

# 卫星风推导和应用综述\*

许健民 张其松

(国家卫星气象中心,北京 100081)

## 摘 要

该文介绍了卫星风推导和应用的进展,包括卫星风的算法,卫星风在数值天气预报中的应用,卫星风在天气分析和预报中的应用以及卫星风的研究工作动向。目前各个卫星数据处理中心卫星风的算法大体一致和稳定。风矢量的追踪用相关匹配法,而风矢量的高度指定依靠双通道物理方法。卫星风的质量是从图像定位和定标开始的许多工作阶段的综合结果,确保每个工作段的高质量对于风矢量的计算都十分重要。卫星风的高度指定仍然是最有挑战性的课题。因为物理定高方法进展不明显,近期内尤其要重视几何定高技术的研究和使用。静止气象卫星的风对数值预报的影响在热带和南半球是正反馈;由于在极地地区各种资料都十分匮乏,极地卫星风对数值天气预报有非常明显的正反馈。卫星风与云图叠合显示,在主要雨带、副热带高压、强对流和热带气旋的诊断、分布、预报中十分有用。

关键词:卫星风;卫星风的高度指定;对流层上部环流形势;热带气旋

## 引 言

世界上第一颗静止气象卫星 ATS-1 于 1966 年发射成功。当时气象工作者就认识到可以在连续的图像上追踪图像特征,以估计大气运动场<sup>[1]</sup>。最早的气象卫星遥感风场是根据可见光图像的电影动画胶片,用手工制作的。美国国家环境卫星和资料信息局(NESDIS)的 Leese 和国际商用计算机公司(IBM)的 Novak 首先用计算机自动制作了风矢量<sup>[2]</sup>。虽然自动的风矢量计算技术早在 1971 年就已经出现,第一个全自动的风矢量软件直至 1992 年才在 NESDIS 投入业务应用<sup>[3]</sup>。Leese 等提出的相关匹配法<sup>[2]</sup>一直到现在仍然是各卫星操作者使用的主流算法。相关匹配法计算工作量很大。为了减少计算工作量,有的卫星操作者用数值预报的风场作为猜测值,在猜测值的周围取一个相对较小的范围进行图像特征追踪<sup>[3-4]</sup>。Xu 等<sup>[5]</sup>提出了简算算法,把图像特征追踪的工作量减少到原来的三分之一。简算算法 99.8% 的追踪结果与全范围追踪一致。用简算算法, Xu 等在微机实现了卫星风计算<sup>[6]</sup>。

风矢量的高度指定是卫星风中最有挑战性的工作。静止气象卫星在 36000 km 的高度观测地球;而

云所在的对流层,高度只有十几公里。因此用几何方法很难将云的高度定准。示踪云高度的指定一般都用物理方法。在物理方法中,用一个红外通道的亮温指定云的高度,对于不透明的云而言是可以使用的;但是由于从半透明卷云向上的辐射中,有一部分来自其下面的背景,对于地球上大量存在的半透明卷云,这种方法总是低估云高。Schejwach 首先提出用一个透明通道(红外)和一个半透明通道(水汽)共同指定云高的算法<sup>[7]</sup>,使云高度的指定有了显著的改进。Schejwach 的工作可以说是云高度指定工作的经典。直到现在,双通道云高度指定一直使用 Schejwach 提出的原理。后来 Menzel 等用二氧化碳通道作为半透明通道指定云的高度<sup>[8]</sup>,在物理本质上与 Schejwach 提出的原理是一样的。

许健民等在研究了大量的个例后发现,在红外和水汽两个通道图型的分布中,存在云所在高度的信息<sup>[9-10]</sup>。对于高云,透明通道(红外)和半透明通道(水汽)都能观测到,因此两个通道的图型有很好的相关。对位于半透明(水汽)通道权重函数极值高度以下的中低云,透明通道(红外)能观测到,而半透明通道(水汽)不能观测到,因此两个通道的图型相关不好。用透明通道(红外)和半透明通道(水汽)图型的相关,首先判别示踪云属于高云还是低云。对

\* 2006-07-03 收到,2006-07-14 收到修改稿。

于高云,用 Schejwach<sup>[7]</sup>的算法指定云的高度。中低云一般是不透明的水云,可以用一个透明(红外)通道指定云的高度。使用了这个算法,不仅改善了卫星风矢量高度指定的精度,而且在风场的计算中利用了大气中大量存在的薄卷云。结果,卫星风矢量的分布大大改善<sup>[11]</sup>。

Campbell 等根据两颗卫星同时间观测的图像,用立体几何的方法指定云的高度<sup>[12]</sup>。因为两颗卫星同时间观测一个地点的图像很稀少,这种方法很难业务化。但是它可以作为一种真实性检验依据。

气象卫星风矢量是数值天气预报的重要初始资料。据欧洲中期数值预报中心统计,卫星风进入初始场以后,对数值预报有正贡献。为了估计个别卫星风矢量对数值模式初始场的影响,美国 NESDIS 和欧洲气象卫星组织(EUMETSAT)分别提出了风矢量的质量标志<sup>[3,13]</sup>。这些质量标志的使用,对模式同化起了很好的作用。因此气象卫星协调组织(CGMS)建议所有的卫星风资料提供者都应同时提供质量标志。

日本气象厅用高频次扫描观测对卫星风矢量的影响做了许多工作。Nakamura 等指出,将高频次扫描观测的卫星风矢量引入数值预报模式后,改进了台风路径的预报精度<sup>[14]</sup>。极地轨道气象卫星大约每 102 min 经过极地 1 次。地球观测系统(EOS)第一颗先进的极地轨道环境观测卫星 Terra 上搭载了中分辨率成像光谱仪(MODIS)。MODIS 有水汽通道,因此可以用它与红外通道一起指定云的高度。Santek 等用 EOS MODIS 资料导出的风矢量数据被欧洲中期预报中心(ECMWF)证实对数值预报有非常大的正反馈效果<sup>[15]</sup>。

欧洲空间局(ESA)正在执行地球探测(Earth Explorer)大气动力学计划(Atmospheric Dynamics Mission,ADM)。ADM 的主要目标就是提供全球三维空间的风场。ADM 将用主动多普勒测风激光雷达(Doppler Wind Lidars,DWL)获取全球风资料,同时可获得云顶高度、云的垂直分布、气溶胶性质、风的可变性信息<sup>[16]</sup>。

美国宇航局(NASA)正在执行静止卫星成像福里埃变换分光计(The Geostationary Imaging Fourier Transform Spectrometer,GIFTS)计划。GIFTS 将采用大面积的焦平面传感器阵列技术,获得大范围高频次的高空间分辨率数据。福里埃变换分光计用于对传感器阵列中所有的像元获得高垂直解析度的探

测数据。GIFTS 以很高的空间(水平、垂直)分辨率和时相提供温度和水汽廓线,在此基础上推导出大气中各层次的风<sup>[17]</sup>。GIFTS 和 ADM 计划的实现将是气象卫星对地观测领域具有划时代意义的变革。

我国在卫星风领域的工作开始于 20 世纪 80 年代末期。在科技部“八五”攻关课题的支持下,中国气象局国家卫星气象中心(以下简称国家卫星气象中心)、南京气象学院、北京大学分别在卫星风矢量推导领域做了工作。国家卫星气象中心陈金娥用日本 GMS 卫星资料试验了卫星风矢量计算方法<sup>[18]</sup>。南京气象学院王振会用美国 GOES 卫星高时相的资料,探讨了分钟级时相图像资料在风矢量计算中的可用性。

由许健民、张其松、方翔、陈华、陆风组成的工作小组从 1994 年开始,在卫星风领域做了许多工作。除了在本文提到的简算算法和云高度指定改进工作以外,许健民和方翔等分析了高密度卫星风矢量揭示的发展和不对流层上部环流特征的差别<sup>[19-20]</sup>。陈华和许健民考察了不同的质量控制方法对卫星风矢量计算结果的影响。

许健民和陆风在定位方面做了工作,将风云二号卫星观测数据的定位精度提高到了像元级<sup>[21-22]</sup>;戎志国、陆风、张玉香等在风云二号卫星与美国 NOAA 卫星数据的互定标方面做了工作,将风云二号卫星红外通道观测数据的定标精度提高到了 2~3 K。这些工作为我国风云二号卫星数据的定量处理打下了基础。风云二号气象卫星的卫星风产品已于 2005 年 6 月正式投入业务使用,2005 年 11 月用 BUFR 码向 GTS 公开发布。

## 1 卫星风的基本算法

卫星风是指根据图像上目标物的移动估计大气中的风矢量。

用静止气象卫星的图像估算风场,其主要任务是在连续的几幅静止气象卫星图像上追踪图像块(以下简称示踪云)的位移,并计算图像块所代表的云或水汽特征所在的层次。追踪图像块的位移包含图像识别和几何学两个科学问题。计算图像特征所在的高度在用几何学方法不能达到所需精度的情况下,要利用示踪云中的像元在不同通道处的辐射测值进行估算,则主要是一个物理学问题。

风场估算从概念上说是简单的,但是在实践中不容易做准确。为了把风矢量计算好,另外两个环节的工作也十分重要,这两个环节就是数据预处理和质量控制。因此卫星风的基本算法由4部分组成:数据预处理、示踪图像块的追踪、示踪图像块的高度指定和质量控制。这里以国家卫星气象中心的卫星风算法为例,介绍卫星风的算法(其他卫星数据处理中心算法的不同在有关的地方注明)。

### 1.1 数据预处理

数据预处理进行通道分离、定位、定标等文件数据提取、质量检验和容错处理等工作。通道分离是将原始展宽图像数据中不同通道的测值分离开来,每一个通道形成一幅圆盘图,便于在后续计算中数据的反复调用。定位、定标工作的质量对卫星风的质量有非常大的影响。可以说,没有高质量的定位、定标预处理工作,卫星风的质量是无法保证的。

### 1.2 示踪图像块的追踪

#### 1.2.1 追踪方法

追踪图像块位移的方法,目前各卫星操作者都用相关匹配法。将第二幅图像上的目标与第一幅和第三幅图像上的追踪区进行相关匹配,取相关系数最大值所在的位置。如果相关系数矩阵存在多个峰值,那么也取出次大峰值所在的位置。为了得到更精确的风矢量,进行次像元极大值位置估计。所得结果就是被追踪目标最可能的初始和终了位置。用球面几何公式算出前后两个时次各两个风矢量。比较这4个风矢量的时间匹配对,取出时间上最连续的匹配对,风向指定为该匹配对初始位置指向终点位置的方向,风速指定为该匹配对风速大小的均值。

示踪云目标追踪耗费大量的计算机时间。采用逐步搜索的计算策略,可以有效地节约机时<sup>[5]</sup>。

相关系数矩阵面的极值不一定正好在格点上。在上下和左右方向上用双线性内插法可求出相关曲面极大值所在位置。尤其对于风速较小的低层风,经过这样处理后,风矢量的水平一致性大为改善。

De w 等<sup>[23]</sup>的工作表明,在图像块测值的动态范围很小的地区,用欧拉距离法追踪效果较好。在风云二号风矢量算法中,首先用相关匹配法进行追踪,对于相关匹配法失去追踪的地方,用欧拉距离法补做。

#### 1.2.2 风矢量计算方法

根据图像位移计算风矢量的公式如下:设  $\varphi_0$ ,  $\varphi_1$ ,  $\lambda_0$ ,  $\lambda_1$  分别为起点和终点时示踪图像块的纬度

和经度,  $\Delta\lambda$  和  $\Delta t$  分别为经度差和时间差,  $r_p$  为地球的极地半径,  $\varepsilon$  为地球的扁率。

$$r = r_p \cdot \sqrt{(1 + \tan^2 \varphi) / (1 + \tan^2 \varphi - \varepsilon^2)} \quad (1)$$

为图像块所在纬度地球的半径,那么

$$\gamma = \arccos(\sin \varphi_0 \cdot \sin \varphi_1 + \cos \varphi_0 \cdot \cos \varphi_1 \cdot \cos \Delta\lambda) \quad (2)$$

就是图像块起始位置和终点位置之间的地心角。风速  $F$  为

$$F = \gamma \cdot r / \Delta t \quad (3)$$

风向的大小  $D$  为

$$D = \arccos[(\sin \varphi_1 - \cos \gamma \cdot \sin \varphi_0) / (\sin \gamma \cdot \cos \varphi_0)] \quad (4)$$

若  $\lambda_1 > \lambda_0$ , 风向  $D_D = D$ ;

若  $\lambda_1 < \lambda_0$ , 风向  $D_D = 360^\circ - D$ 。

#### 1.2.3 示踪云的选择

目前国家卫星气象中心的算法不对示踪图像块进行选择,而 EUMETSAT<sup>[24-25]</sup> 和 NESDIS<sup>[26-27]</sup> 都对示踪图像块进行选择。国家卫星气象中心算法不选择示踪图像块的理由是追踪的对像为云的分布,而不是个别示踪云本身,示踪图像块对比度小可能仍旧是好的追踪目标,如果进行选择,很可能会删除一部分好的示踪图像块,使风的密度降低。EUMETSAT 和 NESDIS 的算法选择示踪图像块的理由是示踪图像块对比度大才是好的追踪目标,适当的选择可能会删除一部分高云和低云混杂的图像块,有利于风矢量精度的提高。EUMETSAT 和 NESDIS 的做法是:首先做云检测,通过云检测程序,图像块中必须有一定百分比的像元被检测为有云像元,并且要避免存在大量的多层云;然后剔除多层云,在预选网格点的周围比较图像块像元测值的均值、对比度和大像元标准差,均值应在 5~250 之间,对比度应大于 15,大像元(3×3)标准差小的像元被认定为均匀目标,对于标准差小的均匀目标,做均值的直方图分析<sup>[28]</sup>,通过直方图分析,可以认定该图像块中有几种均匀的观测目标,如果有 20% 的大像元在最多的两种均匀目标以外,那么这个图像块可以被认定具有多层云,具有多层云的图像块很难指定云的高度;最后,在 NESDIS 的算法里,具有多层云的图像块被剔除<sup>[26]</sup>,在 EUMETSAT 的算法里,具有多层云的图像块被增强,以抹去低层云<sup>[24]</sup>。

在用可见光和红外通道图像计算风矢量时,压海岸线的图像块不选作追踪目标。因为海岸线是不

动的,而云是动的。选择压海岸线的图像块作为追踪目标会使计算出的风速偏小。具体做法是:在大像元均值和标准差的两维直方图分析中,如果有 80% 的大像元在最多的两个群落以内,但是这两个群落的对比度特别小,这两个群落可能只代表两种不同性质的地面,也予以剔除。

被选择为追踪目标的相邻图像块不能有 30% 以上的重叠像元,以保证风矢量相互之间独立。

#### 1.2.4 示踪图像块的增强

EUMETSAT 对认定为具有多层云的示踪图像块进行增强处理,突出其中的高云,抹去其中的低云<sup>[24,29]</sup>。对于多层云区,如果上下层云的移动方向有很大的不同,这样做是有效的。

#### 1.2.5 示踪图像块追踪区的大小

关于示踪图像块的大小,国家卫星气象中心和 EUMETSAT 为  $32 \times 32$  像元, NESDIS 为  $24 \times 24$  像元。追踪图像块大,误追踪的概率小,但是求出的风速偏小。当图像块测值的动态范围大时,较小的图像块也能得到好的追踪结果, $24 \times 24$  像元以上的图像块大小是必须的。关于追踪区的大小,国家卫星气象中心为  $96 \times 96$  像元。EUMETSAT<sup>[30]</sup>和 NESDIS<sup>[26]</sup>分别为数值预报估计位置周围  $38 \times 38$  和  $35 \times 35$  像元。国家卫星气象中心的简算算法不依赖于数值预报结果,追踪区范围大,计算工作量随追踪范围的扩大增加不多,从 1997 年投入业务以来,表现一直很好。在风云二号风矢量算法中仍旧沿用。

#### 1.2.6 可见光和热红外通道图像资料的使用

目前国家卫星气象中心的风矢量算法只使用于红外和水汽两个图像通道。而 EUMETSAT<sup>[25]</sup>和 NESDIS<sup>[27]</sup>都在业务中使用可见光通道计算风矢量。可见光通道计算的风矢量在海上的细胞状云区对低层风的分布密度贡献很大。除此以外, NESDIS 在业务中还使用  $7.0$  和  $7.4 \mu\text{m}$  的垂直探测通道计算风矢量<sup>[27]</sup>。另外, NESDIS 的研究表明,用分裂窗通道<sup>[31]</sup>和夜间的  $3.9 \mu\text{m}$  热红外通道,低层风的分布大大改善了。

#### 1.2.7 风速订正

卫星遥感观测所得的风矢量,方向与探空观测相当一致,但是速度明显偏小。NESDIS 在 2002 年的工作进展报告中说,因为 ECMWF 检查结果表明 GOES8 热带的风速偏大,他们将热带地区的风速订正关掉了<sup>[27]</sup>。这说明 NESDIS 原来对卫星风矢量做了速度订正,现在仍旧对高纬度的卫星风矢量进

行速度订正。NESDIS 还报告说,在水汽图像的风矢量中,有时候在急流附近的晴空区,出现速度大于  $60 \text{ m/s}$  的风,比数值预报场大很多。他们过去在质量控制阶段把这些风删除了,现在认为这些风矢量是对的,不应删除。

### 1.3 卫星风高度的指定

#### 1.3.1 双通道云高度指定的物理原理

大气中存在大量半透明卷云。卷云被风吹着运动,其形状在短时间内变化较小,是很好的示踪物。如果用红外通道亮温估计卷云所在的环境温度,那么由于一部分辐射来自云下的背景,所估计出的云高总是偏低。因此必须用窗区(红外)和吸收区(水汽或二氧化碳吸收通道)数据共同指定卫星风的高度。

假定云的半透明程度在窗区和吸收区相同,卷云的窗区和吸收区测值呈线性相关关系。根据这种线性相关关系,可以估计出卷云的半透明程度和卷云所在的环境温度。

Xu 等<sup>[9]</sup>指出,非常薄的卷云与低云红外、水汽亮温测值特征十分相似。因此用双通道亮温测值本身难以区分这两种云。但是卷云和低云的亮温特征分布在红外和水汽两个通道上是绝然不同的。卷云所在的位置高,红外、水汽两个通道都能观测到,其分布特征是一致的。低云所在的位置低,只有红外通道能观测到,红外、水汽两个通道的分布特征是不一致的。因此利用分布特征可以把卷云和低云区分开来。

#### 1.3.2 初判

首先用红外和水汽通道图像测值的分布,初判示踪云中的图像特征在高层还是在低层。指标有 5 个:水汽通道亮温本身,水汽通道亮温变化范围,红外通道与水汽通道的图像相关,分裂窗通道亮温差,红外水汽散点图上测值分布回归线的斜率。

如果云的高度在水汽通道权重函数峰值高度 ( $400 \text{ hPa}$  左右) 以上,那么水汽通道亮温本身应当低,水汽通道亮温变化范围应当大,红外通道与水汽通道的图像相关应当高,红外水汽散点图上测值分布回归线的斜率应当大,分裂窗通道亮温差应当大。如果云的高度在水汽通道权重函数峰值高度 ( $400 \text{ hPa}$  左右) 以下,那么水汽通道亮温本身应当高,水汽通道亮温变化范围应当小,红外通道与水汽通道的图像相关应当低,红外水汽散点图上测值分布回归线的斜率应当小,分裂窗通道亮温差应当小。

#### 1.3.3 高度订正

对于初判为高云的示踪云,用被追踪图像块范

围内红外与水汽亮温之间的回归曲线,与不透明云的红外/水汽亮温关系求交点,用交点作为卫星风高度上的温度。

对于初判为低云的示踪云不进行高度订正。此时用最低红外亮温作为卫星风的高度上的温度。

1.3.4 高度调整

空间连续性质量控制以后,将初判第一步留下的风和未通过空间连续性质量控制的风给予邻近云的高度。再进行空间连续性质量控制计算。

1.3.5 水汽通道风的高度

水汽通道风的高度订正,至今还没有公认的理论。在无云的晴空区,水汽通道风所在的高度应当是一个具有相当厚度的层<sup>[32]</sup>,这个具有相当厚度层的所在位置,与当地的水汽垂直廓线有关系。成功地指定这个层的位置是一件有挑战性的工作。

目前 NESDIS 所用的水汽通道风高度指定方法<sup>[27,32]</sup>分两步完成:① 求出水汽通道的亮温,在数值天气预报大气廓线上查出其高度;② 用高度调整法调整其高度。

1.4 质量控制

质量控制插在每一步计算过程之后立即进行。未通过质量控制的示踪云被剔除,不参与下一步运算。

1.4.1 时间连续性质量控制

用 3 幅图算出的连续两个时次的风,应当没有大的矢量差。若连续两个时次风的矢量差大于两个时次平均标量风,则认为其没有时间连续性,被剔除。时间连续性质量控制在示踪云目标追踪以后立即进行。

1.4.2 空间连续性质量控制

以 400 hPa 和 700 hPa 为界将大气分成高、中、低 3 层。在每一个层,对每一个风计算周围风。周围风由该风四周两圈的风加权平均而得。内圈权重为 1,外圈权重为 0.25。如果总权重超过 3,那么认为周围风有代表性,可以与当地风进行比较。如果总权重小于 3,那么认为周围没有足够多的风,空间连续性质量控制不能履行。该当地风未通过该高度的一致性质量检验,这个当地风仍旧可能被其他高度挽回。

卫星风与周围同高度上的卫星风应当没有大的矢量差。矢量差大于阈值的风被认为没有空间连续性,被调整到其他高度,调整后无效者被剔除。

矢量差的阈值是这样定义的:水平一致性系数

= 1 - 周围平均风 × cos(当地风与周围平均风的方向差) / 当地风与周围平均风中速度大的一个。

空间连续性质量控制在高度订正以后立即进行。空间连续性质量控制以后进行高度调整。高度调整以后再行空间连续性质量控制。这个过程要反复做 5 次。

1.4.3 剔除地物

示踪目标移动速度小于 4 m/s 者可能是地物,一律被剔除。

卫星风的软件已经过多年业务运行的考验,只要接收质量好,不丢图不出现大量的误码,常规资料到位,它都能正常运行。

1.4.4 质量标志

EUMETSAT 和 NESDIS 对每一个风矢量附加一个质量标志码,供数值预报模式同化时衡量其可信度<sup>[33]</sup>。质量标志码用卫星风矢量与当地的数值预报风矢量以及温度、高度等要素比较后得出。

国家卫星气象中心在对 EUMETSAT 所用的质量标志码( $I_Q$ )进行修订后定义的质量标志码为:

$$I_Q = 1 - \frac{1}{\sum W_i} \sum W_i \cdot \phi_i \quad (1)$$

比较要素( $i$ )、函数( $\phi$ )和权重( $W$ )的定义如表 1 所示。

表 1 比较要素( $i$ )、函数( $\phi$ )和权重( $W$ )的定义(根据 Holmlund 等<sup>[33]</sup>修正)

比较要素( $i$ )	函数( $\phi$ )	权重( $W$ )
风向	$\frac{ D_2(X, Y) - D_1(X, Y) }{180 + 1}$	1
风速	$\frac{ S_2(X, Y) - S_1(X, Y) }{[S_2(X, Y) + S_1(X, Y)] + 1}$	2
风矢量	$\frac{ V_2(X, Y) - V_1(X, Y) }{[S_2(X, Y) + S_1(X, Y)] + 1}$	2
风矢量的空间差异	$\frac{1}{n} \sum \frac{ V(X, Y) - V(X \pm i, Y \pm j) }{[S(X, Y) + S(X \pm i, Y \pm j)] + 1}$	4
风矢量预报风场的差异	$\frac{ V(X, Y) - F(X, Y) }{[S(X, Y) + S_F(X, Y)] + 1}$	2

注:风向为  $D$ ,单位:(°);风速为  $S$ ,单位:m/s;风矢量为  $V$ ,单位:m/s;预报风场为  $F$ ,单位:m/s;预报风速为  $S_F$ ,单位:m/s。

NESDIS 所用的质量标志码( $B$ )定义为:

$$B_{m,k} = \left| \frac{V_m - V_{i,j,k}}{W_V} \right|^2 + \left| \frac{T_m - T_{i,j,k}}{W_T} \right|^2 + \left| \frac{P_m - P_{i,j,k}}{W_P} \right|^2 + \left| \frac{D_m - D_{i,j,k}}{W_D} \right|^2 + \left| \frac{S_m - S_{i,j,k}}{W_S} \right|^2 \quad (2)$$

式(2)中,温度为  $T$ (单位:  $^{\circ}\text{C}$ ), 气压为  $P$ (单位: hPa), 权重为  $W$ ,  $m$  为卫星风测值,  $i, j$  为数值预报格点值,  $k$  为垂直层次。  $W_V = 2$ ,  $W_T = 10$ ,  $W_P = 100$ ,  $W_D = 1000$ ,  $W_S = 1000$ 。

## 2 卫星风在数值天气预报、天气分析和预报中的应用

### 2.1 卫星风在数值天气预报中的应用

在欧洲中期预报中心, 卫星风在数值天气预报模式中的同化一直倍受重视<sup>[34]</sup>。他们对卫星风的资料既做统计分析也做个例分析。卫星风在数值预报同化使用前要通过一系列检查。质量标志码是重要的检查手段之一。英国气象局是欧洲气象卫星组织专设的卫星资料数值预报应用研究机构。他们对全球所有的卫星风资料进行收集、统计, 并研究其应用方法<sup>[35]</sup>。欧洲其他国家的气象局对卫星风资料在数值预报中的应用也十分重视。总的来讲, 在资料稀少的地区, 卫星风的影响大。静止气象卫星的风对数值预报的影响在热带和南半球是正反馈。由于在极地地区各种资料都十分匮乏, MODIS 风对数值天气预报有非常明显的正反馈<sup>[36]</sup>。

我国数值预报工作者对卫星风在数值预报中的使用也做了不少工作。中国科学院大气物理研究所开放实验室<sup>[37]</sup>使用国家卫星气象中心的云迹风资料研究了1998年6—7月长江流域大暴雨的数值预报。他们指出, 与探空试验相对照, 高空云迹风资料同化结果显示, 它能改善高空风场质量, 改正了控制试验中模式高空风场对中纬度高空西风急流前沿西风强度的描述, 使得暴雨中心强度增大10~25 mm, 对6月13日的模拟得到两个100 mm以上的强降水中心, 与实际降水分布更加接近。因此, 在暴雨预报业务和科研中, 改善高空风场对提高降水预报质量是一个有效途径, 值得进一步尝试。

国家气象中心台风数值预报组<sup>[38-39]</sup>用云迹风资料进行了台风移动路径的研究。他们在台风模式中使用卫星风后认为: 卫星风作为观测资料进入模式后, 虽然使台风移动速度变慢, 但是移动方向偏差减少了。国家气象中心台风数值预报组探索了通过引入卫星风资料来订正客观分析场, 并形成非对称 Bogus 台风模型。通过上述试验, 探讨卫星风资料在台风数值预报中的可用性和应用前景。他们的工作结果表明: 利用卫星风资料订正客观分析风场,

取得较好的预报效果。再通过质量场的调整, 获得订正后的协调分析场, 又使预报精度得到进一步提高。

### 2.2 卫星风在天气分析和预报中的应用

#### 2.2.1 卫星风所显示的对流层上部环流形势与我国主要雨带位置的关系

王峰等<sup>[40]</sup>、侯青等<sup>[41]</sup>分析了卫星风所显示的对流层上部环流形势与我国主要雨带位置的关系。我国夏季出现重要降水过程时对流层上部存在特定的3种环流形势。第一种环流形势: 我国南方雨带在青藏高原对流层上部常伴有一个反气旋脊, 强降水区位于该反气旋东部脊线和副热带西风急流之间的气流辐散区或脊线南侧热带东风的速度辐散区里, 以6月至7月在我国长江流域和华南地区较为多见。第二种环流形势: 强降水区位于我国东南部沿海对流层上部不对称反气旋外流区的西侧, 高空变形场东侧, 常见于7月到9月下旬。第三种环流形势: 强降水区位于高空槽前的西南气流里, 这种流型7月到8月在我国30°N以北地区居多。

其中第一种环流形势对我国雨带的位置有重要的指示意义。在这类降水过程发生期间, 对流层上部的脊有以下特征: 这个东西走向的脊在其极地一侧为副热带急流, 在赤道一侧为热带东风急流。两支急流靠得很近, 脊线附近有很强的切变负涡度和曲率负涡度。因此是相对涡度的大负值区。这有利于该地区在对流层上部建立正压不稳定的环境流场条件。一旦有对流扰动存在, 在这样的环境流场条件下, 易于维持和发展。这个东西走向的脊系附近, 有很强的高空辐散, 这有利于对流层下部的辐合和对流层中的上升运动。位于这个脊系北侧的副热带急流, 其走向几乎与脊系平行, 指向脊线的风速分量很小。这有利于在脊系附近保持高湿的环境条件, 有利于雨带的维持。

#### 2.2.2 对流层上部槽脊辐合体对副热带高压的指示意义

Weldon 等<sup>[42]</sup>指出, 水汽图像上的内边界对应对流层上部的槽脊辐合体。这种槽脊辐合体及其相伴的大范围辐合环境流场在对流层上部卫星风分布图上被清楚地描绘出来。在对流层上部槽脊辐合体下面, 副热带高压稳定维持。当对流层上部的大范围辐合是由汇合渐近线或单一的汇合反气旋提供时, 对流层中下部的副热带高压比较弱, 并且不如对流层上部有槽脊辐合体时稳定。

### 2.2.3 深对流天气所对应的对流层上部环流特征

Schmetz 等<sup>[43]</sup>用 Meteosat-8 卫星的资料分析了卫星风揭示的热带深对流与对流层上部辐散的关系。他们指出,卫星风揭示的热带深对流上面对流层上部的辐散,比 ECMWF 分析场所表示的辐散大一个数量级以上,而且有非常明显的日变化。他们认为,卫星风在数值预报同化中还没有得到有效地利用。

### 2.3 高密度卫星风资料所揭示的发展和 不发展热带气旋的对流层上部环流特征

对热带气旋发展的预测是有热带气旋活动地区预报员的一项主要工作,对从事研究工作的科学家来说,它也是最具挑战性的工作之一。在这个领域已经进行了许多研究工作,CISK 理论<sup>[44]</sup>认为热带气旋发展的一个基本条件是在对流层下部边界层内具有天气尺度的气旋性流入气流。通过对探空资料进行综合分析,Gray<sup>[45]</sup>指出:热带气旋是发展还是不发展,与对流层上部的环流型密切相关。不发展的热带气旋对流层上部是单一方向的气流,这使得云团上空对流层中的垂直切变较大,发展的热带气旋对流层上部一般为多方向的外流,这不仅有利于减弱气旋上的垂直切变,而且对气旋性角动量流入也是有利的<sup>[46]</sup>。根据飞机报告和卫星风结果,Sadler<sup>[47]</sup>提出:发展的热带气旋上空对流层顶附近具有多方向的外流。方翔等<sup>[20]</sup>用高密度卫星风资料分析了发展和不发展热带气旋的对流层上部环流特征,指出在发展的热带气旋上空对流层上部有多方向外流。在西北太平洋上,云团北侧的对流层上部的西风经常是由深入到热带的中纬度西风槽提供的。在盛夏季节的西北太平洋,图像北侧的对流层上部的西风是由 TUTT 南侧的西风提供的。不发展的热带气旋其对流层上部通常有一致的东风气流,消散的热带风暴或台风其对流层上部通常有一致的西风气流。

## 3 卫星风研究的动向

每两年举行一次的国际卫星风会议对卫星风领域的工作进展进行评论,并建议未来的研究方向。2006 年 4 月举行的第八届国际卫星风会议有以下评论和建议:

1) 卫星风的质量是从图像定位和定标开始的许多工作阶段的综合结果,要反复核对逐个处理工

作段,确保每个工作段的高质量。

2) 质量指示码非常重要,建议所有的卫星风处理中心都要提供质量指示码。

3) 卫星风的物理高度指定仍然有大量的工作要做。尤其要研究不同的物理高度指定方法结果差别较大的原因。被追踪的目标物与被用来估计风高度的目标物应该一致。

4) 关于分裂窗通道的设置位置,认为  $12\ \mu\text{m}$  与  $13\ \mu\text{m}$  联合比  $10\ \mu\text{m}$  与  $13\ \mu\text{m}$  联合效果更好。

5) 因为物理定高方法进展不明显,近期尤其要重视几何定高技术的研究和使用。

6) MODIS 的风对数值天气预报有很好的正反馈,要及时传播使用。

## 参考文献

- [1] Menzel W P. Application with Meteorological Satellites, WMO Technical Document No.1078, SAT-28, 2001.
- [2] Leese J A, Novak S, Clark B. An automatic technique for obtaining cloud motion from Geosynchronous Satellite data using cross correction. *J Appl Meteor*, 1971, 10:118-132.
- [3] Nie man S J, Menzel W P, Hayden C M, et al. Fully automatic cloud drift winds in NESDIS operations. *Bull Amer Meteor Soc*, 1997, 78(6):1121-1133.
- [4] Schmetz J, Holmlund K, Hoffman J, et al. Operational cloud motion winds from Meteosat infrared images. *J Appl Meteor*, 1993, 32(7):1206-1225.
- [5] Xu J, Holmlund K, Zhang Q, et al. Comparison of two schemes for derivation of atmospheric motion vectors. *J Geophys Res*, 2002, 107(D14).
- [6] Xu Jianmin, Zhang Qisong. Calculation of Cloud Motion Wind with GMS-5 Images in China. Proceedings of the Third International Winds Workshop, Ascona, 10-12 June 1996, EUMETSAT Publication, EUM P18:45-52.
- [7] Schejwach G. Determination of semitransparent cirrus cloud temperature from infrared radiances: application to Meteosat. *J Appl Meteor*, 1982, 21(3):384-393.
- [8] Menzel W P, Smith W L, Stewart T R. Improved cloud motion wind vector and altitude assignment using VAS. *J Climate Appl Meteor*, 1983, 22:377-384.
- [9] Xu Jianmin, Zhang Qisong, Fang Xiang, et al. Cloud Motion Winds from FY-2 and GMS-5 Meteorological Satellites, Proceedings of the 4th International Winds Workshop, Saanenmöser, Switzerland, 20-23 October 1998, EUMETSAT Publication, EUM P24:41-48.
- [10] 许健民, 张其松, 方翔. 用红外和水汽两个通道的卫星测值指定卫星风的高度. *气象学报*, 1997, 55(4):408-417.
- [11] Schmetz J, Hinsman D, Menzel W P. Summary of the Fourth In-

- ternational Wind Workshop. *Bull Amer Meteor Soc*, 1999, 80 (5): 893-899.
- [12] Campbell G G, Holmlund K. Geometric Cloud Heights from Meteosat and AVHRR. Proceedings Fifth International Wind Workshop, Lorne Australia, March 2000, EUM P28: 109-115.
- [13] Holmlund K. The utilization of statistical properties of satellite-derived atmospheric motion vectors to derive quality indicators. *Wea Forecasting*, 1998, 13: 1093-1104.
- [14] Nakamura Y, Ozawa E, Onogi K, et al. Impact Experiments on NWP with Rapid Scan AMVs. Proceedings of the 6th International Winds Workshop, Madison, USA, 7-10 May 2002, EUMETSAT Publication, EUM P35: 171-178.
- [15] Santek D, Key J, Velden C, et al. Deriving Winds from Polar Orbiting Satellite Data. Proceedings of the 6th International Winds Workshop, Madison, USA, 7-10 May 2002, EUMETSAT Publication, EUM P35: 251-261.
- [16] Ingmann P, Fuchs J. The Atmospheric Dynamics Mission. Proceedings Fifth International Wind Workshop, Lorne Australia, March 2000, EUM P28: 267-274.
- [17] Smith W, Harrison W, Hinton D, et al. GIFTS-A System for Wind Profiling from Geostationary Satellites. Proceedings Fifth International Wind Workshop, Lorne Australia, March 2000, EUM P28: 253-258.
- [18] Chen J E. China Meteorological Satellite FY-2 Cloud Drift Wind Processing Method. Proceedings of the 2nd International Winds Workshop, Tokyo 13-15 December 1993, EUMETSAT, EUM P14: 71-76.
- [19] Xu J, Fang X, Zhang Q. Developing and Non Developing Tropical Cyclones Revealed by High Density Cloud Motion Winds, Proceedings of the 4th International Winds Workshop, Saanenmöser, Switzerland, 20-23 October 1998, EUMETSAT Publication, EUM P24: 147-154.
- [20] 方翔, 许健民, 张其松. 高密度卫星风资料所揭示的发展和 不发展热带气旋的对流层上部环流特征. *热带气象学报*, 2000, 16(3): 217-224.
- [21] Xu J, Lu F, Zhang Q S. Automatic Navigation of FY-2 Geosynchronous Meteorological Satellite Images. Proceedings of the 6th International Winds Workshop, Madison, USA, 7-10 May 2002, EUMETSAT Publication, EUM P35: 291-296.
- [22] 陆风, 许健民, 张其松. 风云二号气象卫星姿态和失配角参数对图像影响的模拟研究. *应用气象学报*, 2001, 12(4): 393-398.
- [23] Dew G, Holmlund K. Investigations of Cross-correlation and Euclidean Distance Target Matching Techniques in the MPEF Environment. Proceedings of the fifth International Winds Workshop, Lorne, 28 February-3 March 2000, EUMETSAT, EUM P28: 235-243.
- [24] Schmetz J, Holmlund K, Hoffman J, et al. Operational cloud motion winds from Meteosat infrared image. *J Appl Meteor*, 1993, 32: 1206-1225.
- [25] Holmlund K. Current Status of the Meteosat Operational and Future AMV Extraction Facilities. Proceedings of the 6th International Winds Workshop, Madison, USA, 7-10 May 2002, EUMETSAT Publication, EUM P35: 45-52.
- [26] Nie man S J, Schmetz J, Menzel W P. A comparison of several techniques to assign heights to cloud tracers. *J Appl Meteor*, 1993, 32: 1559-1568.
- [27] Daniels J, Velden C, Bresky W, et al. Status and Development of GOES Wind Products at NOAA/ NESDIS. Proceedings of the 6th International Winds Workshop, Madison, USA, 7-10 May 2002, EUMETSAT Publication, EUM P35: 71-80.
- [28] Coakley J, Bretherton F. Cloud cover from high resolution scanner data: detecting and allowing for partially filled fields of view. *J Geophys Res*, 1982, 87(C7): 4017-4932.
- [29] Hoffman J. Use of Spatial Coherence Method for Cloud Motion Wind Retrieval. The 8th Meteosat Users' Meeting, 1990: 97-100.
- [30] Gustafsson J, De Berg L V, Roveda F, et al. Preprocessing of Atmospheric Motion Vectors from Meteosat Image Data. Proceedings of the 6th International Winds Workshop, Madison, USA, 7-10 May 2002, EUMETSAT Publication, EUM P35: 53-62.
- [31] Inoue T. On the temperature and effective emissivity determination of semi-transparent cirrus clouds by bi-spectral measurements in the 10  $\mu$ m window region. *J Meteor Soc Japan*, 1985, 63 (1): 88-98.
- [32] Velden C S, Hayden C M, Nie man M S J, et al. Upper tropospheric winds derived from Geostationary satellite water vapour observations. *Bull Amer Meteor Soc*, 1997, 78: 173-195.
- [33] Holmlund K, Velden C S. Objective Determination of the Reliability of Satellite Derived Atmospheric Motion Vectors. Proceedings of the Fourth International Winds Workshop, Saanenmöser, Switzerland, 20-23 October 1998, EUMETSAT Publication, EUM P24: 215-224.
- [34] Grijn G, Garcia Mendez A. Monitoring of Atmospheric Motion Vectors at ECMWF. Proceedings of the 6th International Winds Workshop, Madison, USA, 7-10 May 2002, EUMETSAT Publication, EUM P35: 81-86.
- [35] Forsythe M, Garcia Mendez A, Berger H, et al. Status and Development of Satellite Wind Monitoring by the NWP SAF. Proceedings of the 6th International Winds Workshop, Madison, USA, 7-10 May 2002, EUMETSAT Publication, EUM P35: 105-112.
- [36] Bremen L, Thépaut J, Kelly G. Assimilation of Polar Winds and Recent Satellite Winds Impact Studies at ECMWF. Proceedings of the 6th International Winds Workshop, Madison, USA, 7-10 May 2002, EUMETSAT Publication, EUM P35: 255-263.
- [37] 周兵, 徐海明, 吴国雄, 等. 卫星风资料同化对暴雨预报影响的数值模拟. *气象学报*, 2002, 60(3): 309-317.
- [38] 张守峰, 王诗文. 在台风业务系统中使用卫星云导风资料的试验. *气象*, 1999, 25(8): 22-25.
- [39] 张守峰, 王诗文. 应用卫星云导风进行台风路径预报试验. *热带气象学报*, 1999, 15(4): 347-355.



- [ 40 ] 王峰, 许健民. 卫星风资料所揭示的对流层上部环流形势与 1998 年夏季我国南方雨带的关系 // 1998 年长江嫩江流域特大暴雨的成因及预报应用研究. 北京: 气象出版社, 2001: 142-147.
- [ 41 ] 侯青, 许健民. 卫星导风所揭示的对流层上部环流形势与我国夏季主要雨带之间的关系. 应用气象学报, 2006, 17(2): 138-144.
- [ 42 ] Weldon R B, Holmes S J. 水汽图像在天气分析和预报中的解释与应用(中译本). 北京: 气象出版社, 1994.
- [ 43 ] Schmetz J, Borde R, König M, et al. Upper Tropospheric Fields in a Tropical Convective System Observed with METEOSAT-8. Proceedings of the 6th International Winds Workshop, Madison, USA, 7-10 May 2002, EUMETSAT Publication, EUM P35: 359-365.
- [ 44 ] Charney J G, Eliassen A. On the growth of the hurricane depression. *J Atmos Sci*, 1964, 21: 68-75.
- [ 45 ] Gray W M. Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon Wea Rev*, 1968, 96: 669-698.
- [ 46 ] Holland J G. Angular momentum transports in tropical cyclones. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1983, 109: 187-209.
- [ 47 ] Sadler J C. A role of the tropical upper tropospheric trough in early season typhoon development. *Mon Wea Rev*, 1976, 104: 1266-1278.

## Status Review on Atmospheric Motion Vectors-derivation and Application

Xu Jianmin Zhang Qisong

(National Satellite Meteorological Center, Beijing 100081)

### Abstract

Atmospheric Motional Vector (AMV) derived from continuous satellite images, their derivations and applications in Numerical Weather Prediction, weather analyses and forecasting as well as the recent research development are introduced and reviewed. At present, the algorithms of AMV derivation are basically identical among different satellite data processing centers. AMV image matching is used with correlation method, while AMV height assignment is physically based on one window channel and one absorption channel. The quality of AMVs derivation depends on the entire procedure of the data processing. Therefore, it is very important to guarantee the high performance of each step in data processing. Height assignment is still a challenging issue at present. Since physical height assignment does not turn out ideal results, attentions ought to be paid to the test on geometric way. Geostationary AMV gives positive contribution in tropics and southern hemisphere in NWP. Because of the lack of various types data in the polar zones, polar AMV has positive feedback in NWP. Feedback from MODIS polar winds is quite encouraging. Overlapping display of AMVs and satellite images give forecasters a unique tool at weather analysis and forecasting. It is especially useful for diagnosis of major rain belt, subtropical ridge, severe convections and tropical cyclones.

**Key words:** Atmospheric Motional Vector (AMV); AMV height assignment; circulation pattern at the upper troposphere; tropical cyclone