

关于中国季风性质的几个问题

张家诚

(中央气象局气象科学研究所)

提 要

在本文里讨论了下列四个问题:

1. 季风的分布. 用季风指数的分布说明我国东南部分是季风最强的区域, 华北季风较弱, 东南沿海也有一条狭窄的季风较弱的地带, 这说明了季风强度的分布是很复杂的.

2. 季风场. 在中印之间发现有一条明显的季风界线存在, 季风界线的产生是与西藏高原的影响分不开的. 对中国和印度季风的物理性质的差异进行了分析, 并从季风观点将中国分为三个不同的气候区域.

3. 季风变换. 季风变换和南支西风急流的形成和消失有密切关系, 对它们有决定性影响的不是西藏高原的动力作用, 而是亚洲大陆的热平衡条件, 后者还决定了整个东亚和太平洋区域大气环流的季节性突变过程.

4. 季风的振动. 季风的强弱经常是在变化的, 利用苏联王根敢 (Г. Я. Вангенгейм) 的环流型对照分析, 发现远东的季风的世纪变程和环流型的世纪变程基本上是相同的.

季风问题是现代天气学与气候学中的最重要问题之一. 研究这个问题对东亚地区尤其有着重要意义, 在这里很多天气气候现象都是与季风相联系的. 但是对季风的研究到目前为止可以说还是十分不够的, 例如至今还没有一个公认的关于季风的理论, 甚至对这个现象本身也还没有一个明确的定义. 在本文里作者只根据个人的见解讨论几个有关季风的个别问题. 同时也必须指出, 本文是在国外条件下写出来的, 对于本国学者的成就了解得十分不够, 所用的资料也极不充分, 一些不正确的观点留待同志们纠正和帮助.

(1) 中国季风的地理分布

讨论季风分布时作者是根据 С. П. Хромов 的季风定义的^[5]: 季风——这是广大地理区域内大气环流的一种状态, 其表现为该区域内每个地方有着明显的盛行风向, 从夏到冬或从冬到夏盛行风向转到相反或接近于相反的方向. 从这样一个观点出发可以把季风的地理分布用季风指数图表示出来. 季风指数是相反季节间盛行风向旋转程度的数量指标, 可以用下式计算*):

$$I = (\Pi_{\alpha} - \Pi_{\beta}) + (\Pi'_{\alpha} - \Pi'_{\beta}),$$

式中的 I 表示季风指数, Π 表示冬季盛行风向的频率(用百分比表示), Π' 表示夏季盛行风向的频率. 在中国地区西北风(华北、西北一带)或东北风(东南一带)一般是冬季盛行风向, 夏季盛行风向一般是南风或东南风. 在 Π 及 Π' 右下角的 α 表示一月, β 表示七月. 以下我们举一个例子以说明公式的用法. 从气候资料上得知, 上海冬季盛行风向是西北

*) 此式是作者根据 M. Schick 所述的原则^[45]写出的.

风,夏季盛行风向是东南风,在一月份西北风的频率(Π_n)为 23%,东南风的频率(Π'_n)为 6%;在七月份西北风的频率(Π_n)为 2%,东南风的频率(Π'_n)为 36%,故 $I = (23 - 2) + (36 - 6) = 51$.

这样的季风指数我們只对 С. П. Хромов 所說的季风区域进行計算,季风区域他认为是大多数台站的冬、夏盛行风向間的差别至少大于 120° 的区域,中国的东南半部就属于这样的区域。然后我們將算出的指数填在图紙上,每隔 20% 繪一根等值綫,即得季风指数图(图 1)。

我們將季风指数图与 С. П. Хромов 的季风分布图进行比较,应该指出,Хромов 的季风强度的計算方法与上述的季风指数有一些不同,他用一月及七月的盛行风频率之和的一半代表季风强度。这种方法与 M. Sckick 的方法在原理上是一样的,只是計算较为粗略一些。Хромов 曾經发表过两张这样的季风图,第一次发表在 1950 年^[4],第二次則是 1956 年^[5](图 2)。Хромов 的两张季风图与我們的季风指数图有着共同的特点,就是季风强度是从我国东南向西北減小的,但是詳細比較起来却有以下差别:

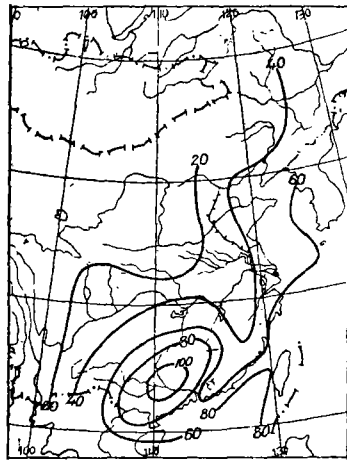


图 1 季风指数图

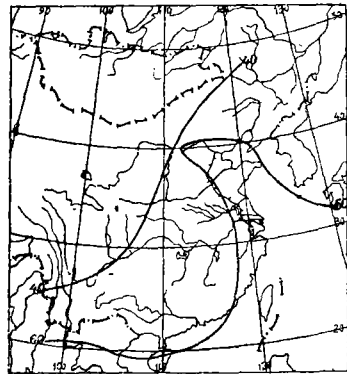


图 2 季风分布图(Хромов 繪制)

第一,在 Хромов 第二张图上华南的季风强度比其附近海面上弱小得多,但是在 Хромов 第一张图上与我們的季风指数图上,华南是季风最强的区域,它比附近的海面上还要强,后二张图可能是比较正确的,因为大家知道,在我国西北及华北是剧烈的大陆性气候区域,在这个区域里,月平均地面气压的年振幅超过 25 个毫巴,这振幅在全半球是最大的(图 3)。可是在中国东南海上振幅并不大,因此中国东南部分应该是气压梯度年变最大的区域,气压梯度方向在一月及七月往往是相反的,因此这一带的季风应该是最强的。

第二,在 Хромов 的第二张图上(图 2),黄河下游是中国大陆上季风最强的区域,这区域的季风在另两张图上却不显著。从天气学观点看来,后者似乎有着较充分的根据。因为黄河下游在冬季接近高压脊綫,而夏季接近暖低中心,所以不可能有比中国东南部更显著的季风。

此外我們还看到一个值得注意的现象,Хромов 由于记录不充分,在他的两张图上都

沒有反映。从图 1 可見在中国东南沿海有一条季风相对弱的地区，其中甚至有个别台站沒有观测到季风現象，例如在香港从一月到七月盛行风向几乎沒有改变，季节变化只是表现在盛行风的頻率上(表 1)。

表 1 香港的盛行风向及其頻率

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
盛行 风 向	E	E	E	E	E	E	E	E	E	E	E	E
頻 率, (%)	51	55	64	63	50	29	28	25	39	48	42	44

由于沒有充分資料，我們也很难确定这些区域的界限，不过由此却可得到一个一般性的結論，就是在所謂季风区域中季风分布也是不均匀的。这种不均匀性的形成，海陆风与地形可能是起了一定的作用，但因資料不够，还很难加以肯定。

另外想提到的是，Хромов 在 1950 年就能正确地表示出中国季风的強度，这自然是他的卓越貢獻，但他 1956 年的图所表示的中国季风情况似乎比 1950 年还要差，自然这不能說明整个 Хромов 对季风的研究是后退了。事实上，我們可以看到 Хромов 的季风理論在这几年中有一个很大的进步，在 1950 年，虽然他进行了对全半球的季风研究，可是他还未明确地将各地区連結起来，作出統一的物理解释。在 1956 年，他向这方向前进了一步^[5]，他将全世界季风划成五带，并結合行星风带的移动来加以解释，华北正好在他的“副热带季风带”的緯度上，所以就被人为地夸大了。

(2) 季 风 場

大家知道，地面单位面积上的气压变化表示該面积上空气柱中质量的变化，而空气质量的变化，对研究季风場的形与演变有着头等重要的意义。В. В. Шулейкин^[6] 首先用这个方法对世界季风場进行了研究，提出了很多极为重要的观点。可是由于当时苏联缺乏足够的中国資料，他对东南亚季风的研究是不够确切的。为了弥补这一缺陷，作者繪制了中国区域月与月之間的及一月与七月之間的多年平均变压图。这种图目前画起来并不困难，因为我們有多年月平均台站高度气压記錄，可以直接計算上述变压。可是 Н. Л. Бызова^[6] 在繪制同样的图时却花費了极大的精力，因为她当时沒有台站高度气压記錄，所以不得不从海平面气候图上把气压訂正到台站高度上来，这在地势高的区域往往极不准确。

同时还应指出的是，使用台站高度变压的方法也并不是很全面的，这方法只能表示空气质量的变化，可是用以分析近地面层的季风現象，却不一定完全恰当。因为拔海高的台站往往超出近地面年变层之上，而具有更高层大气的年变性质，由此看出某些变压場的結構很可能只是反映了高度的不同，不一定代表季风場的特点。因此采用台站高度还是海平面高度，目前还是学术界上爭論的問題。我們采用 Шулейкин 的办法是因为便于与他的方法进行比较，但应该指出上述的差誤。

为了簡短，只比較七月至一月的变压图(图 3, 4)。应该說这两张图具有共同的特点，

即从七月到一月在中国北部有着极大的升压,而升压在我国内蒙及西北却较小,形成一个较小的升压带,这一地带 Шулейкин 称之为“季风界线”, Шулейкин 指出这个季风界线的存在是为了说明界线两边的季风具有不同性质,他认为在界线之北是以冬季风为主,而在

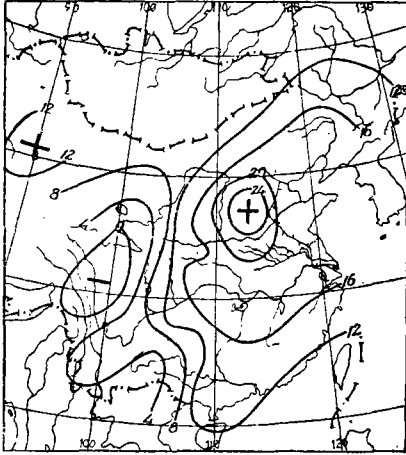


图3 七月至一月变压图

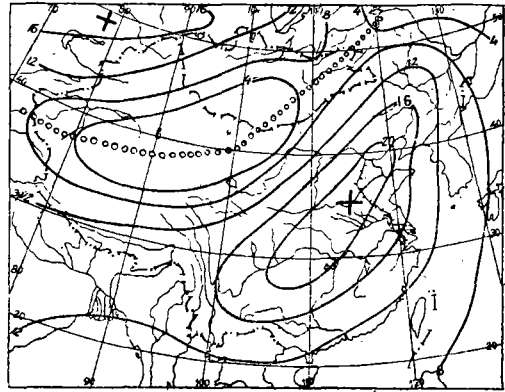


图4 七月至一月变压图(Бызова 繪制)

以南是以夏季风为主。但是在这里 Шулейкин 却似乎把中国和印度同时列入“夏季风为主”的区域中了^[6]。Шулейкин 在作这样的结论时是根据 Бызова 的七月至一月的变压图的,在这张图上由于记录过少和高度订正的关系,并没有清楚表示出在中国和印度之间还有一条极为明显的“季风界线”。从我们的图上看(图3),在中印之间从夏到冬升压不超过三毫巴,局地甚至还有减压,该区多年平均气压年变曲线与中国印度的其它区域比较起来有极大的独特性质(图5)。这一带可称之为中印之间的“季风界线”,它比 Шулейкин 所发现的位于我国西北的“季风界线”还要明显。在 Бызова 的图上(图4),中印却连接成一个季风区域,只是具有两个单独中心而已。同时中印之间的“季风界线”还有以下几个理由说明不仅是海拔高度的影响所形成,而是两个区域季风的性质本质上不同的结果。

第一,在中国冬季风比夏季风强,而不是夏季风比冬季风强,卢鋈先生曾在“中国气候总论”一书中指出过这一事实^[11],因之从冬夏季风强度来看,似乎中国和西伯利亚两区划为一个季风区较好,但中国和印度划为一个季风区却有困难。

第二,中印两个区域的大气热力及动力过程是彼此不同的。在中国冬季冷平流有着头等重要的意义,但在印度冷平流的强度是弱得多的。X. П. Погосян^[7]指出过,冬季在中国高空有两支强大的具有不同热性质的气流辐合,而夏季中国上空的气流却是辐散的。印度上空正好不同,冬季没有这样强大的两支气流会合,而夏季却受赤道辐合带的影响。

第三, Шулейкин 没有提到地形影响,事实上两条季风界线都可能受到海拔高度的影响。此外更重要的是西藏高原的动力影响,据近年来东南亚各国学者研究的结果,发现由于西藏高原的存在,冬季印度上空的气流被迫沿高原边缘折向东南方向,按绝对涡量守恒的原理,向南气流将取得正涡量,因而形成孟加拉湾槽,使中国西南上空多气旋性环流。夏季由于西藏高原位于副热带高压带的纬度,同时又因为高原上受热比四周同高度自由大气为剧,故其东缘(我国西南)以反气旋性环流为主。因此,中国西南动力因子与热力因

子正好是相反的作用,所以使冬夏間变压减少,甚至可能出现相反的符号。这也是形成中印之間季风界綫的原因之一。

为了分析季风場的热力性质,我們繪制了温度相对于緯度平均值的距平图。这个方法也是 Шулейкин^[6] 首先提出用以研究季风場的,按 Шулейкин 的意見,由于冬季热源在海洋,冷源在大陆,在緯向环流的作用下,正距平区表示海洋的影响超过大陆,負距平区表示大陆的影响超过海洋。夏季的情况正好相反,由于热源在大陆,冷源在海洋,故正距平表示大陆影响超过海洋,負距平表示海洋影响超过大陆。在这里应注意到的是 Шулейкин 将各地气温一律換算到海平面高度,这似乎与他在作变压图时将气压一律換算到台站高度有矛盾。在前面我們已提到,这两种办法何者为好,目前还是爭执的問題,但是在作温度距平图时,如果不換算到一定高度就不能进行大范围的比較,在研究空气质量变化时,虽然略去了近地面年变层的影响,还可以看出空气柱里的总质量变化情况。

在我們的图上,夏季(七月)我国全国都是温度正距平,距平值在西北超过 10°C,但在东南却不显著(2°C 以下)。应该說明的是中国夏季正距平并不能在所有地区都說明是大陆影响超过海洋,这尤其在东南部分更是如此。因为在盛夏时不仅在大陆上,而且在北半球大洋的西南部分也是正距平,而更重要的是中国东部在夏季盛行南风,因此热量容易从低緯北运,故可以說夏季中国的东南部分还是以海洋影响为主,但在北部及西部則以大陆影响为主。

冬季(图 6) 中国为負距平所占据,只有西南部分为正距平,故可以說冬季除了西南外,全国都是大陆影响占优势。西南正距平在相应的苏联图上(图 7),由于沒有足够的記

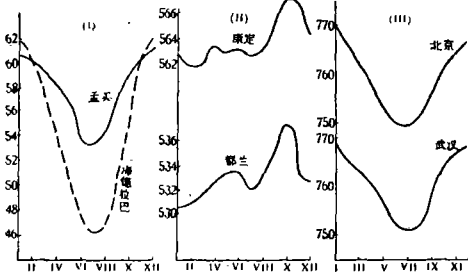


图 5 气压年变曲线

(I) 印度季风区, (II) 季风界綫区, (III) 中国季风区

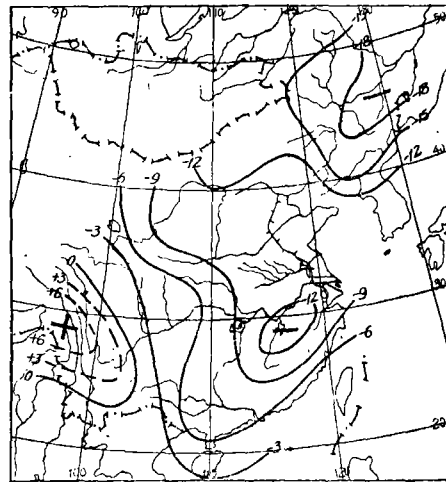


图 6 温度緯圈距平图

录,而沒有反映出来。这一正距平从热力学上指示了季风界綫的位置,它的形成是与孟加拉灣槽前暖平流分不开的。因之从季风观点看来,我国可划为三个不同的区域:

1. 东南及东部沿海。这是典型的季风区域,冬季大陆影响超过海洋影响,夏季海洋影响超过大陆影响。
2. 西南。这是中印間季风界綫区域,冬季海洋影响超过大陆影响,夏季大陆影响超

过海洋影响。

3. 华北及西北。这是大陆性气候区域，这里終年都是以大陆影响为主，此区也是 Шулейкин 所指为中国与西伯利亚之間的“季风界綫”区。

(3) 急流分支問題与季风变换

季风变换問題是整个季风問題中的一个重要环节，据现代东南亚諸国学者研究的結果，得知季风的变换与东亚西风南支急流的建立与消失有着密切的关系。他們正确指出^[10]冬半年在东亚上空存在有两支急流，其一在西藏高原之北，另一条在西藏高原之南，两支急流在日本地区合而为一，并在中国上空形成极强的辐合带，这条辐合带的存在是中国冬季风的形成与維持的重要原因之一。南支急流的建立及消失的时间与季风变换的时间是重合的，M. Rahmatulla^[11] 諸人更令人信服地指出二者之間的机制作用。

因此，我們更进一步研究南支急流的形成及消失过程的物理原因，无疑地对解释季风变换及与其相联系的問題是有重要意义的。

近年来，很多学者^[9,10] 认为西藏高原的动力作用是南支急流形成的主要原因，在冬季西亚急流南移到西藏高原的緯度，它就碰撞着山脉，而分为两支^[9]。换言之，在对流层下部，气流繞过西藏高原而形成南北两支急流^[10]。

如果說西藏高原的动力影响是南支急流形成的主要原因的話，那么也很容易联想到西藏高原的动力作用是东南亚季风变换及其存在的主要原因，否則我們就会否認南支急流与季风間的关系，以前关于季风的观点也需改变。依我們看来，西藏高原的动力影响是急流南支形成与消失的主要原因的看法在实际应用上有以下困难：

第一，如果西藏高原分支作用是形成东亚两支急流的主要原因的話，那么冬半年在西藏高原之西应该只有一支急流，这支急流由于山脉分支影响，在其下游分为两支。但是事实上从 Погосян 的一月份急流頻率图（图 8）上很明显地指出，在西亚冬半年存在着两支

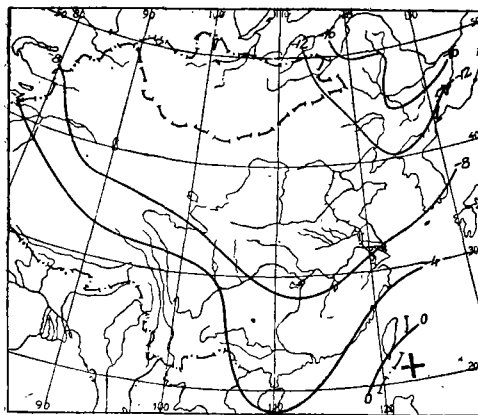


图 7 温度緯圈距平图(Рубинштейн 繪制)

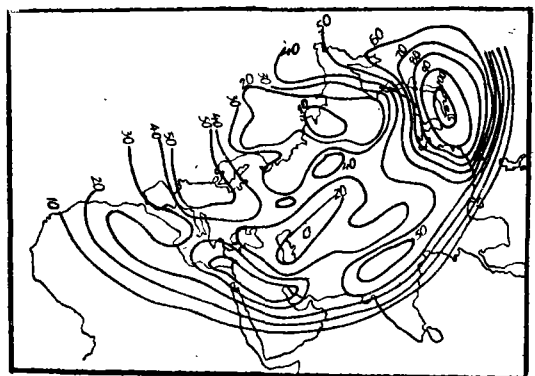


图 8 1956 年 1 月 300 毫巴面上急流頻率图
(X. П. Погосян)

急流，这在一般的高空风速图上也有反映。可以說北支急流和北欧急流相連接而形成一支急流，它与冰洋鋒有密切关系，可以名之为冰洋鋒急流，而南支急流却和北非急流連接为一条急流，这可名之为极鋒急流，这两支急流相当于 Погосян 图上的两条最大急流頻

率带,可是在中亚(即西藏高原北缘),急流频率值却达到最小,如果说分支作用是主要的话,这里也应该和高原南缘一样,急流频率达到最大。象 *Погосян* 图上所表示的这样急

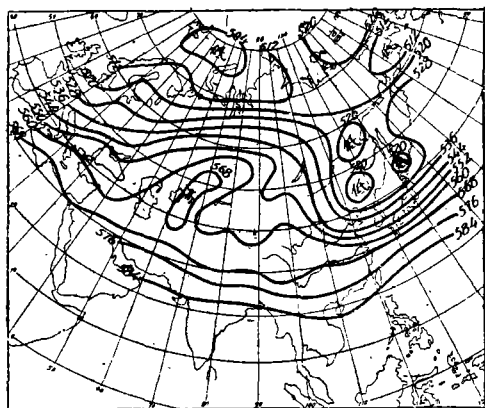


图9 1958年1月22日03时(莫斯科时间)
500毫巴等压面图

流分布在每天图上也是经常出现的(图9)。

第二,如果东亚两支急流主要是因为高原的分支作用而形成的,那么两支急流同时存在的条件就是当西亚急流位于 35° — 43° 北纬的纬带内,因为西藏高原的西部就在这一纬带,否则急流不会与高原相碰,也不会形成分支现象,可是从天气图看来,西亚急流并不是固定在上述纬带,而且往往和它相距很远,可是东亚两支急流在冬季是稳定的,它并不随西亚急流的南北摆动而时有时无,可见它的存在与分支作用间的关系并不是很密切的。

以上两点困难是不利于西藏高原分支作用而形成两支急流这一原理的。那么我们会问,到底南支急流是因为什么原因形成的呢?我们认为南支急流的存在决定于地面热平衡所制约的经度方向上的温度对比的。黄土松^[16]曾经指出,太阳辐射能在地球上分布的经向梯度与急流的存在有着密切关系,这是正确的。为了把这个看法说得更清楚,研究西藏高原以西地区(我们将这区域范围定为东经 35° — 80° ,北纬 20° — 60°)的热条件是十分重要的。这个地区是南支急流的上游,如果冬半年(十一月至次年四月)在 40° N(即西藏高原西部尖端所在的纬度)以南的温度梯度很大,而夏季很小,甚至没有,同时这温度梯度消失和产生的时间也正好与南支急流消失和产生的时间相符合,那么我们就可以用这样的观点来解释南支急流,同时也可以克服上述两个困难。

为此我们利用 M. И. Будыко“热平衡图”上太阳总辐射量的记录,近似地计算出经度方向上的梯度。大家知道,这个区域几乎整个位于大陆之上,属于干燥与半干燥的气候,因此可以认为这里太阳总辐射能的梯度就相当于温度或 $OT_{\text{总}}$ 的梯度,换句话说,它指出了急流和锋带的位置。为了用这样的观点来解释南支急流,我们采用 40° 纬线将该区分为南北两部分(此纬线通过西藏高原西部尖端)。计算结果如下表所示:

表2 太阳总辐射能的经向梯度(35° — 80° E, 20° — 60° N)

单位: 仟卡/平方厘米· 20° 纬距

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
20° — 40° N	8	8	8	6	1	0	0	0	0	6	7	7
40° — 60° N	4	4	4	4	5	6	6	7	8	7	5	4

从表上可知,在夏季(六一九月)南区是没有经向梯度的,因之高原的南方不可能有西风急流。而相反地,在冬季南支急流存在时期(十一月—四月),南区的梯度比北区还要大

一倍,因之西藏高原之南应有一条强大急流存在,过渡月份是五月和十月,而且过渡也是十分急剧的。

还应该指出的是,在五月和十月整个北半球的大气环流都經受一个根本性的改变,很多学者(如 Погосян, 叶篤正等)都指出过,500毫巴等压面形势图在冬半年各月基本上是相似的,在夏半年各月基本上也是相似的,过渡月份也是五月和十月,Гирс的北美—太平洋区的环流型的多年平均频率的年变曲线也是符合这一现象的^[2](表3), M_2 型冬多夏少, M_1 型夏多冬少,过渡时期也是五月和十月。

表3 北美太平洋区环流型多年月平均频率(单位:日)

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
M_2 型	19	20	16	14	11	6	3	4	6	10	15	20
M_1 型	4	4	6	7	9	17	18	13	9	5	3	2

从以上所述可知,南支急流的建立和消失是整个大气环流季节变化的一个环节,它主要是由热平衡所决定的。在这里我想附带还应补充一点,Погосян指出北半球大气环流由冬季过渡到夏季一般是在五月份,而且是从大陆开始的^[7],这个观点可以从热平衡的角度作进一步解释。大家知道,海洋热容量是很大的,温度变化很慢,大陆上热容量小,温度变化很快,因之印度洋北部与亚洲大陆间的温度梯度的变化,主要决定于亚洲大陆上的温度变化。但是大陆上(指西伯利亚和中亚北部)的积雪在四月份才能融化,故五月份以前土壤湿度很大,融雪、蒸发耗热很多,温度升高很慢。五月份土壤变为干燥,地面热容量大为减小,温度迅速上升,很快改变了大陆中心与印度洋北岸的温度对比,因而促使南支急流迅速消失和整个北半球大气环流向夏季形式迅速过渡。因之大陆中心的湿度与温度条件与环流季节变化有密切关系,可惜我们缺乏这方面的详细资料,还无法深入研究。

当然,上面所说的并不否认西藏高原的分支作用,分支作用可能影响到急流的强度,但是它不能决定南支急流的存在。此外西藏高原的存在对冬季中国辐合带的强度和孟加拉槽都有明显的作用,这些都影响到亚洲各地季风的强度和地理分布,因之它还是研究我国季风时不可忽略的重要因素。不过还应提到的是,地形影响正如叶篤正等所指出,具有季节变化,故地形作用应和整个北半球范围内热平衡的季节变化结合起来研究。

(4) 季风的振动

季风并不是抽象的概念,而是与具体天气过程相联系的现象,因之不能仅限于研究多年平均记录,还必须研究每月和每天的资料。在分析这些资料时可以看到,甚至在季风区的中心部分在季风极盛季节(一月和七月)也会有盛行风向及风速的明显距平出现。我们引用表4的记录作为例子。

风速的距平比盛行风向的距平还明显。这些现象说明季风现象在个别年份及个别月、日里经常是在变动的。无疑的,在温度场、气压场、盛行风向场上所反映出的季风距平现象与大气环流形式的距平发展是紧密相联的。故将季风现象与Г. Я. Вангенгейм的环流形式^[2]结合起来研究是合理的,为此我们绘制了表示上述各种现象的积分曲

表 4 广州盛行风及其频率(百分比)(广州季风指数为 84.8%)

年 份		1913	1914	1915	1916	1917	1918	1919	平 均 值
一 月	方 向	N	E	NNE	N	NNE	NNW	N	N
	频 率	32	21	22	23	36	57	25	39
七 月	方 向	E	E	SE	SSE	SSE	SE	E	SE
	频 率	26	21	26	37	22	30	23	36

綫*)。以下我們就分析几根这样的曲綫。

图 10 表示历年一月份上海与长春两地的大风日数的距平值与同期 E 型频率(日数)的距平值的积分曲綫,这三根曲綫彼此是很好的符合的,这就說明风速距平与环流形式有密切的联系。

图 11 表示历年三月份 E 型频率的距平值的积分曲綫,上海气温 5° 出現最終日期(它一般是在三月份)距平值及三月份 5° 出現日数距平值的积分曲綫,这三根曲綫彼此也很好的符合,这就說明热状况的距平与环流形式間的关系。

冬半年寒潮次数的距平也与环流型有密切的关系(图 12),它与 Z 型的距平有正的关系,与 M₂ 的距平有負的关系。这种关系的原因是:寒潮与大气环流形式的变换和西伯利亚、蒙古一带的气旋活动有密切关系,有些学者^[12,7]指出过,寒潮只能在强大气旋的西部爆发。当 M₂ 型出現时,远东主槽比正常情况要发展,并具有很大的稳定性,它妨碍了远东地

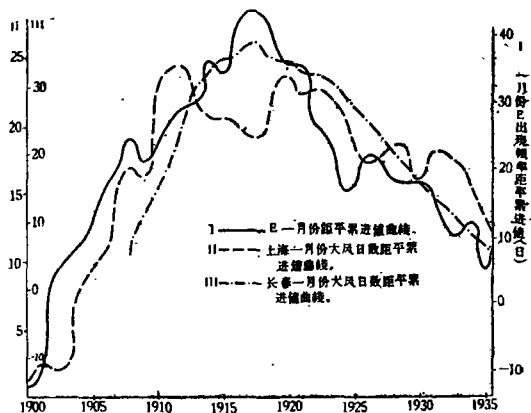


图 10 一月份 E 及大风日数的积分曲綫

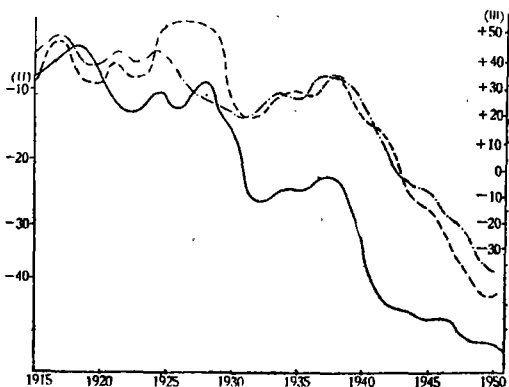


图 11 E 及上海 5° 終日,三月份 <5° 出現日数的积分曲綫 (I)——E.(II)——<5° 的日数,(III)——5° 的終日

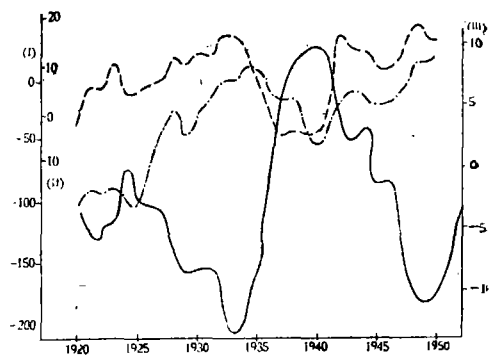


图 12 寒潮及环流型频率的积分曲綫 (I)M₂——,(II)Z——,(III)寒潮——

*) 积分曲綫是一种時間剖面图,横坐标表示時間,直坐标表示所研究要素的距平累进值,曲綫上升表示正距平,下降表示負距平,上升下降的急剧程度表示距平的强度。

区大气环流型的变换。此外,当 M_2 型时,西伯利亚反气旋很发达,大陆上没有显著的气流活动,足以引起寒潮爆发,因此寒潮的频率与 M_2 型的频率间有相反的关系。

以上这些现象证明了环流形式与中国冬季风的活动间的密切关系,这些关系对霜冻、寒潮、大风等现象的长期预告可当作指标使用。夏季风的情况也差不多,这里不必详细叙述了。

此外,还应指出季风强度的变化是有着一定的规律性的,这种规律性不仅反映在与其密切相关的大气环流的规律性上,而且还反映在与其相联系的气象要素变化上。冬季温度变化也反映着季风场的变化。冬季寒潮是季风现象的重要环节之一,它的到来说明了大陆影响的突然加强。一般说来伴随寒潮到来的在高空有一个大槽经过,在槽的西沿有冷空气侵入,而在其东有暖平流,在地面也有相应的冷锋经过,其后有冷平流,其前有暖平流。因之高空和地面温度的时间变化是波状曲线,这也大致表示了冬季风(大陆影响)强度变化的曲线。这样的温度变程可以用 C. П. Хромов 的冷平流及其变性的曲线表示(图 13),但是这还必须加上冷锋前的暖平流与锋后的冷平流,因之最低温度不是在冷锋经过时,而是在冷锋后。冷锋前的温度不一定以平衡温度为极值,它也可以比平衡温度为高。这是与 Хромов 曲线不同的地方(图 13)。

上面谈到过东南亚的夏季风一般在五月份代替冬季风而占优势。为了说明这个重要现象与大气环流形式的关系,我们绘制了印度及日本夏季风爆发日期*)距平值的积分曲线

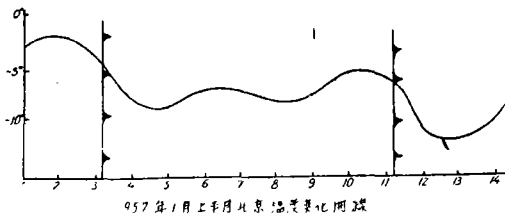
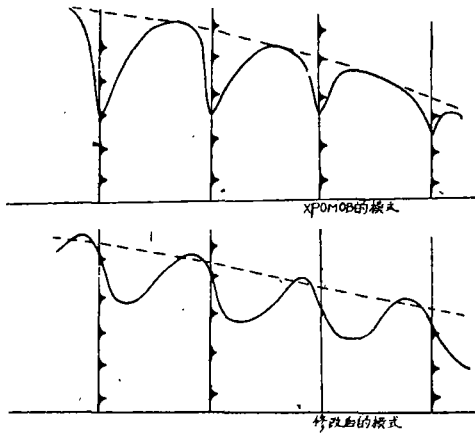


图 13 在有冷空气侵入及其变化性时的温度曲线
冷锋↑↑↑,平衡温度---,温度——

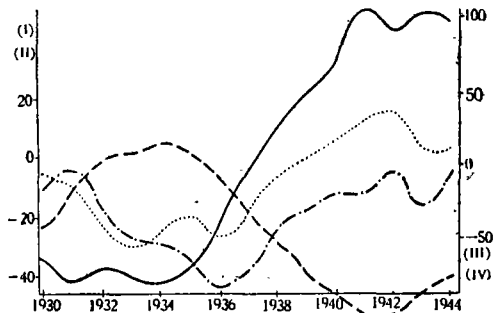


图 14 季风变换日期与环流型的积分曲线
(I) 印度季风..... (II) 日本季风-----
(III) Z 型- - - (IV) M_2 型——

线和同时期四至六月 Z 及 M_2 型距平值的积分曲线(图 14),季风曲线与 M_2 曲线基本上是平行的,但与 Z 曲线基本上却是反相的。它的原因可解释如下:中国和日本一带的冬季风与东亚海岸大槽是有关系的,印度的冬季风与孟加拉湾槽有关系。当季节变换时,这两个槽几乎是同时消失的(或移向别的地区)。远

*) 遗憾的是当时在国外条件下没有找到中国夏季风确立的时间,但如我国及外国一些学者所指出,这个时期和日本及印度季风爆发的时间大致是符合的。

东槽及孟加拉槽的加强是 M_2 型的基本特征之一。因之季风变换日期是依赖于 M_2 型的, 也随着 M_2 型发展的程度在年际间有着变化。 M_2 型一般先变为 Z 型, 再变为 M_1 型, 故 Z 型的频率与季风爆发日期有相反的关系。

在上面我們证明了季风现象与环流形式间的联系。环流型是具有多年变化的^[2], 因之季风也应有多年变化, 作为季风之一环节的寒潮的积分曲线上(图 12)及季风变换日期的积分曲线上都有这样多年变化的反映。在远东区域的多年变化可划分为三个时期, 即: 1924 年至 1934 年, 1934 年至 1940 年及 1940 年至 1950 年。第一及第三个时期的特点是 Z 比正常发达, M_2 则较不发达, 寒潮的频率高于平均值, 夏季风的到来比平均情况为早。第二个时期的特点是: Z 较为不发达, 寒潮频率较低, 夏季风到来较迟。

最后应说明的是, 近代的气象记录证明了 A. И. Воейков^[1] 还在上世紀就已发表的著名见解: “季风是大气环流的组成部分”。本质上季风是大气环流在地球表面的热力和动力性质的不均匀性作用下随着季节而变化的一种特殊表现。近年来在研究大型天气过程、热平衡及动力气象的巨大成就上, 给季风问题的研究开辟了广阔的道路, 这对东亚地区的气候学及天气学的研究是有着重大意义的。

在本文结束之前, 作者认为必要对楊鑑初先生表示深切的谢意, 他阅读了本文的译稿, 并提出了宝贵意见。

参 考 文 献

- [1] Воейков, А. И., Климат области муссонов восточной Азии. *Изв. РГО*, т. XV, 1897.
- [2] Вангенгейм, Г. Я., Основы Макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики. Изд. Главсевморпути, 1952.
- [3] Гирс, А. А., Многолетние преобразования форм атмосферной циркуляции и изучение солнечной активности. *Метеор. и Гидр.*, № 10, 1956.
- [4] Хромов, С. П., Муссон как географическая реальность. *Изв. Всес. геогр. общ.*, т. 82, 1950.
- [5] Хромов, С. П., Муссоны в общей циркуляции атмосферы. В сб. *А. И. Воейков и современные проблемы климатологии*. 1956.
- [6] Шулейкин, В. В., Физика моря. Изд. АН СССР, 1953.
- [7] Погосян, Х. П., *Циркуляция атмосферы*. Гидрометеониздат, 1952.
- [8] Алисов, Б. П., Дроздов, О. А., Рубинштейн, Е. С., *Курс Климатологии*. Гидрометеониздат, 1952.
- [9] Джорджю, В. А., Струйные течения. *Труды Ташкентской Геоф. Обсер.*, вып. 12 (13), 1956.
- [10] Е Ту-чжэн и Гу Чжэнь-чао, Влияние Тибетского нагорья на атмосферную циркуляцию и на погоду Китая. *Изв. АН СССР сер. Геогр.*, 1956, 127—139.
- [11] 卢 鎰: 中国气候总論, 商务印书馆, 1954.
- [12] 陶詩言: 东亚冬半年冷空气活动过程的經驗研究, 中央气象台, 1955.
- [13] 中国气候資料, 中央气象局, 1951.
- [14] Rahmatullah, M., Synoptic aspects of the monsoon circulation and rainfall over Indo-Pakistan. *Jour. of Met.*, 9 (1952), No. 3.
- [15] Schick, M., Die Geographische Verbreitung des Monsuns. *Nova Acta Leopoldina* 16, No. 112, 1953
- [16] 黄土松: 决定大气环流的基本因子, 气象学报, 26 (1955), 第 1—2 合期。

НЕКОТОРЫЕ ВЗГЛЯДЫ НА ПРИРОДУ КИТАЙСКИХ МУССОНОВ

Чжан Цзя-чен

(Центральный метеорологический институт КНР)

Резюме

В настоящей статье рассматриваются следующие Вопросы:

1. *Географическое распределение муссонов.* Составленная автором карта индексов муссонов показала, что в юго-восточном Китае муссоны наиболее развиты. На севере страны интенсивность муссонов очень слаба. Близко к берегу моря юго-восточного Китая находится узкая полоса со сравнительно слабой интенсивностью муссонов. Одним словом, интенсивность муссонов крайне неравномерно распределяется по Китаю. Даже в районе максимальной интенсивности могут наблюдать маленькие "немуссонные" районы.

2. *Поле муссонов.* Между Индией и Китаем существует "муссонораздел". Его возникновение тесно связано с влиянием Тибетского плато. Термические и динамические свойства китайских и индийских муссонов коренным образом отличаются друг от друга. С точки зрения теории муссонов Китай можно разделить в три района (муссонный, континентальный и район муссонораздела).

3. *Смена муссонов.* Смена муссонов и существование южной ветви струйного течения восточной Азии тесно связаны друг с другом и определяются условием теплового баланса подстилающей поверхности Азиатского континента, а не ролью разветвления тибетского плато. Кроме того, тепловой баланс данного района оказывает решающее влияние на сезонные изменения общей циркуляции восточной Азии и Тихого океана.

4. *Аномалия муссонов.* Интенсивность муссонов колеблется со временем и хорошо соответствует эпохальным преобразованиям форм циркуляции атмосферы Г. Я. Вангенгейма.