

卫星云参数处理方法和 1991年的云气候特征分析

方宗义 刘玉洁 朱小祥

(国家卫星气象中心,北京 100081)

提 要

参考国际卫星云气候计划和目前出现的几种云参数处理方法^{[1][2]},设计了一种适用于东亚和热带海洋地区的云参数处理方法,并着重进行了总云量的反演.处理的资料取自GMS-4的S·VISSR资料^[3],覆盖范围为 $50^{\circ}\text{N}-30^{\circ}\text{S}$, $80^{\circ}-175^{\circ}\text{E}$.时间为1991年的1、4、7、10四个月.使用上述方法对卫星资料计算得到了日、旬、月的平均云量.通过与其它资料和处理结果的对比分析,对处理方法和处理结果真实性进行了初步检验.利用1991年4个典型月份的处理结果,研究了大范围云的季节变化,如赤道辐合带云系和副热带高压少云区的纬向移动,季风云系的爆发等;研究了一些局地区域云的季节分布;并对处理区域内云量的日变化进行了研究.

关键词:云参数;云气候;辐合带云系.

1 引 言

随着卫星气象学的发展和国际卫星云气候计划的出现,作为卫星气象学中重要物理量之一的云参数的提取,早已引起人们的广泛重视,许多卫星气象工作者在探索云参数处理方法,并从卫星测量的辐射值中获取不少有用的云信息^{[4][5][6][7]}.但受卫星资料、辐射传输理论和缺少“真实”云量资料等因素的限制,给卫星云参数处理方法的优化和改进造成了很大困难.到目前为止,我国利用静止气象卫星资料对大范围的云参数提取几乎还是空白,云量在气候方面的应用研究更是如此,远远落后于国外对这些方面的研究.为此,我们按照国际卫星云气候计划的国内卫星气象学发展的要求,设计了一种较为简单的类似于红外阈值方法的云参数处理方法,对云参数的提取和应用研究进行初步尝试,为以后对云参数的处理和它在气候方面的应用研究打下基础.

2 云参数处理方法和计算过程

通常的云参数处理方法有二种类型,即阈值法和统计法.处理过程一般包括云检测和云分析两个步骤.云检测是把卫星观测到的辐射值进行区分,判断是晴空辐射还是云辐射.云分析则由卫星测得的辐射值对云特性进行定量确定.考虑到国家卫星气象中心目前拥有的资料情况,我们设计了一种对云参数的总云量(即云覆盖率)进行计算的试验方法.此方法以红外资料为主,这样有利于得到云量反演结果的一致性和云量日变化的研究.红外图像资料中的每个象元,由下列判别式确定该象元是否有云.当 $T < T_s - \Delta T$ 时,认为此象元有云;当 $T \geq T_s - \Delta T$ 时,认为此象元无云.式中, T 为卫星红外云图资料中该象元所对应的亮度温度, T_s 为该象元的晴空亮温, ΔT 为亮温阈值变量.晴空亮温资料由连续十天中每日对应的相同时次红外资料取其亮温极大值来得到.亮温阈值变量由不同的 ΔT 值试验,并把试验结果与可见光资料反复比较得到.结果表明:在陆地上 ΔT 值取6K和洋面上 ΔT 值取5.5K左右比较合适.对个别有特殊天气系统的图像,如冷锋过境等,局部图像区域 ΔT 值应当提高,具体大小视冷锋的强弱而定.云覆盖率由有云象元之和给出.此方法隐含了云顶温度低于下垫面晴空亮度的假设,并假设每个象元被云充满.

为了研究云量的季节分布、变化、局部区域云系的特征、日变化等,我们提取资料的分辨率为10km,覆盖范围为 $50^{\circ}\text{N}-30^{\circ}\text{S}, 80^{\circ}-175^{\circ}\text{E}$,共取了1991年1、4、7、10四个月的GMS-4的S·VISSR资料,分别代表冬、春、夏、秋4个季节.每月各取30天资料,时间间隔为3小时,7月份为每小时一次.为了便于对结果进行气候统计,以及和其它气候资料进行比较,根据卫星资料的特点,采用逆投影方式,对原始资料作等经纬度投影变换.

在云量提取过程中,对每幅云图进行检验,然后根据上述处理方法,结合海陆分布底

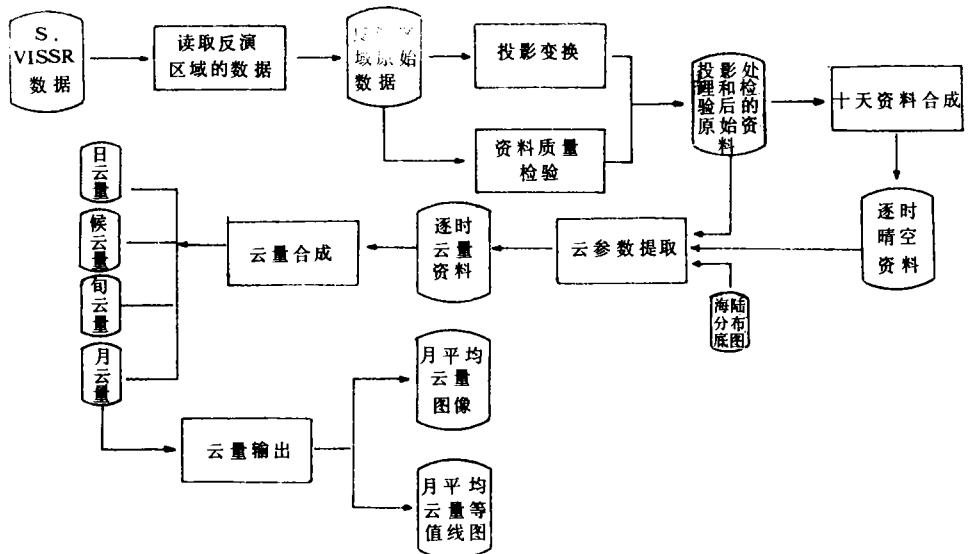


图1 云量提取和输出流程图

图,即可得到每幅图像的云量.云量由下列公式进行统计:

$$\bar{A} = \sum_{k=1}^K A(i, j)t_{k,m}/K$$

式中, $A(i, j)$ 为网格点上的云量,取 0 或 1; t 为第 k 天 m 时次, \bar{A} 为平均云量, K 为云量合成的天数. 随 K 值的不同,得到的 \bar{A} 的意义也不一样. 本文取 $K = 30$, \bar{A} 值即为某一时次月平均云量. 对不同时次的月平均云量累加平均,得到每月的总平均云量.

在作云量等值线输出时,先将它在 $1^\circ \times 1^\circ$ 范围内的点进行平均取样,再由绘图仪输出,云参数提取流程见图 1.

3 结果验证

3.1 与日本同期反演的云量资料比较

根据日本气象卫星中心发布的月报告中的云量^[8],取相应大小的 16 个区域的云量,每个区域范围为 $2^\circ \times 2^\circ$,其位置由中心点经纬度来表示(表 1). 由表 1 可以看到,大部分取样区域中的两种云量基本一致,其绝对误差小于一成,但也有个别区域,冬季下垫面温度很低,与该区域的云顶温度接近,仅用红外资料就不能反演得到该区域的正确云量.

表 1 两种云量的数据比较及误差

取样点中心位置	1 月			4 月			7 月		
	A	B	绝对误差	A	B	绝对误差	A	B	绝对误差
101°E, 39°N	3.7	4.0	-0.3	5.9	4.7	+1.2	6.0	5.2	+0.8
121°E, 39°N	3.0	3.0	0.0	4.0	3.8	+0.2	4.6	4.3	+0.3
141°E, 39°N	5.0	8.7	-3.7	5.5	4.8	+0.7	7.1	6.5	+0.6
161°E, 39°N	7.4	8.3	-0.9	7.6	7.7	-0.1	6.6	6.3	+0.3
101°E, 19°N	1.8	2.0	-0.2	4.9	4.7	+0.2	8.1	8.3	-0.2
121°E, 19°N	4.8	4.5	+0.3	3.2	3.0	+0.2	7.0	6.8	+0.2
141°E, 19°N	4.0	3.8	+0.2	1.4	1.5	-0.1	5.0	4.2	+0.8
161°E, 19°N	3.0	3.3	-0.3	2.1	2.0	+0.1	5.5	6.7	-1.2
101°E, 1°S	7.8	8.1	-0.3	7.5	8.0	-0.5	5.5	6.0	-0.5
121°E, 1°S	7.5	7.7	-0.2	6.9	6.5	+0.4	4.4	4.7	-0.3
141°E, 1°S	7.3	7.5	-0.2	5.5	6.3	-0.8	6.9	7.2	-0.3
161°E, 1°S	7.8	7.8	0.0	6.3	7.0	-0.7	5.2	5.3	-0.1
101°E, 21°S	5.6	5.3	+0.3	4.0	3.7	+0.3	4.8	4.7	+0.1
121°E, 21°S	4.5	5.2	-0.7	3.2	3.5	-0.3	0.7	0.7	0.0
141°E, 21°S	7.0	8.5	-1.5	3.2	3.0	+0.2	1.2	0.2	+1.0
161°E, 21°S	4.2	4.2	0.0	5.3	5.2	+0.1	3.2	3.0	+0.2

注: A 为本方法得到的云量, B 为日本同期反演的云量.

3.2 与同期射出长波辐射(OLR)资料比较

OLR 主要取决于云顶温度和下垫面温度. 在中低纬地区, 特别是热带地区, 海表的时空变化很小, OLR 的变化主要受云的影响^[9]. 我们比较了同期的 OLR 分布和反演得到的云量分布, 见图 2 和图 3d. 由图比较可以发现, 平均云量与 OLR 场分布十分相似, 高云量区域对应低 OLR 值区域, 如赤道辐合带云区的 OLR 值就低; 云分布图上表现的双赤道辐合带与 OLR 分布图上反映的情况相当一致; 此外, 南北半球副高控制的云量很少, 对应高 OLR 值区.

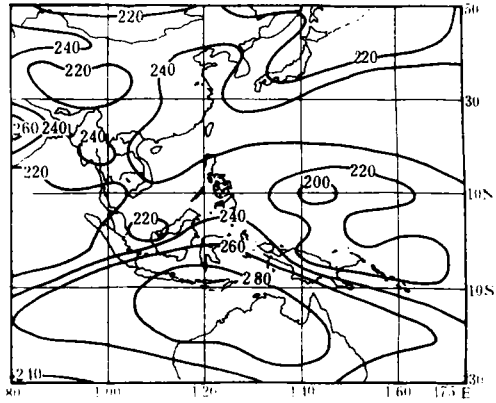


图 2 1991 年 10 月 OLR 分布图
(单位为 W/m^2 , 引自 1991 年的月气候监测公报)

4 1991 年的云气候特征分析

从计算得到的代表 4 个季节的月平均云量看, 大部分反演区域的云量分布有明显的季节特征和变化. 这些特征和变化与大气环流的季节变化和大尺度天气系统的演变发展有密切关系. 下面就上述 4 个月的云量作一分析.

4.1 云量的季节分布及其演变

从 1 月份的月平均云量分布图可以看到(图 3a), 云量有二个高值区(云量大于 70%), 其中一个高值区位于 120°E 以东, 35°N 附近洋面上, 呈东北—西西南走向, 这一云带主要由西风带锋面云系构成. 另一个高值区位于 10°S 和 5°N 之间, 局部区域已延伸至 20°S, 此为赤道辐合带云系, 部分区域的云量已超过 80%. 在西太平洋上, 受副高影响, 143°E 以东, 18°N 附近为云量低值区(云量小于 40%); 120°E 以西, 18°N 附近区域, 由于受南海高压和中南半岛高压等系统的影响, 也为低云量区, 特别在孟加拉湾附近, 云量达到最小值, 小于 20%; 南半球的澳大利亚西北海岸, 也有一少云区(云量中心值小于 20%), 这与受南半球副高影响有关. 我国北方大部分地区受蒙古高压控制, 云量较少. 另外, 在北半球 18°N 附近有一晴空少云带, 从西向东, 横贯整个反演区域, 这一现象与冬季 Hadley 环流强有关.

4 月份的云量分布见图 3b. 从图中可以看到, 西风带锋面云系依然存在, 其位置有所北移, 但移动幅度不大, 云带与我国大陆相接, 这与我国春季气旋活动十分活跃有关, 云量的高值部分仍在洋面上; 同 1 月份相比, 赤道辐合带云系已明显北移, 云量高值中心轴线位于赤道附近, 局部区域已伸到 10°N, 云量有所减少; 西太平洋上的晴空少云区受副高移动和增强的影响, 云量变少, 低值中心小于 20%, 低值中心轴北移至 20°N 附近, 并向西延伸, 走向与副高脊线基本一致, 呈东北—西西南走向. 南海上空的云量较少, 为 30% 左右, 这与南海高压在这个季节比较完整存在有关^[10]; 孟加拉湾、缅甸区域的云量开始增

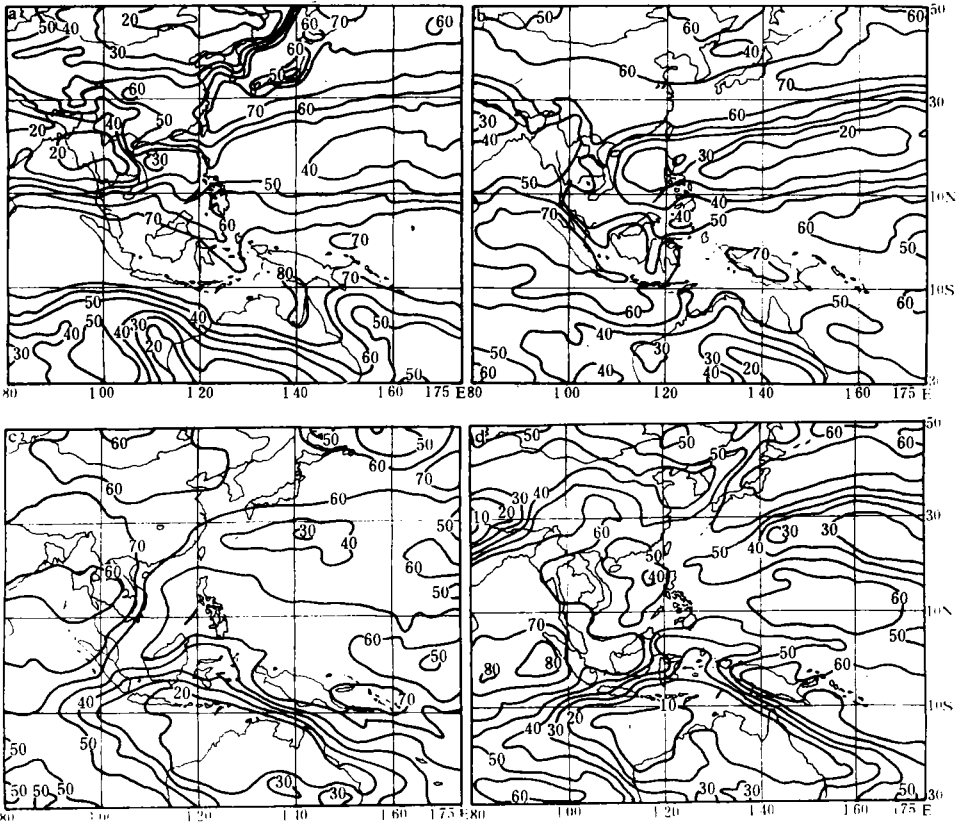


图 3 1991 年 1 月(a)、4 月(b)、7 月(c)、和 10 月(d)GMS-4 观测的月平均云量(等值线间隔为 10%)

加,但云覆盖率没有超过 50%。澳大利亚上空受副热带高压控制,仍表现为晴空少云。我国北部地区的云量明显增加,与这个时期蒙古高压西移和阿留申低压东移、我国东北地区开始出现一个低压有关。北半球的晴空少云带仍能看到,但已变弱。

图 3c 为 7 月份云量分布图。西风带锋面云系明显减弱,云量高值区仍在洋面上,但区域已变小;赤道辐合带云系进一步北移,高值中心轴线位置到达 10°N 附近,呈东东南—西西北走向。在 150°E 附近以东,云带分成二个高值区,一个在南半球,一个在北半球,这与双赤道辐合带分布有关;在 120°E 附近,赤道辐合带云系已伸至 20°N 。西太平洋受副高控制的少云区向西、北移至 27°N 附近,云量最少的区域(覆盖率小于 30%)在 141°E 附近,这与副高单体中心常年的平均位置一致。受印度季风爆发的影响,孟加拉湾附近出现一个云量大于 80% 高值区;我国华南、西南、华东等地区的云覆盖率均在 60% 以上;

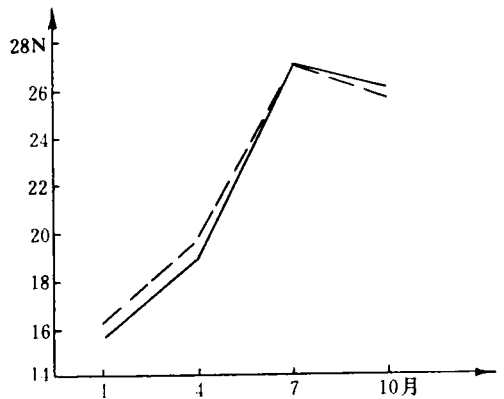


图 4 少云区(实线)和同期该区副高脊线(虚线)的平均纬向位置

南海上空的少云区已消失,与南海高压的消亡相一致。在南半球,受副高控制,以澳大利亚西北海岸为中心,有一大范围晴空少云区。此外,北半球的晴空少云带已完全消亡。

10月份的云量分布见图3d。受副高南撤东移的影响,西太平洋上的晴空少云区也向东南移,其中心线位于 25°N 附近;西风带锋面云系的高值区重新加强,中心线在 40°N 附近,与1月该云带的走向一致。赤道辐合带云系回撤至赤道附近,同时分成东西两大部分,一部分位于 115°E 以西;另一部分位于 135°E 以东,它又分成二个区域,一个位于 10°N 附近,另一位于 10°S 附近。这一分布,说明双赤道辐合带在10月份比7月表现得尤为明显。印度季风区的云量已减少,青藏高原出现云量最小值;南半球的澳大利亚西北海面上仍表现为少云。此外,由于北半球副高仍维持在我国上空,但地面为冷高压所控制,我国大部分地区的云量普遍较少(小于50%),构成秋高气爽的天气特色。

最后,根据4个月的云分布情况,对西太平洋 $120^{\circ}\text{--}160^{\circ}\text{E}$ 范围内的少云区中心线位置进行平均,得到每月少云区的平均纬向位置,同时统计同期该区域副高脊线的平均纬向位置。由图4可以看到,两条曲线的分布相当一致,表明副高与少云区关系十分密切。

4.2 局地区域的云系特征

在云量等值线图,由于取样点的分辨率较粗,几乎看不到局地区域云分布特征。为此,我们利用分辨率为 0.1° 的月云量合成图像来对局部区域进行分析,云量多少由灰度表示。本文给出1991年7月白天和夜间的云量照片各一张(图5)。

在热带区域,除大尺度天气系统(如赤道辐合带等)的对流十分活跃外,局地对流也很活跃。白天,在马来西亚半岛、印度尼西亚诸岛上空有明显的云量高值区,且这些高值区与岛屿分布一致。但到夜间,这些高值区已基本消失。表明热带岛屿受太阳辐射和海陆风环流的作用,极易产生局地对流。4月和10月的情况也是如此,1月份不明显是由于这些区域赤道辐合带对流十分旺盛。此外,由图还可以看到,我国东南沿海、海南岛等区域,白天的云量比其邻近的海域要高,而夜间则不明显,说明这些区域具有海陆风特征。

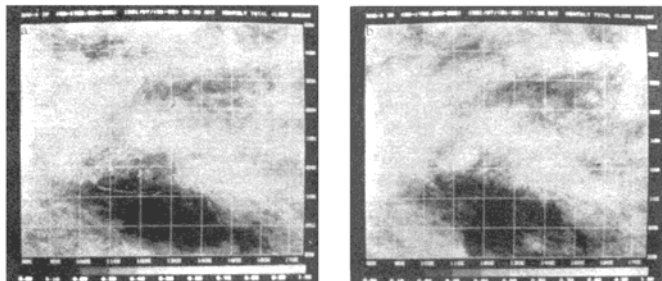


图5 1991年7月(a)05时和(b)17时(UTC)月平均云量分布图(图的下部为云覆盖率的灰标)

4.3 云量的日变化分析

在研究云量日变化时,首先分别取每月白天和夜间的典型时间,得到每月白天和夜间的云量日距平资料。结果表明,东亚大陆上空在 1 月、4 月和 10 月的白天,云量有明显的正距平,夜间表现为负距平,说明该区域白天的云量要多于夜间。7 月份,大陆上大部分地区虽然仍为正距平,但其距平值已变得很小,而且在印度季风影响的区域出现了负距平。此外,在大范围的洋面上,白天的云量大都表现为负距平,夜间的云量表现为正距平,距平值不超过 5%。7 月份西太平洋部分海域出现相反的情况。这表明云量的日变化是存在的,而且很大程度上取决于下垫面的特性;云量日变化也随季节的不同而发生变化。

下面给出青藏高原云量日变化曲线(图 6),取样区域大小为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$,不同季节云量随时间的分布由不同符号的曲线给出。由图中可以看到,高原上空 1 月、4 月和 10 月有显著的云量日变化,云量最大值出现在午后,最小值出现在凌晨。但 7 月份云量的日变化不明显,从分布曲线看,晚上的云量略高于白天。

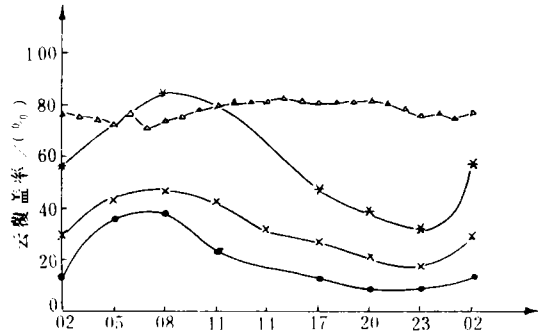


图 6 取样区域($29^{\circ}-30^{\circ}\text{N}, 90^{\circ}-91^{\circ}\text{E}$)
月平均云量日变化曲线(横坐标:UTC)
(\times —1月, $*$ —4月, \triangle —7月, \cdot —10月)

5 结 论

从以上云参数处理方法设计和处理结果的初步分析,可以得到以下结论:

(1) 尽管本文设计的云参数处理方法比较简单,但对总云量的提取是可行的,它不需要其它气象要素场资料。但受红外资料的限制,方法尚有一些缺陷。如当云顶温度接近甚至高于下垫面温度时,这些云将被漏测;其次,当冷锋过境时,不易对降温区域的温度阈值进行调整。解决上述缺陷的办法是对云参数处理方法的进一步完善,包括引入常规观测资料等措施。

(2) 月平均云量分布较好地揭示了东亚和西太平洋地区云量的季节变化。云量变化与大气环流的季节变化以及大尺度天气系统的活动密切相关。在月云量分布图上,赤道辐合带高云量区和副高控制的西太平洋低云量区等,表现出明显的季节性北移和南退及不同纬向分布;西风带锋面云系和受印度季风影响的高云量区的季节分布变化也进一步得到证实。

(3) 结果也揭示出一些局地区域的云气候特征。由于太阳辐射对下垫面加热的不均匀性,容易引起局地对流。尤其是热带岛屿,在午后的月平均云量分布图上表现为云量高值区,且与地形分布相一致。

(4) 不同时次的月平均云量分布图也反映了云量的日变化特征。东亚大陆除 7 月份的云量的日变化不明显外,其余 3 个月,白天的云量比夜间要多些。但在洋面上,云量的日变化不明显,而且表现出夜间的云量略多于白天。结果表明:在不同的季节和不同下垫面情况下,云量的日变化是不一样的。

参考文献

- 1 Rossow, W. B. et al. ISCCP cloud algorithm intercomparison. *J. Climate Appl. Meteor.*, 1985, **24**(9): 887—903.
- 2 Saunders. R. W. Monthly mean cloudiness observed from METEOSAT-2. *J. Climate Appl. Meteor.*, 1985, **24**(2): 114—127.
- 3 The GMS users' guide. Published by Meteorological Satellite Center, Japan. 1989.
- 4 Stowe, et al. Nimbus-7 global cloud climatology. Part I: First year results. *J. Climate*, 1989, **2**(7): 671—709.
- 5 Wylie D. P. and W. P. Menzel. Two year of cloud cover statistics using VAS. *J. Climate*, 1989, **2**(4): 380—392.
- 6 Ohring. G., and P. Clapp. The effect of changes in cloud amount on the net radiation at top of the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 1980, **37**(2): 447—454.
- 7 Cess R. D., B. P. Briegleb and M. S. Lian. Low-latitude cloudiness and climate feedback: comparative estimates from satellite data. *J. Atmos. Sci.*, 1982, **39**(1): 53—59.
- 8 Monthly Report of Meteorological Satellite, Pulished by Meteorological Satellite Center, Tokyo, Japan, 1991.
- 9 蒋尚城, 朱亚芬. OLR的应用和图集, 北京: 北京大学出版社, 1990.
- 10 梁必骐. 南海热带大气环流系统. 北京: 气象出版社, 1991.

A CLOUD PARAMETERS RETRIEVAL ALGORITHM AND CLOUD CHARACTERISTIC ANALYSIS OVER EAST ASIA IN 1991

Fang Zongyi Liu Yujie Zhu Xiaoxiang

(National Satellite Meteorological Centre, Beijing 100081)

Abstract

According to the requirement of the International Satellite Cloud Climate Project (ISCCP), a cloud parameters retrieval algorithm is designed, which is fit to derive cloudiness over East Asia and the Tropical Ocean area. The satellite data is obtained from original S. VISSR of GMS-4, ranging from 50°N—30°S and 80°—175°E, and covering the midseason months—January, April, July and October of 1991. The total monthly mean cloudiness and hourly mean cloudiness are calculated with the method mentioned above. The results are examined by comparing with OLR climatological data in the periods. Furthermore, not only the seasonal variations in cloudiness, such as monsoon surge cloud system and the latitudinal movement of the ITCZ, but also seasonal distribution and the diurnal variability of cloudiness are studied in the region by using the results.

Key words: Cloud parameter; Cloud climate; Intertropical convergence zone (ITCZ).