第37卷 第2期　　气 象 学 报　　Vol. 37, No. 2
1979 年 9 月　　ACTA METEOROLOGICA SINICA　　Sept., 1979

南北半球大气环流与气候的相互作用*

赵宗慈　王绍武

（北 京 大 学）

提　　要

本文研究了冬半球大气环流对夏半球热带气旋及降水的影响。发现近百年北大西洋、北太平洋、北印度洋热带气旋数的变化分别与南大西洋高压、澳洲高压以及南印度洋高压的强弱有明显的关系。南半球澳洲附近、南太平洋、南印度洋的热带气旋数的变化与北半球亚洲大陆的冷空气活动有密切的联系。

冬半球的环流对夏半球降水的影响也很显著。我国旱涝与澳洲高压强度相关密切，而南半球印尼及澳洲附近的降水则与北半球西伯利亚高压的强度和位置的变化有较密切的联系。

在两个半球的相互作用中，冬半球经常处于主动的地位，而夏半球的气候则深受其影响。并且在东亚到澳洲一带这种两个半球间的作用最为活跃。

一、引　　言

南北半球之间有空气质量交换，早已是众所周知的事实了。实际上，两个半球之间的物理过程的联系远不止于此。穿越赤道的经圈环流还起着输送热量与水汽的重要作用。不少工作已经证实，两个半球之间的天气过程亦有密切关系。早在本世纪30年代，我国李宪之[1-3]以及日本荒川秀俊[4]就已注意到南半球冷空气活动与北半球台风生成的关系，提出南北太平洋热带飓风的成因与另一半球寒潮有关；50年代，上海中心气象台[5]进一步证实了这个看法。涂长望[6]在长期预报的研究中指出，南方涛动与我国长期天气有密切关系。徐淑英、郭其蕴等人[7,8]研究了澳大利亚冷空气活动与我国季风爆发的联系。徐群[9]发现冬春南方涛动对初夏东亚环流及长江中、下游入梅迟早有较好的关系。纳米阿斯[10]（J. Namias）注意到北半球大气环流对巴西东北部干旱的影响，提出半球之间环流和天气的相互作用是由于哈得来环流位置的变化而产生的。

天气过程的空间尺度与时间尺度有密切关系，预报的时间愈长，所考虑的范围也应该愈广。数值试验已经证实[11]，做1周的预报，全球模式已经比半球模式为佳。做季度到一年以上的预报，显然就更需要从全球角度考虑了。特别对我国这样一个在中、低纬有广阔领土的国家，研究南半球的影响自然更为重要。

由于本文主要目的是为了改进长期与超长期预报以及研究短期气候变化的原因，所以我们着重研究一年以上的时间尺度的过程，即从短期气候变化角度来分析两个半球大气环流与气候的相互作用的问题。

* 本文于1979年1月17日收到

二、冬半球环流对夏半球热带气旋的影响

热带气旋的产生、活动主要在低纬度地区，这里距另一个半球最近，显然应该与另一个半球的大气环流有更密切的联系。况且如上所述，已有一些作者发现了若干线索。

我们先来研究南半球冬季(7 月)大气环流对北半球热带气旋活动的影响。这里分析的北半球热带气旋主要有三个方面：(1) 北大西洋热带气旋数 (1871—1963 年)[12] 及北大西洋飓风数[12]；(2) 西北太平洋编号台风数 (1884—1955 年) 及登陆我国台风数 (1884—1955 年)[13]；(3) 孟加拉湾风暴数(1890—1971 年)[14]及印度低压数(1891—1970 年)[15]。近期台风及热带气旋数根据中央气象台资料及美国天气月刊补足。

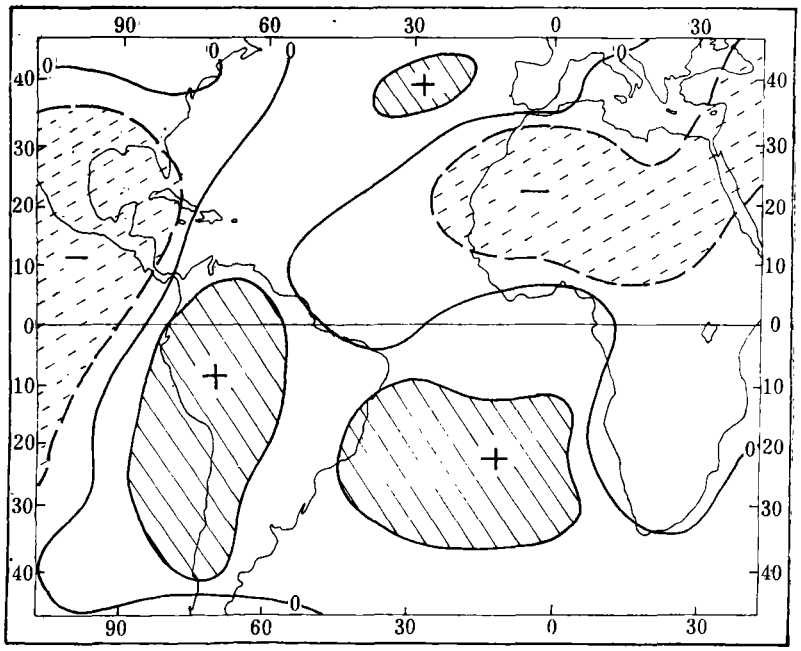
首先分析北半球热带气旋近百年来的变化规律，对以上诸资料分别作功率谱分析。表 1 给出北半球热带气旋数的前 5 个明显周期，黑体字表示该周期超过 95% 信度界限。从表 1 看到，北半球各地区热带气旋数存在较明显的 80—100 年左右的长周期，还存在

表 1　北半球各地区热带气旋数的前 5 个明显周期(年)

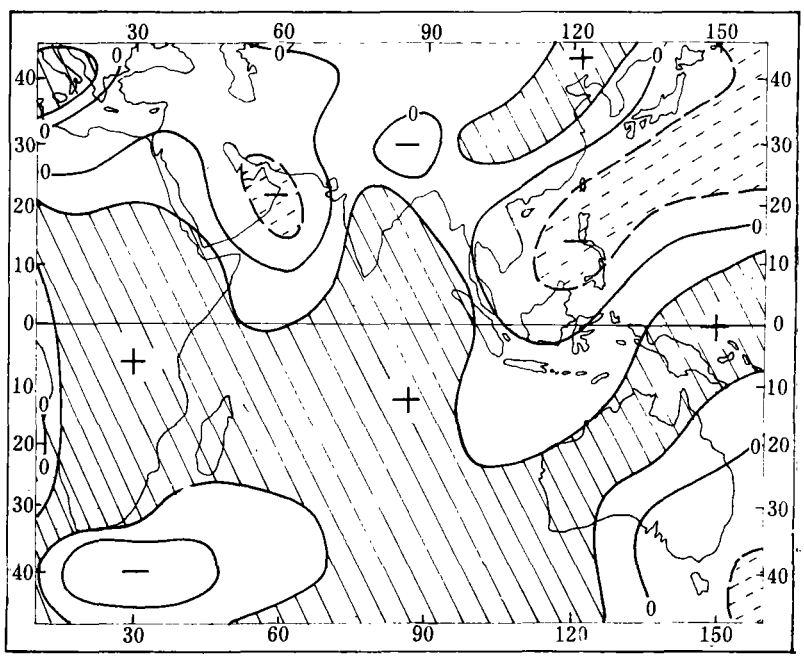
名　　称	明　显　周　期				
	1	2	3	4	5
北大西洋热带气旋数	**100.00**	50.00	>100.00	**2.50**	9.09
北大西洋飓风数	**84.00**	**>100.00**	2.47	2.55	42.00
西太平洋编号台风数	86.00	**14.33**	>100.00	43.00	17.20
西太平洋登陆台风数	**17.20**	**14.33**	21.50	**7.17**	28.67
孟加拉湾风暴数	**40.00**	**80.00**	4.71	**4.44**	**2.42**
印度低压数	**80.00**	**40.00**	>100.00	**26.67**	**2.50**

2—3 年左右的短周期。而西太平洋编号、登陆台风个数，以 14—22 年左右的周期为主。孟加拉湾风暴及印度低压个数，尚存在 40 年左右的周期。需要说明，由于资料年限不够长，因此这里得到的长周期的长度不能认为是很准确的，只能大致说有 80—100 年左右的变化或笼统的称之为世纪周期。

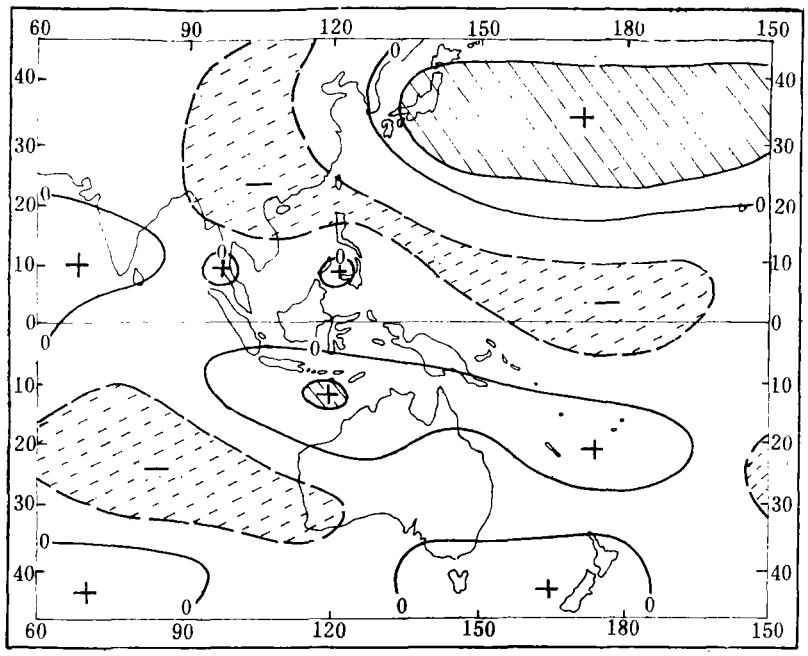
近百年来，北半球各地区热带气旋数的这种变化规律与南半球大气环流有什么关系呢？我们计算了近百年北半球各地区热带气旋数与 7 月全球海平面气压场之间的相关系数。全球海平面气压场取 50°S—70°N，经度、纬度间隔分别取 10°，共有 468 个网格点。热带气旋数用的是年总数，分析表明，其长期变化规律与 7 月次数变化规律基本一致。由于有些区域 7 月次数太少，代表性较差，而年总数一般代表性更好一些，因此取热带气旋年总数与 7 月海平面气压场计算相关。计算的相关包括原序列的相关、2—3 年周期部份的相关以及除去 2—3 年周期后的长期序列的相关三部份，以下简称为原序列相关、短期相关及长期相关，计算方法及原理见文献 [16]。图 1 *a*—*c* 给出北半球热带气旋数与 7 月全球海平面气压场的三张长期相关图。从图 1 *a* 看到，北大西洋热带气旋数与南大西洋及南美地区气压为正相关，其正相关中心达到 +0.41；而与赤道大西洋—非洲北部区域的气压呈负相关，其中心达到 −0.47。即当南大西洋高压偏强(气压偏高)，相应的赤道大西洋—非洲北部赤道辐合带加强(气压偏低)，北大西洋热带气旋数偏多；反之偏少。北大西洋飓风数的情况亦类似。由图 1 *b* 看到，印度低压数与南印度洋地区



1 *a* 北大西洋热带气旋数与气压相关分布



1 *b* 印度低压数与气压相关分布



1c 西北太平洋编号台风数与气压相关分布

图 1　北半球各地区热带气旋数与 7 月全球海平面气压场长期相关

（实斜线区相关＞0.20，虚斜线区相关＜－0.20，均达到 5%信度）

气压为正相关，其中心达到＋0.55。由此表明，当南印度洋高压偏强(气压偏高)时，印度低压数偏多；反之偏少。孟加拉湾风暴数与气压的关系也大致如此。另外，从图 1c 看到，西北太平洋编号台风数和澳洲北部到印尼地区气压呈正相关，其中心为＋0.23；而与赤道中、西太平洋地区气压呈负相关，中心达－0.26。这说明当澳洲高压较强（气压偏高），相应的赤道西、中太平洋赤道辐合带强时(气压偏低)，西太平洋编号台风个数偏多；反之偏少。西太平洋登陆我国台风数的关系亦与之相象。

短期相关图表明(图略)，相关系数均较小，且分布较零乱。

以上分析说明，南半球大气环流对北半球各地区热带气旋数的长期变化影响较大，而对短期变化的影响则较小。

下面再分析北半球冬季大气环流对南半球热带气旋数的影响。我们选取澳洲及周围水域(100—160°E)的飓风资料(1871—1922 年)、南太平洋(160°E—140°W)的飓风资料(1871—1922 年)以及南印度洋毛里求斯岛附近(50—70°E)的热带气旋数(1871—1920 年)[17]。

类似北半球的分析，分别计算了自 1871—1920 年 12—2 月南太平洋飓风数、澳洲飓风数、南印度洋热带气旋数[17]与全球 1 月海平面气压场的相关。由于 1 月单个月份南半球三个区域的飓风数太少，代表性不好，而 1 月变化趋势与 12—2 月变化趋势一致，因此我们在计算中选用 12—2 月的飓风总数。计算相关仍然是分长期、短期与原序列三部份。计算的长期相关分布表明，三个区域与北半球东亚地区环流都有明显的正相关，其

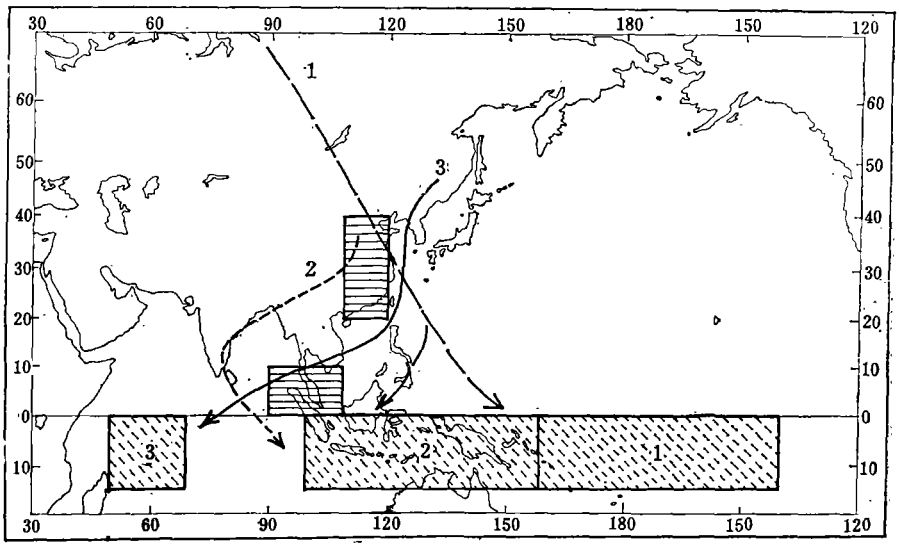


图 2 南半球飓风(斜虚线区)与北半球正相关大的区域(用箭头表示)示意图(横实线区为 CL 指数区)

中心相关系数达到 5% 的信度标准。将其正相关最大的区域用箭头表示，图 2 给出三个南半球区域飓风数与北半球东亚环流的正相关概略情况。从图 2 看到，与澳洲飓风数正相关明显的区域在我国东部到印度、印尼一带(如箭头所示)，其相关中心（相关图略，下同）分别为＋0.51 与＋0.53；与南太平洋飓风数正相关明显的区域，即自苏联北部到我国东部及印尼大范围区域，其相关中心分别为＋0.43 与＋0.48；与南印度洋热带气旋数正相关明显的区域，从日本到我国东部及中印半岛一带，其正相关中心为＋0.32。综上所述，南半球这三个区域的飓风数与东亚环流关系密切，当东亚大范围气压正距平(即气压高)时，相应的冷空气活动强，向南扩散明显，南印度洋、南太平洋及澳洲附近的飓风数多；反之则少。

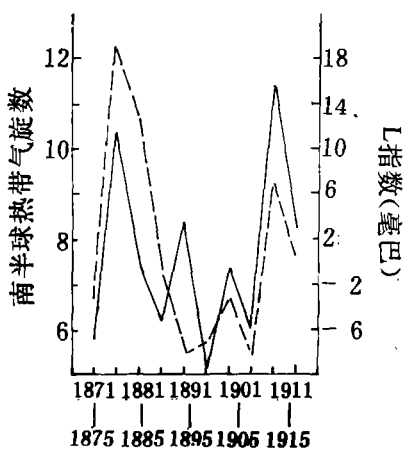


图 3 南半球飓风数(实线)与北半球 "CL 指数"(虚线)5 年平均曲线
(图中L 指数应为LC指数)

为进一步表明南半球飓风数与东亚环流的关系，我们将南印度洋、澳洲水域、南太平洋三个区域的飓风数求和，以表示自南印度洋到南太平洋范围内的飓风总数，简称南半球飓风数。东亚环流场取与南半球飓风数正相关系数较大的两个区域，即 20—40° N，110—120° E 和 0—10° N，90—110° E，用这两个区域网格点上气压距平(对 1871—1970 年平均的距平)之和代表冷空气侵入低纬的强度，简称 CL 指数。图 3 给出南半球飓风数以及 "CL 指数" 的每 5 年平均值的变化曲线，两条曲线变化趋势基本一致；即当 "CL 指数" 愈大时，相应的南半球飓风数愈多，反之亦然。

通过以上冬半球环流与夏半球热带气旋数相关联系的分析，说明当冬半球冷空气活跃时，则夏半球热带气旋数增加。从东亚、西太平洋到澳洲一带，南北半球热带气旋均较活跃，相应南北半球的冷空气活动亦较强烈；这里，一个半球的冷空气活动与另一个半球的热带气旋活动关系亦较为密切。

三、冬半球环流对夏半球降水的影响

冬半球寒潮从极地爆发，强冷空气南侵，其影响不但可达到本半球的低纬度，而且可以越过赤道影响到另一半球。而另一半球正是夏季，这样就容易造成另一半球夏季降水增加。李宪之[8]和纳米阿斯[10]先后通过个例分析，都研究过北半球强寒潮对南半球降水的影响。所以，我们从短期气候变化的角度来研究冬半球环流对夏半球降水的作用。

澳大利亚附近是南半球冬季冷空气活跃的地区，澳洲附近的大气环流对我国旱涝是否有影响？选取 20—30°S，120—150°E 范围 7 月海平面气压场各网格点的气压和（经度、纬度间隔 10°）代表澳大利亚高压强度，简称澳高强度。作 7 月澳高强度的功率谱分析，发现存在 3.55 年及 15.71 年周期，都达到 95%信度界限。在作我国 100°E 以东 100 个站近百年（1871—1970 年）旱涝功率谱分析时，发现我国 3.55 年周期的较大谱值分布在东北及华北地区，另外在西南及华东、华南沿海也较大；而 15.71 年周期，主要在我国西部及华南一带。计算近百年 7 月澳高强度与我国 100 个站逐站旱涝的相关系数，仍然分别计算原序列、长期及短期三部份的相关。图 4 给出长期变化相关系数分布。从图 4 看到，在长期变化中澳高强度与我国北方大部份地区是正相关，其中东北地

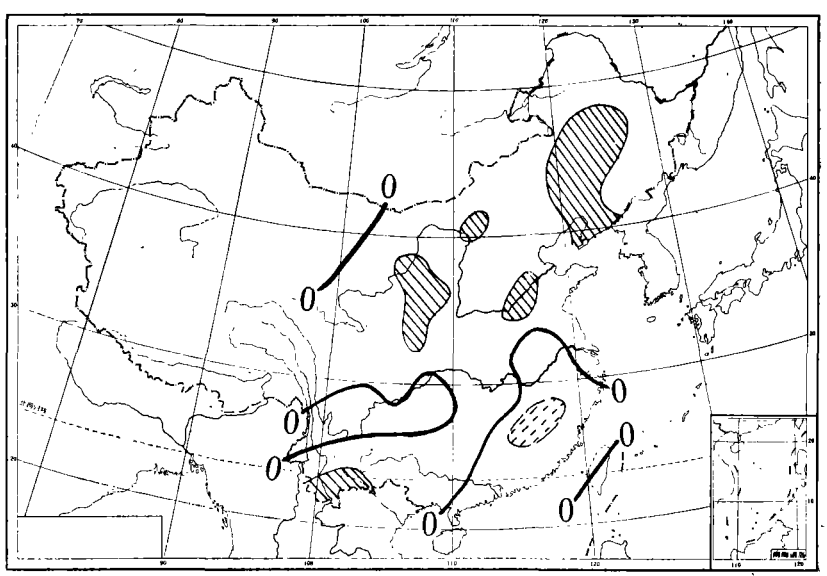


图 4　7 月澳高强度与我国旱涝的长期相关
（斜实线区相关＞0.20，斜虚线区相关＜-0.20，均达到 5%的信度）

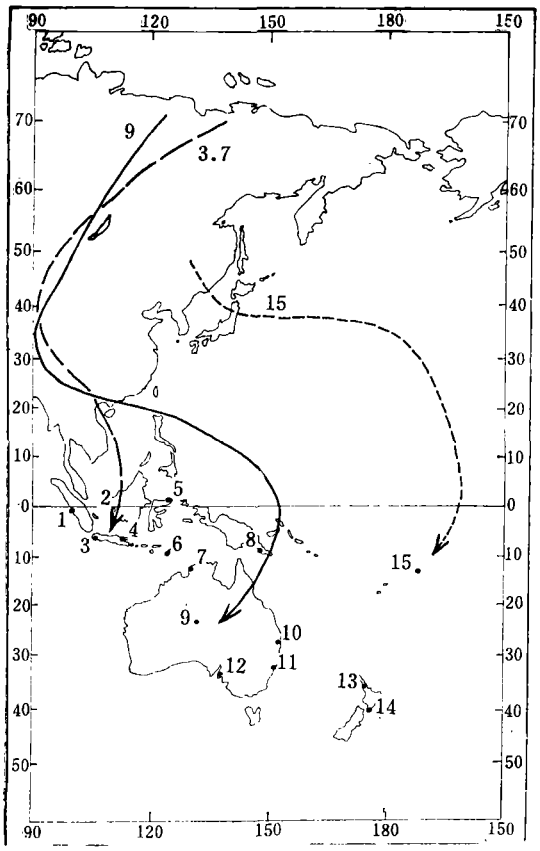


图 5 影响澳洲及附近地区降水的冷空气路径
(数字为站点代号，地名见表 2)

区的正中心达＋0.40，河套地区的正相关中心达＋0.33；而与我国南方地区呈负相关，中心达－0.29，均达到 5% 信度标准。由于旱涝级别的 1 级为涝、5 级为旱，亦即当澳高强时，也就是南半球澳洲附近的冷空气活动强时，相应在我国北方大部地区易出现偏旱，而南方易出现偏涝；反之亦然。短期变化部份（图略）关系，不如长期变化明显。

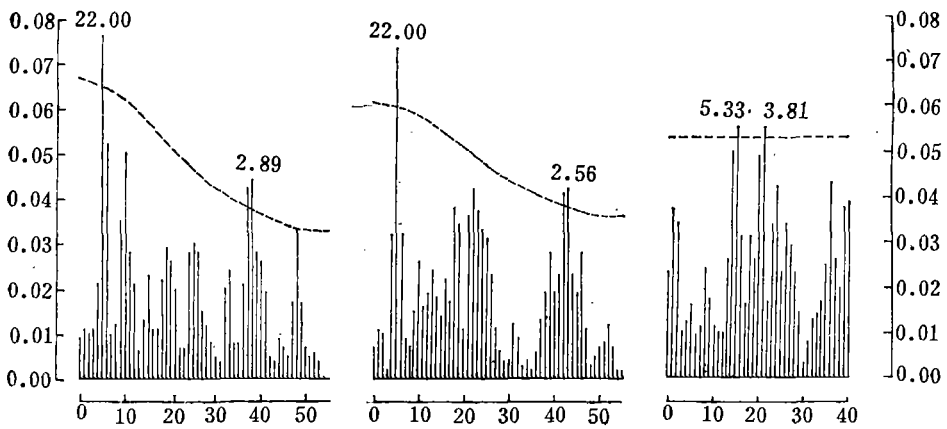
中国科学院地理研究所[18]等单位曾发现西太平洋副高存在较明显的 3 年半左右的周期，而副高与我国旱涝有明显相关。上述澳高强度亦存在 3.55 年左右的周期，这说明澳高强度与西太平洋副高之间也可能有一定联系。但是，3 年半周期究竟反映了什么样的环流机制，这还需要进一步研究。

下面，再看北半球环流对南半球降水的影响。我们着重分析了 1 月北半球环流对澳洲及附近地区降水的作用。选取澳洲及附近 15 个站（见图 5）的近百年 1 月降水资料[19,20]，个别站个别年的资料缺测则用邻近站插补，分别计算其功率谱。表 2 给出每个站前 5 个明显周期，黑体字表示该周期超过 95% 信度界限。图 6 给出其中 3 个站的 1 月降水量功率谱。从功率谱分析中发现，在印度尼西亚西部及澳洲北部、中部地区存在较明显的 22 年周期。表 2 及图 6 *a*, 6 *b* 表明，在澳洲及印尼附近存在明显的 22 年周期，其谱值大大超过 95%信度界限，其次还存在 2—3 年左右的周期；其中，图 6 *a* 是用印尼雅加达与澳洲达尔文两站 1 月降水量的平均值来代表该地区 1 月降水的一般状况。远在太平洋上的阿批亚(见图 6 *c*)，则只有 3—5 年左右的周期超过 95%信度界限，已不具有较明显的 22 年左右的周期。由此说明，在南半球中太平洋附近的降水变化规律与印尼、澳大利亚地区已有很大不同。

根据作者以前的研究工作[21]，1 月东亚大气活动中心存在 22 年左右的周期，这提示我们考虑东亚大气活动中心与南半球澳洲及附近降水是否存在一定联系。将近百年 1 月西伯利亚高压中心强度及南北位置作功率谱分析发现，1 月西伯利亚高压中心强度存在 22 年周期，其谱值超过 95% 的信度界限；1 月西伯利亚高压南北位置亦存在 2—3 年左右的周期，同样超过了 95% 的信度界限。由此说明，近百年 1 月西伯利亚高压中心强度及南北位置的主要周期与同期赤道印尼及南半球澳洲降水的主要周期基本一致。分析其长期变化发现，当西伯利亚高压强且中心位置偏南时，即北半球冷空气强且

表 2　澳洲、印尼 15 个站前 5 个明显周期

站号	站名	明显周期					资料长度	年数
		1	2	3	4	5		
1	巴东	**3.00**	**3.13**	3.27	3.43	2.88	1879—1960	82
2	坤甸	**2.48**	**18.00**	**2.57**	24.00	8.00	1879—1960	82
3	雅加达	**2.89**	11.00	22.00	2.82	12.22	1871—1970	100
4	巴苏鲁安	22.00	44.00	>100.00	7.33	2.59	1901—1960	60
5	安波那	**2.88**	**6.55**	**6.00**	2.18	2.77	1880—1962	83
6	古邦	**3.13**	5.54	12.00	2.12	24.00	1880—1962	83
7	达尔文	3.06	2.68	2.97	22.00	4.40	1871—1970	100
8	莫尔兹比	**3.60**	2.18	2.12	3.43	3.79	1891—1960	70
9	阿利斯-斯普林斯	**22.00**	5.00	**2.56**	**2.62**	6.11	1871—1970	100
10	布里斯班	**2.68**	3.33	3.93	4.07	3.79	1871—1970	100
11	悉尼	9.17	10.00	2.50	27.50	3.44	1871—1970	100
12	阿德雷德	4.58	18.33	4.78	2.50	4.07	1871—1970	100
13	奥克兰	**2.08**	22.00	5.24	7.86	5.50	1871—1970	100
14	惠灵顿	**2.56**	**2.16**	**2.20**	2.62	2.68	1871—1970	100
15	阿批亚	5.33	3.81	5.71	4.00	2.22	1890—1970	87
$\frac{3+7}{2}$	雅加达与达尔文的降水量平均值	**22.00**	18.33	11.00	**2.89**	**2.97**	1871—1970	100



6a 雅加达与达尔文站平均降水量　　6b 阿利斯-斯普林斯站降水量　　6c 阿批亚站降水量

图 6　1 月南半球一些站降水量功率谱

势力偏南时，则其影响可达印尼西部及澳洲北部、中部地区，使降水偏多。而在印尼东部、澳洲东部及中太平洋上，受西伯利亚高压的影响已较小了。

1 月东亚环流与南半球降水的 22 年周期，还可以用图 7 加以说明。图 7 给出，1 月西伯利亚高压强度、1 月我国东北气温级别(1 级暖、5 级冷)及 1 月南半球雅加达与达尔文两站降水量的平均值。这三者分别按太阳活动 22 年周期排列的平均变化情况，排表方法见文献[22]，但主高年与次高年位置的画法与[22]不同。图中曲线给出的是三年加权滑

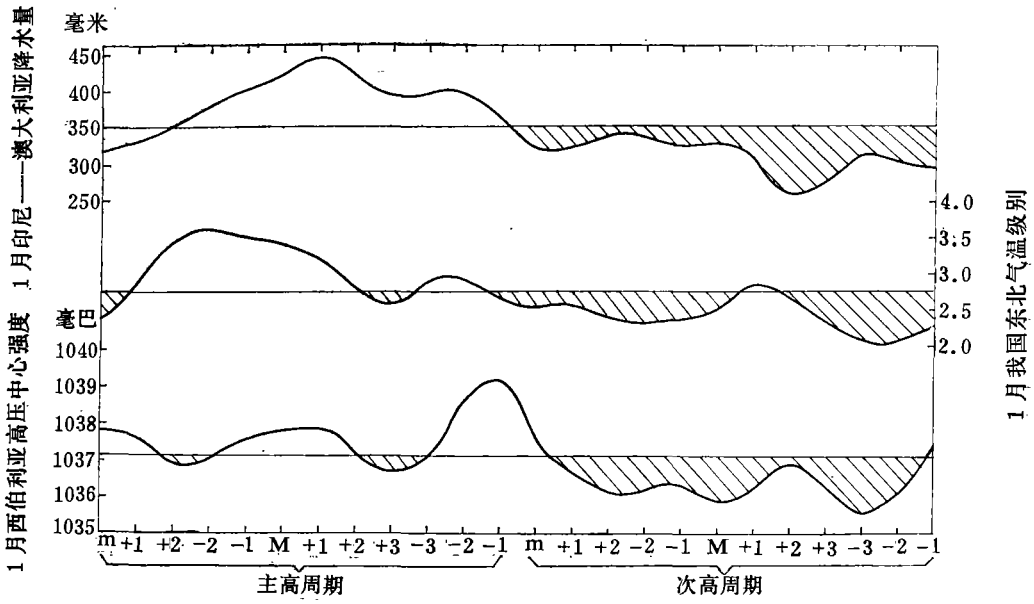


图 7 22年加权滑动平均曲线

a 1月西伯利亚高压强度（图下曲线）

b 1月我国东北气温级别（图中曲线）

c 1月雅加达与达尔文的降水量平均值（图上曲线）

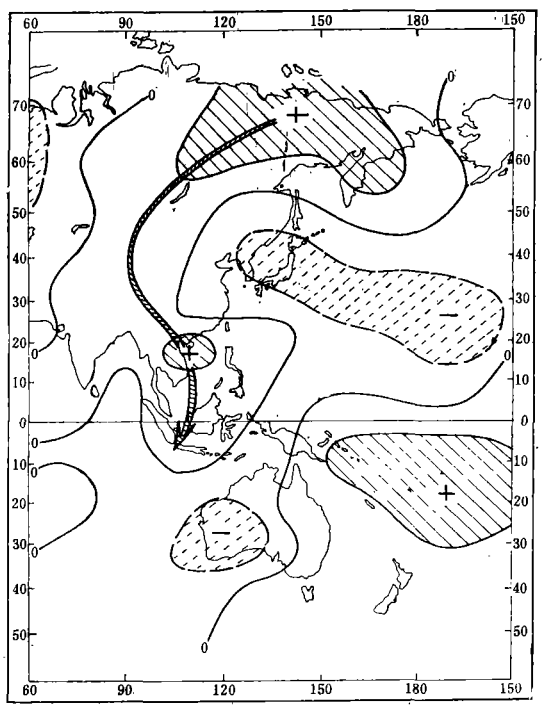


图 8 1月雅加达和达尔文降水量平均值与全球海平面气压场长期相关

（实斜线区相关>0.20，虚斜线区相关<−0.20，均达到5%信度。箭头为最大正相关带）

动平均曲线，权重值是1，2，1。从图7看到，三条曲线的变化趋势基本上是一致的。即在太阳黑子活动次高年所在的11年周期，1月西伯利亚高压强度偏弱，代表东亚冷空气活动强弱的我国东北1月气温级别在该段偏低（即偏暖），相应在南半球澳洲附近降水量偏少；而在主高年所在的11年周期，1月西伯利亚高压偏强，我国东北气温级别偏高（即偏冷），相应在南半球澳洲附近降水量偏多。

为进一步研究1月印尼及澳洲附近降水与同时北半球大气环流的关系，我们分别计算了1月以上15个站降水量与全球大气环流的相关，仍然分成长期、短期、原序列三部份计算相关。从45张图上得到的共同特点是，各站降水量与本站及附近的海平面气压相关系数并不大。这15个站与1月海平面气压长期相关明显的区域，大致可归纳为

以下三种情况：第一种情况，在赤道附近站的降水量与赤道中、东太平洋地区正相关明显，相关系数达到5%的信度标准，而与赤道西太平洋到赤道印度洋地区环流呈负相关，其相关系数亦达到5%信度标准，在赤道这种东西方向的分布正反映了沃克环流在赤道地区降水中的作用（图略）；第二种情况，印尼及澳洲北部、中部附近地区各站1月降水量与东亚地区大气环流呈正相关，相关系数达到5%信度标准。图8给出雅加达和达尔文两站降水量平均值与全球大气环流的长期相关。由此再次说明，当1月东亚地面大范围正距平，正是西伯利亚高压强时，即东亚冷空气活动多时，相应在澳洲及其附近区域1月降水量偏多，表明北半球环流对南半球降水有一定影响；第三种情况，新西兰及中太平洋地区站的降水量，主要是与北半球我国东部、日本及北太平洋中部环流呈正相关，其相关系数达到5%信度标准。综合上述，在图5中的箭头曲线，分别给出南半球雅加达和达尔文（第3，7站）平均降水量、阿利斯-斯普林斯（第9站）以及阿批亚（第15站）降水量与东亚及北太平洋环流正相关大的区域。从图5可以形象地看出影响南半球印尼、澳洲附近以及南太平洋中部1月降水的东亚冷空气活动路径。

以上分析说明，南半球澳洲及附近地区夏季降水量与北半球冬季东亚大气环流有较密切关系。

四、结　束　语

通过对冬半球环流及冷空气活动与夏半球热带气旋及降水联系的初步分析，可以得出结论：南北半球的相互作用在短期气候变化中是很重要的。因此，我们在研究北半球短期气候变化以及作长期预报、超长期预报时，应充分考虑南半球大气环流的作用。

以上诸事实说明，在两个半球的相互作用中，冷空气的活动是一个积极的因素。冷空气活动来自冬半球高纬，当其向低纬度爆发时，可影响到另一个半球，这是一个非常值得研究的课题。尤其要重视的是，南北半球间的相互作用在东亚到澳洲一带最为显著。

自然，我们的工作主要是揭示了在短期气候变化中南北半球相互作用的重要性。而这种作用的物理机制，还有待于进一步的研究。如何在做长期预报及超长期预报中加以考虑，也是一个需要探讨的问题。

参　考　文　献

[1] 李宪之，台风的研究，中国近代科学论著丛刊——气象学，科学出版社，1955年.

[2] 李宪之，台风生成的综合学说，气象学报，27 (1956)，第2期.

[3] 李宪之，东亚寒潮侵袭的研究，中国近代科学论著丛刊——气象学，科学出版社，1955年.

[4] 荒川秀俊，南北太平洋の熱帯颶风の發生は他の半球におてる寒波に關係す，氣象集誌，第二辑第十八卷(1940)第一号.

[5] 上海中心气象台，太平洋台风的发生、发展和赤道天气图的应用，天气月刊，1958年11号.

[6] 涂长望，中国天气与世界大气的浪动及其长期预告中国夏季旱涝的应用，中国近代科学论著丛刊——气象学，科学出版社，1955年.

[7] 徐淑英、郭其蕴、许孟英，我国夏季风盛行时南亚的环流特征，地理集刊，第六号1963年.

[8] 郭其蕴，南北半球的天气过程在亚洲夏季风发展中的作用，地理集刊，第九号1965年.

[9] 徐群，冬春南方涛动对初夏东亚环流和长江中、下游入梅迟早的影响，1975年长江流域长期水文气象学报讨论会技术经验交流文集，1975年142—153.

[10] J. Namias, Influence of northern hemisphere general circulation on drought in Northeast Brazil *Tellus*, **24**, (1972) 336—343.

[11] J. Smagorinsky, Problems and promises of deterministic extended range forecasting, *Bul. Amer. Meteor. Soc.*, **50** (1969), 286—311.

[12] G. W. Cry, Tropical cyclones of the North Atlantic Ocean, Washington, D. C., 1965.
[13] 高由禧、曾佑思，台风的路径图及其一些统计，科学出版社，1957年.
[14] V. K. Raghavendra, A statistical analysis of the number of tropical storms and depressions in the Bay of Bengal during 1890 to 1969, *India J. Met. Geophys.*, **24** (1973), 125—130.
[15] Y. P. Rao, Southerast Monsoon, India Meteorological Department, 1976.
[16] 王绍武、赵宗慈，我国旱涝36年周期及其产生的机制，气象学报，**37** (1979)，64—73.
[17] S. S. Visher, Tropical cyclones in Australia and the South Pacific and Indian Oceans, *Mon. Wea. Rev.*, **50** (1922), 288—295.
[18] 中国科学院地理研究所长期组，热带海洋对副热带高压长期变化的影响及预报试验，1976年全国长期天气预报经验交流会技术材料选编，1976年，164—171.
[19] World Weather Records, 1871—1960.
[20] Monthly climatic data for the world, 1961—1977.
[21] 王绍武，东亚大气活动中心的多年变化与我国的气候振动，气象学报，**32** (1962)，19—36.
[22] 北京大学地球物理系气象教研室，天气分析与预报，科学出版社，1975年.

INTERACTIONS BETWEEN THE CIRCULATION AND CLIMATE IN NORTHERN AND SOUTHERN HEMISPHERES

Zhao Zong-ci Wang Shao-wu
(Peking University)

Abstract

In this article the influence of winter hemispheric circulation on the tropical cyclone and rainfall in summer hemisphere are investigated with special reference to the short range climatic change. It is found that the change of frequency of tropical cyclone on Atlantic, Western Pacific and Indian oceans is clearly related to the intensity of anticyclone in the southern hemisphere. On the other hand the change of frequences of tropical cyclone on the southern hemisphere is associated with the strength of the cold air in northern hemisphere. A relationship exists between the rainfall in the summer hemisphere and the circulation in the winter hemisphere. The droughts and floods over China are closely correlated with Australian high pressure, and the rainfall over Indonesia and Australia seems to be linked with the activity of Siberia high pressure.

It is deduced that in the interactions between hemispheres, winter hemisphere often play a active part, thus it exerts a deep influence on the climate in the summer hemisphere especially with respect to the short range climatic change. It shows that the interactions between both hemispheric circulations and climate is most active in Eastern Asia.