

基于星载云雷达资料的东亚大陆云垂直结构特征分析^{* 1}

尹金方^{1,2} 王东海² 翟国庆¹ 王志恩³

YIN Jinfang^{1,2} WANG Donghai² ZHAI Guoqing¹ WANG Zhien³

1. 浙江大学地球科学系, 杭州, 310027

2. 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京, 100081

3. 美国怀俄明大学大气科学系, WY 82071

1. *Department of Earth Science, Zhejiang University, Hangzhou 310027, China*

2. *State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China*

3. *Department of Atmospheric Sciences, University of Wyoming, Laramie, WY 82071, USA*

2011-10-15 收稿, 2012-03-20 改回.

尹金方, 王东海, 翟国庆, 王志恩. 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 Jinfang, Wang Donghai, Zhai Guoqing, Wang Zhien. 2013. A study of cloud vertical profiles from the Cloudsat data over the East Asian Continent. *Acta Meteorologica Sinica*, 71(1): 121-133

Abstract The Cloudsat satellite data during June 2006 to April 2011, were used to investigate the cloud vertical profiles over the East Asian region (20°–50° N, 80°–120° E), with particular emphasis on comparing the differences between radar reflectivity profiles of precipitation and non-precipitation clouds, as well as seasonal variations of these profiles. The results show that: (1) Generally, the radar reflectivity of precipitation clouds mainly locates at below 8 km with dBz between -20 and 15, while the radar reflectivity of non-precipitation clouds locates at 4–12 km with dBz between -28–0 with the radar reflectivity of precipitation being able to usually reach to ground; (2) there are differences among liquid precipitation, solid precipitation, and possible drizzle precipitation clouds profiles; (3) the radar reflectivity increases gradually from 11 km to 7 km with the temperatures always below 0°C in liquid precipitation clouds, suggesting that condensation and collision-coalescence processes play a vital role in the formation of large-size liquid drops; (4) the frequency distribution of temperature at -15°C is consistent with the high radar reflectivity in solid precipitation clouds, meaning that the temperature at -15°C or so is advantageous to deposition and accretion processes; (5) the vertical distribution of liquid precipitation clouds changes slightly from spring to autumn, but mainly in the low-level in winter; the vertical distribution of solid precipitation clouds changes with alternate double and single high-frequency with the season, and this is consistent with the variation of the frequency distribution of temperature at -15°C; the non-precipitation clouds vertical distribution changes little with season; and (6) the deep convective and nimbostratus clouds are the major types of cloud generating precipitation drops.

Key words Cloudsat data, Cloud vertical profile, Precipitation and non-precipitation cloud, Radar reflectivity, Frequency distribution

摘要 利用近5年(2006年6月—2011年4月)的Cloudsat卫星资料分析了东亚大陆云垂直结构特征。结果表明:(1)降水(文中可降水是根据观测到的可降水粒子信息计算到达地面的降水,并不是指地面观测到的实际降水)云和非降水云的雷达

* 资助课题:财政部/科技部公益性行业(气象)科研专项(GYHY200806007和GYHY201006014)、国家自然科学基金项目(40875022、40633016和41175047)、国家重点基础研究发展计划973项目(2012CB417204)、中国气象科学研究院和灾害天气国家重点实验室基本科研业务专项基金(2008LASWZI01和12011LAS-B14)。

作者简介:尹金方,主要从事云物理学、云微物理参数化和中小尺度数值模拟方面的研究。E-mail: yinjinfang88@163.com

通讯作者:王东海,主要从事中小尺度数值模拟研究。E-mail: wangdh@cma.gov.cn

反射率(回波)垂直分布存在一定差异,除降水云反射率通常接地外,降水云主要集中在 8 km 以下,反射率通常为 -20 — 15 dBz,非降水云主要集中在 4—12 km,反射率为 -28 — 0 dBz;降水云雷达反射率频数大值中心在 2—4 km,对应的雷达反射率为 0 — 10 dBz,而非降水云出现在 8—10 km,且对应的雷达反射率为 -26 — -24 dBz;(2)从雷达反射率廓线来看,降水云中雷达反射率随高度的变化先增强后减弱,而非降水云几乎不变;(3)液态降水云、固态降水云和毛毛雨降水云反射率的垂直分布明显不同;(4)液态降水云自 11 至 7 km 雷达反射率迅速增强,表明此高度是粒子快速增长的优势空间;(5)固态降水云中 -15 °C 温度频数分布与雷达反射率频数大值中心有很好的对应关系,表明在 -15 °C 附近的条件下冰相粒子凝华-碰冻是粒子增长的优势过程;(6)云的垂直结构随着季节变更而变化,降水云春季、夏季和秋季的雷达反射率垂直分布变化不明显,而冬季主要在低层;固态降水云的垂直分布频数大值中心从春季至冬季呈“双-单”中心交替变化,且与云中 -15 °C 频数分布变化一致;非降水云雷达反射率垂直分布没有明显的季节变化;(7)深对流云和雨层云是形成降水粒子的主要云型。

关键词 Cloudsat 资料, 云垂直结构, 降水云和非降水云, 雷达反射率, 频数分布

中图法分类号 P426.5

1 引言

云的垂直结构反映了云体内部热力和动力以及云-降水微物理过程。云的垂直分布通过辐射和潜热加热影响大气环流,但又难以确定其影响程度(Randall, et al, 1989; Slingo, et al, 1991; Wang, et al, 1998; Wang, et al, 2008; 王标, 2011)。云的垂直分布直接影响云中的微物理过程,从而影响降水的发生和强度(Jakob, et al, 1999)。当前许多数值模式中,云物理参数化中云滴浓度不是预报量,常常取为定值(Lin, et al, 1983, 2011; Morrison, et al, 2009)。然而,实际大气中,云发展较高时,云含水量往往较少,而云滴仍然保持相同的浓度,这与观测事实不符(吴兑, 1987; 陈文选等, 1999; 王扬锋等, 2005; 李淑日, 2006; 崔莲等, 2007)。因此,数值模式中云滴浓度的取值需要更多观测结果来检验和改进。此外,为了缓解数值模式起转时间问题,常常采用同化或其他分析方法在初始场中引入水成物场(Xue, et al, 2003; Barker, et al, 2004; Liu, et al, 2008)。但是,常规观测无法提供大气中水成物场,即使使用卫星和雷达遥感探测技术,也只能遥测出大气中云柱水汽总量或云系的宏观特征。地基雷达一定程度上能够提供可靠的云雷达反射率分布,但空间范围有限。因此,加深云垂直结构的认识对研究大气环流和云-降水物理过程都有着重要的意义。

过去常常采用直接或间接的方法来获取云的垂直结构(Poore, et al, 1995; Gultepe, et al, 1997; Wang, et al, 2001; Korolev, et al, 2007; Carey, et al, 2008; 周毓荃等, 2010; 王慧娟等, 2010)。尽管这些观测得到的云垂直结构统计特征具有很好的一致性(Mace, et al, 1998),但是,在时空分布上受到了

极大的限制,缺乏直接观测结果的验证,从而难以在整体上认识云的垂直结构。Cloudsat 卫星作为美国宇航局(NASA)地球科学系统开拓者计划(ESSP)的一部分,与其他卫星形成“A-Train”系列星座,这种协同观测大大增强了 Cloudsat 卫星对云垂直结构的探测能力,特别是中分辨成像光谱辐射仪(MODIS)卫星提供在 Cloudsat 卫星轨迹剖面上的云水平分布和波谱辐射信息。Cloudsat 卫星搭载的主要探测仪是 94 GHz 的激光雷达,它以被动遥感的方式探测出地球表面云的垂直结构信息,包括雷达反射率、含水量、粒子浓度、光学厚度和云粒子有效半径等。Cloudsat 卫星垂直分辨率为 500 m,水平覆盖宽度 1.4 km;垂直层上间隔 240 m 获取一个扫描数据,从地面到高空共计 125 层,探测高度约 30 km;每 90 min 左右环绕地球一周,大约 16 d 能够在全局循环一次(Cloudsat 卫星详细信息,见 <http://www.cloudsat.cira.colostate.edu>)。因此,利用 Cloudsat 卫星观测资料研究大范围云垂直分布特征是有效的途径之一。

许多研究表明,Cloudsat 数据中的雷达反射率是可靠的。Paquita 等(2008)对比星载雷达和船载雷达探测的云垂直结构表明,星载雷达对对流层顶部雷达反射率大于 -30 dBz 的云的探测能力优于船载雷达,但是,对雷达反射率小于 -30 dBz 云的探测受到了更多限制;Protat 等(2009)对比地基雷达观测和 Cloudsat 星载雷达反射率指出,星载雷达探测的雷达反射率与地基雷达探测的雷达反射率差异较小,仅为 1 dBz,且在 5 个地方的连续地基观测也证实了该结论。此外,其他许多评估研究,如 Barker 等(2008)与机载雷达观测的对比和 Austin 等(2009)与飞机直接观测结果的比较都表明

Cloudsat 卫星雷达探测具有较高的可靠性。基于 Cloudsat 资料的可靠性评估结果,针对云微物理特征(Stephens, et al, 2008)和模式评估的科学研究也取得了较大进展(Bodas-Salcedo, et al, 2008; Waliser, et al, 2009; Greenwald, et al, 2010)。

针对东亚季风背景下云和降水的观测研究取得了一系列成果。如 Liu 等(2001)利用 TRMM 卫星资料分析了热带地区云垂直结构与降水类型和降水量的关系;Fu 等(2003)统计表明东亚地区层状云降水出现概率极高,比面积达 83.7%,对流云降水的比面积仅占 13.6%,然而两者对总降水量的贡献相当。Luo 等(2009)对比了东亚季风区和印度季风区云水凝物的垂直结构分布;王帅辉等(2011)统计分析了中国及周边地区云的垂直层次数、云顶高度以及云厚等云垂直结构特征。Yin 等(2011)利用长期飞机观测资料统计分析了云中粒子浓度、粒子谱等基本属性。此外,借助 Cloudsat 资料对天气过程的研究也取得了新进展,加深了对云中湿物理过程的认识。王东海等(2008)结合常规观测和 Cloudsat 观测研究指出,冻结、凝华和冰雾粒子的附着增长等物理过程共同作用是 2008 年中国南方持续冰冻灾害云中的主要微物理过程,陈英英等(2011)进一步指出,有逆温层不一定出现冻雨,融化层和次冻层的相对厚度决定着最终的地面降水类型;赵姝慧等(2010)研究“艾云尼”台风的垂直结构认为,台风降水云系在 5 km 高度处存在不连续的“亮带”结构,且“亮带”以上云系发展较为旺盛;钟水薪等(2011)基于 Cloudsat 卫星观测资料分析中国东北冷涡指出,Cloudsat 探测到了传统观测未能观测到的锋面特征,即暖锋对流结构体现为孤立的深对流反射率亮带,具有孤立深厚的特征。尽管基于地基、飞机和卫星探测,一定程度上认识了东亚云和降水特征,但对云垂直结构的研究较少。为此利用 Cloudsat 卫星探测结果探讨东亚地区云垂直结构特征十分必要。

2 资料和方法

2.1 资料

本文使用 2006 年 6 月至 2011 年 4 月 Cloudsat 卫星探测的 2B_GEOPROF, 2B_CLDCLASS 和 ECMWF-AUX 数据。其中,2B_GEOPROF 数据主要包含了 Cloudsat 轨迹剖面上云的雷达反射率和

云遮盖等信息。云遮盖是衡量雷达反射率探测结果可靠性的重要指标,本文中云遮盖值在 20—40 对应点的雷达反射率才被使用。此外,为了剔除地物杂波的影响,距地面 0.5 km 及以下的观测数据不参与统计。

2B_CLDCLASS 数据包含了云的分类、是否形成降水、降水类型和下垫面属性等信息。需要强调的是,这里所指的降水并不是指地面观测到的实际降水,而是在云中是否形成了降水粒子,即降水粒子源。根据云是否形成降水粒子,将云分为降水云和非降水云。根据降水粒子相态,降水云又细分为液态降水云、固态降水云和毛毛雨降水云。此外,根据云体的水平和垂直位置、最大反射率因子和降水范围等因子,将云分为层云(St)、层积云(Sc)、积云(Cu)、雨层云(Ns)、高积云(Ac)、高层云(As)、深对流云(Dc)和高云(主要是卷云,Ci)8类。ECMWF-AUX 数据提供 Cloudsat 探测轨迹上的气压、温度和湿度等状态变量的信息,该产品是由欧洲中期天气预报中心(ECMWF)全球数据插值到观测点上得到。

2.2 研究区域

研究区域选取东亚主要的陆地区域(20°—50°N, 80°—140°E, 图 1)。许多研究表明大陆性云团和海洋性云团物理属性存在明显的差别(Squires, 1958; Zipser, et al, 1980, 1994; Miles, et al, 2000)。因此,本文根据 2B_CLDCLASS 数据中下垫面属性参数,剔除海洋上空的云体,仅研究陆地区域的云体。

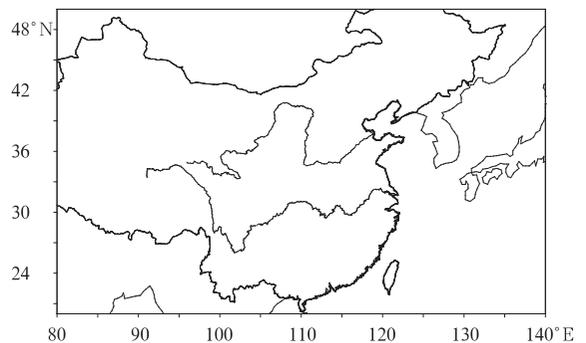


图 1 东亚区域(20°—50°N, 80°—140°E)

Fig. 1 Geographical coverage of the East Asia area (20°—50°N, 80°—140°E)

2.3 方法

当 Cloudsat 卫星轨道经过选定区域(图 1)时,

该轨道的数据被选取。数据统计流程(图 2)如下:
 (1)逐个判断该剖面数据中星下像素点是否落在选定区域内,如果不在,舍去该像素点,反之继续判断;
 (2)读取 2B_CLDCLASS 数据中对应像素点,判断该点是否有云;如果没有云,则舍去该像素点,反之判断该像素点属于降水云还是非降水云;
 (3)对于降水云,根据降水粒子相态,进一步判断其为液态降水云、固态降水云或是毛毛雨降水云。由于毛毛雨降水云对应的雷达回波较弱,且带有较大的不确定性,为了更加明显的突出液态降水云和固态降水云的垂直结构特征,在此将毛毛雨降水云作为单独的一类云。此外,根据云型,将降水云细分为雨层云、层云、层积云、高积云、积云和深对流云 6 类,以探讨不同云型对东亚产生降水的贡献。

Yuter 等(1995)最初提出等频率高度图(简称 CFAD)来显示风暴统计分布特征。等频率高度图用二维图形显示三维信息,描绘风暴在不同高度和不同值域的发生频率,解决了传统空间横截面不易描述风暴结构特征的难题。但是,等频率高度图中的频率仅对它所在的高度层上的样本数之和作归一化处理,这种处理方法的不足之处是:当一个高度层

上样本数目比较少时,会扩大风暴在该高度层上某一范围内的发生频率,而事实上在这个范围里风暴出现的次数并不多。因此,许多学者(Fu, et al, 2003; Luo, et al, 2009; Yuan, et al, 2011)对等频率高度图做了一点改进,对所有高度层次上的样本数作归一化处理,称为归一化等频率高度图(简称 NCFAD)。本文采用归一化等频率高度图统计方法来研究云的垂直结构,即某一高度层、某值域的雷达反射率出现的频数占有所有高度层上雷达反射率出现次数的百分比。归一化等频率高度图中,垂直坐标为高度,共计 125 层,间隔 0.24 km;横坐标为雷达反射率,间隔为 1 dBz;不同高度上对应雷达反射率出现的频数用阴影填充表示。文中等温度频数垂直分布的计算方法是:(1)读取雷达反射率对应格点上的温度值,这些温度不完全相同,且各自对应着一个高度层;(2)统计出某一温度(如, -15°C)在每一层上出现的次数,然后利用每一层上该温度(-15°C)的频次对所有高度层上该温度(-15°C)出现的频次的总和做归一化处理,即得到各层该温度(-15°C)出现的频次占有所有层次该温度(-15°C)出现频次总和的百分比。

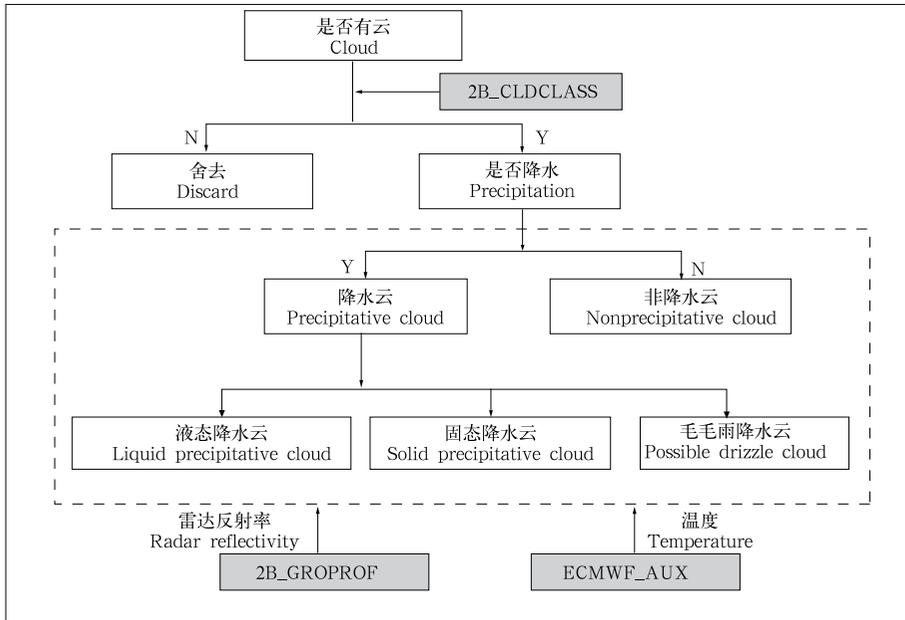


图 2 数据统计流程

Fig. 2 Flowchart for the Cloudsat data processing

* 考虑到温度的精度,本文中温度低于 -14°C ,且高于 -16°C 作为 -15°C 。

3 云垂直结构

从降水云和非降水云雷达反射率的垂直分布(图3)可以看出,除非降水云雷达反射率通常不接地外,降水云最高超过17 km,最大反射率超过40 dBz(图3a)。降水云在12 km以上的云占总云的比例较小,主要分布在1—9 km高度层,雷达反射率在-5—17 dBz。雷达反射率的最大出现频率连线可称之为云垂直结构分布廓线,它反映了大气中云的基本结构。从降水云反射率的廓线来看,12 km以上反射率基本维持在-25 dBz左右变化,7—12 km迅速减小,4—7 km基本不变,1—4 km随高度的增高而增大。反射率廓线特征应该反映出云中云粒子群的生长存留等宏、微观状态的综合结果。7—12 km高度上反射率强度小但廓线梯度大,说明云粒子群在迅速长大,4—7 km反射率梯度变化不大,但已达到反射率强度峰值区,表明云粒子群在4 km处已有所增大,增长速率变慢了,并在此高度层累积或滞留;4 km以下粒子群的反射率强度开始衰弱,说明粒子群的大小和浓度在减小,这不仅与粒子群的微观增长情况有关,还与粒子的末速度和上升气流分布有关。通常上升气流速度大小在垂直方向上呈抛物线型分布,即速度先随高度的增高而增

大,然后随高度的增高逐渐减小。上升气流速度的这种抛物线型分布直接主导垂直方向上水凝物粒子的分布,在上升气流速度最大值的高度以上,尽管粒子末速度随着尺度的变大而加大,但粒子在下落过程中上升气流的速度也在增大,这会造成粒子群在上升气流最大速度所在高度层的累积滞留;而上升气流速度最大值的高度以下,且不论粒子末速度的变化,也会因上升气流垂直速度的减小而造成粒子群的疏散。雷达反射率垂直廓线分布与这种结构一致。非降水云反射率分布与降水云大致相似,但雷达反射率通常在20 dBz以下,最高能够发展到17 km左右(图3b)。非降水云主要分布在2—12 km高度,雷达反射率在-28—0 dBz;最大频数中心出现在7—9 km高度,雷达反射率在-26—-24 dBz。与降水云比较,非降水云高度较高,雷达反射率较弱,且通常不接地。云雷达反射率的垂直分布特征与先前的一些研究结果一致,Donaldson(1961)的观测结果表明,雷达反射率随高度的增高先增大后减小,不同类型降水的雷达反射率最大值高度有一定的差异。Xu等(2009)的研究也得到了雷达反射率垂直分布的类似结构。Smedsmo等(2005)结合观测和数值模拟均得到了类似的结论。

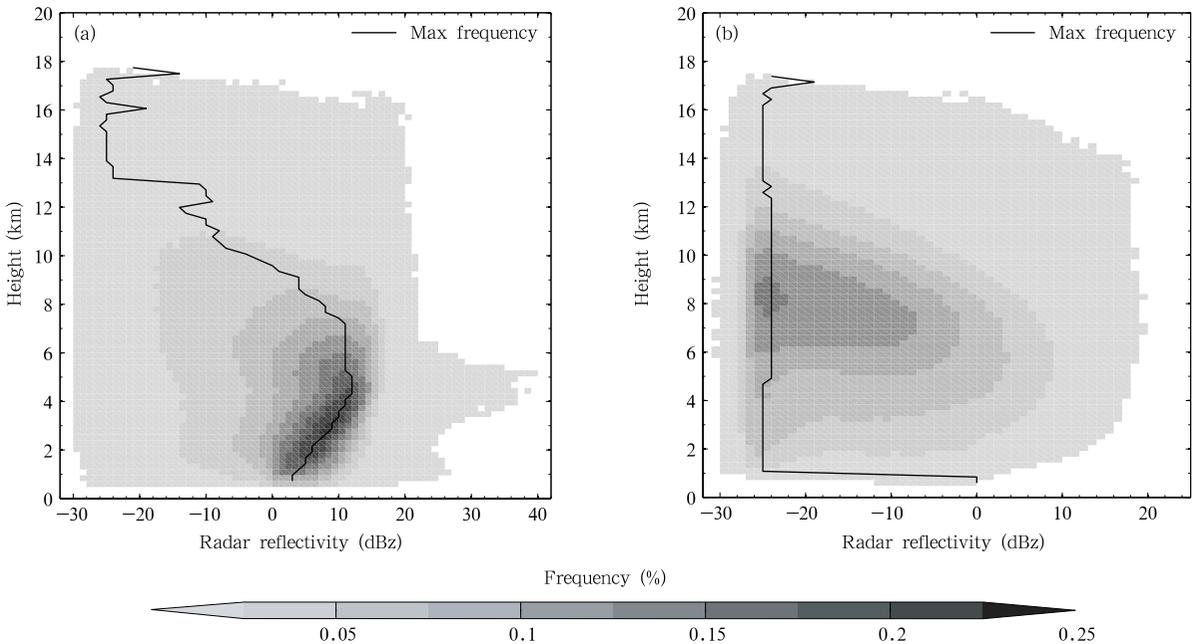


图3 降水云(a)和非降水云(b)雷达反射率垂直分布

(填色区域表示云在不同高度对应的雷达反射率占总体的百分比,实线为不同高度层频率最大值连线)

Fig. 3 Vertical distributions of radar reflectivity for precipitation clouds (a) and non-precipitation clouds (b)

(Filled areas are for the percentage of the radar reflectivity at certain height in the whole reflectivity and the thin solid line is the line connecting the point at each height with the maximum frequency)

根据降水粒子相态,降水云分为液态降水云、固态降水云和毛毛雨降水云。液态降水云雷达反射率的分布及其廓线具有与降水云相似的垂直结构(图4),说明东亚降水云中液相粒子更具优势。在4—6 km存在雷达反射率大值区,最大超过40 dBz。图中粗虚线是云中0°C在不同高度层的频数分布,可以看出强反射率常常在0°C层以下,且0°C频数分布与雷达反射率大值区一致,这是由于粒子群穿过0°C层时形成的雷达回波“亮带”。自11 km到7 km,雷达反射率迅速增强,表明在7—11 km高度层是粒子快速增长的优势空间。

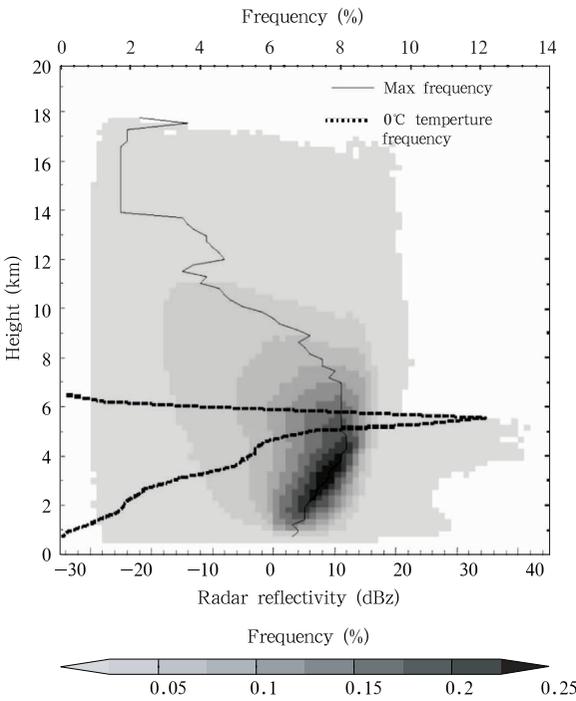


图4 同图3,但为液态降水云
Fig.4 As in Fig. 3 but for liquid precipitation clouds

从固态降水云雷达反射率频数分布(图5)可以看出,固态降水云雷达反射率频数垂直分布存在两个大值中心,一个位于6—7 km高度层,雷达反射率在-13—-5 dBz;另一个位于2—3.5 km,雷达反射率在-3—6 dBz。-15°C频数(粗虚线)在垂直方向上的两个大值分布与雷达反射率频数大值中心一致,表明在-15°C附近的环境中冰相粒子凝华-碰冻是粒子增长的优势过程。

毛毛雨降水云可发展到6 km以上,但主要集中在4 km以下,雷达反射率在-26—-3 dBz,雷达

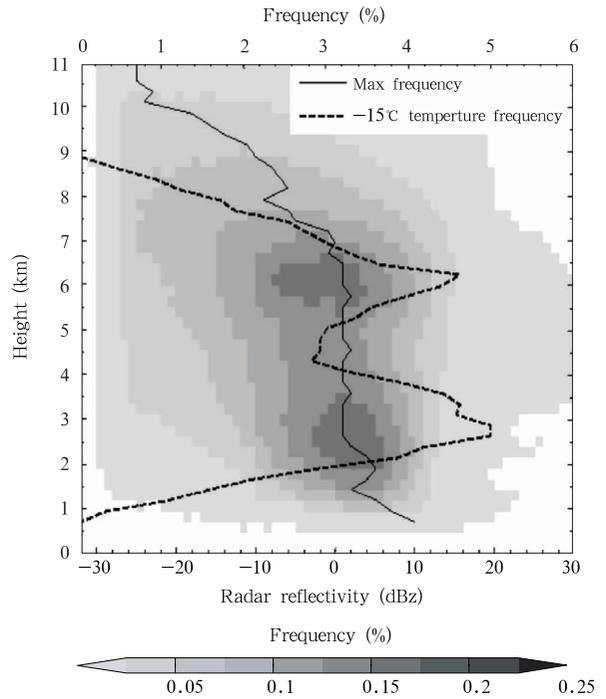


图5 同图4,但为固态降水云
Fig.5 As in Fig. 4 but for solid precipitation clouds

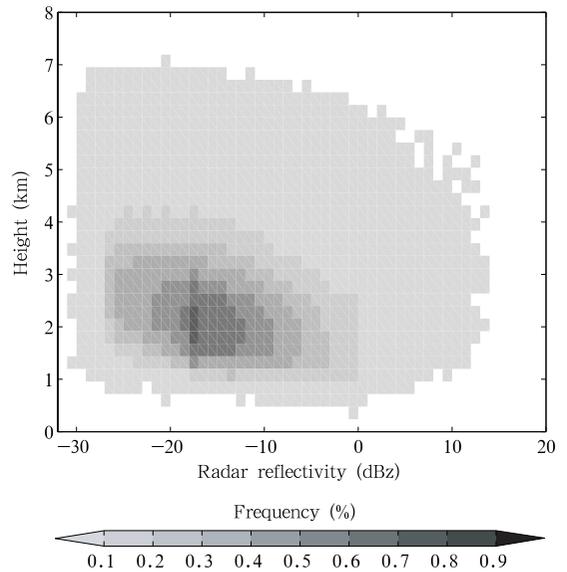


图6 同图3,但为毛毛雨降水云
Fig.6 As in Fig. 3 but for possible drizzle precipitation clouds

反射率频数大值中心出现在2 km附近(图6)。《地面气象观测规范》中指出,毛毛雨降自气层稳定的层云或雾,通常形成在2 km及以下。Cloudsat 数据

统计结果显示,毛毛雨降水粒子能够形成在6 km以上,但仅占毛毛雨降水粒子中的一部分,主要集中在1.2—3.5 km高度。说明中云族(高积云)也能够形成毛毛雨降水粒子,这可能与中云族云的厚度和环境稳定度有关,也可能是高层雨滴在下落过程中不断蒸发减小。总体而言,毛毛雨降水粒子主要形成于4 km以下,但也可以源于中云族,即同一性质的降水也可以由不同类云形成。

同为降水云,液态降水云、固态降水云和毛毛雨降水云雷达反射率的垂直分布存在差别。液态降水云发展得最高,且雷达反射率较强;固态降水云雷达反射率频数垂直分布存在两个大值中心;毛毛雨降

水云主要集中在低层。此外,液态降水云的雷达反射率分布与降水云相近,固态降水云次之,毛毛雨降水云的雷达反射率最弱,说明东亚地区液相粒子是降水云的重要组成部分,固态降水云和潜在毛毛雨降水云对形成降水粒子的贡献相对较小。

4 云的垂直结构随季节的变化

4.1 降水云

降水云的雷达反射率垂直结构有明显的季节变化(图7),从图中可以看出,春季(图7a)降水云高度可达18 km,最大反射率达36 dBz;其中,主要分布在1—8 km高度,反射率在-10—15 dBz。从雷达

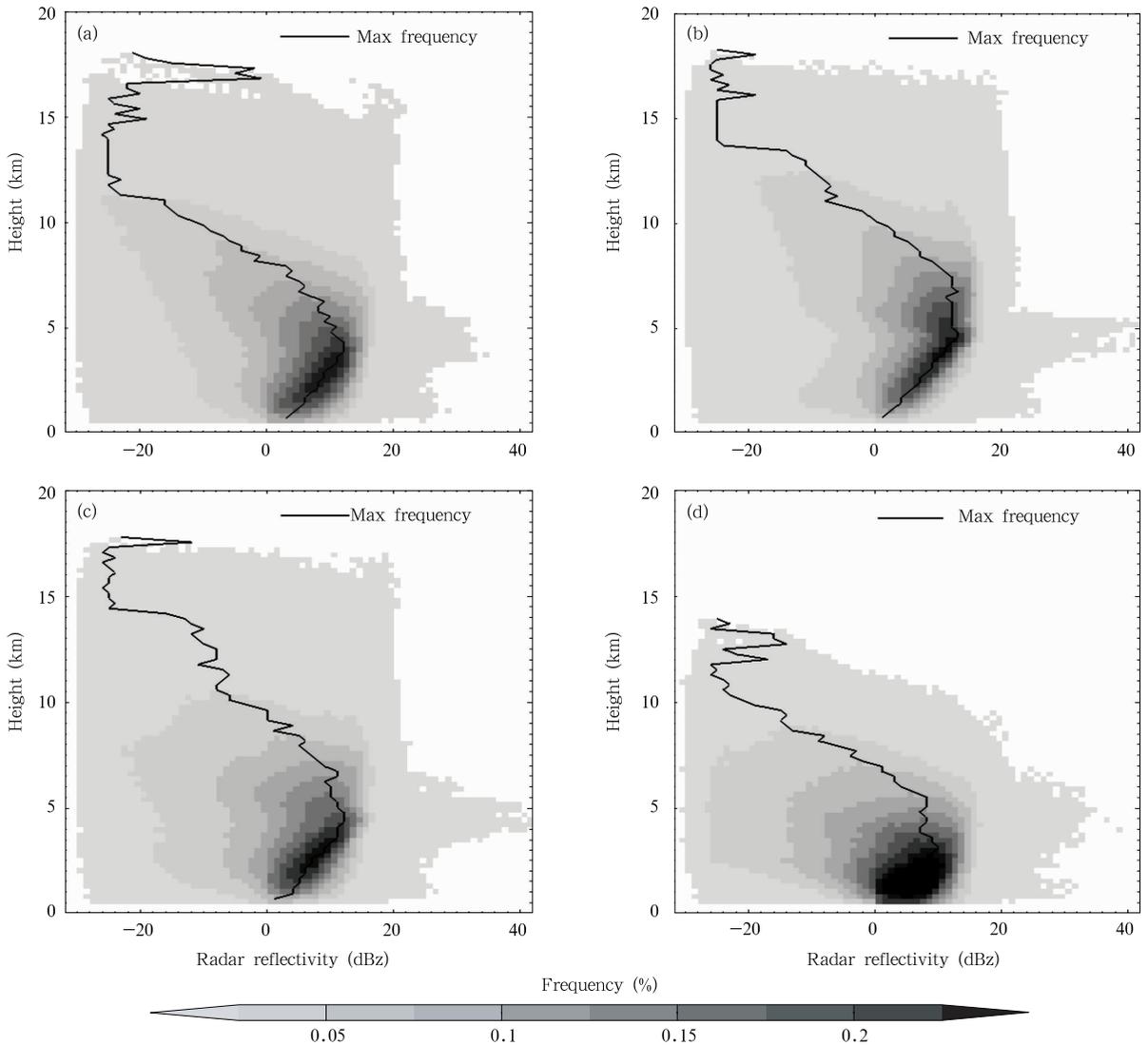


图7 同图3,但分别为春季(a)、夏季(b)、秋季(c)和冬季(d)降水云

Fig. 7 As in Fig. 3 but for precipitation clouds in spring (a), summer (b), autumn (c), and winter (d)

反射率的廓线来看,0—1 km 高度,从下到上雷达反射率随高度呈递减趋势,1—4 km 的反射率随高度的增加而增大,4—12 km 随高度的增高而减小,11 km 以上小波动变化。夏季(图 7b)最大雷达反射率的垂直分布与春季相似,但反射率频数大值中心的高度有所增高,且高频大值区对应的反射率略有增强,这可能与夏季对流系统较多有关。秋季(图 7c)雷达反射率分布与春季接近。冬季(图 7d)降水云最高只到 14 km,最大雷达反射率可达 38 dBz,云雷达反射率主要集中在 -18—15 dBz,集中在 1—7 km 高度。雷达反射率廓线在从地面到 3 km 随高度增高而增大,3—5 km 高度层基本不变,5—11 km

迅速减小,11 km 以后呈波动增加。降水云垂直结构的季节变化表明,春季、夏季和秋季降水云雷达反射率垂直结构相似,变化不明显,云主要集中在 8 km 以下,雷达反射率在 -10—15 dBz。冬季降水云集中在低层,最高只能发展到 14 km,比较集中,中心频数值大于 0.25%。液态降水云垂直结构随季节的变化与降水云相似(图略),这与上述得出东亚降水云中液相粒子占优的结论一致。

固态降水云垂直分布同样存在季节变化(图 8),可以看出,固态降水云垂直分布大值中心随季节交替变化。春季(图 8a)固态降水垂直分布为两个大值中心,低层的位于 2—4 km 高度,高层的大值中

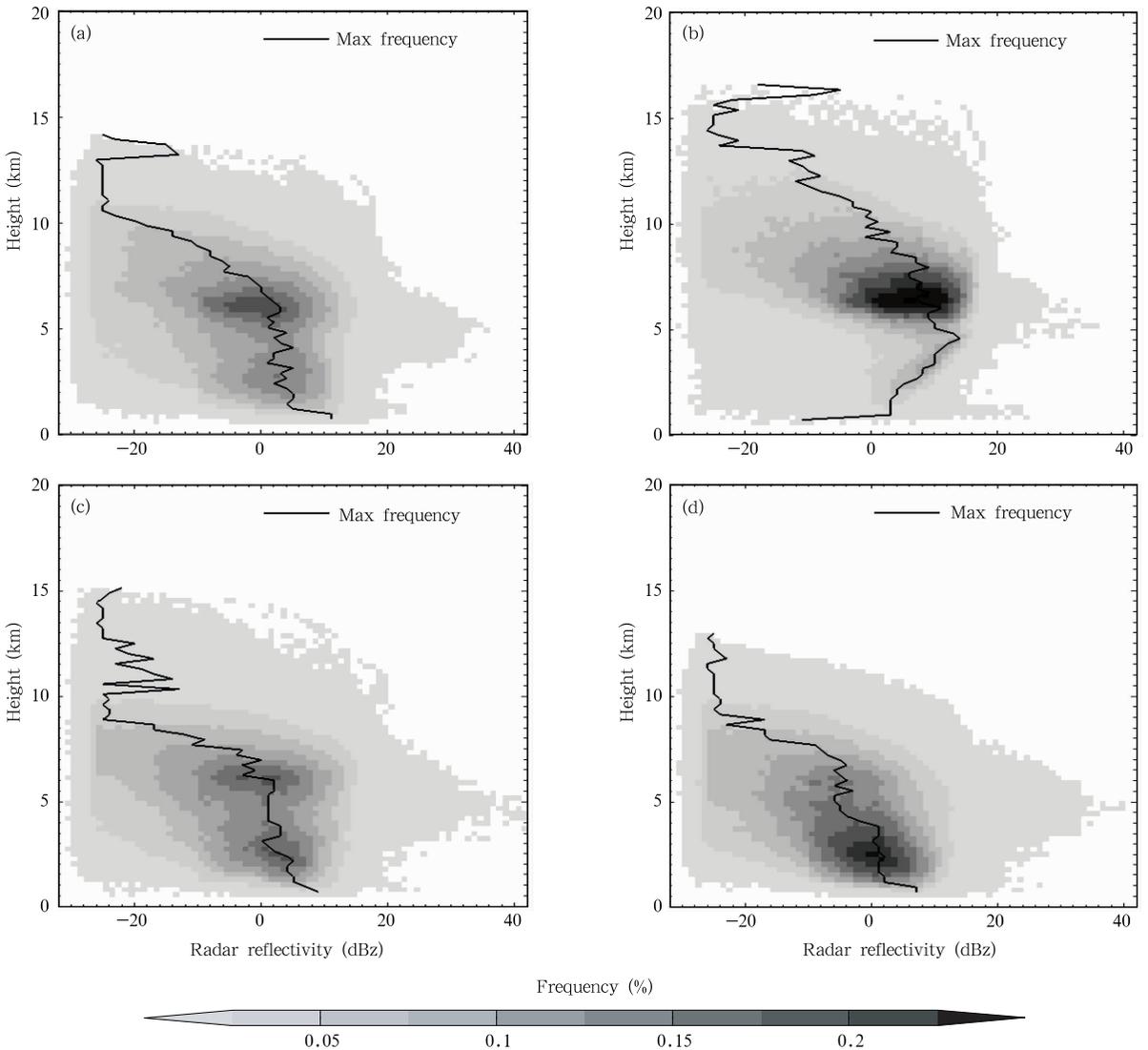


图 8 同图 3,但为春季(a)、夏季(b)、秋季(c)和冬季(d)固态降水云

Fig. 8 As in Fig. 3 but for solid precipitation clouds in spring (a), summer (b), autumn (c), and winter (d)

心位于5—7 km高度,且高层的大值中心强于低层的大值中心。夏季(图8b),固态降水云垂直分布大值中心出现在6—8 km高度。秋季(图8c),固态降水云垂直分布又形成两个大值中心,其分布形式与春季相似,但是两个中心强度相当。冬季(图8d),固态降水云仅在2—4 km高度层形成一个中心。固态降水云中 -15°C 频数分布随季节的变化与固态降水云雷达反射率垂直分布随季节的变化一致(图略)。

毛毛雨降水云垂直结构随季节的变化不明显(图略),其分布特征与图6分布相似,云分布在7 km以下,雷达反射率在15 dBz以下。雷达反射率

主要集中在1—4.2 km高度,雷达反射率在 -24 — -4 dBz。比较而言,春季和冬季在1.4—2.6 km高度分别存在一个高频中心,夏季和秋季,高频中心较弱。

4.2 非降水云

从非降水云垂直结构随季节的变化(图9)可以看出,非降水云垂直结构相似,雷达反射率等频率线随高度变化呈抛物线型。通常非降水云雷达反射率垂直频数分布存在一个大值中心,但不同的季节有所不同。冬季(图9d)大值中心最明显,在6.5—9 km高度层;夏季(图9b)大值中心几乎不存在。春季(图9a)在9 km上下存在一个大值中心,而秋季

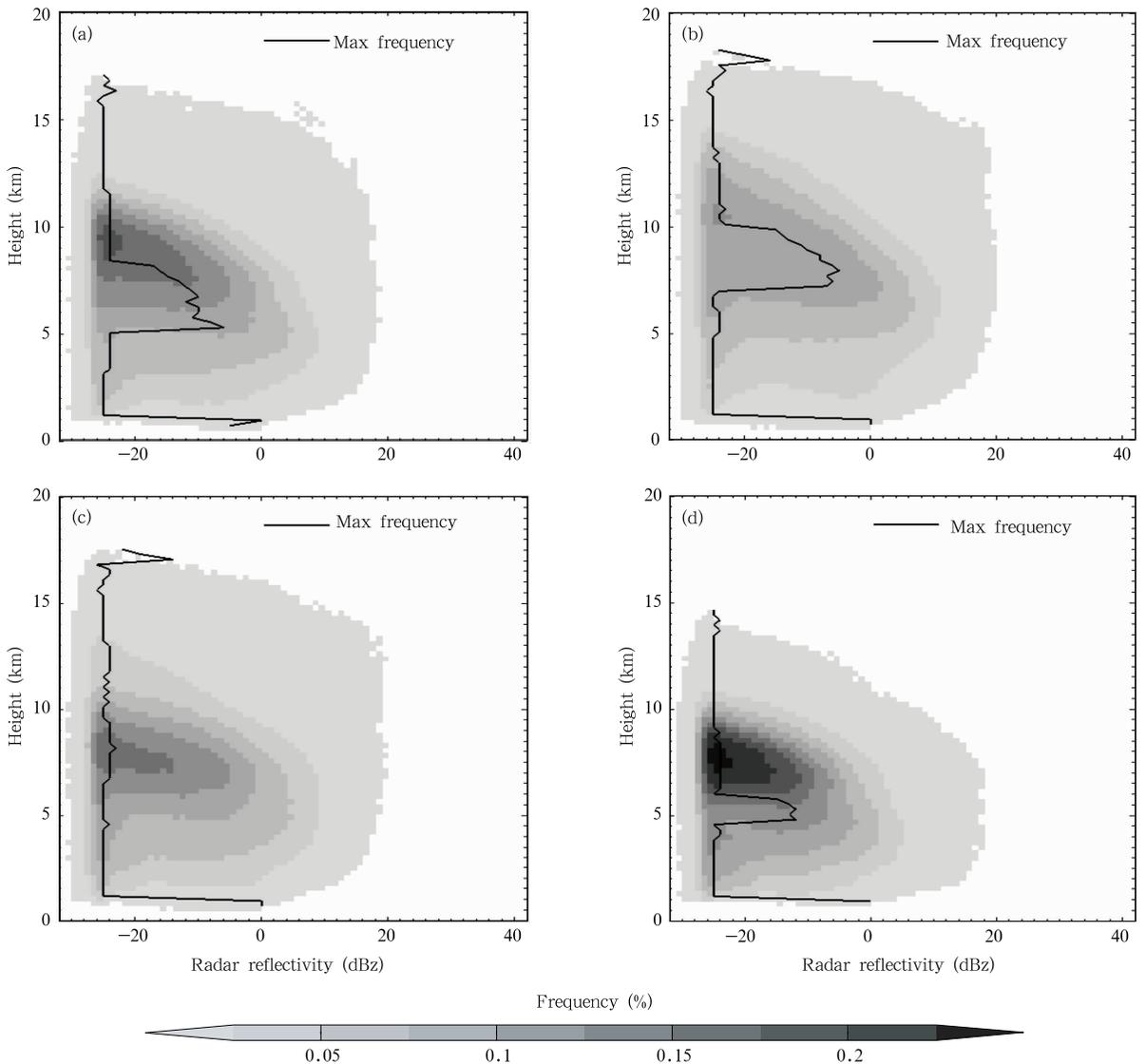


图9 同图3,但为春季(a)、夏季(b)、秋季(c)和冬季(d)非降水云

Fig. 9 As in Fig. 3 but for non-precipitation clouds in spring (a), summer (b), autumn (c), and winter (d)

(图 9c) 出现在 7 km 高度上下。总而言之, 非降水云垂直结构随季节变化不明显, 但不同季节雷达反射率大值中心有所不同。

5 主要降水云垂直结构

Cloudsat 反演中假定高云不能够产生降水, 仅雨层云、层云、层积云、高积云、积云和深对流云能够

产生降水。表 1 列出了不同云型对形成降水粒子的贡献百分比。从统计结果可以看出, 不同云类产生降水粒子的能力有着较大的差别。降水粒子主要源于深对流云和雨层云, 对形成降水粒子的贡献分别为 58.41% 和 29.51%, 其次是积云和层积云, 贡献最小的是层云, 几乎为 0。

主要降水云的垂直结构特征如图 10 所示。深

表 1 不同云型对形成降水粒子的贡献

Table 1 The contribution of the various clouds to the formation of precipitation particles

云型	雨层云	层云	层积云	高积云	积云	深对流云	总计
星下像素点数	6699625	148	916537	187909	1637621	13259234	22701074
百分比(%)	29.51	0.00	4.04	0.83	7.21	58.41	100.0

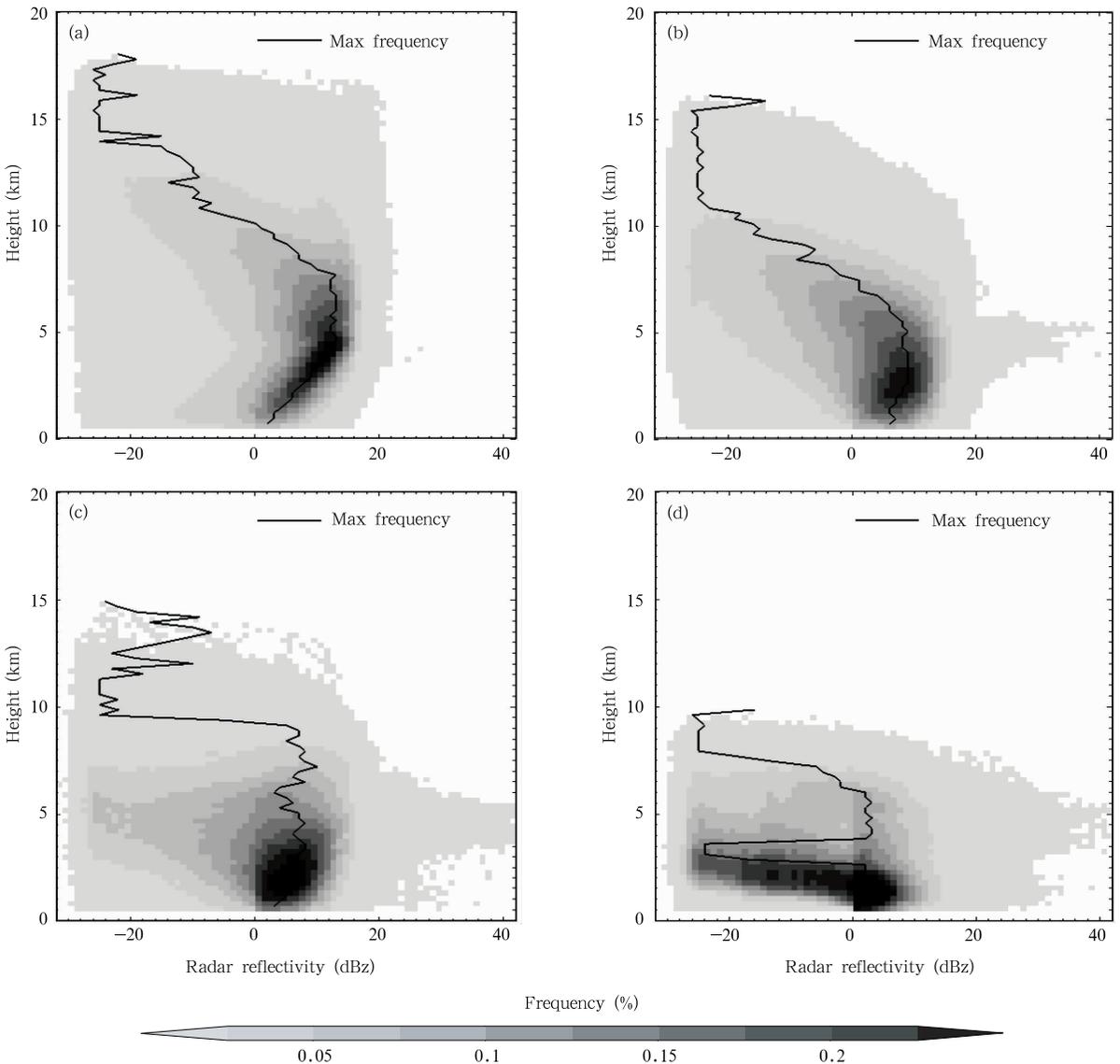


图 10 同图 3, 但为降水深对流云(Dc) (a)、雨层云(Ns) (b)、积云(Cu) (c)和层积云(Sc) (d)

Fig. 10 As in Fig. 3 but for precipitation clouds of Dc (a), Ns (b), Cu (c), and Sc (d)

对流云整体分布呈“柱状”,边缘较平滑。深对流云最高可以发展到 18 km 左右,降水云中的高云主要由深对流云组成。云主要集中在 10 km 以下,其雷达反射率值在 $-5\sim 15$ dBz。从廓线来看,在 1—4 km 雷达反射率随高度的增高而增大,4—7 km 变化不明显,7—15 km 逐渐减小。雨层云最高可以发展到 16 km,其中,主要集中在 8 km 以下,频率大值中心出现在 3 km 上下,反射率主要在 $-10\sim 15$ dBz。从廓线来看,在 1—5 km 雷达反射率随高度的增高变化不大,5—11 km 随高度增高逐渐减小,11 km 以后雷达反射率维持在 -25 dBz 左右。积云通常在 15 km 以下的区域,主要集中在 7 km 以下,其雷达反射率在 $-10\sim 16$ dBz。在 1—3 km 雷达反射率随高度的增高而增大,4—6 km 有所减小,6—9 km 又逐渐增大,9—10 km 迅速减小。高积云通常出现在 10 km 以下,反射率变化范围比较大。从频数廓线可以看出,积云集中在 4 km 以下。总之,不同云型的垂直结构存在着明显差别,深对流云中反射率垂直分布呈“柱状”,雷达反射率通常不超过 20 dBz。层云、积云和高积云中 4 km 附近均存在强反射率分布。此外,深对流云和雨层云的垂直分布具有降水云的典型结构,进一步说明这两类云是形成降水的主要云类型。

6 结 论

本文利用 Cloudsat 卫星观测数据讨论了东亚大陆各类降水云和非降水云的垂直结构及其季节变化。得到以下结论:

(1)降水云反射率通常接地,而非降水云则相反。降水云主要集中在 8 km 以下,雷达反射率在 $-20\sim 15$ dBz;非降水云主要分布 4—12 km 高度,雷达反射率主要在 $-28\sim 0$ dBz。从雷达反射率廓线来看,降水云中雷达反射率随高度的变化先增强,然后减弱,而非降水云几乎不变。

(2)液态降水云从 11 km 至 7 km,雷达反射率迅速增强,表明在此高度层是粒子快速增长的优势空间。此外,对比发现液态降水云雷达反射率的分布及其廓线与降水云相似,说明东亚降水云中液相粒子更具优势。

(3)固态降水云中 -15°C 温度频数分布与雷达反射率分布在统计上有很好的对应关系,表明在 -15°C 附近的环境中冰相粒子凝华-碰冻是粒子增

长的优势过程。

(4)云的垂直结构存在明显的季节变化;液态降水云春季、夏季和秋季的雷达反射率变化不明显,冬季云集中在低层;固态降水云的雷达反射率频数大值中心随着季节的变化呈“双-单”中心交替变化,且与云中 -15°C 温度的频数分布变化一致。然而,非降水云雷达垂直分布没有明显的季节变化。

(5)深对流云和雨层云雷达反射率垂直分布具有降水云结构的典型特征,占形成降水粒子的贡献分别为 58.41% 和 29.51%,是形成降水粒子的主要云型。

本文利用近 5 年的 Cloudsat 卫星探测数据统计分析了东亚云的垂直结构特征,进一步加深了对东亚区域云垂直结构的认识。虽然在其他类似的雷达观测中得到过一些结论(如,Botton, 1960; Donaldson, 1961; Engholm, et al, 1990),但基于东亚大区域用海量的 Cloudsat 数据给出的统计结果,其观测基础更坚实,可信度更高。

致谢:感谢美国宇航局(NASA) Cloudsat 数据处理中心提供的 Cloudsat 数据。

参考文献

- 陈文选, 王俊, 刘文. 1999. 一次冷涡过程降水的微物理机制分析. 应用气象学报, 10(2): 190-198
- 陈英英, 武文辉, 唐仁茂等. 2011. 利用 Cloudsat 卫星资料分析冻雨天气的云结构. 气象, 37(6): 707-713
- 崔莲, 郭学良, 杨军. 2007. 吉林地区一次积层混合云宏微观结构特征观测分析. 吉林气象, (1): 31-35
- 李淑日. 2006. 西北地区云和降水微物理特征个例分析. 气象, 32(8): 59-63
- 王标. 2011. 气候变化研究中的大气垂直结构探测述评. 大气与环境光学学报, 6(1): 2-10
- 王东海, 柳崇健, 刘英等. 2008. 2008 年 1 月中国南方低温雨雪冰冻天气特征及其天气动力学成因的初步分析. 气象学报, 66(3): 405-422
- 王慧娟, 牛生杰, 雷恒池等. 2010. 降水性层云含水量跃变对应的微结构观测研究. 大气科学, 33(2): 212-219
- 王帅辉, 韩志刚, 姚志刚等. 2011. 基于 CloudSat 资料的中国及周边地区云垂直结构统计分析. 高原气象, 30(1): 38-52
- 王扬锋, 雷恒池, 吴玉霞等. 2005. 延安层状云暖层中水凝物粒子的谱分布. 南京气象学院学报, 28(6): 787-793
- 吴兑. 1987. 宁夏地区 6—7 月降水性层状云的云滴谱特征. 气象, 13(9): 48-50
- 赵姝慧, 周毓荃. 2010. 利用多种卫星研究台风“艾云尼”宏微观结构特征. 高原气象, 29(5): 1254-1260
- 钟水薪, 王东海, 张人禾等. 2011. 基于 CloudSat 资料的冷涡对流

- 云带垂直结构特征. 应用气象学报, 22(3): 257-264
- 周毓荃, 欧建军. 2010. 利用探空数据分析云垂直结构的方法及其应用研究. 气象, 36(11): 50-58
- 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 (D8), D00A23. doi: 10.1029/2008jd010049
- Barker D M, Huang W, Guo Y R, et al. 2004. A three-dimensional variational data assimilation system for MM5: implementation and initial results. *Mon Wea Rev*, 132(4): 897-914
- Barker H W, Korolev A V, Hudak D R, et al. 2008. A comparison between CloudSat and aircraft data for a multilayer, mixed phase cloud system during the Canadian CloudSat-CALIPSO Validation Project. *J Geophys Res*, 113(D8): D00A16, doi: 10.1029/2008jd009971
- Bodas-Salcedo A, Webb M J, Brooks M E, et al. 2008. Evaluating cloud systems in the Met Office global forecast model using simulated CloudSat radar reflectivities. *J Geophys Res*, 113(D8): D00A13, doi: 10.1029/2007jd009620
- Botton L J. 1960. *Radar Meteorology*. Chicago: University of Chicago Press
- Carey L D, Niu J G, Yang P, et al. 2008. The vertical profile of liquid and ice water content in midlatitude mixed-phase altocumulus clouds. *J Appl Meteor Clim*, 47(9): 2487-2495
- Donaldson R J Jr. 1961. Radar reflectivity profiles in thunderstorms. *J Meteor*, 18(3): 292-305
- Engholm C D, Troxel S W. 1990. Beam filling loss adjustments for ASR-9 weather channel reflectivity estimates. Project Report, 4-33
- Fu Y F, Lin Y H, Liu G S, et al. 2003. Seasonal characteristics of precipitation in 1998 over East Asia as derived from TRMM PR. *Adv Atmo Sci*, 20(4): 511-529
- Greenwald T J, Lee Y K, Otkin J A, et al. 2010. Evaluation of midlatitude clouds in a large-scale high-resolution simulation using CloudSat observations. *J Geophys Res*, 115 (D19): D19203, doi: 10.1029/2009jd013552
- Gultepe I, Isaac G A. 1997. Liquid water content and temperature relationship from aircraft observations and its applicability to GCMs. *J Climate*, 10(3): 446-452
- Jakob C, Klein S A. 1999. The role of vertically varying cloud fraction in the parametrization of microphysical processes in the ECMWF model. *Quart J Roy Meteor Soc*, 125(555): 941-965
- Korolev A V, Isaac G A, Strapp J W, et al. 2007. In situ measurements of liquid water content profiles in midlatitude stratiform clouds. *Quart J Roy Meteor Soc*, 133(628): 1693-1699
- Lin Y L, Farley R D, Orville H D. 1983. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J Appl Meteor*, 22(6): 1065-1092
- Lin Y L, Colle B A. 2011. A new bulk microphysical scheme that includes riming intensity and temperature-dependent ice characteristics. *Mon Wea Rev*, 139(3): 1013-1035
- Liu G S, Fu Y F. 2001. The characteristics of tropical precipitation profiles as inferred from satellite radar measurements. *J Meteor Soc Japan*, 79(1): 131-143
- Liu Y B, Warner T T, Bowers J F, et al. 2008. The operational mesogamma-scale analysis and forecast system of the U. S. Army Test and Evaluation Command. Part I. Overview of the modeling system, the forecast products, and how the products are used. *J Appl Meteor Clim*, 47(4): 1077-1092
- Luo Y L, Zhang R H, Wang H. 2009. Comparing occurrences and vertical structures of hydrometeors between eastern China and the Indian monsoon region using CloudSat/CALIPSO data. *J Climate*, 22(4): 1052-1064
- Mace G G, Jakob C, Moran K P. 1998. Validation of hydrometeor occurrence predicted by the ECMWF model using millimeter wave radar data. *Geophys Res Lett*, 25(10): 1645-1648
- Miles N L, Verlinde J, Clothiaux E E. 2000. Cloud droplet size distributions in low-level stratiform clouds. *J Atmos Sci*, 57(2): 295-311
- Morrison H, Thompson G, Tatarskii V. 2009. Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: Comparison of one-and two-moment schemes. *Mon Wea Rev*, 137(3): 991-1007
- Paquita Z, Brian M. 2008. Cloud vertical structure observed from space and ship over the bay of Bengal and the eastern tropical pacific. *J Meteor Soc Japan Ser II*, 86: A205-A218
- Poore K D, Wang J H, Rossow W B. 1995. Cloud layer thicknesses from a combination of surface and upper-air observations. *J Climate*, 8(3): 550-568
- Protat A, Bouniol D, Delano J, et al. 2009. Assessment of cloud-sat reflectivity measurements and ice cloud properties using ground-based and airborne cloud radar observations. *J Atmos Ocean Technol*, 26(9): 1717-1741
- Randall D A, Harshvardhan, Dazlich D A, et al. 1989. Interactions among radiation, convection, and large-scale dynamics in a general circulation model. *J Atmos Sci*, 46(13): 1943-1970
- Slingo J M, Slingo A. 1991. The response of a general circulation model to cloud longwave radiative forcing. II: Further studies. *Quart J Roy Meteor Soc*, 117(498): 333-364
- Smedsmo J L, Foufoula-Georgiou E, Vuruputur V, et al. 2005. On the vertical structure of modeled and observed deep convective storms: Insights for precipitation retrieval and microphysical parameterization. *J Appl Meteor*, 44(12): 1866-1884
- Squires P. 1958. The microstructure and colloidal stability of warm clouds. Part I: The relation between structure and stability. *Tellus*, 10(2): 256-261
- Stephens G L, Vane D G, Tanelli S, et al. 2008. CloudSat mission: performance and early science after the first year of operation. *J Geophys Res*, 113(D8): D00A18, doi: 10.1029/2008jd009982
- Waliser D E, Li J L F, Woods C P, et al. 2009. Cloud ice: A cli-

- mate model challenge with signs and expectations of progress. *J Geophys Res*, 114(D8): D00A21, doi: 10.1029/2008jd010015
- Wang B, Nakajima T, Shi G Y. 2008. Cloud and water vapor feedbacks in a vertical energy-balance model with maximum entropy production. *J Climate*, 21(24): 6689-6697
- Wang J H, Rossow W B. 1998. Effects of cloud vertical structure on atmospheric circulation in the GISS GCM. *J Climate*, 11(11): 3010-3029
- Wang Z, Sassen K. 2001. Cloud type and macrophysical property retrieval using multiple remote sensors. *J Appl Meteor*, 40(10): 1665-1682
- Xu W, Zipser E J, Liu C. 2009. Rainfall characteristics and convective properties of Mei-Yu precipitation Systems over South China, Taiwan, and the South China Sea. Part I: TRMM Observations. *Mon Wea Rev*, 137(12): 4261-4275
- Xue M, Wang D H, Gao J D, et al. 2003. The advanced regional prediction system (ARPS), storm-scale numerical weather prediction and data assimilation. *Meteor Atmos Phys*, 82(1-4): 139-170
- Yin J F, Wang D H, Zhai G Q. 2011. Long-term in situ measurements of the cloud-precipitation microphysical properties over East Asia. *Atmos Res*, 102(1-2): 206-217
- Yuan J, Houze R A, Heymsfield A J. 2011. Vertical structures of anvil clouds of tropical mesoscale convective systems observed by CloudSat. *J Atmos Sci*, 68(8): 1653-1674
- Yuter S E, Houze R A. 1995. Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of florida cumulonimbus. Part II: frequency distributions of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity. *Mon Wea Rev*, 123(7): 1941-1963
- Zipser E J, LeMone M A. 1980. Cumulonimbus vertical velocity events in GATE. Part II: Synthesis and model core structure. *J Atmos Sci*, 37(11): 2458-2469
- Zipser E J, Lutz K R. 1994. The vertical profile of radar reflectivity of convective cells: A strong indicator of storm intensity and lightning probability? *Mon Wea Rev*, 122(8): 1751-1759