

长江流域中下游梅雨时期 500 毫巴环流形势的分析*

邹浩 钱自强 朱翠英 强盛清
(上海中心气象台)

提 要

本文对 1954—1962 年 5—7 月 500 毫巴流型作了分析,确定了长江中下游各年的梅雨期,划分了梅雨期 500 毫巴环流型。分析指出,西太平洋副热带高压和东亚上空西风气流的变化,是决定入梅和出梅的重要因素,其中东经 110° 到 125° 之间的副热带高压脊线的变化更重要。当这个脊线从低纬度向北移动,越过北纬 20° 时,梅雨开始,再次北移越过北纬 25° 时,梅雨结束。500 毫巴西风气流的变化是另一个指标。 90°E 上南支强西风消失,东风突然向北推进,是季节转换的标志,这以后,当 115° — 125°E 上南支强西风北撤到北纬 30° 以北时,梅雨开始,再次北撤越过北纬 35° 时,梅雨就结束。

一、前 言

入梅和出梅的预报,是我们在夏收夏种预报服务工作中需要解决的问题。梅雨作为气候上的认识,已有很长的历史。近十多年来,国内很多人^[1-3]通过对高空环流的研究,指出了梅雨时期和梅雨起迄时期亚洲上空大气环流的变化特征。有的根据不同经度上高空风场或西风急流的变化,提出判定入梅和出梅的标志,这些工作对认识梅雨与大气环流季节变化的关系,是很有帮助的。本文通过对 1954—1962 年梅雨形势的研究,划分各年的梅雨时期和梅雨期 500 毫巴环流型,并分析了 500 毫巴西太平洋副热带高压脊和东亚沿海高空大槽的位置变化,以及亚洲 500 毫巴高空风场的变化与梅雨起迄的关系。

二、梅雨期的划定

划分梅雨期,先须确定梅雨的定义。在梅雨期间,有雨量大、高湿多云、日照时数少、地面风力较小等特点。从春到夏,夏季风逐渐北推,大陆上的主要雨带亦向北移。6, 7 月间,当锋和雨带停滞在长江流域时,就构成了这一地区气候上的上述特点。因此,梅雨的定义是:在春夏过渡时期,雨带随季节自南而北位移过程中,在长江流域停滞时期的现象。至于连续降雨几日才称梅雨,是从预报服务的角度来考虑的。长江下游,6 月上、中旬是大小麦、油菜等夏熟作物收割登场的季节,在此时期若连续阴雨,则大小麦、油菜等容易霉烂变质。一般说,连续阴雨七天以下,尚可采取迟收、室内保管和烘干处理等措施,减少或避免损失,但如连续阴雨时间过长,则对夏熟作物损害较大,因此,我们规定以 ≥ 7 天的连雨日数为梅雨。

至于我国梅雨区域的确定,过去程纯枢、高由禧^[6]、朱炳海^[7]曾有不同的看法。我们

* 本文 1963 年 10 月 9 日收到,同年 12 月和 1964 年 1 月先后收到第一和第二次修改稿。

所取的范围从东经 115° 以东的长江中、下游地区, 纬度从北纬 28° 到 33° 。

在 6—7 月间, 大陆上主要雨带有一次明显的向北跳动, 进入本区, 并稳定下来。同时, 在南岭以南地区不容易再出现每天有 25 毫米以上的持续性降雨天气, 这时我们规定本区梅雨期开始。以后主要雨带向北移出本区, 本区不再出现每天有 25 毫米以上的持续性降雨, 则这时就认为梅雨结束。在本区内雨带停留的时间要超出 7 天以上, 有时候雨带可一度南退或北进, 移出本区, 但不逾三日, 又复在本区内出现雨带。

根据以上标准, 确定各年梅雨期如表 1 所示。

表 1 1954—1962 年长江中、下游梅雨期

年 份	入 梅 日 期	持 续 日 数	出 梅 日 期
1954	6 月 12 日	49	7 月 30 日
1955	6 月 17 日	21	7 月 7 日
1956	6 月 3 日	47	7 月 19 日
1957	6 月 29 日	11	7 月 9 日
1958	长江中、下游梅雨不明显		
1959	6 月 27 日	11	7 月 7 日
1960	6 月 18 日	12	6 月 29 日
1961	6 月 6 日	11	6 月 16 日
1962*	6 月 16 日	23	7 月 8 日

* 1962 年 6 月 15—30 日长江流域雨带不够稳定

从表 1 可见, 入梅最早在 6 月 3 日, 最晚在 6 月 29 日, 相差近一个月。出梅最早在 6 月 16 日, 最晚在 7 月 30 日, 相差一个半月。梅雨持续日数最长有 49 天, 最短有 11 天。在 1958 年, 雨带只在 6 月底在长江下游停留了二、三天, 7 月初即迅速推移至淮河以北地区, 该年长江中、下游梅雨不显著。

三、梅雨期的三种环流型

考察 1954—1962 年梅雨期欧亚范围的 500 毫巴环流形势, 可分为三类:

第一类, 这类环流型的主要特征是(图 1): 在北纬 50° 到 70° , 是阻塞高压活动地区, 常常有三个稳定的高压(或高压脊)。在东经 60° 到 140° 之间, 北纬 35° 到 45° 是主要西风带, 在这个西风带上, 不断有短波槽生成东移, 但不发展。西太平洋副高脊线一般在北纬 22° 附近摆动, 当东北低压一度加深时, 可暂时退到北纬 15° 附近。冷空气路径有两支: 一支从苏联巴尔喀什湖冷槽内分裂出来, 随短波槽东移, 经我国新疆和河西走廊南下, 另一支从苏联贝加尔湖南下。

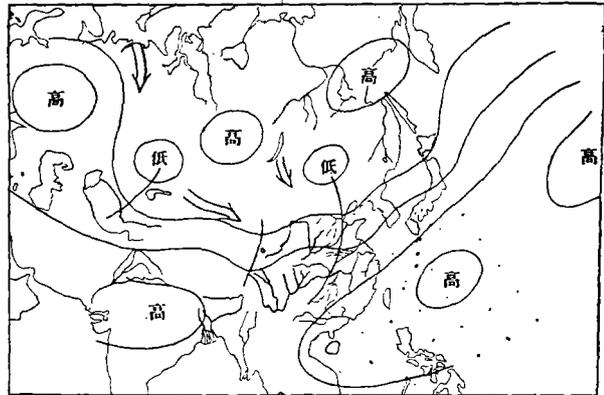


图 1 第一类梅雨 500 毫巴环流形势示意图

第二类,这类环流形势的主要特征是(图2):在北緯 50° 到 70°, 常常是东西两个稳定的阻塞高压, 两个高压之間是一宽广的低压槽, 北緯 35° 到 45° 的东亚上空, 是一支較平直的东西风, 副高脊綫在北緯 22° 到 23°, 有时可頂到北緯 25° 附近, 当东北低压一度加深时, 也可暂时压到北緯 20° 以南. 在苏联貝加尔湖西側的大低压槽里, 不断有冷空气南下, 路径有两支: 一支由这个槽的槽底經我国河西走廊南下, 另一支从苏联貝加尔湖分裂南下.



图2 第二类梅雨 500 毫巴环流形势示意图

第三类, 梅雨出現時間一般較晚, 其环流形势的主要特征如图3, 貝加尔湖西北方常有一稳定的高压(或高压脊), 我国东北低压槽的尾部可南伸到达江淮地区, 冷空气从貝加尔湖沿着东北低压后部南下, 到达长江流域. 但由于我国沿海副热带高压脊綫較高, 大多数在北緯 25° 附近摆动, 雨带仍可維持在长江流域.

从以上梅雨期环流形势的分类, 得到了以下几点認識:

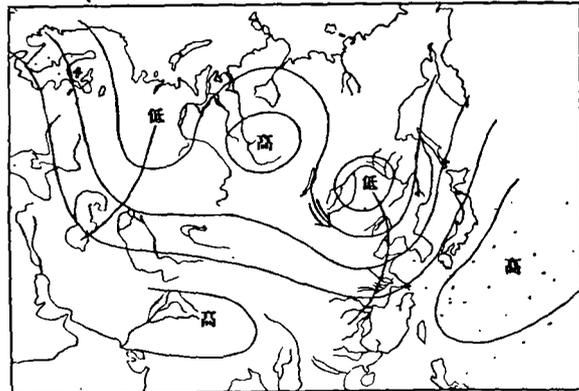


图3 第三类梅雨 500 毫巴环流形势示意图

(1) 梅雨期 500 毫巴环流形势的共同特征是: 北緯 50° 到 70° 存在稳定的阻塞高压或高压脊, 它們的存在构成了东亚上空北緯 35° 到 45° 的范围内不时有短波槽向东传播. 我国东南沿海副热带高压脊綫稳定在北緯 20° 到 25° 之間.

(2) 梅雨开始与結束时, 东海岸上空的大槽和副热带高压脊的位置有一次明显的重新調整. 在梅雨开始时, 原位于东經 130° 的东亚沿海大槽向大陆方向移去. 西太平洋副热带高压脊明显北跳, 在梅雨結束时期, 我国东部低压槽向西轉移, 同时槽底向北縮, 副热带高压再次北跳.

(3) 梅雨期內有一股强度不大的冷空气南下到长江流域, 冷空气的路径主要有两条: 一条沿我国新疆、河套地区南下, 另一条从苏联貝加尔湖地区南下. 从日本海、黄海下來的冷空气是很少見的.

四、梅雨开始和結束时期西太平洋副热带高压位置的变化

从春到夏, 影响我国东南沿海地区的副热带高压脊, 逐渐北移. 副热带高压活动是构成江南雨季和长江流域梅雨的重要因子之一. 为了了解副高位移和地面鋒位移的关系,

我們作了 1954—1962 年梅雨期前 (10 天)、梅雨期和梅雨期后 (10 天) 500 毫巴副热带高压脊綫和地面鋒平均位置图 (选出 1954, 1956, 1961 年三年, 如图 4)。从图上可以看

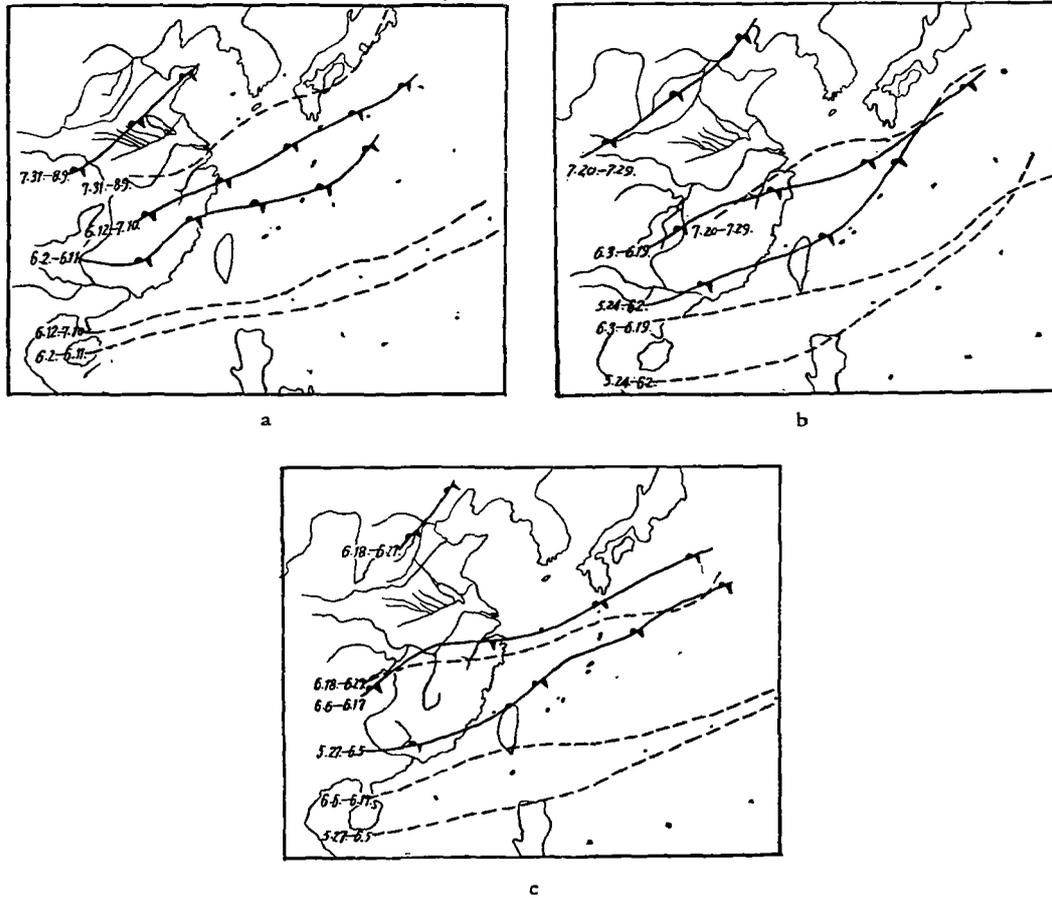


图 4 梅雨期及梅雨前后各 10 天 500 毫巴副高脊綫和地面鋒平均位置。

(---- 为副高脊綫)

出, 我国东南沿海的副热带高压脊, 随季节变化向北位移和地面鋒的位移有着密切的关系。副热带高压脊綫在梅雨开始与梅雨结束时, 都有一次明显的跳跃, 地面鋒也都同时向北跳动。它們共同的特征是: 梅雨开始以前, 副热带高压脊綫处在北緯 20° 以南, 地面鋒停留在南岭附近及其以南地区, 梅雨期内副热带高压脊綫平均位置在北緯 20° 到 25° 之間, 地面鋒在长江流域。梅雨结束后 10 天, 副热带高压脊綫平均位置在北緯 26° 到 31° 之間, 地面鋒位置也移至淮河以北地区。在东經 125° 以东, 副热带高压脊綫和地面鋒相应的向北位移, 也有类似的现象。日本梅雨的开始与結束, 也和这一带副热带高压脊綫随季节变化向北跳动有关。但东經 125° 以东副热带高压脊綫向北跳动与长江流域梅雨的开始与結束, 却没有一定关系。例如, 1956 年 (图 4b) 梅雨前, 东經 125° 以东副热带高压脊綫已超过北緯 20° , 最高达北緯 25° 。但由于东經 125° 以西副热带高压脊綫位置較低, 长江流域梅雨却没有开始。而 1961 年 (图 4c) 梅雨已开始, 这时东經 125° 以东副热带高压脊綫, 虽仍处在北緯 20° 附近的較低位置, 但由于东經 125° 以西副热带高压脊綫已从北

緯 20° 以南跳到了北緯 22° 附近, 梅雨便开始了。因此, 东經 110° 到 125° 之間的副热带高压脊綫活动, 是預报长江流域入梅和出梅的主要关键。同时, 我国长江流域梅雨和日本梅雨, 有些年份开始和結束的时间并不一致。

图 5 是 1956, 1958, 1959, 1962 年 5—7 月东經 115° — 125° 北緯 35° 以南 500 毫巴候平均高度时间变化图。可以看出, 在 5—7 月副热带高压脊綫有向北移动的趋势。在梅雨开始和結束时, 都有一次明显的北跳。第一次北跳后, 脊綫基本稳定在北緯 20° 到 25° 之間, 1956 年 6 月第 3 候(图 5a), 由于北方有低槽一度加深, 副热带高压脊綫暂时南退, 但很快又恢复到較高的位置。1962 年 6 月中旬副热带高压脊綫北跳后, 又南退到北緯 20° 附近(图 5d), 所以长江流域雨带不够稳定。1958 年(图 5b)副热带高压脊綫的北跳是很突然的, 6 月第 5 候以前一直在北緯 20° 以南, 但从第 5 候到第 6 候, 就从北緯 20° 以南突然跳至北緯 25° 以北。在 7 月初, 又有一次向北跳动, 因而該年长江流域沒有出現梅雨天气。

副热带高压脊北进的过程, 表现在从高原有暖脊东移, 并入副热带高压, 与脊綫位置北跳, 有着明显的关系。汪国瑗^[8]在研究夏季西太平洋高压脊的跳跃規律时, 曾提出从苏联烏拉尔經过我国西藏高原北綫向东南移动的高压中心入海后与太平洋高压合并, 使脊綫北跳。两者認識基本一致。我們还发现, 有时是太平洋副热带高压西伸北移較明显, 当其伸抵我国东海时, 由于国内暖脊并入, 引起了脊綫北进。但必須指出, 并不是所有从西方移来的暖脊对副热带高压北跳都起作用。它有三种情况: 1) 在南支鋒区存在时, 从北緯 35° 以北东移的暖脊, 对我国东南沿海副热带高压脊綫北跳都无作用。但当它东移越过日本以后, 就并入太平洋副热带高压, 这时往往引起該处副热带高压的北移。2) 当暖脊(或暖中心)从我国西部高原地区向东南移动, 同时我国东南沿海副热带高压脊綫位置已接近北緯 20° 附近, 这时东移暖脊并入副热带高压脊, 脊綫才能明显北跳, 并一般能稳定下来。3) 有时一次暖脊过程引起副热带高压脊綫暂时北跳, 但不久又即南退。以 1961 年为例, 图 6 表示从菲律宾的塔拉克到我国的錫林浩特和西沙羣島到蒙古的达兰扎达加德 OT 逐日时间的剖面图, 該年在 6 月 6 日入梅, 副热带高压北跳, 6 月 16 日出梅, 副热带高压再次北跳, 都配合有一个暖脊。5 月 25—27 日虽有一个暖脊东移过程, 但脊綫却未北跳。

出梅时副热带高压脊再次北跳, 其过程如下。从高原有暖脊(或高压中心)东移并入副热带高压, 副热带高压北跳。当有冷槽侵入高原的西方或北方时, 新疆西部或北部有明显降温, 原在高原上暖脊开始东移。暖脊东移路径比入梅时偏北, 大約沿北緯 30° 附近向东传播。当其移至长江中、下游时, 切断了梅雨鋒的冷空气来源, 原在长江流域的冷槽与切变綫消失, 暖脊并入副热带高压, 副热带高压脊綫越过北緯 26° , 梅雨就結束(见图 7)。

在入梅的前一候或从本候起, 亚欧上空 500 毫巴长波槽脊的位置与前一段時間很不同。东亚主要长波脊由东經 80° 附近轉移到东經 60° 附近或以西地区, 或者在貝加尔湖西北方形成阻塞高压。同时原在东亚沿海岸稳定的长波槽消失, 而在东經 120° 以西建立一个强度較弱的低压槽。这与陶詩言等^[4]所論述的梅雨期間亚欧大陆呈长波型式, 大致是符合的。

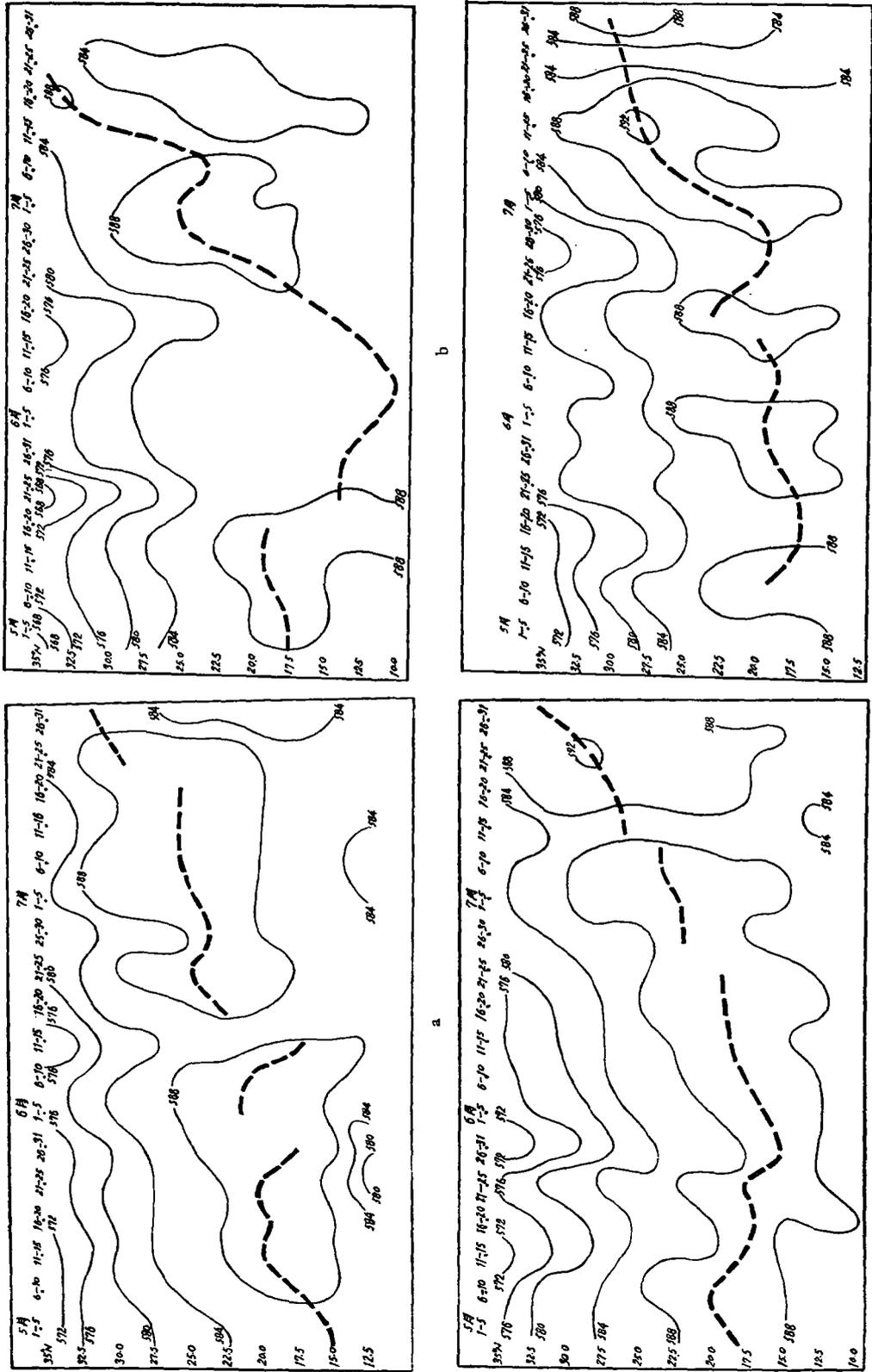


图 5 北緯 35° 以南、115°—125°E 500 毫巴 5 天平均高度随時間变化 (----为副高脊线 ——为等高线)

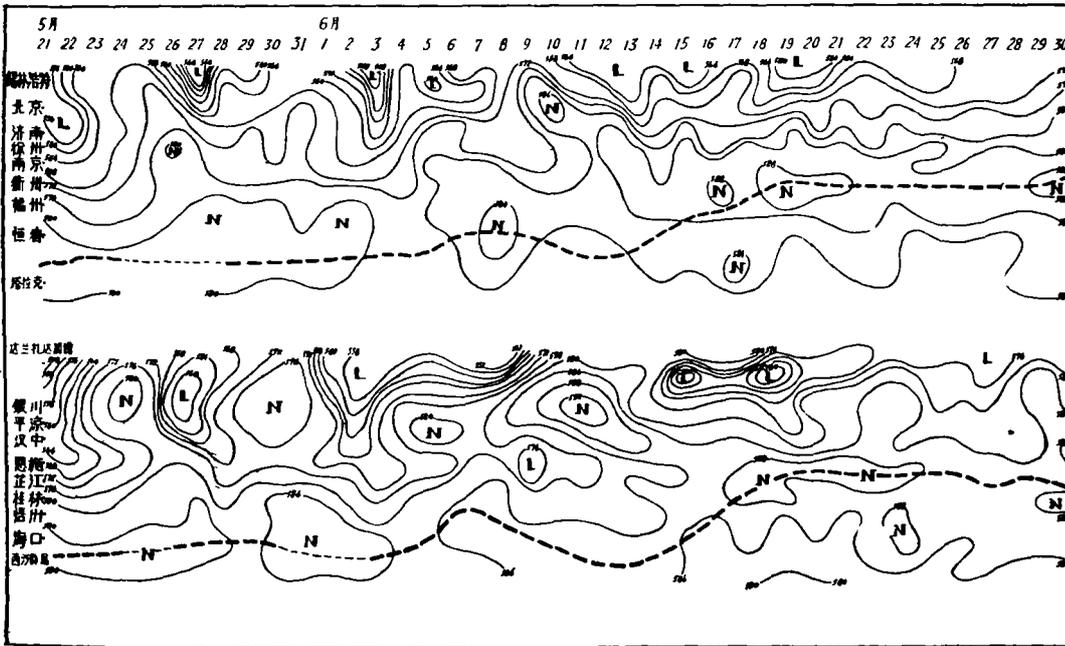


图6 1961年5月21—6月30日1000—500毫巴厚度随时间变化
(---500毫巴副高脊线, ——等厚度线)

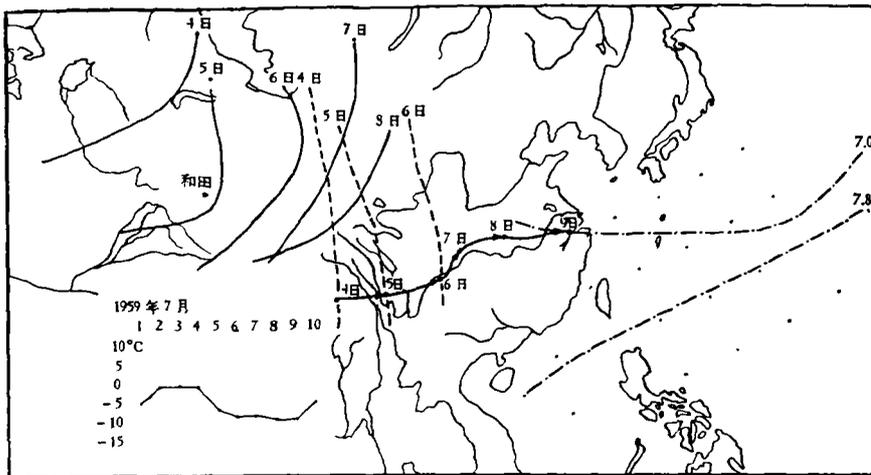
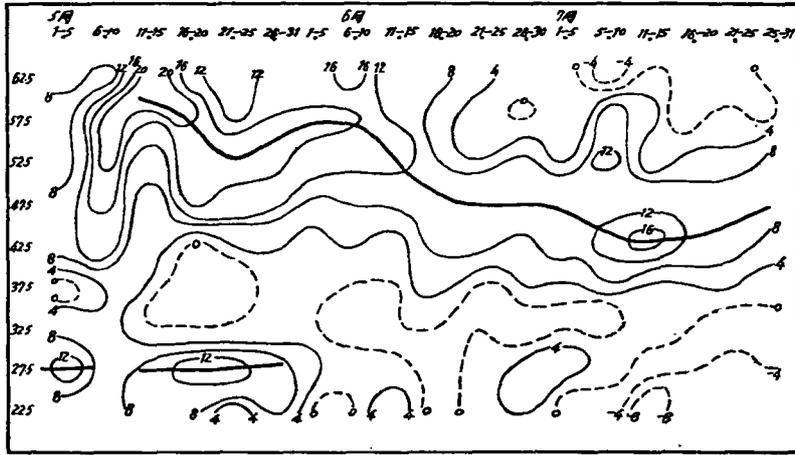


图7 1959年7月1—10日500毫巴槽脊演变及和闐站500毫巴温度曲线
(——槽线, ---暖高压脊线, ○暖高压中心, -·-副高脊线)

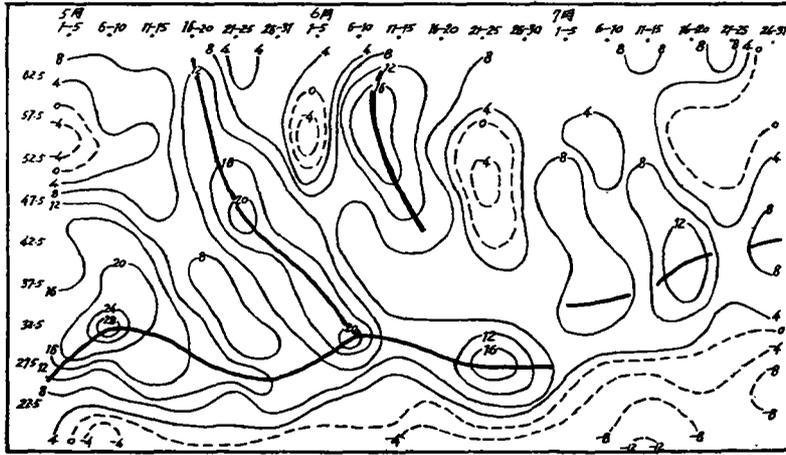
五、东亚500毫巴西风气流变化与梅雨的关系

我們制作了 90°E , $115^{\circ}\text{—}125^{\circ}\text{E}$ 和 155°E 等1954—1962年5—7月500毫巴候平均地轉风随緯度和时间的变化图。以1962年为例,如图8a—c。

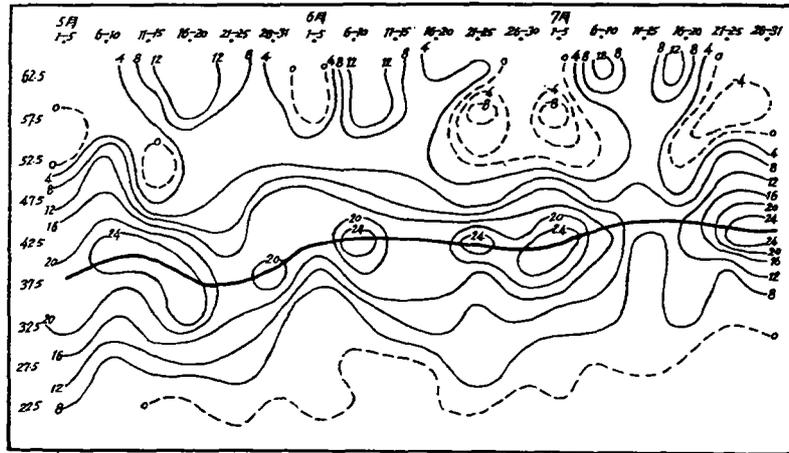
90°E 上强西风气流(指 >10 秒/米)有两支:一支在北緯 40° 以北,一支在北緯 25° 附近,南支强西风比较稳定。梅雨开始时,南支强西风已消失,东风从北緯 20° 以南迅速向



a



b



c

图 8 1962 年 90°E , 115° — 125°E , 155°E 500 毫巴五天平均地转风对时间及纬度的变化图
 (单位: 米/秒, ——为强西风气流位置, ----为零值风速线和东风风速等值线)

北挺进至北緯 30° 附近, 而北支強西风仍然稳定在北緯 42° 附近。

东經 115°—125° 上強西风气流以南支比較稳定, 北支很不稳定, 梅雨开始以前, 南支強西风在北緯 25° 到 30° 之間, 梅雨开始有一次明显北跳, 跳后稳定在北緯 30° 到 35° 之間, 梅雨結束时又一次北跳, 到达北緯 35° 到 40°。低緯度东风在梅雨开始以前多处于北緯 20° 以南, 梅雨开始时北进至北緯 20° 以北。梅雨結束, 东风多可到达北緯 25° 到 30° 之間, 如果这一情况和副热带高压脊綫位置变化趋势对比分析, 将可发现这支強西风和低緯度东风北跳, 是与副热带高压脊綫位置北跳相联系的。这与黄仕松^[9]、郑成均^[10]的观点是一致的。

155°E 上的強西风气流只有一支, 入梅时中心强度減弱約 5 米/秒, 但位置少变。

为了了解較大范围内平均西风变化情况, 我們补作了 1958—1962 年陶詩言^[4]等的东經 60° 到 150° 5—7 月 500 毫巴候平均地轉风对緯度和时间的变化图。所得結果基本上是一致的, 每年都有两支強西风合并, 但用此現象作为入梅的标志, 还不完全符合。这可能是因为較大范围的平均西风变化, 固然能表示季节变化特征, 但长江中、下游的梅雨却主要取决于东經 110° 到 125° 范围内副热带高压的变化, 而两者的变化并不完全是吻合的, 在具体时间上往往差距較大。

三个經度上东西风位置变化如表 2 所示。

表 2

时段 經度 位置	梅 前		梅 中		梅 后	
	強 西 风	东 风	強 西 风	东 风	強 西 风	东 风
90°E	25°N 附近	20°N 以南	南支消失北支在 42.5°N	30°N 附近	南支消失北支在 42.5°N	35°N
115°—125°E	25°—30°N	20°N 以南	30°—35°N	20°—25°N	35°—40°N	25°—30°N
155°E	35°—40°N	20°N 附近及以北	35°—42.5°N	高年份在 25°N 低年份仍在 20°N	35°—47.5°N	30°N

綜合以上結果, 可以看出入梅前強西风气流的位置, 90°E 和 115°—125°E 相近, 而 155°E 偏高約 10 个緯度, 东风也比前者稍高。入梅后, 強西风和东风位置都以 90°E 最高, 155°E 次之, 115°—125°E 最低, 这与长波槽的位置有关。出梅后, 三个經度上強西风位置的緯度差就不大了, 尤其是东面两个經度上, 东西风位置几乎在同一緯度上。这里还可以看出, 90°E 上东西风变化的季节特征最明显, 也比东部地区早。115°—125°E 上东西风变化特征沒有 90°E 清楚, 但还比太平洋上变化明显, 因此 90°E 上南支強西风消失, 可作为入梅預报的一个标志。1954—1962 年 90°E 上南支強西风消失的具体日期如表 3 所示。

表 3

年份	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962
日期	6月11—15日	6月11—15日	5月1—5日	6月16—20日	6月1—5日	5月21—25日	5月21—25日	5月21—25日	6月1—5日

至于 90°E 上南支強西风消失, 东风突然跃进, 徐淑英^[11]曾解释为西风环流的一次从

量变到质变的现象。但是对这个从量变到质变的过程,却没有分析。我们发现这与副热带高压和高原上暖高合并很有关系。虽然各年东风突进的时间有早有晚,但完成这一突变的过程都是相同的。一般是从 5 月份,在西藏高原及其以北地区,逐渐建立起一个较为常定的暖高压或高压脊。90°E 上南支强西风以北出现东风或 <5 米/秒的弱西风,以后印度西北部的副热带高压与高原暖高压合并,南支强西风消失,东风突然跃进。以 1962 年为例:5 月上旬南支强西风没有消失,副热带高压脊线仍处在印度南部的较低纬度,高原为西风控制。5 月中旬高原上暖高压逐渐发展起来,南支强西风仍未消失,但在它的北方却已出现了东风。高原上暖高压的发展,可能由于高原作为热源,对自由大气的加热作用不断增长是有关的^[12]。到了 6 月初,印度西北部的副热带高压与高原暖高压合并,南支强西风消失,原在高原暖高压南部的东风与印度副热带高压南部的东风连成一片,这表现在 500 毫巴东风突然北进至北纬 30° 以北。这以后大约半个月,115°—125°E 上南支强西风北撤到 30°N 附近。我国东南沿海副热带高压脊线也北跳到 23°N 附近,梅雨开始。不过 6 月下旬副热带高压脊线南退到北纬 20° 附近,强西风也向南移至北纬 30° 以南,所以这一时期长江流域雨带不够稳定。可见高原南部南支强西风消失,东风突进,实际上是从春到夏,高原由冷源转为热源,大气逐渐增温,以及大气环流随季节变化和高原地形对环流影响作用的日益增长的缘故。因而在高原地区发展一个较为常定的暖高压或高压脊。同时印度南部的副热带高压随季节变化逐渐北移,与高原暖高合并,因而南支强西风突然消失,东风突然北进,完成了西风环流从量变到质变的过程。

1958 年长江中下游梅雨不显著,6 月份主要雨带停留在南岭及其以南地区,6 月底,雨带在长江下游停留了二、三天以后,即迅速推至淮河以北。这一时期的环流演变也很特殊。该年 6 月 20 日以前,东亚沿海上空维持着一个很深的低压槽,我国东南沿海副热带高压位置停留在北纬 15° 附近,东经 120° 上强西风位置在北纬 30° 以南。6 月 20 日以后,环流形势有了突然的变化。东亚沿海上空的大槽消失,新的主槽建立在巴尔喀什湖以西,比往年梅雨开始时的主槽平均位置更偏西,甚至比往年梅雨结束时期的位置还偏西。东亚上空锋区非常偏北,这就给副热带高压北跳形成了有利形势。因此,我国东南沿海副热带高压脊线,在 6 月 22—30 日八天中,从北纬 15° 跳至北纬 25° 以北。东经 120° 上南支强西风,一候之间也突然北撤十个纬度,这样长江流域就进入盛夏,梅雨天气就不明显。

六、结 语

从以上分析可以得到以下几点认识。

(1) 长江中、下游的梅雨,各年有很大差别,有些年梅雨显著,有些年却不显著,而且各年梅雨开始和结束日期的早、晚和持续时间的长、短也有很大不同。

(2) 500 毫巴东经 110°—125° 之间的副热带高压脊线的位置,稳定程度以及重新调整其位置的时间和调整时变化幅度的大小,与入梅、出梅时间的早、晚,持续时间的长、短有重要关系。在入梅和出梅时脊线都有明显北跳现象,当其北跳越过北纬 20° 时梅雨开始,再次北跳越过北纬 25° 时,梅雨结束。

(3) 入梅前后东亚 500 毫巴西风气流的变化以 90°E 上最清楚,此处南支强西风消失,东风突然向北跃进,是印度副热带高压与高原暖高压合并的结果。这一变化预示下游

东經 115°—125° 上強西风也将向北撤退。当其北撤到北緯 30° 以北时, 长江中、下游梅雨便开始了, 再次北撤到北緯 35° 以北时, 梅雨就結束。

(4) 密切注意大范围西风环流的季节变化, 特别是高原南部 500 毫巴南支強西风的變化, 同时仔細地分析我国大陆东部与沿海附近的副热带高压与西风槽的演变过程, 对解决入梅、出梅具体日期的中短期预报是有帮助的。

致謝: 本文初稿承陶詩言先生审阅, 提出了許多宝贵意見, 東家鑫副台长、李叔廷工程师也給予許多帮助, 鮑茂洪、刘听洪、朱林浩、王长齡等同志协助制作图表資料, 作者在此均致以謝意。

参 考 文 献

- [1] 刘匡南、鄒鴻勛, 近五年东亚夏季自然天气季节的划分及夏季特征的初步探討, 气象学报, 27 (1956), 219—241.
- [2] 陈汉耀, 1954 年长江淮河流域洪水时期的环流特征, 气象学报, 28 (1957), 1—12.
- [3] 陈隆勛, 梅雨結束时期沿 140°E 上风場的变化, 气象学报, 28 (1957), 294—302.
- [4] 陶詩言、赵煜佳、陈晓敏, 东亚的梅雨期与东亚上空大气环流季节变化的关系, 气象学报, 29 (1958), 119—134.
- [5] 叶篤正、陶詩言、李麦村, 在六月和十月大气环流的突变現象, 气象学报, 29 (1958), 249—263.
- [6] 高由禱, 1946 年长江流域的梅雨, 气象学报, 23 (1952), 61—84.
- [7] 朱炳海, 梅雨的气候分析, 南京大学学报(自然科学), 1959 年第 6 期, 61—71.
- [8] 汪国瓊, 夏半年东亚环流模型和中长期预报, 天气月刊, 1960 年 4 月号, 18—23.
- [9] 黄仕松、湯明敏等, 副热带高压位置一年中南北变动的一切特征及其意义, 南京大学学报(气象学), 1962 年 2 期, 41—56.
- [10] 郑成均, 副热带急流在西藏高原上的结构和季节性的活动, 气象学报, 33 (1963), 459—471.
- [11] 徐淑英, 东亚季风进退与西风环流的季节变化, 东亚季风的若干問題, 科学出版社, 1962 年, 64—77.
- [12] 叶篤正、罗四維、朱抱真, 西藏高原及其附近的流場结构和对流层大气的热量平衡, 气象学报, 28 (1957), 108—121.

AN ANALYSIS ON THE 500 MB CIRCULATION DURING MAI-YÜ PERIOD IN THE LOWER AND MIDDLE YANTZE

ZOU HAO, QIAN ZI-QIANG, ZHU CUI-YING, QIANG PAN-QING

(*Meteorological Observatory of Shanghai*)

ABSTRACT

In this paper we have analysed the 500 mb flow patterns from May to July, 1954—1962, to decide the Mai-yü period of the lower and middle Yantze.

It is found that the variations of the subtropical high of Western Pacific and the westerlies over East Asia are the essential elements to determine the beginning and the end of Mai-yü. Especially, the variation of the ridge line of the subtropical high in the region 110°—125°E is more important in determining the Mai-yü period. If the ridge line moves across 20°N from lower latitude, Mai-yü will begin; if it moves further northward and crosses 25°N, Mai-yü will terminate. The variation of westerlies on 500 mb is another index. The disappearance of the subtropical jet and the sudden northward push of the easterly along 90°E indicate exchange of seasons. After this variation Mai-yü will begin when the subtropical jet in the band of longitudes 115°—125°E retreats northward to the north of 30°N and terminates when the jet acrosses 35°N.