东亚夏季风在中国东北区建立的标准、日期及其主要特征分析*

廉 毅 沈柏竹 高枞亭 安 刚 唐晓玲

(吉林省气象科学研究所, 长春, 130062)

摘 要

文中利用中国东北区 80 个测站, 1980 年以来近 20 a 逐日降水和同期 NCEP/NCAR 逐日再分析资料, 提出了东亚夏季风在中国东北区建立和撤退的标准, 即取 850 hPa 候平均资料, 作沿 122.5°E 时间-纬度剖面图, 将 θ_{se} 的 336 K 和南风 4 m/s 等值线同时越过 40°N 的候定义为东亚夏季风在中国东北区建立的日期(候), 持续及累积的总候数为影响时间; 该年 θ_{se} 的 336 K 等值线永久撤离到 40°N 以南的候为东亚夏季风从中国东北区撤退的日期; 如果某年 θ_{se} 的 336 K 和南风 4 m/s 等值线没有同时北移越过 40°N 的候出现, 确定为东亚夏季风在中国东北区没有建立的年份。文中相应给出 1980~2000 年建立、持续及累积和撤退的时间年历表, 经计算东亚夏季风在中国东北区建立的平均日期为第 41 候(7 月第 5 候), 累积平均影响候数为 3.6 候(18 d 左右), 开始撤退的平均日期为第 45 候(8 月第 3 候); 东亚夏季风在中国东北区建立前后的候降雨量增加和撤退前后候降雨量递减十分显著, 建立时水汽场由辐散转变为辐合。文中还定义了中国东北区强夏季风的年份(建立的时间早, 且累积候 ≥4 候的年份)为 1981, 1988, 1990 和 1994 年, 与国内学者定义的强夏季风年基本一致; 在中国东北区没有建立东亚夏季风的年份为 1980, 1983, 1987, 1991, 1993 和 1997 年, 与国内学者定义的弱夏季风年亦基本一致。通过分析东亚夏季风在中国东北区建立和不建立的典型年份流场和加热场, 发现两者差异显著: 建立的年份西北太平洋副热带高压偏西和偏北(大约 7 个经、纬距), 东亚中高纬度地区没有阻塞形势; 不建立年则相反。夏季强季风年(1994 年)的 200 hPa 加热场正距平中心偏向南印度洋赤道地区, 西太平洋暖池相对是冷源, 中国东部沿海地区辐散风 V_x 距平梯度较大, 而没有建立夏季风的 1980 年北半球海陆热力差异相对减小, 低层更加不明显。

关键词: 东亚夏季风, 东北区, 建立标准。

1 引 言

自从 1934 年竺可桢研究中国大陆夏季风以来, 许多学者已对中国夏季风的性质、季风进退、季风雨带活动及其与大气环流的联系等进行了大量的研究。1980 年以来有关亚洲季风的研究取得了重要进展。陈隆勋、金祖辉和 Tao Shiyan 等[1~3]发现亚洲地区存在着两支季风: 印度季风和东亚季风, 既有联系, 又有独立性。施尚文[4]指出, 在中国北方出现夏季风期间, 200 hPa 上的副热带西风急流已北退至 40°N 以北, 高层东风急流在 25°N 以南建立。因此, 北方地区的夏季风可称为副热带季风。陶诗言[5]指出, 印度季风和东亚季风的主要差异在于印度季风属于热带性质的季风, 而东亚季风是副热带性质的季风, 受中高纬度的影响比较大, 东亚季风比印度季风要复杂得多。喻世华等[6]指出东亚季风和印度季风基本上以 100°E 为界。Zhu Qiangeng 等[7]进一步指出东亚季风可划分为南海季风(热带季风)和副热带季风, 即南海—西太平洋热带季风区和大陆—日本副热带季风区, 热带季风区和副热带季风区可以南亚高压为界。Tao Shiyan, Chen Longxun[3]更明确提出东亚存在一个东亚季风环流系统, 并确定了该季风系统的成员, 东亚季风系统与印度季风系统既相互独立又相互作用。这个结果突

* 初稿时间: 2002 年 12 月 20 日; 修改稿时间: 2003 年 7 月 16 日。
资助课题: 国家重点基础研究发展规划项目(G1999043400)、国家自然科学基金项目(40275019)、科技部"社会公益研究专项基金"和吉林省重点课题(20020417)。

破了长期以来东亚季风研究中的一个误解, 即中国大陆的降水和旱涝或东亚季风是受印度季风控制或只是印度季风的一种延伸, 实际上, 东亚季风系统在整个亚洲季风区爆发最早, 它有自己独立的冷热源驱动, 并产生独特的降水型, 如东亚著名的梅雨[8]。

郭其蕴[9]认为东亚大陆地区的季风主要由纬向海陆热力差异所形成的, 计算 10~ 50°N 各纬度上110 与 160°E 海平面月平均气压差值, 对差值 ≤ - 5 hPa 的各种纬度值累加起来取绝对值然后标准化, 并首次提出了一种夏季风指数(SMI)。为了表征副热带夏季风的进退活动, 不少学者都着眼于寻找副热带夏季风活动的指标, 汤明敏等[10,11]使用 1000 hPa 上 344~ 348 K 等 θ_{se}线, 或 850 hPa 上336 ~ 340 K 等 θ_{se}线作为副热带夏季风的进退指标。施尚文等[4]用 850 hPa 上 332 K 等 θ_{se}线作为北方地区夏季风影响期的临界值等等。就温湿指标而言, 鉴于副热带夏季风是高温高湿的气流, 朱乾根等[12]提出用等 θ_{se}线不如用等压面上的等露点线, 如利用 850 hPa 上 14 ℃等露点线表征副热带季风的前沿更能反映副热带夏季风活动的实际情况。赵汉光和张先恭[13]引用郭其蕴的方法, 建立了冬季风强度指数。施能[14,15]为了消去不同格点均方差不均匀造成的影响, 定义东亚季风指数为在 20~ 50°N 范围内每 5 个纬度分别在 110 和 160°E 格点上标准化的海平面气压差之和, 并将所得的求和值再进行一次标准化处理。张庆云和陶诗言[16]将东亚热带季风槽区(10~ 20°N, 100~ 150°E) 与东亚副热带地区(25~ 35°N, 100~ 150°E) 850 hPa 风场 6~ 8月平均的 U 分量距平差定义为东亚夏季风指数(EASMI)。

孙秀荣、陈隆勋和何金海[17]从季风形成的本质出发, 尝试提出了一个指标, 即东亚季风区(27~ 35°N, 105°E 以东的大陆) 内的地温和副热带西北太平洋(15~ 30°N, 120~ 150°E) 的海表温度之差异, 用华南地区(27°N 以南, 105°E 以东的大陆) 的地温和南海(5~ 18°N, 105~ 120°E) 海表温度之差表示南北向海陆热力差, 来表示东亚热带、副热带东西向海陆热力差异和南北向海陆热力差异的强弱变化, 定义了一个东亚海陆热力差指数, 该指数较好地反映了东部季风区夏季降水和异常状况。强指数年, 雨带偏北, 江淮流域和长江中下游明显干旱, 华南、华北降水偏多, 弱指数年反之。

陈隆勋等指出, 1979 年 6 月影响中国大陆的季风主要有两支, 一支是来自印度和孟加拉湾的西南季风, 另一支是副热带高压西侧转向的西南季风, 两支气流各附有一个 θ_{se}大值带。廉毅等[18]曾指出吉林省主要受副热带高压西侧转向的西南季风影响, 还在文献[19] 中发现 7~ 8 月 850 hPa 候平均图上 336 K(作为西南副热带季风的前沿) 线, 沿 120°E θ_{se}时间-纬度剖面图上越过 40°N 的时间达2 个候以上, 最北界 ≥45°N, 8 月份 316 K 线没越过 45°N 以南, 当年夏季气温较常年偏高, 反之, 夏季气温偏低。本文在此基础上进一步明确定义了东亚夏季风在中国东北区建立的标准、日期, 还分析了加热场、流场和水汽输送方面的基本特征。

2　资料和方法

文中所用的地面资料包括吉林、辽宁、黑龙江和内蒙古东部四省(区) 80 个测站 1980 年以来近 20 a 逐日降水资料; 同期的 NCEP/NCAR 全球再分析逐日探空资料。

水汽通量散度和辐散风 V_x(加热场) 采用丁一汇[20]的方法进行计算。

3　东亚夏季风在东北区建立的标准和日期

3.1　定　义

利用 NCEP 资料和部分典型年份的探空资料, 我们分别在 850 hPa θ_{se}和南风分量候平均图上沿 120, 122.5 和 125°E 的作时间-纬度剖面, 发现区别不大, 最后选定 850 hPa 候平均图沿 122.5°E 时间 - 纬度剖面上, 将 θ_{se}的 336 K 和 V_s ≥4 m/s(南风分量) 等值线同时越过 40°N 的候, 定义为东亚夏季风在东北区建立的日期, 持续或累积的候数为影响时间; 当该年 θ_{se}的 336 K 等值线永久撤离到 40°N 以南的候为东亚夏季风从中国东北区撤退的日期; 如果某年 θ_{se}的 336 K 和 V_s ≥4 m/s 等值线(南风分量) 没有同时越过 40°N 的候出现, 确定为东亚夏季风在中国东北地区没有建立的年份(表 1)。

从表 1 可以看出, 东亚夏季风在中国东北区建立(沿 122.5°E 越过 40°N) 日期平均为第 41 候(不包括没有建立的年份), 即 7 月第 5 候, 与 Tao Shiyan, Chen Longxun[3]的东亚夏季风推进的平均日期 7 月 20 日是比较接近的, 累积的平均候数为 3.6 候, 开始撤退的平均日期为第 45 候, 即 8 月第 3 候。建立候的均方差为 1.948 候, 持续的均方差为 1.708 候, 撤退候的均方差为 1.275 候。

表 1 确定东亚夏季风在东北区建立和撤退的标准、日期

年份	越过 40°N 日期(候)东亚夏季风建立日期 θ_{se} (336 K)	南风 (m/s)	持续 (候) θ_{se} (336 K)	越过 40°N 的累计候数 (候) θ_{se} (336 K)	最北界 (°N) θ_{se} (336 K)	退回 40°N 以南日期(候)东亚夏季风撤退日期 θ_{se} (336 K)
1980	无	无	0	0	无	无
1981	37	≥4	3	4	47	43
1982	43	≥4	3	3	49	46
1983	无	无	0	0	无	无
1984	43	≥4	3	3	44	46
1985	41	≥4	3	3	43	44
1986	42	≥4	1	1	41	43
1987	无	无	0	0	无	无
1988	40	≥4	4	6	50	47
1989	40	≥4	2	2	43	44
1990	38	≥4	6	6	42	44
1991	无	无	0	0	无	无
1992	41	≥4	2	2	43	43
1993	无	无	0	0	无	无
1994	38	≥4	8	8	50	46
1995	42	≥4	3	4	46	45
1996	42	≥4	2	2	43	44
1997	无	无	0	0	无	无
1998	40	≥4	3	4	50	45
1999	44	≥4	2	2	51	46
2000	40	≥4	2	3	50	46
平均	41	≥4	3.1	3.6	46	45
均方差	1.948			1.708		1.275

注:“无”表示东亚夏季风没有越过 40°N, 东亚夏季风在中国东北区没有建立。

3.2 1980~2000 年 850 hPa 候平均 θ_{se} 和 V 风速分量沿 122.5°E 的平均时间-纬度剖面特征

从图 1 可见, 850 hPa 候平均 θ_{se} 的 336 K 线于 41~42 候越过了 40°N(122.5°E), 西南副热带季风

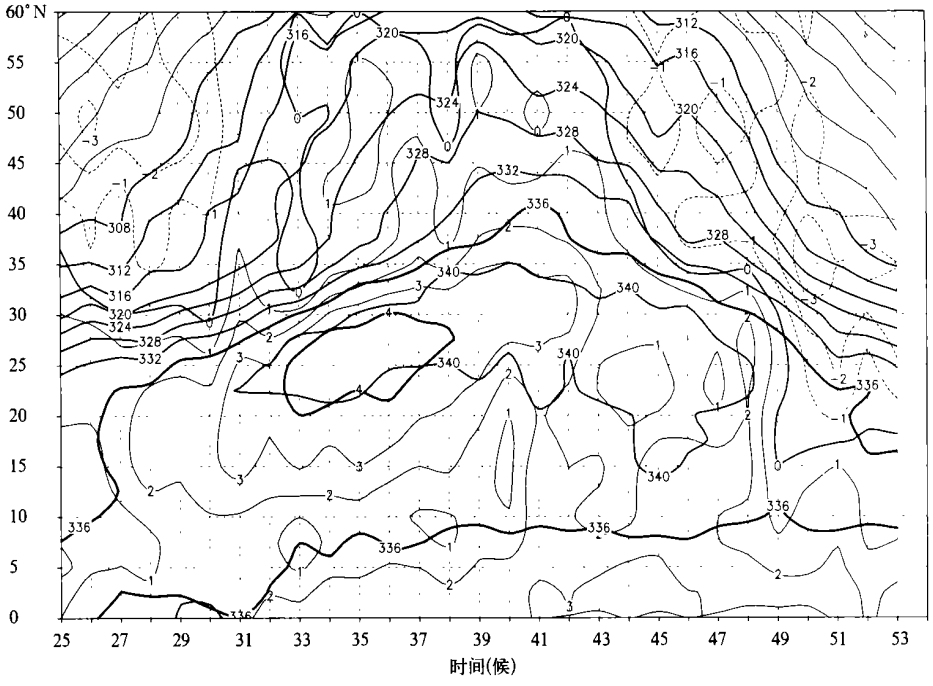


图 1 1980~2000 年 850 hPa 的 θ_{se} 和 V 分量沿 122.5°E 逐候时间-纬度剖面

(细实线: 南风风速等值线, 虚线: 北风风速等值线, 间隔: 1 m/s; 粗实线为 θ_{se} 等值线, 间隔: 4 K)

的前沿平均状态于7月下旬可达到中国东北地区的南部, V 风速分量 ≥1 m/s 的外围线于40候开始越过40°N, 43候(8月第1候)达到最北界为46°N, 从45候即8月中旬中期开始, 南风分量完全撤退到40°N以南。表明1980~2000年间中国夏季西南副热带季风, 影响中国东北地区最长的时间一般为1~2个候, 纬度在40~42°N。

3.3　东亚夏季风在东北区建立和撤退的特征

3.3.1　东亚夏季风建立和撤退的东北区候降雨量特征

图2为1980~1995年夏季风建立15个候的前后3个候的东北区80个测站的平均降水量, 从图2可见, 建立候的降水量接近50 mm, 为前1候降雨量24 mm的2倍, 建立第2候的降水量也稳定在40 mm(8 mm/d)。图3为1980~1995年间夏季风撤退15候的前后3个候东北区80个测站平均降水量, 趋势与建立时正相反, 结束前1个候雨量接近40 mm, 撤退时则迅速降至为25 mm以下。

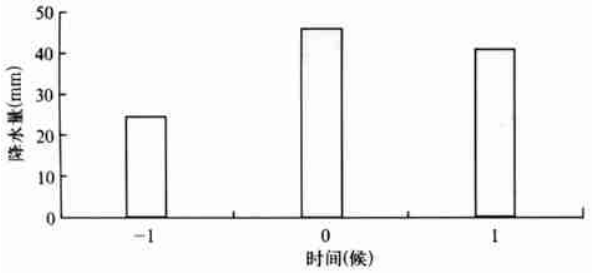


图2　1980~1995年东亚夏季风建立年建立候及其前后东北区候平均降水量
(横坐标值为"-1"表示为东亚夏季风在东北区建立的前1候,"0"表示东亚夏季风在东北区建立的候,"1"表示东亚夏季风在东北区建立的第2候)

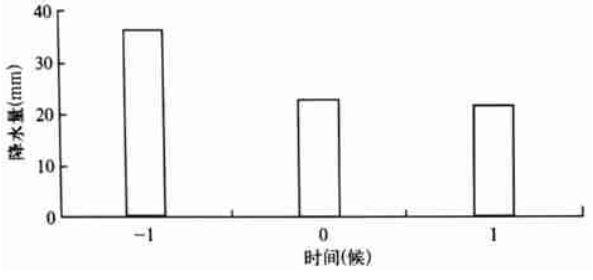


图3　1980~1995年东亚夏季风建立年撤退候及其前后东北区候平均降水量
(横坐标说明同图2)

3.3.2　东亚夏季风建立早、持续时间长和影响最强的1994和1988年

尽管东亚夏季风在东北区建立后持续平均时间是短暂的, 但具体到某一年却不尽相同, 各具特点。

(1) θ_{se}场特征

从表1可见, 东亚夏季风在东北区建立最早、最强的典型年份为1994年。从图4(彩图)可见, 1994年850 hPa θ_{se}候平均值为336 K等值线和 V ≥4 m/s等风速线, 在7月第2候(38候)就越过了40°N, 整个月份至8月中呈南北舌状突进到东北区, 并且停留达8个候, 最北界已达49°N, 是自1980年以来东亚夏季风在东北区维持时间最长和影响最强的年份。

(2) 东亚夏季风在东北区建立时流场、水汽输送特征分析

从表1可见, 1988年东亚夏季副热带季风影响东北区的时间和强度仅次于1994年, 图5a和图5b分别为1988年东亚夏季风在东北区建立的前1候和建立候850 hPa平均流场图, 从图5a和b对比可见, 850 hPa候平均图上, 1988年东亚夏季风在东北区建立的前1候(第39候, 图5a)低层副热带高压西北侧转向的西南风尚停留在40°N附近(122.5~140.0°E), 而建立时的第40候(图5b), 则因副热带高压的西进和北跳, 贝加尔湖东侧低涡减弱, 使副热带高压西北侧转向的西南风与西风带西南风合并加强为低空南风急流迅速挺进到60°N附近(120~140°E)。

从图6a和b对比可见, 850 hPa候平均图上, 1988年东亚夏季风在东北区建立的前1候(第39候, 图6a)在120°E附近, 低层的副热带高压西南侧的水汽辐合带呈南北走向, 强中心位于中国华东地区, 而东亚夏季风在东北区建立时的第40候(图6b), 在30°N, 120°E附近形成了一支伸向东北方向(30~48°N, 120~137°E)的水汽辐合带, 该水汽辐合带向南一直与中国南海及西太平洋暖池的水汽辐合带贯通, 南北方向达40多个纬距, 与 θ_{se}的336 K线伸向中国东北区的舌状高值带相匹配, 清楚地表明东亚夏季风在东北区域建立的高温高湿气团属性。

3.3.3　东亚夏季风建立最晚、持续时间较短的1999年

(1) θ_{se}场特征

图7为1999年850 hPa候平均 θ_{se}沿122.5°E的时间-纬度剖面, 从图7可见850 hPa候平均 θ_{se}的336 K等值线虽然在第40候就越过了40°N, 但850 hPa候平均沿122.5°E的风场尚处于北风控制下, 这表明影响东北区的气团属性为大陆性暖气团控

制, 不具有副热带季风性质。θ_{se}的 336 K 等值线于 8 月第 2 候(44 候) 再次突进 40°N 以北的东北区, 位于46°N 附近, 南风风速达 4~ 6 m/s, 持续了 2 个候, 即第 46 候撤回 40°N 以南, 是自 1980 年以来东亚夏季风在东北区建立最晚和持续时间较短, 也是影响较弱的年份(见表 1)。

(2) 建立时流场特征

从图 8a, b 和图 5a, b 比较可见, 东亚夏季风于 8 月份在东北区建立的 1999 年与 7 月份在东北区建立的 1994 年相比, 副高脊线偏北, 达到 35°N 以北(120~ 140°E), 1999 年东亚夏季风东北区建立前和建立后随着副热带高压前沿经日本海明显向西伸展, 原在日本海上空的西南气流西移到中国东北地区。

3.4 东亚夏季风在东北区建立日期和持续时间与夏季风强弱的相关分析

从表 2 可见, 文中定义的东亚夏季风在东北区没有建立的 1980, 1983, 1987, 1991, 1993 和 1997 年 6 a 与国内有关学者所定义的弱夏季风年基本一致, 只有 1997 年有差别, 也就是说对中国副热带地区所定义的夏季风弱的年份, 自然也很难影响到中国中高纬度的东北地区; 文中定义的强夏季风年(即建立的时间早, 累积候 ≥4 候的年份) 1981, 1988, 1990 和 1994 年与国内有关学者所定义的强夏季风年基本一致, 只是对 1988 年的强弱定义有所不同。

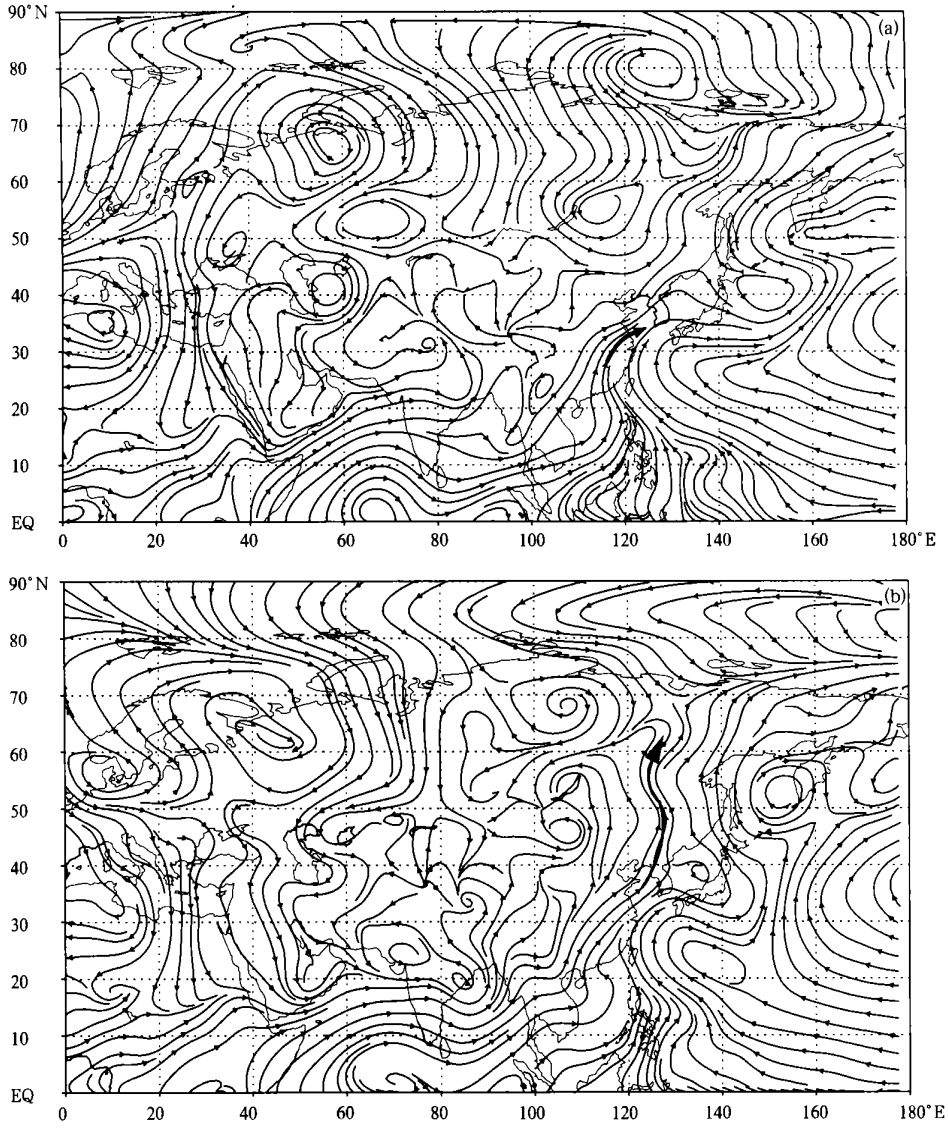


图 5 1988 年东亚夏季风在东北区建立前 1 候(a, 第 39 候) 和建立候(b, 第 40 候) 850 hPa 流场

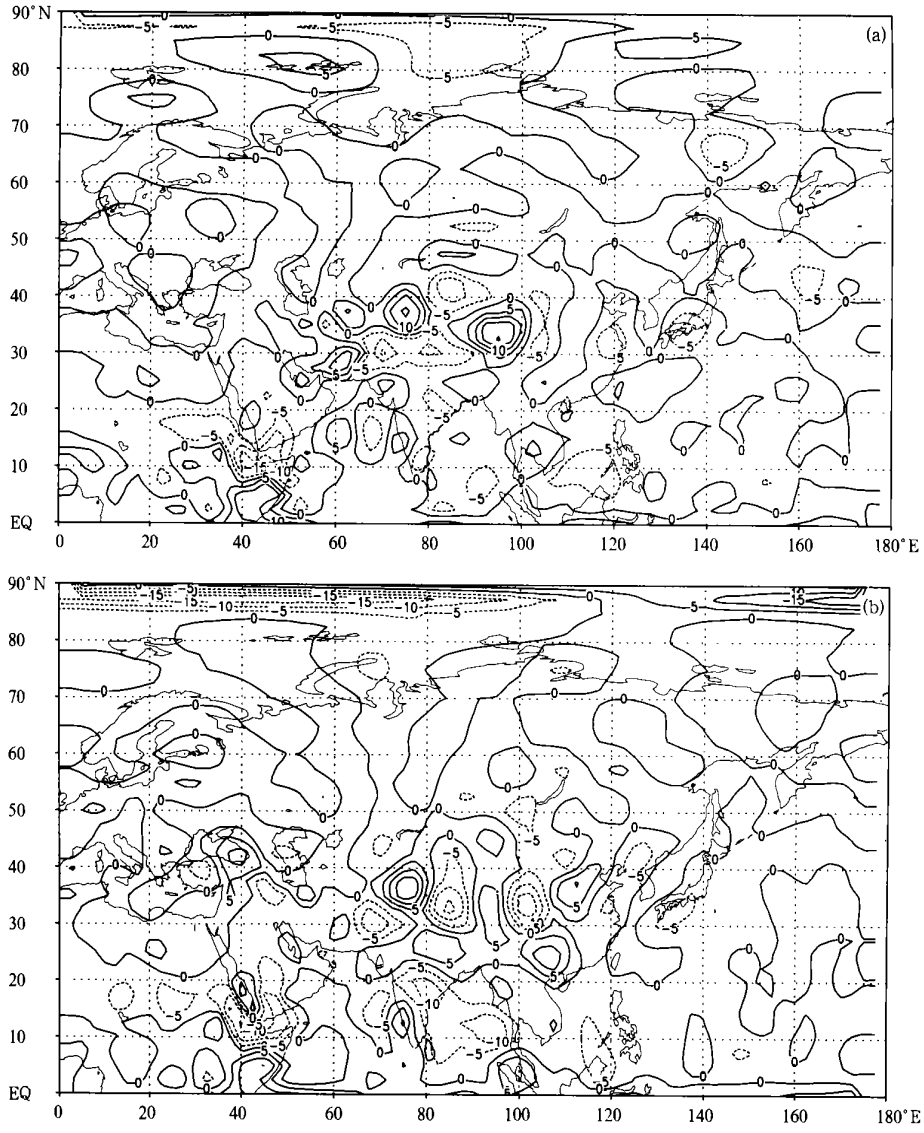


图 6　1988 年东亚夏季风在东北区建立前 1 候(a, 第 39 候) 和
建立时(b, 第 40 候) 850 hPa 水汽散度场
(单位: 10^{-8} g/(cm·hPa·s))

4　东亚夏季风在东北区建立与否的典型流场和加热场差异分析

4.1　流场差异

从图 9a 和 b 对比可以发现, 有几点显著差别: 1994 年西北太平洋反气旋(120~ 160°E) 中心位于日本岛南端 30°N 以北的区域, 而 1980 年反气旋中心位于 25°N 附近, 比 1994 年偏南 7 个纬距而且偏东 7, 8 个经距; 东亚夏季风在东北区建立的 1994 年东亚(110~ 140°E) 中高纬度地区没有阻塞形势, 而东亚夏季风在东北区没有建立的 1980 年则刚好相反; 1994 年在青藏高原地区有一个次反气旋中心对印度的季风气旋的东北侧的西南季风起到了明显的牵制作用, 致使中国西南地区盛行东北风, 而 1980 年则相反, 印度和孟加拉湾的西南季风则十分活跃。

4.2　加热场的差异

众所周知, 速度势的梯度就是辐散风场, 对流层上层的辐散中心是与上升运动和大气热源相对应的。从图 10a 可见, 1994 年 200 hPa 北太平洋上空绝大部分为 V_x 距平的负值区, 欧洲和亚洲的西部为 V_x 距平正值区与印度洋的正值区连成一片, 尤其在南印度洋靠近赤道地区为 V_x 强大正距平值区, 西太平洋暖池附近(120~ 140°E) 为 V_x 距平负值中心(相对冷源), 从印度尼西亚的西北部经中国

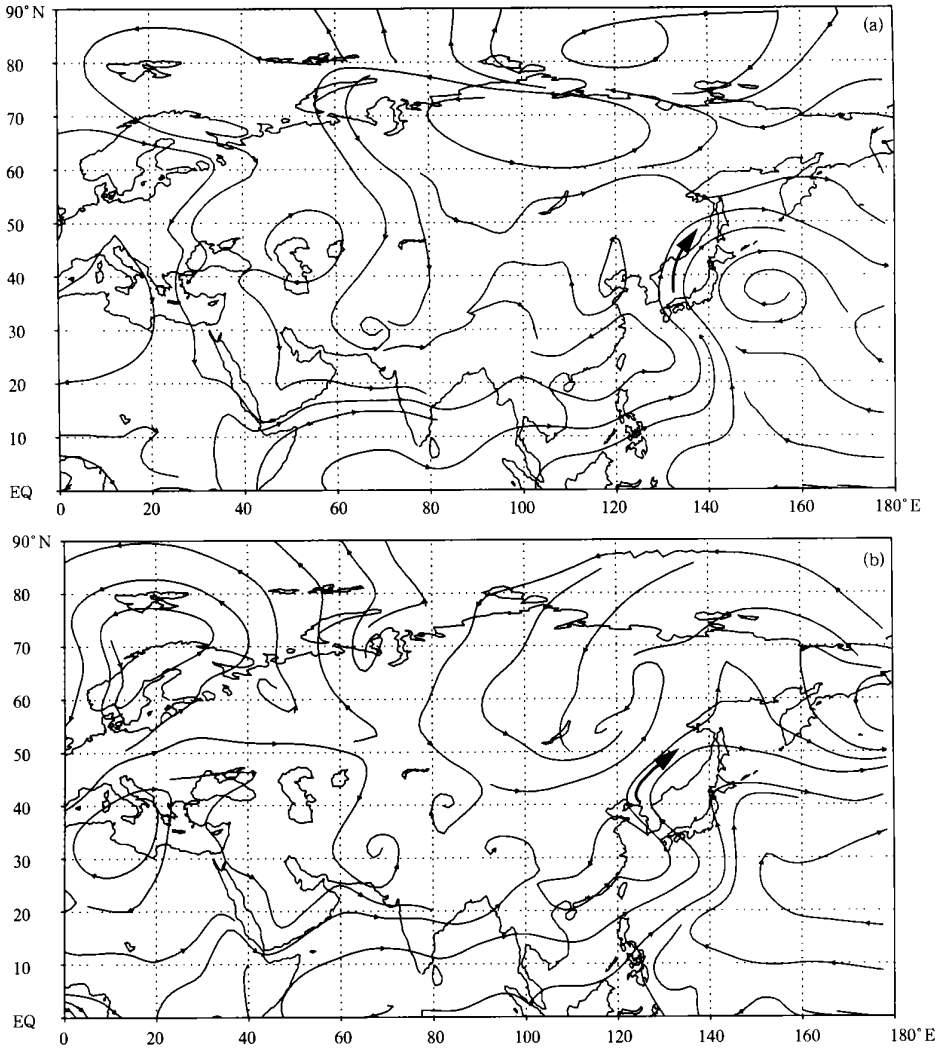


图 8 1999 年东亚夏季风在东北区建立前 1 候(a, 第 43 候) 和建立候(b, 第 44 候) 850 hPa 平均流场

表 2 东亚夏季风在东北区建立日期和持续时间与东亚夏季风强弱的相关[18, 21]

年份		建立日期(候)	累计(候)	最北界(°N)	撤退日期(候)	施能	孙、陈	张庆云	孙力
1980	○	无				弱	弱	弱	弱
1981	▲	37	4	47	43	强	强	强	弱
1982		43	3	49	46	正常	弱	强	正常
1983	○	无				弱	弱	弱	弱
1984		43	3	44	46	较强	较弱	强	强
1985		41	3	43	44	强	较强	强	强
1986		42	1	44	43	弱	较弱	强	正常
1987	○	无				弱	弱	较弱	正常
1988	▲	40	6	58	47	强	正常	弱	弱
1989		40	2	49	44	强	弱	弱	弱
1990	▲	38	6	46	47	强	较强	较强	正常
1991	○	无				弱	较弱	正常	弱
1992		41	2	43	43	较强	较弱	较弱	弱
1993	○	无				强	弱	弱	弱
1994	▲	38	8	50	46	强	强	强	强
1995		42	4	43	45	强	较弱	弱	强
1996		42	2	43	44		较弱	弱	弱
1997	○	无					正常	强	弱
1998		40	4	50	45		弱	弱	弱
1999		44	2	51	46		弱		弱
2000		40	3	50	46				较弱

注: ○表示文中定义的东亚夏季风在东北区没有建立的年份; ▲表示文中定义的东亚夏季风在东北区建立而且是强季风年。

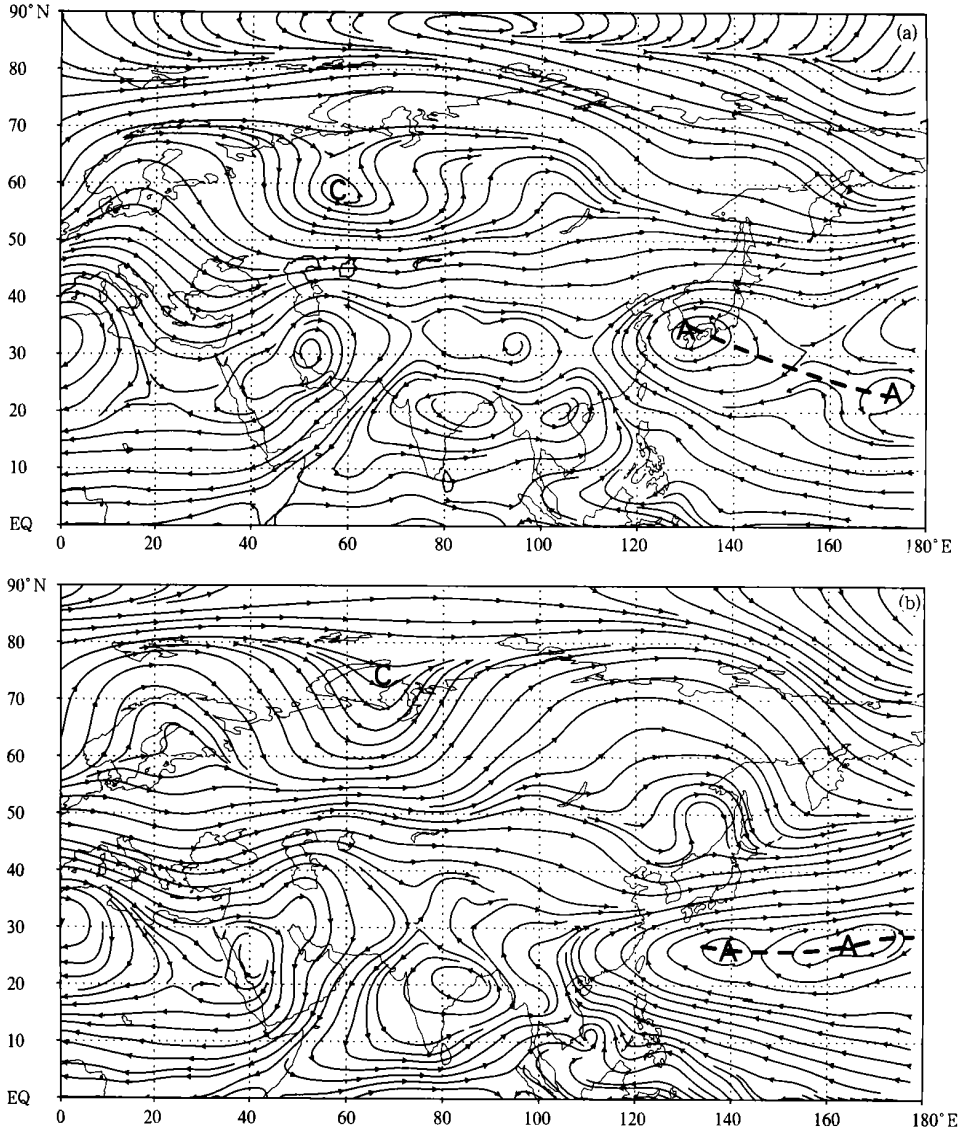


图 9　东亚夏季风在中国东北区建立最早、最强的 1994 年(a) 和
没有建立的 1980 年(b) 7~ 8 月 500 hPa 平均流场

南海到菲律宾之间为 V_x 距平等值线密集带, 形成自西南向东北方向强的辐散风场。图 10b 所显示的低层则与 200 hPa 相反分布, 而图 10c 则表明东亚夏季风没有建立的 1980 年欧亚大陆和北太平洋大部分区域上空 V_x 距平不甚明显, 图 10d 所显示的低层更加不明显。

5　结论和讨论

(1) 文中定义的东亚夏季风在中国东北地区建立的标准, 即 850 hPa 候平均 θ_{se} 和南风风速沿 122. 5°E时间-纬度剖面图上, θ_{se} 的 336 K 等值线和 V_s(南风风速 ≥4 m/ s) 均越过 40°N 为建立时间, 退回 40°N 的最后 1 候为撤退候, 所给出的 1980~ 2000 年的建立持续和撤退的时间年历表表明, 建立的平均日期为第 41 候, 与陶诗言和陈隆勋所给出的 7 月 20 日比较接近, 建立、持续和撤退期均方差较华北、长江和华南要小, 在 1. 9~ 1. 2 候之间, 因为持续的时间短, 平均为 3. 6 候, 开始撤退的平均日期为第 45 候(8 月第 3 候) 。东亚夏季风在中国东北区建立前后候降雨量增加和撤退前后候降雨量递减是十分显著的, 建立时低层水汽辐散场变成辐合场。

(2) 文中定义的东亚夏季风在中国东北区没有建立的 1980, 1983, 1987, 1991, 1993 和 1997 年 6 a 与国内有关学者所定义的弱夏季风年基本一致, 只

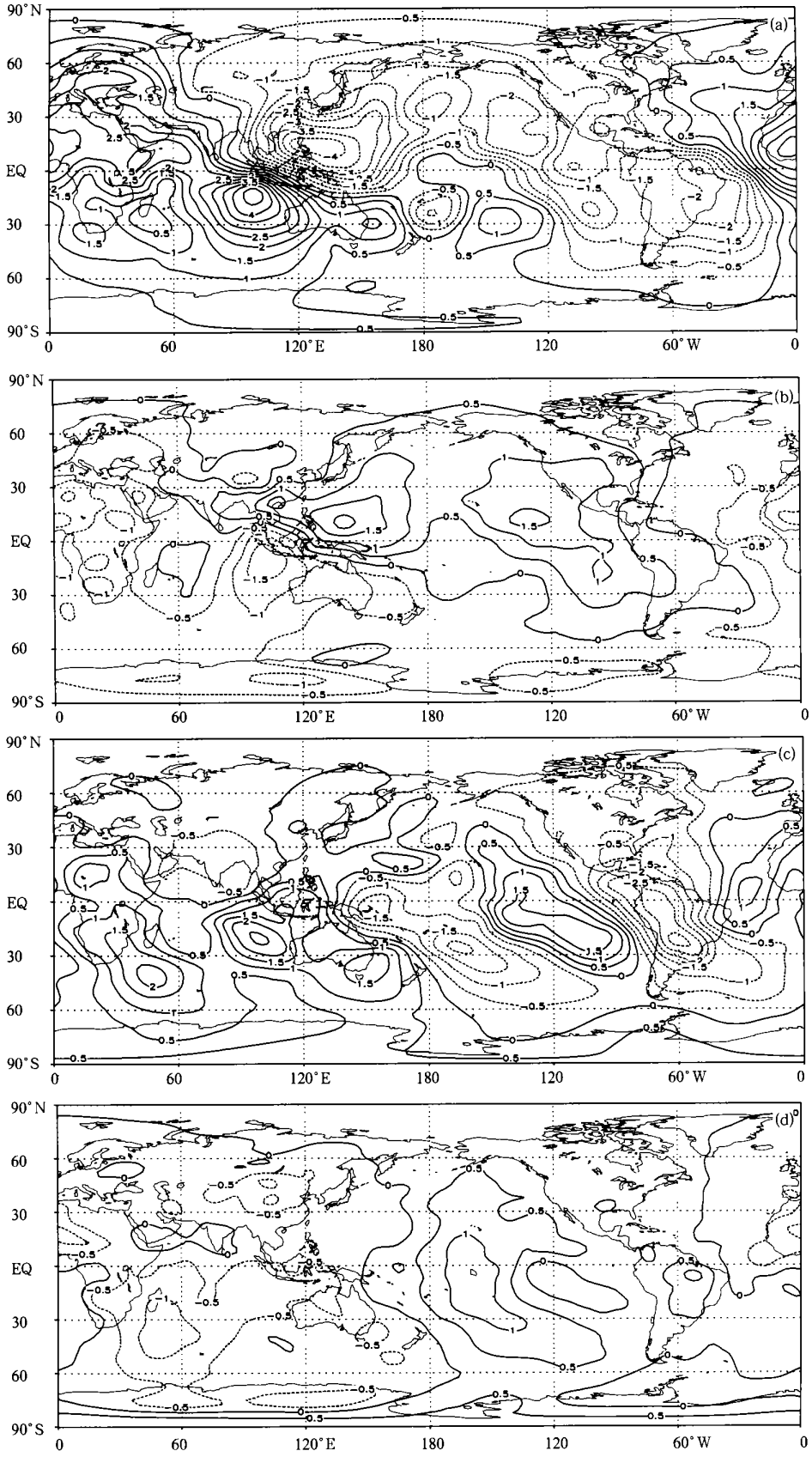


图 10 V_x 月平均距平分布

(a 和 b 分别为 1994 年 7 月 200 和 850 hPa, c 和 d 为 1980 年 7 月 200 和 850 hPa; 单位为 10^6 m^2/s)

有 1997 年有差别, 这表明所定义的中国副热带地区夏季风弱的年份, 自然也很难影响到中国中高纬的东北地区, 反之, 文中定义的中国东北区强夏季风年(即建立的时间早、累积候 ≥4 的年份) 的 1981, 1988, 1990 和 1994 年也与国内有关学者所定义的强夏季风基本一致, 只是对 1988 年的强弱定义有所不同。

(3) 东亚夏季风在中国东北区建立和不建立年的流场、加热场都存在显著差异: 西北太平洋的反气旋中心无论在低层还是在中层, 位置偏北和偏西重要的差别, 夏季风强劲的 1994 年 500 hPa 比夏季风没有建立的 1980 年副热带反气旋中心偏北 7 个纬距, 偏西 7~ 8 个经距; 1994 年东亚没有中高纬度阻塞形势而 1980 年则很明显; 1994 年在中国青藏高原地区有一个次反气旋中心对印度的季风气旋东北侧的西南季风起到明显的牵制作用, 致使中国西南地区盛行东北风, 而 1980 年则相反, 印度和孟加拉湾的西南季风十分活跃! 加热场 1994 与 1980 年差异亦很明显, 1994 年 200 hPa 北太平洋上空绝大部分为 V_x 距平的负值区, 欧洲和亚洲的西部为 V_x 距平正值区与印度洋的正值区连成一片, 尤其在南印度洋靠近赤道地区为 V_x 强大正距平值区, 西太平洋暖池附近(120~ 140°E) 为 V_x 距平负值中心(相对冷源), 从印度尼西亚的西北部经中国南海到菲律宾之间为 V_x 距平等值线密集带, 形成自西南向东北方向强的辐散风场。低层则与 200 hPa 相反分布, 而没有建立的 1980 年欧亚大陆和北太平洋大部分区域上空 V_x 距平不甚明显, 表明海陆热力差异相对减小。

(4) 从表 1 可以看出, El Ni$\tilde{n}$o 年对中国东北地区夏季风建立的影响似乎没有什么规律性, 20 世纪 80 年代以来的 6 a El Ni$\tilde{n}$o 中, 有 3 a 东亚夏季风在东北区没有建立, 如 1991, 1993 和 1997 年, 有 1 个强劲年如 1994 年, 还有 1982 年和 1986 年为夏季风影响一般年份。

参考文献

1 金祖辉、陈隆勋. 夏季东亚季风环流系统的中期变化及印度季风系统的相互关系. 见: 全国热带夏季风学术会议论文集. 昆明: 云南人民出版社, 1982. 204~ 215

2 陈隆勋. 东亚季风系统的结构及其中期变动. 海洋学报, 1984(6): 744~ 785

3 Tao Shiyan, Chen Longxun. A review of research on the East Asian Summer Monsoon in China. In Monsoon Meteorology. Chang C P. Krishnamurti T N. ed. Oxford University Press, 1987. 60~ 92

4 施尚文, 巢俊民. 中国北方地区的夏季风. 见: 全国热带夏季风学术会议文集. 昆明: 云南人民出版社, 1982. 72~ 85

5 陶诗言. 季风研究中有待解决的问题. 见: 国家自然科学基金委等编. 现代大气科学前沿与展望. 北京: 气象出版社, 1996. 35~ 36

6 喻世华, 颜景容. 1979 年东亚夏季风环流建立过程的分析. 热带气象, 1986, 2(1): 55~ 61

7 Zhu Qiangeng, He Jinhai, Wang Panxing. A study of circulation differences between East-Asian and Indian Summer Monsoons with their interaction. A. A. S., 1986, 3: 446~ 477

8 丁一汇, 马鹤年. 东亚季风的研究现状. 见: 何金海主编, 丁一汇, 陈隆勋副主编. 亚洲季风研究的新进展. 北京: 气象出版社, 1986. 2~ 3

9 郭其蕴. 东亚夏季风强度指数及其变化的分析. 地理学报, 1983, 38(3): 207~ 217

10 汤明敏, 黄士松等. 1979 年中国东部夏季风的进展. 见: 全国热带夏季风会议文集. 昆明: 云南人民出版社, 1983. 15~ 30

11 周玉孚. 中国东部地区季风进退与雨季起迄的关系. 见: 全国热带夏季风学术会议文集. 昆明: 云南人民出版社, 1983. 311~ 317

12 朱乾根, 杨松. 东亚副热带季风的北进及其低频振荡. 南京气象学院学报, 1989(12): 249~ 257

13 赵汉光, 张先恭. 东亚季风和中国夏季雨带的关系. 气象, 1994, 22(4): 8~ 12

14 施能. 近 40 年东亚冬季风强度的多时间尺度变化特征及其与气候的关系. 应用气象学报, 1996, 7(2): 175~ 182

15 施能, 朱乾根, 关彬贵. 近四十年东亚夏季风及中国夏季大尺度天气气候异常. 大气科学, 1996, 20(5): 575~ 583

16 何金海, 丁一汇, 高辉等. 南海夏季风建立日期的确定与季风指数. 北京: 气象出版社, 2001. 123pp

17 孙秀荣, 陈隆勋, 何金海. 东亚海陆热力差指数与东亚夏季风强度关系探讨. 见: 何金海等主编. 南海夏季风建立日期的确定与季风指数. 北京: 气象出版社, 2001. 96~ 108

18 廉毅, 安刚, 王琪等. 吉林省 40 年来气温和降水的变化. 应用气象学报, 1997, 8(2): 1997~ 204

19 廉毅, 安刚. 东亚季风、El Nino 与中国松辽平原夏季低温关系初探. 气象学报, 1998, 56(6): 720~ 735

20 丁一汇. 天气动力学中的诊断分析. 北京: 科学出版社, 1989. 280pp

21 孙力, 安刚, 唐晓玲. 东北亚地区夏季 850 hPa 南风异常与东北旱涝的关系. 大气科学, 2003, 27(3): 425~ 434

THE STUDY OF THE ON-SET CRITERION AND THE DATE OF EAST ASIAN SUMMER MONSOON IN NORTHEAST CHINA AND ITS MAIN CHARACTERISTIC ANALYSIS

Lian Yi Shen Baizhu Gao Zongting An Gang Tang Xiaoling

(Institute of Meteorological Science of Jilin Province, Changchun 130062)

Abstract

In this paper, the criterion of establishment and withdrawal of East Asian summer monsoon in Northeast China is suggested by using NCEP/NCAR reanalysis daily date and daily precipitation from 80 observation stations of Northeast China for the past 20 years. When the pentad-averaged contours of θ_{se} 336 K and 4 m/s south wind at 850 hPa along 122.5°E time-latitude cross section are across 40°N together, the pentad is defined as the established time of East Asian summer monsoon in Northeast China. The total pentads of persistency and accumulation are effective days. A pentad is defined as the withdraw of East Asian summer monsoon from Northeast China when the pentad-averaged θ_{se} 336 K contours withdraw to the south of 40°N. If the pentad-averaged contours of θ_{se} 336 K and 4 m/s south wind are not across 40°N at the same time, it is defined that this is an un-establishment year of East Asian summer monsoon in Northeast China. The time table of establishment, persistency, accumulation and withdraw of East Asian summer monsoon in Northeast China in 1980~2000 is given. We find that the established time is the 41th pentad (5th pentad in July), accumulated effective time is 3.6 pentads (about 18 days), and withdraw time is the 45th pentad (3rd in August). The precipitation increases (decreases) clearly around the establishment (withdrawal) time of East Asian summer monsoons in Northeast China as the change of water vapour convergence. The strong summer monsoons defined in this paper, such as 1981, 1988, 1990, and 1994, are basically accordance with others defined. The streamline and heating fields in the years of East Asian summer monsoon's establishment and un-establishment in Northeast China are analysed, and the difference is significant. In the establishment year, the Northwest Pacific High is westward and northward (about 7 longitude and latitude) and no blocking high in East Asia mid-high latitude. It is opposite in the un-establishment year. In 1994, a strong summer monsoon year, the positive anomaly heating center at 200 hPa is towards tropical South India Ocean, West Pacific warm pool is a relative cool area, and the anomaly divergent wind V_x gradient is strong along the East China coast. But in 1980, an un-establishment summer monsoon year, the thermal difference between sea and land in North Hemisphere is relative weak, and more un-clearer in low tropopause.

Key Words: Asian summer monsoon, Northeast China, Criterion.

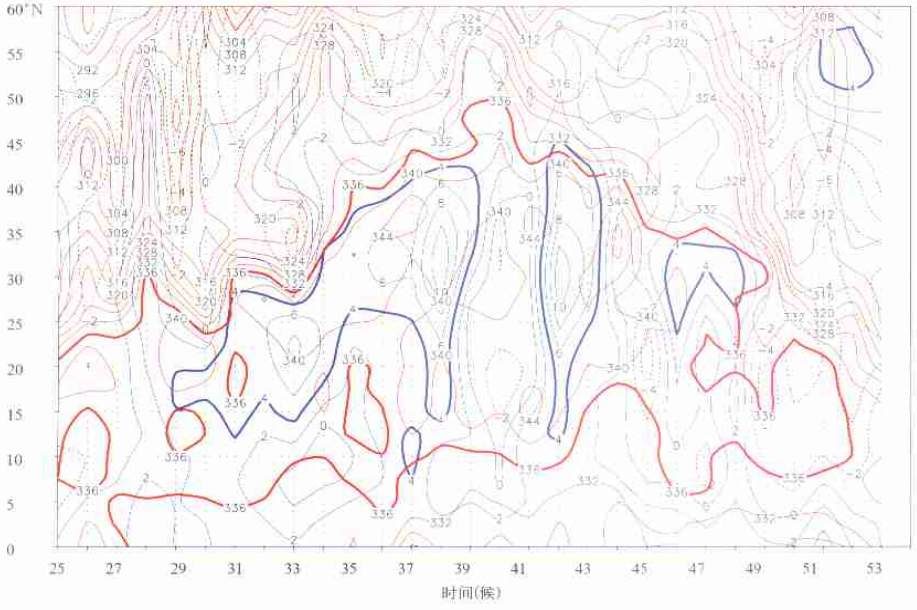


图4 1994年850 hPa的θ_e，V分量沿122.5°E逐候时间－纬度剖面

（蓝实线：南风风速等值线，虚线：北风风速等值线，间隔：2 m/s，

粗蓝实线：风速为4 m/s；红色实线为θ_e等值线，间隔：4 K，粗红实线为336等θ_e线）

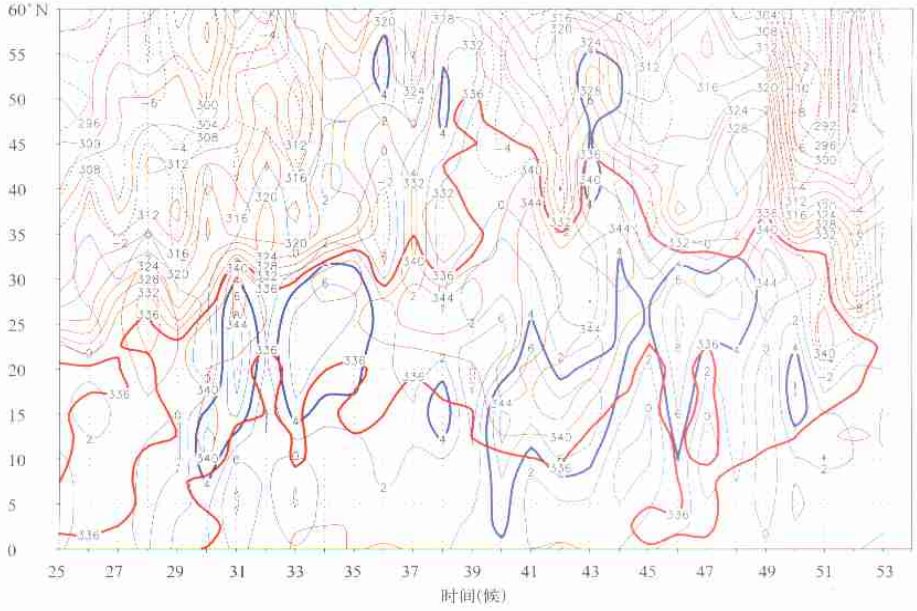


图7 1999年850 hPa 沿122.5°E候平均θ_e时间－纬度剖面

（蓝实线：南风风速等值线，虚线：北风风速等值线，间隔：2 m/s，

粗蓝实线：风速为4 m/s；红色实线为θ_e等值线，间隔：4 K，粗红实线为336等θ_e线）