

中国南方地区层状云的形成和日变化特征分析*

李昉英

(中国科学院大气物理研究所, LASG, 北京, 100029; 中国人民解放军理工大学气象学院, 南京, 211101)

宇如聪

(中国科学院大气物理研究所, LASG, 北京, 100029; 中国气象局武汉暴雨研究所, 武汉, 430074)

徐幼平 张学洪

(中国科学院大气物理研究所, LASG, 北京, 100029)

摘 要

文中利用中国地区卫星和地面观测云的量、状、高等资料及空中规定等压面和特性层探空资料, 分析了中国南方地区(20~35°N, 103~120°E)层状中、低云的形成背景和日变化特征并初步解释了日变化的原因。层状云的伸展高度是受空中逆温层限制的, 华南沿海地区的层积云与海洋性层积云具有较相似的性质, 是水汽在边界层逆温下凝结、堆积的结果, 其云量日变化与边界层日变化有密切联系, 白天减少, 夜间增多。高原以东地区层状中云的形成是青藏高原大地形动力作用的产物, 是冬春季水汽在高原以东大尺度低高层辐合、中层辐散所伴随的下沉运动形成的逆温层下堆积的结果, 其日变率较小。

关键词: 中国南方, 层状云, 环流, 日变化。

1 引 言

云是气候系统中的重要成员, 它通过反射和吸收短波辐射、吸收和发射长波辐射影响地气系统的辐射收支。最新的 ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project)-D2 卫星观测资料表明, 全球平均总云量达 67%。云量的细微变化, 都可能通过云与辐射的相互作用对气候产生较大的影响。中、低云因其对太阳光的强烈反射, 对地球大气主要起冷却作用。低云量增加 4%, 大气温度可降低 2~3 K, 几乎可以抵消掉 CO₂ 倍增引起的气候效应^[1]。根据 ISCCP-D2 资料, 全球总云量从 1983 年以来总体呈下降趋势, 高云量和低云量的下降趋势都较为明显, 云量的这种变化到底会对全球气候产生怎样的影响, 一时还无法估计。因此研究云的分布、年际变化、季节变化、日变化等气候学特征, 了解其变化的原因, 对深入研究气候变化有重要意义。数值模拟是研究云对气候影响的有效手段, 但由于云微物

理过程的复杂性, 人们对云的形成、季节与日变化等演变特征、云与辐射的相互作用等还认识不足, 因此一般气候模式对云的描写都过于经验, 缺乏物理基础和观测事实的有力支持, 导致气候模式不能很好地再现各区域云的分布、演变特征, 进一步导致对平均气候场的模拟误差。而要改进模式中云的参数化方案, 首先要对云演变的规律及形成这种规律的原因有一个很好的认识。

亚洲由于青藏高原大地形的存在, 云的分布具有全球中、低纬大陆上独一无二的特性。迄今为止几乎所有的气候模式对东亚气候的模拟能力都有限, 其原因之一可能是人们对东亚的云尤其是高原以东层状云的形成机理和演变过程缺乏必要的了解。对中国地区云的研究, 由于资料所限, 前人多局限于对总云量和对流云的研究^[2~4]。Klein^[5]曾指出, 中国地区是全球中、低纬陆地上层状云出现最多的区域, 层状云覆盖率在春季可达 50% 以上。依据 ISCCP-D2 资料, 中国是全球陆地上雨层云分布最

* 初稿时间: 2003 年 4 月 7 日; 修改稿时间: 2003 年 5 月 20 日。
资助课题: 中国科学院创新项目(ZK CX2-SW-210) 和国家自然科学基金项目(40233031 和 40023001)。

大的地区^[6]。地面观测资料也表明,中国南方地区(20~35°N, 103~120°E)分布着大量的层状云系,层积云主要分布在华南沿海(20~25°N, 105~120°E),层状中云主要分布在高原以东(25~35°N, 103~120°E)。层状云可反射60%的太阳光^[7],这可能是导致中国南方地区冬春季中低层成为同纬度温度最低的地区的原因之一。对中国南方地区层状云的形成尤其是高原以东地区层状中云形成的环流背景,前人还少有研究,本文将做初步的探讨。

不同地区云的形成机制不同,其日变化特征也会有差异。一日内云出现的时间不同,对长、短波辐射的贡献也不同。云的反照率对太阳天顶角的变化很敏感,同样的云状和云量对直射的太阳光显然比斜射的反射的多,光学厚度较大的中、低云尤其如此。例如在副热带海洋区域,低云有很明显的日变化,即使在仅出现光学厚度较小的低云的情况下,用日平均云量计算出的云辐射强迫和用有日变化的云量计算出的值相比,其差值在大气顶和地面均有3 W/m²^[8]。Bergman^[9]也曾指出,陆地上云的日变化对地表和大气顶短波辐射的贡献有5~15 W/m²,但对长波辐射的贡献只有1~5 W/m²,而一般的气候模式对云的变化都不会考虑得这样精细。如果模式不能模拟出辐射强迫较大的云的日变化特征,就有可能抵消精确的辐射方案对模式模拟所带来的益处。大洋东岸层状云的日变化特征,前人^[10~12]已进行过较深入的研究,但对出现在中国陆地的层状云,日变化的研究工作还很少。本文将主要依据探空资料和地面观测云资料,对出现在南方地区的层积云和层状中云的日变化特征做分析并试图解释其变化的原因。

2 资料及处理过程

分析使用的探空资料是世界气象组织公开的1990年1月~1998年12月中国及周边部分地区(10~55°N, 75~135°E)逐日2个时次(北京时间08时和20时)空中规定等压面(1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100 hPa)和特性层探空资料。本文仅使用了单站的规定等压面和特性层温度、露点资料。

地面观测资料是和探空资料相同时段相同区域的逐日4个时次(北京时间02, 08, 14, 20时)陆地测站地面天气报告。在分析区域内有1808个固定测站,但实际每个时次有报告的测站数从800到1100不

等。天气报告内容包括总云量、分云量、云状及低云底高、地面风场、温度、露点、气压、天气现象等。本文收集到的地面天气报告资料是原始电码,在云量的解码过程中,按照电码所指示的最高云量进行解码,比如电码6代表7~8成云,本文即解码为80%的云覆盖率。由于观测资料中的分云量在有低云时是低云量,无低云时为中云量,不单独记录高云量,因而低云量是直接观测得到的,中云量是用总云量减去低云量得到的,这时不能单独区分出中、高云量,本文将其全部归入中云量。高云量分两种情形统计:无低云时,总云量减去中云量即为高云量;仅有高云时,总云量即高云量。由于记录规定的限制,上述统计方法不可避免地造成统计上的误差,尤其高云的统计误差最大,中云次之。本文分析中仅使用了低云量和中云量。高、中、低云状是直接观测得到的,因此根据云量和云状记录可统计单站各类云的云量。需要说明的是,在云量的地面观测中,按照云对天气的指示意义,雨层云归并入中云类,ISCCP也是这样归并的。因此中云包括高层云、高积云和雨层云,与对流云相比,都属于层状云。按照世界气象组织对低云的定义,层状低云包括层云、层积云和几种低碎云。由于形成机制有差异,且华南沿海地区低云以层积云为主,因此层状低云中本文只分析层积云的形成和日变化。统计时还结合当时天气现象对各类云进行了划分,对使用同一电码的高层云和雨层云进行了区分(伴随连续性降水的云为雨层云,否则为高层云)。本文对每月平均天气报告数不足5d的站点进行了剔除,对解码后的单站各类云的月平均云量进行了插值,格点分辨率为1°×1°。由于云的不连续性较大,插值时所选的扫描半径比较小。

由于收集到的地面天气报告每日只有4个时次,对研究云的日变化较粗糙,因此在云的日变化统计中,使用了中国南方地区(20~35°N, 103~120°E)2001年1月~2001年12月逐日逐时46个地面观测单站资料,其中华南沿海地区(20~25°N, 105~120°E)有16个测站,高原以东(25~35°N, 103~120°E)有30个。逐时资料对云量、云状的观测较为详细,云量从晴空0到满天云10,各自对应一个电码;云状分为10类,高云3类,分别为卷云、卷积云和卷层云,中云3类,分别为高积云、高层云和雨层云,低云4类,分别为积云、积雨云、层积云和层云,电码和云状一一对应;高、中、低各类云高直接目测

得到。本文对资料原始电码进行解码后着重统计了华南沿海区域 16 个测站的层积云和高原以东地区 30 个测站中云的日变化。分析云的日变化采用的是区域内所有站点的季节平均或年平均值。虽然云的分布和日变化分析所采用的资料集不一致,也不是同一个时间段的资料,但两个资料集的对比分析(图略)表明,云的分布型式和日变化趋势几乎是一致的,说明资料本身及处理过程是可信的。

本文在对比分析中还用到从 Internet 网上卸载的、由 NASA Langley Research Center , Atmospheric Sciences Data Center 提供的 ISCCP-D2^[13, 14] 1990 年 1 月~ 1998 年 12 月(原资料为 1983 年 7 月~ 2001 年 6 月,为与地面观测资料做比较,在分析中截取了 1990~ 1998 年的资料)的全球月平均云的格点资料,空间分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。由于卫星是从空间对云进行监测的,ISCCP 资料对低云的观测误差较大^[15],陆地上低云量分布很少(图略),因此本文低云的统计分析以地面观测资料为主。

由于观测规定的局限性和目测的随意性,单时次单站点地面观测云资料存在较大误差。ISCCP 资料与陆地测站地面天气报告总云量的对比表明,在不考虑一些破碎的云的情况下,地面云资料的全球平均误差在 15% 左右^[16]。翁笃鸣等^[2]专门把中国

地区的卫星总云量和地面总云量做过比较,证明它们在高原和东部地区相关性较好,西北和华南差一些。本文对云资料进行区域平均和累年平均后误差减小了。根据对中国南方地区地面观测资料和 ISCCP 资料总云量的分布(图略)及季节变化的对比分析(图 1),二者有较好的一致性。但分析中本文还是侧重云分布型的分析,而不把地面和卫星观测云量做具体量值上的比较。

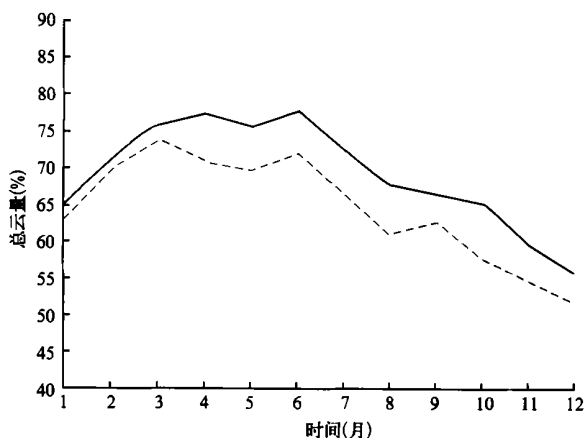


图 1 1990~ 1998 年中国南方地区(20~ 35° N, 103~ 120° E) 卫星总云量累年平均(实线)和地面观测总云量(虚线)的季节变化

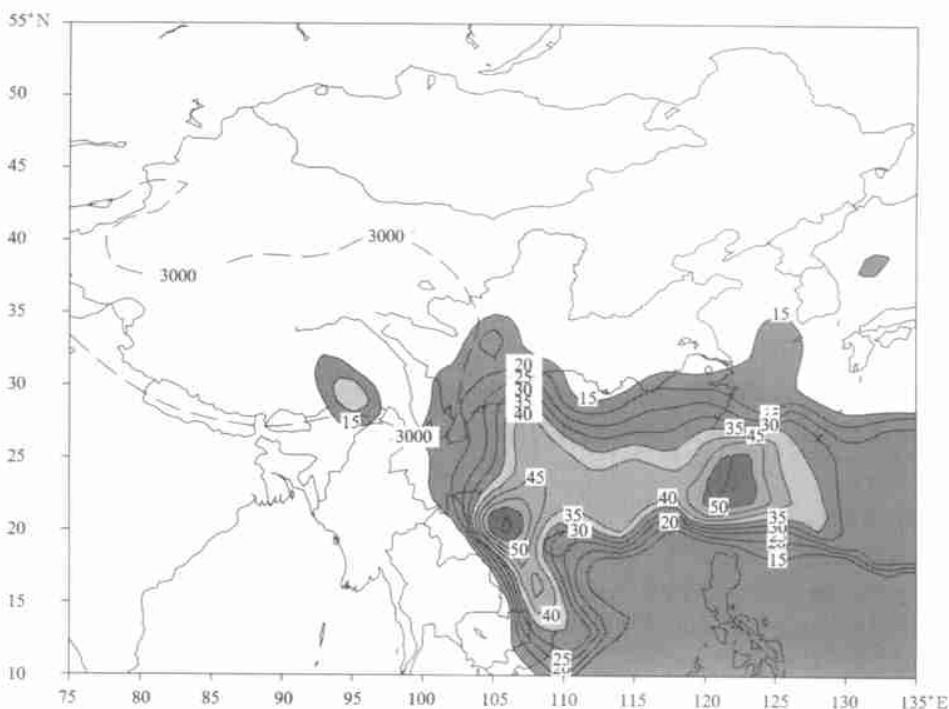


图 2 1990~ 1998 年中国及周边部分地区(10~ 55° N, 75~ 135° E)地面观测 2 月份层积云云量累年平均分布

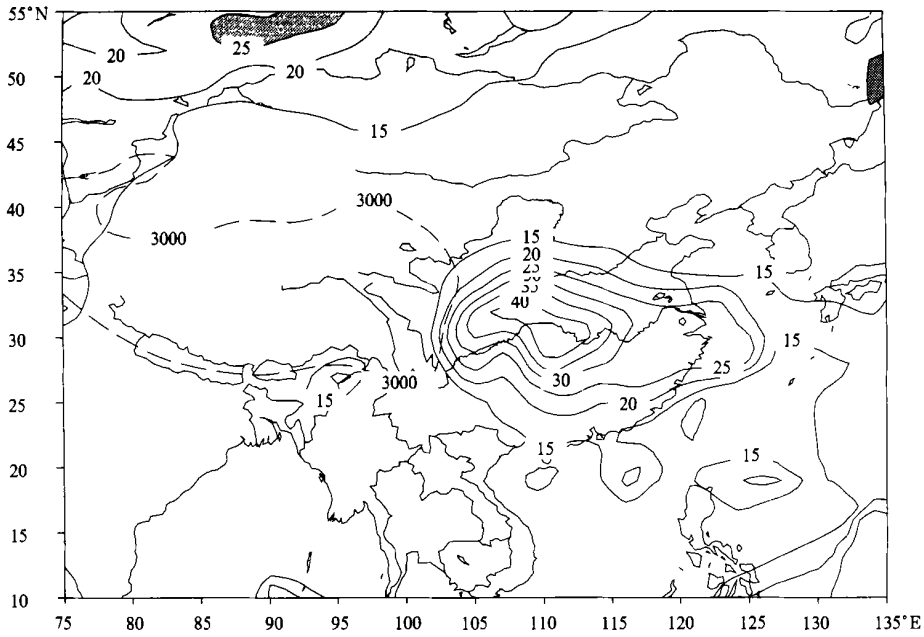


图3 1990~1998年中国及周边部分地区(10~55°N, 75~135°E)地面观测2月份中云量累年平均分布

另外, 本文在分析高原以东地区的垂直速度时还用到 NCEP (National Centers for Environmental Prediction) 再分析资料。

文中云量均以覆盖百分率(%) 为单位。

3 层状云形成的环流背景

全球层状低云主要分布在大洋东岸的冷海水区, 以加利福尼亚和秘鲁沿岸最为典型。在中、低纬陆地上, 只有中国南方地区分布着大量的层状云, 说明中国层状云形成的环流背景是较为特殊的。不同性质的云有时会混杂出现, 尤其在中国贵州等地区, 低云能突破薄的边界层逆温伸展到中层, 或中、低层状云有时同时存在, 不能严格区分开来。但总体来讲, 中国大陆的层状云, 层积云主要分布在华南沿海(图2), 它与海上低云连成一片, 中云则主要分布在高原以东(图3), 它们的形成机制和演变特征是有差异的。

3.1 层积云的形成

由于华南准静止锋的存在, 冬春季华南地区低层基本维持弱的上升运动, 低层水汽在向上输送的过程中凝结成云。云是否能扩展到边界层外的自由大气中, 取决于垂直运动的强弱和边界层逆温的强度及厚度。边界层的高度可以用各种方法^[17] 来判断, 不同的方法得到的结果有量值上的差异。本文

利用探空特性层温度露点资料, 通过普查华南地区各站点空中逆温层(贴地层逆温除外) 的高度及逆温层上下温度露点差的变化, 来粗略确定边界层的大致高度。图4是广西壮族自治区的南宁站(海拔高度73.7 m) 1997年2月17日20时出现满天层积云时典型的探空曲线。从896 hPa到811 hPa, 空中形成一个较深厚的逆温层, 768~730 hPa是一个薄的逆温层。在第一逆温层下, 温度露点差随高度的增

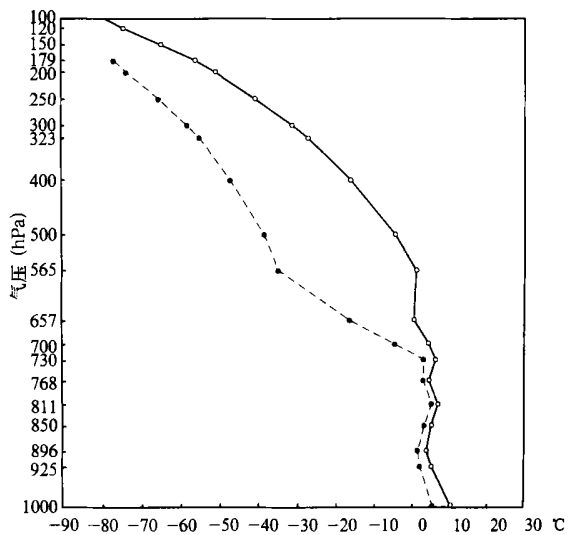


图4 1997年2月17日20时南宁站大气温度、露点随高度的分布 (实线为温度, 虚线为露点)

加而减小,说明环境空气相对湿度是逐渐增加的,水汽是向上输送的。而逆温层顶 730 hPa 以上,温度露点差急剧增大,相对湿度减小迅速,说明逆温层上不再有云。ISCCP 资料显示华南地区 2 月份一般低云云顶气压为 750~800 hPa(图略),这正是层积云顶的一般高度。由此我们推断华南地区的层积云属于边界层云,它的形成主要是水汽向上输送过程中在边界层顶逆温下堆积所致。

3.2 中云的形成

中国的中云主要在高原的背风坡形成,中心位于重庆、四川、贵州等地。层状云的形成需要有两个基本的条件:一是较充沛的水汽条件,二是大尺度的上升运动。高原以东地区这两个最基本的条件是否

都具备呢?

水汽条件:由图 5 可见,冬、春季节从对流层低层到中层,相对湿度的大值中心都分布在四川盆地南部、西南部和重庆、贵州等地区,正对应于层状云的大值中心。南来的水汽由于受高原的阻挡,在高原背风坡附近形成湿汇^[18],造成此地区相对湿度的高值区。且在冬春季节,北方冷空气南下时受大巴山等东西向山脉的阻挡,使得冷空气不容易入侵西南地区,造成西南的暖冬现象。由于土壤湿度大,地表温度又较高,水汽蒸发造成较大的水汽压,空气相对较为潮湿。中国整个南方地区相对湿度的值都较大,这给云的形成提供了水汽条件。

大尺度上升运动:青藏高原的存在对东亚气候

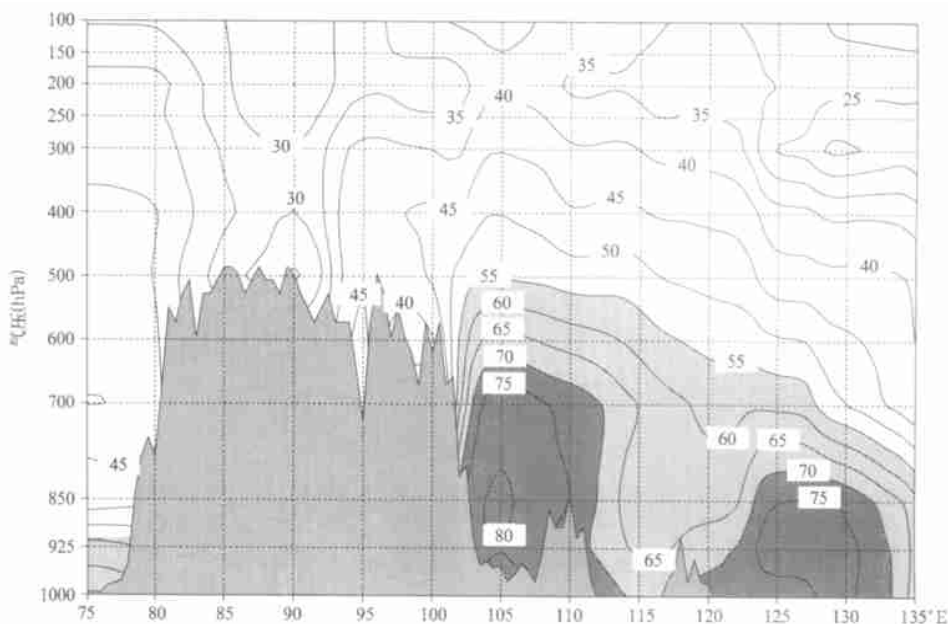


图 5 青藏高原以东地区用探空资料计算的 1990~1998 年累年平均 2 月份沿 30°N 相对湿度的高度-经度分布(单位:%)

的形成有重要的作用。冬春季西风气流经过高原有明显的分支,低层气流在遇高原阻挡时产生绕流。北边的一支气流绕过高原后折向南下,与南支气流在高原以东(30°N 附近)汇合,辐合中心位于川、黔地区。上升较强烈的区域在西南地区,其原因之一是因为这里是最大辐合区,二是因为云贵准静止锋的存在,使得这里低空常维持大范围的上升运动。

水汽和大尺度的上升运动给云的产生提供了最基本的条件。那么,气层到底能上升多高,则取决于上升运动的强度并受到中层环流条件的限制。中层西风气流在遇高原阻挡时一般产生绕流和爬坡。

川、黔地区上空正处于绕流的死角,风速很小。爬坡的气流上高原后,由于摩擦作用,以较小的速度向东移。总体来看,高原及其东部附近上空是分支和爬坡的辐散气流,3 支气流在日本上空汇合,形成急流。越过高原的气流一部分向东去,还有一部分顺着高原背风坡下滑,在高原以东产生下沉运动。这种下沉运动在紧靠高原的背风坡较强,离开高原的地区逐渐减弱(图 6)。由此造成的可能结果是:高原以东地区,气流低、高层辐合,中层辐散。图 7 是用探空资料计算出的高原以东地区散度垂直分布季节变化图与文献[6]用再分析资料分析的结果基本

一致。由于冬春季较强的西风气流和春季出现频率最大的准静止锋的存在,辐合辐散运动在冬春季比夏季强得多,最强辐合中心在 925 hPa,辐散中心在 700~ 600 hPa。在紧靠高原背风坡的地区,低层的辐合和中层的辐散都强得多,而在离开高原较远的地区,比如东南沿海地区就弱一些,辐散区的层次也高一些(图略)。由于高原以东地区特殊的大尺度环

流结构,低层气流上升降温,高层气流下沉增温显著,于是在 600~ 500 hPa 左右容易形成悬空逆温层,逆温层的高度随环流的强弱变化。刘建西等^[19]的研究也表明,此地区的大气层结一般都为中性到稳定层结。由高原大地形引起的东部地区对流层中层逆温的存在,限制了云的伸展,有利于中云的形成。

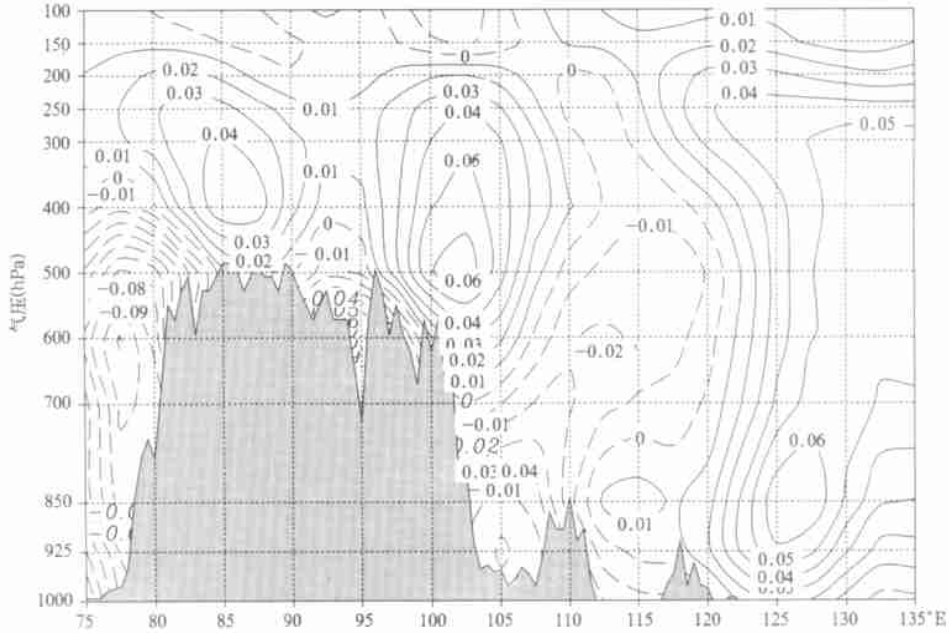


图 6 1979~ 1996 年累年平均 2 月份沿 30°N 垂直速度 ω 的高度-经度分布(NCEP 资料,单位: Pa/s)

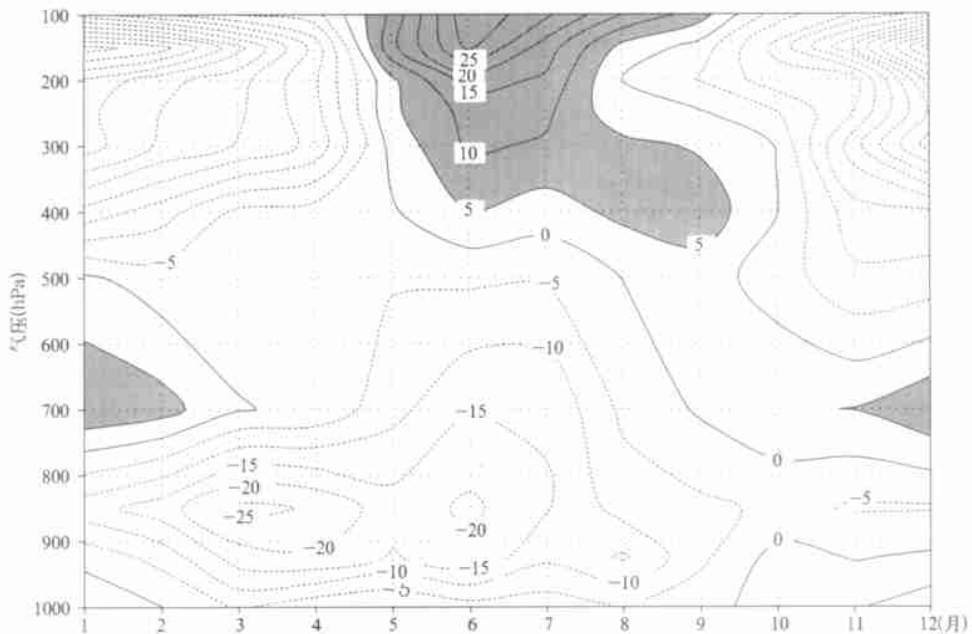


图 7 用探空资料计算出的高原以东地区(25~ 35°N, 103~ 120°E) 1990~ 1998 年累年平均散度的季节变化(单位: $10^{-7}/s$)

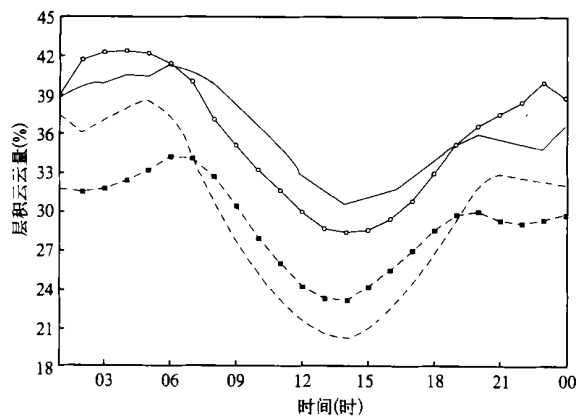


图 8 华南沿海地区(20~25°N, 105~120°E) 16 台站平均的各季节层积云云量的日变化 (实线为冬季, 带圆圈实线为春季, 虚线为夏季, 带方块虚线为秋季)

4 层状云的日变化特征

4.1 层积云云量的日变化

图 8 是用华南沿海地区 16 个站点平均的各季节层积云云量的日变化曲线(12, 1, 2 月平均代表冬季; 3~5 月平均代表春季; 6~8 月平均代表夏季; 9~11 月平均代表秋季)。华南沿海地区层积云有明显的日变化, 且夏季变率最大, 冬季最小, 日变化呈现一峰一谷型, 峰值出现在 03~06 时, 谷值出现在 14 时。层积云的最小值出现在对流最活跃的时刻, 出现在一日中对流边界层特征最明显的时期, 据此推测层积云量的变化与边界层的日变化可能有联系。海上边界层云也具有类似的特性^[20], 说明华南沿海的层积云也属于边界层云。边界层昼夜间的变化是很明显的。夜间稳定边界层高度较低, 一般 03~06 时地面温度最低时逆温达到最强, 地面水汽被输送到边界层的上部, 堆积在逆温层下, 这正是层积云出现量最大的时刻。随着日出后太阳辐射的增强, 地面温度上升, 云层下部由于吸收长波辐射受热, 温度慢慢升高, 即云底的加热使云下层变得稳定。云底温度的升高在太阳初升时比较缓慢, 接近正午时则较为迅速。而云顶吸收短波辐射和放射长波辐射同时进行, 即加热作用和冷却作用并存, 有相互抵消的成分。其实由于云对短波辐射的吸收率较小, 云顶的加热作用远不及云底明显。所以总体来讲, 云底的加热使云下层稳定性增强, 达到一定强度时云便和云下层开始分离, 它们不再表现为一个整体, 而是中间出现一个稳定的过渡带, 这就是解耦(decouple)现象。云和云下层完全解耦时, 过渡带稳

定度较强, 有时可达逆温标准。由于解耦前水汽已输送到原来边界层的顶部, 稳定层下表面混合层中的空气较为干燥。如果在海洋上, 由于海面不断有水汽输送, 在稳定过渡层下又易成云, 在过渡带中还易形成积云。但在陆地上, 由于水汽供应不足, 一般在表面混合层中不会再有很多的水汽凝结。处于稳定层上的层积云, 解耦后缺乏水汽来源和强的湍流交换, 蒸发加速。再者, 云底由于辐射加热而温度升高, 使原来饱和的空气可能变为不饱和的, 云底层液态水出现蒸发, 云变得薄而破碎, 云量减少。云量的减少还和云顶的夹卷有关。随着太阳辐射的增强, 云顶夹卷也增强, 干暖空气被夹卷进云内, 使混合层厚度增大, 边界层高度升高, 逆温层强度减弱。夹卷的增强加快了干空气和湿空气的混合, 即加快了云层的蒸发速度。根据以上分析, 云顶和云底同时蒸发加速, 云自然消散较快, 到 14 时混合层特征表现最为明显的时候, 也是完全解耦期, 层状云减少甚至消失。理想化解耦后的多层混合层结构如图 9 所示^[21]。随着午后太阳辐射的减弱, 云底加热减慢并慢慢消失, 解耦的云和云下层又重新耦合, 静力稳定的盖顶逆温逐渐代替了夹卷。逆温高度降低, 边界层高度也降低。日落后随着混合边界层向稳定边界层过渡, 逆温加强, 水汽又开始在逆温层下堆积, 周而复始。夏季对流混合层的特征比冬季明显, 因此层积云的日变率夏季比冬季大。从以上分析可看出, 边界层从夜间稳定层向白天混合层的过渡和循环既受层积云的影响, 又影响着云量的变化, 边界层和边界层云是相互作用、相辅相成的。

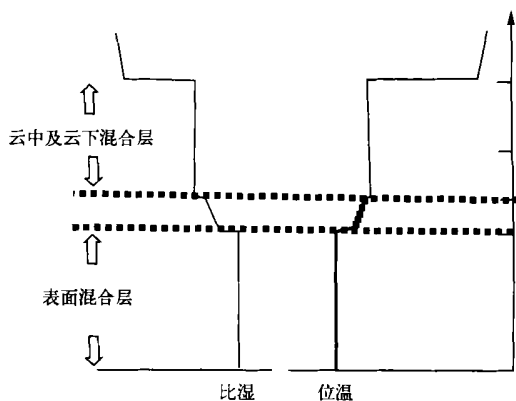


图 9 云和云下层解耦后理想化的多层混合层结构^[21]

图 10 是 1998 年 12 月 11 日 20 时和 12 日 08 时贵阳站(海拔高度 1074.3 m)典型的在边界层

逆温的探空曲线。在11日20时的探空图上,760 hPa存在逆温层,层积云出现在逆温层顶以下,云区温度露点差小于4℃,逆温层顶以上湿度迅速减小。整个气层属稳定层结(绘 $T-\ln P$ 图可看出状态曲线始终位于层结曲线的左侧,图略)。12日08时的探

空图上逆温层高度降低,出现在810 hPa,厚度加厚。地面观测记录表明,11日20时贵阳为满天的层积云,一直维持到12日08时,11时云量减少,14时已减为零,17时云量又开始增加。

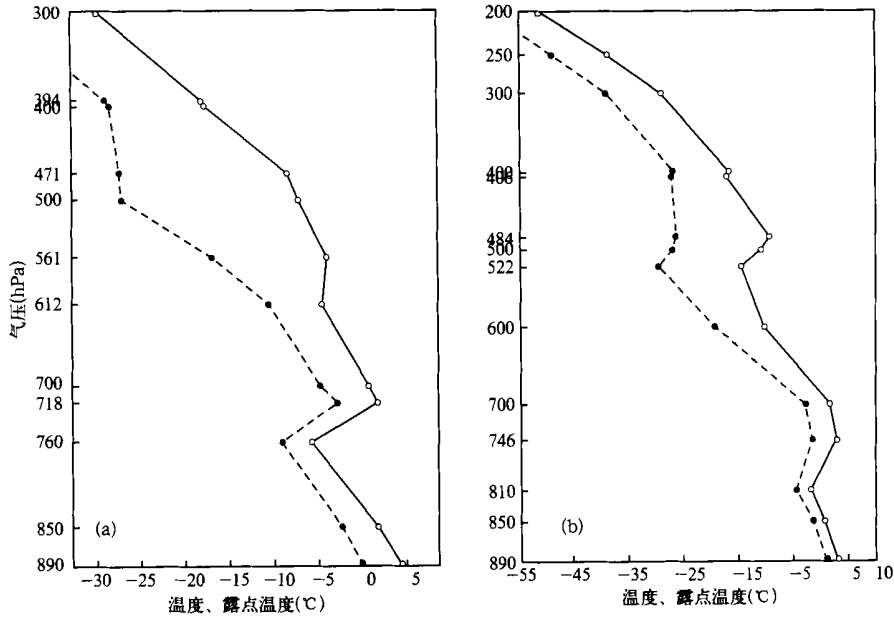


图10 贵阳站1998年12月11~12日气层温度、露点随高度的分布
(a. 11日20时, b. 12日08时; 实线为温度, 虚线为露点温度)

云量尤其是低云量与近地层气温和相对湿度有直接的联系。图11是华南沿海地区年平均云量的日变化与近地层温度露点差日变化。本文研究发现高原东部地区露点几乎没有日变化(图略),说明一日内空气的绝对湿度没有大的变化,因此相对湿度的日变化仅仅取决于气温的日变化。从图11可看出,层积云云量的日变化与温度露点差的日变化有很强的反相关关系。由于一日中温度在凌晨最低,而露点没有日变化,温度露点差自然在凌晨最小,相对湿度最大,这正好对应于03~06时层积云云量的最大值。而14时是地面温度最高、相对湿度最小的时候,这正对应于云量出现最小的时刻。因此相对湿度的变化对层积云的日变化是有贡献的。

4.2 中云云量的日变化

高原以东地区中云的形成主要受大尺度环流的控制,虽然局地边界层风速、水汽等有日变化,但大尺度的环流特征没有明显的日变化,因而中云云量的日变率也较小(图12),在1%以内。地面中云云

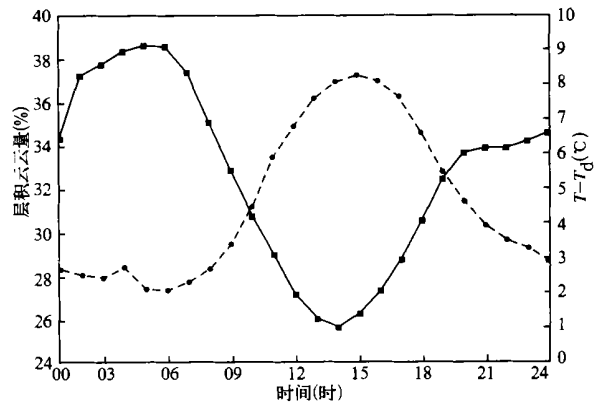


图11 2001年华南沿海地区(20~25°N, 105~120°E)16个站点平均的年平均温度露点差与层积云云量的日变化
(实线为层积云量,对应左坐标,虚线为温度露点差,对应右坐标)

量的日变率也较小,年平均日变率不大于3%,但还是表现为弱的两峰两谷型。14时的谷值可能是层状云共有的特性,因为这是一天中近地层气温最高

的时刻, 是大气层结最不稳定的时刻, 与稳定层结相联系的层状云的出现频率一般比较小。但高原以东地区中云和层状低云并不能完全区分开, 有低云覆盖时更无法判断是否有中云存在。卫星资料中云云量的日变化虽然也较小, 但却表现出与地面中云云量不一致的变化特性。由于中云云量的日较差较小, 目测的云量本身也有误差, 因此中云云量的日变化还需要结合更多的资料做细致分析。

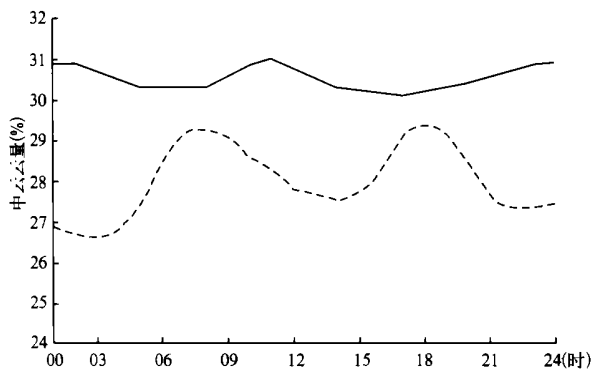


图 12 高原以东地区 (25~ 35°N, 103~ 120°E) 卫星中云云量和地面观测中云云量的日变化 (实线为 ISCCP1990~ 1998 累年平均中云量的日变化, 虚线为 2001 年 30 个站点平均的年平均中云量的日变化)

5 结 论

中国南方地区分布着大量的层状云系, 冬春季更为明显。本文利用空中规定等压面和特性层的

探空资料及卫星和地面观测云资料, 初步分析了中国南方地区层状中、低云形成的环流背景及云量的日变化特征。主要结论如下:

(1) 层状低云主要分布在华南沿海地区, 以边界层层积云最为常见; 层状中云主要分布在高原以东, 中心位于四川、重庆、贵州等地区, 它是青藏高原大地形动力作用的产物, 是水汽在高原以东大尺度低、高层辐合, 中层辐散所形成的中层逆温层下堆积的结果。

(2) 华南沿海地区层积云的日变化曲线呈一峰一谷型, 峰值出现在 03~ 06 时, 谷值出现在 14 时左右。层积云的日变化和边界层的日变化有紧密的联系, 二者相互影响又相辅相成。但其日变化与边界层的联系还需要加密时次的探空资料做进一步的验证。高原以东地区中云的形成主要受大尺度环流的控制, 日变率较小。

中国南方地区是全球中、低纬陆地上层状云云量分布最大的区域, 层状云较大的光学厚度对东亚气候的影响很大。气候模式中如果把云的预报或诊断参数化方案与边界层参数化方案有机结合, 并适当考虑高原以东地区云形成的大尺度环流背景, 就有可能提高模式对中国云气候态和辐射收支的模拟, 从而提高模式对东亚气候的模拟能力。

感谢: ISCCP 资料来源于 NASA Langley Research Center Atmospheric Sciences Data Center, 站点资料由中国科学院大气物理研究所计算科学与信息中心提供。

参考文献

- 1 Wetherald R T, Manabe S. Cloud feedback processes in a general circulation model. *Mon Wea Rev*, 1987, 125(12): 3172~ 3189
- 2 翁笃鸣, 韩爱梅. 我国卫星总云量与地面总云量分布的对比分析. *应用气象学报*, 1998, 9(1): 32~ 37
- 3 陈隆勋, 宋玉宽, 刘骥平等. 从气象卫星资料揭示的青藏高原夏季对流云系的日变化. *气象学报*, 1999, 57(5): 549~ 560
- 4 王可丽, 江灏, 陈世强. 青藏高原地区的总云量—地面观测、卫星反演和同化资料的对比分析. *高原气象*, 2001, 20(3): 252~ 257
- 5 Klein S A, Hartmann D L. The seasonal cycle of low stratiform clouds. *J Climate*, 1993, 6: 1587~ 1606
- 6 Yu R C, Yu Y Q, Zhang M H. Comparing cloud radiative properties between the Eastern China and the Indian monsoon region. *Adv Atmos Sci*, 2001, 18(6): 1090~ 1102
- 7 Li Jui- Lin F, Kihler, Martin, et al. The impact of stratocumulus cloud radiative properties on surface heat fluxes simulated with a general circulation model. *Mon Wea Rev*, 2002, 130: 1433~ 1441
- 8 Rozendaal M A, Conway B L, Stenhen A. An observational study of diurnal variations of marine stratiform cloud. *J Climate*, 1995, 8(7): 1795~ 1809
- 9 Bergman J W. A numerical investigation of cloud diurnal variations. *J Climate*, 1997, 10(9): 2330~ 2350
- 10 Hignett P. Observations of diurnal variation in a cloud-capped marine boundary layer. *J Atmos Sci*, 1991, 48(12): 1474~ 1482
- 11 Rogers D P, Yang Xiaohua, Peter M Norris, et al. Diurnal evolution of the cloud-topped marine boundary layer. Part I: Nocturnal stratocumulus development. *J Atmos Sci*, 1995, 52(16): 2953~ 2966
- 12 Bergman J W, Murry L S. Diurnal variations of cloud cover and their relationship to climatological conditions. *J Climate*, 1996, 9(11): 2802~ 2820
- 13 Rossow W B, Schiffer R A. ISCCP cloud data products. *Bull Amer Meteor Soc*, 1991, 72: 2~ 20

- 14 Doutriaux- Boucher M, Seze G. Significant changes between the ISCCP C and D cloud climatologies. *Geophys Res Lett*, 1998, 25: 4193~ 4196
- 15 Lau Ngar-Cheung, Mark W C. Comparing satellite and surface observations of cloud patterns in synoptic- scale circulation systems. *Mon Wea Rev*, 1997, 125(12): 3172~ 3189
- 16 Rossow W B, Walker A W, Garder L C. Comparison of ISCCP and other cloud amounts. *J Climate*, 1993, 6: 2394~ 2418
- 17 张文煜, 冯广泓, 袁九毅. 复杂地形上确定大气混合层厚度方法的探讨. *兰州大学学报*, 1995, 31(3): 151~ 152
- 18 徐裕华. 西南气候. 北京: 气象出版社, 1991. 298pp
- 19 刘建西, 周和生, 魏袁立. 四川盆地大气边界层风温场特征. *四川气象*, 1999, 19(3): 39~ 45
- 20 Dyuinkerke P G. The diurnal variation of a marine stratocumulus layer: A model sensitivity study. *Mon Wea Rev*, 1989, 117(8): 1710~ 1725
- 21 R·B斯塔尔编. 徐静琦, 杨殿荣译. 边界层气象学导论. 青岛: 青岛海洋大学出版社, 1991. 457pp

THE FORMATION AND DIURNAL CHANGES OF STRATIFORM CLOUDS IN SOUTHERN CHINA

Li Yunying

(*LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029;*
Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101)

Yu Rucong

(*LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029;*
Institute of Heavy Rain, CMA, Wuhan 430074)

Xu Youping Zhang Xuehong

(*LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

Abstract

Stratiform clouds have thicker optical depths, which affect the local climate seriously. Southern China(20– 35°N, 103– 120°E) is the unique region where stratiform cloud amount is very high in the mid and low latitude, but little attention has been focused on stratiform clouds in this region. Based on the monthly and hourly data from surface observations and radiosonde, the circulation condition and diurnal changes of stratiform clouds in southern China are illustrated and interpreted. The main conclusions are as follows:

1. The low stratiform clouds mainly occur along the southeast coast of Chinese mainland, where prevailing cloud type is Stratocumulus.

The diurnal change of Stratocumulus is related to diurnal change of the height of boundary layer. The cloud fraction increases in the day and decreases in the night, its maximum occurs at 05 o' clock and minimum occurs at 14 o' clock. The diurnal change of Stratocumulus is also affected by the diurnal change of the difference between temperature and dew point (relative humidity). The relative humidity reaches maximum at 05 o' clock and minimum at 14 o' clock, which is coincide well with the variation of the Stratocumulus.

2. The medium stratiform clouds dominate eastern China and are the result of dynamic effect of the Tibetan Plateau. In cold seasons, the westerlies in the lower layer move around the plateau from the north and the south and converge in eastern China, especially in Sichuan, Hubei provinces and Chongqing city. These areas are also the larger relative humidity regions in China in cold seasons. The abundance vapor and large scale ascending motion provide the basic condition for the formation of stratiform clouds. How high can ascending motion reach, is affected by circulation in the air. The surface friction of the Tibetan Plateau makes the divergence in the middle

of the troposphere and convergences in the lower and higher troposphere. The inversion layer occurs between 500– 600 hPa because temperature decreases with lower air ascending and increases with upper air descending. Cloud cannot penetrate the inversion layer and is suppressed in the mid– level.

The mid-level stratiform clouds have no distinct diurnal changes.

If the formation and diurnal changes of the stratiform clouds in China can be considered in the general circulation models, the simulation effects of East Asia climate might be improved.

Key words: Southern China, Stratiform cloud, Mechanism, Diurnal change.

中国气象学会第二十五届理事会《气象学报》编审委员会 常务委员会第一次会议纪要

时 间: 2003 年 12 月 3 日下午

地 点: 气象出版社会议室

出 席: (以姓氏笔划为序)

马建中 毛节泰 吕达仁 刘宗秀 李崇银 郑大玮 郑国光 吴国雄

陈德辉 罗 勇 张人禾 周广胜 周秀骥 俞卫平 陶祖钰 谭本旭

请 假: 丁汇 王会军 赵凤生

列 席: 王春乙 陈志荣 王祥国

主 持: 周秀骥

记 录: 陈志荣

议 题:

一、审议《〈气象学报〉编审委员会主要工作》(讨论稿);

二、审议《〈气象学报〉常务编委分工实施方案》;

三、讨论出版“中国气象学会成立八十周年《气象学报》纪念刊”事宜; 四、讨论的《气象学报》优秀论文的评选和推荐工作。

会议开始前, 首先通报了《气象学报》主编变动的决定, 自 2004 年起, 《气象学报》主编由第二十五届理事会《气象学报》编审委员会主任委员周秀骥担任。刘宗秀任《气象学报》副主编(专职)。

会议在听取了《气象学报》编辑部关于近几年编辑工作的汇报和近期工作的设想, 以及对《〈气象学报〉常务编委分工实施方案》、《〈气象学报〉常务编委分工实施方案》的说明后, 经过讨论, 形成如下决议:

一、与会编委对近一年来《气象学报》出版质量提高较快、出版周期明显缩短感到满意, 望今后继续努力;

二、原则同意《〈气象学报〉编审委员会主要工作》。《气象学报》编审委员会常务委员会每年召开两次会议, 时间定在 1 月和 6 月份;

三、2004 年第 5 期《气象学报》为中国气象学会成立八十周年纪念刊。由每位常务编委负责在 2004 年 7 月底前提供一篇综述所在学科国内外气象科技前沿和热点问题, 展望未来发展趋势的稿件。

《气象学报》编辑部