

专题评述

云中风和湍流的多普勒雷达探测

陶丽君

(中国科学院大气物理研究所)

一、发展概况

微波多普勒雷达可以用来测量各类降水云系中的风和湍流的场结构,这是其他一般探测方法难以做到的。

多普勒雷达接收的是回波的频移信息。频移的大小正比于降水粒子相对于雷达射束的径向速度。从分布杂乱和运动着的大气降水粒子反射回来的信息往往是展宽了的多普勒频移。通过适当的资料分析处理,可以从它得到降水中的气流和湍流等信息。这些观测资料不仅时间、空间的分辨率很高,而且具有时间和空间的连续性。大量探测表明,多普勒雷达已为有关的研究领域开辟了广阔的前景。

多普勒雷达用作降水区中气流探测工具是从五十年代末开始的。最早用的是连续波雷达,它没有距离分辨本领。随后是脉冲多普勒雷达,同时资料分析技术也迅速发展。二十多年来,根据其探测方法和探测能力,多普勒雷达的发展过程大致可以分为两个阶段。前十年以单部多普勒雷达探测为主要工作方式,它只能测量层状云降水中气流的垂直廓线或锋面云系中气流的垂直平面分布;后十年发展了多部多普勒雷达的联合作业,它能测量对流风暴内的三维气流场结构。

早期使用的多普勒雷达,用垂直射束方式工作,其测量结果只能导出垂直气流的垂直分布。为了利用单部多普勒雷达测量风,发展了两种主要的探测方法,即速度-方位显示(VAD)方法和距离-高度-速度(RHV)显示方法。随着计算机技术的迅速发展,多普勒雷达逐步与计算机组合成为一个完整的资料获取和处理系统,提高了多普勒雷达的探测能力和自动化水平,为实现多部多普勒雷达的联合作业提供了必要的条件。用多部多普勒雷达进行联合作业,能同时测定在它们共同的有效作用范围内的风暴的三维气流场和湍流结构。这样的探测对风暴研究的很多方面都是很有用而且很重要的。

目前在各种强风暴的外场试验中,例如,美国国家冰雹研究试验(NHRE),国际雷暴研究计划(TRIP)和强风暴和中尺度试验(SASEME)中,多部多普勒雷达的联合作业已成为综合探测项目的重要组成部分,并已为个例的综合分析取得了详细和比较完整的气流场资料。现在,美国正在进行联合多普勒业务计划(JDOP),这一重要试验的主要目的是为日常业务用的单部多普勒雷达方案设计提供依据。这种单部多普勒雷达应能满足天

气服务和航空气象的需要,因此,在国家天气雷达站网中用单部多普勒雷达更替陈旧的常规气象雷达这一任务的解决,有待于对这种单部多普勒雷达的工作能力作出准确的评定。

近十年来,在与微波多普勒雷达发展的同时,相继发展了多种新型的探测晴空风和湍流的多普勒雷达。利用灵敏的超高频(UHF)和甚高频(VHF)多普勒雷达已使自由大气风的日常遥测成为可行。利用高分辨率的调频连续波(FM-CW)多普勒雷达可以测量行星边界层内风和湍流的精细结构。把这类多普勒雷达系统和微波辐射计结合起来,发展成可以遥测风、温度和湿度的综合性业务遥感系统的时机已趋成熟。另外还有用来探测飓风海面风的合成孔径雷达,它的观测分辨率可以达到与光学设备探测分辨率相当的程度。从发展来看,它们必将在云物理、大气波、大气湍流和扩散、中尺度气象学、以及电磁波大气传输等研究方面发挥重要作用。

国外多普勒雷达的成功发展,特别是对降水灵敏的微波多普勒雷达在探测原理和应用方面所取得的显著成绩,引起了我国有关研究和业务工作者的很大重视,从这一实际情况出发,本文拟对降水中风和湍流的多普勒雷达探测方法和实际应用作一概要介绍并加以分析讨论。

二、探 测 方 法

从降水返回的多普勒频谱可以得到各种有用参数。为了从多普勒频谱分别导出风、垂直气流和湍流等信息,必须采用正确的观测和分析方法。本节将概略地介绍有关这方面的一些研究结果。

1. 风的探测 现有多普勒雷达测风的主要方法如下:

i. 速度-方位显示(VAD)方法^[1]。这是单部多普勒雷达测风时普遍使用的一种方法。在散射体运动的水平分布比较均匀和稳定的条件下,利用这种方法可以精确地测定几十公里水平范围内的平均风随高度的分布。进行时间序列的探测能得到降水中风的时间-高度剖面。由于用来记录多普勒谱的谱分析仪具有较高的分辨率,风速的测量精度能达 $0.25-0.5$ 米·秒⁻¹。雪暴中风垂直分布的实际观测结果^[2]表明,这样的探测对中尺度分析很有用。

ii. 距离-高度-速度(RHV)显示方式^[3]。若进入和离开风暴的主要气流位于通过雷达站的某一径向平面内,流场基本特点满足二维结构,这时进行低仰角扫描就可以取到风暴气流垂直剖面的详细结构。探测的垂直和水平分辨率约为数百米,足以分辨与陡冷锋头部低层强辐合相联系的强速度梯度。这种方法可以用于锋区横向环流和冷锋上线状辐合区的小尺度分析。

iii. 双多普勒雷达基线探测法。利用分置两处的两部多普勒雷达在低仰角上对同一降水区进行观测,就可以得到水平风的空间分布(通过基线的垂直面上除外)。如果散射粒子相对于空气的下落速度(或称下落末速)可以独立获得,那么结合连续方程,根据边界条件,不仅测风仰角不受限制,还能同时测定空气运动的三个分量。其测量精度与有关散射粒子下落末速各种假设的合理程度有关。Armijo (1969)^[4]从理论上详细地研究了这种方法的可行性。在实际探测中常采用共平面扫描法(COPLAN)^[5]。与锥面扫描方法相

比较,它可以降低对风场稳定性的时间要求,便于简化计算,并容易实现二维风场的实时处理。这一方法得到了普遍的应用^[6-10]。

iv. 三部多普勒雷达的联合观测^[11,12]。根据三部非共线多普勒雷达在同一时间内独立扫描获得的降水粒子运动的径向分量资料,可以在不必知道粒子下落末速的条件下得到水平风场。采用适当的加权滤波运算可以使测风精度提高到 $0.1-0.5$ 米·秒⁻¹,而且随高度几乎不变。多部多普勒雷达的联合探测不仅能精确测定风暴内的水平风场,在某些条件下,还能同时导出垂直气流的分布,因而对于流场结构比较复杂,变化比较迅速的强风暴探测,它能起到独特的重要作用。

由于目前仍采用机械扫描方式,雷达的完整扫描过程需要延续 2—3 分钟,在风暴气流的急剧变化阶段,气流场本身的变化往往可以成为风速计算的主要误差源。Lhermitte (1978) 对这一问题进行了专门的分析,如果能改用电扫描方式,将使多部雷达探测的时空一致性得到明显改善。多部多普勒雷达的另一个困难是大量资料的处理问题,目前虽然已能实现部分实时处理,但是还不能达到完整速度场的实时显示。这种实时显示对实现最佳探测是很重要的。

散射粒子在水平方向上随风漂移的假设在大多数情况下是正确的。然而像大雨滴、大雹块这样的散射目标对风的加速度还是具有惰性的,因此在解释强湍流区和大的风速梯度区的风场资料时需要对其惰性的影响有适当考虑。

2. 垂直气流的探测 测量垂直气流最简单的方法是应用垂直射束的多普勒雷达。它能直接测量降水粒子对地垂直速度 w 。如果降水粒子下落末速 V_f 可用独立方法得到,就可以进而导出空气的垂直速度 w 。解决这一问题的方法大致可归纳如下:

i. 利用预估的最小可探测粒子的下落末速和多普勒速度的下限值可导出 w ^[14,15]。对于下落末速相当稳定的雪花和冰晶,这一方法的应用效果较好。

ii. 在大雨情况下,根据大雨滴的稳定下落末速和多普勒速度谱的上限值求出 w ^[16]。应用这一方法时要求正确地断定被测云中没有冰雹存在,这是一个尚未完全解决的困难。

iii. 用 30 厘米波长的多普勒雷达观测时,在冰雹和降水粒子的平均下落末速 $\bar{V}_f$ 和多普勒速度均方差 σ_v 之间分别具有很好的线性关系^[16]。因此从平均多普勒速度扣除 $\bar{V}_f$ 即可得到 w 。这里仍然需要正确区别散射粒子的性质,是冰雹还是雨滴。

iv. 如果假设了滴谱的分布,就可以得到实测的雷达反射率因子 Z 和 $\bar{V}_f$ 之间的关系式,进而从平均多普勒速度谱导出 w 。Rogers (1964)^[17] 在计算 w 时假设滴谱呈指数律分布。Горелух 等 (1974)^[18] 指出, $\bar{V}_f-Z$ 关系式对滴谱形式的变化很灵敏,采用 Γ 雨滴谱可以使 w 的估计精度提高。有些作者^[19-21] 则通过试验测量对不同降水型分别得到了 $\bar{V}_f-Z$ 的经验关系式。它们的适当应用可以改进 w 的估算。从原理上分析,这种方法对单一的(纯降雨或纯冰雹)降水型和适中滴谱宽度的降水型能具有较好的使用效果。在冰和融化冰粒共存于雷达射束内的情况下,以及在滴谱太宽或太窄的情况下, w 的估算误差都比较大。

v. 采用双波长雷达同时测量降水在吸收波长 λ_2 上的衰减系数 k_{2d} 和在无吸收波长 λ_1 上的雷达反射率 η_{1d} , 在降水粒子平均下落末速 $\bar{V}_f$ 和 k_{2d}/η_{1d} 之间得到了很好的线性关系,对下雨和降雹,它们的相关成一条直线^[16]。因此,根据 $\bar{V}_f - k_{2d}/\eta_{1d}$ 关系可以

在不识别散射目标特性的情况下算出 w 。这一方法既不受散射粒子介电性质, 滴谱分布, 粒子形状和降水含水量的影响, 也不受云中湍流的影响。它对于各类降水, 以及在云体的各个部位和云的不同发展阶段都能适用, 可以为强风暴研究提供比较完整可靠的垂直气流场资料。对雷云的实际观测已表明^[22], 与其他方法相比较, 双波长方法在 w 的定量分析上能给出最合理的结果。

根据以上的分析可以指出, 前三种方法除适用雨型受到各自的局限以外, 都明显地受着湍流的影响。最后一种双波长方法由于不受降水特性和湍流的影响而具有广泛的适用性。在实际上, 则是第 iv 种方法用得更为普遍, 这是因为在多普勒雷达探测的同时就可以得到 Z 值, 而不必增加另外的设备。

应该指出, 垂直射束测量只有在风暴移经测站上空时才能进行。对于变化很快的对流云, 用时间-高度剖面来表示其瞬间垂直结构也不一定合适。用多部多普勒雷达联合探测可以得到整个风暴内的垂直气流场, 但在计算 w 时, 需要知道降水粒子下落末速或者应用连续方程。在一般情况下, 这样测定的垂直气流速度误差大约是 $3-4$ 米·秒⁻¹。多部多普勒雷达测定 w 的可靠性已由一次难得的飞机观测得到了初步的验证^[23]。

此外, 还可以应用机载多普勒雷达, 它机动性很强, 可以到达任何需要的地理区域, 并主动选择需要探测的风暴部位。但由于技术上的困难, 它的发展受到了一定的限制。机载多普勒雷达从风暴云顶垂直向下探测与地面多普勒雷达垂直向上探测相似, 可以得到散射粒子的对地垂直速度。Lhermitte (1971)^[23] 详细讨论过这一方法的可行性, Черников (1979) 等^[24] 已得到了机载多普勒雷达的初步探测结果。

3. 湍流的探测 在利用窄波束雷达探测时, 多普勒速度方差取决于雷达取样体内散射粒子下落末速分布、风切变和大气湍流。为了从中提取单独的湍流信息, 就要对各种因子的贡献进行分离, 这是一个较为困难的课题。尽管如此, 在某些限定条件下, 这一问题还是得到了解决。

i. 根据垂直探测资料计算降雪中的湍流能量。在垂直探测降雪时, 只要没有明显的对流, 气流的切变方差就可以忽略不计。从而根据 R -计测量的多普勒频谱的标准方差就可以得到尺度小于取样体尺度的湍流能量。在散射介质统计特征稳定的条件下, 根据频率计对平均多普勒频率的足够长时间的记录资料, 还可以得到尺度大于取样体尺度的湍流能量。把以上两种尺度的湍流能量相加就可以导出单位空气质量具有的湍流风径向分量的平均能量。对湍流风径向分量的方差记录作谱分析还可以得到湍流的功率谱密度。研究上述方法的作者^[25] 测得降雪中湍流速度均方差的分布在 $0.4-2$ 米·秒⁻¹ 之间, 其中大多数小于 1 米·秒⁻¹, 而湍流能量的四分之三集中于波长为 100 米的湍流范围以内。

此外, 利用垂直射束雷达测量的垂直速度的时间记录, 可以算出平均垂直速度的横向结构函数, 进而导出湍流能量耗散率。

ii. 根据低仰角扫描探测资料计算湍流能量。在低仰角扫描时, 散射粒子下落末速方差可以忽略不计, 风切变对多普勒速度方差的贡献可以从径向速度场结构算出, 这样就可以从实测的多普勒速度方差提取湍流信息。对于尺度位于惯性付区内的湍流, 由此还可以算出其能量耗散率 ϵ 。如果取中间仰角探测, 或者雷达取样体的尺度大于惯性付区的外尺度, 问题显然要复杂得多。

Frisch 等 (1976)^[27] 利用很多作者^[28-30] 对有关问题的理论研究成果, 对风暴中湍流能量耗散率场结构的实例分析表明, 用多普勒雷达探测降水中湍流场是可行的, 并有希望获得丰富的资料, 以说明整个风暴内湍流能量耗散率的时空变化, 推动相应的理论研究。

三、实际应用

多普勒雷达对各种尺度空气运动的场结构探测已得到广泛应用, 概括讨论如下:

1. 锋面气流结构的探测 多普勒雷达对锋面气流场的探测^[31,32] 揭示, 锋面横向环流呈比较简单的准二维定常流型。在与地面冷锋相随的风切变区, 空气从气旋区边界层急剧升起, 上升气柱宽度不大。与这一小范围强上升气流相联系存在着一个较强的对流尺度的下沉气流区。在地面冷锋之后, 在冷锋上空有一个范围较大的弱上升气流区。这样的观测结果对建立中尺度降水模式和研究中尺度锋面动力学是很重要的。

2. 对流风暴流场的探测 研究对流风暴内三维速度场是多普勒雷达气象应用的一个重要方面。尽管有飞机和常规气象雷达这样的探测手段, 还有理论研究和数值模式, 但它们都只能了解或推测到风暴环流的一般特征。只有多普勒雷达对各种类型和不同强度风暴进行大量近乎连续的时空探测才能充分揭示风暴流场的结构和变化特征, 以便对风暴流场作出确切全面的归纳。很多观测^[33-37] 已为研究风暴内环型流场的时空特征, 降水粒子的循环过程、雹胚的形成和增长以及雷暴中的起电过程提供了非常有用的资料。通过同时观测在风暴环境中撒播的金属箔条, 还可以对风暴内气流和环境气流之间相互作用的重要问题进行研究。

3. 龙卷风暴气流的探测和警报的发布 脉冲多普勒雷达对龙卷风速已成功地进行系统性探测。利用高重复频率脉冲多普勒雷达已能测量中尺度气旋的完整多普勒速度谱(速度范围为 ± 92 米·秒⁻¹)。多普勒雷达探测揭示了龙卷流场的主要特征, 由此可以识别龙卷和发布警报。预报龙卷到达地面的时刻, 平均时效约为 20 分钟。多普勒雷达对龙卷的正确定位可以使警报范围大大缩小, 误报率显著降低。有关研究成果分别得到了报导^[38-41]。

4. 湍流场的探测 云中湍流, 特别是风暴内的湍流, 这是一个很难解决的课题。缺乏观测资料就是认识和研究这一问题的主要困难。在这种情况下, 多普勒雷达能遥测整个风暴内湍流能量耗散率 ϵ 的分布将具有更大的意义。实例观测^[27] 表明, 在风暴的不同部位, ϵ 值的变化很大, 从非湍流区到上升气流和下沉气流的过渡区其值可变化两个量级。

5. 推导大气参量的探讨^[42,43] 根据对流系统中空气热力特性与运动特性的密切关系, 对于从三维流场的细致结构推导气压、温度和密度等参量问题进行了初步探讨。把动量方程和连续方程相结合, 导出了计算浮力的方程组, 它们完全由三维流场资料所确定。这一结果为进一步推导气压、温度和密度解决了一个关键。尽管反演各参量时还有很多问题需要进一步探讨, 但是初步的研究已展示了一定的可能性。

四、结 语

微波脉冲多普勒雷达探测云中空气运动的方法和多方面的应用已取得非常重要的进展。风的探测方法比较成熟,测量精度达 $0.1-0.5$ 米·秒⁻¹。根据精确的风场资料可以导出气流的散度、涡度和畸变场等各种重要的动力特性。垂直气流的测量精度主要取决于所用假设的恰当程度。如果采用的 $\bar{V}_r$ 和降水回波特征量之间的关系式对各类降水是普遍适用的,或者对不同类型降水分别采用适当的 $\bar{V}_r-Z$ 关系式,就可以得到可靠的垂直气流测量。云中湍流的探测虽然只限于某些情况,但是已经取得的风暴内 ε 值的量级是可靠的,它们的分布与垂直气流的分布相比较是合理的。由此可见,微波脉冲多普勒雷达对云中运动场的探测是一种颇有前途的主动式遥感探测技术,它们必将在探测强对流风暴方面发挥越来越大的作用。

使用脉冲多普勒雷达时,距离分辨 ΔR 受相干发射脉宽 τ 所限制。在一般情况下,它比光学探测的分辨率大两个量级。同时最大非模糊探测距离 $R_{\max}$ 和最大非模糊探测速度 $V_{\max}$ 互相制约,它们的乘积等于 $c\lambda/8$ (这里 c 是光速, λ 是雷达波长)。由于探测距离和速度测量范围不能同时兼顾,观测资料的完整性和探测机会受到限制,这种限制对 τ 带雷达更加严重。最近的研究已为克服这些问题取得了某些进展^[6,43]。应该指出,继续深入对这种雷达的功能和潜力进行研究,继续进行大量的探测,积累资料,改进探测方法,对近代云物理和降水系统中小尺度的重大理论问题和很多实际问题的解决是很重要的。

为了有效地弄清暴雨、冰雹、雷电和湍流等复杂大气过程,在利用多普勒雷达探测时一定要注意各种探测工具的综合应用。力求做到最佳配置。这样不仅可以获得更多更全面的信息,而且可以使获得的信息发挥最大的作用。例如,把微波多普勒雷达,灵敏 UHF 多普勒雷达和 FM-CW 多普勒雷达联合起来探测,不仅可以研究对流前期行星边界层的流场,还能对对流风暴内外流场进行综合研究。

多普勒雷达探测到的降水粒子运动信息十分丰富,实现实时处理的运算速率要超过每秒一百万次。随着数据的高速处理,高速地输出大量数据结果,它们必须得到储存和进一步的加工。只有这样,多普勒雷达探测的信息才能获得最充分的应用。所以多普勒雷达设备必须是一个完整的资料获取和处理系统。

参 考 文 献

- [1] Lhermitte, R. M. et al., Proc. Ninth Wea. Radar Conf., p. 218, 1961.
- [2] Lhermitte, R. M., Proc. Twelfth Wea. Radar Conf., p. 117, 1966.
- [3] Harrold, T. W., et al., Meteor. Mag., 96, p. 367, 1967.
- [4] Armijo, L., J. Atmos. Sci., 26(3), p. 570, 1969.
- [5] Lhermitte, R. M., Preprints, 14th Radar Meteor. Conf., p. 133, 1970.
- [6] Lhermitte, R. M., 出处同上, p. 139, 1970.
- [7] Frisch, A. S. et al., Geophys. Res. Lett., 1, p. 86, 1974.
- [8] Kropfli, R. A. et al., Preprints, Conf. on Cloud Physics, p. 277, 1974.
- [9] Miller, L. J. et al., 出处同上, p. 321, 1974.
- [10] Miller, L. J. et al., Remote Sensing of Environ., 3, p. 219, 1974.
- [11] Bohne, A. R. et al., 17th Conf. on Radar Meteor. p. 7, 1976.

- [12] Doviak, R. J. et al., *J. Appl. Meteor.*, **15**, p. 868, 1976.
- [13] Lhermitte, R. M., 18th Radar Meteor. Conf., p. 245, 1978.
- [14] Battan, L. J., *J. Appl. Meteor.*, **3**, p. 415, 1964.
- [15] Battan, L. J. et al., *J. Atmos. Sci.*, **23**, p. 78, 1966.
- [16] Абусаев, М. Т., *Др., Труды ВГИ*, **31**, с. 41, 1976.
- [17] Rogers, B. R., Proc. Eleventh Wea. Radar Conf., p. 158, 1964.
- [18] Горелых, А. Г. и др., *Изв. АН СССР, Физика Атмосф. и Океана*, т. 10, № 7, с. 742, 1974.
- [19] Atlas, D. et al., *Rev. of Geophys. and Space Physics*, **11**, p. 1, 1973.
- [20] Dyer, R. M., Preprints, 16th Radar Meteor. Conf., p. 61, 1976.
- [21] Joss, J. et al., 出处同[5], p. 153, 1970.
- [22] Абусаев, М. Т., и др., *Труды ВГИ*, вып. 42, с. 74, 1979.
- [23] Lhermitte, R. M., *J. Appl. Meteor.*, **10**, p. 234, 1971.
- [24] Черников, А. А., *Труды ЦАО*, вып. 13, с. 14, 1979.
- [25] Kelly, T. J. et al., 出处同[13], p. 219, 1978.
- [26] Rogers, B. R. et al., *J. Appl. Meteor.*, **3**, p. 603, 1964.
- [27] Frisch, A. S. et al., *J. Appl. Meteor.*, **15**, p. 1012, 1976.
- [28] Sirmans, D. et al., NOAA TM ERL, NSSL-64, 30pp, 1973.
- [29] Sloss, P. W. et al., *J. Atmos. Sci.*, **25**, p. 1080, 1968.
- [30] Frisch, A. S. et al., *J. Atmos. Sci.*, **31**, p. 1622, 1974.
- [31] Browning, K. A., *Weather*, **26**, p. 320, 1971.
- [32] Matejka, T. J. et al., 出处同[13], p. 17, 1978.
- [33] Kropfli, R. A. et al., *J. Atmos. Sci.*, **33**, p. 520, 1976.
- [34] Dye, E. et al., Conf. on Cloud Physics and Atmos. Electricity, p. 528, 1978.
- [35] Frisch, A. S. et al., 出处同[11], p. 228, 1976.
- [36] Miller, L. J., 10th Conf. on Severe Local Storms, p. 110, 1977.
- [37] Lhermitte, R. M. et al., 出处同[13], p. 238, 1978.
- [38] Gillespie, Jr. E. S. et al., 出处同[13], p. 197, 1978.
- [39] Ray, P. S. et al., *Weatherwise*, **32**(2), p. 68, 1979.
- [40] Ray, P. S. et al., *J. Appl. Meteor.*, **14**(8), p. 1521, 1975.
- [41] Burgess, D. W. et al., *Weatherwise*, **32**(2), p. 72, 1979.
- [42] Leise, J. A., 出处同[13], p. 94, 1978.
- [43] Tzvi Gal-Chen, 出处同[13], p. 104, 1978.
- [44] Campbell, W. C. et al., 出处同[11], p. 42—44, 1976.
- [45] Rottger, J. et al., *American Geophys. Union, EOS: Transaction*, **59**(12):1089, 1978.