

李军霞,李培仁,晋立军,等.地基微波辐射计在遥测大气水汽特征及降水分析中的应用[J].干旱气象,2017,35(5):767-775, [LI Junxia, LI Peiren, JIN Lijun, et al. Remote Sensing of Precipitable Water Vapor Features and Application in Precipitation Analysis by Using Ground-based Microwave Radiometer[J]. Journal of Arid Meteorology, 2017, 35(5):767-775], DOI:10.11755/j.issn.1006-7639(2017)-05-0767

地基微波辐射计在遥测大气水汽特征 及降水分析中的应用

李军霞^{1,3},李培仁¹,晋立军²,李义宇^{1,3},郑煜³,刘志宏⁴

(1. 山西省人工降雨防雹办公室,山西 太原 030032;2. 山西省气象局,山西 太原 030032;
3. 山西省气象灾害防御技术中心,山西 太原 030032;4. 太原小店区气象局,山西 太原 030032)

摘要:利用山西太原的地基多通道微波辐射计资料,结合探空和自动站降水数据,研究不同天气背景下大气水汽总量(V)、积分液态水含量(L)和水汽密度(VD)的分布特征和演变规律,并探讨微波辐射计资料在降水分析中的应用。结果显示:1—6月 V 、 L 呈增大趋势,非降水日 V 、 L 相对较小,降水日, V 和 L 明显增大; VD 垂直廓线特征显示,1—6月 VD 均呈逐渐增大趋势,最大值出现在距地面500 m高度以内,降水日 VD 值明显大于非降水日,且 VD 随高度升高有减小趋势,降水天气背景下水汽主要在1~2 km高度范围内增大积聚,且高值区厚度较大; V 的日变化曲线呈现2个峰值,分别出现在早晨(06—08时,北京时,下同)和夜间(22—23时),谷值一般出现在午后(12—16时);初夏季节降水前1 h, V 、 L 通常会有明显增大,一般 $V > 10$ mm, $L > 0.3$ mm, V 、 L 的平均跃增量分别为7 mm和0.6 mm, V 、 L 的迅速增大预示着测站上空水汽的迅速聚集,可作为降水可能发生的指示因子。

关键词:大气水汽总量;液态水含量;水汽密度;微波辐射计;山西

文章编号:1006-7639(2017)05-0767-09 DOI:10.11755/j.issn.1006-7639(2017)-05-0767

中图分类号:P426

文献标志码:A

引言

水汽作为大气中最为活跃的要害之一,在各种时空尺度的天气过程中扮演着重要角色,在气候、环境、水循环特别是空中云水资源开发利用中有非常重要的作用。大气水分对地球辐射能量收支平衡有重要影响,充足的大气水分是云的形成、降水发生以及人工影响天气的必要条件。有效利用各种遥感手段对大气水汽进行监测研究,结合不同地区天气气候背景、地形地貌等条件,可深入分析和认知该地区大气中汽态、液态水的分布及其演变与对应天气系统之间的关系。在众多的大气遥感监测手段中,地基微波辐射计受云、雨、雾影响小,穿透能力较强,可以同时测得单位底面积垂直大气柱中水汽和云液态水总量,具有可连续、客观、定量监测的优势,并且微波辐射计具有时间上的极高分辨率、高探测精度、可无人值守、全天候和全天时工作,因此成为遥感大气

水汽总量和云液态水总量的有力工具,被广泛应用于各个领域。早在20世纪80年代初,国外的一些学者将地基微波遥感技术应用于云雾物理研究中,对微波辐射计测量液态水精度进行了研究,确认了其可行性,为测量大气中的汽态及液态水的连续分布开辟了新的途径^[1-2]。1980年代以来,国内众多学者开展了对微波辐射计资料可靠性的验证研究^[3-6],并且将微波辐射计资料应用于降水研究及人工影响天气工作中,取得了很多研究成果^[7-15]。徐桂荣等^[5-6]讨论了3种水汽测量技术(地基微波辐射计、GPS无线电探空和气象学GPS/MET)的观测数据,分析了三者之间的相关性、差异及原因,为微波辐射计数据订正和质量控制提供了参考;1990年以后,基于微波辐射计等遥感手段,段英等^[8]、刘红燕等^[9]、魏重等^[10]、雷恒池等^[11]、黄建平^[12]、张文刚等^[13]、苗运玲等^[14]分别在河北、北京、陕西、甘肃、湖北、新疆等许多地区开展了观测,得到不同

收稿日期:2017-03-06;改回日期:2017-06-13

基金项目:国家自然科学基金(41605109)及公益性行业(气象)科研专项(GYHY201306065)共同资助

作者简介:李军霞(1977—),女,高级工程师,博士,主要从事大气物理学与大气环境、云降水物理等研究. E-mail:ljx22258@126.com。

地区不同天气背景下大气水汽含量、大气可降水量的时空分布及变化特征,指出自然云系中垂直液态水含量值的大小与季节及其对应的天气条件关系密切;敖雪等^[15]利用湖北的地基微波辐射计数据详细分析了降水前1 h大气水汽含量、云液态水含量的分布和演变与降水的关系,发现降雨开始前云中水汽含量和云液水含量均有跃增现象。以上研究成果为本实验的开展以及数据分析等提供了重要的理论基础和应用参考。

山西省地处我国华北西部的黄土高原地带,属温带大陆性季风气候区,气候干燥,年降水量在500~600 mm,降水季节分配不均,是全国水资源贫乏省份之一,空中云水资源是这一地区水资源可持续利用的重要来源,因此开展大气水汽特征观测及应用研究不仅具有重要的科学价值,而且具有重要的应用前景。截至目前,针对山西地区大气水汽特征的观测研究及报道还很少。本文利用位于山西太原的地基微波辐射计观测资料,在充分验证其资料可靠性的基础上,结合探空和地面降水等观测资料,深入分析大气中水汽总含量、云中积分液态水含量、水汽密度的空间分布及其演变,并探讨这些物理量与对应天气特征以及降水之间的关系。

1 观测实验简介

1.1 观测地点

观测实验中,微波辐射计安装在位于太原市小店区山西省人工降雨防雹办公室基地指挥中心楼顶(112.55°E,37.867°N,海拔778 m),距地面高度约20 m。观测点周围为楼层较低的居民住宅区和生活超市等设施,无电磁辐射影响,观测环境较好。

1.2 资料来源及物理量选取

1.2.1 资料来源

2016年1—6月,采用中国电子科技集团公司第22研究所的QFW-6000型地基微波辐射计,在山西省太原市针对大气水汽特征开展观测,观测方式为垂直向上天顶观测。该型微波辐射计采用并行16通道设计,其中K频段(22.2 GHz为中心)水汽吸收线附近,测量反演大气水汽廓线和水汽总含量,Ka频段(31~35 GHz)水汽吸收线附近,测量反演云中液态水含量,V频段(51~59 GHz)氧气吸收带,测量反演温度廓线。通过对大气微波辐射的遥感测量,反演获得0~10 km范围内对流层大气温度、湿度廓线、大气积分水汽量、积分云含水量、水汽密度等信息。

微波辐射计的性能指标为:最小积分时间 ≤ 1 s;

最低采样速率 ≤ 10 s;亮温测量误差 ± 1 K;亮温测量范围0~500 K;温度廓线均方根误差 ≤ 1.0 K;湿度廓线均方根误差 $\leq 10\%$;水汽密度廓线均方根误差 ≤ 0.8 g·m⁻³;0~2 000 m高度垂直分辨率为100 m,2 000~10 000 m高度垂直分辨率为250 m;大气柱积分水汽含量反演误差(IWV) ≤ 5 mm(RMS);大气柱积分云水含水量反演误差(LWP) ≤ 0.05 mm(RMS)。

探空数据来源于山西太原探空站2016年1—6月L波段探空雷达监测秒数据。气象资料包括地面温、压、湿、风、降水等来源于山西太原小店气象局自动站。

1.2.2 物理量选取

所选取的主要物理量包括:大气水汽总含量(也称为可降水量,precipitable water vapor,简称PWV或V),是衡量大气中水汽含量的重要物理量,指某一时刻假设单位平方米大气柱中的水汽凝结为液态水并以降水的形式落在地面的液态水厚度,单位为mm;云液态水含量(也称为积分液态水含量或液态水路径,liquid water path,简称LWP或L),指云中液态水密度在垂直方向上的积分总量,单位为mm;V和L是表征大气水分的2个物理量,其分布及演变与对应天气系统密切相关。水汽密度(vapor density,简称VD)表示单位体积湿空气中含有的水汽质量,也称绝对湿度,单位:g·m⁻³。

2 结果分析

2.1 微波辐射计与探空数据对比

首先选取2016年1月14日20:00至2月28日20:00共91次的探空数据与对应时段微波辐射计实测数据进行对比分析。针对2个探测仪器均可获取到的气象参数如温度、相对湿度以及水汽密度3个特征参数开展对比,计算并统计两者的均方根误差。结果显示,微波辐射计和探空的温度廓线具有很好的相关性,相关系数为0.99,均方根误差平均值为0.94℃;微波辐射计和探空相对湿度廓线呈正相关,相关系数为0.60~0.96,均方根误差平均值为7.6%,总体上微波辐射计的相对湿度大于无线电探空结果;微波辐射计的水汽密度廓线和探空结果也具有很好的正相关性,相关系数为0.96,两者均方根误差平均值为0.09 g·m⁻³(图略)。对于微波辐射计的反演廓线与探空结果之间存在的系统偏差,其可能原因如下:(1)采样方法的差异。由于探空的采样时间多超过30 min,而微波辐射计的采样时间小于1 min。在进行数据对比时,是将探空采样

时间内的微波辐射计反演结果求平均后与探空廓线做比较,这样的处理方法会带来一些系统偏差。(2)微波辐射计反演算法的系统误差。微波辐射计是利用观测的亮温通过神经网络模型来反演大气温度、水汽及湿度等信息;而探空不直接获取水汽密度信息,是通过温度和相对湿度计算得出,这些数据处理过程中都会产生一些系统偏差。(3)微波辐射计观测地点与太原探空站直线距离大约 13 km,观测地点和观测方式的不同也会产生两者之间的系统偏差。

2.2 大气水汽时间变化及垂直分布特征

2.2.1 大气水汽总量及液态水含量的逐月分布特征

将 2016 年 1—6 月微波辐射计观测资料按照非降水日和降水日 2 种天气背景进行分类,对大气水汽总量(V)和积分液态水含量(L)特征进行统计分析,表 1 列出 2016 年 1—6 月降水日和非降水日 V 和 L 的逐月平均值。可以看出,1—6 月非降水日 V 和 L 平均值分别为 1.28 和 0.01 mm、1.79 和

0.02 mm、2.68 和 0.03 mm、4.59 和 0.06 mm、6.65 和 0.06 mm、14.7 和 0.06 mm;降水天气背景下, V 、 L 平均值都有明显增大, V 值均为非降水日的 2 倍以上, L 值比非降水日高一个量级;非降水日 V 、 L 相对较小,一般 $V < 10$ mm, $L < 0.1$ mm;降水日一般 $V > 10$ mm, $L > 0.1$ mm。

图 1 为 1—6 月大气水汽总量(V)及云液态水含量(L)的月变化特征。可以看出,在非降水或者降水天气背景下,1—6 月 V 均呈逐渐增大趋势。非降水日, L 在 1—4 月时段逐渐增大,5—6 月基本变化不大,说明非降水天气背景下 5、6 月中液态水含量相当;降水日, L 基本呈现增大趋势,其与云天日数及云的类型关系密切,云天日数越多, L 平均值相对较高。因此,1—6 月,太原地区大气中的水汽含量是逐渐增加的,特别是 6 月,大气水汽含量有明显跃增,这与 6 月以来降水日以及降水量的明显增多密切相关。

表 1 降水日与非降水日的 V 和 L 统计特征

Tab.1 Statistical characteristics of V and L under non-rainy and rainy weather conditions

月份	V/mm				L/mm			
	非降水日		降水日		非降水日		降水日	
	平均值	标准差	平均值	标准差	平均值	标准差	平均值	标准差
1	1.28	0.91	ND	ND	0.01	0.03	ND	ND
2	1.79	0.77	5.20	6.44	0.02	0.01	0.10	0.27
3	2.68	1.62	16.78	14.34	0.03	0.02	0.54	0.91
4	4.95	2.97	12.20	8.95	0.06	0.07	0.36	0.90
5	6.65	2.41	15.35	9.90	0.06	0.05	0.41	0.65
6	14.70	3.02	21.70	7.20	0.06	0.07	0.57	1.35

注:ND 表示无数据

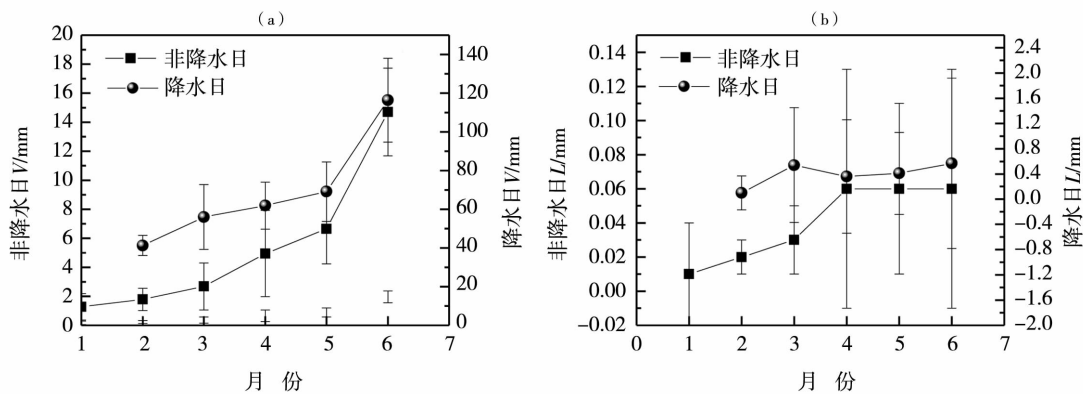


图 1 非降水与降水天气条件下 V (a) 和 L (b) 平均值的月变化

Fig.1 Monthly variation of V (a) and L (b) mean values under non-rainy and rainy weather conditions

2.2.2 水汽密度垂直廓线的逐月分布特征

图2为1—6月大气水汽密度(VD)在非降水和降水天气背景下的平均值垂直廓线,表2为逐月VD垂直分布统计数据。可以看出,1—6月无论非降水或者降水天气背景,VD值都呈逐渐增大趋势。例如,非降水条件下,1—6月VD最大值从 $0.73 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 增大至 $8.50 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$,VD平均值从 $0.27 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 增大至 $3.29 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$,最大值出现的高度在450 m以内;降水日,VD值均比非降水日明显增大,1—6月VD最大值从 $1.79 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 增大至 $11.58 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$,VD平均值从 $0.63 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 增大至 $4.21 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$,最大值出现的高度在500 m以内。VD的标准差较大

反映了该物理量在垂直方向的离散度较大。从垂直廓线看,非降水天气背景下,VD随高度升高递减,且在低空递减速度较快,高空递减速度较慢,这是因为高空中VD值较小,且高空对流活动较弱。降水天气背景下,2、3月的VD值在500~2 000 m高度有一个随高度明显增加的趋势,1月、4月VD值在500~2 000 m高度基本维持高值,随高度变化不明显,5月和6月VD大值区基本都在2 000 m高度以下。综合VD的垂直廓线特征可以看出,降水天气背景下水汽主要在1~2 km高度增大积聚,且VD大值层厚度较大,这对于降水的预报及人工影响天气工作有一定的指示作用。

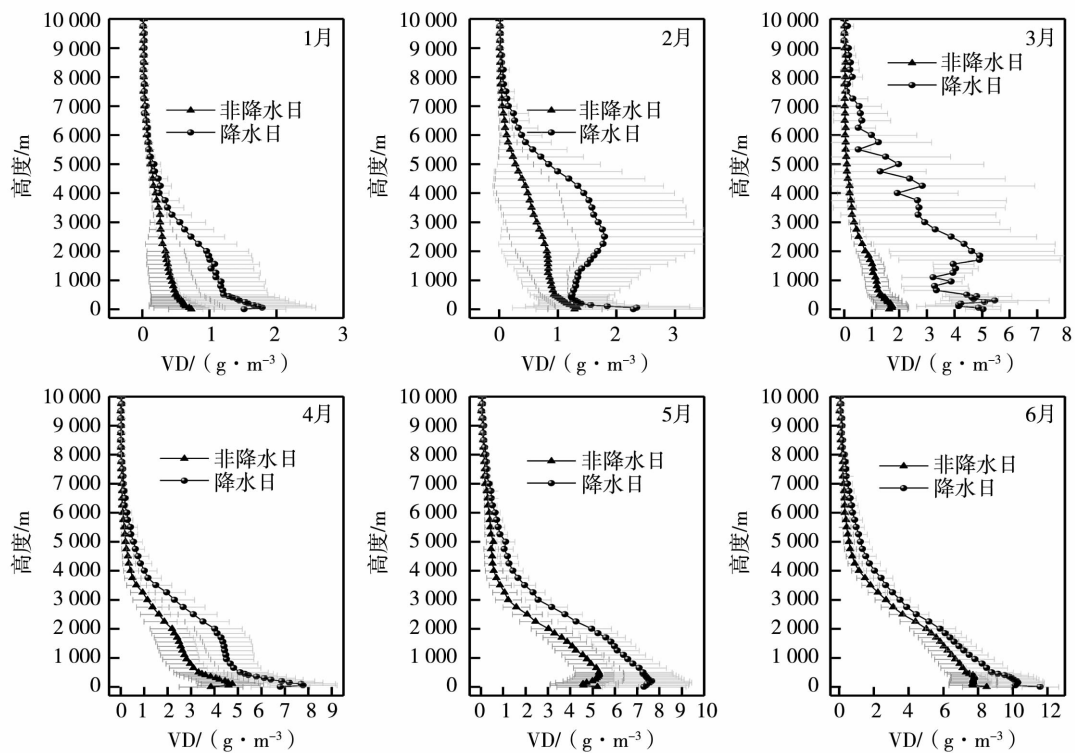


图2 非降水与降水天气条件下VD的垂直廓线月分布

Fig.2 Monthly vertical profiles of VD under non-rainy and rainy weather conditions

表2 降水日与非降水日的VD垂直分布统计特征

Tab.2 Statistical characteristics of VD vertical distribution under non-rainy and rainy weather conditions

月份	非降水日				降水日			
	最大值/ ($\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$)	平均值/ ($\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$)	标准差	最大值所在 高度/m	最大值/ ($\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$)	平均值/ ($\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$)	标准差	最大值所在 高度/m
1	0.73	0.27	0.22	0	1.79	0.63	0.60	50
2	1.34	0.54	0.44	50	2.35	1.00	0.69	50
3	1.74	0.60	0.63	100	5.46	2.51	1.86	300
4	4.76	1.54	1.64	100	7.79	2.59	2.58	50
5	5.30	2.14	2.12	450	7.65	3.30	3.02	200
6	8.50	3.29	3.20	0	11.58	4.21	3.90	0

2.2.3 大气水汽总量的日变化特征

图3为1—6月大气水汽总量的日变化特征,图中白色圆点表示平均值,方框中的横线表示中值,方框的上下边界表示25%和75%值,垂直竖线表示5%和95%值。可以看出,1—6月大气水汽含量日变化特征基本一致,早晨日出时段(06:00—08:00)和夜间(22:00—23:00), V 分别出现一天中的2个峰值,谷值一般出现在12:00—16:00之间,16:00之后至凌晨, V 呈逐渐增大趋势。夜间,由于地表长波辐射比较大,容易形成逆温层,这会使近地层的水汽不易向上输送,在逆温层下汇集,因此在日出之前出现大气水汽含量的峰值。上午随

着太阳上升,地面气温升高,混合层厚度增加,特别是12:00以后的2~3h内,太阳辐射最强,近地层对流加强,水汽不仅仅局限于逆温层下,可以向更高的地方输送,云也随之消散,在中午形成 V 的低谷。傍晚之后,由于一天太阳照射,地面温度较高,空气温热,而此时太阳已经落山,空气由干燥的闷热变成湿热,使得整个大气柱中的水汽含量逐渐上升,22:00左右达到一日之内的第2个峰值。图3中垂直竖线可以反映出数据集的离散程度,衡量数据的变化幅度。从各月日变化曲线来看, V 值数据的离散度在峰值处最大,在谷值处最小。

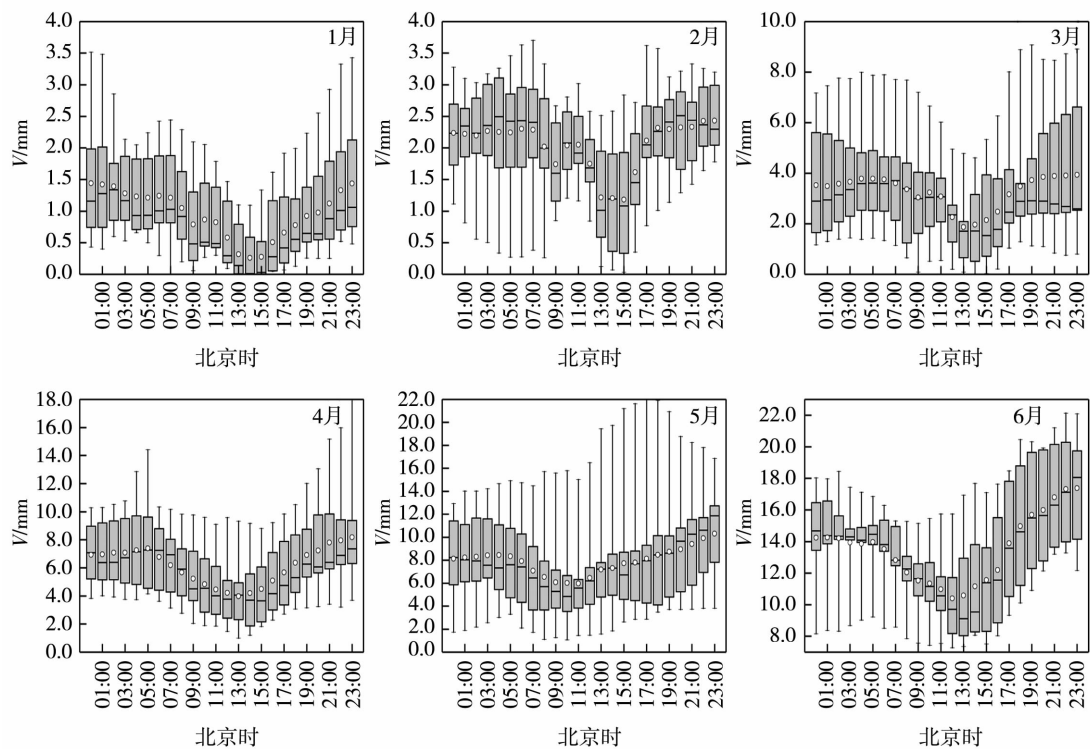


图3 2016年1—6月大气水汽总量的日变化特征

Fig. 3 Diurnal variation of the total precipitable water vapor content from January to June in 2016

2.2.4 大气中水汽总量、液态水含量与降水之间的关系

利用微波辐射计观测的大气中水汽总量、积分液态水含量资料,结合地面自动站降水观测数据,对降雨前后大气水汽总量、积分液态水含量的演变特征进行分析。选取2016年5—6月的降水天气过程共13个,统计分析不同降水强度天气发生前3h、1h以及降雨结束后1h、3h大气水汽含量和积分液态水含量的变化特征,探寻大气水汽含量和积分液态水含量对降水发生的指示作用。天气情况采用24h降水量来划分,24h降水量为0.1~9.9mm的降水称为

小雨,10.0~24.9mm为中雨,25.0~49.9mm对应为大雨。在所选择的降水个例中,大部分为阵雨或者小雨天气,2次中雨,无大雨个例。表3列出2016年5—6月降雨过程前3h及降雨和影响期后3h所探测到的 V 和 L 的平均值,计算降雨前1h相对于降雨前3h V 、 L 的变化率,即 $f_V = (V_{\text{降雨前1h}} - V_{\text{降雨前3h}}) / V_{\text{降雨前3h}}$, $f_L = (L_{\text{降雨前1h}} - L_{\text{降雨前3h}}) / L_{\text{降雨前3h}}$,探寻降雨前后 V 、 L 的变化特征。

由表3可知,13次降雨过程平均降雨量为5.5mm,降雨前3h V 平均值为15.9mm,随着降雨过程的临近, V 明显增大,降雨前1h V 的平均值为

22.6 mm, 降雨前 1 h 相对前 3 h V 的变率 f_V 平均值为 0.49; 同样, 降雨前 L 的变化也比较明显, 降雨前 3 h L 平均值为 0.13 mm, 降雨前 1 h L 的平均值为 0.79 mm, 降雨前 1 h 相对降雨前 3 h L 的变率 f_L 平均值为 5.76。降水开始前 3 h 内, L 变化大于 V 的变化, f_L 远远大于 f_V , 说明积分液态水含量在降水开始前变化更为明显。所选天气过程中, 5 月 13—14 日和 6 月 23 日为 2 次中雨过程, 可以看到降水开始前 1 h, V 和 L 增大非常明显, 5 月 13—14 日的降水过程中, 降雨开始前 1 h, V 达到 39.4 mm, L 达到 2.96 mm, f_V 为 2.46, f_L 为 16.4; 6 月 23 日的降水

过程中, 降雨开始前 1 h, V 为 31.2 mm, L 达到 1.4 mm, f_V 为 0.39, f_L 为 6.78。所有降水个例中, 在降雨结束后 1 h, V 和 L 平均值分别为 16.0 mm 和 0.11 mm, 降雨结束后 3 h, V 和 L 平均值分别为 14.4 mm 和 0.06 mm, 均低于降雨前 3 h V 和 L 的背景值, 说明降雨结束 1 h 及顺延 3 h 后, V 和 L 都明显减小, 并且降雨结束后, 积分液态水含量 L 的变化较 V 的变化更大。降水过程中, 云中液态水形成雨滴降落至地面, 导致空中液水含量以及大气水汽含量在降水结束后会明显减少, 反映在降水结束后 V 、 L 的迅速减小。

表 3 降雨过程前后 V 和 L 的变化特征Tab. 3 Variation characteristics of V and L before and after rainfall processes

日期	降雨前 3 h		降雨前 1 h		降雨前 1 h		降雨后 1 h		降雨后 3 h		24 h 雨量/mm	天气实况
	V /mm	L /mm	V /mm	L /mm	f_V	f_L	V /mm	L /mm	V /mm	L /mm		
5-09	11.7	0.10	12.1	0.23	0.03	1.3	13.1	0.05	14.0	0.03	0.7	阵雨
5-12	13.9	0.15	15.4	0.37	0.11	1.47	8.10	0.06	3.31	0.08	0.2	阵雨
5-13,14	11.4	0.17	39.4	2.96	2.46	16.41	15.4	0.14	13.7	0.02	20.2	中雨
5-23	15.5	0.10	21.5	0.60	0.39	5.0	9.10	0.06	6.1	0.05	2.1	小雨
6-03	20.7	0.16	27.3	0.7	0.32	3.38	17.5	0.39	15.6	0.21	2.2	小雨
6-04	17.9	0.16	22.5	0.33	0.26	1.06	19.6	0.02	20.6	0.12	5.7	小雨
6-05	20.2	0.22	21.9	0.51	0.08	1.32	21.3	0.49	19.2	0.15	0.2	阵雨
6-07	12.5	0.06	19.9	0.62	0.59	9.33	18.4	0.02	16.9	0.01	0.6	阵雨
6-13,14	16.3	0.07	20.1	0.16	0.23	1.29	16.3	0.01	13.5	0.002	8.6	小雨
6-15	6.80	0.07	11.3	0.15	0.67	1.14	10.8	0.07	12.0	0.02	0.7	阵雨
6-19,20	22.2	0.17	28.0	0.77	0.26	3.53	21.5	0.06	19.3	0.04	6.9	小雨
6-21	14.8	0.06	23.7	1.43	0.61	22.83	20.2	0.06	20.1	0.02	5.9	小雨
6-23	22.6	0.18	31.2	1.40	0.39	6.78	16.7	0.05	13.0	0.03	16.9	中雨
平均值	15.9	0.13	22.6	0.79	0.49	5.76	16.0	0.11	14.4	0.06	5.46	

通过对 13 次降水过程前后 3 h V 、 L 的统计分析得出, 太原地区初夏季节降水前 1 h, V 、 L 通常会有明显的增大, 一般 $V > 10$ mm, $L > 0.3$ mm, 降水发生前 1 h V 的跃增量平均为 7 mm, L 的跃增量平均为 0.6 mm, f_V 和 f_L 一般在 0.2 和 1.3 以上。在降水发生前, 辐射计的监测结果显示空中水汽和积分液态水含量均出现峰值和短暂的回落, 从 V 和 L 出现突然增大的趋势到降水开始大约有 20 ~ 50 min 左右的提前量, V 、 L 的迅速增大, 预示着测站上空水汽的迅速聚集, 观测站点即将出现降水的可能性很大, 这可以作为降水可能发生的指示因子之一。

2.2.5 2016 年 5 月 13—14 日降水过程个例分析

2016 年 5 月 13—14 日天气过程包含 2 次降水过程, 图 4 为 2016 年 5 月 13—14 日 48 h 微波辐射计监测的大气水汽含量 (V)、积分液态水含量 (L) 以及逐小时降雨量的时间序列。13 日 00:00—15:00, 大气水汽含量变化较为平稳, V 、 L 较小; 15:00 之后, 积分液态水含量逐渐增大, 测站上方水汽快速聚集; 18:00 之后 V 、 L 迅速增大, 18:50 达到最大值 (70 mm, 6 mm), 之后略有降低。降水开始于 18:30 左右, 5 月 14 日 01:00—04:00 V 、 L 均有回落, 平均值分别降至 15 mm 和 0.3 mm 以下, 其间降水过程

停止;05:00开始, V 、 L 又出现跃增,分别增大至40 mm和3 mm以上,降水再次产生。整个降水过程维持至14日14:00之后结束。降水发生前,微波辐射计的监测结果显示空中大气水汽和液态水含量均出现峰值和短暂的回落,从 V 和 L

出现突然增大的趋势到降水开始大约有30 min的提前量,随着水汽的凝结,温度廓线在中低层出现逆温层结构,整个降水过程中,相对湿度廓线、水汽密度廓线、积分水汽含量及液态水含量时空一致性良好。

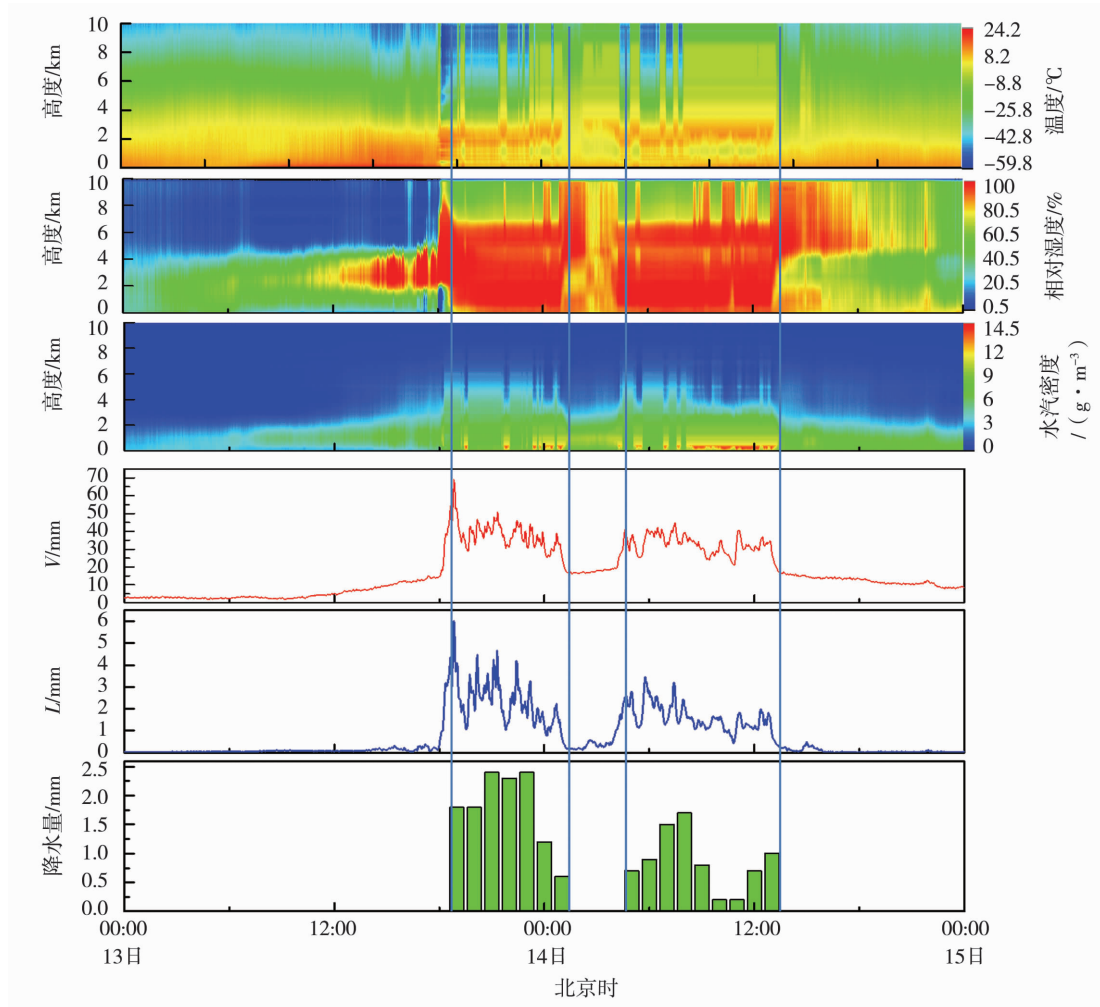


图4 2016年5月13—14日降水过程中微波辐射计测量的温度廓线、相对湿度廓线、水汽密度廓线及大气水汽含量、积分液态水含量和逐小时降雨量分布

Fig. 4 The time - height profiles of temperature, relative humidity and water vapor density, and variations of V , L and hourly rainfall during the precipitation process on May 13 - 14, 2016

2.3 利用微波辐射计数据估算降水转化效率

由于微波辐射计能够连续、客观、定量地监测大气的水汽含量和云液水含量的变化,并实时显示,所以它可以直接或间接地用于降水转化效率的估算。在一定的假设条件下,利用微波辐射计观测的液态水含量,结合地面实测的降水强度,可大致估算自然降水转化效率,进而了解降水云系中人工增雨的降水潜力,可应用于人工增雨工作中云水资源的估算。以2016年5月13—14日的降水过程为例,将每小时微波辐射计观测的积分液

态水含量平均值与该小时地面雨强(rain intensity, 定义为单位时间内落到单位面积上的雨水的质量,或雨水的深度,单位为mm,用 I 表示)一一对应,按照降水转化率 = I/L 进行计算,得出该时段内的降水转化率,则:云系催化潜力 = $1 -$ 降水转化率,计算结果见表4。可见,该次降水天气过程中,大气总水汽转化为降水的比率平均为4%,云中液态水转化为降水的效率平均为62%,云系催化潜力平均值为38%,说明云系中存在一定的催化增雨潜力。

表 4 2016 年 5 月 13—14 日降雨过程中降水转化率及云系催化潜力计算

Tab. 4 Rainfall conversion ratio and cloud potential catalytic capacity during the precipitation process on May 13 - 14, 2016

日期	时间	V/mm	L/mm	地面雨强/ ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)	相对 V 的 降水转化率	相对 L 的 降水转化率	云系催化 潜力
2016-05-13	18:00	39.43	2.97	1.8	0.05	0.61	0.39
2016-05-13	19:00	37.89	2.38	1.8	0.05	0.76	0.24
2016-05-13	20:00	40.39	2.85	2.4	0.06	0.84	0.16
2016-05-13	21:00	40.05	2.50	2.3	0.06	0.92	0.08
2016-05-13	22:00	39.12	2.53	2.4	0.06	0.95	0.05
2016-05-13	23:00	35.49	1.87	1.2	0.03	0.64	0.36
2016-05-14	00:00	30.22	1.33	0.6	0.02	0.45	0.55
2016-05-14	05:00	32.39	2.07	0.9	0.03	0.43	0.57
2016-05-14	06:00	38.16	2.11	1.5	0.04	0.71	0.29
2016-05-14	07:00	36.94	2.01	1.7	0.05	0.84	0.16
2016-05-14	08:00	34.38	1.49	0.8	0.02	0.54	0.46
2016-05-14	09:00	27.40	1.37	0.2	0.01	0.15	0.85
2016-05-14	10:00	27.30	1.00	0.2	0.01	0.20	0.80
2016-05-14	11:00	32.97	1.33	0.7	0.02	0.53	0.47
2016-05-14	12:00	32.72	1.46	1.0	0.03	0.68	0.32
平均值					0.04	0.62	0.38

3 结 论

(1) 大气水汽总量 (V) 及液态水含量 (L) 的逐月分布特征显示, 1—6 月 V 、 L 平均值呈逐渐增大趋势, 并且非降水日 V 、 L 相对较小, 降水日则相对较大。

(2) 大气水汽密度 (VD) 垂直分布特征显示, 1—6 月在非降水或者降水天气背景下, VD 均呈逐渐增大趋势, 且最大值一般出现在 500 m 以内; 垂直方向上, VD 整体呈现随高度递减的趋势, 降水天气背景下水汽主要在 1~2 km 高度增大积聚。

(3) 大气水汽总量 (V) 的日变化特征显示早晨日出左右和夜间分别出现 2 个峰值, 谷值一般出现在 12:00—16:00 之间。

(4) 通过对 2016 年 5—6 月间 13 次降水过程前后 3 h V 、 L 的统计分析得出, 太原地区初夏季节降水前 1 h, V 、 L 通常会有跃增, 降水结束后 V 、 L 明显回落。 V 、 L 的迅速增大, 预示着测站上空水汽的迅速聚集, 观测站点即将出现降水的可能性很大, 降水开始前 V 、 L 的突增对于降水有 20~50 min 的预报提前量。由于降水的形成除了要有充足的水汽, 还需要有上升气流致使水汽冷却凝结以及大量的凝结核等因素, 因此 V 、 L 的变化仅作为降水预报的参考

因子之一, 可判断降水是否临近, 预测云系是否处于降水产生的阶段, 可为人工增雨作业保障等提供一定参考。在实际应用中, 仍需对参考指标进一步检验, 结合其他观测手段, 综合各种气象因素进行决策。

(5) 计算了一次降水过程中大气水汽以及云中液态水转化为地面降水的效率, 大气总水汽转化为降水的比率平均为 4%, 云中液态水转化为降水的效率平均为 62%。

致 谢: 本实验观测所用微波辐射计由中国电波传播研究所提供, 数据质量控制由陈后财博士和刘莹工程师等协助完成, 在此深表感谢!

参考文献:

- [1] HEGGLIE M, RAUBER R M, SNIDER J B. Field evaluation of a dual-channel microwave radio meter designed for measurement of integrated water vapor and cloud liquid water in the atmosphere[J]. Atmos Ocean Technol, 1987(4):204-213.
- [2] WARNER J, FDRAKE J. Field tests of an airforce remotesensing technique for measuring the distribution of liquid water in convective cloud[J]. Atmos Ocean, Technol, 1988(5):833-843.
- [3] 赵柏林, 李慧心, 韩庆源. 大气微波辐射与水汽的遥感[J]. 科学通报, 1984(4):225-227.
- [4] 黄润恒, 邹寿祥. 双波长微波辐射计遥感云天大气水汽总量和云液态水含量[J]. 大气科学, 1987(11):397-403.

- [5] 徐桂荣,孙振添,李武阶,等. 地基微波辐射计与 GPS 无线电探空和 GPS/MET 的观测对比分析[J]. 暴雨灾害,2010,29(4):315-321.
- [6] XU Guirong, WARE Randolph (Stick), ZHANG Wengang. Effect of off - zenith observations on reducing the impact of precipitation on ground - based microwave radiometer measurement accuracy [J]. Atmospheric Research, 2014(140/141):85-94.
- [7] QIU J H, CHEN H B. Recent progresses in atmospheric remote sensing research in China—chinese national report on atmospheric remote sensing research in China during 1999 - 2003[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2004,21(3):475-484.
- [8] 段英,吴志会. 利用地基遥感方法检测大气中汽态、液态水含量分布特征[J]. 应用气象学报,1999,10(1):34-40.
- [9] 刘红燕,王迎春,王京丽,等. 由地基微波辐射计测量得到的北京地区水汽特性的初步分析[J]. 大气科学,2009,33(2):388-396.
- [10] 魏重,雷恒池,沈志来. 地基微波辐射计的雨天探测[J]. 应用气象学报,2001,12(增刊):65-72.
- [11] 雷恒池,魏重,沈志来,等. 微波辐射计探测降雨前水汽和云液水[J]. 应用气象学报,2001,12(增刊):73-79.
- [12] 黄建平,何敏,阎虹如,等. 利用地基微波辐射计反演兰州地区液态云水路径和可降水量的初步研究[J]. 大气科学,2010,34(3):548-558.
- [13] 张文刚,徐桂荣,万蓉,等. 基于地基微波辐射计的大气液态水及水汽特征分析[J]. 暴雨灾害,2015,34(4):367-374.
- [14] 苗运玲,李如琦,卓世新. 天山北坡东段 GPS 反演的大气可降水量变化特征及其与降水的关系[J]. 干旱气象,2016,34(6):989-994.
- [15] 敖雪,王振会,徐桂荣,等. 地基微波辐射计资料在降水分析中的应用[J]. 暴雨灾害,2011,30(4):358-365.

Remote Sensing of Precipitable Water Vapor Features and Application in Precipitation Analysis by Using Ground - based Microwave Radiometer

LI Junxia^{1,3}, LI Peiren¹, JIN Lijun², LI Yiyu^{1,3}, ZHENG Yu³, LIU Zhihong⁴

(1. Weather Modification Office of Shanxi Province, Taiyuan 030032, China;

2. Shanxi Provincial Meteorological Bureau, Taiyuan 030032, China;

3. Meteorological Disasters Defense Technology Center of Shanxi Province, Taiyuan 030032, China;

4. Xiaodian Meteorological Station of Shanxi Province, Taiyuan 030032, China)

Abstract: Characteristics of Precipitable Water Vapor (V), Liquid Water Path (L), and vapor density (VD) under non - rainy and rainy weather conditions in the central area of Shanxi Province were studied using the multi - channel microwave radiometer remote sensing combined with Taiyuan sounding and automatic meteorological station data, and the application of the microwave radiometer remote sensing data in precipitation analysis was discussed. Results show that both V and L presented an increasing trend from January to June. The value of V and L was relatively lower under non - rainy weather condition, while V and L increased obviously on rainy days. The VD vertical profile characteristics showed a trend of gradually increasing from January to June, and the maximum generally appeared under the 500 m height. The values of VD were obviously larger on rainy days than those on non - rainy days. The VD vertical profiles showed decreasing trend with height increase. The water vapor mainly increased and accumulated from 1 to 2 km on rainy days, and the larger value layer was thicker. Diurnal variation of V showed two peaks which appeared from 06:00 to 08:00 in the morning and from 22:00 to 23:00 at night, and the valley generally appeared in the afternoon (12:00 - 16:00). The statistical analysis of variation characteristics about V and L before and after rainfall process was done, and the results showed V and L increased quickly one hour before rainfall process, and V was generally greater than 10 mm and L was greater than 0.3 mm, and the average increments of V and L were 7 mm and 0.6 mm, respectively, which indicated the rapid accumulation of water vapor over the observation station and a high probability of precipitation, it can be used as a possible indicator factor.

Key words: atmospheric precipitable water vapor; liquid water path; vapor density; microwave radiometer; Shanxi