

许健民, 2021. 用对流-辐射平衡理论理解对流云的外观表现[J]. 气象, 47(1):1-10. Xu J M, 2021. Appearance of convective clouds explained by radiative-convective equilibrium[J]. Meteor Mon, 47(1):1-10(in Chinese).

用对流-辐射平衡理论理解对流云的外观表现*

许健民

国家卫星气象中心, 北京 100081

提 要: 文章展示卫星云图和飞机航拍照片上的云, 试图把云的外观表现与大气的三维空间结构、运动, 以及可能存在的内在物理过程联系起来进行分析, 用对流-辐射平衡理论理解和解释对流云的外观表现。在未受扰动情况下, 层状云在云图上表现松散。动画显示, 不同高度上的云, 随其所在层面上的风水平飘荡, 走向各不相同。当深对流发生时, 云剧烈地翻滚, 不同高度上的气流, 被对流活动联系在一起。有组织的深对流虽然只在很少的地方发生, 却是维持对流层大气热量平衡必须存在的。对流活动把太阳照射在地面上多余的热量散布到对流层大气的内部, 抵消了对流层里长波辐射的冷却效应, 保持了对流层大气内部的热量平衡。

关键词: 气象卫星, 云图, 对流活动

中图分类号: P405, P412

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2021.01.001

Appearance of Convective Clouds Explained by Radiative-Convective Equilibrium

XU Jianmin

National Satellite Meteorological Centre, Beijing 100081

Abstract: This paper shows cloud pictures taken from satellites and aircrafts, trying to link the appearance of the clouds with the three dimensional structure, motion and physical processes that possible exist in the atmosphere by radiative-convective equilibrium theory. In undisturbed atmosphere prevailing horizontal motion, stratus clouds are more or less few and scattered. They spread separately in different layers drifting with the prevailing winds of the layers. On the other hand, deep convection clouds roll in which air flow in different layers are twisted and linked. Although convections happen only in relative small area, they must exist and take important actions in energy balance in the troposphere. The upward energy transportation by convective clouds compensates the heat release by the long wave radiation in the troposphere, and maintains the energy balance in the troposphere.

Key words: meteorological satellite, cloud image, convection

引 言

本文展示卫星云图和飞机航拍照片上的云, 试图把云的外观表现与大气的三度空间结构、运动, 以及可能存在的内在物理过程联系起来进行分析, 用

对流-辐射平衡理论理解和解释对流云的外观表现。

大气平均温度和湿度廓线, 在对流层中部存在一个湿静力能量的极小值区。Riehl and Malkus (1958) 首先从大气能量平衡的观点出发, 认识大气中存在深对流的必然性和其在能量垂直输送中的作用。对流层中部存在湿静力能量极小值区, 最根本的

* 2020 年 5 月 6 日收稿; 2020 年 6 月 11 日收修定稿

作者: 许健民, 主要从事气象卫星研究. E-mail: xujm@cma. cn

原因是由于辐射平衡:辐射平衡的热量损失使对流层中部越来越冷;深对流把湿静力能量从云下向上输送,进入对流层内部,补偿了那里由于辐射平衡造成的能量损失,这样才保持了对流层内部的能量平衡。这个理论,被命名为对流-辐射平衡理论,是积云对流在大气能量平衡作用中的经典理论。之后,许多研究人员在这方面继续做工作,补充和完善了这个理论。

Manabe and Wetherald(1967)在大气中不同水汽分布的条件下,用对流-辐射模式估计了大气温度的垂直递减率。如果大气中没有对流,只依靠辐射平衡来调整其温度垂直分布,那么虽然在平流层里和对流层顶部,温度和湿度垂直廓线可以被正确地模拟出来,但是在对流层下部,模拟出的大气层结却总是不稳定,后者与实际观测不符合。如果大气中存在湿对流,那么对流层下部不合理的不稳定层结状态就被对流过程消除了。这说明,与积云对流相伴的能量垂直输送,是维持大气温度垂直递减率不可或缺的物理因素之一。

那么深对流是如何突破干燥的对流层中部而发展起来的呢? Lilly(1968)对从边界层到低云顶部的物理量的垂直输送过程进行了定量分析。从个别积云的视点来看,由于其上升过程中遇到了对流层中部因辐射冷却和下沉运动造成的湿静力能量极小值区,因此大多数积云是发展不起来的。但是个别积云与环境干空气混合而消散以后,其中的液态水转变为水汽,停留在对流层中部,使那里的空气被湿化。只要不断有水汽从海面进入大气,使得对流层下部的湿静力能量足够大,大到与对流层上部相当,那么对流层中部的湿静力能量极小值区,迟早会被后来的积云突破。

Arakawa and Schubert(1974)利用积云模式分析了对流活动对环境的作用,以及环境对对流活动的制约。在他们的模式里,积云复合体由大尺度环流、辐射平衡和从地面向上的湍流输送驱动。来自云下的热量和水汽,通过云中的垂直运动、云内外气流的夹卷,逐渐调制了云周边的环境,使之缓慢的湿化。在相反的方向,用不同的大尺度环境参数,可以模拟出对流云不同的统计特征。这说明,积云对流和环境参数两者是相互影响、双向调制的。

本文作者长期从事气象卫星云图的数据处理工作。风云气象卫星的云图就是由国家卫星气象中心制作的。在乘坐飞机时,作者经常拍摄飞行过程中的云,回来后将它们与卫星云图做对比。通过观察

积累,作者领悟到:无论是卫星云图,还是航空拍摄照片,都通过云系的外观表现,向我们展示着当时、当地大气的三维空间结构、运动和相关的物理过程。Riehl and Malkus(1958)通过理论和数值模式揭示的对流-辐射平衡物理过程,在云的外观表现中可以看得见。所以作者把自己所见云的外观表现展示给预报员,并试图用对流-辐射平衡理论,解释对流云的外观表现及它们存在的机理。有关知识可以查阅动力气象和天气学教科书(约翰·M.华莱士和彼得·V.霍布斯,2008;Randall,2015;Houze,2014)。

本文第一节展示了动画上云的运动。在大气未受扰动的地区,云大体上呈水平运动,而在深对流区,云剧烈地垂直翻滚。第二节解释了大气中的云系有这样的外观表现,与辐射平衡、水汽的相变、云与周边环境之间的夹卷有关系。用飞机航拍照片为实例,解释了这样的物理过程。第三节简述文中提到的物理过程。本文把资料的外观表现与内在的物理过程联系起来,有助于预报员从每天所看到的大量资料中抓住要点、提纲挈领,建立分析和预报思路。从本文的分析中可以看到,对流层中下部潮湿的环境,是深对流突然发生的重要条件之一。

1 动画上云的运动

从高时间、空间分辨率的卫星云图动画上可以观察到,在大气没有受到强烈的扰动时,层状云大体上呈水平运动。在这样的情况下,云系往往比较稀疏、松散,不同高度层面上的云,随风飘荡,走向各不相同。而在大气中有剧烈对流活动的情况下,动画上的云剧烈地翻滚。不同层面上大气的运动,被对流活动联系在一起,相互关联。

1.1 在大气未受扰动的地区,云的水平运动

图1是2015年4月27日16时(北京时,下同)FY-2C卫星可见光动画(动画展示于电子版,<http://qxqk.nmc.cn/html/2021/1/20210101.html>;下同)。图1显示了大气中盛行水平运动时的云系。在这幅云图上,在哈萨克斯坦和塔里木盆地,丝缕状的卷云随高空西偏南气流向东偏北方向流动,柴达木盆地有一个逆时针旋转的涡旋。而在地面附近,有沙尘从天山北麓向东扩散,还有小股沙尘通过天山的缺口溢向山脉南侧。总的来讲,云系不是非常浓密,不同高度上的云,随风水平飘荡,走向各不相同。

Houze(2014)分析了对流层下部、中部和上部厚度大约在 1 km 以下浅薄层状云的动力学特征,指出:形成浅薄层状云的物理过程,主要是辐射和湍流,而不是大尺度垂直运动。在浅薄的层状云里,平均垂直运动只有 $1\sim 10\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$,它们并不产生重要的降水,而只能下点毛毛雨。所以预报员看云图,首先要把浅薄的层状云和具有重要垂直运动的雨层云或积雨云区分开来。如图 1 和图 2 这样高时间分辨率的云图动画,提供了区分云区中是否存在重要垂直运动的判据。

1.2 深对流云中剧烈的垂直运动

对流剧烈发展形成的高耸云塔,在垂直方向上可以贯穿大部分对流层,是许多气象灾害的源头。图 2 是 2012 年 8 月 10 日 06:30 FY-2C 卫星的可见光图像动画。动画展示了苏北、皖北、黄海东部强对

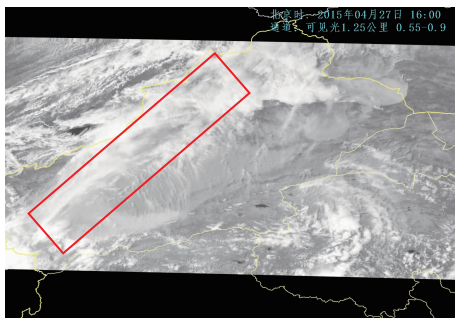


图 1 2015 年 4 月 27 日 16 时 FY-2C 可见光图像
(动画见 <http://qxqk.nmc.cn/html/2021/1/20210101.html>)
Fig. 1 Visible image animation of FY-2C meteorological satellite at 16:00 BT 27 April 2015
(Animation was shown on the website;
<http://qxqk.nmc.cn/html/2021/1/20210101.html>)

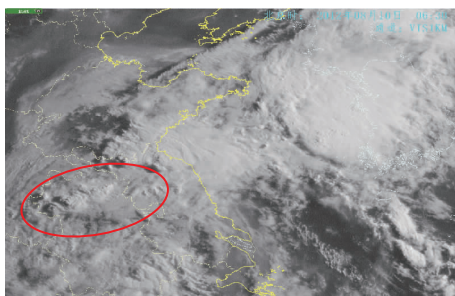


图 2 2012 年 8 月 10 日 06:30 FY-2C 可见光图像
(动画见 <http://qxqk.nmc.cn/html/2021/1/20210101.html>)
Fig. 2 Visible image animation of FY-2C meteorological satellite at 06:30 BT August 2012
(Animation was shown on the website;
<http://qxqk.nmc.cn/html/2021/1/20210101.html>)

流发生时,云剧烈翻滚的情景。在高耸对流云的西南方向背光一侧,云在地面或低云上投下了影子,这印证了对流云宏伟的垂直伸展。

2 对流活动在维持对流层内部热量平衡中的作用

2.1 地气系统的辐射平衡

大气中的云除有上述外貌表现外,和地气系统的辐射平衡也有关系。图 3 引自 Kiehl and Trenberth(1997),是辐射在地球大气中传递过程的示意图。表 1 是根据图 3 列出的地气系统各部分的辐射能量收支。从图 3 和表 1 可以看到:整个地气系统是辐射平衡的。但是如果分别考察地面和大气两个分系统辐射平衡的状况,结果就不一样了。由于辐射平衡,地面盈余为 $98\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$,大气失去等量的辐射能。地面多余的能量,只能依靠非辐射的其他方式向上传递给大气。Riehl and Malkus(1958)首先指出这一理论,其主要是依靠对流和降水方式。

2.2 平流层和对流层辐射收支的差别

图 4 展示的是理想的 70 km 以下大气的温度、压力、密度、臭氧混合比随高度的分布(Randall, 2015)。图 4 关注大气中臭氧和温度随高度的分布。臭氧是辐射活跃气体,主要分布在 11 km 以上的平流层里,在 35 km 高度处达到密度的极值。由于臭氧对太阳短波辐射的直接吸收,图 4 中从对流层顶以上到 50 km 的高空存在强烈的逆温。

对流层顶附近的逆温像天花板一样阻挡了从对流层里冲上来的上升气流,使得对流受到抑制。空气块上升时,因为周围压力降低,气块膨胀,温度会降低。如果上升气块遇到了逆温,那么气块的温度会低于其周围环境大气的温度。上升气块比其周围的环境大气更重了,于是掉下来,垂直运动不能维持,高云在这个高度上展开,向四周溢散出去。图 5 是 2017 年 8 月 23 日 00 时台风天鸽登陆前 FY-4 可见光图像。由图可见台风中的上升运动在遇到对流层顶而外溢,并产生由中心向外传播的波动。

从图 4 中可以看到在 11 km 以下的对流层里,臭氧浓度极低,大气不直接吸收太阳入射辐射。对

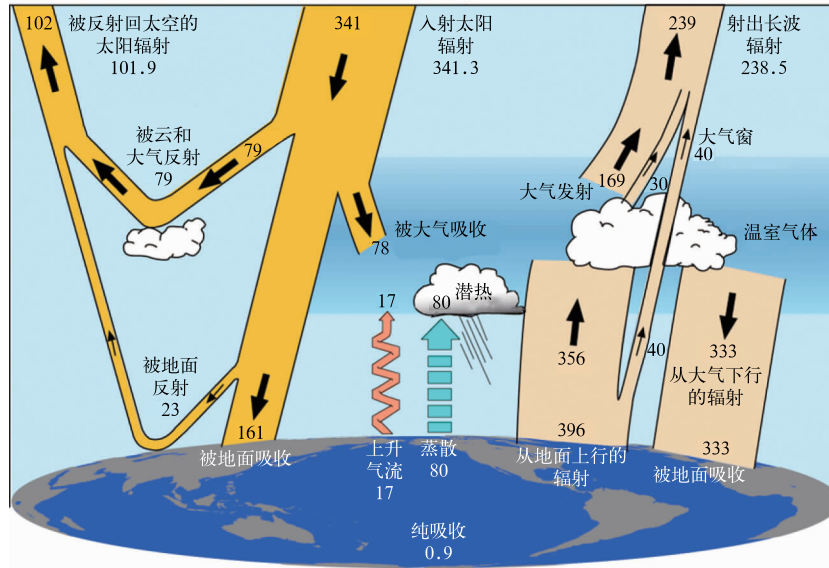


图 3 辐射在地球大气中传递过程的示意图(单位: $W \cdot m^{-2}$)

(引自 Kiehl and Trenberth, 1997)

Fig. 3 Global and annual average radiative energy flow diagram for Earth and its atmosphere (unit: $W \cdot m^{-2}$)

(Kiehl and Trenberth, 1997)

表 1 地气系统各部分的辐射能量收支(单位: $W \cdot m^{-2}$)

Table 1 Radiative energy budgets among the components of the Earth-atmosphere system (unit: $W \cdot m^{-2}$)

	短波辐射		长波辐射		辐射平衡
	进入	支出	进入	支出	
大气	吸收太阳短波辐射(78)		地面向大气上行长波辐射(396) - 大气向地面下行长波辐射(333) = 63	大气向外空发射长波辐射(169) + 云向外空发射长波辐射(30) + 从地面穿过大气向太空的长波辐射(40) = 239	亏损(98)
地面	吸收太阳短波辐射(161)		从大气向地面下行长波辐射 = 333	从地面向大气上行长波辐射 = 396	盈余(98)
地气系统	入射太阳短波辐射(341.3)	反射太阳短波辐射(101.9)		向外空发射长波辐射(238.5) + 被地面吸收的辐射能量(0.9) = 239.4	平衡

流层大气不仅不直接吸收太阳入射辐射,而且其中的大气组成成分还向外太空发射长波辐射。图 6 是根据典型的热带探空资料计算的晴空红外辐射冷却率(Randall, 2015)。图 6 中对流层内部以每天 $2 \sim 3^\circ\text{C}$ 的速率降温。一方面对流层大气通过长波辐射降温。另一方面,却并没有观测到对流层大气的温度在降低。那么对流层大气靠什么机制保持它的温度呢? Riehl and Malkus(1958)第一个指出,这是靠大气中的深对流。

2.3 对流活动把地面盈余的辐射能量送入大气

从图 3 和表 1 中可以看到,由于辐射平衡,地面

存在 $98 W \cdot m^{-2}$ 的能量盈余,大气存在等量的能量亏损。Riehl and Malkus(1958)指出,地面盈余的能量靠对流和降水进入大气。在海洋上,海表盈余的能量主要用来使海水蒸发。每克水被蒸发,须要吸收 598 cal ($1 \text{ cal} = 4.2 \text{ J}$) 热量。进入大气的水汽携带着潜热,受大气环流驱动到地球上各个地方,在合适的地方成云致雨,最后回归海洋。水汽的旅行不是在做无用功,它通过相变过程使大气中的热量在不同的地点之间重新分配,从而深刻地影响大气环流的行为。通过被辐射、云和水汽相变共同驱动的垂直环流,对流层大气受到加热。

图 7 是对流活动在维持对流层里热量平衡作用

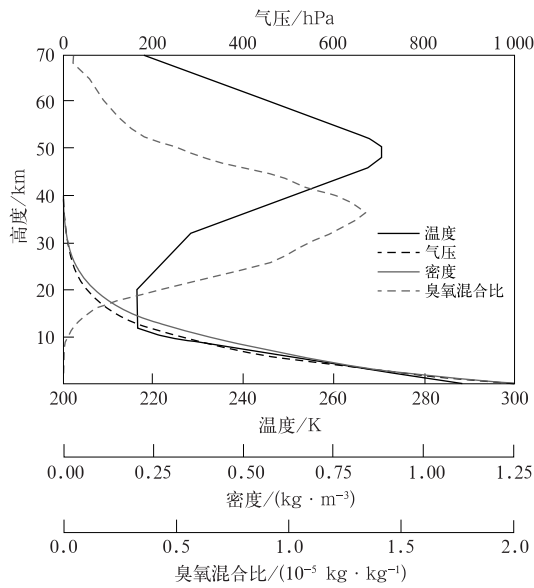


图 4 理想的 70 km 以下大气的温度、压力、密度、臭氧混合比随高度的分布

[引自 Randall(2015), 图中温度、压力、密度垂直廓线根据 NOAA(1976)绘制, 臭氧含量廓线根据 Krueger and Minzner(1976)绘制]

Fig. 4 Idealized midlatitude temperature, pressure, density, and ozone profiles, for the lowest 70 km of the atmosphere

[Randall, 2015; the temperature, pressure, and density profiles are based on NOAA (1976); the ozone profile based on Krueger and Minzner (1976)]

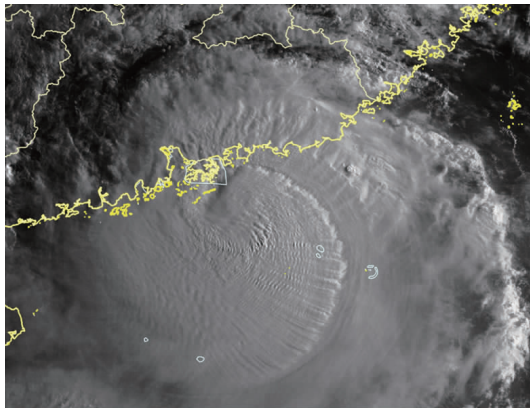


图 5 2017 年 8 月 23 日 00 时台风天鸽登陆前 FY-4 可见光图像

Fig. 5 Visible image of FY-4 meteorological satellite before Typhoon Hato's landing at 00:00 BT 23 August 2017

的示意图(Randall, 2015)。凝结潜热直接加热了受对流扰动地区的大气, 与此同时, 上升的云团还驱动了一个垂直环流圈。为了维持质量平衡, 在未受扰动的晴空大气中, 存在普遍但是相对缓慢的下沉运

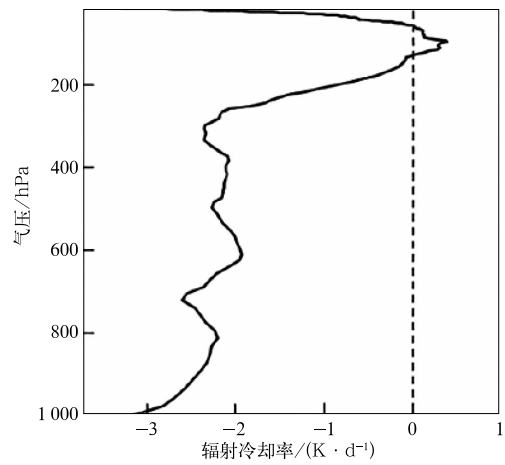


图 6 根据典型的热带探空资料计算的晴空红外辐射冷却率(Randall, 2015)

Fig. 6 Typical tropical clear-sky radiative cooling rate based on a standard tropical sounding (Randall, 2015)

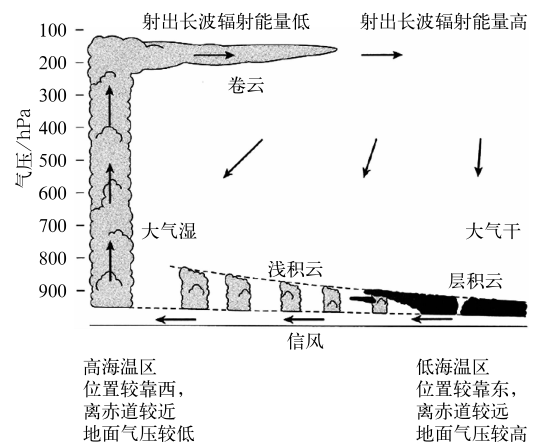


图 7 对流活动维持对流层里热量平衡作用示意图

[Randall(2015), 根据 Schubert et al(1995)修改绘制]

Fig. 7 Schematic diagram on the action of the convective clouds at maintaining heat balance in the troposphere

[Randall (2015), adapted from Schubert et al (1995)]

动, 这样的下沉运动既保持了质量平衡, 又通过压缩增温, 抵消了对流层里长波辐射的冷却效应, 间接加热了对流层大气。通过这样的机制, 太阳照射在地面上多余的热量, 被散布到对流层大气中的各个地方。虽然有组织的深对流只在很少的地方发生, 却是维持对流层大气热量平衡必须存在的。大气中一定要有一些地方存在对流, 它起到了把地面盈余的热量送入对流层内部, 从而保持地气系统能量平衡的作

用。这就是 Riehl and Malkus(1958)的对流-辐射平衡理论。

2.4 对流层中部干空气的卷入,使对流活动受到抑制

深对流是如何突破干燥的对流层中部而发展起来的呢?下文通过飞机航拍照片直观地进行解释。太阳辐射加热了海洋,同时把海水从海洋中蒸发出来。水汽进入大气后,随风飘荡,某些气块上升、膨胀、降温、饱和、凝结成云。图 8 是 2011 年 11 月 6 日 16 时作者从瓦努阿图去悉尼途中拍摄的海上积云。这些积云从对流层下部上升。

积云在上升过程中,遇到了对流层中部由于被长波辐射冷却而下沉所形成的干燥大气。云在上升的过程中,一定会卷入周围的环境空气。图 9 和图 10 为分别于 2018 年 8 月 9 日 18 时从上海到北京途中以及 2018 年 7 月 28 日 16 时从北京到上海途中拍摄。观察这两幅照片中的云,可以注意到:云上升时,周围环境中的干空气受上升气流的夹卷,从云的下部进入云体。

比较图片上云周边天空的颜色。图 9 云周边的天空蔚蓝清爽,这说明云周边的环境大气干燥。而图 10 周边的天空中有白茫茫的雾气,这说明云周边的环境大气潮湿。查阅图片所在日期飞机经过黄淮地区时的天气图(图略),图 9 拍摄当天,受一个很强的副热带高压控制,各个层面都干,700 hPa 比湿只有 $0\sim 5\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$;而图 10 拍摄当天,有低层切变线,对流层中、下部各个层面都湿,700 hPa 比湿普遍达 $10\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。这证实:图 9 中受夹卷进入云的环境空气,比图 10 更加干燥。比较这两幅航空拍摄照片里上升中的云,它们的表现是这样:图 9 中的云,卷入了蔚蓝天空中更加干燥的环境空气,其下部几乎被掏空了;而图 10 中的云,卷入了白茫茫天空中更加潮湿的环境空气,虽然可以看见夹卷入云的干空气,但云的下部依然存在。这两幅航空拍摄照片的比较说明,如果对流层中部的环境大气干燥,受到周围环境夹卷进来干空气的稀释作用,对流云是不容易发展起来的。

2.5 持续的对流活动使对流层中部环境湿化,深对流突然发生

那么大气中低层的积云会不会就此罢休,不再向上窜了呢?不会的。因为被太阳辐射加热的海洋,



图 8 海洋上的积云
[拍摄于 2011 年 11 月 6 日 16 时
(LST)瓦努阿图至悉尼途中]

Fig. 8 Ocean cumulus
(Photo was taken at the aircraft from Vanuatu to Sydney at 16:00 LST 6 November 2011)



图 9 强烈的夹卷把环境干空气卷入云体,云体的下部被蒸发

(拍摄于 2018 年 8 月 9 日 18 时北京至上海途中)
Fig. 9 Dry environmental air entrained into the cumulus with the bottom part of the cloud evaporated
(Photo was taken at the aircraft from Beijing to Shanghai at 18:00 BT 9 August 2018)

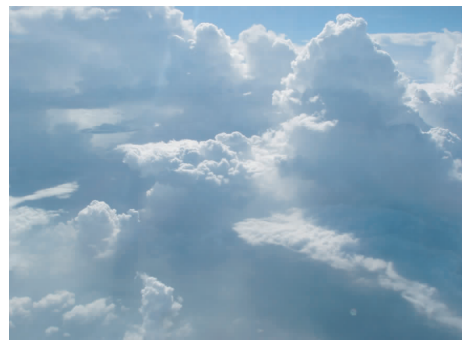


图 10 略湿一些的干空气从积云下部卷入积云,云体的下部被部分保留

(拍摄于 2018 年 7 月 28 日 16 时上海至北京途中)
Fig. 10 Environmental air with some humidity entrained into the cumulus and the bottom part of the cloud partly reserved
(Photo was taken at the aircraft from Shanghai to Beijing at 16:00 BT 28 July 2018)

正在把海洋里的水汽,源源不断地蒸发出来。来自海洋的水汽补充,使大气中的低云有旺盛的生命力。就个体而言,深对流云是不容易发展起来的。但是从总体而言,虽然先前的云消散了,云中的液态水被稀释蒸发,但是水汽仍然保留在大气中,加湿了周边的环境。在大量对流云的侵蚀下,某些地方对流层中部的环境大气越来越湿,终于饱和了。当周边环境饱和时,夹卷过程的效率降低。在对流层中部大气饱和地方,被夹卷过程卷入云体的是饱和湿空气,于是云体不再被稀释,可以一直向上冲到对流层顶,深对流突然发生了。

图 11 展示了呈柱状穿越对流层中部上升的云体,在飞机非常接近云时所拍摄。比较图 11、图 10 和图 9,可以注意到这三幅照片上环境空气卷入云体程度的差别。图 11 中的云,虽然有环境空气侵入,但因为环境空气非常潮湿,云柱依然挺立,云体呈柱状;图 10 中的云,环境空气卷入云下部的程度比图 11 更深一些,云的下部比图 11 更窄,云体呈蘑菇状;而图 9 中的云,其下部几乎被掏空了,云体呈雨伞状。

图 12 为在飞机离对流云很远的条件下所拍摄。照片中有几个云柱,最右侧的三个云柱,从右向左,越来越高,展示了云柱向上窜的过程。图片的中间部位另外还有一个云柱,已经在水平方向大大扩张了,并且在云顶附近初步显示出上大下小的砧状结构。



图 11 环境湿空气卷入对流云,对流云呈柱状穿越对流层中部上升

(拍摄于 2018 年 7 月 28 日 16 时上海至北京途中)

Fig. 11 Environmental humid air entrained into the cumulus, and the bottom part of the cloud totally reserved, making the cumulus appear as a column

(Photo was taken at the aircraft from Shanghai to Beijing at 16:00 BT 28 July 2018)

从飞机航拍照片上看,对流云突破对流层中部上升时的形态呈柱状是一个重要特征。呈柱状的对流云形态,说明被卷入的环境空气湿。对流层中部一旦饱和,云就可以像烟囱那样,向上一直窜到对流层顶,形成高耸的云塔。对流天气难预报,就难在这里:云塔形成的时间和地点难以掌握。所以未来气象卫星需要掌握时空分辨率更高的观测手段,观测对流层中部被加湿的细节过程。

2.6 发展起来积雨云的直立哑铃状结构

发展起来的巨大云塔,呈直立的哑铃状:上、下大,中间小。图 13 为 2016 年 7 月 23 日 17 时上海至北京的航班经过山东与河北交界处时拍摄,显示了一个孤立积雨云的侧视外观。图 14 是同时刻 FY-2G 的可见光图像,显示了位于山东和河北交界处吴桥、德州境内,这个孤立积雨云的俯视外观。从卫星云图(图 14)上看,积雨云呈圆形,直径约为 8~9 个可见光像元,根据这个地理位置上云图的水平分辨率估计,这个孤立积雨云的直径大概为 30~40 km。图 13a 是航空拍摄的积雨云侧视全景图,图 13b 是在飞机非常接近积雨云中心部位时拍摄的侧视局部图。图 13b 所示的积雨云中心部位的深厚云体,比图 13a 上云的顶部,以及卫星云图(图 14)上的云砧小得多。所以如果在卫星云图上看见了一块积雨云,我们可能只看见了云的顶部被水平铺开的地方。其中只有很少的地方存在如图 13b 所示的穿透整个对流层的对流核。



图 12 呈柱状穿越对流层中部上升的云体 (拍摄于 2018 年 5 月 24 日 13 时杭州至北京途中)

Fig. 12 Cumulus with column shape ascending through the middle part of troposphere

(Photo was taken at the aircraft from Hangzhou to Beijing at 13:00 BT 24 May 2018)

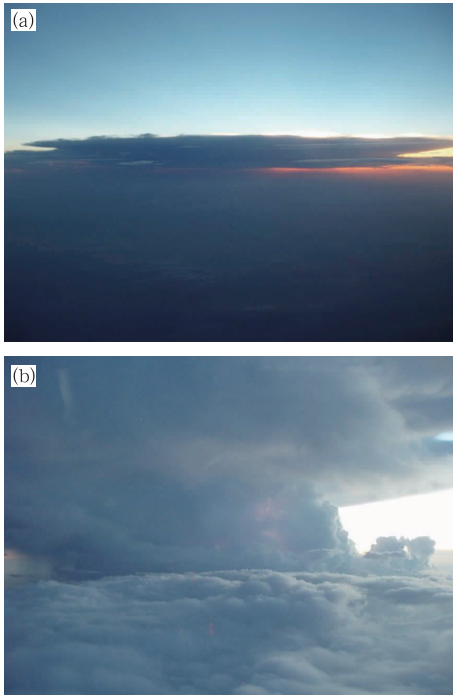


图 13 孤立积雨云的侧面外观全景图(a)和中心部位侧面外观局部图(b)

(拍摄于 2016 年 7 月 23 日 17 时上海至北京的航班经过河北、山东交界处的吴桥、德州途中)

Fig. 13 An whole side view (a) and a close local side view (b) for an isolated cumulonimbus

(Photo was taken at the aircraft from Shanghai to Beijing at 17:00 BT 23 July 2016, and the cumulonimbus was at Wuqiao and Dezhou along the border between Hebei and Shandong)

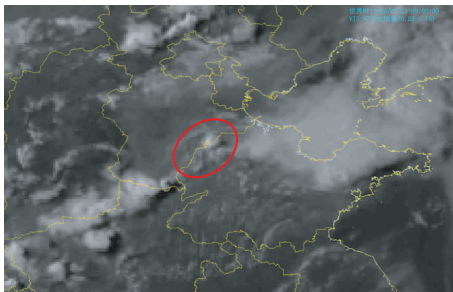


图 14 2016 年 7 月 23 日 17 时 FY-2G 华北地区可见光图像

(椭圆为河北与山东交界处位于吴桥、德州的孤立积雨云,即图 13 所示的云)

Fig. 14 Visible image of FY-2G meteorological satellite showing an isolate cumulonimbus (circle) at Wuqiao and Dezhou along the border between Hebei and Shandong at 17:00 BT 23 July 2016

2.7 云图动画上积雨云顶部的上冲云顶和波状外流

图 15a 是 2016 年 5 月 27 日 14 时高分四号卫星可见光通道图像动画。高分四号卫星水平分辨率为 50 m,观测时相为每 20 s 一幅图。其获取的云图是目前数据公开的静止气象卫星中,空间分辨率最高的。在云图的南侧,南海西北部有一个热带气旋。从图 15a 高分四号卫星的动画上可以看见强烈的上升气流冲入平流层底部,受逆温层的阻挡掉下来,形成若干个上冲云顶。在上冲云顶的四周,气流向外扩散铺展,形成伴有波纹状纹理的巨大云砧。如果在气象卫星动画上观测到有上冲云顶和剧烈向外扩张的波状外流云系,可以判断这个地方对流层内部有剧烈的上升运动,以及与其相伴的重要天气发生。在云图(图15a)的北侧,广东省有许多发展中的浓

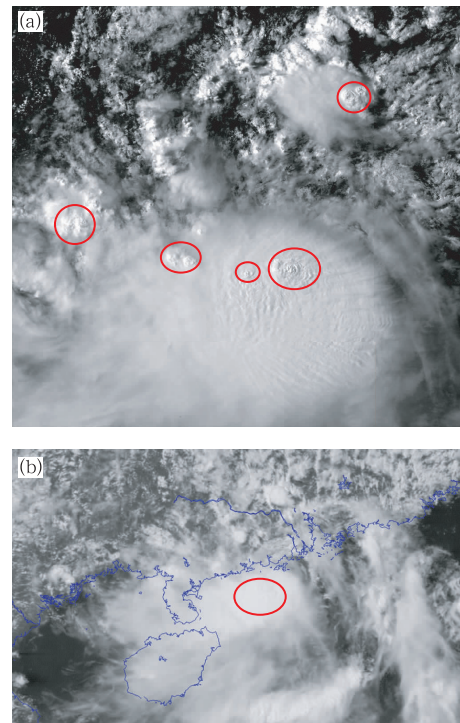


图 15 2016 年 5 月 27 日 14 时高分四号卫星可见光通道图像(a)和 FY-2G 可见光图像(b) (圆圈所示为上冲云顶和波状流云系,动画见 <http://qxqk.nmc.cn/html/2021/1/20210101.html>)

Fig. 15 Visible image animation of GF-4 satellite (a) and visible image of FY-2G meteorological satellite (b) at 14:00 BT 27 May 2016 (Circles in Fig. 15 show the over shooting cloud top and wake-like cloud system, animation was shown on the website: <http://qxqk.nmc.cn/html/2021/1/20210101.html>)

积云。它们处于不同的发展阶段。矮小的云居多数。有若干个发展得比较大一些。其中位于云图东北侧的那个浓积云,刚刚升到对流层上部,已经开始出现云砧。通过高分四号卫星的动画淋漓尽致地展示了大气中的对流活动。

作为对比,这里列举图 15b。图 15b 是与图 15a 同时间、同地点的 FY-2G 可见光图像。FY-2G 的时间、空间分辨率,对大气中对流活动观察的细致程度,远不及高分四号卫星。在图上,虽然也可以看见南海西北部热带气旋云团的云砧顶部,有起伏的纹理,但是它远不如图 15a 动画上表示出来的上冲云顶和波状外流那么直观、醒目。广州西北方的浓积云,在图 15b 上也不如图 15a 表现得清楚。预报员看了图 15b,对于当时对流活动的强度可能会估计不足,但是看了图 15a 一定会警觉。所以卫星遥感观测的时间、空间、光谱分辨率,必须高于观测目标物的时间、空间、光谱可变性。否则,遥感观测就很难监测到自然界里正在发生事件它们的外观、行为和性质。如果只观测天气尺度的天气系统,那么千米级的空间分辨率和 0.5 h 级的时间分辨率,大致可以满足要求;如果要观测中小尺度天气系统和对流,那么图 15a 表明,如高分四号卫星那样 50 m 空间分辨率和 20 s 频率的云图动画是更有用的观测手段。

2.8 深对流在大气中存在的必然性

如图 7 所示,太阳首先加热了地面,然后再把热量分配到大气中每一个角落。在热量重新分配过程中,辐射平衡、水的相变、云的夹卷、大气环流四种物理过程缺一不可,其中大气环流起着十分关键的调节作用,是不可或缺的因子。根据 Riehl and Malkus(1958)计算,大气中一定会有,而且也只有大约千分之一的地方存在深对流。在受到扰动的深对流区,大气被深对流中水汽的凝结直接加热。同时,这样的深对流激发了一个质量垂直环流圈。在这个质量垂直环流圈的补偿下沉区,大气被下沉压缩增温间接加热,直接加热和间接加热共同起作用,补偿了由于对流层内部辐射平衡的冷却。有深对流存在才能实现对流层里的热量平衡。

3 结 论

(1)大气是环绕地球非常薄的气层。天气现象

主要发生的对流层,对流层的垂直厚度平均只有约 11 km,因此大气中普遍盛行水平运动。但是大气中一定要有一些地方,存在深对流。

(2)云的外观表现,与太阳辐射对大气的加热过程、大气的运动,以及深入参与大气环流中的水汽的相变过程有关系。在平流层里,大气通过臭氧直接吸收太阳辐射能。从而在对流层顶形成一个逆温。这个逆温像天花板那样,挡住了所有上升中的云,使它们向周边扩散出去。于是对流活动被限制在对流层的内部。

(3)平流层里的臭氧可以直接吸收太阳入射的紫外波段的辐射。而到达对流层里的太阳紫外辐射已所剩无几,对流层大气基本上不直接吸收太阳入射辐射,而且其中气体成分,还以每天降温 2~3℃ 的速率,向外空发射长波辐射。一方面对流层大气通过长波辐射降温;另一方面,我们却并没有观测到对流层大气的温度在降低。那么对流层大气靠什么机制保持其温度呢?通过对流活动,其中水汽的相变深入地参与到对流过程之中。

(4)到达地球的太阳入射辐射,首先加热位于大气层下面的陆地和海洋,然后再通过被辐射、云和水汽相变共同驱动的垂直环流,加热对流层大气。太阳辐射在加热海洋的同时,把海水从海洋中蒸发出来。水汽进入大气后,随风飘荡,某些气块上升、膨胀、降温、饱和、凝结成云。

(5)积云在上升的过程中,遇到了对流层中部被长波辐射冷却而下沉所形成的干燥大气。受上升气流的夹卷,环境中周围的干空气从云泡的下部进入云体,云中的液态水被稀释蒸发。所以,对流层下部的低云是不容易发展起来的。

(6)来自海洋水汽的补充,使大气中的云有旺盛的生命力。虽然先前云泡中的云中液态水被稀释蒸发,云泡消散了,但是水汽仍然保留在大气中,加湿了周边的环境。在大量对流云泡的侵蚀下,某些地方的对流层中部大气终于饱和了。在对流层中部大气饱和地方,在夹卷过程中被卷入云体的,是饱和湿空气,于是云泡不再被稀释,可以一直向上冲到对流层顶,形成直展云。

(7)由于对流层中部干燥大气的普遍存在,这样的深对流活动是不容易发展起来的。它们只在非常少的地方发生,却是维持对流层内部热量平衡而必须存在的。在深对流活动发生的地点,凝结潜热释

放出来,加热了受扰动地区的对流层大气,同时驱动了一个垂直环流。在大气中其余未受扰动的地区,通过补偿的下沉运动压缩增温,加热未受扰动地区的大气,维持了对流层内部热量的平衡。

(8)把资料的外观表现与内在的物理过程联系起来,有助于预报员从每天所看到的大量资料中,抓住要点,提纲挈领,建立分析和预报思路。从本文的分析中可以看到,对流层中下部潮湿的环境,是深对流突然发生的重要条件之一。

(9)为了改善未来的天气预报,未来气象卫星的一个使命,就是要通过提高时空分辨率以观测大气的垂直结构,特别是湿度的垂直结构。

注:扫描下方二维码,可阅读文章电子版及文中所示动画。

Note: Scan the QR code below to read the HTML version and the animations.



参考文献

约翰·M.华莱士,彼得·V.霍布斯,2008.大气科学[M].何金海,王振会,银燕,等,译.北京:科学出版社:486. Wallace J M, Hobbs P V, 2008. Atmospheric Science[M]. He J H, Wang Z H, Yin Y, et al, trans. Beijing: Science Press: 486(in Chinese).

- Arakawa A, Schubert W H, 1974. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part I[J]. *J Atmos Sci*, 31(3): 674-701.
- Houze R A, 2014. *Cloud Dynamics*[M]. New York: Academic Press: 432.
- Kiehl J T, Trenberth K E, 1997. Earth's annual global mean energy budget[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 78(2): 197-208.
- Krueger A J, Minzner R A, 1976. A mid-latitude ozone model for the 1976 U. S. Standard Atmosphere[J]. *J Geophys Res*, 81(24): 4477-4481.
- Lilly D K, 1968. Models of cloud-topped mixed layers under a strong inversion[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 94(401): 292-309.
- Manabe S, Wetherald R T, 1967. Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity[J]. *J Atmos Sci*, 24(3): 241-259.
- NOAA, 1976. U. S. Standard Atmosphere, 1976[R]. Washington D. C. : NOAA.
- Randall D, 2015. *An Introduction to the Global Circulation of the Atmosphere*[M]. Princeton: Princeton University Press: 442.
- Riehl H, Malkus J S, 1958. On the heat balance in the equatorial trough zone[J]. *Geophysica*, 6(3/4): 503-538.
- Schuber W H, Ciesielski P E, C. Lu, Johnson R H, 1995. Dynamical adjustment of the trade wind inversion layer[J]. *J Atmos Sci*, 52(16): 2941-2952.