

季风的年变程

王安宇 尤丽钰

(大气科学系)

摘 要

对流层低层的风可以看成是二部分的组合,一部分是季风,而另一部分是非季风的行星风。在对流层低层行星风的季节性变化很小,所以可以用多年平均的年平均风来代表。这样,就可以将季风从实际风中分离出来。

作者用这种分离出来的季风讨论了亚洲、非洲、澳洲和印度尼西亚四个著名的季风区季风的年变程。

关键词 季风, 年变程

1 引 言

经典的季风一般是按照某地1月和7月地面盛行风向的频率来定义的^[1]。显然,按这种方法定义的季风是很难用来描述季风的年变程的。涂长望等^[2]和汤明敏等^[3]以及其他学者,在讨论中国夏季风进退时则分别采用湿球位温和假相当位温等值线来定义季风区。

对流层低层的实际风既包含了季风也包含了非季风的行星风。王安宇和尤丽钰^[4]通过对大量资料的分析,认为在对流层低层(850hPa)非季风的行星风的季节性变化很小,可以近似地用多年平均的年平均风来代表。这样就可以将季风从实际风中分离出来。即用(1)式来定义季风:

$$V'(x, y, t) = V(x, y, t) - \bar{V}(x, y) \quad (1)$$

式中 V' 是对流层低层的季风, V 是实际风, \bar{V} 是多年平均的年平均风(代表低层的非季风的行星风)。从下面的讨论我们将看到用这样的方法定义季风,有比较好的物理图象,并能用来对季风的年变程作较细致的描述。

2 季风的年变程

讨论季风年变程的方法和Kendrew^[5]的方法类似,即按区域和季节来描述全年的变化过程,这种方法简单、明瞭、使用图表少。本文限于篇幅一共只划分了4个地区:

①亚洲大陆, ②非洲, ③印度尼西亚, ④澳大利亚。

本文1990年7月19日收到

●国家气象局季风科研基金资助项目

按(1)式用GFDL全球 2.5° 纬距 $\times 5.0^{\circ}$ 经距850hPa 多年月平均格点气候资料计算了全球各月的季风,计算的结果如图1所示。因为一般来说,只有比较强的季风才可能显示其影响,并对天气和气候具有较大的意义,为此我们在季风图上按大于或等于 4 m/s 的风速划出了强季风区(图1内点线所围区域)。将1月和7月的季风区(图1a和1g)与Khromov定义的季风区^[1](图略)相对比,可以看出两者基本上是一致的。

下面按地区和季节讨论季风的年变程,主要讨论那些季风大于 4 m/s 的季风区。

2.1 亚洲

从下面的分析我们可以看出亚洲的季风主要是大尺度的海陆热力对比造成的,因亚洲的季风区主要出现在海陆交界的亚洲南部和东亚沿海地区。

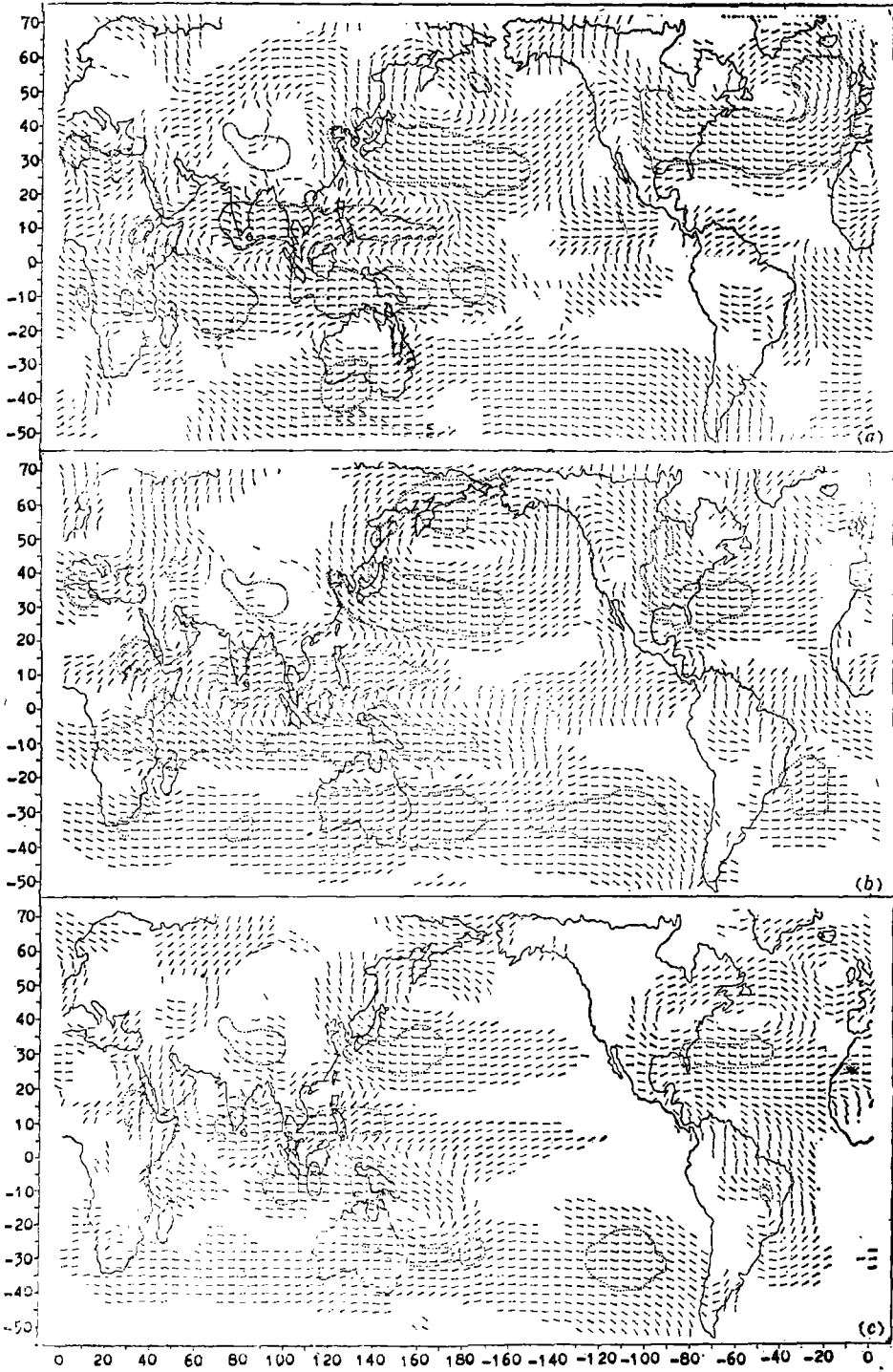
2.1.1 春季(4, 5月) 春分以后,太阳北移越过赤道。4月份,在亚洲冬季风基本消失,夏季风开始出现(图1d),正如陈世训^[6]所指出的,中国华南地区是最早出现由海洋吹向大陆的西南季风区。

在青藏高原以南的热带地区,是一些相间排列的尺度较小的陆地和海洋。随着太阳的北移陆地迅速地增温,而海洋的增温则不那么快,于是在这些地区出现了东西向的天气尺度的海陆热力对比。与此相应,从3月开始,在南海、孟加拉湾和阿拉伯海出现了一些较小的天气尺度的季风反气旋环流。

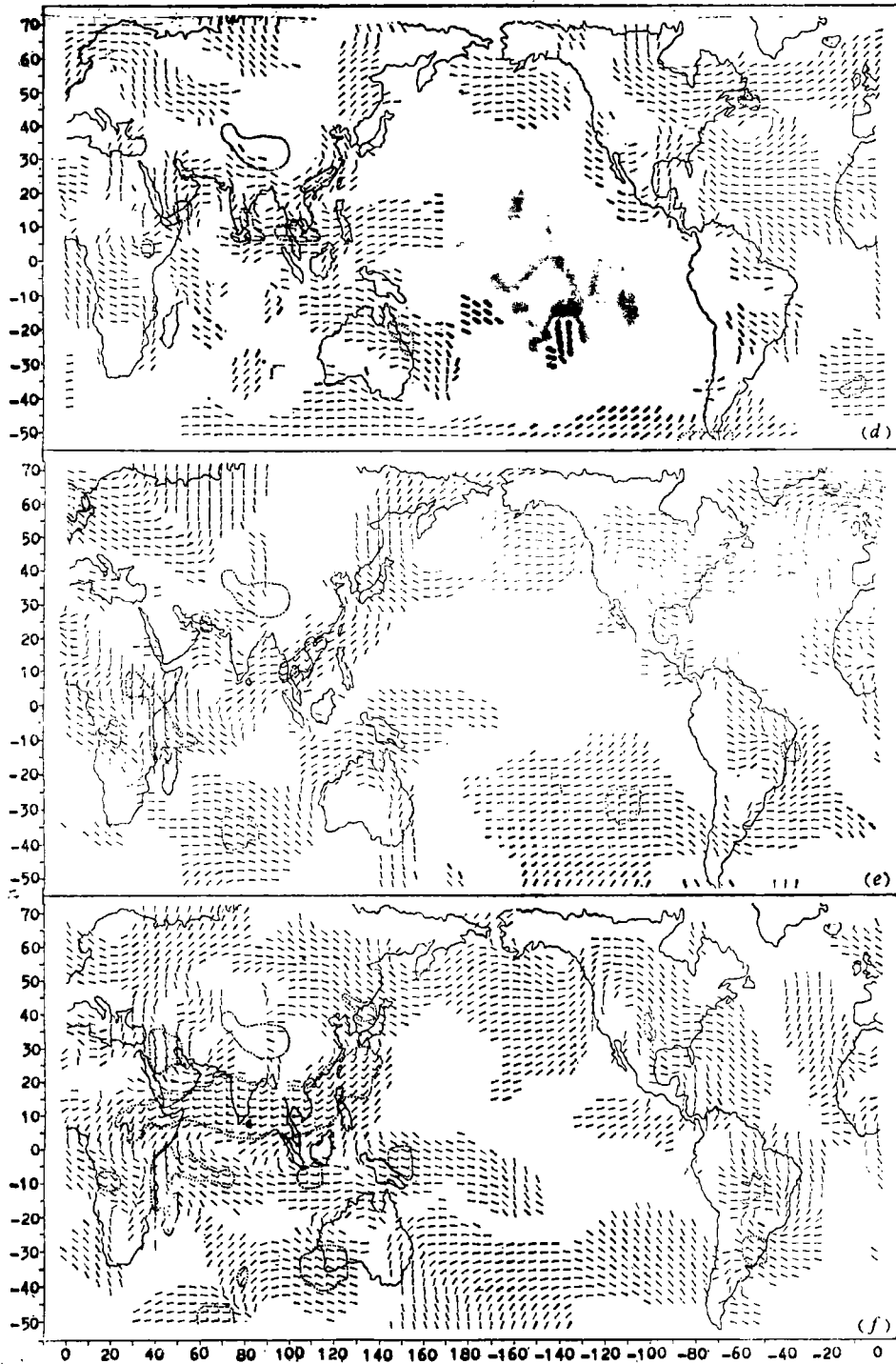
随着南海天气尺度的季风反气旋的建立,东亚3月首先受其西侧的弱西南季风影响,开始出现著名的“蒙雨”天气,至4月西南季风增强带来了丰富的水汽,华南雨季开始。陈世训等^[7]曾指出,华南的雨季是4月中旬开始的。印度半岛则不同,2月受天气尺度季风反气旋控制,少雨。3月印度半岛上反气旋消失,却又受到阿拉伯海反气旋东侧之偏北气流影响,直至5月。因此,东亚雨季开始早,且在这之前湿度增大为早春蒙雨期,而印度不仅雨季开始晚,且在雨季前为干燥、少雨的“热季”。

5月份,太阳继续北移,陆地的迅速增温已从热带扩展至中高纬地区,大尺度的夏季海陆热力对比已初步形成,亚洲的冬季风已全部消失。在南亚地区由于陆地继续增温,“使阿拉伯、巴基斯坦和印度中北部的气压大为降低,以致阿拉伯海反气旋、孟加拉湾反气旋和印度半岛的低压均消失”^[1],让位于从海洋向大陆幅合的夏季季风环流。此时,在亚洲地区大尺度的热力对比主要表现为迅速增温的亚洲大陆与其南面增温缓慢的印度洋之间的热力对比,这种热力对比是南北向的,因此季风气流主要是从南面的印度洋向大陆幅合(图1e),在东半球低纬地区表现为源于印度洋的越赤道的南北半球季风。对亚洲影响最大的是源自赤道印度洋向北经斯里兰卡、中南半岛和我国华南地区流向东海的越赤道气流。从图1e上可以看出5月份的亚洲夏季风主要位于我国华南地区、中南半岛和斯里兰卡,所以5月华南前汛期暴雨进入盛期以及中南半岛和斯里兰卡雨季的开始均与这支越赤道气流有密切关系^[8,1]。

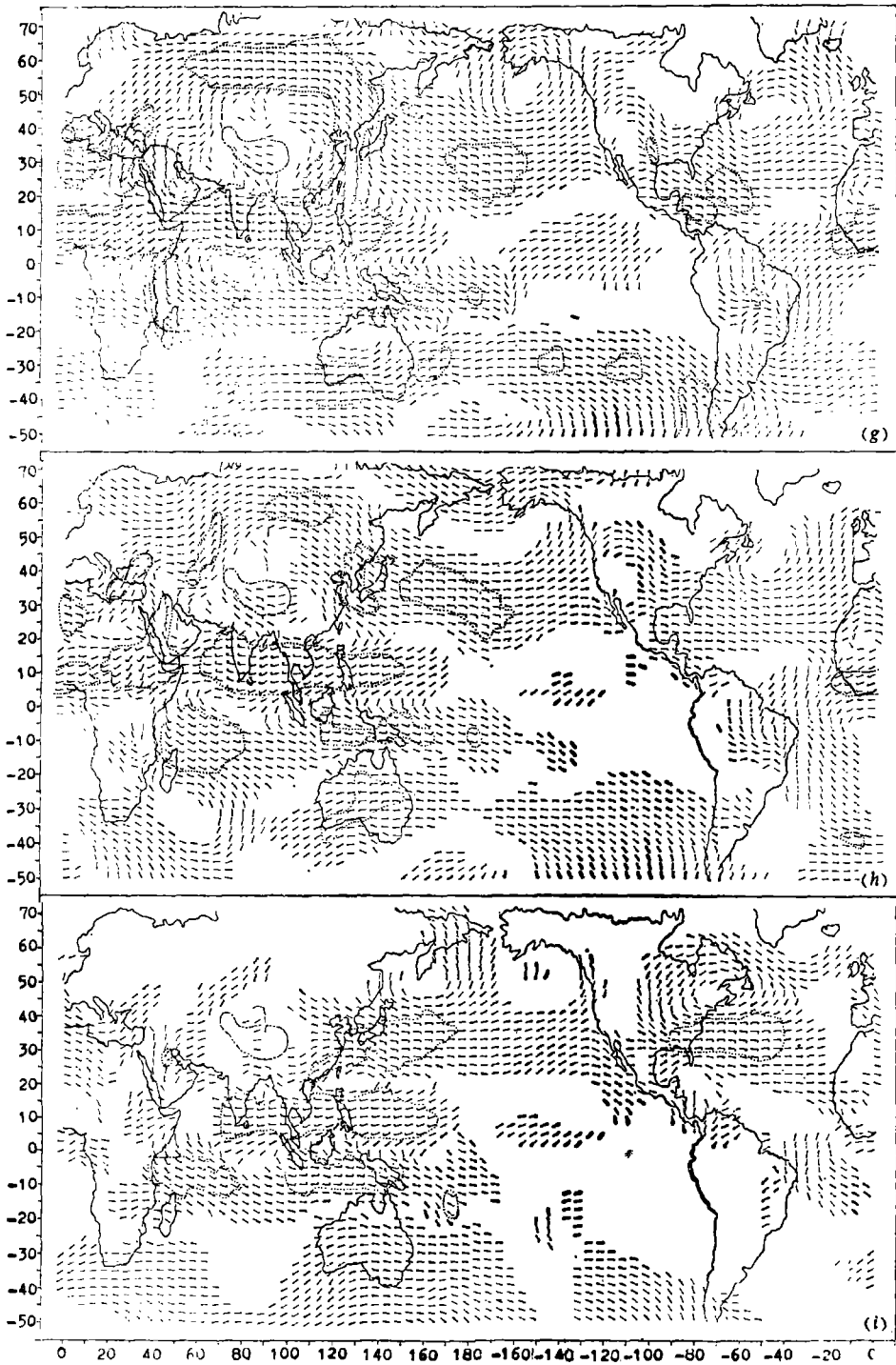
2.1.2 夏季(6, 7, 8月) 6月份,太阳逐渐移到它的最北位置。大尺度的夏季海陆热力对比得以进一步的发展,在欧亚大陆上出现了大尺度气旋性季风环流(图1f),大陆四周的空气从海洋向大陆幅合,夏季风环流基本建立,强季风区大为扩展。



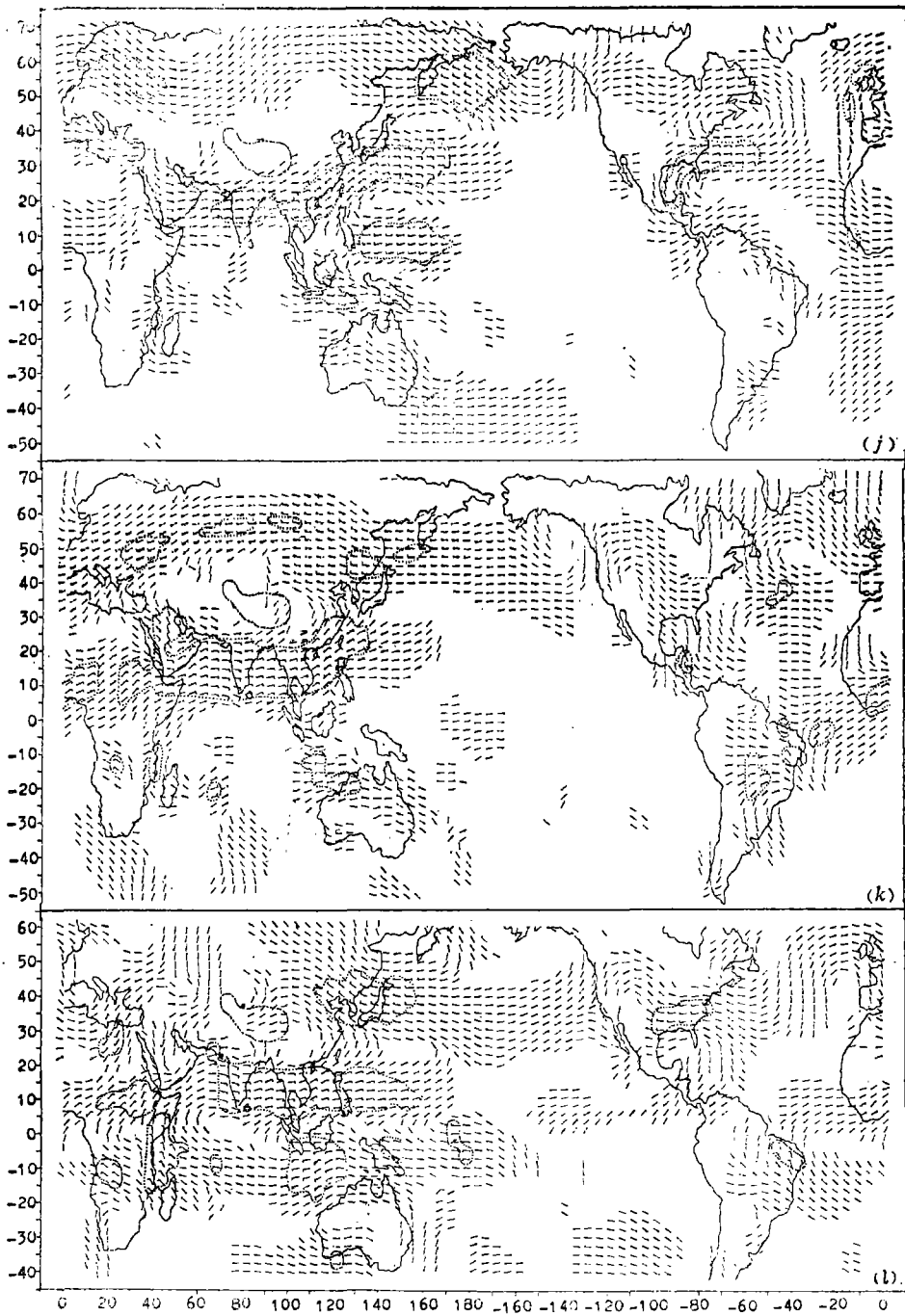
(a) 1月, (b) 2月, (c) 3月



(d) 4月, (e) 5月, (f) 6月



(g) 7月, (h) 8月, (i) 9月



(j)10月, (k)11月, (l)12月

图1 多年平均季风图

Fig.1 The climatological monthly monsoon wind: a. Jan., b. Feb., c. Mar., d. Apr., e. May, f. June, g. July, h. Aug., i. Sep., j. Oct., k. Nov., l. Dec,

在夏季,由于青藏高原是强热源,所以这个地区的加热作用比它四周的大陆要强^[9],这样,全球最强的海陆热力对比就出现在高原的南面,这是高原南面的南亚地区成为全球最强的季风区的主要原因之一。

从图1f上可以看出,在6月东亚强季风区向北推进,与此相应,长江流域的梅雨一般也是出现在6月份。南亚的强夏季风似乎是突然建立的,并控制了整个印度,已推进至印度的中北部。

6月,东半球低纬地区南北半球季风要比5月活跃得多,在印度洋和西太平洋有三支明显的越赤道气流,分别在非洲东海岸、100°E附近和125°E以东越过赤道,这三支气流在越过赤道后都并入了亚洲季风气旋,促使西南季风加强,这是南亚地区成为全球最强季风区的又一重要原因。

7月,亚洲的季风形势和6月差不多,但是比6月要强,是亚洲夏季风最强盛时期,从图1g上可以看出,7月我国的西南季风可推进到山东附近。这和汤明敏等^[3]用假相当位温分析的结果是一致的,他们指出在7月第6候,夏季风推进到黄河流域。

8月开始亚洲夏季风减弱,张家诚等^[10]分析500m高度盛行风频率时指出,汉口在8月北风已占优势。从图1h可以看出西南季风已撤退至华南沿海地区。亚洲南部地区的西南季风和三支越赤道气流比较稳定,变化不大。

需要特别指出的是,从图1f、1g和1h上可以看出夏季6、7月在我国华北和东北地区有很明显的东南季风,但由于它们与非季风的行星风风向正好相反,所以在实际的月平均风场上往往被掩盖而看不出来,在8月份东南季风一直推进到长江以南,而长江以南非季风的行星风是很弱的南风,因此在8月份我国长江以南沿海地区常为东南季风所控制,这支东南季风对这些地区的8月多雨有很大的影响^[11,12]。

2.1.3 秋季(9,10月) 秋分之后,太阳从赤道往南移。和春季正好相反,亚洲夏季风开始大面积消失,9月份,西南季风仅在南亚出现,且强度已大大减弱。我国华南地区则出现了由海洋吹向大陆的东北季风(图1i)。

亚洲南部的阿拉伯半岛、印度半岛和中南半岛开始迅速降温,与3月份相比较,秋季出现在南海和印度半岛的天气尺度季风气旋与春季所出现的天气尺度季风反气旋位置基本相同,不同的是在阿拉伯海上并没有出现相应的季风气旋。其原因是在夏季由于索马里和阿拉伯半岛沿岸附近出现了强烈的海岸涌升流,涌升上来的冷水从沿岸区域向东扩张引起了阿拉伯海和印度洋北部海面温度大尺度的冷却^[13],致使阿拉伯海和孟加拉湾的南部海面温度直至9月还偏低。另一个不同是,秋季的天气尺度季风气旋维持期很短,到10月,大尺度冬季反气旋季风环流已开始形成。即由夏到冬的季节性转变期要比由冬到夏的转变期短得多。

在9月份,越赤道气流虽已大大减弱,但仍然很活跃,它们是该时期南亚和东南亚南部夏季风维持的基础。

10月份,大尺度的亚洲冬季反气旋季风环流开始形成,越赤道气流和夏季风全部消失,冬季风向南亚伸展。从图1j上可以清楚的看出,冬季风性质的东北季风已在我国长江以南的东南沿海、南亚和东南亚的北部建立。我国大部分地区和亚洲南部此时因已为大陆季风反气旋所控制所以雨季均告结束,

2.1.4 冬季(11, 12, 1, 2, 3月) 冬季亚洲大陆的季风反气旋环流已发展完善, 和夏季相似, 中心也是在青藏高原附近, 冷空气从大陆向四周海洋辐散(图1k)。在10月青藏高原还是个弱冷源, 可是11月就变为强冷源^[9], 所以在冬季, 高原的南侧和东侧仍然是全球最强的季风区。

从11月开始苏联和我国的北方地区开始出现冬季西北季风, 由于在这些地区非季风的行星风也是西北风(图2), 所以这种西北季风的出现常被视为是极地西风带的加强和南移的结果^[1]。在印度洋地区, 由于南半球海域开始变暖, 由北半球较冷的陆地和海洋与南半球较暖的海洋之间热力对比造成的南北半球季风, 即越赤道气流, 开始在非洲以东和马来半岛、苏门答腊一带出现。12月, 亚洲的季风形势和11月相似, 但比11月要强, 西北季风已推进到长江以南, 和夏季类似但方向相反的三支越赤道气流已发展完善(图11)。

1月为亚洲冬季最强盛时期, 西北季风已推进到华南地区, 印度洋和西太平洋的越赤道气流也最为明显。

在冬季, 亚洲大陆基本上为季风反气旋的辐散下沉气流所控制; 所以我国和亚洲南部的季风区皆为旱季。冬季风, 尤其是西北季风还从北方带来了冷空气, 因此在我国西北季风的建立大致与冬季的开始是同时的。我国华北平原大约是11月中上旬先后入冬, 江南南部要晚到12月份, 最晚是华南地区冬季始日线越过南岭和武夷山要到1月份^[14]。将图1k, 11和1a对照, 可以看出这些地区入冬的时间和西北季风到达的时间是非常一致的。在亚洲南部地区, 东北季风盛行, 由于来自北方大陆的空气是干冷的, 致使阿拉伯半岛、印度半岛和中南半岛迅速降温, 并与降温较弱的阿拉伯海、孟加拉湾和南海形成了尺度较小的热力对比, 结果在阿拉伯半岛、印度半岛和中南半岛的北部形成了尺度较小的季风反气旋环流(图1a)。

2月和3月, 亚洲冬季风开始减弱, 亚洲季风反气旋环流也明显减弱, 西北季风退至长江流域以北。由于太阳的北移, 如前所述, 大陆开始变暖, 天气尺度的阿拉伯半岛、印度半岛和中南半岛北部的季风反气旋开始消失, 而阿拉伯海、孟加拉湾和南海的季风反气旋开始出现。受南海季风反气旋的影响, 我国华南地区正好是来自南海的暖湿空气和来自大陆干冷空气的交汇地带, 经常是濛雨天气。与此同时, 亚洲南部的东北季风和越赤道气流已迅速减弱(图1b和1c)。

从上面的叙述可以看出, 亚洲的夏季风维持时间比冬季风要短, 而且它的建立和消失都比较快。而从强度上看, 夏季风则比冬季风要强, 这在亚洲南部最为明显。

2.2 非洲

非洲北部季风受欧亚大陆季风影响很大, 而西北部撒哈拉沙漠又常年为非季风的反气旋行星环流所控制(图2), 所以真正能代表非洲季风的主要是赤道非洲和非洲南部的季风。

非洲横跨南北半球, 春分(秋分)之后, 当太阳越过赤道北移(南移)时, 赤道两侧的非洲大陆, 一边迅速增温, 而另一边迅速降温, 形成了很明显的热力对比, 于是在非洲大陆内就产生了与此相应的由南向北(由北向南)的越赤道气流, 这种越赤道气流

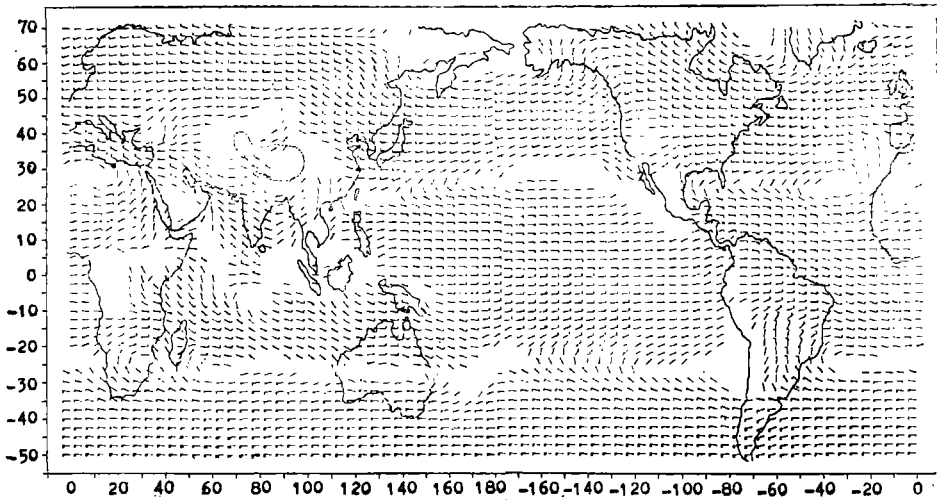


图 2 非季风的行星风
(多年平均的年平均风)

Fig.2 The climatological monthly planetary wind(The climatological annual mean wind)

对非洲季风的形成有很大的影响。所以非洲的季风是一种既受海陆热力对比又受大陆内部热力对比影响的南北半球季风。

由于陆地的热容量小，增温和降温迅速，因此陆地内部的热力对比建立得快，消失得也快，这使非洲的过渡季节很不明显^[1]，时间很短。从图 1 c、1 d、1 i 和 1 j 可以看出，3 月（9 月）非洲大陆还为由北向南（由南向北）的越赤道气流，可是到了 4 月（10 月），由南向北（由北向南）的季风就开始越过赤道了。

从图 1 可以清楚地看出，在北半球夏季，非洲南半球的季风为冬季风，冬季风把源于马斯克林高压的下沉空气带往赤道，所以在赤道以南，非洲基本上为旱季或雨量偏少。而非洲的北半球的季风则为夏季风，夏季风把印度洋的湿空气送往东非的埃塞俄比亚和索马里等地区，这些地区是雨季。

在南半球夏季，情况则与此相反，非洲北半球的季风为冬季风，越赤道气流把来自亚洲大陆的下沉冷空气送到东非埃塞俄比亚和索马里等地区，这些地区是旱季。非洲南半球的季风此时为夏季风，把印度洋或大西洋的湿空气送往非洲的南部，这里是雨季。

在非洲赤道地区，北半球冬季主要受北半球冬季风影响，夏季则主要受南半球冬季风影响，雨量都不多，仅在过渡季节由于冬季风微弱，雨量较为充沛。所以这些地区的月平均雨量的年变化呈双峰型^[1]，峰值出现在 4 月和 10 月。

非洲的季风由于主要表现为越赤道气流，受柯氏力影响很大，在北半球夏季越赤道气流在南半球偏东（东南风），而在北半球偏西（西南风），在北半球冬季则相反，在北半球偏东（东北风），而在南半球偏西（西北风）。

非洲的季风和亚洲的季风相互之间有很大的影响，从图 1 f 和 1 l 上可以看出非洲的

越赤道气流在北半球夏季加强了亚洲南部的西南季风,而在北半球冬季则加强了东北季风。

2.3 印度尼西亚

印度尼西亚位于亚洲东南部的印度洋和太平洋上,由3000多个大小岛屿组成。由于这些岛屿位于亚洲与澳洲之间,横跨赤道,又处于海洋的包围中,所以印尼是一个很特殊的季风区。

印尼的季风主要受亚洲大陆和澳洲大陆季风的影响,而印尼的岛屿与其周围海洋间的热力对比对印尼季风的影响并不大,从图1可以看出,6~9月亚洲为夏季暖性季风气旋性环流控制,四周海洋主要向亚洲大陆辐合,澳洲为冬季冷性季风反气旋环流控制,澳洲季风反气旋下沉的干冷空气向海洋辐散,澳洲高压与亚洲低压之间气压梯度相当大,致使一支由南向北的越赤道气流从澳洲经印尼流向我国南海和菲律宾地区,6~9月印尼的季风主要就是这支越赤道气流造成的。由于柯氏力的作用在印尼南半球一侧的冬季风为东南风,而在印尼北半球一侧的夏季风为西南风。澳洲的冬季风比亚洲的夏季风要弱得多,但是由于它距离印尼近,所以印尼6~9月受其下沉气流影响降雨量有所减少,表1是印尼区域(水域)月平均降雨量的年变化,图3为计算雨量年变化所选定的小区^[1],可以看出离澳洲最近的10和11区降水减小最多,而离亚洲较近的1区和2区减小得就比较少。12~3月的情况与6~9月正相反,从亚洲季风反气旋中辐散出来的空气经过印尼流向澳洲,由于柯氏力作用,在印尼北半球一侧的冬季风为东北风,而印尼南半球一侧的夏季风为西北风,源于亚洲季风反气旋的下沉冷空气由于路程太长仅能影响印尼以北地区,而越赤道的季风气流对印尼降雨的水汽输送有一定的贡献,从表1可以看出这段时期为印尼降雨的高峰期,特别是12月和1月。

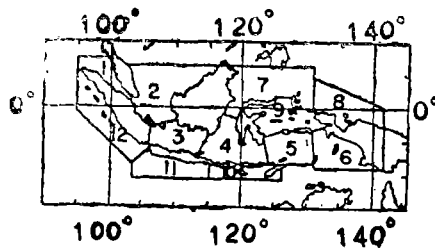


图3 计算雨量年变化所选定的小区(区号参看表1)

Fig3. The plot of the block numbers in the table 1

印尼的过渡季节是4~5月和10~11月,4~5月,经过印尼从北向南的越赤道气流消失,澳洲的辐散下沉气流开始影响其南部地区(图1d,1e),印尼降水有所减少,尤以靠近澳洲的10区和11区(表1)为最显著。10月从南向北的越赤道气流消失(图1j),但澳洲北面的辐散下沉气流虽已减弱,却未消失,因此,雨量增加最快的是位于印尼北部的1区和2区(表1)。11月,由北向南的越赤道气流尚未建立,但澳洲季风气旋开始形成(图1k),印尼南部(11区)受其影响,降水量迅速增加。

表1 印度尼西亚水域各地平均雨量(毫米)
Tab.1 The rainfall over the Indonesian waters(unit: mm)

小 区	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	全年
1. 马六甲海峡	163	95	124	149	151	122	119	152	187	224	230	234	1950
2. 南海	251	141	153	153	160	145	124	121	164	233	270	295	2210
3. 爪哇海	244	185	171	140	150	107	79	49	39	81	128	217	1590
4. 弗洛雷斯(Flores)海	216	152	154	148	139	108	54	20	18	41	100	190	1340
5. 班达(Banda)海	183	140	156	189	203	179	118	58	32	42	70	170	1540
6. 阿拉弗拉(Arafura)海	238	198	205	220	229	143	91	48	44	53	94	187	1750
7. 苏拉威西(Celebes)	188	143	170	166	175	174	148	136	134	145	183	188	1950
8. 新几内亚以北	214	191	206	187	182	182	149	138	132	114	140	155	1990
9. 马鲁古(Molucca)海	148	134	163	188	218	216	171	110	104	90	112	136	1790
10. 萨武(Savu)海	217	186	155	65	32	26	19	8	9	29	75	154	975
11. 爪哇以南	226	200	192	148	113	99	67	40	46	133	215	246	1725
12. 苏门答腊西南	273	241	255	263	210	182	194	239	288	366	383	336	3230

2.4 澳 洲

澳洲实际上是位于南半球海洋中地形比较平坦的一个大岛,热容量的不同使它和四周的海洋之间在南半球夏季和冬季形成了明显的热力对比,而热力对比主要表现在南北方向上,与此相应的澳洲季风也主要发生在澳洲的北部和南部。

从图1可以看出,澳洲的冬季季风反气旋于4月开始有所发展,6月形成,维持了4个月,10月开始减弱消失,11月夏季季风气旋开始发展,12月形成,也维持了4个月,4月消失。

澳洲的非季风行星风环流是一个反气旋(图2),所以在实际风场上澳洲夏季的热低压比冬季的冷高压要弱得多。

澳洲季风与亚洲和非洲的季风有很明显的相互作用。从图1可以清楚的看出,东半球的越赤道气流把三个洲的季风紧密的联系在一起,任何一洲的季风的加强或减弱都会给其它两个洲季风带来极大的影响。

3 结束语

从以上的讨论可以看出,把季风从实际风中分离出来进而分析季风的年变程的方法是可行的,因为这样分离出来的季风系统完整,季节变化清楚。当然,这种分离法也有它的明显缺点,因为这种分离法是建立在假设非季风的行星风在对流层的低层季节性变化比较小以及它与季风的相互作用也比较小的基础上的。在有些地区和有些季节这样的假设可能不能成立,例如在低纬季风比较弱的海洋上可能就不能成立。但对于大部分季节和地区,这种假设还是可以成立的。

参 考 文 献

- [1] 拉梅奇, 季风气象学, 科学出版社, 北京, 1978, 1~5, 79~138
- [2] 涂长望、黄仕松, 1919~1949气象论文集, 科学出版社, 1954, 519~534
- [3] 汤明敏、黄仕松, 1981年全国热带夏季风学术会议文集, 云南人民出版社, 1983, 15~30
- [4] 王安宇、尤丽钰, 地理学报, 45(1990), 3, 302~310
- [5] Kendrew W G, *The Climate of the Continents*, 5th ed., Clarendon Press, Oxford, 1961
- [6] 陈世训等, 1981年全国热带夏季风学术会议文集, 云南人民出版社, 1983, 236
- [7] 陈世训、高绍凤, 1981年全国热带季风学术会议文集, 云南人民出版社, 1983, 129~141
- [8] 尤丽钰, 1982年全国热带夏季风学术会议文集, 云南人民出版社, 1983, 30~44
- [9] 叶笃正、高由禧等, 青藏高原气象学, 科学出版社, 1979, 1~22
- [10] 张家诚等, 中国气候, 上海科学技术出版社, 1985, 28~30
- [11] 陈碧莲等, 1981年全国热带夏季风学术会议文集, 云南人民出版社, 1983, 227~228
- [12] 钱国荣等, 1982年全国热带夏季风学术会议文集, 云南人民出版社, 1983, 391
- [13] Krishnamurti T N, 热带气象学, 气象出版社, 1987, 146~171
- [14] 盛承禹等, 中国气候总论, 科学出版社, 1986, 215~247
- [15] Wyrski K, The rainfall over the Indonesian waters, Kementerian Perhubungan Lembaga Meteorologi dan Geofisik Verhand, No.49

The Annual Variation of the Monsoon in the Asia, Africa, Australia and Indonesia

Wang Anyu* You Liyu

Abstract

The observational wind systems in the lower troposphere may be divided into the two parts. The first part is the climatologically annual mean wind systems and the other part is the departure wind system (observational wind minus annual mean wind). Wang and You suppose the first part represents the atmospheric response to the orographically induced large scale stationary disturbances, and the second part represents the atmospheric response to the heating contrast among oceans and continents. The second part can be considered as the monsoon.

In this paper, the annual variation of the monsoon in the Asia, Africa, Australia and Indonesia with the above second part of the tropospheric wind systems was discussed.

Keywords monsoon, annual variation

*Department of Atmospheric Science