

## 静止气象卫星水汽图像的分析和应用(一)\*

李大山<sup>1)</sup> 石定朴<sup>2)</sup> 郑新江<sup>3)</sup> 林松<sup>1)</sup>  
李成才<sup>1)</sup> 樊玲<sup>1)</sup> 赵友红<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup>(黑龙江省人工影响天气研究中心, 哈尔滨 150036)

<sup>2)</sup>(中国气象科学研究院, 北京 100081)

<sup>3)</sup>(国家卫星气象中心, 北京 100081)

### 提 要

长期多次人工增雨试验及探测证明, 水汽条件是人工影响天气最主要的基础条件. 利用近期开通的 GMS-5 静止卫星 6.7  $\mu\text{m}$  通道提供的水汽图像, 并结合常规天气资料、卫星云图等, 对黑龙江省 1995 年 7 月的 3 次暴雨过程进行了初步分析. 发现在水汽图像上, 3 次暴雨对应 3 种不同的类型. 并对其中 7 月 25~27 日具有明显水汽输送带的持续性暴雨作了综合分析. 该水汽图像给出了这次典型气旋发展阶段暖区水汽输送带的清晰直观图像, 得到了水汽输送带的宽度和长度数据, 并分析了它的温湿结构, 估算了暖锋段降水的降水效率. 另外, 分析了云物理特征及人工增雨条件, 为水汽图像在人工影响天气中的应用提供了一种可能性.

**关键词:** 水汽图像 水汽输送带 降水效率 人工增雨

### 引 言

1987 年大兴安岭特大森林火灾的人工增雨灭火及多次空中与地面人工增雨作业中, 我们发现大气中的水汽条件与作业的效果紧密相关. 近年来, 一直非常关注卫星水汽图像的分析应用, 尤其是在人工影响天气中的应用.

大气中水汽的多少及传输特点是决定降水大小的重要因子, 这已达到共识. 而且, 也研究出了不少诊断分析水汽多少及输送特征的方法, 尤其是形成暴雨所需的水汽水平辐合和垂直输送条件, 各地都有相应的具体指标. 但这些方法和指标都是建立在常规气象资料基础上的, 时空密度有限, 又不直观. 而利用静止卫星 6.7  $\mu\text{m}$  水汽通道的水汽图像来分析大气中的水汽情况, 则具有时空密度较大且直观的优点<sup>[1]</sup>. 我们选取了 1995 年 7 月份黑龙江省内出现的 3 次较强降水过程(7 月 12~13 日、7 月 21~22 日、7 月 25~

\* 本文由黑龙江省人工影响天气研究中心卫星水汽课题资助, 同时得到北京大学暴雨监测与预测国家重点实验室资助.

1996-08-01 收到, 1997-09-26 收到再改稿.

27 日), 对相应的水汽图像演变进行分析. 这 3 次降水均与气旋和暖锋有关, 但由于气旋发展所在位置及强度不同以及环流形势的差异, 降水强度、持续时间及落区都有所不同. 在水汽图像的演变上, 则明显对应 3 种不同的类型:

(1) 有明显水汽输送带降水: 7 月 25~27 日持续 36 h 的强降水过程, 在水汽图像上可见明显水汽输送带的存在(图 1 b). 这条带从长江以南一直向北伸到黑龙江省上空, 它将充沛的水汽源源不断向北输送. 在其影响的 36 h 内, 黑龙江省出现持续性强降水, 当它的西边界移出黑龙江省东界后, 降水结束.

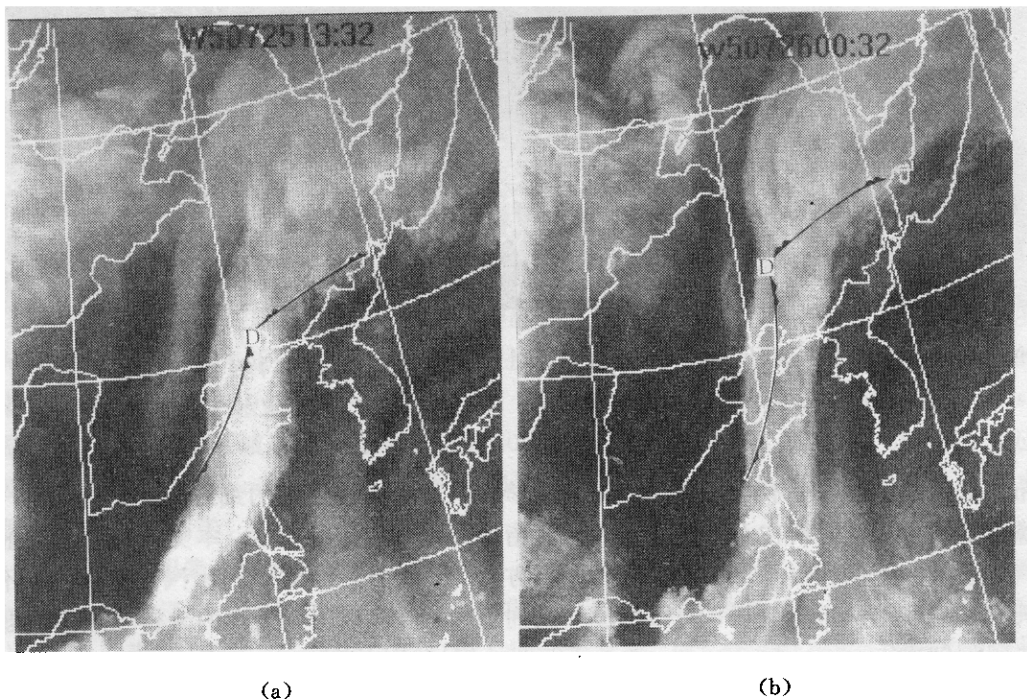


图 1 卫星  $6.7 \mu\text{m}$  通道水汽图像(灰度图) (a) 1995 年 7 月 25 日 21:00  
(b) 1995 年 7 月 26 日 08:00

(2) 无明显水汽输送带降水: 7 月 12~13 日, 当气旋中心移到哈尔滨附近时, 西太平洋副高明显西伸北抬, 使原在河套地区时与其相连的水汽输送带被切断. 在水汽图像上与气旋对应的是一片几乎覆盖了整个东北地区色调灰白的水汽区(图 2), 在它东南面海上有深灰色水汽区与其连接, 但西南面并无相连的水汽输送带. 由于前期水汽输送较强, 空气水汽含量较高, 因而过程的降水强度较大, 最大 6 h 雨量超过 50 mm. 与 7 月 25~27 日过程相比, 无充沛水汽补充, 故强降水历时不长, 未超过 18 h.

(3) 在残留水汽区内锋面抬升引起的局地对流降水: 7 月 21~22 日, 当蒙古气旋东移时, 在前一次降水过程结束后东北地区上空残留的一片深灰色水汽区内, 先后受暖锋及冷锋抬升影响, 出现对流性降水(图 3), 雨量分布不均.

对于不同水汽图像类型的较强降水, 还需结合常规气象资料的诊断及卫星云图分析, 进一步了解不同类型下大气中水汽区的相对垂直结构, 即水汽含量与垂直位置分

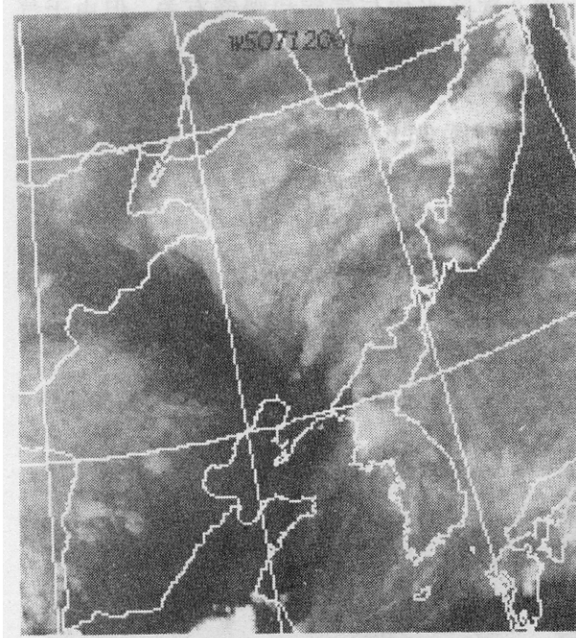


图2 1995年7月12日14:00卫星  
6.7  $\mu\text{m}$ 通道水汽图像(灰度图)

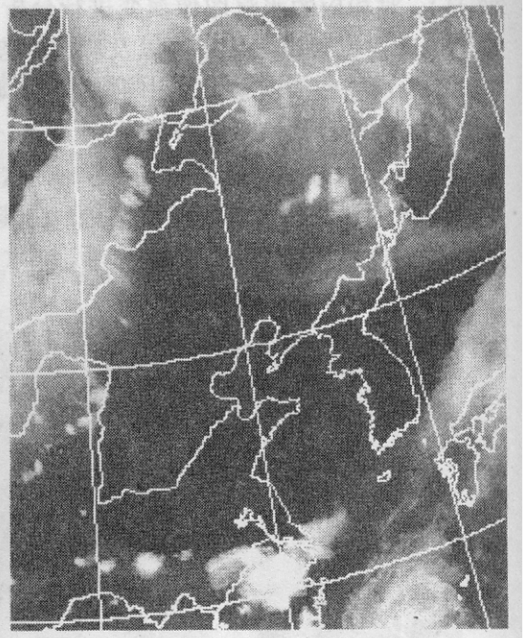


图3 1995年7月21日22:00卫星  
6.7  $\mu\text{m}$ 通道水汽图像(灰度图)

布特征. 希望通过对不同过程降水的天气学机制及云物理过程的细致分析, 研究水汽图像资料结合其它资料在人工影响天气作业指挥系统中应用的方法. 本文首先对有明显水汽输送带的个例作出综合分析, 探讨分析方法. 今后将陆续对不同水汽图像类型、不同天气类型的个例进行分析, 期望通过一系列工作, 使水汽图像信息的分析和应用问题初步得到解决.

## 1 7月25~27日过程综合分析

### 1.1 天气过程概述

从850 hPa形势图的演变来看, 是一次华北低压北上并在东北停留形成的较强降水过程. 对应地面为气旋发展北上, 随着暖锋向北推进, 暖锋雨区及暖锋前雨区也向北扩展(图略). 25日20:00(北京时, 下同)当暖锋位于沈阳—延吉附近时, 地处暖锋前的黑龙江省南部的部分地区开始出现层积云的零星降水; 26日02:00暖锋移到四平—敦化一线时黑龙江省东部和南部降水加大; 26日08:00, 暖锋位于长春—牡丹江附近, 主要暖锋及暖锋前降水云系主要为雨层云(高层云)及碎雨云. 从02:00~08:00是黑龙江省降水最大时段, 不少站6h雨量超过了25mm, 最大达33mm. 26日08:00~27日08:00暖锋在黑龙江省东南部摆动, 雨区维持. 整个降水过程中, 黑龙江省雨区一直维持在东部和南部, 其东西宽度在370km和275km之间(图4), 以后, 随气旋减弱东移逐渐移出黑龙江省. 在700 hPa以上各层天气图上看, 这次降水过程则是一次强经向型

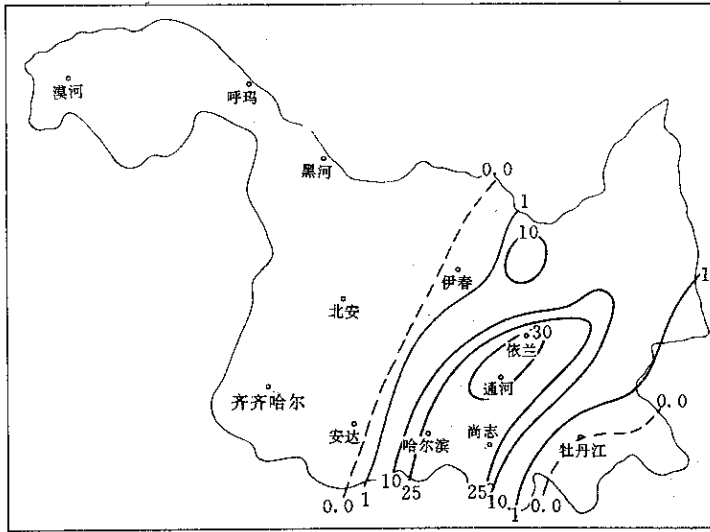


图 4 1995 年 7 月 26 日 02 : 00 ~ 08 : 00 黑龙江省雨量图(单位 mm)

强降水。由于西风带高压脊东移与西太平洋副高在  $130^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$  上空叠加,使其经向度加大,与 850 hPa 华北低压对应的对流层中上层低槽与副高之间形成一支经向度极强的西南气流。26 日 08 : 00,  $120^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 、 $30^{\circ}\text{N}$  以北,700 hPa 西南气流风速达  $20\sim 30\text{ m/s}$ ,与温度露点差  $\leq 4^{\circ}\text{C}$  区域重合,且一直伸到  $50^{\circ}\text{N}$  附近,直达黑龙江省上空,850 hPa 相应的西南风速也超过  $20\text{ m/s}$ (图略)。这种形势维持到 26 日 20 : 00,强西南暖湿气流使水汽源源不断向北输送,较大降水得以维持。

### 1.2 卫星水汽图像上水汽输送带演变

1.2.1 水汽输送带 中纬度气旋的降水特征与气旋锋面的结构有关, Browning(1971)引入了“输送带”的概念, Harrold(1973)作了进一步发展,而 Carlson(1980)则把这些想法综合为一个温带气旋的概念模式。他的模式包括暖输送带、冷输送带及干气流 3 股气流,其中暖输送带是一条相对暖锋上升的暖湿气流,它对于降水很重要。我国气象工作者早在 50 年代就注意到低空偏南气流在暴雨形成中对暖湿空气的传输作用。现在,更进一步认识到从华南到华北的广大地区,多数暴雨均伴有低空急流对暖湿空气的输送过程<sup>[2]</sup>。经统计,东北地区的暴雨过程也都伴随有低空急流<sup>[3]</sup>。当低空急流与暖湿空气带重叠时,就形成明显的暖湿输送带,它将南方的大量水汽向北方输送,为北方暴雨的形成提供充足的水汽。当气旋暖区各层均为强西南气流且具有深厚湿层时,在  $6.7\ \mu\text{m}$  水汽通道提供的水汽图像中,可以看到明显的水汽带与上述自西南向东北的水汽输送带对应。

1.2.2 水汽图像上水汽输送带的演变 在 25 日 21 : 00 的水汽图像中(图 1a),东北地区上空为一片中灰到浅灰近白色的水汽区,其中浅白色对应高云。此水汽区的南部(即辽宁西南部)经山东半岛直到长江中游的武汉附近为一条白亮的水汽带,它与长江以南的大片水汽区相连(追溯其源地主要为孟加拉湾,部分为南海),我们称这条水汽带为水汽输送带。这条带宽度约 370 km,它的西边界近似 S 形,带内白亮部分多为对流云云顶,可以看到南段较北段窄。水汽输送带西侧有明显的暗带,暗带宽约 75 km,表明对流

层中高层此处存在下沉气流;西边  $36.5^{\circ}\text{N}$  以北还有一条色调为中灰的水汽带,宽  $150\sim 200\text{ km}$ ,位于  $400\sim 300\text{ hPa}$  槽线前.随水汽输送带向东北方向涌动,26日 02:00,原在东北上空的水汽区已被 S 形水汽输送带的头部替代,它东西宽度近  $600\text{ km}$ ,而从辽东半岛向南,宽度为  $300\sim 340\text{ km}$  不等,其中最窄处位于渤海湾上空,此处的色调亦最暗,为深灰色,说明这里没有高云.此时,水汽带的南端仍与长江以南的大片水汽区相连,它的长度达  $2000\text{ km}$  以上,从江南直达黑龙江省上空.它的西边界 S 形仍十分明显.以后的 6 h,水汽带继续北涌,且  $35^{\circ}\text{N}$  以南的水汽输送带东移比以北快, S 形的尾部逐渐变直.26日 08:00(图 1b),从吉林上空向南到长江以南,水汽输送带呈 NNE—SSW 走向,宽度较为均匀,约  $330\text{ km}$  左右,它的东半部分为灰白色,西半部分色调稍暗一点,即东半部水汽输送带内深厚水汽层顶较西半部高.而此时,在它西边对应  $400\sim 300\text{ hPa}$  槽前的中灰水汽带已变得很窄( $<75\text{ km}$ )且很短,于 26日 12:00 消失.随着水汽输送带的东移,它的中段已移至海上,宽度逐渐变窄;此时,由于其东侧有一条与副高西侧 SE—SW 气流有关的水汽带的融入,不仅使水汽输送带最窄处又逐渐变宽,还表明,影响东北地区降水的水汽还来自黄海和东海.27日 08:00,水汽输送带北段的西界已到黑龙江省东部边境,对黑龙江省的影响已结束.在受其影响的 36 h 内,黑龙江省的雨区东西宽度变化(图 4)与水汽输送带的宽度变化同步,而且二者宽度几乎一致,并随它一起移动,说明水汽输送带对黑龙江省降水起决定性作用.

利用水汽图像上水汽输送带的位置可估计它的移速,25日 20:00~26日 02:00,南段移速为  $27\text{ km/h}$ ,而北段仅  $13\text{ km/h}$ .02:00~08:00,南段继续维持  $27\text{ km/h}$  的速度,而北段移速减慢至  $8\text{ km/h}$ ,中段则几乎未动(以上均指西边界);以后,南北移速相同,以水汽输送带中线为标准其移速约  $20\text{ km/h}$ ,26日 20:00 以后,受东边副高的阻挡,移速变慢,中段和南段为  $10\text{ km/h}$ ,但东北上空的北段仍有  $16\text{ km/h}$ .12 h 内水汽输送带很快移出东北地区.27日 08:00,这条水汽输送带呈东北—西南走向,位于从俄罗斯的远东地区通过朝鲜半岛直达杭州湾一线,长度仍达  $2000\text{ km}$  以上,宽度  $340\text{ km}$ ,以深灰和灰白色调为主.虽然它对我国北方已无影响,但在水汽图像上,它的存在依然是十分清晰的.

### 1.3 通过水汽输送带的剖面结构

为了进一步了解水汽输送带的温湿结构,利用探空资料,分别在沿水汽带的西南—东北方向及垂直于水汽带的西北—东南方向进行了剖面分析.

1.3.1 沿水汽输送带的剖面结构 25日 20:00,在水汽输送带内,从长沙经武汉、大连、沈阳一直到伊春的西南—东北向剖面上(图 5a),从等  $\theta_{se}$  线分析可知,地面暖锋在沈阳附近,高空暖锋锋区向东北倾斜,在伊春上空,暖锋在  $500\sim 400\text{ hPa}$  间,坡度为  $0.00996$ .在暖锋的南边,等比湿线虽有起伏但波幅不大,表明在水汽带内各层湿度的南北水平梯度不大;而在暖锋锋区内,等比湿线的南北梯度却较大.由  $\theta_{se}$  的分布表明,暖锋以南  $\theta_{se}$  的最低值出现在  $700\sim 500\text{ hPa}$  之间,即对流层中下层为对流不稳定层结.各站的  $\theta_{se500} - \theta_{se850} < 0$ ,且绝对值均较大,一旦有垂直上升运动发展,将对水汽的垂直分布产生较大影响,使高层大气的湿度增大,并改变其下游地区高层的水汽含量.在暖锋前则是  $\theta_{se500} - \theta_{se850} > 0$ ,层结稳定.

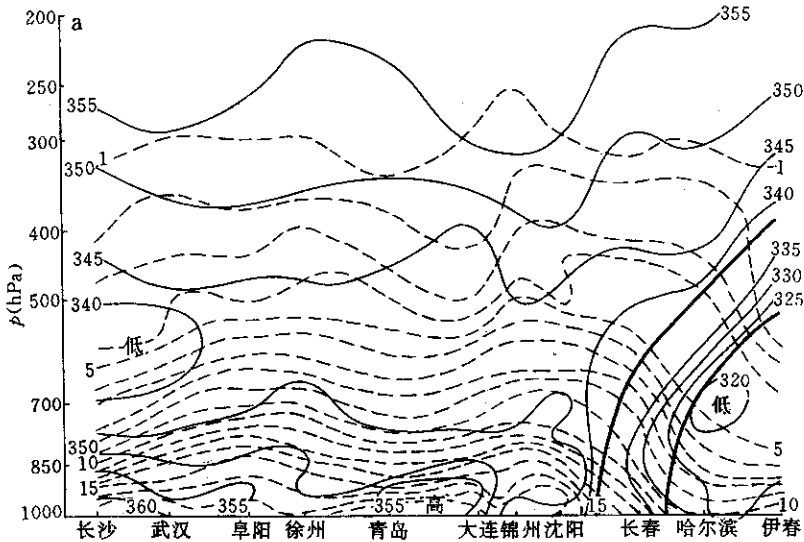


图 5(a) 1995 年 7 月 25 日 20:00 长沙至伊春垂直剖面图(细实线:等  $\theta_e$  线, 间隔为 5K, 虚线: 等比湿线, 间隔为 1 g/kg, 粗实线: 锋区上下界)

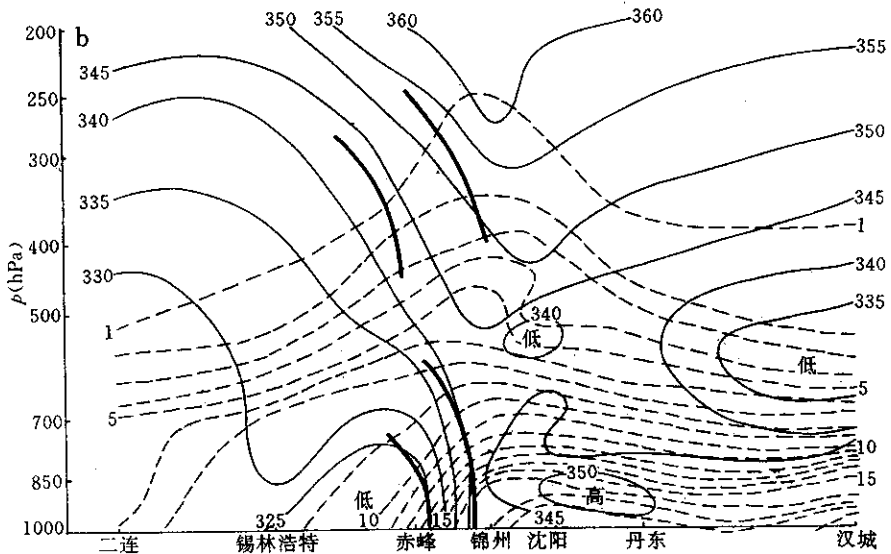


图 5(b) 1995 年 7 月 25 日 20:00 二连至汉城垂直剖面图(说明同上)

26 日 08:00, 在水汽输送带内, 从南昌经南京、青岛、沈阳到伊春的垂直剖面上(图略), 除与 25 日 20:00 相同的特征外还有几点不同之处: 暖锋已过长春, 锋面坡度加大, 为 0.01198; 大连至哈尔滨 500 hPa 增湿明显, 比湿均大于 5 g/kg, 这与暖区对流不稳定抬升使低层水汽垂直向上输送并向下游传输有关; 等  $\theta_e$  线在沈阳的中层明显下凹, 同时等比湿线上凸, 表明有明显上升运动使中上层的湿度增大, 等比湿线的南北梯

度在沈阳 500~400 hPa 加大,此时,沈阳为满天 Cb 云,也证实了这一点。

26 日 20:00,水汽输送带主体已移到海上,水汽带的结构仍大致与前面时次相似(图略)。

1.3.2 垂直于水汽带的东西向剖面结构 我们在垂直于水汽输送带的西北—东南方向上,从南到北共作了 5 个垂直剖面。从图 5b 可以看到,25 日 20:00,等比湿线在穿过水汽输送带时东西向的梯度都很大,即等比湿线在带内从上到下均向上凸起,尤其在对流层中上层凸起更明显,说明带内各层的湿度均大于带外。而 1 g/kg 等比湿线在水汽输送带内基本上位于 300 hPa 附近,它的宽度与实际的水汽输送带宽度一致。表明  $6.7 \mu\text{m}$  水汽通道所给的水汽图像对于 300~400 hPa 高度上水汽含量分布最为敏感。

26 日 08:00 和 20:00(图略),在垂直于水汽输送带的东西剖面上,仍维持上述等比湿线整层向上凸起,300 hPa 附近 1 g/kg 等值线与水汽输送带宽度一致的特点。

#### 1.4 降水过程的天气学机制

1.4.1 暖区降水 25 日 20:00 水汽输送带的南段色调白亮,为对流云云顶。从相应时次的地面天气图(图略)可知,位于气旋暖区的山东半岛及其西南方的豫东、皖北、鄂东等地均出现雷雨天气,大多数台站都为满天 Cb 云,最大 6 h 雨量超过 40 mm,这些地区正好位于水汽输送带内。如前所述,在沿水汽输送带的垂直剖面上,暖锋以南各站为对流不稳定层结,因而有利于对流发展。同时,位于水汽输送带内的对流,将低层大量水汽输送到中高层,再由低空急流及中高层强西南风向东北方向输送,又有利于其下游东北地区降水的加大及维持。

26 日 02:00~08:00,暖区中仍以雷雨和阵雨为主,尤以山东半岛及以南降水量较大,最大 6 h 雨量达 68 mm;而辽东半岛以北各地降水的对流性减弱,在层积云或雨层云降水中,仅个别站为雷雨或阵雨。以后,暖区降水区东半部对流性又增强,这与水汽图像上反映的东半部色调比西半部白亮是一致的。

1.4.2 暖锋降水 这次降水过程中,在暖锋前均为雨层云(碎雨云)或层积云的稳定性降水,而且,越靠近暖锋处云底高度越低,在离暖锋 1~2 个纬距内云底高多为 600 m 左右,向北,云底升高到 1000~2000 m 或 2500 m 以上;当暖锋从南向北移动靠近某地时,此地的云底高度将降低,如哈尔滨在 26 日 08:00 以前,云底高 2000~2500 m,在 26 日 08:00 暖锋移过长春,离哈尔滨约 150 km 时,云底降至 600 m,并一直维持到 26 日 20:00,这段时间暖锋在其南 100 km 附近相对少动。由此可见,暖锋前的降水云系为暖湿空气沿暖锋爬升而形成的层状云,因此随着暖锋的靠近,云底降低。在沿水汽输送带所作南北剖面上(图 5a),暖锋下 700 hPa  $\theta_w$  最低,穿过暖锋锋区  $\theta_w$  增大明显,表明暖锋下空气相对干冷,暖锋前对流层中层层结稳定,不利于深对流的形成,因而以暖锋抬升形成的稳定性云系的降水为主。

#### 1.5 降水效率估算

在进行人工增雨作业时,需考虑产生降水的天气系统的降水效率,那些降水效率较低的系统或部位,由于增雨潜力较大,适合人工增雨。因而,我们将对本次影响黑龙江省强降水的暖锋降水效率作出估算。

1.5.1 水汽辐合量计算 从水汽图像中,可以直接量出水汽输送带的宽度,因而,通过

垂直于水汽输送带的气柱东西方向截面向北的水汽输送量, 就可以利用下式来计算<sup>[4]</sup>:

$$C = D \sum |V_i| q_i \Delta p_i / g$$

其中  $D$  为水汽带的宽度,  $|V_i|$  为第  $i$  层的平均风速,  $q_i$  为平均比湿,  $\Delta p_i$  为层间气压差. 我们计算了通过长春的与通过伊春的东西截面向北输送的水汽量之差, 得到它们之间通过水汽输送带的气柱水汽辐合量, 也就是这个范围内由暖湿空气产生的最大可能降水量.

表 1 给出了长春到伊春水汽输送量, 如考虑在 12 h 内水汽输送大小不变, 则此区间 12 h 的水汽辐合总量分别为  $6.7573 \times 10^9$  吨和  $1.7228 \times 10^{10}$  吨.

表 1 长春到伊春水汽输送总量计算结果

时 间	宽 度 (km)	通过长春截面气柱 水汽输送量 A ( $10^3$ kg/s)	通过伊春截面气柱 水汽输送量 B ( $10^3$ kg/s)	长春至伊春范围内水汽辐合总量 $\Sigma C = A - B$ ( $10^3$ kg/s)
25 日 20:00	370	$1.80488 \times 10^5$	$0.2407 \times 10^5$	$1.5642 \times 10^5$
26 日 08:00	330	$4.3711 \times 10^5$	$0.3832 \times 10^5$	$3.9879 \times 10^5$

1.5.2 水汽凝结率的计算 单位面积气柱内由于暖锋对暖湿空气的抬升而产生的凝结率公式为<sup>[5]</sup>:

$$C = \int W \left[ \Gamma_m \left( \frac{r}{T} + \frac{\partial r}{\partial T} \right) - \frac{gr}{RT} \right] dz = \int W I dz$$

其中  $C$  为单位面积单位高度气柱内水汽的凝结率,  $I$  为凝结函数,  $W$  为上升速度,  $r$  为单位体积空气中的水汽含量,  $\Gamma_m = \frac{\partial \Gamma}{\partial z}$  为温度递减率. 可以通过计算  $I$  和  $W$  来求得  $C$  (简化为  $\Sigma C = \Sigma W I \Delta z$ ).

根据 25 日 20:00 暖锋刚过沈阳, 26 日 08:00 过长春的实况, 分别选择计算了 25 日 20:00 从沈阳与 26 日 08:00 从长春的爬升速度. 再利用 1948 年 Bannon 制作的凝结函数查算表<sup>[5]</sup>, 根据不同气压  $p_i$  对应的温度  $T_i$  就可得到一个相应的  $I_i$  值, 然后用公式  $\Sigma C_i = \Sigma W_i I_i \Delta z_i$  即可得到凝结率的估算值. 计算结果如下:

25 日 20:00 单位面积气柱的空气从沈阳开始沿暖锋爬升的凝结率为

$$83478 \times 10^{-9} \text{ g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{s}), 1 \text{ h 凝结量 } \Sigma C = 3.01 \times 10^{-1} \text{ g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{h}).$$

26 日 08:00 单位面积气柱的空气从长春开始沿暖锋爬升的凝结率为

$$100128 \times 10^{-9} \text{ g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{s}), 1 \text{ h 凝结量 } \Sigma C = 3.605 \times 10^{-1} \text{ g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{h}).$$

1.5.3 降水效率估算 根据降水效率的计算公式<sup>[6]</sup>  $E = P / \Sigma C$ , 可以对暖锋段降水期间的降水效率进行估算. 其中  $P$  为降水率,  $\Sigma C$  为气柱内水汽凝结总量(或水汽辐合量).

表 2 给出了利用气柱水汽辐合量估算的 25 日 20:00 和 26 日 08:00 的降水效率, 得到 24 h 的平均降水效率为 0.482.

表 2 气柱水汽辐合量估算降水效率结果

时 间	气柱水汽辐合总量 $\Sigma C$ ( $10^3$ kg/s)	12 h 内单位面积平 均降水量 $R$ (mm)	单位时间降水区内降水总量 $P$ ( $10^3$ kg/s)	$E = P / \Sigma C$
25 日 20:00	$1.5642 \times 10^5$	13.9	$1.15 \times 10^5$	0.735
26 日 08:00	$3.9879 \times 10^5$	10.5	$8.696 \times 10^4$	0.218



表3为用水汽凝结率估算的降水效率. 计算得到24 h的平均降水效率为0.3005.

表3 水汽凝结率估算降水效率结果

时 间	水汽凝结率 $\Sigma C$	单位面积单位时间降水率 $R_1$	$E = R_1 / \Sigma C$
	mm/(cm <sup>2</sup> ·h)	mm/(cm <sup>2</sup> ·h)	
25日20:00	3.01	1.16	0.385
26日08:00	3.61	0.875	0.243

鉴于水汽辐合量及垂直速度的计算结果为近似值, 加之地面降水资料时空密度不够, 对降水效率的估算值本身应谨慎看待; 但从估算的结果看, 两种方法的趋势是一致的, 故可在人工增雨作业中参考使用.

## 2 降水的云物理过程特点

在地面图上, 从25日20:00到26日20:00地面气旋暖锋随气旋中心向东北方向移动的同时, 从沈阳附近向北移至黑龙江省尚志附近(14:00移到尚志, 后稍有摆动), 各时次锋前均为层积云、雨层云、高层云降水, 雨区北界约在锋前300~400 km处, 在雨区北界以北处, 其上空为层积云和高层云, 再向北, 则多是卷层云或卷云. 而从IR卫星云图上看, 地面暖锋以南云系的云顶较暖锋以北的低, 即暖锋前有大范围高云, 云顶温度低于-22℃, 有的达-41℃(图6). 由于降雨各站受低层降水云系影响, 无法目测高云的存在, IR卫星云图所提供的云顶温度信息则表明, 在雨区上空, 高空还存在由卷层云或卷云组成的高空云带, 这些卷层云或卷云的形成, 与前面提到的400~300 hPa槽线扰动有关.

由探空资料可知, 在这一时段内, 从沈阳到伊春的东北地区东部(水汽输送带内)各地, 400 hPa层的温度高于-20℃, 25日20:00为-11.3~-8.9℃, 26日08:00为-10.9~-6.3℃, 26日20:00也在-15.3~-8.3℃. 这说明催化云应高于400 hPa, 即在7500 m之上, 正对应上述高空云带云系. 因此, 在气旋的暖锋降水时段, 这种对流层高空云带与沿暖锋强迫抬升形成的中低云系, 构成了播撒云与供水云的降水机制.

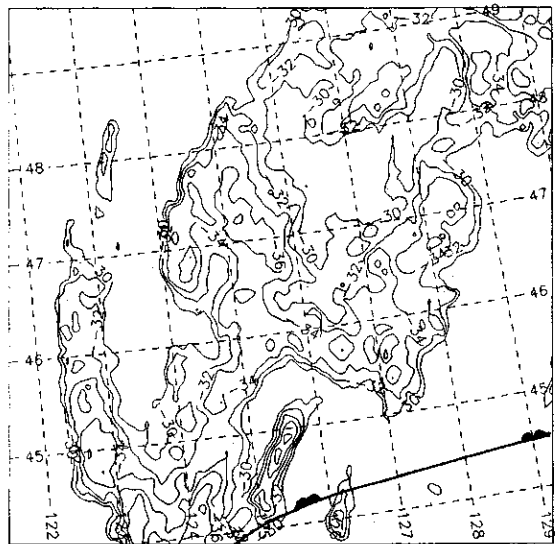


图6 1995年7月26日08时IR云图云顶TBB等值线图(外圈线: -30℃, 间隔为2℃)

### 3 人工增雨条件估测

从估算的降水效率可知,气旋暖锋降水时段平均的降水效率低于 50%, 具有较好的增雨条件. 其中, 25 日 20:00, 当暖锋尚在沈阳附近时, 位于暖锋前雨带中的黑龙江省东部和南部降水效率为 40%~70%, 而 26 日 08:00, 暖锋移至长春时, 黑龙江省雨区位于暖锋附近雨带中, 降水效率仅 22%~24%, 比锋前降水效率低, 增雨的潜力更大. 这种差异与云底高度及相应的温度有关, 在暖锋前, 云底高一般达 1000 m 至 2500 m, 对应温度为 15~8℃; 暖锋附近云底高 600 m, 温度高于 15℃, 暖云层厚度较前者大, 因而计算的  $\Sigma C$  大, 降水效率就低.

与美国估测的冬季暖锋云系的降水效率相比<sup>[6]</sup>, 无论暖锋雨带还是暖锋前雨带, 本例均略低于他们给出的值(30%和 80%). 这种差异除天气结构、所用资料及分析方法的不同外, 还可能与所处季节有关.

### 4 小 结

在 GMS-5 静止卫星 6.7  $\mu\text{m}$  水汽通道的图像中, 黑龙江省不同天气形势产生的较强降水, 其水汽图像特征不尽相同. 持续性强降水在水汽图像上可看到清晰的水汽输送带维持时间长达 36 h 以上, 它与 400~300 hPa 的湿区相对应, 其长度超过 2000 km, 宽 300~400 km, 各段以 10~27 km/h 的不同速度东移. 位于其北端的黑龙江省在其影响下降水持续, 且雨区宽度与水汽带宽度一致. 水汽输送带位于发展的地面气旋暖区, 带内强西南气流与暖温带重叠, 从低层到高层南北方向水汽梯度较小, 而东西方向与带外的水汽梯度很大, 带内高层湿区与深厚湿层上下对应; 带内位于气旋暖锋后的对流层中下层为对流不稳定层结, 有利对流发展, 并通过对流将低层水汽向上输送, 同时使下游高层湿度增大; 位于水汽输送带下游的暖锋, 由于层结稳定, 不利深对流发展, 则以暖湿空气沿暖锋爬升的稳定性层状云为主; 在其高空由 400~300 hPa 槽线扰动产生的卷层云和卷云组成的高空云带, 与中低层层状云之间组成了播撒云和供水云的降水机制, 是暖锋降水段主要的降水云物理特点. 通过估算的降水效率可知, 在暖锋段降水中, 锋前降水效率为 0.4~0.7, 比暖锋降水效率 0.22~0.24 高, 增雨潜力都较大.

综上所述, 水汽图像具有直观表现水汽输送情况的优点, 结合天气结构分析及其它监测手段, 可以提供有关人工增雨条件的一些重要信息. 本文仅就一个具有深厚水汽输送带的典型个例做了综合分析, 这只是一个特例, 对水汽图像在其它类型的降水过程中如何分析应用, 还需作更多例子, 并进一步深入研究在人工影响天气中使这些信息得到更好的开发利用.

### 参 考 文 献

- 1 Roger B W and Susan J H. 水汽图像在天气分析和天气预报中的解译与应用. 郑新江, 陆文杰等译. 北京: 气象出版社, 1994.

- 2 孙淑清. 东亚大尺度低空急流研究的若干问题. 见: 中国气象学会天气专业委员会主编. 天气学的新进展—现代天气学讲座文选. 北京: 气象出版社, 1986. 214~221.
- 3 郑秀雅, 张廷治, 白人海. 东北暴雨. 北京: 气象出版社, 1986. 37~38.
- 4 王德翰, 吴宝俊, 韦统健等. 暴雨分析方法—有关物理量的计算. 北京: 气象出版社, 1985. 141~142.
- 5 Bannon J K. The estimation of large-scale vertical currents from the rate of rainfall. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1948, **74**: 319~322.
- 6 Houze R A Jr, Rutledge S A, Matejka T J and Hobbs P V. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. I. Air motion and precipitation growth in a warm-frontal rainband. *J. Atmos. Sci.*, 1981, **38**: 639~649.

## ANALYSIS AND APPLICATION OF GMS-5 WATER VAPOR IMAGES(I)

Li Dashan<sup>1)</sup> Shi Dingpu<sup>2)</sup> Zheng Xinjiang<sup>3)</sup> Lin Song<sup>1)</sup>  
Li Chengcai<sup>1)</sup> Fan Ling<sup>1)</sup> Zhao Youhong<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup>(Research Center of Weather Modification, Heilongjiang Province, Harbin 150036)

<sup>2)</sup>(Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

<sup>3)</sup>(National Satellite Meteorological Center, Beijing 100081)

### Abstract

Experiments and detections of rain enhancement over a long period showed that water vapor condition is an important and basic requirement for weather modification. An initiative analysis for three torrential rain processes of Heilongjiang Province in July of 1995, based on the water vapor images of GMS-5 with 6.7  $\mu\text{m}$  channel which were offered recently and combined with the conventional weather data and satellite cloud picture etc, was made. It is shown that the three processes corresponded with three different types, respectively. A syn-thetical study of the continuous torrential rain process with an obvious water vapor band during 25~30, July was made. The water vapor images provided a clear and object imagery for the water vapor transfer band in warm area during the developing stage of this typical cyclone, therefore, the data for width and length of water vapor transfer band were obtained and the structures of temperature and humidity were analysed. The precipitation efficiency in the warm front was also estimated. Furthermore, the cloud physical characteristics of the precipitation process and the conditions for rain enhancement were analysed. So, the possibility of application of water vapor images in weather modification would be provided.

**Key words:** Water vapor image Water vapor transfer band Precipitation efficiency Rain enhancement