

第4章 数值天气预报产品诊断释用方法

诊断释用主要包括模式直接输出(Direct Model Output,简称 DMO)和诊断分析(Diagnostic analysis)两种方法。前者的预报要素为数值模式的预报变量,而后者则是非模式预报量,如云、能见度和雷暴等一些重要天气现象(或气象要素)。

4.1 模式直接输出方法

众所周知,无论是全球中期数值预报模式,还是区域(中尺度)数值预报模式,模式的预报产品都包括地面气温、气压、湿度、风场、降水量、海平面气压,以及标准等压面上的气温、位势高度、湿度和风场等要素。模式直接输出(DMO)方法就是通过插值把格点上的数值模式要素预报结果分析到具体的站点,从而得到站点上的要素预报。DMO方法的最大优点是不需要建立预报方程,甚至相同的程序可以应用于不同的模式产品,可以获得任意多站点的预报结果,同时也可以得到任意站点、任意模式预报要素的预报结果。DMO方法的主要缺点是预报精度不高,对数值模式误差没有订正能力,预报精度完全依赖于模式,相对于形势场预报模式对要素预报的精度往往不是很高,这些因素决定了DMO的预报效果不是很好,这也是人们致力于研究其他释用方法的原因。

4.1.1 双线性插值原理

设某一站点位于模式的一个水平网格内(见图4.1), F_1 、 F_2 、 F_3 和 F_4 分别为该站点周围4个最近模式网格点上的要素值,则该站点的值 F 为:

$$F = a_1 F_1 + a_2 F_2 + a_3 F_3 + a_4 F_4 \quad (4.1)$$

式中,

$$\begin{aligned} a_1 &= s(1-h) \\ a_2 &= (1-s)(1-h) \\ a_3 &= (1-s)h \\ a_4 &= sh \\ a_1 + a_2 + a_3 + a_4 &= 1 \end{aligned} \quad (4.2)$$

上式中 s 表示站点距该网格北界距离占模式南北方向水平格距的比例, h 表示站

点距该网格东边界距离占模式东西方向水平距离的比例,则 $1-s$ 表示站点距该网格南界距离占模式南北方向水平格距的比例, $1-h$ 表示站点距该网格西边界距离占模式东西方向水平距离的比例(如图 4.1(a)所示)。一般情况下,双线性插值方法常用于气压、气温等连续变化的物理量的插值。

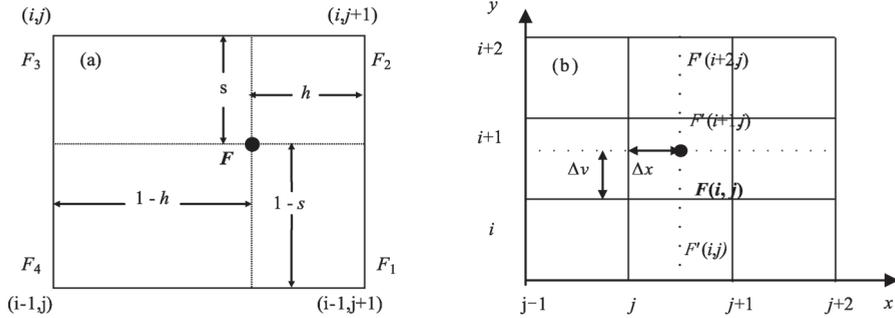


图 4.1 双线性插值示意图(a)和双非线性插值示意图(b)(黑色圆点表示站点位置)

4.1.2 双非线性插值原理

该原理考虑了气象要素的梯度分布。这种梯度分布上的不均匀反映了天气上的差异,它与剧烈天气的演变过程密切相关。

根据 Newton 插值多项式:

$$F(x) = F(x_0) + \frac{x-x_0}{\Delta x} \Delta F(x_0) + \frac{(x-x_0)(x-x_1)}{2!(\Delta x)^2} \Delta^2 F(x_0) + \dots R_n(x) \quad (4.3)$$

对上式的前三项进行差分变换有:

$$F(x) = F(x_0) + [F(x_1) - F(x_0)]\Delta x + [F(x_2) + F(x_1) - F(x_0) - F(x_1)]\Delta x(\Delta x - 1)/4$$

$$(\Delta x = x - x_0 \quad x_{-1} < x_0 \leq x \leq x_1 < x_2) \quad (4.4)$$

该式右边第一、二项为 x 点线性内插值,第三项为 x 点非线性变化的梯度订正值。

实际应用时,利用单站附近 16 个格点值(见图 4.1(b)),先沿 x 轴方向由 4 个格点值非线性插值得到 4 个 F' 值,然后再沿 y 轴方向由这 4 个 F' 值非线性插值得到单站值 F 。

$$F'_{I-1,j} = F_{I-1,J} + (F_{I-1,J+1} - F_{I-1,J})\Delta x + (F_{I-1,J-1} + F_{I-1,J+2} - F_{I-1,J} - F_{I-1,J+1})(\Delta x - 1)\Delta x/4$$

$$F'_{I,j} = F_{I,J} + (F_{I,J+1} - F_{I,J})\Delta x + (F_{I,J-1} + F_{I,J+2} - F_{I,J} - F_{I,J+1})(\Delta x - 1)\Delta x/4 \quad (4.5)$$

$$F'_{I-1,j} = F_{I-1,J} + (F_{I-1,J+1} - F_{I-1,J})\Delta x + (F_{I-1,J-1} + F_{I-1,J+2}$$

$$F'_{i,j} = F_{i,j} + (F_{i,j+1} - F_{i,j})\Delta x + (F_{i,j-1} + F_{i,j+2} - F_{i,j} - F_{i,j+1})(\Delta x - 1)\Delta x/4$$
(4.6)

$$F_{i,j} = F'_{i,j} + (F'_{i+1,j} - F'_{i,j})\Delta y + (F'_{i-1,j} + F'_{i+2,j} - F'_{i,j} - F'_{i+1,j})(\Delta y - 1)\Delta y/4$$
(4.7)

式中 Δx 、 Δy 分别表示站点 (i, j) 距最近一个网格西边界和南边界的距离。一般情况下, 双非线性插值方法常用于在空间分布上具有不连续性的物理量的插值, 比如降水等。

4.1.3 DMO 方法应用

由于 DMO 具有其他方法不可替代的优势, 尽管其预报效果有一定的局限性, 近年来仍然是精细化气象要素预报业务中的一个重要方法。因此, 在传统的 DMO 方法基础上寻求一些改进, 以便能够提高 DMO 预报效果是一项重要的工作。如国家气象中心针对温度等与地形高度关系密切的要素进行了地形高度误差订正, 原因是模式地形高度和台站实际地形高度有较大差异, 如 NCEP 全球模式在我国大部分地区模式地形高度与实际地形高度差异在 500 m 内, 而在青藏高原东南地区和新疆西部地区的模式地形高度与实际地形高度差异超过了 1500 m, 因此, 这些地区对于温度等高度敏感的要素, 如果不进行高度订正会引起比较大的误差。高度订正的方法是根据要素随高度变化的特征, 扣除由于模式地形高度和站点实际高度差异所引起的误差。对于温度预报, 最简单的方法是利用地形高度每增加 100 m 温度降 0.6℃ 的温度递减率 (γ), 在插值时把参与插值计算的格点的温度先订正到站点高度上, 再进行插值。图 4.2 是基于 T639 模式的 2011 年全国 2500 个县级台站平均的最高温度预报平均绝对误差和误差在 2℃ 以内站次百分比的对比。其中“T639_DMO”为未经高度订正的预报结果, 而“T639_DMO_订正”为经过高度误差订正的预报结果, 订正方案如上所述。从图 4.2 可以看到, 从 24 h 预报到 120 h 预报, 订正后的预报效果要好于未经高度订正的预报, 其中平均绝对误差减少最高达到 13%, 最少也达到 5% 左右。从误差小于 2℃ 站次的百分比(正确率)看, 订正前只有 24 h 和 48 h 预报达到 50% 以上, 而订正后 24~96 h 的预报都达到 50% 以上, 其中 24 h 预报准确率达到了 61%, 而订正前是 52%。

利用最近的观测资料计算近期的预报误差, 并近似作为预报系统误差在后面的预报中进行扣除, 对 DMO 方法的预报偏差进行订正, 也可以明显提高预报效果。具体的订正方法是利用近期的实况观测资料分站点、分时效计算预报平均误差, 在每天的预报中减去预报误差。为了避免极端情况的影响, 在进行偏差订正时, 预报误差乘以一个系数, 该系数取 0~1.0 之间的值, 值越小, 预报误差的影响越小, 订正效果越小; 值越大, 预报误差的影响越大, 订正效果越大, 但极端情况的影响也就增大。对其他预报要素同

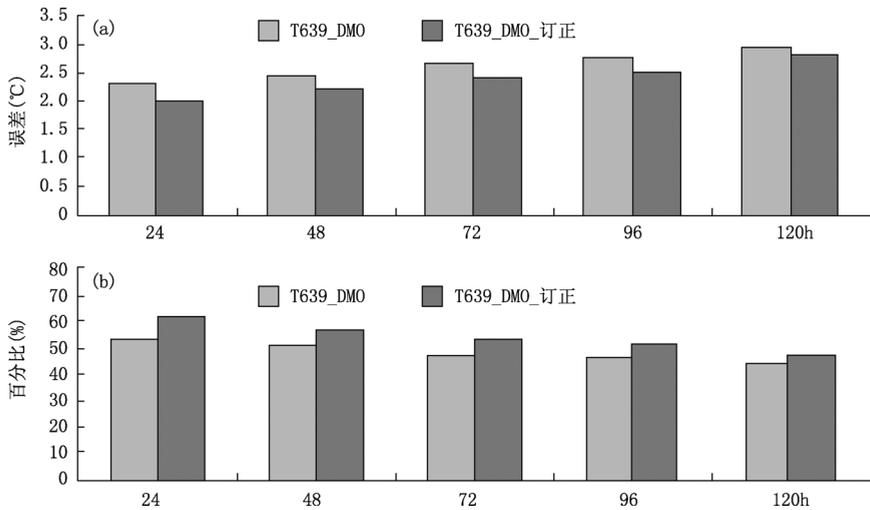


图 4.2 2011 年 9 月全国 2500 站平均的 T639_DMO 最高温度预报平均绝对误差(a)和温度误差 2 ℃以内站次百分比(b) (赵声荣 等,2012)

样可以通过高度误差订正或者预报偏差订正来提高 DMO 的预报效果,但需要注意的是不管模式高度误差订正还是预报偏差订正,都需要针对不同的要素、不同的季节、不同的区域进行研究分析和试验,寻求最佳的订正方案。

4.2 非模式直接输出量的诊断方法

对于不是数值模式直接输出的预报要素,可以通过其他量诊断分析或采用经验公式计算得到。其中,用数值模式导出(或数值预报产品二次计算得出)的物理量来诊断分析,可以从有限的常规气象观测资料中获取更多重要的天气信息,从而有助于对各种天气系统和天气过程的动力和热力特征作出深入、定量的解释。

4.2.1 云量的诊断

云的产生与湿对流湍涡、大尺度环流、辐射、云微物理过程有关。所以,云的预报相对来说比较困难,为了在模式直接输出结果的基础上诊断出云量,根据云产生的条件,通过试验有以下几种释用方法:

(1) 经验公式

根据经验,云的产生与大气当中充沛的水汽和垂直上升运动有关。因此,通过大量统计试验后,得到了云量和不同层次相对湿度之间的函数关系,即云量的经验计算公式:

$$C_i = \frac{RH_i - RH_0}{RH_1 - RH_0} \quad (4.8)$$

式中, C_i 表示云量, RH_1 表示不同层次云量为 1 的相对湿度, RH_0 表示云量为 0 的相对湿度阈值, RH_i 表示模式预报的某一层次网格点处的相对湿度。表 4.1 给出了成云和不成云的相对湿度临界值。注意表 4.1 中的数值是通过东南沿海地区多年实况资料的统计得到的, 在东南沿海地区的预报中具有一定的普适性, 但是在西北、东北和华北等其他地区并不一定适用。因此必须采用当地的实况资料重新进行统计, 以便得到当地成云和不成云的相对湿度临界值。

表 4.1 成云和不成云时的相对湿度临界值(%)

层次(hPa)	850	700	500	400	300	250
云量为 1	97	92	87	82	77	72
云量为 0	65	60	55	50	45	40

②相对湿度阈值法

云量与水汽凝结(凝华)浓度有关, 凝结又与水汽饱和度有关。根据数值模式预报的相对湿度结果、地形高度可以定性地判断低云分布。

低云区的计算与低云的判据为:

晴空: $RH < 70\%$ (RH 为相对湿度, 下同)

少云: $70\% \leq RH < 80\%$

多云: $80\% \leq RH < 90\%$

阴: $RH \geq 90\%$

当地形高度 $Z_s < 1200$ m, RH 取 850 hPa 层上的值。当 $1200 \leq Z_s < 2500$ m 时, RH 取 700 hPa 层上的值。当 $Z_s > 2500$ m 时, RH 取 850 hPa 与 700 hPa 层上的加权平均值。

将数值模式输出的格点相对湿度场与阈值相比较, 大于阈值的格点为有低云, 而小于阈值的格点则无云。

(3) 根据模式预报的云水(云冰)值判断

目前业务运行中的全球中期数值预报模式和中尺度数值预报模式, 除了提供常规天气形势预报场以外, 还提供云的微物理量, 如云水、雨水、云冰以及雪和冰雹混合比等产品。根据垂直温度廓线确定凝结层次的高度。凝结层次以上为冷云或混合云。凝结层次以下的为暖云。根据不同高度确定冷云、混合云、暖云的临界云水(云冰)值。如果网格点上模式输出的云水(云冰)值大于临界云水(云冰)值, 则该点认为有云, 反之则无云。根据观测结果表明, 大气中水含量大于 0.1 g/kg 时, 则宏观上表现为有云, 否则判断无云。根据模式提供的形势场和云的微物理量场, 对不同层次每个网格点上的水含

量与 0.1 g/kg 的阈值进行比较,大于等于阈值即判断该网格点上有云,否则判断为无云。这种释用方法仅仅给出了云的有无,但还不能确定云量的多少。下面给出通过试验得到的云量与云水物质混合比 q_{cw} 之间的函数关系。

(a)低云量

利用 1000 hPa 和 850 hPa 的 q_{cw} ,分别计算这两个等压面上的低云量 C_l 。

在夏半年:

$$C_l = \begin{cases} 0.0 & q_{cw} < 10^{-6} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \\ 0.5 + 0.2(q_{cw} - 10^{-6})/(4.9 \times 10^{-5}) & 10^{-6} \leq q_{cw} < 5 \times 10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \\ 0.7 + 0.2(q_{cw} - 5 \times 10^{-5})/(5 \times 10^{-5}) & 5 \times 10^{-5} \leq q_{cw} < 10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \\ 0.9 + 0.1(q_{cw} - 10^{-4})/(5 \times 10^{-5}) & 10^{-4} \leq q_{cw} < 1.5 \times 10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \\ 1.0 & q_{cw} \geq 1.5 \times 10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \end{cases} \quad (4.9)$$

在冬半年:

$$C_l = \begin{cases} 0.0 & q_{cw} < 10^{-6} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \\ 0.1 + 0.3(q_{cw} - 10^{-6})/(9.9 \times 10^{-5}) & 10^{-6} \leq q_{cw} < 10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \\ 0.4 + 0.3(q_{cw} - 10^{-4})/10^{-4} & 10^{-4} \leq q_{cw} < 2 \times 10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \\ 0.7 + 0.3(q_{cw} - 2 \times 10^{-4})/(5 \times 10^{-5}) & 2 \times 10^{-4} \leq q_{cw} < 2.5 \times 10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \\ 1.0 & q_{cw} \geq 2.5 \times 10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \end{cases} \quad (4.10)$$

综合这两个等压面上的计算结果,得到低云量 C_L 。

$$C_L = 1 - [1 - C_l(1000)][1 - C_l(850)] \quad (4.11)$$

(b)中云量

利用 700 hPa 和 500 hPa 的 q_{cw} ,分别计算这两个等压面上的中云量 C_m 。

在夏半年:

$$C_m = \begin{cases} 0.0 & q_{cw} < 10^{-6} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \\ 0.5 + 0.2(q_{cw} - 10^{-6})/(4.9 \times 10^{-5}) & 10^{-6} \leq q_{cw} < 5 \times 10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \\ 0.7 + 0.2(q_{cw} - 5 \times 10^{-5})/(5 \times 10^{-5}) & 5 \times 10^{-5} \leq q_{cw} < 10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \\ 0.9 + 0.1(q_{cw} - 10^{-4})/(5 \times 10^{-5}) & 10^{-4} \leq q_{cw} < 2 \times 10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \\ 1.0 & q_{cw} \geq 2 \times 10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \end{cases} \quad (4.12)$$

在冬半年:

$$C_m = \begin{cases} 0.0 & q_{cw} < 10^{-6} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \\ 0.1 + 0.3(q_{cw} - 10^{-6})/(9.9 \times 10^{-5}) & 10^{-6} \leq q_{cw} < 10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \\ 0.4 + 0.3(q_{cw} - 10^{-4})/10^{-4} & 10^{-4} \leq q_{cw} < 2 \times 10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \\ 0.7 + 0.3(q_{cw} - 2 \times 10^{-4})/(5 \times 10^{-5}) & 2 \times 10^{-4} \leq q_{cw} < 2.5 \times 10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \\ 1.0 & q_{cw} \geq 2.5 \times 10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \end{cases} \quad (4.13)$$

综合这两个等压面上的计算结果,得到中云量 C_M 。

$$C_M = 1 - [1 - C_m(700)][1 - C_m(500)] \quad (4.14)$$

(c)高云量

利用 300 hPa 和 200 hPa 的 q_{cw} ,分别计算这两个等压面上的高云量 C_h 。

在夏半年:

$$C_h = \begin{cases} 0.0 & q_{cw} < 10^{-6} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \\ 0.5 + 0.2(q_{cw} - 10^{-6})/(1.9 \times 10^{-5}) & 10^{-6} \leq q_{cw} < 10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \\ 0.7 + 0.2(q_{cw} - 5 \times 10^{-5})/(9 \times 10^{-5}) & 10^{-5} \leq q_{cw} < 10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \\ 0.9 + 0.1(q_{cw} - 5 \times 10^{-5})/10^{-4} & 10^{-4} \leq q_{cw} < 1.5 \times 10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \\ 1.0 & q_{cw} \geq 1.5 \times 10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \end{cases} \quad (4.15)$$

在冬半年:

$$C_h = \begin{cases} 0.0 & q_{cw} < 10^{-6} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \\ 0.1 + 0.3(q_{cw} - 10^{-6})/(4 \times 10^{-5}) & 10^{-6} \leq q_{cw} < 5 \times 10^{-6} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \\ 0.4 + 0.3(q_{cw} - 5 \times 10^{-6})/(9.5 \times 10^{-5}) & 5 \times 10^{-6} \leq q_{cw} < 10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \\ 0.7 + 0.3(q_{cw} - 10^{-4})/5 \times 10^{-5} & 10^{-4} \leq q_{cw} < 1.5 \times 10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \\ 1.0 & q_{cw} \geq 1.5 \times 10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \end{cases} \quad (4.16)$$

综合这两个等压面上的计算结果,得到高云量 C_H 。

$$C_H = 1 - [1 - C_h(300)][1 - C_h(200)] \quad (4.17)$$

(d)总云量

综合 C_L , C_M 和 C_H 的计算结果,得到总云量 C_T 。

$$C_T = 1 - (1 - C_L)(1 - C_M)(1 - C_H) \quad (4.18)$$

为了与云观测的习惯取值相一致,将诊断出的产品 C_L 、 C_M 、 C_H 和 C_T 的值均乘以 10。

(4)Smagorisky 经验判据

许多观测事实表明,在高层大气中,甚至相对湿度只有 70% 的情况下就可产生凝

结。莫斯科 1951—1963 年的飞机探测资料的统计结果表明,对于层积云(水云),温度在 $-2.6 \sim -7.5 \text{ }^\circ\text{C}$ 的气层内,平均相对湿度为 95.1%(温度露点差 $t-t_d$ 约为 $0.7 \text{ }^\circ\text{C}$),在 $-22.6 \sim -27.5 \text{ }^\circ\text{C}$ 的气层中,平均相对湿度为 84.3%($t-t_d$ 约为 $2.0 \text{ }^\circ\text{C}$)。在剖面图上确定云区,温度—露点差的大小是主要的依据。按照统计平均情况,取以下不等式作为有云存在的经验判据:

$$\text{低云 } P \geq 800 \text{ hPa}, t-t_d \leq 1.5 \text{ }^\circ\text{C}$$

$$\text{中云 } 800 \text{ hPa} > P \geq 500 \text{ hPa}, t-t_d \leq 2.0 \text{ }^\circ\text{C}$$

$$\text{高云 } P < 500 \text{ hPa}, t-t_d \leq 3.0 \text{ }^\circ\text{C}$$

在没有地面报提供的云量时,根据模式预报产品,采用 Smagorisky 的经验公式确定各层的云量 N :

$$\text{低云: } 1000 \sim 800 \text{ hPa}, N_1 = -2.0 + 3.33 \overline{RH}_1 \quad (RH \leq 90\%)$$

$$\text{中云: } 800 \sim 550 \text{ hPa}, N_2 = -0.7 + 2.0 \overline{RH}_2 \quad (RH \leq 85\%)$$

$$\text{高云: } 550 \sim 100 \text{ hPa}, N_3 = -0.43 + 1.73 \overline{RH}_3 \quad (RH \leq 83\%)$$

式中, N_1, N_2, N_3 分别为低、中、高云的云量, $\overline{RH}_1, \overline{RH}_2, \overline{RH}_3$ 分别为 1000~800 hPa, 750~550 hPa, 500~100 hPa 气层的平均相对湿度。

4.2.2 云状的诊断

根据对流性云生成的动力和热力条件,利用数值预报产品,采用诊断分析技术,先将对流性云与非对流性云分开进行诊断。

(1) 积雨云(Cb)

积雨云一般出现在大气层结不稳定气层中,因此,根据模式输出结果诊断积雨云,首先要判断大气层结是否稳定,然后根据 850 hPa 相对湿度和沙氏指数大小判断积雨云是否存在。根据诊断分析可以确定积雨云的云区范围,而出现积雨云的频数可以按表 4.2 中的 850 hPa 相对湿度(RH_8)来分类。

表 4.2 积雨云分类及条件

云型	850 hPa 相对湿度	频数分类
Cb	≥ 0.85	孤立的
Cb	≥ 0.90	不经常的
Cb	≥ 0.95	频繁的

(a) 大气层结稳定性判断

根据模式预报结果诊断出各标准等压面的假相当位温 θ_w , 计算 850 和 500 hPa 之间 θ_w 随气压的变化, 如果 $\frac{\partial \theta_w}{\partial p} > 0$, 则大气层结是不稳定的。

(b) 沙氏指数

沙氏指数 S 是 850 hPa 气块沿着干绝热曲线上升到凝结高度后,再沿湿绝热曲线上升到 500 hPa 高度时的温度 T' 与 500 hPa 的环境空气温度 (T_{500}) 的差值,即:

$$S = T_{500} - T' \quad (4.19)$$

当沙氏指数为负值时,大气为不稳定,负值越大,不稳定程度越大;当沙氏指数为正值时,大气是稳定的。

(c) 综合判断

对模式每一个格点进行判断,当沙氏指数 $S \leq -3$ °C,且 $RH_8 \geq 0.85$ 时,有积雨云出现;否则就没有积雨云。

(2) 非积雨云

非积雨云是指伴有中度积冰和(或)湍流的云层。按照 500 hPa 和 850 hPa 相对湿度的组合,在大气层结稳定的情况下,分为高积云(ACAS)、积云和层积云(CUCS)以及深厚的层状云(LYR)。天空状况由相对湿度确定,如表 4.3 所示。

表 4.3 云状与相对湿度的关系

	天空状况 (850 hPa)	晴天	少云	多云	阴天
天空状况 (500 hPa)	RH_8 RH_5	0.0~0.7	0.7~0.8	0.8~0.92	0.92~1.0
晴天	0.0~0.55	无云	少云 CUCS	多云 CUCS	阴天 CUCS
少云	0.55~0.7	少云 ACAS	少云 ACAS	多云 LYR	阴天 LYR
多云	0.7~0.85	多云 ACAS	多云 LYR	多云 LYR	阴天 LYR
阴天	0.85~1.0	阴天 ACAS	阴天 LYR	阴天 LYR	阴天 LYR

以上是利用数值预报模式产品预报云状的一种方法。近年来,通过实际观测资料、卫星遥感资料和数值预报产品之间的模拟耦合,通过大量试验又提出了另外一种利用数值预报模式直接诊断云状的方法,其预报思路是:

首先,根据对流性云生成的动力和热力条件,先将对流性云与非对流性云区分开:600 hPa 以下, $\frac{\partial \theta_w}{\partial p} > 0$, $\omega < 0$ (或地面假相当位温 $\theta_{sw} - \bar{\theta}_{sw} \geq 1.0$ °C, $\bar{\theta}_{sw}$ 为地面平均值),且高层无逆温层,若有云,则为对流性云,否则为非对流性云。

其次,按照云的厚度和云顶高度进一步区分 Cb 云和 Cu 云:规定相对湿度 $RH \geq 96\%$,云厚 $\Delta P > 250$ hPa 的对流云为 Cb 云;相对湿度 $RH < 96\%$,云底高度 $PB \geq 910$ hPa,云顶高度 $PT \geq 660$ hPa 的对流云为 Cu 云。

最后,区分非对流云 Cs、Ci、Cc、As、St、Sc、Ns、Ac:

$RH \geq 96\%$, 云底 $PB \leq 980$ hPa, 云顶 $PT \geq 820$ hPa, 为 St 云;
 $RH \geq 96\%$, 云底 $PB < 820$ hPa, 云顶 $PT \geq 600$ hPa, 为 Ns 云;
 $RH \geq 96\%$, 云底 $PB < 600$ hPa, 云顶 $PT \geq 450$ hPa, 为 As 云;
 $RH \geq 96\%$, 云底 $PB < 450$ hPa, 为 Cs 云;
 $RH < 96\%$, 云底 $PB \geq 900$ hPa, 云顶 $PT \geq 800$ hPa, 为 Sc 云;
 $RH < 96\%$, 云底 $PB < 800$ hPa, 云顶 $PT \geq 450$ hPa, 为 Ac 云;
 $RH < 96\%$, 云底 $PB < 450$ hPa, 云顶 $PT \geq 350$ hPa, 为 Cc 云;
 $RH < 96\%$, 云底 $PB < 350$ hPa, 为 Cc 云。

4.2.3 云底高和云厚的诊断

云底高度和云厚受多种因素影响,不同季节和不同地区差异很大,即使在同一地区和同一季节也有很大差别,因此,除了以某一地区的云高的统计平均值作为确定不同地区云底、云顶高度方法以外,云高的诊断分析预报也可以分为对流云和非对流云两类来进行诊断释用。

(1) 积雨云

假设所有的积雨云都有雷暴、中度积冰和湍流。则其云顶和云底的高度按如下公式计算:

$$\begin{aligned}
 H_{Cb底} &= z_8 \times 0.5 \\
 H_{Cb顶} &= \begin{cases} z_5 + \frac{T' - T_5}{0.8 - \gamma} \times 100 & \text{当 } \gamma < 0.7 \text{ 时} \\ z_5 + \frac{T' + 56.5}{0.008} & \text{当 } \gamma \geq 0.7 \text{ 时} \end{cases} \quad (4.20)
 \end{aligned}$$

式中, z 表示模式预报的位势高度,下标“8”表示垂直方向的层次为 850 hPa,其他依此类推; $\gamma = -[(T_2 - T_5)/(z_2 - z_5)] \times 100$; T' 表示 850 hPa 的气块沿着干绝热曲线上升到凝结高度后,再沿湿绝热曲线上升到 500 hPa 高度时的温度。当 $\gamma < 0.7$ 时,采用简单的气块法;而当 $\gamma \geq 0.7$ 时,则假定 Cb 中的气块上升到温度为 -56.5 °C 的对流层顶,并形成 Cb 顶。

(2) 非对流云底云顶高度

非对流云的云顶和云底高度用如下的公式计算:

$$\begin{aligned}
 \text{ACAS: } & \begin{cases} H_{ACAS顶} = z_5 + (z_2 - z_5) \times RH_5 \times 0.5 \\ H_{ACAS底} = z_8 + (z_5 - z_8) \times 0.5 \end{cases} \\
 \text{LYR: } & \begin{cases} H_{LYR顶} = H_{ACAS顶} \\ H_{LYR底} = H_{CUCS底} \end{cases} \\
 \text{CUCS: } & \begin{cases} H_{CUCS顶} = z_8 + (z_5 - z_8) \times RH_8 \times 0.5 \\ H_{CUCS底} = z_8 \times 0.5 \end{cases} \quad (4.21)
 \end{aligned}$$

式中 z 表示的是位势高度,下标表示的是标准等压面,如“5”表示的是 500 hPa,“8”表示的 850 hPa,“2”表示的是 200 hPa 等等。

4.2.4 能见度的诊断

引起大气能见度变化的根本原因是大气透明度,而在大气中,雾、烟幕和沙尘等天气均能引起能见度的变化,当大气中的水汽凝结物(云,雾,江水…),固体浮游物(烟,灰尘,盐粒…)凝集时,能见度差;扩散时,能见度好。以下主要介绍由于雾引起的能见度的诊断。

(1)用模式中的液态水含量诊断

一般认为:雾在 $-15^{\circ}\text{C}\sim 0^{\circ}\text{C}$ 时的液态水含量(LWC)范围为 $0.05\sim 0.5\text{ g/kg}$,所以采用液态水含量来描述数值预报结果中雾的生消过程。在雾的持续期间,能见度是随着雾的液态水含量的变化而变化的。根据 Kunkei(1984)研究,关于液态水含量(q_l)和能见度(V_{is})之间的关系为:

$$V_{is} = \frac{3.9}{\beta}, \beta = 144.7(\rho_0 \times q_l)^{0.88} \quad (4.22)$$

式中, ρ_0 为水的密度(单位: $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$), q_l 为液态水含量(单位: g/kg), β 是根据大量的试验给出的物理参数。

根据数值天气预报产品提供的近地面层云水含量,利用(4.22)式即可计算出每一个网格点在任一个预报时刻的能见度 V_{is} 。

(2)能见度逐级判别法

利用数值预报产品直接对能见度进行诊断预报,以地面相对湿度、地面风和降水三者的预报值作为解释预报因子,采用逐级判断的方式确定某一时刻能见度等级范围。这三个预报因子对辐射雾、平流雾以及锋面雾等天气条件下的能见度预报具有比较明显的指示意义。这里将能见度分为六个等级,即: <1 、 $1\sim 2$ 、 $2\sim 4$ 、 $4\sim 6$ 、 $6\sim 10$ 和 ≥ 10 km。对地面相对湿度及地面风区分白天和夜间,并由预报个例调试结果给出了各级能见度对应的地面相对湿度临界值和能见度等级递增时的地面风预报值;另外,根据预报时刻前后 3 h 的降水预报量及其变化情况,确定相应的能见度等级递减时的降水预报值。

(a)不同能见度等级时的地面相对湿度预报临界值见表 4.4。

表 4.4 地面能见度与相对湿度预报临界值对应关系

地面能见度(km)	<1	1~2	2~4	4~6	6~10	≥ 10
白天相对湿度(%)	80.0	75.0	60.0	40.0	20.0	0.0
夜间相对湿度(%)	85.0	80.0	65.0	45.0	25.0	0.0

(b)地面风预报值与能见度等级递增值见表 4.5。

表 4.5 地面风预报值(m/s)与能见度等级递增值对应关系

能见度等级递增值(级)	1	2	3	4	5
白天地面风预报值(m/s)	2.5	3.6	4.9	7.2	11.5
夜间地面风预报值(m/s)	2.2	3.0	4.0	6.0	10.0

(c)降水预报量对地面能见度的控制如下:当预报时刻前后 3 h 的降水预报量均大于 3 mm 时,表明降水为连续过程,强度较大,能见度预报递减一个等级;如果此时后 3 h 降水预报量比前 3 h 的大 3 mm 以上,表明降水强度加大,能见度预报再递减一个等级。这种控制方法考虑了模式本身的降水特点和预报人员经验。

根据模式给出的上述物理量预报结果,按照图 4.3 所示的运算流程,即可得到每个网格点上的能见度等级范围。

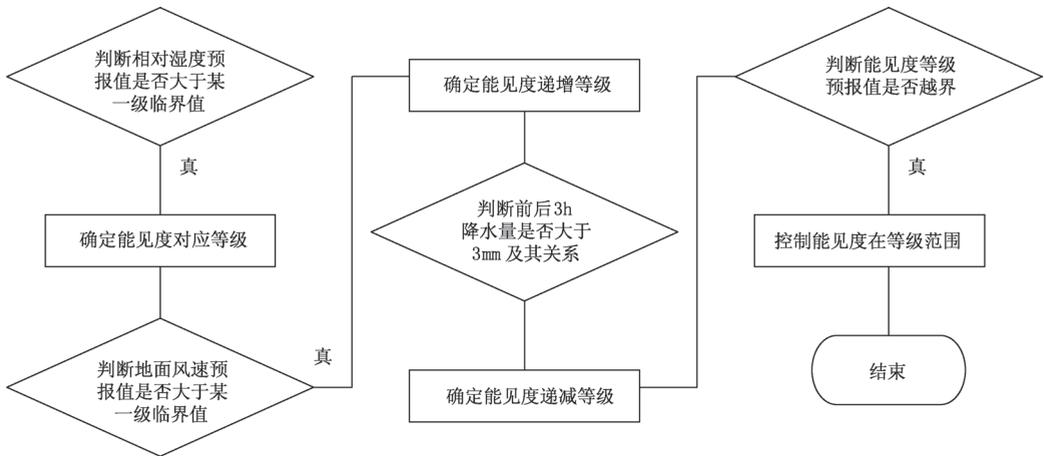


图 4.3 能见度诊断预报流程

4.2.5 飞机颠簸的诊断

飞机在飞行过程中突然出现的忽上忽下,左右摇晃及机身震颤等现象,称为飞机颠簸。颠簸强烈时,1分钟内飞机上下抛掷十几次,高度变化数十米,空速变化可达 20 km/h 以上。飞机颠簸是由大气湍流引起的,按照不稳定的成因,可将引起飞机颠簸的大气湍流分成四类:动力颠簸、热力颠簸、风切变引起的颠簸和尾涡颠簸。不同类型的颠簸应作为不同的预报对象。深对流风暴内部或附近的颠簸与山区上空的颠簸就不同。晴空颠簸(CAT)与隐藏对流云的强层云降水区上空的颠簸不同。

造成飞机颠簸的大气湍流的空间和时间尺度都是比较小的,对它进行有效的探测

需要采用大密度、小间隔(时间、空间)的方法,这在常规的气象业务中是达不到的,因此,给预报工作带来了极大的困难。但是,颠簸的出现往往是成片的,颠簸区的水平范围可以从几公里到上千公里,时间尺度可以从几十秒到十几个小时,这说明利用常规资料或中尺度数值预报模式产品制作颠簸预报是可能的。下面简要介绍两种利用数值模式产品诊断晴空颠簸区的方法。

(1)经典晴空颠簸诊断方法

长期以来,在航空气象文献中用理查逊数(Ri)来描述晴空颠簸概率:

$$Ri = (g/\theta) \left(\frac{\partial\theta}{\partial z} \right) / \left| \frac{\partial v}{\partial z} \right|^2 \quad (4.23)$$

式中, $\left(\frac{g}{\theta} \right) \left(\frac{\partial\theta}{\partial z} \right)$ 是该层大气静力稳定度, $\left| \frac{\partial v}{\partial z} \right|^2$ 是跨越该层大气的垂直风切变的平方。 Ri 值小表明在某孤立区域风切变大(风速或风向切变),与之对应的静力稳定度相对较弱,可能有颠簸发生。以 Ri 数为基础的理论认为,层与层之间的风速垂直变化有极限值,如果大气静力稳定度足够弱时,层与层会发生垂直翻转以减小垂直风切变。这个概念在对以下两种环境作诊断时非常有应用价值:一是在急流附近,因为强的垂直风切变可能产生 CAT;二是在近地面层有大风、大气最底层处于不稳定状态时,边界层因白天受热可能产生边界层颠簸。

在以全球尺度数值预报模式的产品为基础,利用上述 Ri 的计算公式来诊断颠簸区域时,并没有得到有意义的结果,这主要是由于模式分辨率太粗的缘故。在实际大气中形成颠簸的 Ri 数其理论极值是小于 1 的,而经验表明,从现有的全球尺度数值预报模式产品诊断出与颠簸形成区域相对应的 Ri 值是 5 或略小些。由于在实际大气中颠簸在很小的区域内发展,持续时间又很短,以致于数值预报模式指导产品不能达到理论极限点。为此,利用 Ri 的倒数作为颠簸出现与否的参数来衡量颠簸的强弱。用 Ri 数倒数的大值区来表示颠簸的高发区(概率大值区)。需要注意的是,由于处在不同层次的几个颠簸高发区可能在任何时间出现,通常采用垂直剖面图的方法来确定 CAT 易于产生的层次。如果用单层的平面图,难以发现急流附近 Ri 大值区的空间范围及垂直方向所处的位置,而且如果预报员只把注意力放在急流所在层次上的话,很容易把与地面锋区附近强的风切变区所对应的 CAT 区忽略掉。模拟试验表明:利用理查逊数的倒数的大值区来表示颠簸的高发区,其预报的颠簸区往往比实际的大得多。

(2)Ellrod 指数诊断飞机颠簸

大量个例研究表明,飞机颠簸和晴空湍流密不可分,晴空湍流往往发生在:(a)风的垂直切变区;(b)风的水平切变区;(c)流场的辐散或辐合地带;(d)流场的水平形变区;(e)流场变化的不连续区;(f)强的水平温度梯度区。所有这些特定环境往往多存在于锋带。Ellrod 用 Petterson 锋生强度公式推出了湍流指数的一种近似表达形式:

$$TI = VWS \times (DEF + DIV) \tag{4.24}$$

式中, $DIV = -\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right)$, $VWS = \frac{\Delta V}{\Delta z}$ 为风的垂直切变, DEF 为流场的水平伸展形变和切变形变的结合, 表达式为:

$$DEF = \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}\right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \tag{4.25}$$

在使用式(4.24)对实际发生的颠簸个例进行模拟中发现, DIV 和颠簸没有很好的对应关系, 对湍流指数总体计算效果并没有改进, 因此把公式(4.24)修改为:

$$TI = VWS \times DEF \tag{4.26}$$

TI 的单位为 $10^{-7} s^{-2}$, 根据实际的飞机报告历史资料, 拟合出颠簸指数和飞机颠簸的对应关系如表 4.6 所示。

表 4.6 颠簸强度与晴空湍流指数(TI)对照表

颠簸强度	TI 值
轻	$TI \leq 4$
轻-中	$4 < TI \leq 8$
中	$8 < TI \leq 16$
强	$TI > 16$

4.2.6 飞机积冰的诊断

飞机积冰是指飞机在由过冷水滴组成的云中飞行时, 因水滴冻结、水汽凝华聚积而在飞机某些部位出现的结冰现象。飞机积冰会对飞机飞行性能造成很大的破坏, 一方面增加了飞机的重量, 导致飞机承载超限; 另一方面, 改变了飞机机翼的流体力学特征, 导致飞机上升能力下降或者失去上升功能, 对飞机飞行造成很大的影响。导致飞机积冰的原因主要包括: 雨滴大小、运行情况及环境温度等。根据有关研究资料表明, 飞机处于 $-14 \sim 0$ °C 环境温度下, 如果遇到较大且较冷的雨滴是极易积冰的, 而飞机处于 $-9 \sim -5$ °C 的环境温度时, 飞机积冰的强度是最大的。以下介绍三种国内外传统的积冰算法, 对积冰进行诊断预报。

(1) I_c 积冰算法

根据容易积冰的温度、湿度范围, 国际民航组织推荐如下构建的飞机积冰指数 I_c 。其计算公式如下:

$$I_c = [(RH - 50) \times 2] \times [t \times (t + 14) / (-49)] / 10 \tag{4.27}$$

式中, RH 为相对湿度(%), t 为温度(°C)。公式的前半部分用相对湿度线性拟合水滴的数量、大小的增长过程, RH 越接近 100, 取值越接近最大值 100; 公式的后半部

分用温度的二次方来拟合水滴的增长率,当 $t = -7^{\circ}\text{C}$ 时为最大值 1, $t = -14^{\circ}\text{C}$ 和 0°C 时取最小值 0。RH 低于 50% 或者 t 超过 $-14^{\circ}\text{C} \sim 0^{\circ}\text{C}$ 范围时,水滴增长率判断为 0,认为无积冰发生。

因此,积冰指数 I_c 输出范围为 $0 \sim 100$,数值越大,表示积冰越强; $RH = 100\%$ 和 $t = -7^{\circ}\text{C}$ 时,积冰指数取得最大值 100。具体积冰强度判据为: $0 \leq I_c < 50$,预报有轻度积冰; $50 \leq I_c < 80$,预报有中度积冰; $I_c \geq 80$,预报有严重积冰。按照这样的分类依据,在图形化显示中,预报结果分成 4 个等级:无积冰、轻度积冰、中度积冰、严重积冰。

(2) RAP 积冰算法

RAP 算法由美国国家大气研究中心(NCAR)开发。包含 4 种积冰类型,分别是 Forbes 定义的 3 种积冰类型(一般条件积冰、不稳定条件积冰、冻雨型积冰)和 Thompson 提出的一种层状型积冰。

具体定义如下:

(a)一般条件积冰: $-16^{\circ}\text{C} \leq t \leq 0^{\circ}\text{C}$, $RH \geq 63\%$ 。

(b)不稳定条件积冰: $-20^{\circ}\text{C} \leq t \leq 0^{\circ}\text{C}$, $RH \geq 56\%$,且低层不稳定层 $RH_{\text{mix}} \geq 65\%$ 。

(c)冻雨型积冰: $t \leq 0^{\circ}\text{C}$, $RH \geq 80\%$,且高层 $t > 0^{\circ}\text{C}$, $RH \geq 80\%$ 。

(d)层状型积冰: $-12^{\circ}\text{C} \leq t \leq 0^{\circ}\text{C}$, $RH \geq 85\%$,且高层 $t < -12^{\circ}\text{C}$, $RH < 85\%$ 。

RAP 算法提供的 4 种积冰类型,主要是由积冰形成的物理过程和气象条件而定义的。它仅仅提供了一种积冰的可能性,区分不出强度等级。在图形化显示中,预报结果分成 5 个等级:无积冰、一般积冰、不稳定积冰、冻雨积冰和层状积冰。

(3) RAOB 积冰算法

RAOB 积冰算法在 1992 年由美国空军全球天气中心(AFGWC)开发。该算法最初采用无线电探空资料,根据每个探空层上的温度(t)、露点(t_d)及温度递减率(γ),区分积冰强度和积冰类型(见表 4.7)。积冰层的上下限根据积冰判据由温度、露点在高度上的差值得到。积冰类型分为 8 个等级,在图形化显示中预报结果按这 8 个等级显示:无积冰、微量毛冰、轻度混合冰、轻度毛冰、轻度明冰、中度混合冰、中度毛冰、中度明冰。

表 4.7 RAOB 积冰方案

$t(^{\circ}\text{C})$	$-8 < t \leq 0$				$-16 < t \leq -8$				$-22 < t \leq -16$
$t - t_d = ddp(^{\circ}\text{C})$	$ddp \leq 1$		$1 < ddp \leq 3$		$ddp \leq 1$		$1 < ddp \leq 3$		$ddp \leq 4$
递减率/($^{\circ}\text{C}/304800 \text{ mm}$)	稳定	不稳定	稳定	不稳定	稳定	不稳定	稳定	不稳定	
		≤ 2	> 2	≤ 2	> 2	≤ 2	> 2	≤ 2	> 2
积冰类型	轻度毛冰	中度明冰	微量毛冰	轻度明冰	中度毛冰	中度混合冰	轻度毛冰	轻度混合冰	轻度毛冰

4.3 动力释用方法

4.3.1 基本思路

动力释用方法根据反映特定天气的概念模型或动力学背景条件的物理量,利用天气动力学原理分析判断特定天气出现的可能性。动力释用方法用到的物理量可以是比较复杂的综合量,比如,整层大气水汽含量的情况、层结的稳定情况、冷暖平流的情况、辐合辐散的情况等等。如果满足了所必须的天气动力学条件,故预报出现这种天气,这种方法多适用于大范围降水、区域性暴雨的预报。特定天气出现的背景条件依赖于预报员的天气学知识和预报经验。动力释用方法是数值预报产品应用的另一种途径,它采用非统计的方法来应用数值预报产品,可弥补统计释用方法的某些缺陷(如需要一定量的数值预报产品历史样本资料等)。

4.3.2 应用举例

4.3.2.1 强降水动力释用方法

国家气象中心夏建国(1996)设计的强降水动力释用方法是利用中国气象局武汉暴雨研究所 AREM 模式输出的风场、比湿场与垂直速度场,结合实况降水强度,预报华中区域的降水强度和降水量,取得了较好的效果。该方法的基本思路是:在数值模式运行后,获取最近的 6 h 降水量观测资料,推算出相应的降水强度和垂直速度,并用它来修正数值模式有关格点的垂直速度预报,再近似计算未来 12~36 h 的降水强度及各个 6 h 时段的降水量。具体步骤如下:

(1) 资料

AREM 模式制作的 12~36 h(间隔 6 h)预报产品,包括比湿(q)、东西风(U)、南北风(V)、垂直速度(ω);产品层次为 500 hPa、700 hPa、850 hPa、950 hPa;模式格距为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$;预报范围为 $15^\circ\text{N} \sim 55^\circ\text{N}$ 、 $85^\circ\text{E} \sim 135^\circ\text{E}$ 。

从中国气象局 9210 工程资料处理终端上读取与模式预报范围相对应的最近地面气象站过去的 6 h 降水量实况,并将资料内插到与模式预报产品一致的格点上。

(2) 由 6 h 雨量推断出降水强度

6 小时雨量 R_6 (单位:mm)与降水强度 R (单位:g/s)的经验诊断关系式为:

$$R = \frac{R_6}{RTIME \times 3600 \times RATE} \quad (4.28)$$

式中, $RTIME$ 为降水时间,以 1.5 h 做试验; $RATE$ 为水汽与降水量的比率,即 1 g 水汽能产生 10 mm 的降水量(在 1 cm^2 面积上)。

(3)由6 h降水强度推断出垂直速度

降水强度公式可近似表示为:

$$R \approx \frac{1}{g} \int_{p_s}^0 \nabla \cdot (\vec{V}q) dp = \frac{1}{g} \int_{p_s}^0 \vec{V} \cdot \nabla q dp + \frac{1}{g} \int_{p_s}^0 q \nabla \cdot \vec{V} dp \quad (4.29)$$

式中, p_s 为地面气压, q 为比湿, \vec{V} 为风矢。为简化计算,略去 500 hPa 以上气柱中的水汽对降水的贡献,上式积分上限设为 500 hPa。利用连续性方程,得:

$$\frac{1}{g} \int_{p_s}^{500} q \nabla \cdot \vec{V} dp \approx -\frac{1}{g} q \omega_{500}$$

于是,降水强度也可表示为:

$$R \approx \frac{1}{g} \int_{p_s}^{500} \vec{V} \cdot \nabla q dp - \frac{1}{g} q \omega_{500} \quad (4.30)$$

$$\omega_R = -\left(R - \frac{1}{g} \int_{p_s}^{500} \vec{V} \cdot \nabla q dp\right) g / \bar{q} \quad (4.31)$$

式中, ω_R 即为由 6 h 雨量推算出的垂直速度,它代表了 0~6 h 内垂直速度的平均值,并可认为其中间时刻的垂直速度瞬时近似值。

(4)垂直速度变化的计算

可以把降水系统当作一个具有该垂直速度的天气系统来处理,它的移动方向和速度取决于环境风场,每个格点上的垂直速度变化不取决于该点上的风,而决定于环境风场。因此,可以以不同时效的数值预报风场近似代替环境风场,并利用数值预报格点场的垂直速度变化来修正达到新位置的垂直速度。

(a)计算环境风场

由于系统移动速度的变化主要取决与环境风场的变化,故以不同时效数值预报风场近似代替环境风场,利用空间 5 点平均和时间内差,求格点不同时次的环境风场:

$$\bar{U}^5 = \bar{U}_{12}^5 + (\bar{U}_{36}^5 - \bar{U}_{12}^5) \times T_i / 24 \quad (4.32)$$

$$\bar{V}^5 = \bar{V}_{12}^5 + (\bar{V}_{36}^5 - \bar{V}_{12}^5) \times T_i / 24 \quad (4.33)$$

式中, \bar{U}_{12}^5 、 \bar{U}_{36}^5 、 \bar{V}_{12}^5 、 \bar{V}_{36}^5 分别代表预报时效为 12 h 与 36 h 的 U 、 V 分量的 5 点平均值, T_i 为时间内插的小时数,以资料时间后 3 h 的数据代表 6 h 的平均值,因此分别取为 3, 9, 15, 21。

(b)根据计算出来的环境风场,计算 ω_R 移动距离和位置

$$\Delta i_{ii} = \bar{U}^5 \times \Delta t / \Delta x \quad (4.34)$$

$$\Delta j_{jj} = \bar{V}^5 \times \Delta t / \Delta y \quad (4.35)$$

$$i_{ii} = i_0 + \Delta i_{ii} \quad (4.36)$$

$$j_{jj} = j_0 + \Delta j_{jj} \quad (4.37)$$

式中, $\Delta t = 6 \text{ h} = 360 \text{ min}$; $\Delta x = 2 \times 3.14159 \times 6371 \times 1000 \times \cos \varphi \times \Delta \lambda / 360$; $\Delta y = 2 \times 3.14159 \times 6371 \times 1000 \times \Delta \varphi$; φ 为所在纬度, $\Delta \varphi = 0.5^\circ \text{N}$, $\Delta \lambda = 0.5^\circ \text{E}$; i_{ii} 、 j_{jj} 作四舍五

入取整处理。

(c) 计算 ω_R 的变化

求 ω_R 在移动 15 h、21 h、27 h 和 33 h 后所在点 (i_{ii}, j_{jj}) 的 ω_{Rt} 。 ω_{Rt} 为与降水量对应的不同时刻的垂直速度, 并看作是 $t-3$ h 至 $t+3$ h 的平均。比如 ω_{R15} 为与降水量对应的、在资料时间后 15 h 的垂直速度, 代表 12~18 h 内的平均垂直速度。考虑到由降水量导出的垂直速度 ω_R 的移动, 近似计算 ω_R 的变化, 则变化后为:

$$\omega'_{Rt} = \omega_{Rt} + \Delta\omega_{Rt} \quad (4.38)$$

$$\Delta\omega_{Rt} = \omega_{Rt} \times \alpha \times (\omega_{R2} - \omega_{R1}) / \omega_{R1} \quad (4.39)$$

式中, ω_{R1}, ω_{R2} 分别为前后 6 h 的 AREM 垂直速度预报值, α 为试验系数, 这里取 0.6。

(5) 降水量的预报

用 ω'_{Rt} 代替 ω_{500} , 就可由方程(4.30)求出不同时段内的平均降水强度, 乘以降水时间(取 1.5 h), 由此算出的即为 6 h 时段内的降水量, 然后累计求出各格点的 12~36 h 雨量。

4.3.2.2 湿 \vec{Q} 矢量释用技术

湿 \vec{Q} 矢量包含了动力学和热力学信息, 由其计算出的垂直运动包含了动力、热力两个方面共同影响, 物理意义更为明确, \vec{Q} 矢量散度辐合中心与雨区有较好的对应关系, 在强对流天气、暴雨、雷暴等灾害性天气研究中得到广泛的应用。上海台风研究所岳彩军等(2013)利用湿 \vec{Q} 矢量对数值模式产品开展动力释用研究, 试验结果表明释用的预报降水场优于模式预报。湿 \vec{Q} 矢量的释用技术主要包括以下四个步骤:

(a) 用松弛法迭代计算以非地转干 \vec{Q} 矢量($\vec{Q}^\#$)散度为强迫项的 ω 方程

$$\nabla^2(\sigma\omega) + f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = -2 \nabla \cdot \vec{Q}^\# \quad (4.40)$$

式中,

$$\vec{Q}_x^\# = \frac{1}{2} \left[f \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial v}{\partial x} \right) - h \frac{\partial \vec{V}}{\partial x} \cdot \nabla \theta \right] \quad (4.41)$$

$$\vec{Q}_y^\# = \frac{1}{2} \left[f \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial v}{\partial y} \right) - h \frac{\partial \vec{V}}{\partial y} \cdot \nabla \theta \right] \quad (4.42)$$

上式中 $\sigma = -h \frac{\partial \theta}{\partial p}$ 为稳定度, 其中 $h = \frac{R}{p} \left(\frac{p}{1000} \right)^{R/C_p}$, 其他为气象常用物理参数。

通过(4.41)和(4.42)式计算出(4.40)式右端强迫项 $-2 \nabla \cdot \vec{Q}^\#$, 取上下边界条件为 $p=100$ hPa 处 $\omega=0$; $p=1000$ hPa 处 $\omega=0$ 。所有侧边界处垂直速度为 0, 同时为保持(4.40)式为椭圆方程有解, 逐层稳定度 σ 值取其所在层的平均值, 然后对(4.40)式采用松弛法迭代求解, 得到垂直速度 ω_1 。

(b) 用松弛法迭代计算以湿 \vec{Q} 矢量(\vec{Q}^*)散度为强迫项的 ω 方程

以湿 \vec{Q} 矢量散度为强迫项的 ω 方程为:

$$\nabla^2(\sigma\omega) + f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = -2 \nabla \cdot \vec{Q}^* \quad (4.43)$$

式中,

$$Q_x^* = \frac{1}{2} \left[f \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial v}{\partial x} \right) - h \frac{\partial \vec{V}}{\partial x} \cdot \nabla \theta - \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{LR\omega}{C_p \cdot p} \frac{\partial q_s}{\partial p} \right) \right] \quad (4.44)$$

$$Q_y^* = \frac{1}{2} \left[f \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial v}{\partial y} \right) - h \frac{\partial \vec{V}}{\partial y} \cdot \nabla \theta - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{LR\omega}{C_p \cdot p} \frac{\partial q_s}{\partial p} \right) \right] \quad (4.45)$$

上式中 $\sigma = -h \frac{\partial \theta}{\partial p}$ 为稳定度, 其中 $h = \frac{R}{p} \left(\frac{p}{1000} \right)^{R/C_p}$, 其他为气象常用物理参数。

将 ω_1 代入(4.44)、(4.45)两式, 并基于此两式计算出(4.43)式右端强迫项 $-2 \nabla \cdot \vec{Q}^*$, 采用求解(4.40)式的类似处理方式, 取上下边界条件为 $p=100$ hPa 处 $\omega=0$; $p=1000$ hPa 处 $\omega=0$, 同时 σ 值取其所在层平均值, 然后对(4.43)式进行松弛法迭代求解, 得到垂直速度 ω_2 。

(c) 逐小时可降水量计算

可降水量的计算公式为:

$$I = -\frac{1}{g} \int_{500}^{850} F \omega dp \quad (4.46)$$

式中,

$$F = \frac{q_s T}{p} \left(\frac{LR - C_p R_v T}{C_p R_v T^2 + q_s L^2} \right) \quad (4.47)$$

将 ω_2 代入(4.46)式, 且利用辛普森公式展开, 则逐小时可降水量的计算公式可表示为:

$$RI = -1.84 \times 10^6 \times [(\omega_2 F)_{850} + 4(\omega_2 F)_{700} + (\omega_2 F)_{500}] \quad (4.48)$$

(d) 降水落区界定

对于可降水量落区的界定, 采用以下两个条件:

① 700 hPa 湿 \vec{Q} 矢量散度小于 0

② 700 hPa $T - T_d \leq 4$ °C

同时满足①、②条件时(4.48)式成立, 否则 $RI=0$ 。

思考题

1. 简述模式直接输出方法的优缺点, 对其预报偏差一般如何订正?
2. 简述动力释用方法的基本思想。

参考文献

丁一汇. 1989. 天气动力学中的诊断分析预报方法[M]. 北京: 科学出版社.

- 康志明, 尤红, 郭文华, 等. 2005. 2004年冬季华北平原持续大雾天气的诊断分析[J]. 气象, **31**(12): 51-56.
- 李耀东, 金维明, 王炳仁, 等. 1997. 建立在数值预报系统上的航空气象要素预报试验[J]. 应用气象学报, **8**(4): 485-491.
- 廖洞贤, 王两铭. 1986. 数值天气预报原理及其应用[M]. 北京: 气象出版社, 371-388.
- 刘风林, 孙立潭, 李士君. 2010. 飞机积冰诊断预报方法研究[J]. 气象与环境科学, **34**(4): 26-30.
- 刘汉卫, 潘晓滨, 臧增亮, 等. 2011. 华东地区一次辐射雾的数值模拟分析[J]. 干旱气象, **29**(2): 174-181.
- 刘健文, 郭虎, 李耀东, 等. 2002. 天气分析预报物理量计算基础[M]. 北京: 气象出版社.
- 苏兆达, 苏询. 2007. 数值预报产品释用的阈值法研究[J]. 气象研究与应用, **28**(4): 5-7.
- 王名才. 1994. 大气科学常用公式[M]. 北京: 气象出版社.
- 夏建国, 等. 1996. 暴雨业务预报方法和技术研究—区域性、持续性暴雨数值预报产品动力释用技术研究[M]. 北京: 气象出版社.
- 叶平, 白洁, 王洪芳. 2011. 云底高预报研究概述[J]. 第28届中国气象学会年会论文集. 厦门.
- 岳彩军, 寿亦萱, 寿绍文. 湿Q矢量对模式产品动力释用技术研究及应用 // 第30届中国气象学会年会. 南京: 888-894.
- 章国材. 2011. 强对流天气分析与预报[M]. 北京: 气象出版社.
- 赵声蓉, 赵翠光, 赵瑞霞, 等. 2012. 我国精细化客观气象要素预报进展[J]. 气象科技进展, **2**(5): 12-21.
- 赵树海. 1994. 航空气象学[M]. 北京: 气象出版社.