

川东盛夏伏旱非绝热热流量场特征

刘富明

李跃清

(成都高原气象研究所, 成都 610072)

提 要

本文分析了川东伏旱与大气非绝热热流量的关系, 结果表明: 与四川“西涝东旱”气候特征相关的川东伏旱与北半球大范围非绝热热流量异常相联系。夏季月平均非绝热热流量距平场, 亚欧范围内差异显著。重旱年极地维持1波, 无旱年维持2波, 90—120°E、20—40°N关键区, 重旱年北正南负、东正西负; 轻旱年东正西负; 无旱年北负南正、东负西正。川东重旱年、轻旱年为负距平区, 无旱年为正距平区。并且, 青藏高原加热作用, 通过影响东亚大气环流系统而对川东伏旱形成有重要影响。最后, 提出了根据冬—夏地气遥相关事实, 应用参数化方法, 建立川东伏旱长期预报方法的可能性。

关键词: 川东伏旱; 非绝热热流量; 遥相关。

一、引 言

长期天气过程的本质属性是非绝热性, 因此, 在长期天气过程和大气环流变化中, 大气冷热源的作用十分重要。人们已认识到, 大气冷热源是决定大气环流的重要因子之一, 其变化对于大气环流有显著影响, 并由此导致大范围天气气候异常的发生, 但下垫面物理状况的变异又能影响大气冷热源的位置、强度^[1,2]。同时, 干旱作为一种主要气象灾害, 也得到人们的大力关注和研究。其中, 川东伏旱研究课题组分析了川东伏旱的气候特征和演变规律, 指出川东伏旱与大范围环流和太平洋海温异常密切相关, 并建立了川东伏旱长期预报方法¹⁾。

但是, 关于川东伏旱形成原因和发展规律的认识还需深入。因此, 本文从热力学第一定律出发, 应用谱方法诊断计算了北半球 500hPa 非绝热热流量距平场, 着重分析了非绝热热流量场与川东盛夏伏旱的关系, 得到了一些有意义的结果。

二、资料和方法

采用北京气象中心 1964—1987 年北半球 500hPa $5^\circ \times 5^\circ$ 月平均温度网格点资料和 1951—1985 年北半球 500hPa $5^\circ \times 10^\circ$ 月平均位势高度网格点资料。

与文献[3]相同, 在球坐标系中, 考虑大气湍流特性, 以积分热力学方程为基础,

1991年1月4日收到, 12月22日收到修改稿。

1) 川东五地市气象局伏旱研究组, 1980, 川东伏旱 (1)、(2)、(3)。

可得到距平方程

$$\frac{\partial T''}{\partial t} + \frac{v}{a} \frac{\partial T''}{\partial \varphi} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial T''}{\partial \lambda} - K \cdot \cdot^2 T = F''(\varphi, \lambda, t), \quad (1)$$

其中 $\cdot \cdot^2 = \frac{1}{a^2 \cos \varphi} \left[\frac{\partial}{\partial \varphi} \cos \varphi \frac{\partial}{\partial \varphi} + \frac{1}{\cos \varphi} \frac{\partial^2}{\partial \lambda^2} \right]$, 带“'''”的量均为距平值, F'' 为非绝热热流量距平, K 为水平方向的大型湍流交换系数, 其余符号为气象上常用。

考虑与环流调整到月平均状态相对应的大气非绝热热流量距平场, 则取定常状态^[4], 并引入地转关系, 得到

$$\frac{9.8}{2\Omega a^2} \left[\frac{1}{\mu} \left(\frac{\partial H}{\partial \lambda} \frac{\partial T''}{\partial \mu} - \frac{\partial H}{\partial \mu} \frac{\partial T''}{\partial \lambda} \right) \right] - K \cdot \cdot^2 T'' = F''(\lambda, \mu). \quad (2)$$

从上式出发, 采用三角形截断, 截断波数取 15, H , T'' , F'' 对赤道对称, 由谱方法得到非绝热热流量距平谱系数

$$F_n^m = \frac{1}{4\pi} \frac{9.8}{2\Omega a^2} \int_{-1}^1 \int_0^{2\pi} \left[\frac{1}{\mu} \left(\frac{\partial H}{\partial \lambda} \frac{\partial T''}{\partial \mu} - \frac{\partial H}{\partial \mu} \frac{\partial T''}{\partial \lambda} \right) \right] P_n^m(\mu) \cdot e^{-im\lambda} d\lambda d\mu \\ + K \cdot \frac{n(n+1)}{a^2} T_n^m. \quad (3)$$

我们应用 (3) 式计算了 1964—1985 年北半球 500hPa 月平均非绝热热流量距平场 $F''^{[3]}$ 。

三、川东盛夏非绝热热流量场特征

我们知道, 发生在江津、涪陵、达县、万县、南充五地区和重庆市, 以及绵阳、内江、宜宾三地区东部边缘的盛夏伏旱是川东地区的客观气候现象。根据川东伏旱研究组伏旱标准, 我们定义, 伏旱平均天数等于或大于 30 天为重旱年; 大于 20 天但小于 30 天为轻旱年; 等于或小于 20 天为无旱年。按此标准得到 1964—1982 年共 9 个重旱年、5 个轻旱年和 5 个无旱年。这里, 选取 1971、1972、1975、1976、1987 年 5 个重旱年, 1966、1969、1973、1974、1981 年 5 个轻旱年和 1965、1968、1979、1980、1982 年 5 个无旱年。其中, 1976 年为典型重旱年, 1965 年为典型无旱年, 由此分析讨论了川东伏旱与北半球 500hPa 非绝热热流量的关系。

1. 同期非绝热热流量场特征

重旱年非绝热热流量距平场, 7 月份 (见图 1a) 表现为, 70°N 以北极地是一偶极子, 正距平区位于 120°W 向东到 60°E, 中心强度 1.1K/d (以下单位略去), 负距平区位于 120°W 向西到 60°E, 中心强度 -1.0。70°N 以南, 加拿大中东部到美国东部是正距平, 中心强度 0.30, 加拿大西部到美国西部是负距平, 中心强度 -0.35, 美国阿拉斯加到夏威夷群岛东端是正距平, 中心强度 0.27, 亚速尔群岛西部到纽芬兰岛是负距平, 中心强度 -0.36, 英国以西洋面是正距平, 中心强度 0.32, 北欧一带为负距平, 中

心强度-0.33, 西欧西部及沿海是负距平, 中心强度-0.27, 鄂霍次克海东端到阿留申群岛西部是负距平, 中心强度-0.34, 日本以南海面经中途岛到夏威夷群岛是一纬向负距平区, 鄂霍次克海以北大陆到日本是正距平, 中心强度 0.41, 里海、威海经新西伯利亚到赤塔是负距平, 中心强度-0.24, 而且, 青藏高原及周围地区是正距平, 我国 100°E 以东、30°N 以南地区是负距平区, 其余是正距平区。8 月份 (图 1b), 70°N 以北极地是一偶极子, 正距平位于 120°W 向西到 30°E, 中心强度 0.43, 负距平位于 120°W 向东到 30°E, 中心强度-0.68, 70°N 以南, 加拿大是负距平, 中心强度-0.50, 美国到古巴是正距平, 中心强度 0.2, 阿拉斯加及其以北洋面是正距平, 中心强度 0.3, 北美大陆西部海面是正距平, 中心强度 0.43, 阿拉斯加湾到夏威夷群岛是负距平区, 中心强度 0.24, 格陵兰南部是正距平, 中心强度 0.7, 纽芬兰岛到北回归线是负距平, 中心强度-0.40, 东欧一带是正距平, 中心强度 0.33, 西欧到阿尔及利亚一带是负距平, 鄂霍次克海到日本是正距平, 中心强度 0.30, 里海、威海向北到 60°N 一带是负距平, 中心强度-0.25, 我国东北到赤塔是负距平, 中心强度-0.32, 青藏高原是正距平, 中心强度 0.22, 我国东部、南部是负距平区, 其余是正距平区。

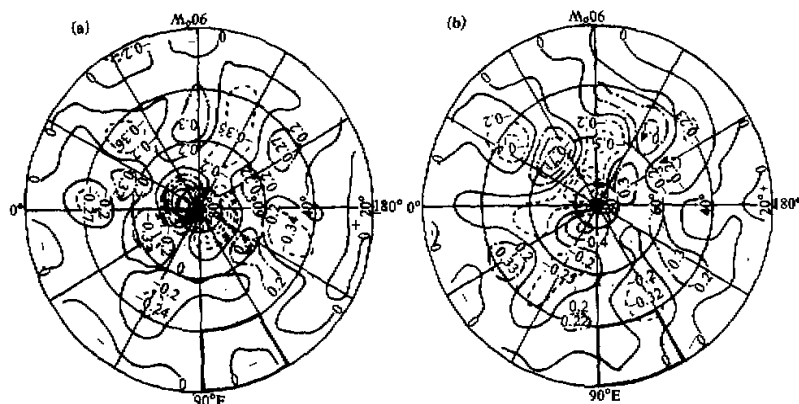


图 1 重旱年平均非绝热热量距平场

(a) 7 月、(b) 8 月; 单位: K/d

轻旱年平均非绝热热量距平场, 7 月份 (图 2a), 70°N 以北极地是一偶极子, 负距平位于西半球, 中心强度-0.69, 正距平位于东半球, 中心强度 0.63, 70°N 以南, 加拿大东部到美国是负距平, 中心强度-0.50, 加拿大西部到美国西部是正距平, 中心强度 0.49, 阿拉斯加湾南部是负距平, 中心强度-0.22, 阿留申群岛是负距平, 中心强度-0.28, 纽芬兰岛周地区是正距平, 中心强度 0.28, 亚速尔群岛东部是负距平, 中心强度-0.21, 西欧到北欧是正距平, 中心强度 0.4, 黑海一带负距平, 中心强度-0.24, 鄂霍次克海到日本是负距平区, 中心强度-0.24, 赤塔到雅库茨克是正距平, 中心强度 0.30, 独联体北部萨列哈尔德是负距平区, 中心强度-0.30, 里海、威海是一正距平区, 中心强度 0.28, 而且, 青藏高原东正西负分布, 我国 100°E 以东、40°N 以南是负距平, 其余地区是正距平。8 月份 (图 2b), 70°N 以北极地是两波形式, 正距平分别位

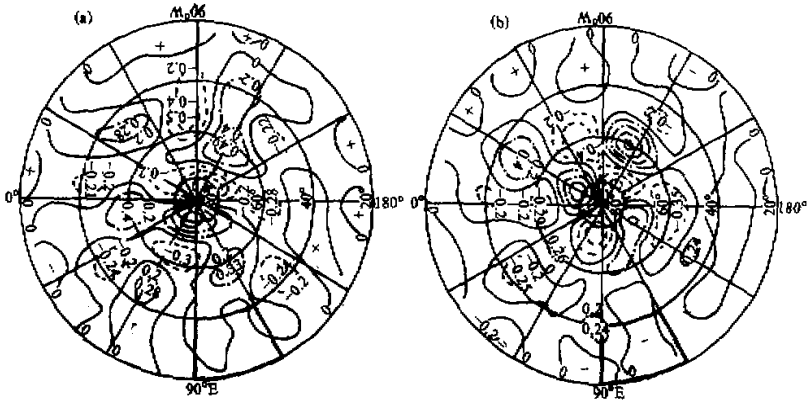


图 2 轻旱年平均非绝热热流量距平场

(a) 7 月, (b) 8 月; 单位: K/d

于 $30^{\circ}W$ 和 $150^{\circ}E$, 中心强度分别为 0.75 和 0.40, 负距平区位于 $80^{\circ}E$ 和 $60^{\circ}W$, 中心强度分别为 -0.49 和 -0.61 , $70^{\circ}N$ 以南, 加拿大东部是负距平, 中心强度 -0.49 , 加拿大西部一直到阿拉斯加湾是正距平, 中心强度 0.81, 美国西部沿海是负距平, 中心强度 -0.20 , 阿留申群岛是负距平, 中心强度 -0.35 , 西欧沿海到纽芬兰岛是正距平, 中心强度 0.40, 西欧到阿尔及利亚一带是负距平, 中心强度 -0.29 , 广岛群岛是正距平区, 中心强度 0.24, 日本以南海面经中途岛到夏威夷群岛是负距平, 赤塔北部是正距平, 中心强度 0.2, 俄罗斯列宁格勒是正距平, 中心强度 0.26, 黑海、里海到咸海是负距平, 中心强度 -0.25 , 青藏高原北正南负分布, 我国 $100^{\circ}E$ 以东地区是负距平, 其余地区是正距平。

无旱年非绝热热流量距平场, 7 月份 (图 3a) $70^{\circ}N$ 以北极地是两波形式, 正距平区位于 $15^{\circ}W$ 和 $165^{\circ}W$, 中心强度分别为 0.27 和 0.43, 负距平区位于 $60^{\circ}E$ 和 $90^{\circ}E$, 中心强度 -0.61 , $70^{\circ}N$ 以南, 加拿大哈得孙湾是正距平, 中心强度 0.28, 加拿大西部是一负距平区, 中心强度 -0.44 , 阿留申群岛到广岛群岛是正距平, 中心强度 0.22, 亚速尔群岛是负距平, 中心强度 -0.22 , 西班牙一带是正距平, 中心强度 0.40, 丹麦周围是负距平, 中心强度 -0.26 , 突尼斯是负距平, 中心强度 -0.20 , 鄂霍次克海到日本是负距平, 中心强度 -0.31 , 黑海一带是正距平区, 中心强度 0.34, 新西伯利亚北部是正距平, 中心强度 0.42, 威海东部是一负距平区, 中心强度 -0.22 , 我国华北是负距平区, 中心强度 -0.24 , 青藏高原是负距平, 我国 $100^{\circ}E$ 以东、 $30^{\circ}N$ 以南是正距平, 其余地区是负距平。8 月份 (图 3b) $70^{\circ}N$ 以北极地是两波形式, 正距平位于 $40^{\circ}W$ 和 $160^{\circ}W$, 中心强度分别为 0.40 和 0.24, 负距平位于 $60^{\circ}E$ 和 $120^{\circ}W$, 中心强度分别为 -0.41 和 -0.65 , $70^{\circ}N$ 以南, 加拿大东部到美国东部是负距平, 中心强度 -0.21 , 美国西部及沿海是正距平, 中心强度 0.29, 阿拉斯加以南海面是负距平, 中心强度 -0.36 , 阿留申群岛是正距平, 中心强度 0.21, 纽芬兰岛是正距平, 中心强度 0.31, 格陵兰南部戈特霍普是负距平, 中心强度 -0.25 , 鄂霍次克海到日本广岛群岛是负距平, 中心强度 -0.34 ,

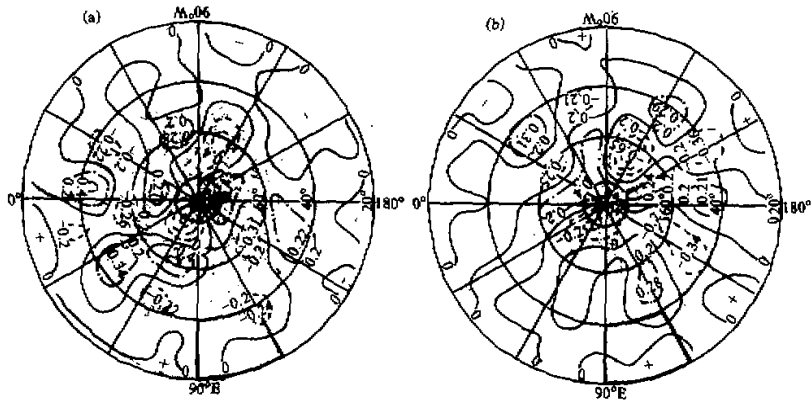


图3 无旱年平均非绝热热量距平场

(a) 7月, (b) 8月; 单位: K/d

我国华北、东北到俄罗斯雅库茨克以北是正距平, 中心强度 0.28, 威海北部到萨列哈尔德是正值区, 青藏高原是负距平, 我国华东、西南大部是正距平区, 其余是负距平。

要指出的是, 从 7 月到 8 月, 非绝热热量距平场发生了一些变化, 特别是重旱年和轻旱年。一方面, 这种变化, 与伏旱开始与结束期出现时间先后有关系, 和伏旱时段主要集中在盛夏 (7、8 月) 哪个月相对应。另一方面, 对于这种变化, 我们考察了上述非绝热热量距平差异的可信度, 比较了重旱年、轻旱年与无旱年的差异以及它们 7、8 月之间的差异 (图略), 检验表明, 除高纬个别格点外, 前者差异大于后者差异。因此, 所得到的非绝热热量距平差异是有意义的。

2. 前期非绝热热量场特征

我们计算了重旱年、无旱年平均的前期 6 月北半球非绝热热量距平场。

由图 4a 可知, 重旱年, $70^{\circ}N$ 以北极地是一偶极子, 正、负距平位于东、西半球, 正中心强度 0.67, 负中心强度 -0.46 , 中高纬, 加拿大西部到美国西部是正距平, 中心强度 0.28, 阿拉斯加湾是负距平, 中心强度 -0.33 , 阿留申群岛到鄂霍次克海是正距平, 中心强度 0.32, 加拿大东部到美国东部是负距平, 中心强度分别为 -0.24 和 -0.20 , 纽芬兰岛一带是正距平, 中心强度 0.43, 亚速尔群岛及其以北海面是负距平, 中心强度 -0.30 , 我国华北到乌兰巴托是正距平, 中心强度 0.28, 雅库茨克一带是负距平, 中心强度 -0.40 , 新疆到威海、里海是负距平, 中心强度 -0.24 , 青藏高原是正距平, 云贵高原及华南是负距平, 其余地区是正距平。

由图 4b 可知, 无旱年, $70^{\circ}N$ 以北极地是两波形式, 正中心位于 $20^{\circ}W$ 和 $150^{\circ}W$, 中心强度 0.45, 负中心位于 $75^{\circ}E$ 和 $110^{\circ}W$, 中心强度分别是 -0.41 和 -0.25 , 中高纬, 加拿大西部和美国西部是负距平, 中心强度 -0.24 , 洛杉矶西部海面是正距平, 中心强度 0.25, 阿拉斯加湾南部是负距平区, 阿留申群岛西部是正距平, 中心强度 0.20, 日本以东海面是负距平, 中心强度 -0.26 , 加拿大东部到美国东部是正距平, 中心强度

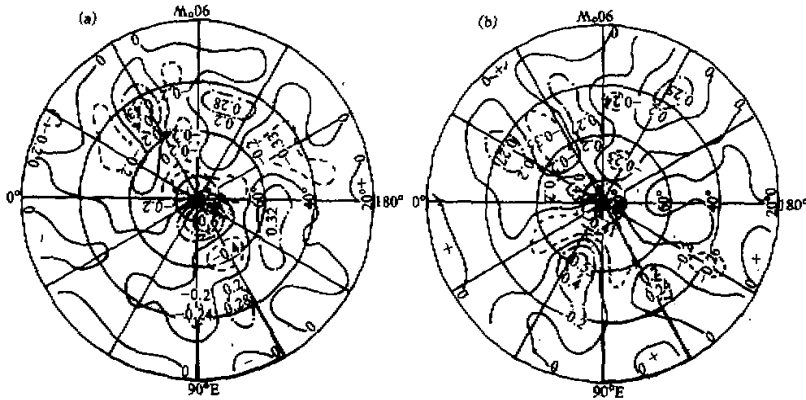


图 4 6 月平均非绝热热流量距平场
(a) 重旱年, (b) 无旱年; 单位: K/d

0.27, 纽芬兰岛及以东海面是负距平, 中心强度 -0.35 , 亚速尔群岛是正距平, 中心强度 0.27 , 我国东北一带是正距平, 中心强度 0.24 , 东欧是负距平, 威海、阿拉木图以北的大陆是正距平, 中心强度 0.53 , 青藏高原是负距平, 我国 100°E 以东、 30°N 以南是正距平, 其余地区是负距平区。

四、分析与讨论

由上可知, 重旱年、轻旱年、无旱年非绝热热流量距平场表现出明显的特征, 其差异性表明川东盛夏伏旱与非绝热热流量具有密切的关系。

从 7 月到 8 月, 重旱年非绝热热流量距平场, 70°N 以北极地维持 1 波, 而无旱年维持 2 波; 70°N 以南, 东半球整个分布形式; 重旱年与无旱年相似, 但符号相反。其中, 里海、威海一带($45^{\circ}\text{--}75^{\circ}\text{E}$, $40^{\circ}\text{--}60^{\circ}\text{N}$)为负值区, 青藏高原是正值区, 尤其是 $90^{\circ}\text{--}120^{\circ}\text{E}$ 、 $20^{\circ}\text{--}40^{\circ}\text{N}$ 的范围, 为北正南负、东正西负, 川东地区处于负值区, 而无旱年上述地区与重旱年相反, 前期 6 月非绝热热流量场也表现出这一性质, 轻旱年既相似于重旱年, 又有其特殊性。川东伏旱与非绝热热流量场的这种关系, 有着明显的物理背景和天气意义。

70°N 以北极地, 非绝热热流量距平场, 重旱 (无旱) 年维持 1 (2) 波, 这反映极涡及其冷空气活动的差异。可能表明重旱 (无旱) 年, 极地冷空气活动相对不频繁 (频繁), 向低纬扩散的强度较弱 (强), 影响范围偏北 (南), 不利于 (有利于) 川东降水。

青藏高原, 以及亚洲大陆, 重旱 (无旱) 年非绝热热流量是正 (负) 距平区, 这反映作为夏季北半球最强热源青藏高原对东亚大气环流和天气的重要影响。由于高原上空热状况与南亚高压东西振荡有密切关系^[5], 因此, 川东重旱 (无旱) 年, 高原上非绝热热流量距平的相反状态, 通过影响其上空大气环流系统, 导致四川旱涝尤其川东伏

旱的产生。川东重旱(无旱)年, 南压高压强大(较弱), 中心以东部型(西部型)为主, 这与青藏高原上空热源增强会引起南亚高压增强的结论相对应^[6]。而且, 青藏高原冬季积雪面积、厚度、天数与夏季青藏高原上空热源强弱有一定关系, 这意味着冬季高原积雪程度的多少, 引起未来夏季高原上空热源强度的变化, 通过南亚高压等大气环流系统异常, 影响四川天气。叶笃正^[7]指出, 高原加热对北非和中东沙漠形成和中国西北的干旱有重要影响。这里表明, 高原上空热源强(弱), 有利于川东伏旱(无旱)的发生。

重旱(无旱)年, 非绝热热流量距平场 90°E — 120°E 、 20°N — 40°N 关键区是北正南负(北负南正)、东正西负(东负西正), 相应川东地区处于负(正)值区。这反映了与西太平洋副热带高压相联系的东亚环流特征。重旱(无旱)年, 西太平洋副热带高压势力强(弱)、范围大(小), 川东 500hPa 位势高度场增高(降低), 东亚整个形势为东高西低(东低西高)、南高北低(南低北高)的距平分布, 导致川东伏旱(无旱)天气。

川东伏旱研究课题组指出, 形成川东伏旱、无旱的环流特征是不同的, 川东伏旱年, 东半球(尤其是东亚)暖空气势力强盛。从高层到低层, 副热带高压环流较强, 低层极地冷空气不易南下, 对流层中层, 经向环流占优势, 距平场呈“南高北低”, 高层南亚高压强大, 为东部型或带状型, 中低层西太平洋副高加强, 川东受单一暖气团控制。川东无旱年与之相反。这与本文以上的分析相一致。

要指出的是, 重旱年、轻旱年和无旱年, 四川盆地非绝热热流量场具有明显特征, 尤其是川东地区, 伏旱年(重旱和轻旱年)与无旱年分布相反。因此, 我们可以尝试采用文献[8]的思路, 利用地气遥相关联系, 突出高原雪盖等下垫面因子, 建立冬-夏遥相关参数化非绝热热流量预报模型, 进行川东盛夏伏旱的预报研究。

五、结 论

本文得到的主要结论如下:

(1) 川东重旱年、轻旱年、无旱年, 东半球(尤其东亚) 500hPa 夏季月平均非绝热热流量距平场具有显著差异。伏旱年与无旱年基本上呈相反分布。

(2) 夏季非绝热热流量距平场, 70°N 以北极地, 重旱年 1 波, 无旱年 2 波, 轻旱年 7 月 1 波、8 月 2 波。 90°E — 120°E 、 20°N — 40°N 区域, 重旱年北正南负、东正西负, 无旱年北负南正、东负西正, 轻旱年东正西负。

(3) 川东地区, 伏旱年非绝热热流量是负距平, 无旱年是正距平, 处于完全相反的状态, 表明非绝热热流量与川东伏旱具有密切关系。

(4) 青藏高原非绝热加热对川东伏旱有着重要影响, 而冬季高原上雪盖状况对川东盛夏伏旱具有一定预报意义。

总之, 与夏季四川盆地“西涝东旱”天气气候特征相联的川东盛夏伏旱不是一个局部现象, 而是与大范围非绝热热流量场密切相关。但是, 由于本文是应用热流量方程间接计算非绝热热流量, 不能了解不同非绝热加热过程的重要性, 对于认识川东伏旱形成的热力机制, 有一定局限性, 还需进行更深入细致的工作。

参 考 文 献

- [1] 朱抱真等, 1961, 北半球热源、热汇的年变和大气环流的年变, 动力气象学论文集, 科学出版社, 38—64.
- [2] 叶笃叶等, 1979, 青藏高原气象学, 科学出版社, 186—266.
- [3] 章基嘉等, 1991, 厄尔尼诺年和反厄尔尼诺年北半球 500hPa 非绝热热量场的特征, 南京气象学院学报, 14, No.3, 251—260.
- [4] 郭秉荣等, 1986, 大气科学中数学方法的应用, 气象出版社, 87—93.
- [5] 任广成, 1991, 青藏高原热状况对南亚高压活动的影响, 大气科学, 15, No.1, 28—32.
- [6] 黄荣辉, 1985, 夏季青藏高原上空热源异常对北半球大气环流异常的作用, 气象学报, 43, No.2, 208—220.
- [7] 叶笃正, 1988, 夏季青藏高原上空热力结构、对流活动和与之相关的大尺度环流现象, 大气科学 (特刊), 科学出版社, 1—12.
- [8] 李跃清等, 夏—冬海气热力遥相关及其在长期天气预报中的应用, 南京气象学院学报 (待发表).

Characteristics of Diabatic Heat Flow Field with Mid-Summer Drought in East Sichuan

Liu Fuming and Li Yueqing

(Chengdu Research Institute of Plateau Meteorology, Chengdu 610072)

Abstract

This paper analyzes the relationship between the mid-summer drought in east Sichuan Province, and the atmospheric diabatic heat flow (ADHF). The result shows that the mid-summer drought associated with "the western waterlogging and the eastern drought", which is one of the climatic characteristics in Sichuan Province, has close relations with ADHF over the Northern Hemisphere. For the departure field of monthly ADHF in summer, its differences are significant in Eurasia. In polar region, it exhibits one wave in severe drought years and two waves in non-drought year. In the region between 90°E and 120°E and 20°N and 40°N, the departure field of ADHF exhibits an opposite pattern during the years of severe droughts and non-droughts. In east Sichuan the departure of ADHF is negative in drought years and positive in non-drought years. Furthermore, the heating over the Qinghai-Xizang Plateau has much influence on the mid-summer drought in east Sichuan by way of affecting the circulation system in East Asia. Finally, it is pointed out that developing long-range forecasting method of mid-summer drought based on summer-winter teleconnection facts is possible.

Key words: the mid-summer drought in east Sichuan; atmospheric diabatic heat flow; teleconnection.