出深对流/穿透性对流的垂直信息。

2.3 数据匹配方法

首先将包含中国海域在内的矩形区域 ($2.5^{\circ}\text{--}41^{\circ}\text{N}$, $99.17^{\circ}\text{--}131^{\circ}\text{E}$) 划分为海洋和陆地两个部分 (图 1),然后根据 CloudSat 8 种云类型中的深对流云选取海、陆两个区域的深对流廓线,并参照 Rysman 等 (2017) 的判定方法,选取穿透性对流 (云顶高度高于 CALIPSO 数据的对流层顶高度) 的廓线。为了分析的方便,文中将深对流分为非穿透性对流 (DCwo) 和穿透性对流两部分进行讨论。



图 1 中国海域及周边地区
(灰色区域代表陆地,白色区域代表海洋)
Fig. 1 Land-sea distribution in China Sea
and surrounding areas
(The gray and white regions represent the land
and the ocean, respectively)

将筛选出的非穿透性对流和穿透性对流个例分别与 FY-2E 数据进行时间(最大时间间隔为 10 min)和空间(邻近像元点)上的匹配,得到 FY-2E 对应时、空位置上的对流系统/对流单体(Convective Cluster, CC),计算相应的云团特征量。考虑到 2011 年 CloudSat 数据缺测月份较多,文中根据 CloudSat、CALIPSO、FY-2E 数据重合的时间,选取 2010、2012—2014 年共 4 a 的数据。

2.4 云团特征量计算

在 FY-2E 卫星的非穿透性对流和穿透性对流像元点位置上,参考 Machado 等(1998)的计算方法,选取对流系统(红外亮温 $T_{\text{IR}} \leq 245 \text{ K}$)和对流单体(红外亮温 $T_{\text{IR}} \leq 218 \text{ K}$),计算对流系统/对流单体面积、对流系统最低亮温、对流系统平均亮温梯度、对流系统偏心率、对流系统活跃性对流比等物理量。具体定义如下:

(1) 对流系统/对流单体面积:对流系统/对流单体内包含的像元点个数与单一像元点面积的乘积,单位为 km^2 ,其中,单一像元点面积为 25 km^2 。

(2) 对流系统最低亮温:对流系统中所有像元点的亮温最低值,单位为 K。

(3) 对流系统平均亮温梯度($\text{ave}(\nabla T_{\text{IR}})$,单位: K/km)为

$$\text{ave}(\nabla T_{\text{IR}}) = \frac{1}{N} \left\{ \frac{\sum [|T_{\text{IR}}(k, l) - T_{\text{IR}}(i, j)| / d]}{N} \right\} \quad (1)$$

式中, N 为对流系统的像元点个数, d 为对流系统内任意两点 (i, j) 和 (k, l) 的距离,单位为 km。

(4) 对流系统偏心率(ϵ):椭圆两焦点间的距离和长轴长度的比值,反映了对流云团的形状,偏心率越大表明云团越趋近于圆形。根据对流系统范围建立新坐标系(坐标系范围为能包含对流系统的最小矩形区域), x 和 y 分别为新坐标系的横、纵坐标,则偏心率为

$$\epsilon = \left| \frac{\max(x) - \min(x)}{\max(y) - \min(y)} \right| \text{ 或 } \left| \frac{\max(y) - \min(y)}{\max(x) - \min(x)} \right| \quad (2)$$

式中, $\epsilon \leq 1$, $\max$ 和 $\min$ 分别表示最大和最小值。

(5) 对流系统活跃性对流比(f_c , 对流系统中所有对流单体的面积(A_{CC})和与对流系统面积(A_{CS})

的比值)为

$$f_c = \frac{\sum A_{\text{CC}}}{A_{\text{CS}}} \quad (3)$$

红外亮温较低的区域,云顶高度较高,常常可以指示深对流云所在的位置(Bedka, et al, 2010, 2012; 杨军等, 2012)。图 2 为选取的非穿透性对流/穿透性对流个例,其中图 2a 为中国近海海域范围内的 FY-2E 红外通道亮温,颜色越白亮的区域亮温越低,图 2b 为相应位置上的对流系统/对流单体判别区,可以看到 CloudSat 扫描点位于对流系统外边界的内部,其中大部分位于对流单体的内部,穿透性对流区的红外亮温比非穿透性对流更低。图 2c、d 给出非穿透性对流/穿透性对流在垂直高度上的分布情况,其中图 2c 是 CloudSat 探测到的深对流云判别区的垂直剖面,图 2d 是对应位置上的雷达反射率垂直剖面,可见, 108.50° — 108.87°E 存在穿透性对流,云顶高度超出对流层顶高度,冲顶下方区域的雷达反射率较大,表明对流处于旺盛发展的阶段,而其余部分为没有达到冲顶高度的非穿透性对流区域。

3 结果与分析

3.1 非穿透性对流和穿透性对流情况下对流层顶高度的季节分布

图 3 给出了深对流情况下(包含非穿透性对流和穿透性对流)对流层顶高度的季节分布,格点为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 。整体来看,对流层顶高度值的范围为 15—18 km,分布上存在明显的空间差异,夏季的覆盖范围较大,秋季、春季次之,冬季最小,这与深对流样本数的季节差异有关。Xian 等(2015)研究结果表明,在中国海、陆地区,对流层顶高度在夏季的分布范围更大,区域向北延伸,而冬季分布区域南移,高值区集中在中国南海及长江以南地区,这与文中的结论有很高的一致性。此外,夏季高于 15.5 km 的高值区范围虽然较大,而出现 17 km 以上极大值的区域相对较小, Xian 等(2015)也得出类似结论,对流层顶高度在夏季和秋季的值整体偏低,而冬季和春季偏高。

3.2 非穿透性对流和穿透性对流的海、陆分布

图 4 给出非穿透性对流(图 4a)和穿透性对流(图 4b) CloudSat 扫描点的分布及其季节变化,结合

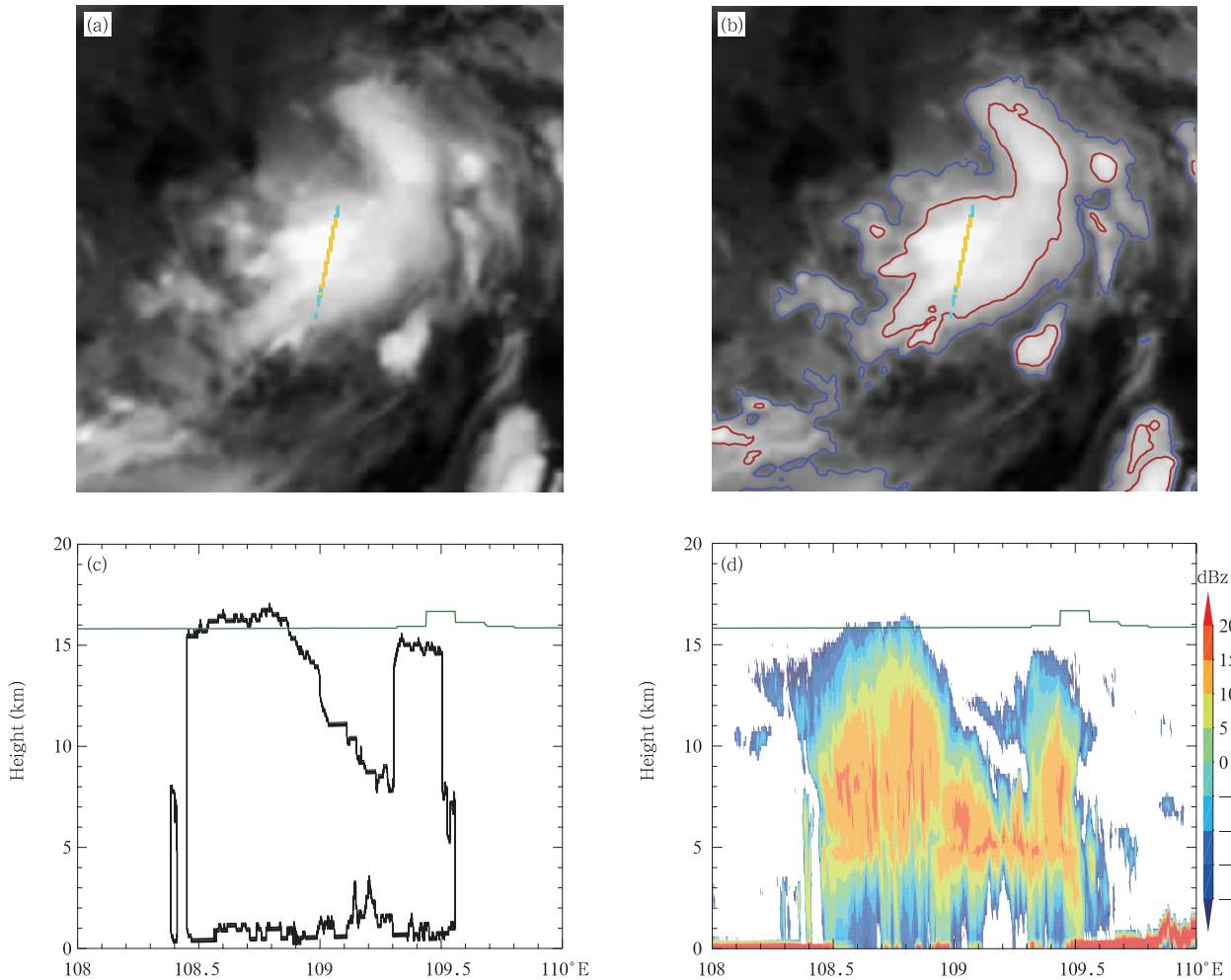


图2 2010年7月22日FY-2E/CloudSat观测的非穿透性对流/穿透性对流个例

(a. FY-2E红外通道亮温图像, b. FY-2E红外亮温图像上的对流系统/对流单体判别区, c. CloudSat深对流云垂直剖面, d. CloudSat深对流云雷达反射率垂直剖面; 紫线为对流系统区外边界线, 红线为对流单体区外边界线, 蓝绿色圆点为非穿透性对流的CloudSat轨道星下点, 金色圆点为穿透性对流的CloudSat轨道星下点, 绿线为CALIPSO对流层顶高度; FY-2E数据的时间为世界时18时30分, CloudSat轨道时间为世界时18时41分07秒—18时43分28秒)

Fig. 2 An example of DCwo/CO observed by FY-2E and CloudSat on 22 July 2010

(a. FY-2E infrared brightness temperature image, b. the recognition areas of CS and CC in the FY-2E brightness temperature image, c. vertical distribution of deep convective clouds provided by CloudSat, d. vertical distribution of radar reflectivity in deep convective clouds provided by CloudSat; purple, red and green lines represent the boundary line of CS, the boundary line of CC and the tropopause height, respectively; cyan and golden dots represent the CloudSat track of DCwo and CO, respectively; FY-2E data is for 18:30 UTC, CloudSat data is for 18:41:07–18:43:28 UTC)

非穿透性对流和穿透性对流的发生个数(表1)可以看到,非穿透性对流在海洋上的发生个数为89753,陆地上为42207,远高于穿透性对流,且海洋上的个数比陆地多,低纬度比高纬度地区多,这与卢志贤等(2016)得到的陆地对流云发生频率小于海洋的结论

一致。冬季非穿透性对流分布的位置偏向南部海域,其原因是与夏季相比,冬季太阳直射点偏向于南半球,此时低纬度海域的温度和水汽条件更有利于对流的发生。夏季的个数明显高于其他季节,说明夏季在中国海、陆范围内的对流更加活跃,其原因与

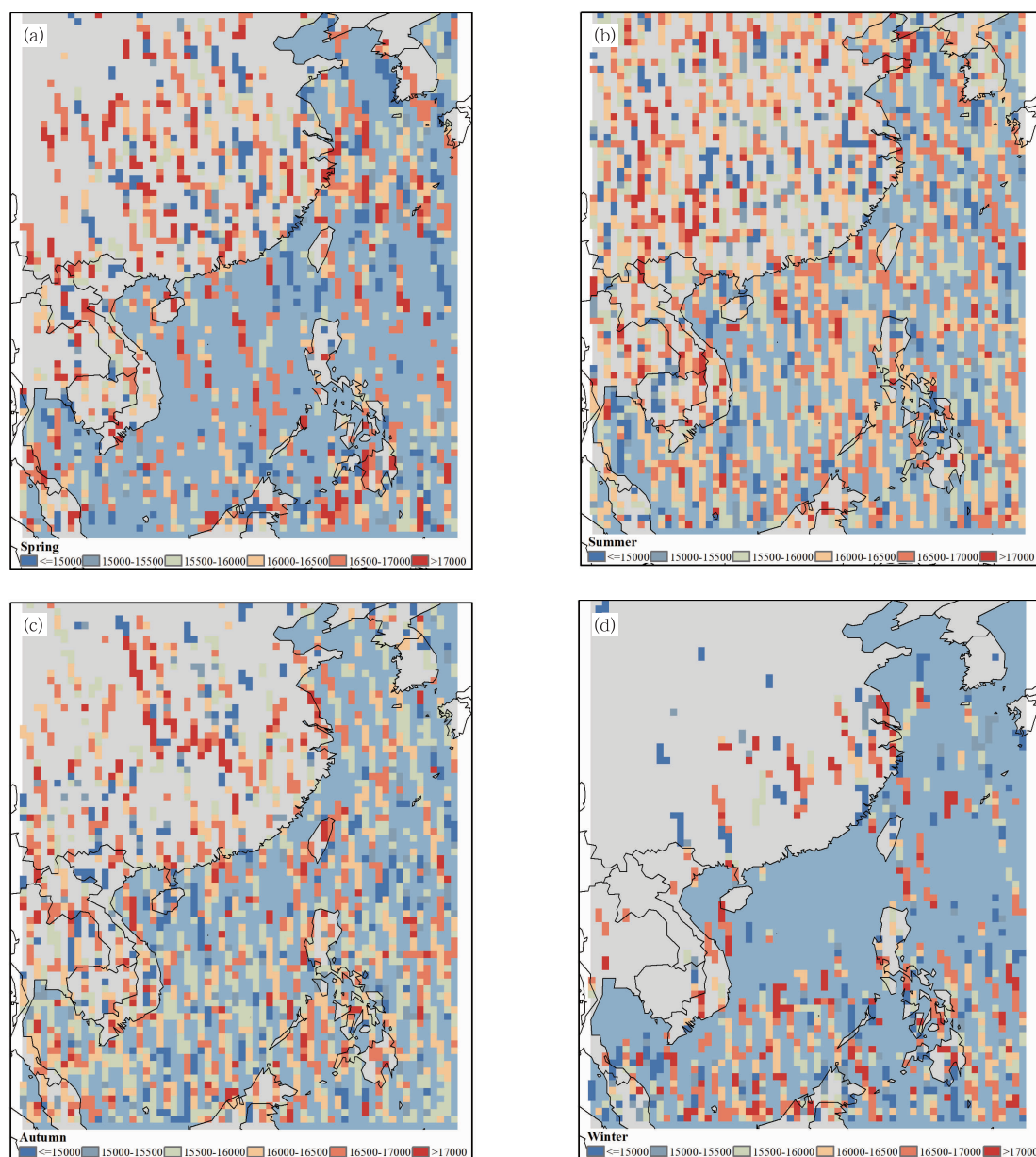


图3 非穿透性对流和穿透性对流情况下对流层顶高度(单位:m)的季节分布

(a. 春季, b. 夏季, c. 秋季, d. 冬季)

Fig. 3 Seasonal distributions of tropopause height (unit: m) under DCwo and CO conditions

(a. spring, b. summer, c. autumn, d. winter)

区域大尺度环流(副热带高压、南亚高压等)的振荡演变密切相关(祁秀香等, 2009; 郑永光等, 2011)。加上夏季的台风和热带扰动在中国南海中南部、菲律宾及其以东海域活动频繁, 故非穿透性对流发生率较高。刘鹏等(2012)研究指出冬季深对流和穿透性对流主要出现在南半球, 而北半球相对较少, 到了夏季深对流的发生区域明显向北半球移动; 郑永光

等(2011)的研究结果也表明 6—8 月中国南海中南部海域的深对流发生率较高, 均与图 4 的结果有很高的一致性。

穿透性对流的发生个数远低于非穿透性对流, 海洋上为 3607, 陆地上 1197, 主要出现在中国南海、台湾及菲律宾以东洋面, 夏季的个数较多。穿透性对流指的是超过对流层顶高度的深对流, 而高纬度

和陆地上空的对流发展没有低纬度和洋面上空旺盛,更难冲破对流层顶,因此穿透性对流的发生率较低。Takahashi 等(2014)指出,热带地区的穿透性

对流更有能力冲破对流层甚至进入平流层底部,这与文中的结论有较高的一致性。

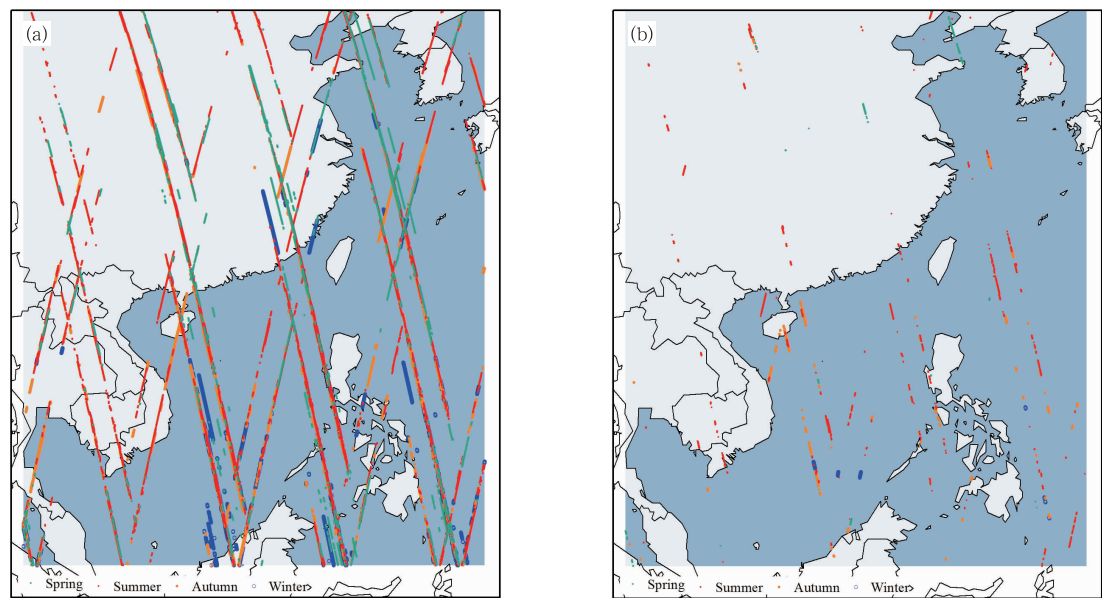


图4 非穿透性对流(a)和穿透性对流(b)的季节分布
(绿色、红色、橙色、蓝色圆点分别代表春季、夏季、秋季、冬季)

Fig. 4 Seasonal distributions of DCwo (a) and CO (b)

(Green dots, red dots, orange dots and blue dots represent the spring, summer, autumn and winter, respectively)

表1 非穿透性对流和穿透性对流不同季节的海-陆样本个数

Table 1 Sample numbers of DCwo and CO over the sea and the land in different seasons

季节	海洋非穿透性对流	陆地非穿透性对流	海洋穿透性对流	陆地穿透性对流
春季	14957	8713	250	241
夏季	38781	23915	2068	840
秋季	25743	7757	1130	116
冬季	10272	1822	159	0
共计	89753	42207	3607	1197

3.3 非穿透性对流和穿透性对流的云顶亮温特征

由于深对流的云顶高度较高,红外通道亮温相对较低,因此在静止卫星图像上,通常表现为亮温的低值区。从非穿透性对流和穿透性对流在海洋和陆地上云顶红外亮温的发生频率(图5)可以看出,非穿透性对流的亮温集中分布区间比穿透性对流高,分布范围更为宽广,海洋的亮温集中区低于陆地,说明海洋的云顶高度更高,非穿透性对流发展的高度更高。正如吴学珂等(2013)指出的洋面上深对流系统表现为最小红外亮温低,对应云顶高。海洋上发生频率的高值区(0.05—0.09)大部分在205—

260 K,变化相对平缓,其中220 K附近的发生频率最高,达到0.09;陆地上高值区分布在220—265 K,相应的发生频率为0.05—0.11,其中最大值出现在235和255 K附近。

穿透性对流达到的高度比非穿透性对流高,发展也更加旺盛,因此亮温整体比非穿透性对流低。海洋集中分布区间的亮温低于陆地,为184—218 K(发生频率0.05—0.26),其中在203 K附近达到0.26,为4条曲线中发生频率的最大值。陆地上分布的区间范围相对较宽,发生频率在0.05—0.18的亮温范围为194—232 K,其中最大值0.18同样位

于 203 K 附近,与海洋一致。此外,在 217 和 227 K 附近有两个次高值中心,发生频率为 0.12 左右。整体来看,集中分布区间的亮温在海洋上低于陆地,穿透性对流低于非穿透性对流,穿透性对流的分布区间更加集中。

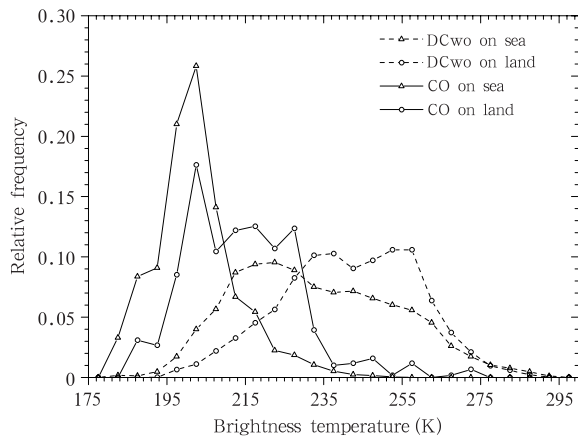


图 5 非穿透性对流和穿透性对流红外亮温的发生频率

Fig. 5 Occurrence frequencies of infrared brightness temperature in DCwo and CO

3.4 非穿透性对流和穿透性对流的云团特征

为了更好地研究非穿透性对流和穿透性对流在红外图像上的云团特征,图 6 给出了两者的对流系统面积、对流单体面积、对流系统最低亮温、对流系统平均亮温梯度、对流系统偏心率、对流系统活跃性对流比等云团特征量的分布曲线。

对流系统面积、对流单体面积、对流系统活跃性对流比这 3 个物理量是根据对流系统和对流单体在红外图像上所占的像元数计算出来的,其中,对流系统/对流单体面积为对流系统/对流单体内包含的像元点个数与单一像元点面积的乘积,反映了对流系统和对流单体分布范围的大小,而活跃性对流比是对流系统中所有对流单体的面积和与对流系统面积的比值,反映了对流系统发展的旺盛程度。从图 6a 中可以看出,对流系统面积在 $3 \times 10^6 \text{ km}^2$ 以下,分布范围较广,发生频率随着面积的增大而减小,其中大于 $8 \times 10^5 \text{ km}^2$ 的频率在 0.1 以下。4 条曲线中发生频率最大的区间均在 $(0-2) \times 10^5 \text{ km}^2$,其中海洋非穿透性对流为 0.7,陆地非穿透性对流为 0.77,海洋穿透性对流为 0.36,陆地穿透性对流为 0.63,说明非穿透性对流比穿透性对流、陆地比海洋更容易

发生较小面积的对流系统。当对流系统面积大于 $2 \times 10^5 \text{ km}^2$ 时,非穿透性对流的发生频率在海洋和陆地上均下降到 0.1 以下,之后逐渐减小,而穿透性对流的发生频率在 0.2 以下,曲线整体呈现下降趋势但存在一定程度的波动,其中,海洋上在 $(6-8) \times 10^5$ 和 $(12-14) \times 10^5 \text{ km}^2$ 、陆地上在 $(8-10) \times 10^5 \text{ km}^2$ 上出现凸起。对流单体面积在 $1 \times 10^6 \text{ km}^2$ 以下,分布形式与对流系统相近,在 $(0-1) \times 10^5 \text{ km}^2$ 的发生频率最大,从大到小依次为陆地非穿透性对流(0.89)、海洋非穿透性对流(0.80)、陆地穿透性对流(0.75)、海洋穿透性对流(0.48)(图 6b)。在 $1 \times 10^5 \text{ km}^2$ 以上的发生频率均在 0.2 以下,并呈现逐渐减小的趋势,其中在 $(1-4) \times 10^5 \text{ km}^2$ 发生频率从大到小依次为海洋穿透性对流、陆地穿透性对流、海洋非穿透性对流、陆地非穿透性对流,顺序与 $(0-1) \times 10^5 \text{ km}^2$ 区间正好相反。非穿透性对流和穿透性对流活跃性对流比的值在 65% 以下,其中陆地非穿透性对流、海洋非穿透性对流、陆地穿透性对流在 20% 以下的发生频率最高,分别为 0.58、0.45、0.33,而在 20%—30%、30%—40%、30%—40% 分别达到次高值,海洋穿透性对流在 30%—40% 的发生频率最高(达 0.23),在峰值左右两侧均逐渐减小(图 6c)。总的来说,穿透性对流比非穿透性对流、海洋比陆地对流发展更旺盛,更容易出现较大面积的对流系统和对流单体,海洋穿透性对流的活跃性对流比集中分布区域的值相对较高,说明海洋穿透性对流的低红外亮温区域所占比例较大,对流发展更加旺盛。

偏心率反映的是对流云团的形状,当偏心率较大时,云团形状更趋向于圆形,而当偏心率较小时,特别是小于 0.5 时,云团形状更趋向于冷锋云系,大于 0.5 时,云团形状更趋向于圆形(Machado, et al, 1998)。从图 6d 的对流系统偏心率分布曲线来看,随着偏心率的增大,发生频率逐渐增大,其中偏心率在 0.9—1.0 的发生频率最大,从大到小依次为海洋穿透性对流(0.41)、海洋非穿透性对流(0.39)、陆地穿透性对流(0.35)、陆地非穿透性对流(0.31)。偏心率在 0.7 以上发生频率大于 0.15,而小于 0.7 的发生频率都在 0.15 以下。总体来看,通过 CloudSat/CALIPSO 筛选出来的深对流系统和穿透性对流个例中,对流系统形状趋向圆形的情况所占比例较高,这也可以说明对流云团在发展旺盛的时候更

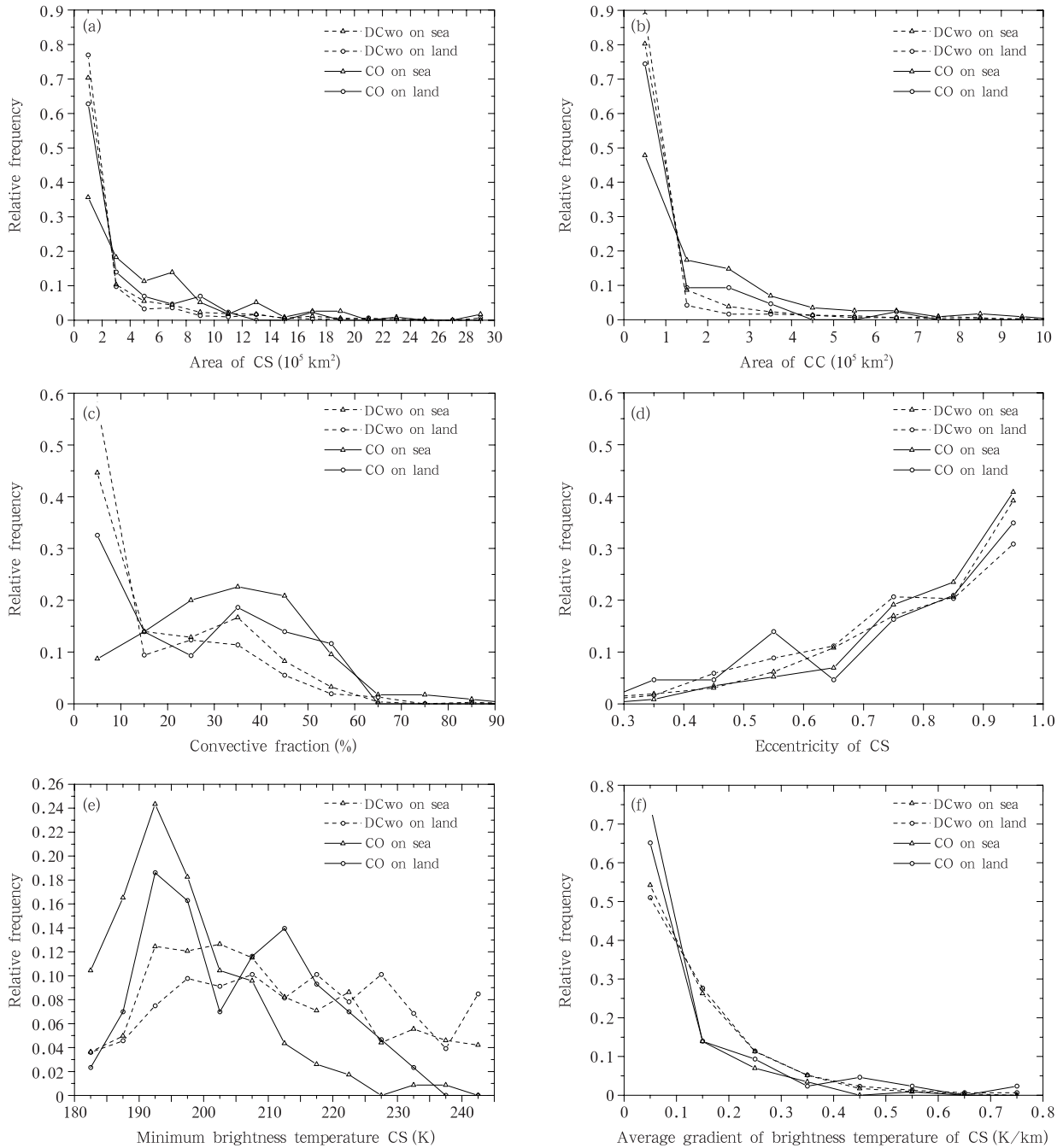


图6 非穿透性对流和穿透性对流云团特征量的发生频率

(a. 对流系统面积, b. 对流单体面积, c. 对流系统最低亮温, d. 对流系统平均亮温梯度, e. 对流系统偏心率, f. 活跃性对比)

Fig. 6 Occurrence frequencies of cloud properties in DCwo and CO

(a. represent the area of CS, b. the area of CC, c. the convective fraction, d. the eccentricity, e. the minimum BT, f. the average gradient of BT)

趋近于圆形。

对流系统最低亮温和对流系统平均亮温梯度可以很好地反映对流系统的发展强度。穿透性对流在

海洋和陆地上的最低亮温发生频率最高的区间均为190—195 K(分别达0.24和0.18),海洋非穿透性对流的最高发生频率在190—205 K(达0.12),分布

区间相对比较分散,陆地非穿透性对流在 195—230 K (达 0.08—0.1);海洋穿透性对流发生频率在高于 195 K 之后逐渐下降,而陆地穿透性对流在 210—215 K 存在次高值(达 0.14),之后逐渐下降(图 6e)。对流系统平均亮温梯度分布在 0.8 K/km 以下,发生频率最大的区域在 0—0.1 K/km,从大到小依次为海洋穿透性对流(0.75)、陆地穿透性对流(0.65)、海洋非穿透性对流(0.54)、陆地非穿透性对流(0.51),亮温梯度 0.1—0.2 K/km 非穿透性对流在海洋和陆地上均高于穿透性对流,其中非穿透性对流发生频率为 0.27 左右,穿透性对流为 0.14 左右;大于 0.2 K/km 以后曲线逐渐下降,基本维持在 0.1 以下;穿透性对流系统平均亮温梯度在 0—0.1 K/km 发生频率比非穿透性对流更高,而在 0.1—0.2 K/km 比非穿透性对流更低(图 6f)。

4 结论与讨论

根据 CloudSat/CALIPSO 卫星数据选取了中国区域 2010、2012—2014 年共 4 a 的海-陆非穿透性对流/穿透性对流个例,通过与静止气象卫星 FY-2E 数据的时、空匹配,分析了 FY-2E 红外通道图像上的云顶亮温特征以及对流系统的面积、活跃性对流比、偏心率、最低亮温、平均亮温梯度等云团特征,结果发现:

(1) 非穿透性对流/穿透性对流在红外图像上的亮温相对较低,颜色白亮,在垂直高度上,云顶高度较高,雷达反射率较大;穿透性对流与非穿透性对流相比,由于超出对流层顶高度,红外亮温更低,垂直高度上的雷达反射率更大,对流发展更加旺盛。

(2) 从发生次数来看,非穿透性对流/穿透性对流在海洋比陆地多,低纬度比高纬度多,夏季比其他季节多,冬季的海、陆差异最大;在中国南海中南部、菲律宾及其以东海域,由于热带扰动和台风比较活跃,非穿透性对流/穿透性对流的发生率相对较高。

(3) 从云顶红外亮温的分布来看,海洋比陆地、穿透性对流比非穿透性对流集中分布区间的亮温值更低,穿透性对流的分布区间比非穿透性对流集中;非穿透性对流在海洋发生频率的最大值在 220 K 左右,陆地在 235 和 255 K 两个位置附近,而穿透性对流的、陆发生频率的最大值均在 203 K 附近。

(4) 从云团特征量来看,对流系统面积在 $(0—2) \times 10^5 \text{ km}^2$ 、对流单体面积在 $(0—1) \times 10^5 \text{ km}^2$ 的

发生频率最大,对流系统/对流单体的发生频率均随面积的增大而减小,穿透性对流比非穿透性对流、海洋比陆地更容易出现较大面积的对流系统/对流单体;海洋穿透性对流的活跃性对流比相对较高,说明海洋对流系统中低红外亮温区域所占比例较大,对流更加活跃;偏心率在 0.5 以上的发生频率较高,在海洋上更明显,说明对流系统的形状在非穿透性对流和穿透性对流个例中均趋向于圆形;穿透性对流在海、陆上的对流系统最低亮温集中分布区间为 190—195 K,与非穿透性对流比相对集中;穿透性对流的对流系统平均亮温梯度与非穿透性对流相比,在 0.1 K/km 以下发生频率较高,而在 0.1—0.2 K/km 相对较低,大于 0.2 K/km 以后差异不大。

本研究结合了极轨和静止卫星、主动和被动传感器的探测优势,在海陆分布、红外亮温特征、云团物理特征等方面对中国地区的深对流和穿透性对流进行研究,相关成果可以为天气、气候的监测和预报、人工影响天气、数值模式发展等提供参考依据。当然本研究还存在一些不足,如 CloudSat/CALIPSO 的轨道覆盖范围小、扫描频次低带来的数据量的不足,CloudSat/CALIPSO 与 FY-2E 匹配后的样本在时间和空间上存在的不均匀性,未能给出对流云团在发展过程中的物理量变化等,未来还需要讨论不同时间段和地理区域上深对流的发展变化特征,深化物理机制的分析,继续推进该研究工作。

参考文献

- 大气科学名词审定委员会. 2009. 大气科学名词. 北京: 科学出版社. Atmospheric Science Nouns Verification Committee. 2009. Chinese Terms in Atmospheric Science. Beijing: Science Press (in Chinese)
- 刘健. 2015. 风云二号卫星的冰云光学厚度反演偏差分析. 气象学报, 73(6): 1121-1130. Liu J. 2015. Retrieval bias analysis of ice cloud optical thickness based on the FY-2 satellite. Acta Meteor Sinica, 73(6): 1121-1130 (in Chinese)
- 刘鹏, 王雨, 冯沙等. 2012. 冬、夏季热带及副热带穿透性对流气候特征分析. 大气科学, 36(3): 579-589. Liu P, Wang Y, Feng S, et al. 2012. Climatological characteristics of overshooting convective precipitation in summer and winter over the tropical and subtropical regions. Chinese J Atmos Sci, 36(3): 579-589 (in Chinese)
- 卢志贤, 李昀英, 方乐铎. 2016. 中国及周边海域对流云团的水平和垂直尺度. 气象学报, 74(6): 935-946. Lu Z X, Li Y Y,

- Fang L X. 2016. Horizontal and vertical scales of convective clouds over China and the surrounding oceans. *Acta Meteor Sinica*, 74(6): 935-946 (in Chinese)
- 祁秀香, 郑永光. 2009. 2007 年夏季我国深对流活动时空分布特征. *应用气象学报*, 20(3): 286-294. Qi X X, Zheng Y G. 2009. Distribution and spatiotemporal variations of deep convection over China and its vicinity during the summer of 2007. *J Appl Meteor Sci*, 20(3): 286-294 (in Chinese)
- 邱红, 方翔, 谷松岩等. 2007. 利用 AMSU 分析热带气旋结构特征. *应用气象学报*, 18(6): 810-820. Qiu H, Fang X, Gu S Y, et al. 2007. The structure of tropical cyclone from advanced microwave sounding unit. *J Appl Meteor Sci*, 18(6): 810-820 (in Chinese)
- 施春华, 常舒捷, 沈新勇等. 2015. 夏季云顶高于对流层顶事件对东亚天气型及上对流层一下平流层大气结构的影响. *大气科学学报*, 38(6): 804-810. Shi C H, Chang S J, Shen X Y, et al. 2015. The effects of cloud top above tropopause events on the structures of the upper troposphere and lower stratosphere in summer over East Asia. *Trans Atmos Sci*, 38(6): 804-810 (in Chinese)
- 苏爱芳, 银燕, 吕晓娜等. 2013. 黄淮西部地貌过渡区深对流云的时空特征及其天气意义. *气象学报*, 71(3): 383-396. Su A F, Yin Y, Lv X N, et al. 2013. Spatial-temporal characteristics and synoptic significance of deep convective clouds over the physiognomy transition region of western Huanghuai. *Acta Meteor Sinica*, 71(3): 383-396 (in Chinese)
- 王帅辉, 韩志刚, 姚志刚等. 2011. 基于 CloudSat 资料的中国及周边地区各类云的宏观特征分析. *气象学报*, 69(5): 883-899. Wang S H, Han Z G, Yao Z G, et al. 2011. An analysis of cloud types and macroscopic characteristics over China and its neighborhood based on the CloudSat data. *Acta Meteor Sinica*, 69(5): 883-899 (in Chinese)
- 吴学珂, 郝秀书, 袁铁. 2013. 亚洲季风区深对流系统的区域分布和日变化特征. *中国科学: 地球科学*, 43(4): 556-569. Wu X K, Qie X S, Yuan T. 2013. Regional distribution and diurnal variation of deep convective systems over the Asian monsoon region. *Sci China Earth Sci*, 56(5): 843-854
- 严卫, 杨汉乐, 周兴旺. 2008. A-Train 卫星编队及其在云研究领域中的应用. *遥感信息*, (2): 93-96. Yan W, Yang H L, Zhou X W. 2008. A-Train satellite formation and its application to cloud research. *Remote Sens Infor*, (2): 93-96 (in Chinese)
- 杨冰韵, 张华, 彭杰等. 2014. 利用 CloudSat 卫星资料分析云微物理和光学性质的分布特征. *高原气象*, 33(4): 1105-1118. Yang B Y, Zhang H, Peng J, et al. 2014. Analysis on global distribution characteristics of cloud microphysical and optical properties based on the CloudSat data. *Plateau Meteor*, 33(4): 1105-1118 (in Chinese)
- 杨冰韵, 吴晓京, 郭徵. 2017. 基于 CloudSat 资料的中国地区深对流云物理特征研究. *高原气象*, 36(6): 1655-1664. Yang B Y, Wu X J, Guo Z. 2017. The characteristics of cloud properties in deep convective clouds across China with the CloudSat dataset. *Plateau Meteor*, 36(6): 1655-1664 (in Chinese)
- 杨军, 许建民, 董超华等. 2012. 气象卫星及其应用. 北京: 气象出版社. Yang J, Xu J M, Dong C H, et al. 2012. *Meteorological Satellites and Their Applications*. Beijing: China Meteorological Press (in Chinese)
- 尹金方, 王东海, 翟国庆等. 2013. 基于星载云雷达资料的东亚大陆云垂直结构特征分析. *气象学报*, 71(1): 121-133. Yin J F, Wang D H, Zhai G Q, et al. 2013. A study of cloud vertical profiles from the Cloudsat data over the East Asian Continent. *Acta Meteor Sinica*, 71(1): 121-133 (in Chinese)
- 宇路, 傅云飞. 2017. 基于星载微波雷达和激光雷达探测的夏季云顶高度及云量差异分析. *气象学报*, 75(6): 955-965. Yu L, Fu Y F. 2017. Analysis of cloud-top height and cloud amount difference between spaceborne microwave radar and laser radar detection in boreal summer. *Acta Meteor Sinica*, 75(6): 955-965 (in Chinese)
- 张华, 彭杰, 荆现文等. 2013. 东亚地区云的垂直重叠特性及其对云辐射强迫的影响. *中国科学: 地球科学*, 43(4): 523-535. Zhang H, Peng J, Jing X W, et al. 2013. The features of cloud overlapping in Eastern Asia and their effect on cloud radiative forcing. *Sci China Earth Sci*, 56(5): 737-747
- 张华, 杨冰韵, 彭杰等. 2015. 东亚地区云微物理量分布特征的 CloudSat 卫星观测研究. *大气科学*, 39(2): 235-248. Zhang H, Yang B Y, Peng J, et al. 2015. The characteristics of cloud microphysical properties in East Asia with the CloudSat dataset. *Chinese J Atmos Sci*, 39(2): 235-248 (in Chinese)
- 张华, 荆现文. 2016. 气候模式中云的垂直重叠及其辐射传输问题研究进展. *气象学报*, 74(1): 103-113. Zhang H, Jing X W. 2016. Advances in studies of cloud overlap and its radiative transfer issues in the climate models. *Acta Meteor Sinica*, 74(1): 103-113 (in Chinese)
- 郑永光, 陈炯. 2011. 华南及邻近海域夏季深对流活动气候特征. *热带气象学报*, 27(4): 495-508. Zheng Y G, Chen J. 2011. A climatology of deep convection over South China and adjacent seas during summer. *J Trop Meteor*, 27(4): 495-508 (in Chinese)
- Alcala C M, Dessler A E. 2002. Observations of deep convection in the tropics using the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) precipitation radar. *J Geophys Res Atmos*, 107(D24): AAC 17-1-AAC 17-7
- Bedka K, Brunner J, Dworak R, et al. 2010. Objective satellite-based detection of overshooting tops using infrared window channel brightness temperature gradients. *J Appl Meteor Climatol*, 49(2): 181-202
- Bedka K M, Dworak R, Brunner J, et al. 2012. Validation of satellite-based objective overshooting cloud-top detection methods using CloudSat cloud profiling radar observations. *J Appl Meteor Climatol*, 51(10): 1811-1822
- Hong G, Heygster G, Miao J G, et al. 2005. Detection of tropical

- deep convective clouds from AMSU-B water vapor channels measurements. *J Geophys Res Atmos*, 110(D5): D05205
- Liu C T, Zipser E J. 2005. Global distribution of convection penetrating the tropical tropopause. *J Geophys Res Atmos*, 110(D23): D23104
- Liu C T, Zipser E J, Nesbitt S W. 2007. Global distribution of tropical deep convection: Different perspectives from TRMM infrared and radar data. *J Climate*, 20(3): 489-503
- Mace G G, Zhang Q Q, Vaughan M, et al. 2009. A description of hydrometeor layer occurrence statistics derived from the first year of merged Cloudsat and CALIPSO data. *J Geophys Res Atmos*, 114(D8): D00A26
- Mace G G, Zhang Q Q. 2014. The CloudSat radar-lidar geometrical profile product (RL-GeoProf): Updates, improvements, and selected results. *J Geophys Res Atmos*, 119(15): 9441-9462
- Machado L A T, Rossow W B, Guedes R L, et al. 1998. Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas. *Mon Wea Rev*, 126(6): 1630-1654
- Peng J, Zhang H, Li Z Q. 2014. Temporal and spatial variations of global deep cloud systems based on CloudSat and CALIPSO satellite observations. *Adv Atmos Sci*, 31(3): 593-603
- Rossow W B, Pearl C. 2007. 22-Year survey of tropical convection penetrating into the lower stratosphere. *Geophys Res Lett*, 34(4): L04803
- Rysman J F, Claud C, Delanoë J. 2017. Monitoring deep convection and convective overshooting from 60°S to 60°N using MHS: A Cloudsat/CALIPSO-based assessment. *IEEE Geosci Remote Sens Lett*, 14(2): 159-163
- Sassen K, Wang Z E. 2007. Level 2 cloud scenario classification product process description and interface control document. Fort Collins, CO: Cooperative Institute for Research in the Atmosphere, Colorado State University,
- Stephens G L, Vane D G, Boain R J, et al. 2002. The CloudSat mission and the A-train: A new dimension of space-based observations of clouds and precipitation. *Bull Amer Meteor Soc*, 83(12): 1771-1790
- Takahashi H, Luo Z J. 2014. Characterizing tropical overshooting deep convection from joint analysis of CloudSat and geostationary satellite observations. *J Geophys Res Atmos*, 119(1): 112-121
- Xian T, Fu Y F. 2015. Characteristics of tropopause-penetrating convection determined by TRMM and COSMIC GPS radio occultation measurements. *J Geophys Res Atmos*, 120(14): 7006-7024