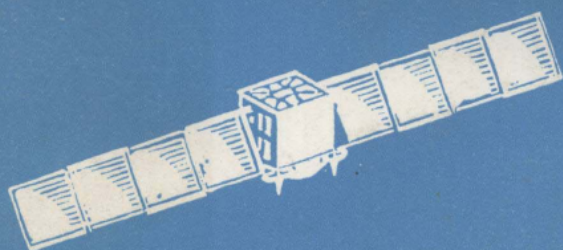


卫星气象

科技资料



1984

卫星气象科技资料

(1984年集)

国家气象局卫星气象中心

内 容 简 介

本资料选编了近年来卫星气象科学技术领域中的部分研究文章,共十篇。主要涉及气象卫星的资料处理、系统硬件设计、计算机工程、经济效益分析评价等几个方面。

本资料可供从事遥感工作的广大工程技术人员、科学研究工作者及其有关大专院校师生参考。

前 言

卫星气象是近二十多年发展起来的一门新的气象学分支。世界上许多国家在从事气象卫星资料的研究和应用工作。实践表明，它已经成为天气分析和预报的重要工具之一。

自六十年代末起，我国卫星气象科学技术领域中的各个方面都得到了相当的进展。卫星资料的实验研究和业务应用有力地促进了气象工作更好地为国民经济和国防建设服务，也为我国自己的气象卫星系统工程作了必要的技术准备。

为了加速卫星气象科学技术的发展，促进学术交流，多出成果，多出人才，我们编辑了《卫星气象科技资料》，以汇集我国这个领域中的科研成果和学术论文，反映我国卫星气象研究人员的努力和探索。以期对进一步开展这方面的工作有些启发和指导。

由于我们水平有限，不妥之处在所难免，欢迎批评指正。

本集承国家气象局《气象》编辑部协助，在此表示衷心的感谢！

编者

一九八四年十二月

目 录

大气廓线的分类反演方法·····	范天锡 (1)
用AVHRR大气红外窗区通道辐射测量资料作云量估计 ·····	周嗣松 (6)
AVHRR资料在计算云顶反照率、云顶温度和云顶高度中的应用 ·····	周嗣松、陈维英 (13)
15 μ CO ₂ 大气透射率的逐线计算·····	黄意玢、金燕、王宝荣 (20)
气象卫星云图传真机与计算机接口的简化设计·····	宋庆春、雍志宏 (30)
磁带抖动矫正总结·····	张安东等 (37)
读写CP/M操作系统程序的初步总结·····	许文亮、王志明、张岩 (45)
IBM308X系列计算机功能特点·····	张 建 (51)
气象卫星系统经济效益的分析与评价方法初探·····	邢福元 (57)
气象卫星的经济效益·····	叶发宗译 (65)

大气廓线的分类反演方法

范 天 锡

一、前言

气象卫星探测大气温度和湿度廓线的反演方法有两种,一种是求解大气辐射传递方程,一种是统计方法。从理论上或发展前景来看,前者应更为理想。但是,由于统计方法简单而稳定,不需要大气透过率的数据,不受仪器定标精度和性能变化引入系统误差的影响,因此,在业务处理中仍然有其优点。

用统计方法时,反演系数一般是分成几个纬度带分别产生,以便使大气廓线相近,取得较好的精度。然而,即使在一个纬度带内和一个不长的时期中,仍然存在不同类型的大气廓线。因此,如果对大气廓线进行分类,分别计算其反演系数,然后对探测数据加以自动识别,分不同类型进行反演,应能取得较好的效果。我们对这种分类反演方法进行了数值模拟试验并取得了较好的效果。

二、反演方法

我们采用协方差矩阵特征向量法^[1]。对于 m 个通道的亮温值 $\hat{x} = \hat{x}_1, \dots, \hat{x}_m$ 和 n 层大气温度或湿度值 $\hat{y} = \hat{y}_1, \dots, \hat{y}_n$,其 N 个样本的平均值分别为 $\bar{x}_1, \dots, \bar{x}_m$ 和 $\bar{y}_1, \dots, \bar{y}_n$ 。我们有

$$x = E_x a \quad (1)$$

$$y = E_y b \quad (2)$$

其中

$$x = \begin{bmatrix} \hat{x}_1 - \bar{x}_1 \\ \hat{x}_2 - \bar{x}_2 \\ \vdots \\ \hat{x}_m - \bar{x}_m \end{bmatrix} \quad y = \begin{bmatrix} \hat{y}_1 - \bar{y}_1 \\ \hat{y}_2 - \bar{y}_2 \\ \vdots \\ \hat{y}_n - \bar{y}_n \end{bmatrix} \quad (3)$$

E_x 和 E_y 分别是 $\hat{x}$ 和 $\hat{y}$ 的协方差矩阵的特征向量。向量 a 、 b 则分别是 x 和 y 的变换系数。由于 E_x 、 E_y 的正交性,则

$$a = E_x^T x \quad (4)$$

$$b = E_y^T y \quad (5)$$

E_x^T 、 E_y^T 分别为 E_x 、 E_y 的转置矩阵。

由于采用的特征向量数比通道数少得多,抑制了观测中的随机噪声的作用。因此,通过变换 C ,由 a 反演 b 比直接由 x 反演 y 更稳定。

$$b = Ca \quad (6)$$

将(4)式代入(6)式,再将(6)式代入(2)式,则得到:

$$y = (E_x C E_x^T)^{-1} x \quad (7)$$

C可用最小二乘法确定。令A、B、X、Y分别是a、b、x、y的样本矩阵，则

$$B = CA \quad (8)$$

于是

$$C = BA^T (AA^T)^{-1} \quad (9)$$

其中

$$A = E_x^T X \quad (10)$$

$$B = E_y^T Y \quad (11)$$

三、分类方法

由于a和b的各分量之间是互不相关的，其前几个分量集中了x、y的主要特征，所以，可以用只用a或b的前几个分量代替x或y进行分类，从而大量减少变量的数目，使分类简便易行。

我们采用聚类方法进行分类，具体步骤如下：

(1) 形成初始聚类中心

表1 初始聚类中心

	1	2	3	4	5	6	7	8
1	g_1^-	g_1^-	g_1^-	g_1^-	g_1^+	g_1^+	g_1^+	g_1^+
2	g_2^-	g_2^-	g_2^+	g_2^+	g_2^-	g_2^-	g_2^+	g_2^+
3	g_3^-	g_3^+	g_3^-	g_3^+	g_3^-	g_3^+	g_3^-	g_3^+

首先计算N个样本的 a_i 的平均值($\bar{a}_i$)和标准差(S_i)，并计算

$$g_i \pm = \bar{a}_i \pm S_i \quad (12)$$

如果采用a的前三个分量进行分类，则 $i=1, 2, 3$ ，得到初始聚类中心(g_{ij} , $i=1, 2, 3$; $j=1, 2, \dots, 8$)，见表1。

(2) 分类 求出每个样本的 a_i 值，并求出其与第j类聚类中心的距离

$$D_j^2 = \sum_{i=1}^3 [(a_i - g_{ij}) / S_i]^2 \quad (13)$$

比较所有的 D_j ，样本属于 D_j 最小的那一类。

(3) 重新聚类

计算每一类样本的平均变换系数 $\bar{a}_{ij}$ 和标准差 S_{ij} 。以 $\bar{a}_{ij}$ 为新的聚类中心，并计算各聚类中心之间的距离

$$D_{jk}^2 = \sum_{i=1}^3 [(\bar{a}_{ij} - \bar{a}_{ik}) / S_i]^2 \quad (14)$$

如果某两聚类中心的距离为 $D_{jk} < Q$ (Q为阈值)，则将其合并。如果某一类的样本数 $M < I$ (I为阈值)，则将其与距离最近的一类合并。合并后再算出样本的平均值 $\bar{a}_{ij}$ ，作为新的

聚类中心。

如果某一类的 $S_{ij} > T$ (T 为阈值)，则将其分为两类，新的聚类中心为

$$\left. \begin{aligned} g_{i,j1} &= \bar{a}_{ij} - S_{ij} \\ g_{i,j2} &= \bar{a}_{ij} + S_{ij} \end{aligned} \right\} \quad (15)$$

(4) 迭代

新的聚类中心形成后，再重新进行分类，反复多次，直至其稳定，或进行到一定迭代次数。

分类后，再用协方差矩阵的特征向量法求出每一类的反演系数。

反演时，首先判识 x 属于何类。如果用 a 分类，则可由 x 直接算出。如果用 b 分类，则要先用不分类的反演系数由 x 反演出 y ，由 y 算出 b 进行分类，再用该类的反演系数进行反演。

四、数值模拟试验

在数值试验中，采用了中纬度 ($30-60^\circ N$) 的 400 条大气廓线，每条廓线由 0.1—1000 毫巴分为 40 层 (见表 2)。用大气辐射传递方程，根据大气透过率计算出与这 400 条大气廓线对应的美国 NOAA 卫星高分辨率红外辐射探测器 (HIRS/2) 的 19 个红外通道的亮温值。于是构成了模拟的匹配统计数据。

表 2

40 层大气廓线的气压值

序 号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
气压 (毫巴)	0.1	0.2	0.5	1.0	1.5	2.0	3.0	4.0	5.0	7.0	10	15	20	25	30	50	60	70	85	100
序 号	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
气压 (毫巴)	115	135	150	200	250	300	350	400	430	475	500	570	620	670	700	780	850	920	950	1000

在数值试验中，温度反演取 17 个通道 (1—17) 的数据，湿度反演取 13 个通道 (4—16) 的数据。所用的方法如下：

1. 温度

I：不分类

II：用 b 按初始聚类中心分为 8 类反演。

III：将 x 按不分类反演为 y ，算出 b ，再用 b 按初始聚类中心分为 8 类反演。

IV：用 a 按初始聚类中心分为 8 类。

V：用 a 聚类成 8 类 ($T=0.5, I=20, Q=0.8$)

2. 湿度

I—IV：同温度

V：用 a 聚类成 9 类 ($T=0.5, I=20, Q=0.8$)

按上述方法反演的温度、湿度其精度分别列于表 3 和表 4。从表 3、4 可看到，不分类的 15 层温度和相对湿度的平均反演精度分别为 $1.5^\circ C$ 和 27.3%。目前 NESDIS 业务系统的反演精度，温度大约为 $2.0-2.5^\circ C$ ，相对湿度约为 30% [2]，和我们的试验结果相差不大。

表3

各层温度 (°C) 反演精度

序 号 方 法	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	平均
I	2.70	2.07	2.14	1.80	1.63	1.71	1.01	0.95	1.24	1.49	1.38	2.35	1.17	0.69	0.11	1.50
II	1.79	1.36	1.61	1.36	1.33	1.46	0.81	0.72	0.98	1.21	1.01	1.87	0.94	0.56	0.05	1.14
III	2.62	2.06	2.12	1.76	1.57	1.63	0.94	0.87	1.17	1.41	1.31	2.25	1.13	0.67	0.07	1.44
IV	1.94	1.52	1.75	1.48	1.39	1.50	0.87	0.82	1.09	1.32	1.07	1.94	0.97	0.58	0.06	1.22
V	1.95	1.52	1.70	1.42	1.33	1.44	0.86	0.83	1.11	1.33	1.07	1.96	0.98	0.58	0.07	1.21

表4

各层相对湿度 (%) 反演精度

序 号 方 法	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	平均
I	20.5	26.7	24.2	24.7	25.2	24.7	27.2	27.8	27.7	27.4	28.1	30.4	30.8	31.8	32.9	27.3
II	13.2	17.7	17.5	16.9	17.7	17.4	14.8	15.0	15.3	15.2	15.2	18.7	17.5	19.0	21.0	16.8
III	22.1	25.1	23.3	23.0	23.2	22.8	23.2	25.3	26.4	26.7	24.0	25.9	24.6	25.6	28.0	24.6
IV	16.4	22.3	20.9	21.1	20.0	19.5	20.4	21.7	22.3	22.3	20.7	23.2	21.9	22.7	25.1	21.3
V	15.7	20.5	19.0	18.1	18.6	18.2	19.0	20.5	21.3	21.4	19.7	22.3	20.3	20.5	22.3	19.8

分类的反演精度比不分类都有所提高,其中方法Ⅱ提高最大,方法Ⅲ提高最小,方法Ⅳ、Ⅴ居中。

直接用大气廓线算出 b 进行分类 (方法Ⅱ), 反演效果比用 a 分类 (方法Ⅳ、Ⅴ) 好。但是在实际资料处理时, 大气廓线为未知而不能直接得到 b , 需要将观测值用不分类的反演系数反演出大气廓线再算出 b (方法Ⅲ)。由于反演的大气廓线与真实的大气廓线有偏离, 分类时就会发生错误。在试验中, 温度廓线分类的错误率是 29%, 湿度廓线是 66%, 因而方法Ⅲ的反演精度大为降低, 反而不如用 a 进行判别分类好。

多次迭代聚类 (方法Ⅴ) 和初始聚类中心固定分为 8 类 (方法Ⅳ) 试验效果大致一样。这是由于我们选用的 400 条大气廓线大体代表了北半球中纬度各种天气状况, 很难清楚地划分为几个大气廓线类型。这种状况也反映在聚类过程中, 很难稳定地聚成几类。然而, 如果在实际业务中应用, 特别是用于直接读出接收站的统计数据, 只是某一地区, 某一时期的资料, 大气廓线的类型易于确定, 聚类应能取得较好的效果。

五、结论

数值模拟试验证实, 采用分类方法可以提高反演精度。在我们的试验中, 15 层温度反演

可以比不分类反演平均提高 0.29°C 。15层湿度反演,分类比不分类精度提高7.5%。两者都大约提高了20%。

参考文献

[1] Smith W.L. and H.M. Woolf, The use of eigenvectors of statistical covariance matrices for interpreting satellite sounding radiometer observations, J. Atmo.Sci., Vol.33, No.7, P1127, 1976.

[2] Dismachek D.C., A.C.Booth and J.A.Leese, National environmental service catalog of products, Third edition, NOAA Technical Memorandum NESS 109, 1980.

用AVHRR大气红外窗区通道 辐射测量资料作云量估计

周 嗣 松

一、引 言

地球表面的云量分布既影响从太阳进入地球及其大气的辐射能的多少,又对离开地球及其大气的长波辐射起着屏蔽作用。因而,有关云量分布的资料对于地-气系统能量收支的计算、长期天气预报的探索,以及气候变迁的研究都是十分有用的。目前,用常规方法进行的云量观测还只限于陆地上的部分地区,而在占全球总面积三分之二的广大海洋,以及荒芜人烟的高原和沙漠地带,云量分布资料还很难得到。但是,若根据气象卫星扫描辐射计在大气红外窗区波段的辐射测量反演的放射表面的温度,就很容易把云同晴空区区分开来。并进而根据云顶温度的高低,把它们分为低云、中云和高云。

在我国,当前有可能接收到的美国国家海洋大气局(NOAA)第三代业务极轨环境卫星——TIROS-N系列卫星实时直接发送的AVHRR/HRPT(改进的甚高分辨率辐射计/高分辨率图象传输)和APT(自动图象传输)资料,以及日本静止气象卫星(GMS)VISSR图象资料,均能用于云量分布的估计。由于APT和VISSR图象资料是以模拟信号形式在接收站接收,如果使用这些资料,就要先对原始信号进行模拟/数字转换,并解决从灰度等级到亮度温度的定标问题,这里不作介绍。本文介绍的是一种完全自动化的利用AVHRR/HRPT大气红外窗区通道的辐射测量资料估计云量的方法。

二、计算方法与过程

利用气象卫星扫描辐射计大气红外窗区波段辐射测量资料,作云量分布估计的基本出发点是:辐射计所接收到的辐射能,绝大部分是来自作为下垫面的放射表面,因而,辐射计所接收到的辐射能的多少,就反映了放射表面温度的高低;进而根据放射表面温度的高低确定其性质,即判断它是地表(陆面或海面)还是云顶;如果是云顶,则根据云顶温度所处的范围,判断它是哪一层云。

用AVHRR/HRPT大气红外窗区通道辐射测量资料估计云量的第一步是利用AVHRR/HRPT阶段1B数据集^[1]所提供的定标系数,把数据从编码计数值形式换算为卫星辐射计所接收到的辐射能,并利用普朗克公式计算出放射表面的等效黑体温度(通常称为亮度温度)^[2]。计算中应用的是AVHRR通道4(10.5—11.5微米)的数据,它由下面形式的定标公式换算为卫星上辐射计接收到的辐射能:

$$E(\theta) = S_4 \cdot C_4 + I_4 \quad (1)$$

式中 $E(\theta)$ 为辐射计接收到的辐射能, θ 为卫星天顶角(即卫星相对于被观测点的天顶角),

C_4 为通道4数据的编码计数值, S_4 和 I_4 分别为通道4定标系数中的斜率和截距。

由于地球曲率和观测角度的不同, 下垫面的放射辐射在到达卫星上辐射计之前所经过的大气光学路径是不同的, 因此, 在传输过程中则受到不同程度的削弱。为了使在天底和不同天底角观测的结果能够相互比较, 就需要对观测结果进行临边变暗订正, 其订正公式^[3]为:

$$E(O) = E(\theta) + [\alpha_1 + \alpha_2 \cdot E(\theta)] \cdot (\sec\theta - 1) + [\beta_1 + \beta_2 \cdot E(\theta)] \cdot (\sec\theta - 1)^2 \tag{2}$$

式中 $E(O)$ 为在天底处观测到的辐射能, α_1 、 α_2 和 β_1 、 β_2 为回归系数, 其值分别为: $\alpha_1 = -2.301$, $\alpha_2 = 0.04767$, $\beta_1 = 0.1244$, $\beta_2 = -0.002096$ 。

把经过订正的辐射值代入反演形式的普朗克公式, 就能得到放射表面的亮度温度。在计算中, 我们近似假定云为黑体, 即云的比辐射率为1, 且假定AVHRR的整个瞬时视场被云所覆盖, 或者是晴空区。由于AVHRR具有很高的空间分辨率(在星下点的分辨率为1.1公里 $\times$ 1.1公里), 因此上述假定在绝大多数情况下是成立的, 其计算公式为:

$$T_B = \frac{C_2 \nu_0}{\ln \left(\frac{C_1 \nu_0^3}{E(O)} + 1 \right)} \tag{3}$$

式中 T_B 为放射表面的亮度温度, ν_0 为AVHRR通道4的中心波数, C_1 和 C_2 为常数, 其值分别为: $C_1 = 1.1910659 \times 10^{-5} \text{mw/M}^2 \cdot \text{SR} \cdot \text{cm}^{-1}$, $C_2 = 1.438833 \text{cm} \cdot \text{K}$, 我们把上面所得到的经过临边变暗订正的亮度温度作为放射表面温度的估计值。

当知道了放射表面的温度之后, 将其同所在地理区域的地面气温进行比较, 以确定被观测点为晴空还是云。由于上面计算放射表面的温度时没有考虑大气削弱订正, 得到的表面温度通常低于表面的实际温度, 且这个差值随地理纬度、地区和季节有显著变化, 因此, 在夏半年和冬半年判别低云和地表时, 最好是从地面气温中减去不同的值^[4]。如果被观测点确定为云层, 再将其同700和400毫巴等压面的温度进行比较, 以判断其为低云或中、高云。以常规温度观测资料为判据的云分类法见附表。对落在0.5 $\times$ 0.5经纬度网格区域内的M(扫描线) $\times$ N(扫描点)个观测数据重复(1)式至云分类判别的过程, 并统计总云量, 和低云或中、高云所占的比例。用卫星辐射测量资料估计云量的简单计算流程见图1。

附表 以常规温度观测资料为判据的云分类法

云 分 类 判 别 式	放射表面分类
$T_B \geq T_s - 6^\circ$ (夏半年)	晴 空
$T_B \geq T_s - 5^\circ$ (冬半年)	
$T_s - 6^\circ$ $T_s - 5^\circ$ $\qquad > T_B \geq T_{700\text{毫巴}}$	低 云
$T_{700\text{毫巴}} > T_B \geq T_{400\text{毫巴}}$	中 云
$T_{400\text{毫巴}} > T_B$	高 云

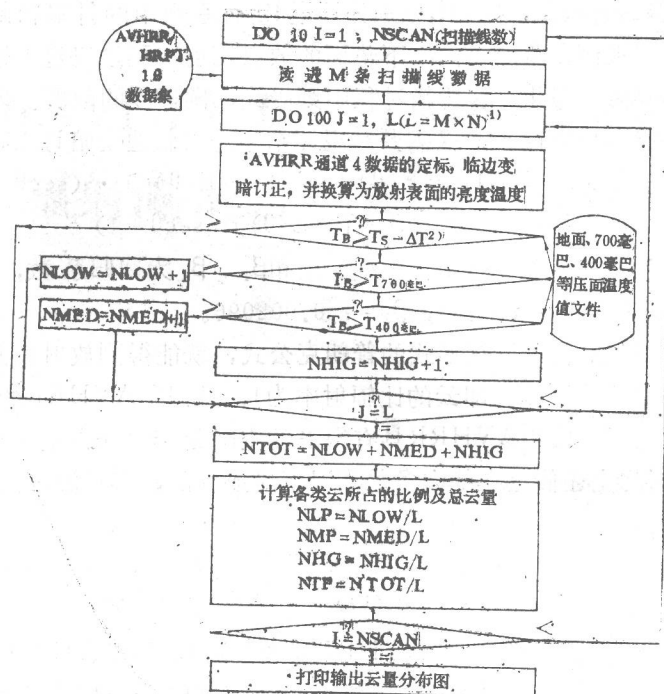


图 1 用卫星辐射测量资料估计云量计算流程简图

三、计算结果与分析

我们用前面所介绍的方法, 并利用国家气象局卫星气象中心TIROS-N卫星资料直接读出站接收的NOAA-7卫星AVHRR/HRPT资料, 进行了云量分布估计, 计算得到的总云量, 低云或中、高云云量都以百分数表示。计算结果可以以数据集(文件)形式存贮在磁盘和拷贝到磁带上, 或者以带经纬度网格的形式打印输出百分数云量分布图。文中提供的是利用1984年2月17日13时前后和15时前后(北京时间)接收的两条轨道资料计算得到的。为了便于同常规云量观测结果比较, 也为了缩小打印结果的幅面, 我们把百分数云量化为十分数云量(1—A, 其中1—9表示1至9份云量、A表示整个 0.5×0.5 区域全部被云覆盖, 空白表示晴空)。图2a、b、c和d分别为总云量、低云、中云和高云云量分布图。所计算的区域为 25° — 50° N、 105° — 155° E, 空间分辨率为 0.5×0.5 经纬度。计算中采用的地面气温是06Z的地面气象观测资料, 700和400毫巴等压面的温度是12Z的大气探空资料。



图 2a 用卫星资料计算得到的总云量分布图
(1984年2月17日13—15时,下同)

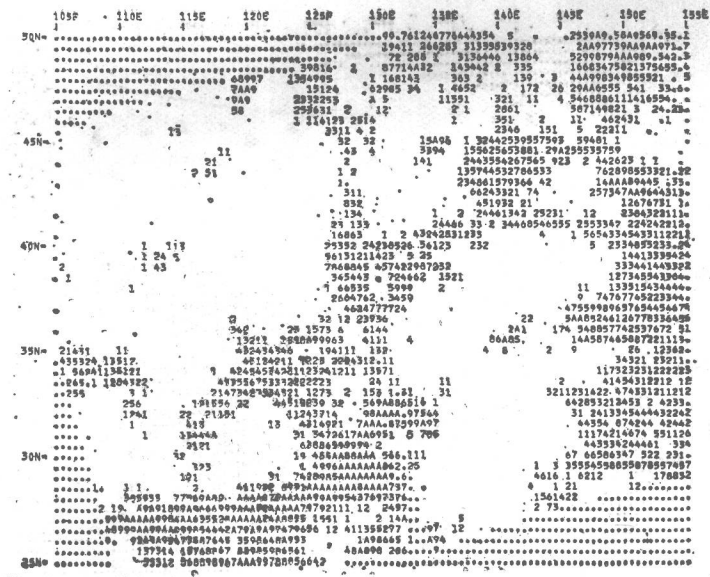


图 2b 低云云量分布图
图中圆点表示资料未覆盖地区

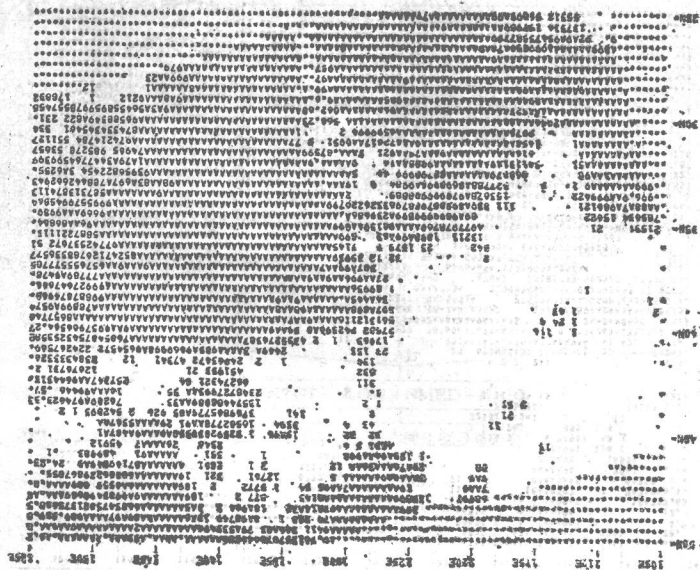


图 2c 中云云量分布图

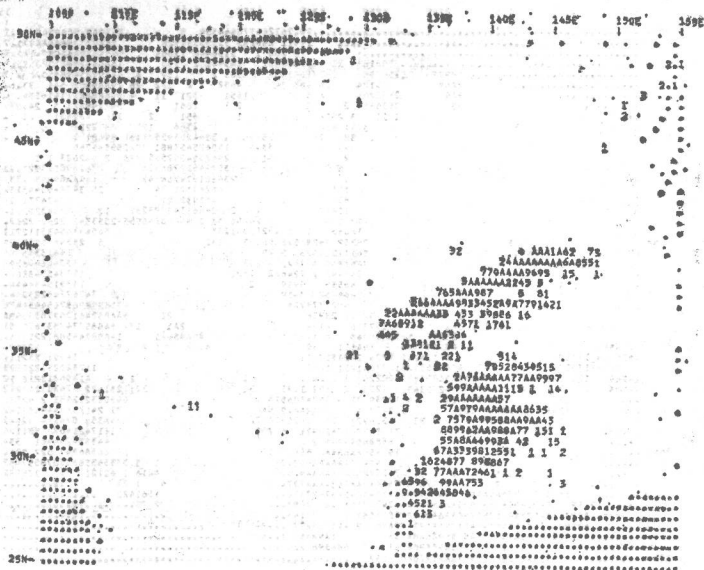


图 2d 高云云量分布图

为了对云量计算结果的准确性有一个大致的估计,我们把它同卫星云图进行了比较。从卫星云量分布图与GMS云图照片(图略)的比较来看,两者在分布上基本一致。云图中东起 150°E ($30^{\circ}\text{--}40^{\circ}\text{N}$),西至 105°E ($20^{\circ}\text{--}30^{\circ}\text{N}$)的大片连续云区在卫星云量分布图中清晰地显现出来,其间($130^{\circ}\text{--}150^{\circ}\text{E}$)浓密的浓积云区在中、高云云量分布图中也能较好地反映出来。两者之间的某些差别是由于观测时间的不同,即GMS云图为06Z的资料,而计算中应用的AVHRR资料是05Z前后(东部一条轨道)和07Z前后(西部一条轨道)得到的。此外,我们还绘制了1984年2月17日06Z的常规气象观测云量分布图(见图3)。同常规气象观测结果比较也可看出,两者在云量分布的总趋势上也是十分一致的。特别值得指出的是:在常规观测云量分布图中,广大海域中观测资料很少,根据这样稀少的观测资料,很难对海洋中的云量分布作出客观的估计,而利用气象卫星观测资料进行云量估计则不受地理区域的限制。除此之外,从两者的比较中还可以看到某些差别,例如,用卫星资料作出的云量估计稍有偏多,而且在某些地区(特别是在稀薄的卷云区)两者中的云类也不一样。引起这些差别的主要原因是两种观测方法有着根本的差别。常规方法观测到的是云的底部,当有多层云同时存在时,所观测到的通常是最下面的一层云。对于云量的估计,不仅依赖于云层相对于观测员的位置,而且在很大程度上还取决于观测员的经验。而卫星观测到的是云的顶部,当有多层云同时存在时,观测到的通常是最上面的一层云。此外,当云的单体小于仪器的瞬时视场时,则无法把云同晴空区分开来。但是,由于AVHRR具有很高的分辨率(从气象应用角度),由此而引起的误差是不大的。卫星观测资料的定位误差也会给某一特定地点的云量估计带来影响。

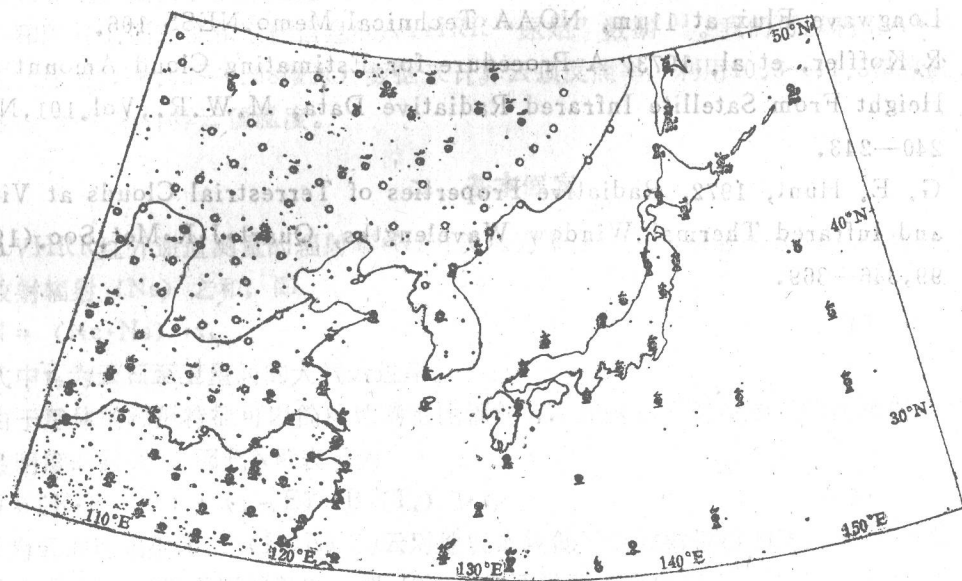


图 3 1984年2月17日06Z常规气象观测云量分布图

四、讨论

利用气象卫星辐射测量资料作云量分布估计的关键是要正确地计算出云顶温度。在计算中,我们作了云的比辐射率为1的假定,这对于比较浓密的低云和中云来说,一般不会造成较大的误差,但对于卷云来说,由于云的结构和厚度不同,比辐射率差别则很大。根据G.E. Hunt的研究结果,卷云的最大比辐射率为0.7^[1]。把云作为黑体的假定常常使计算得到的云顶温度偏低。另一方面,下层的云或者地面的放射辐射常有一部分穿透上层较稀薄的卷云而到达卫星上的辐射计,它使得由此计算的云顶温度增高。在这两者的共同影响下,要正确地区别云的类型是很困难的。当对流层低层出现等温或逆温时,往往会把低云误认为晴空区;当对流层中层出现等温或逆温时,则往往把较高层的云当作较低层的云。当我们利用NOAA-7卫星白天观测的资料作海上云量估计时,最好是把船舶和浮标测量得到的海面水温,或者卫星资料反演的海面温度作为表面温度,而不要使用沿海气象站观测的百叶箱温度,这是因为太阳的照射升温,使得06Z的地面气温显著高于海面水温,并因此而把晴空区误认为低云。当我们利用卫星资料在高原地区作云量估计时,由于高原地形复杂,水平温度梯度很大,也许只作总云量估计合适些。

参考文献

- [1] NOAA Polar Orbiter Data(TIROS-N,NOAA-6,NOAA-7 and NOAA-8) Users Guide, NESDIS,NOAA,U.S.A.July, 1983.
- [2] 周嗣松,利用 TIROS-N 的 AVHRR 资料计算局部地区的辐射收支,气象科技,1984年第3期。
- [3] Abel, P.G.and A.Gruber, An Improved Model for the Calculation of Longwave Flux at 11 μ m, NOAA Technical Memo.NESS 106.
- [4] R.Koffler, et al.,1973, A Procedure for Estimating Cloud Amount and Height From Satellite Infrared Radiative Data, M.W.R.,Vol.101,No.3, 240—243.
- [5] G. E. Hunt, 1972, Radiative Properties of Terrestrial Clouds at Visible and Infrared Thermal Window Wavelengths, Quart.J.R.Met.Soc.(1973), 99,346—369.