

根据卫星资料确定的 全球云区年变化

Ю. Л. Матвеев И. И. Мохов

提要 根据卫星资料用标准谐波分析和振幅位相特征方法研究了全球云区的年变化特点。分析了不同地带的云量和降水之间的相关变化。给出了降水量与云量、云量与大气垂直速度相互关系的特点。

全球云区的分布是很不均匀和变化无常的^[1-6,9,10]。特别是海洋和陆地上空的云况各不相同。一般地说,总云量 n 在陆地上空较少,在海洋上空较多。云区的结构及其演变与气候系统中的大气环流(包括大气环流单体)的特点有关。根据文献[4],夏季北半球总云量 n 小于0.2的区域出现在非洲东北部、地中海东部、小亚细亚和中亚细亚的副热带地区。在北美南部和格陵兰发现 n 值小于0.4。太平洋和大西洋副热带地区的 n 值比中纬度地区小0.1—0.2。 n 的最大值(大于0.7)出现在太平洋和大西洋的东北部。

与夏季相比,冬季北半球中纬度大陆以

及高纬度地区的总云量也明显偏少。而且,在非洲北部和亚洲南部 n 小于0.5的区域明显地移向赤道(10—15度),实际上占据着整个印度洋的北部。例如,夏季东南亚由于季风活动,总云量大于0.6—0.7,而冬季该区域的总云量大都小于0.3—0.4。冬季在亚洲、北美和北冰洋的大部地区, $n < 0.5$ ^[4]。

关于南半球的情况,根据文献[4, 5],冬季的云量最小值(≤ 0.2)均出现在大陆上(南美、非洲、澳大利亚和南极)。冬季的云量最大值(≥ 0.8)均出现在南纬40—60度的海洋区域。

本文根据1971—1980年分辨率为5个

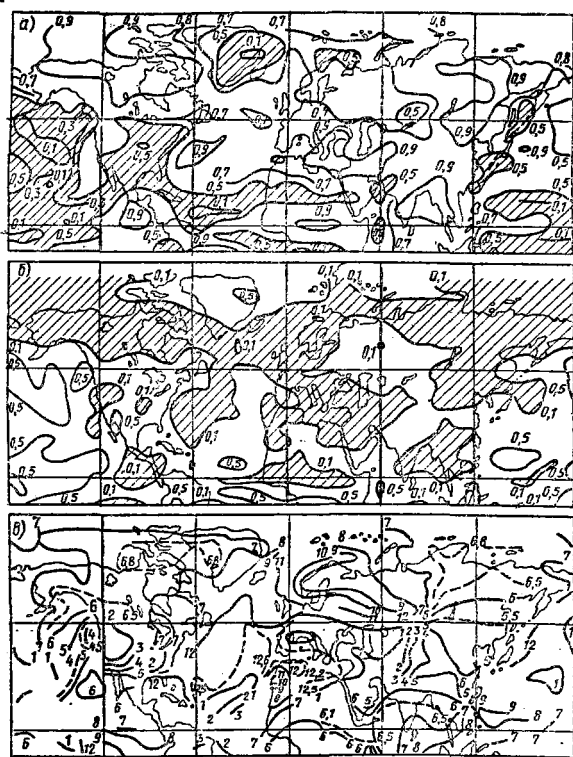


图 1 北半球云量散度年变化的年谐波分量方差 (a) 和半年谐波分量方差 (b), 年谐波分量位相等时线 (c)

纬度和 10 个经度的月平均卫星资料^[4,5], 采用标准谐波分析和振幅位相特征方法, 描述了全球云区的年变化特点。

图 1 a、b 分别表示多年 (10 年) 平均的年和半年总云量方差谐波分量方差 δ 的经纬向分布。图 1 a 的斜线区代表 $\delta \leq 0.5$, 而图 1 b 的斜线区代表 $\delta \leq 0.1$ 。图 1 c 表示年谐波分量的位相等时线*。在北半球云量的年变化中, 年谐波分量从总体看是占优势的。它的 δ 最小值出现在格陵兰、太平洋中部以及大西洋的热带区域。占优势的最大年谐波分量 ($\delta \geq 0.9$) 出现在印度季风区、亚洲东北部、地中海和近东区域、加拿大的北极地区、非洲中部、美洲大陆附近的太平洋热带区域以及大西洋的副热带和中纬度地区。

从图 1 b 可看出, 位于太平洋的半年谐波分量最具统计意义 (热带地区该值的 δ 达 0.7)。可以指出热带大西洋和格陵兰也是半

年谐波分量 ($\delta \geq 0.5$) 有着重要贡献的地区。

在南半球, 半年谐波分量最大值出现在副热带至南极地区。该谐波分量方差的大值 (达 0.8 以上) 出现在亚南极地区。

在热带大陆地区 (非洲、南美、澳大利亚北部和印度尼西亚), 南半球的年谐波分量最重要。在热带以外的大部分地区, 年谐波分量的 δ 小于 0.5。在南纬 40—60 度的海洋区和印度洋的南极区, 年谐波分量的贡献最小 ($\delta \leq 0.1$)。在太平洋的主要南极区内, 年谐波分量的贡献大于 0.5 (最大值为 0.8)。

在分析云量年变化振幅特征^[7]时也揭示了大气环流单体的特点。图 2 绘出了相对于 4 月 (a) 和 10 月 (b) 的 n 值变化的正、负区的边界。据图 2 可知, 春季和秋季 n 的变化趋势大体相反。从 4 月到 5 月, 亚极区、极区 (极地单体) 以及热带 (哈得莱单体) 的云量增多。中纬度和副热带地区 (费雷尔单体) 的云量减少。从 10 月到 11 月, 副极地、极地和热带地区云量减少, 中纬度和副热带地区云量增多。同时, 在亚洲东部和太平洋区域, 出现 $n(5) = n(4)$ 和 $n(11) = n(10)$ 的纬向边界结构受到破坏的特点。还可看出在赤道附近的大西洋区域有云量变化符号的改变。

图 3 绘出了云量年变化的 0 位相 (a) 和 π 位相 (b) 等时线。可以发现, 北美 0 位相和 π 位相的相邻等时线的移向不同: 春季 0 位相移向高纬度, 而 π 位相移离高纬度。在西伯利亚东部, 春季 0 位相也向北移。此时, 也可看出 π 位相的相邻等时线向北移动。必须指出图 3 b 的一个显著特点: 在欧洲大陆上空出现螺旋线结构 (旋转波交混回响型的响应)。图 1 c 上的年谐波分量的位相也有类似的特点。

如文献 [8] 指出, 在印度季风区, 春季

* 这里及后文的时间按月计。

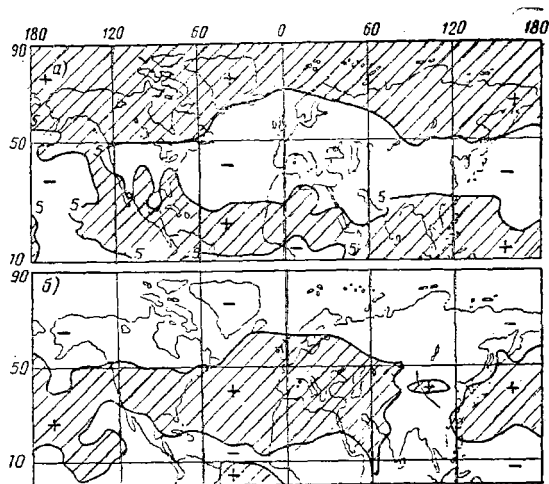


图 2 5月相对于4月(a)和11月相对于10月(b)的云量变化正(斜线)、负区

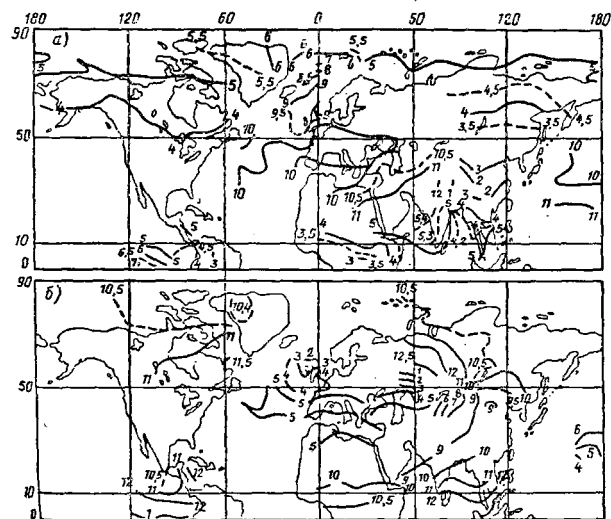


图 3 云量年变化的 0 位相(a)与 π 位相(b)等时线

0 位相的边界逼近印度大陆,而秋季 π 位相边界则移向相反(移向东南)。在非洲和太平洋中部 n 的 0 位相和 π 位相等时线也呈现相反的移向。此外还发现,亚洲北纬 30—40 度地区(自西至东)和北大西洋(从北向南) 0 位相和 π 位相的相邻等时线的移向一致性。

应该指出,在欧亚大陆呈螺旋线结构的图 1b 上,年谐波分量常定位相相邻等时线其分支伸向印度大陆、东南亚和亚洲东北部,并在亚极地区向西至大西洋,然后移向大西

洋的赤道区域。在太平洋西部的热带区域,位相等时线的移向(向北)与其在东南亚的移动方向相反。在太平洋东部和美洲西部,年谐波分量位相等时线从北纬 40 度向不同方向移动(向西北和向南)。同样,非洲西部的相应等时线也向北(即向欧洲)移动,在地中海和北非向东移动。就印度大陆的等时线形状看也表现出东非和阿拉伯半岛的总云量产生的影响。

在欧亚大陆出现的螺旋线结构特点,也适用于云量最大值 ($n_{\max}$) 和云量最小值 ($n_{\min}$) 年变化位相等时线,而且对云量最小值这一特点表现得较为明显。在文献[8]中,欧亚大陆上空云区的交混回响型结构的形成机制与大气环流和季风环流经向单体的季节变化有关。

北半球极区 n 的最大值主要出现于 8—9 月,最小值出现于 3—4 月。在北美中部(以及北非、地中海和欧洲地区), $n_{\max}$ 主要出现在冬季(12—2 月), $n_{\min}$ 出现在夏季(6—8 月)。与此相应,在北半球的太平洋中部, $n_{\min}$ 主要出现在 8—9 月, $n_{\max}$ 较常见于 1 月和 4 月。在北半球太平洋东部的中纬度和副热带地区, $n_{\min}$ 值较常见于 1—2 月 ($n_{\max}$ 较长见于 4—7 月),而在太平洋中部和西部, $n_{\min}$ 出现于 8—9 月 ($n_{\max}$ 出现于 12—2 月)。

上述特点表明太平洋东部与中-西部区域的云量季节变化呈反位相*。太平洋东部的这种特殊云况导致中纬度和副热带区域内北美上空云量年变化(尤其是 $n_{\max}$ 的出现时间)的明显地区性差异。

印度洋和印度大陆云量达到 $n_{\min}$ 值的时间为 4 月,达到 $n_{\max}$ 值的时间为 7—9 月。

在对纬向平均云量 n 以及陆地 (n_c) 和海洋 (n_o) 区域平均云量的年变化 0 位相、 π 位相进行分析时,揭示出了哈得莱单体、费雷

* 太平洋上空云量的年变化特点与沃克纬向环流(单体)状况和南方涛动有关。

表 1 降水量与云量之间的耦合系数 $\frac{dq}{dn}$ (厘米/秒)和根据南、北两半球不同纬带年变化的月平均资料求得的相应相关系数。括号内的数字系对于耦合系数的均方差

	85—80	80—75	75—70	70—65	65—60	60—55	55—50	50—45
北 半 球								
$\frac{dq}{dn}$	-0.7 (± 1.8)	-0.3 (± 0.6)	2.4 (± 1.6)	9.5 (± 1.5)	11.5 (± 2.4)	16.3 (± 5.4)	2.6 (± 6.4)	1.5 (± 7.7)
r	-0.11	-0.16	0.43	0.89	0.83	0.69	0.13	0.06
南 半 球								
$\frac{dq}{dn}$	-2.0 (± 5.1)	1.9 (± 5.5)	-5.1 (± 19.5)	-45.1 (± 118.8)	-98.9 (± 112.2)	7.7 (± 90.7)	-7.4 (± 17.5)	17.5 (± 25.2)
r	-0.12	0.11	-0.08	-0.12	0.27	0.03	-0.13	0.21

	45—40	40—35	35—30	30—25	25—20	20—15	15—10	10—5	5—0
北 半 球									
$\frac{dq}{dn}$	9.5 (± 4.0)	18.5 (± 3.9)	-7.8 (± 4.7)	-26.0 (± 20.3)	85.2 (± 17.5)	61.1 (± 8.1)	71.0 (± 6.2)	81.9 (± 5.2)	26.7 (± 26.2)
r	0.60	0.83	-0.46	-0.04	0.84	0.92	0.96	0.98	0.31
南 半 球									
$\frac{dq}{dn}$	48.4 (± 22.5)	66.3 (± 18.6)	32.9 (± 9.4)	-15.7 (± 4.7)	12.7 (± 25.9)	55.1 (± 17.0)	52.2 (± 14.9)	52.0 (± 19.5)	23.3 (± 33.5)
r	0.56	0.75	0.74	-0.73	0.15	0.72	0.74	0.64	0.22

尔单体和极地单体的差异(见图 4)。必须指出,根据图 4,北半球 n 、 n_c 和 n_o 的年变化在极地单体和哈得莱单体范围内具有同相性,而在费雷尔单体范围内则具有反相性。重要的是 n 、 n_c 和 n_o 年变化的 0 位相边界从中纬度向极区移动,而 π 位相的边界的移动则相反,从极区移向中纬度。

从总的情况(n_c 的 0 位相除外)看, n 、 n_c 和 n_o 的 0 位相与 π 位相的边界呈反向移动趋势,也就是说, 0 位相是从北半球的中纬度移向热带,而 π 位相则相反。在热带地区, n 、 n_c 和 n_o 年变化的 π 位相边界向赤道移动,而 0 位相边界的移动有不同的趋向。其中 n 和 n_c 有从近赤道地区向热带移动的趋势。

上述变化趋势总的来说与三个经向大气环流单体的结构是一致的,即反映了云量增多的位相(0 位相)在单体上升气流分支所在的纬带(大约在赤道和北纬 50 度)出现的时间较早,而云量减少的位相(π 位相)在单体下沉气流分支所在的纬带(大约在北纬 30 度和 90 度)出现的时间较早。

图 4 还反映了与云量有关^[8]的纬向区域平均降雨速率 q 的 0 位相($t_{\downarrow}$)和 π 位相($t_{\uparrow}$)的到达时间^[11]。正如文献[8]所指出,这导致哈得莱和费雷尔经向单体和极地单体所在区域(一般对应着总云量 n 的年变

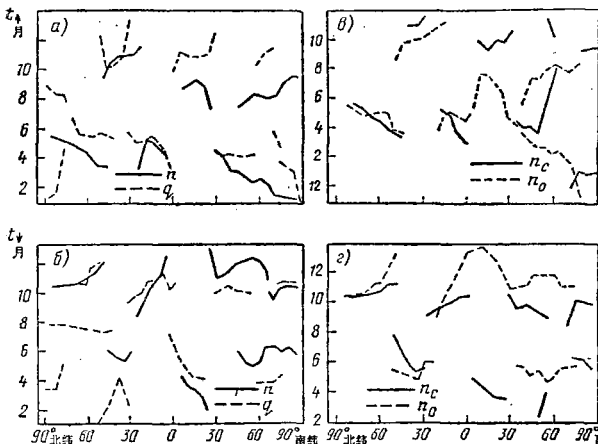


图 4 与纬度有关的云区 0 位相(a)和 π 位相(b)(实线)的出现时间($t_{\uparrow}$ 与 $t_{\downarrow}$)。相应的降水时间用虚线表示。还分别给出了陆上云量出现的时间 $t_{\uparrow}$ (c)(实线)和海洋上云量出现的时间 $t_{\downarrow}$ (d)(虚线)

表 2 根据北半球不同纬度年变化资料得到的云量与950、850、700与 500 百帕高度大气垂直速度 W (百帕/秒) 的相关系数

	75°	70	65	60	55	50	45	40	35	30	25	20	15	10	5	0
$r(n:W_{950})$	0.14	-0.59	-0.02	-0.47	0.04	0.58	-0.66	-0.70	0.05	0.53	-0.39	-0.59	-0.85	-0.97	-0.71	0.38
$r(n:W_{700})$	0.10	-0.50	0.16	-0.39	0.35	0.35	-0.78	-0.68	0.14	0.67	-0.37	-0.79	-0.86	-0.94	-0.75	0.17
$r(n:W_{850})$	0.21	-0.20	-0.13	-0.51	0.36	0.31	-0.78	-0.68	0.18	0.75	-0.31	-0.83	-0.87	-0.65	-0.62	0.07
$r(n:W_{500})$	0.55	-0.06	-0.53	-0.74	0.07	0.35	-0.61	-0.68	0.07	0.82	-0.19	-0.82	-0.85	-0.46	-0.41	0.02

化特点)内降水年变化的差异。而且,降水量年变化 0 位相的出现时间在大多数纬度地带都比 n 有所推迟。0 位相出现时间特别明显推迟的地区是中、高纬度。对于 π 位相,在北半球和南半球的中纬度和副热带地区,费雷尔单体所在范围的 n 值比 q 值的出现时间推迟。在副热带地区 (存在 $t_{\downarrow}(q) < t_{\downarrow}(n)$) 和北极地区 (存在 q 的半年谐波分量) 也可看出 q 的 π 位相的一些特点。

表 1 列出用不同纬度年变化资料建立的线性回归方程 $q = a_0 + a_1 n$ 的计算结果(r 为相关系数,括号内为 a_1 的均方差),从中可以看出各纬度地带的降水量和云量某些有趣的同步变化特点。在线性近似中,回归系数 a_1 以 dq/dn (厘米/秒) 之值表示。在大气环流趋向单体的上升气流区,降水量与云量之间存在相关是不足为奇的。而且,除了在哈得莱单体和极地单体的上升气流分支区域存在大的正相关系数(即降水量随云量增多而增多)以外,在上述单体下沉气流分支所在区域也存在负的相关系数。根据表 1,北半球按不同纬度地带年变化资料得到的降水量与云量的相关比南半球高。

云的形成与大气中的垂直气流有关。例如, n 在不同纬度的特点与该纬度的大气垂直速度 W 有关。对于 $n(4, 5)$ 与文献[12]给

出的 W (以百帕/秒表示)* 的年平均分布的相关情况更是如此。北半球 950、850、700、500 百帕高度的 16 对 n 与 W 值(是指从赤道北到纬 75 度之间每隔 5 度所取的 16 个纬度)的相关系数分别为: $r(n:W_{950}) = -0.60$, $r(n:W_{850}) = -0.68$, $r(n:W_{700}) = -0.68$ 和 $r(n:W_{500}) = -0.67$ 。同时,得到的物理解释是,较大的上升气流速度对应较多的云量。

用北半球个别纬度地带的年变化资料做相应的相关分析时,也发现有某些特点(见表 2)。据表 2,与哈得莱单体和极地单体的上升气流分支相对应的相关系数(符号为负)按绝对值是极大的。此外,在北纬 40—50 度还得到一个有限地区的最小值 $|r|$ (r 为负)。

还必须指出,在哈得莱单体下沉分支所在地区(约在北纬 30 度), $r > 0$ 之值也是相当大的。这个结果与在下沉气流速度增大下云量增多的情况相符。在存在着下沉气流的副热带地区,其云量与热力状况的特点有关,特别是与对流层低层逆温的形成有关。极地单体的下沉气流分支所在的极地区域以及中纬度地区也有相似的特点。

参考文献(略)

许泊天译自(苏)《气象与水文》1990年第 5 期
元来福校

* 以单位百帕/秒表示的 W 的负值对应下沉气流。