

# 用于公路滑溜状况预测的数值预报系统

B. H. Sass

(丹麦气象研究所气象海洋研究室, 哥本哈根, 丹麦)

**摘要** 该文论述对丹麦公路站点滑溜路面状况进行自动预测的一个数值预报系统。该系统建立在由大气有限区域业务模式输入的路面状况模式的基础之上。在经过改进的、包括能对每个测站的通量资料进行订正的初始化程序中, 使用了各公路站点观测的云量、温度和湿度等观测资料。该系统已在丹麦气象研究所咨询业务中投入运行。目前 200 个公路站点每小时的新的预报, 可在 5 h 前作出。两个选定时段的模式预报和业务运行结果表明, 该系统具有潜在的优势。此外, 本文还讨论了与准确预报公路状况等有关的问题。

## 1 资料同化

在公路状况模式(RCM)预报制作之前, RCM 预报系统需要大气模式资料以及同化所需的各种观测资料。资料的处理过程见图 1。在预报的过程中, 预报初始时刻  $t_f$  资料同化产生模式状态。用大气输入资料作为作用项被提供给 RCM。由部分来自公路站点的观测资料订正 HIRLAM 资料。在图 1 中对不同的观测值和变量进行了说明。可以认为, 经过订正的大气资料和初始模式产生的公路温度、路面积水及结冰等资料是一个完整的模式状态, 因为所有资料都包含了预报信息。

### 1.1 路面条件

公路温度廓线由一个详细的初始化过程控制。在预报的初始时刻  $t_f$  之前的 3 h 资料同化阶段解出公路热传导方程。从公路感应器测得的路面温度  $T_s$  作为这一时段的上边界条件, 同时根据实测的路面温度和上述资料同化循环(图 1 的 RCM 状态 2)最初得到的温度廓线, 产生接近真实的公路温度廓线。为减少路面温度预报值与连续预报的早期阶段实测值之间的误差, 采用了以下方法。在 3 h 资料同化的最后阶段( $t_f - t_a = 20 \text{ min}$ ),

大量进行始于时刻  $t_a$  (见图 1) 的短时模拟, 以便再现这一短期观测到的路面温度变化。预报系数与预报初始时刻有效的大气外力作用项以及通量订正值一起被采用。为再现这一时段观测到的路面温度变化必须对与站点相关的通量进行订正, 且根据公式(1)在连续预报时加以应用。

$$Q(t) = Q \exp[-a_1(t - t_f)] \quad (1)$$

其中,  $-80 \leq Q \leq 80 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  (见第 2 部分)。它对于用  $5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  的通量增量去确定适当的模拟次数是足够的。考虑到预报时局地现象的变化, 系数  $a_1$  为目前给定的一个常数。另外, 公路地表水 ( $W_s$ ) 和结冰 ( $I_s$ ) 的初始值均需确定。由于缺乏可靠的观测资料, 因此, 确定这些值是困难的。目前  $W_s$  是作为降水强度  $Q$  的一个线性变化函数而计算得出的, 当降水强度为  $0.5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,  $W_s$  可达到最大值  $0.5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 。如果观测的路面温度低于冰点, 可能会出现初次结冰(或降雪)。

### 1.2 大气输入资料

预报期间提供初始时刻为  $t_f$  的公路站点上空大气有效的实时输入资料是非常重要的。每小时 HIRLAM 原始资料水平线性内插于代表各公路站点上空大气变量数值中。

由撇号表示订正值, 以便通过观测值来提高大气资料的精确度。

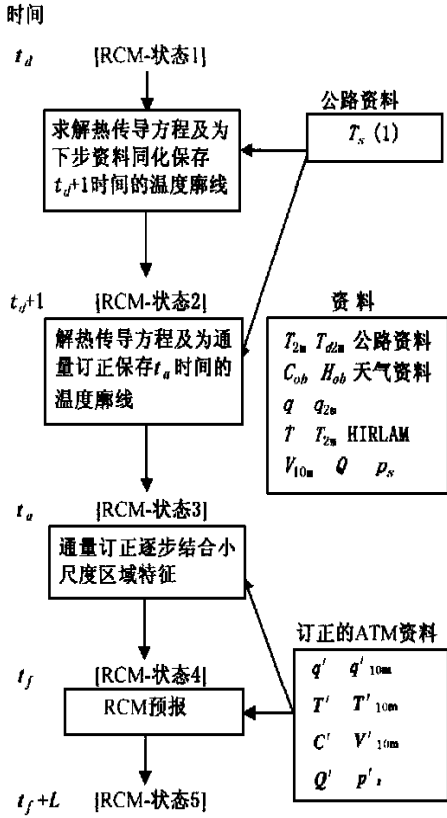


图1 RCM 预报系统的资料处理过程

(该图显示了在资料同化中应用的  $t_d$  至  $t_f$  时间的各类资料和 RCM 预报时从  $t_f$  到  $t_f + L$  时间的 HIRLAM 资料(输入):  $T(k) (k \leq N)$  是大气模式各层的温度( $^{\circ}\text{C}$ ),  $q(k) (k \geq N)$  是大气模式各层的比湿( $\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$ ),  $T_{2m}$  是 2m 处的温度( $^{\circ}\text{C}$ ),  $q_{2m}$  是 2m 处比湿( $\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$ ),  $V_{10m}$  是 10 m 处的风速( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ),  $Q$  是降水强度 [ $\text{kg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{s})^{-1}$ ],  $p_s$  是路面压力( $\text{Pa}$ ),  $N$  是大气模式层的数量。天气资料(输入):  $C_{ob}$  是观测的总碎云量  $H_{ob}$  是观测的云底高度(m)。公路站点资料(输入):  $T_{2m}$  是测得的 2m 处温度( $^{\circ}\text{C}$ ),  $T_s(l)$  是观测的路面温度( $^{\circ}\text{C}$ )。其余各变量(输出):  $T_s(l) (l \leq M)$  是公路垂直温度廓线( $^{\circ}\text{C}$ ),  $W_s$  是公路地表水( $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$ ),  $I_s$  是路面积冰( $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$ ),  $M$  是 RCM 模式层的数量,  $T_{10m}$  是由  $T_{2m}$  和  $T(N)$  得出的 10m 处的温度,  $q_{10m}$  是由  $q_{2m}$  和  $q(N)$  得出的 10 m 处的比湿,  $C(k)$  是大气模式层的碎云量)

主要的大气变量是温度和比湿。由此根据式(2)可对大气模式中垂直层次为  $k$ 、时间层次为  $j$  的云量  $C(k, j)$  作出初估计:

$$C(k, j) = \frac{(RH - RH_c)^2}{(1 - RH_c)}, \quad RH \geq RH_c \quad (2)$$

这类公式常用于表示大气模式中的云量。式(2)中,  $RH$  是相对湿度,  $RH_c$  是临界相对湿度, 在固定高度为 1000 m 的上空其值是 0.80, 而在地面则线性增加到 1 左右。如果相对湿度低于临界值, 则云量为零。当考虑了实测云量和对流时, 根据式(2)进行的初估计可得到订正。利用式(3)可以分析总云量  $C_{ob}$  和云底高度  $H_{ob}$ , 该公式表示在丹麦适用的云量观测值的权重之和:

$$X_{ob} = \frac{\sum_{i=1}^I F_i X_{ob}(i)}{\sum_{i=1}^I F_i}, \quad F_i = \exp[-(D_i/D_{oo})^2] \quad (3)$$

式(3)中,  $X$  可以是总云量或是云底高度,  $I$  是观测次数,  $D_i$  是公路站点与云量观测点之间的距离,  $D_{oo} (= 5 \times 10^4 \text{ m})$  是有关的尺度距离。指数函数使得云量可能具有小尺度特征, 由于分析值主要取决于靠近公路站点的观测值, 所以尺度小于 50 km 时也被考虑进去。接着, 从大气所有垂直层次和时间层次上计算得出云量  $C'(k, j)$ 。云量的测值  $C_{ob}$  被插入到与观测的最低云最近的垂直层( $k$ 层)上。在权重减少的其他时间层次, 将增加观测次数及增加大气模式资料的权重。根据式(4), 可由分析出的云量及模式云量选择指数衰减。

$$X'(k, j) = X(k, j) + [X_{ob} - X(k, j)] \cdot \exp[-a_2(t_j - t_{ob})] \quad (4)$$

这里  $t_j$  是预报时刻,  $t_{ob}$  是观测时刻。  $a_2$  不但表明云的生命期, 而且能反映大气模式的精确性。因此, 最优值取决于模式调整。

如果有余值存在, 那么其它垂直层次的

云量与  $k$  层相比, 将先减至观测值  $C_{ob}$ 。在其余时间层次, 采用了与式(4)相应的公式:

$$X'(k, j) = X(k, j) + [X'(k, 0) - X(k, j)] \exp[-a_2(t_j - t_{ob})] \quad (5)$$

为了与有关云的式(2)相一致, 在云量订正后, 根据式(6)进行了湿度订正:

$$q'(k, j) = q_{sat}(T, p) \{RHc + (1 - RHc) \cdot [C'(k, j)]^{1/2}\} \quad (6)$$

这里,  $q'$  是比湿的订正值,  $q_{sat}$  是实时温度和压力下的饱和比湿。最后, 如果在大气模式中计算对流降水, 则利用与斯灵格(1987)公式相似的式(7)对诊断的抬升至凝结高度之上的对流层云的云量加以订正:

$$C_{cv} = a_3 + \ln(1 + a_4 Q) \quad (7)$$

图 1 中描述的 HIRLAM 剩余变量 ( $V_{10m}$ ,  $T_{2m}$ ,  $q_{2m}$ ,  $Q$  和  $p_s$ ) 均是随时间变化的单个层次上的变量。

大气感热通量和潜热通量需要 10 m 高度上的风、温度、湿度的详细资料。由于风的资料已用于所计算的层次, 故不需要内插处理。大气模式作出的风的预报, 没有根据观测值进行订正。模式亦可作出 2 m 高度的温度和比湿的预报。温度和露点的初始值可从各公路站点的观测中获得, 通常每 10 min 内就进行一次观测。通过在 2 m 处的数值和大气模式中最低层(目前约为 32 m)的数值之间线性内插便可求出 10 m 高处的温、湿度。温度和露点的时间变率采用与式(4)相似的方法来描述:

$$y'(j) = y(j) + [y_{ob} - y(0)] \cdot \exp[-a_5(t - t_f)] \quad (8)$$

这里  $t_f$  是预报初始时刻。若设  $a_5$  为零, 式(8)表示误差订正等于大气模式值与相应测值的差分。 $T_{2m}$  的  $a_5$  取值为衰减  $e$  倍时(约 10 h)的值。然而, 露点订正由初始误差订正确定, 这点可以由  $T_{d2m}$  的日变率和精确预报的准确率均小于  $T_{2m}$  所证明。

如果模式最低层的温度  $> 0^\circ\text{C}$ , 降水强度

$Q$  代表降雨强度, 否则就表示降雪强度。目前  $Q$  没有由任何观测值加以订正, 用于计算空气密度的地面气压同样如此。为了对 RCM 数值积分的每一时间分步提供逼真的输入资料, 大气资料在每小时测值之间进行线性时间内插。

## 2 预报

为了预报出正确的路况, 其基本问题是要得到一个精确的路面局地能量收支结果。所有相关问题是: 辐射、路面感热和潜热通量、降水、地面热传导和由于其他原因而产生的附加热源。例如, 交通的作用必须提及, 以便于作出路况的准确预报。

### 2.1 太阳和长波辐射热通量

根据用于 HIRLAM 大气模式的辐射格式可以求出太阳和红外辐射。当晴空部分辐射  $Q_{R_{sa}}$  和有云部分辐射  $Q_{R_{sc}}$  呈线性联合时, 可以根据式(9)计算地面净太阳通量密度  $Q_{R_s}$ :

$$Q_{R_s} = (1 - \alpha)[Q_{R_{sa}}(1 - C_M) + Q_{R_{sc}}C_M] \quad (9)$$

这里  $\alpha$  是太阳辐射路面反射率,  $C_M$  是根据最大重叠假设确定的总云量。根据萨维加维(1990)的工作, 可将晴空辐射项进行参数化:

$$Q_{R_{sa}} = S \cos\theta [1 - 0.024 \cos\theta^{0.5} - a_6 0.1 u_s^{0.25} - a_7 \frac{p}{p_{00}} \left( \frac{0.28}{1 + 6.43 \cos\theta} - 0.07\alpha \right)] \quad (10)$$

式(10)中,  $S$  是太阳常数,  $p_{00} = 1000 \text{ hPa}$  为参考气压。式(10)中第 1 项取决于与平流层臭氧吸收有关的天顶角  $\theta$ 。这主要归因于对流层水汽、 $\text{CO}_2$  和  $\text{O}_2$  的吸收引起的太阳辐射的减弱, 根据式(10)的第 2 项, 也被参数化。这里  $u_s$  是通过大气的水汽垂直累积路径 (cm), 它与气压和除以  $\cos\theta$  的商呈线性比例关系。式(10)中最后一项包括两部分, 描述了散射作用, 第 1 部分是由入射太阳光产生的散射, 而第 2 部分是指由反射辐射而产生的补偿作用, 该反射来自大气层上方的后向

散射。系数  $a_6$  和  $a_7$  均大于 1, 分别表示由于空气中悬浮物的吸收和散射造成的影响。

式(9)中的有云部分辐射  $Q_{Rsc}$  可根据式(11)得出:

$$Q_{Rsc} = Q_{Rsh} \frac{\hat{T}(p_{Hsc}, p_s)}{1 - \alpha[1 - T(p_H, p_s)]a_8} \quad (11)$$

式(11)中,  $Q_{Rsh}$  是最高云层顶的太阳通量密度, 它由与式(10)相应的公式给出, 出现在式(10)中的后向散射的路面反射率由表示多云大气层之下的反射率所代替。用  $\hat{T}(p_H, p_s)$  描述多云大气从顶层到底层的通量密度的透射比。采用式(12)与用较复杂的辐射图解方法获得的结果是一致的:

$$\hat{T} = \frac{a_9 + a_{10}\cos\theta}{a_9 + a_{10}\cos\theta + a_{11}M_T} \quad (12)$$

这里  $M_T$  是从最高云层顶至低层(是指多云大气的底层)在垂直方向上的液态云的总量。式(11)的分母考虑了地面和云之间的多次反射。常数  $a_8$  表示反射波束中的吸收作用。

在八个方位区间考虑了遮挡物的影响。对于每个区间来说, 遮挡角的阈值表示测得的遮挡物的平均高度。因为太阳高度角小于阈值, 故太阳波束的直接通量密度是零。假设晴空辐射下的漫射通量占全球辐射的固定比率为 10%, 根据实测, 这一比率是合理的。漫射辐射因受天空状况要素  $K_\Omega$  的影响而减少,  $K_\Omega$  代表源自总立体角  $2\pi$  可见部分范围内不同方位的通量密度的综合效应。假设遮挡方向的辐射对净辐射没有影响, 即可根据式(13)计算净红外辐射通量密度  $Q_{Rt}$ :

$$Q_{Rt} = \epsilon_0(Q_{Rta} + Q_{Rtc} - \sigma T_s^4)K_\Omega \quad (13)$$

式中  $\sigma$  是斯蒂芬 - 玻耳兹曼常数,  $\epsilon_0 = 0.90$  是路面辐射比率。晴空大气的辐射通量  $Q_{Rta}$  由式(14)求得:

$$Q_{Rta} = \sum_{k=1}^N B(T_k)[E(p_{k-1/2}, p_s) - E(p_{k+1/2}, p_s)] + b_1 + b_2q_N \quad (14)$$

式(14)中所求的和值是指大气模式中所有垂

直层之和。这里  $B(T_k)$  是与温度  $T_k$  有关的普朗克黑体辐射。在辐射率函数  $E$  中, 已考虑了水汽线谱:

$$E(p_{i-1/2}, p_{j+1/2}) = b_3 + b_4Y - b_5Y^2 - b_6Y^3$$

$$Y = b_7 \ln\left(\sum_{k=i}^j p_k \frac{q_k}{p_{00}} \frac{\Delta p_k}{10g}\right) \quad (15)$$

式(15)中辐射率  $E$  由  $i$  层层顶至  $j$  层层底确定, 气压  $p_{i-1/2}$  和  $p_{j+1/2}$  适用于模式层次的交点。式(14)中  $b_1$  表示其它气体的辐射效应与水汽效应之比, 最后一项包含大气底层  $N$  层的比湿, 代表因水汽连续吸收引起的附加通量密度的参数化。来自大气的总向下红外通量密度可通过加上的多云大气的辐射通量  $Q_{Rtc}$  得到, 根据经验公式(16),  $Q_{Rtc}$  定义为从有效云量  $C_e$  传送到地面的辐射:

$$Q_{Rtc} = B(T_e)C_e\left(1 - \frac{Q_{Rtc}}{\sigma T_a^4}\right) \quad (16)$$

$$\text{这里: } T_a = T_N - b_8\left(\frac{\partial T}{\partial p}\right)_N$$

式(16)中  $B(T_e)$  是伴随温度为  $T_e$  的有效云量发出的辐射而来的黑体辐射。括号中的项是根据晴天部分辐射  $Q_{Rta}$  和对流层下部有效温度  $T_a$  估计的分数透射比。路面总净辐射  $Q_R$  是净太阳通量密度和红外通量密度之和。

## 2.2 感热和潜热通量

式(17a)和式(17b)表达的传统曳力公式常用来描述感热通量和潜热通量:

$$Q_s = C_p \rho_z C_s |V_z| (\theta_z - \theta_s) \quad (17a)$$

$$Q_q = L_{vs} \rho_z C_q |V_z| (q_z - q_s) \quad (17b)$$

这里:

$$C_s = C_q = \left[ \frac{k}{\ln(Z/z_0)} \right]^2 f(Ri, \frac{Z}{z_0})$$

$$q_s = \left(\frac{W_s}{W_c}\right)q_{sat}(T_s) + \left(1 - \frac{W_s}{W_c}\right)q_z$$

上式中,  $Z = 10 \text{ m}$ ,  $C_p$  是常压下湿空气的比热,  $\rho_z$  是空气密度,  $\theta_z$  和  $\theta_s$  分别代表计算的  $Z$  层和地表的位温。与此相似,  $q_z$  和  $q_s$  是相应层

次的比湿, 后者由路面湿度参数  $W_s/W_c$  决定, 这里  $W_c = 0.5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ , ( $0 \leq W_s/W_c \leq 1$ ),  $q_{sat}(T_s)$  是路面温度为  $T_s$  时的饱和比湿,  $L_{vs}$  是当  $T_s > 0^\circ\text{C}$  时的蒸发潜比热, 否则它是凝华比热,  $k$  是冯卡门常数。

以较小的粗糙度长度表征的路面常处于与平整路面不同的十分不均匀的环境中, 故由式(17a)和(17b)表达的无量纲曳力系数的公式是很重要的结果。近几年, 几次观测研究已经显示不均匀路面上的热通量和动量通量是相当复杂的。例如贝加尔斯和霍兹莱格指出, 在这些条件下应用于热量和湿度的局地粗糙度长度可比动量粗糙度长度小几个量级。目前, 式(17a)和(17b)中使用的粗糙度长度是  $Z_0 = 10^{-4} \text{ m}$ , 对于非常平坦的路面来说, 这是一个典型值。根据路易斯(1979)的研究, 不稳定边界层的稳定函数  $f(Ri, Z/Z_0)$  取决于理查逊数和  $Z/Z_0$ 。为了粗略地说明路面湍流的可能性受到在较大粗糙度长度表征的环境中无形中产生的湍流影响, 就必须限定稳定层结的中性曳力系数。

### 2.3 地面热通量

沙斯(1992)论述了热传导抛物线方程(18)的解法, 其中使用了隐式数值格式。

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\lambda_G}{\rho_C C_G} \frac{\partial^2 T_s}{\partial z_G^2} \quad (18)$$

由于空气薄层靠近地表, 模式中的格距呈现不规则情况。底层的温度(15层)由全年气候评估得出。导热性  $\lambda_G$ 、密度  $\rho_C$  和比热容量  $C_G$  均为常数。

### 2.4 降水和公路积水(冰)的结冰或融化

公路积水  $W_s$  ( $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$ ) 和积冰 ( $I_s$ ) 的预报方程见式(19)与(20):

$$\frac{\partial W_s}{\partial t} = Q_m + \frac{1}{L_o} Q_Q + \left(\frac{\partial W_s}{\partial t}\right)_{fm} - \psi \quad (19)$$

$$\frac{\partial I_s}{\partial t} = Q_{sn} + \frac{1}{L_s} Q_Q - \left(\frac{\partial W_s}{\partial t}\right)_{fm} \quad (20)$$

式(19)中  $Q_m$  是下雨时的降水通量密度, 第2项表示露的形成。如果初始时的路面温度高

于  $0^\circ\text{C}$ , 第3项相当于融化。如果初始时的路面温度低于冰点, 这项为汇。由于低层存在地面热通量和大气热通量, 所以路面温度由公路表层的热辐合决定。式(19)中的最后1项是公路积水的径流。在公路积水远低于其阈值时, 光滑路面上没有径流, 水不能汇集。假设径流  $\psi$  等于汇集量, 则需要防止公路积水增加到阈值  $W_c$  之上。与此相似, 式(20)第1项是降水来源项, 第2项是雾凇来源项, 第3项是冰与水之间的转换项, 这相当于式(19)中的第3项, 但符号相反。在结冰或融化的情况下, 用上边界值  $T_s(1) = 0^\circ\text{C}$  来重新计算公路温度。

除已提及的由潜热通量引起的能量来源外, 也考虑了式(19)和(20)第1项和第3项中的能量释放, 这也包括冻雨和融雪时的能量释放。

### 2.5 附加能量源

诸如受地形和交通影响所形成的附加热源, 能引起路面的磨擦生热及使湍流条件发生变化, 通过式(1)中给出且在1.1节加以论述的  $Q(t)$  项, 可以对附加热源进行参数化处理。

## 3 结论

预报技术已由 RCM 数值系统所证明。验证结果与业务运行结果相一致。由于对很多天气形势作平均处理, 故在以月为基础进行业务运行时, 其误差偏小。RCM 系统预报水平可能的提高, 首先取决于大气模式输入的非订正资料质量较好; 其次, 取决于可以输入路况的模式本身在气象技术方面所进行的有效改进。

如果大气模式在水平方向上以一个较高分辨率运行, 确定  $2 \text{ m}$  处实际温度和湿度的问题可以获得, 这在一个试验中得到证实。当水平分辨率足够时, 与海陆分布有关的详细

(下转 41 页)

(上接 13 页)

资料将接近真实的温度和露点,甚至对于靠近海边的公路站点亦如此。如果大气模式的水平分辨率不足以保证为所有公路站作出有效的地面诊断,应该通过邻近网格点具有的地面诊断计算出内插值。温度和露点订正的时间变率式(8)对于给定的大气模式必须调整到最佳。

一个较关键的问题是与精确预报云和降水的可能性有关。如前所述,为了准确地描述公路路面的能量输入,RCM 的辐射图解应该适当地包括云的几何结构特征。这需要大气模式对尺度小于 10 km 云的可预报性。目前,各气象预报中心已大力改进高分辨率大气业务模式的预报质量。然而,是否能在不久的将来完成小于 10 km 尺度云和降水预报的实质性改进,仍是一个未解决的问题。同时,云的订正过程采用与式(4)~(6)相似的表达。通过在式(4)和(5)中设置可依天气形势不同而变化的系数  $a_2$ ,或许能改进公式。期望改进到这样的程度,即地区性云的生命期取决于天气形势的类型。这类订正需要云的大样本资料统计验证。目前的研究结果表明,预报初始时间云量分析质量的提高,例

如,通过使用卫星资料可以取得较好的效果。云的观测值对于预报精确度有好的影响。其它资料也可能有用,例如目前 HIRLAM 模式中采用的资料同化没有利用气象雷达资料,因而在 RCM 资料订正程序中若对这类资料进行同化,有可能改进降水预报。

在其他方面也可能改进 RCM 系统:例如,路面湍流通量公式仍存在某些不确定性。另外,各种物理常数,诸如导热性,热容量和公路的辐射特性虽能被测站获得,但要求更具真实性。然而,这方面的不足已由通量订正项补偿了一部分。

若使预测的偏差控制在  $\pm 0.5^\circ\text{C}$  之内,则验证的问题将会增多。要逼近这样的水平,诸如路面温度的观测深度等观测技术就变得重要了,举例来说,位移小于 1 cm 的变化都要在观测中反映出来,观测资料抽样频率也是有效的。因为温度在 10 min 内的改变可能超过  $0.5^\circ\text{C}$ ,故总体上看,以每 10 min 一次的资料频率取样也是不够的。因此,要提高业务预报精确度是一个颇具挑战性的问题。

周茵译自 *Journal of Applied Meteorology*. 1997, 36(6) 段德寅校