科学通报 2008 年 第 53 卷 第 15 期: 1842 ~ 1848
论 文
《中国科学》杂志社
SCIENCE IN CHINA PRESS

夏季青藏高原大气热源与东亚大气热源及环流的关系

王跃男[①], 张博[①②], 陈隆勋[②*], 何金海[①], 李薇[②], 陈桦[③]

① 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044;
② 中国气象科学研究院, 北京 100081;
③ 常州市气象局, 常州 213001
* 联系人, E-mail: lxchen@cams.cma.gov.cn

2008-01-29 收稿, 2008-05-28 接受
国家自然科学基金面上项目(批准号: 40475029)和国家自然科学基金重点项目(批准号: 40633018, 90711003)资助

摘要 利用 1971~2000 年 NCEP/NCAR version Ⅰ逐日再分析资料, 通过倒算法计算出大气热源资料集, 并采用相关分析和综合对比分析相结合的方法研究了夏季青藏高原大气热源(Q_1TP)对大范围大气热源及相应大气环流的影响, 结果表明: 夏季青藏高原大气热源(Q_1TP)可以在东亚大陆和西太平洋间激发出一支沿海岸向东北方向传播到达白令海峡-北极的热源波列, 这支波列可能会影响到北美地区. 另外, 当夏季高原东部热源偏强(弱)时, 南亚高压偏东(西)偏南(北), 西太平洋副热带高压偏西(东)偏南(北), 年际变化上南亚高压和西太平洋副热带高压在东西方向上存在“相向而行, 背向而去”的关系, 而高原东部的热源强迫似乎是其一种热力解释.

关键词
青藏高原
大气热源
大气环流

青藏高原及其附近地区的大气热源(汇)的变化及对大气环流的影响是青藏高原气象学研究的重要课题之一, 一直受到国内外气象工作者的普遍重视. 1957 年叶笃正等人[1]首次提出青藏高原上空对流层大气冬季为冷源而夏季为热源. Krishnamurti 等人[2]进行了数值试验, 提出夏季青藏高原大气热源可以激发出南亚高压的形成. 随后, 叶笃正等人[3]应用转盘模拟实验, 证明南亚高压的形成和维持是由于高原的加热作用造成的, 指出夏季青藏高原的加热作用不仅影响着季风区及北半球副热带天气变化, 还影响着全球的大气环流. 季国良等人[4]和 Luo 等人[5]都曾研究过青藏高原大气热源(汇), 并取得了许多重要的成果. Chen 等人[6]从辐射、感热和凝结潜热等物理量出发, 计算了 1979 年夏季逐日青藏高原大气热源(汇), 给出该年夏季青藏高原平均大气热源的强度. Yanai 等人[7]用 FGGE 资料和 1979 年青藏高原气象科学试验资料, 分析了青藏高原的大气热源(汇), 得到该年夏季青藏高原的大气热源值和 Chen 等人[6]的结果比较一致.

青藏高原影响大气环流的研究已有很多, 不仅是因为其巨大的地形对大气环流的动力作用, 还因为其高耸的下垫面可以直接加热对流层中层的大气. 正是夏季高原上空强大的热源形成了高原上空低层的气旋性环流和高空的反气旋性环流. 近年来不少学者研究了高原的加热作用对中国夏季环流和降水的影响. 罗会邦等人[8]利用 1983~1992 年的探空资料计算了夏半年高原东部的热状况, 并讨论了高原热源与中国降水的关系, 发现当高原热源增强时, 长江上游和淮河流域降水增多, 而华南地区降水减少. Wu 和 Zhang[9]则把高原自春季开始增强的地面加热与季风的爆发联系起来, 认为高原持续的感热加热以平流方式导致高原东部的升温, 低层气流向高原东部的辐合为亚洲夏季风最早在孟加拉湾东北部爆发提供了有利的背景条件. 刘新等人[10]利用 1958~1997 年 NCEP/NCAR 加热率资料计算了 7 月高原加热指数及其与同期环流场的相关系数, 认为高原加热能够激发 Rossby 波列向外频散, 使高原加热的影响并不局限于局地环流, 而是能够影响北半球, 乃至全球的大气环流. 高原加热还导致西太平洋副热带高压南移, 在江淮地区形成南北气流的交汇. 另外, 高原加热异常造成的中高纬“两脊一槽”环流型的异常有利于冷空气入侵中国, 导致中国天气气候的异

常. 段安民和吴国雄[11]发现高原不同区域的大气加热异常所对应的东亚大气环流形势及降水也大不相同. Zhao 和 Chen[12]对观测资料的分析结果则表明夏季高原热源强(或弱)的年份, 在高原及其邻近地区的对流层中、低层为偏差气旋环流(或反气旋环流), 在中国长江流域低层为异常的西南风(或东北风); 夏季高原热源的强度与南亚高压的强度和位置有关, 同时也与周围邻近地区的对流活动的变化有显著相关关系, 夏季高原热源与夏季长江流域降水存在着明显正相关. Huang[13]模拟了夏季青藏高原上空热源异常对北半球大气环流的作用, 结果表明存在一个源于青藏高原的夏季遥相关波列. 吴国雄等提出了青藏高原感热气泵(SHAP)的概念, 指出高原的热力异常可以通过 SHAP 影响高原及周边地区环流的变化, 结果表明: 青藏高原在夏季不仅是重要的热源, 而且是重要的负涡度源, 该青藏高原上空的涡源所激发的 Rossby 波波列影响着亚洲乃至北半球的大气环流异常.

上述这些研究提供了高原加热及环流状态的一般背景, 分析了随着青藏高原加热场的异常年际变化北半球大气环流的演变特征, 为深入揭示高原加热对环流场的影响机理做出了贡献. 但是由于科学试验观测资料的短缺和 NCEP/NCAR 再分析数据中非绝热加热资料的定性可信性, 他们没有提出高原大气热源对其他地区热源的影响及影响方式, 本文利用 Yanai 等人[14]的大气热源计算方案计算了 1971~2000 年大气热源数据集来进一步考察青藏高原上空非绝热加热与夏季东亚环流的关系, 为进一步研究高原对亚洲季风和大尺度环流的影响机理提供线索和依据.

1 资料和方法

1.1 资料选取

本文所用资料主要包括: 1971~2000 年 NCEP/NCAR version Ⅰ 的逐日再分析资料, 其中再分析资料包括位势高度、风场和温度, 水平分辨率为 2.5°×2.5°, 垂直分层从 1000 到 100 hPa 共 12 标准等压层.

1.2 大气热源的计算

对于大气热源(汇)的计算, 由热力学方程可得:

$$Q_1 = C_p\left[\frac{\partial T}{\partial t}+\vec{V}\cdot\nabla T+\left(\frac{p}{p_0}\right)^k\omega\frac{\partial\theta}{\partial p}\right]$$
$$= Q_R + L(c-e) - \frac{\partial(\overline{S'\omega'})}{\partial p}, \quad (1)$$

其中, Q_1 表示单位质量大气的热源(汇), 包含净辐射加热(冷却)Q_R、潜热加热和扰动产生垂直感热输送, c 表示凝结率, S' 表示扰动感热通量, ω' 表示扰动垂直速度, 其他均为常用符号. 对(1)式用质量权重对整层大气积分, 有

$$< Q_1 >= \frac{1}{g}\int_{p_t}^{p_s} Q_1 \mathrm{d}p$$
$$= \frac{1}{g}\int_{p_t}^{p_s} Q_R \mathrm{d}p + \frac{L}{g}\int_{p_t}^{p_s}(c-e)\mathrm{d}p - \frac{1}{g}(\overline{S'\omega'})_{p=p_s}, \quad (2)$$

$$< Q_1 >= \frac{1}{g}\int_{p_t}^{p_s} Q_1 \mathrm{d}p$$
$$= \frac{C_p}{g}\int_{p_t}^{p_s}\left[\frac{\partial T}{\partial t}+\vec{V}\cdot\nabla T+\left(\frac{p}{p_0}\right)^k\omega\frac{\partial\theta}{\partial p}\right]\mathrm{d}p, \quad (3)$$

p_s 及 p_t 分别为地面气压和大气层顶气压(取 100 hPa). 式中 $< Q_1 >$ 是整层大气中单位面积气柱内 Q_1 的垂直积分. $< Q_1 >$ 为正(负)时, 表示气柱中总的是非绝热加热(冷却), 也称之为大气热源(热汇).

对于 $< Q_1 >$ 的计算, 可以分别用(2)和(3)式两种方法计算, 通常将用(2)式直接计算者称为正算法, 可得到大气中热源(汇)不同分量的贡献大小; 而用(3)式间接计算者称为倒算法, 只能得到大气中热源(汇)总量的大小. Yanai 等人[14]在 1992 年就用倒算法计算过青藏高原上大气热源(汇)的变化.

由于正算法需要大气凝结加热、感热及其垂直传输、辐射平衡等资料, 而我们主要关注大气中总热源(汇)的变化, 故由 NCEP/NCAR version Ⅰ 再分析资料采用倒算法计算得到 1971~2000 年逐日的对流层整层大气热源.

2 夏季高原东部与其他地区大气热源的关系

青藏高原大气热源与其他地区大气热源是否有关, 目前尚未有明确定论, 本文准备对此进行讨论. 我们用高原东部(90.0°~100.0°E, 27.5°~37.5°N)大气热源作了与其他地区大气热源的夏季(6~8 月)相关, 见图 1. 从图 1 中看到, 高原东部热源与南海北部、台湾岛北部的大气热源分别存在显著负相关. 另外发现似乎存在一支热源波列, 从台湾海峡经由日本(正相关中心)到千岛群岛(负相关中心), 再由北极白令海(正相关中心)传播到北美, 这支波列上各个相关中心均通过 95%的显著性检验; 高原东部不在这支波列上. 从以上分析可以看出, 在年际变化上, 存在

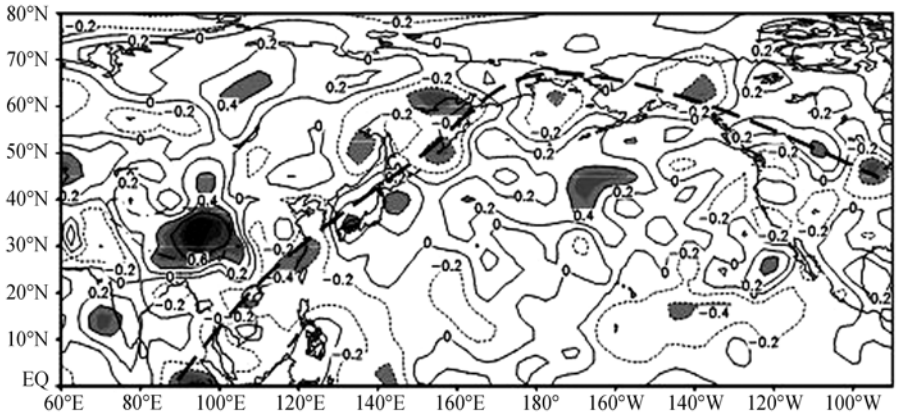

图 1 1971~2000 年夏季高原东部与其他地区热源的相关图

阴影区通过 95%的显著性检验. 图中粗虚线表示波列

一支沿东亚大陆东部海岸向东北方向传播直到北美的大气热源波列.

那么热源波列在日际变化时, 是否也存在呢? 我们选取高原东部热源较强的 1974 年和较弱的 2000 年夏季进行分析(图略), 发现高原东部和其他地区热源的相关在 1974 年和 2000 年都没有出现明显的热源波列.

3 夏季高原东部大气热源与 100 和 500 hPa 环流的关系

青藏高原的热力作用是通过改变其上空大气的热力状况及环流, 从而影响其周围及邻近地区的大气环流和天气气候. 刘新等人[10]认为高原加热能够激发 Rossby 波列向外频散, 使高原加热的影响并不局限于局地环流, 而是能够影响北半球乃至全球的大气环流. 但所用的热源资料与我们不同, 考虑到 NCEP/NCAR 再分析数据中非绝热加热资料的定性可信性, 为进一步考察夏季青藏高原上空非绝热加热与东亚环流的关系, 我们用 100 和 500 hPa 的涡度来表示高低层环流状态, 研究高原大气热源与该两层涡度的关系.

3.1 热源与环流年际变化的关系

图 2 是高原东部大气热源与 500 和 100 hPa 涡度的相关分布. 可以看到, 大气热源强(弱)年高原东部上空 500 hPa 气旋性环流强(弱), 而 100 hPa 反气旋环流强(弱), 也就是说当高原东部大气热源强时, 高原上低空为气旋性环流而高空为强反气旋性环流, 但低空环流中心在高原上空而高空反气旋中心可能在高原以南地区, 这是夏季青藏高原上季风活跃期的环流特征. 与此相反, 夏季青藏高原热源弱时, 是高原季风中断或弱季风时期.

图 2 中还可见到, 无论是 100 还是 500 hPa, 高原热源还和 25°N 西太平洋西部及南海北部和华南地区涡度有达到 95%信度检验的负相关中心, 通过这个相关中心, 高低空出现位相一致的涡度波列. 高空和低空在南海南部有正相关中心, 25°N 西太平洋西部和南海北部及华南地区为负相关中心, 华北渤海到日本有正相关中心, 鄂霍次克海西部有负相关中心, 堪察加半岛北部有正相关, 白令海峡西北为负相关中心, 北美有正相关中心. 这与刘新等人[10]用 NCEP/NCAR 加热率资料所得到的波列相一致, 但本文更为清楚, 同时间接验证了本文计算出来的大气热源资料的可信性. 我们看到这支波列在高原以外地区上下相关符号是一致的, 亦即上下层同为气旋或反气旋系统, 是接近相当正压系统, 然而在高原上相关系统是上下相反的, 是斜压系统.

图 3 是青藏高原东部热源强弱年合成流场的差值图. 以距平绝对值达到一倍均方差为标准, 强热源年选为 1974, 1977, 1980, 1987 和 1998 年, 弱热源年选为 1978, 1994, 1996, 1997 和 2000 年. 从图 3 中可以看出, 当热源较强时, 100 hPa 上在里海—巴尔喀什湖和渤海湾附近为差值气旋性环流, 而在高原和高原东南部为差值反气旋性环流; 500 hPa 上在高原上和渤海湾处为差值气旋性环流, 而在中国台湾和南海附近为差值反气旋环流, 这与相关图 2 是相符的.

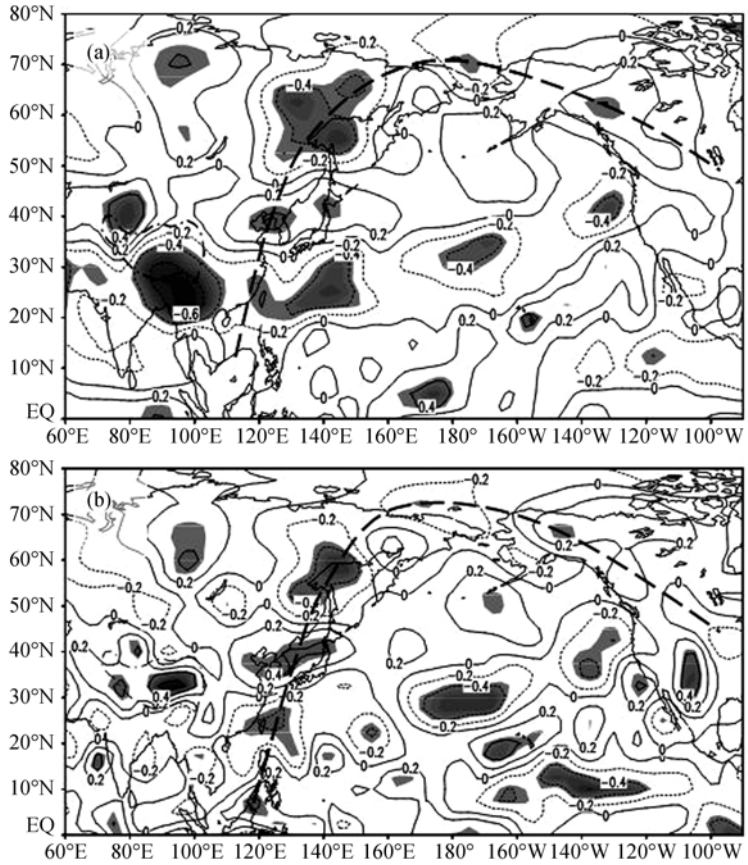

图 2　高原东部热源与涡度的夏季相关图

阴影区通过 95%的显著性检验. (a) 100 hPa; (b) 500 hPa. 图中粗虚线表示波列

3.2　热源与南亚高压、西太平洋副热带高压的关系

早在 20 世纪 60 年代陶诗言等人[15]分析了夏季亚洲南部 100 hPa 流型的变化及其与西太平洋副热带高压的变动，得到南亚高压围绕青藏高原东西振荡及其与长波调整的关系，提出日际变化上南亚高压与西太平洋副热带高压在东西方向的“相向而行，相背而去”的规律. 那么在年际变化上两者是否还存在类似的关系？假如存在的话，形成这个事实的机制又是如何呢？我们认为这可能与青藏高原大气热源的变化有关.

南亚高压是夏季出现在青藏高原及邻近地区上空的对流层上部的大型高压系统，是北半球夏季对流层上层最强大、最稳定的控制性环流系统. 在 100 hPa 涡度与热源相关图 2 中，热源与高原东南角、日本南部的西太平洋地区存在负相关，而与渤海湾处存在正相关，说明当高原东部热源强(弱)时，南亚高压将偏东(西)偏南(北).

副热带高压的形成是地球自转和非绝热加热综合作用的结果，它的南北移动和东西进退在很大程度上取决于非绝热加热的空间分布[16]. 热源与中国台湾的 500 hPa 涡度存在负相关，而与渤海湾处的 500 hPa 涡度为正相关(图 2). Yang 等人[17]曾经选(115.0°~140.0°E, 22.5°~30.0°N)的 500 hPa 涡度来度量西太平洋副热带高压的东西移动，从这可以看出，当高原东部热源强(弱)时，西太平洋副热带高压将偏西(东)偏南(北).

图 4 为高原东部热源强弱年的夏季位势高度合成图. 可以看到，当高原东部热源较强时, 100 hPa 等压面 16800 线的东端位于 105°E 左右, 500 hPa 等压面 5880 线的西端位于 130°E 附近；当高原东部热源较弱时, 16800 线的东端位于 95°E 左右, 5880 线的西端位于 140°E 附近；且 16800 线和 5880 线包围的面积在热源强时较大. 从合成分析的角度验证了高原大气热源对南亚高压、西太平洋副热带高压之间东西向

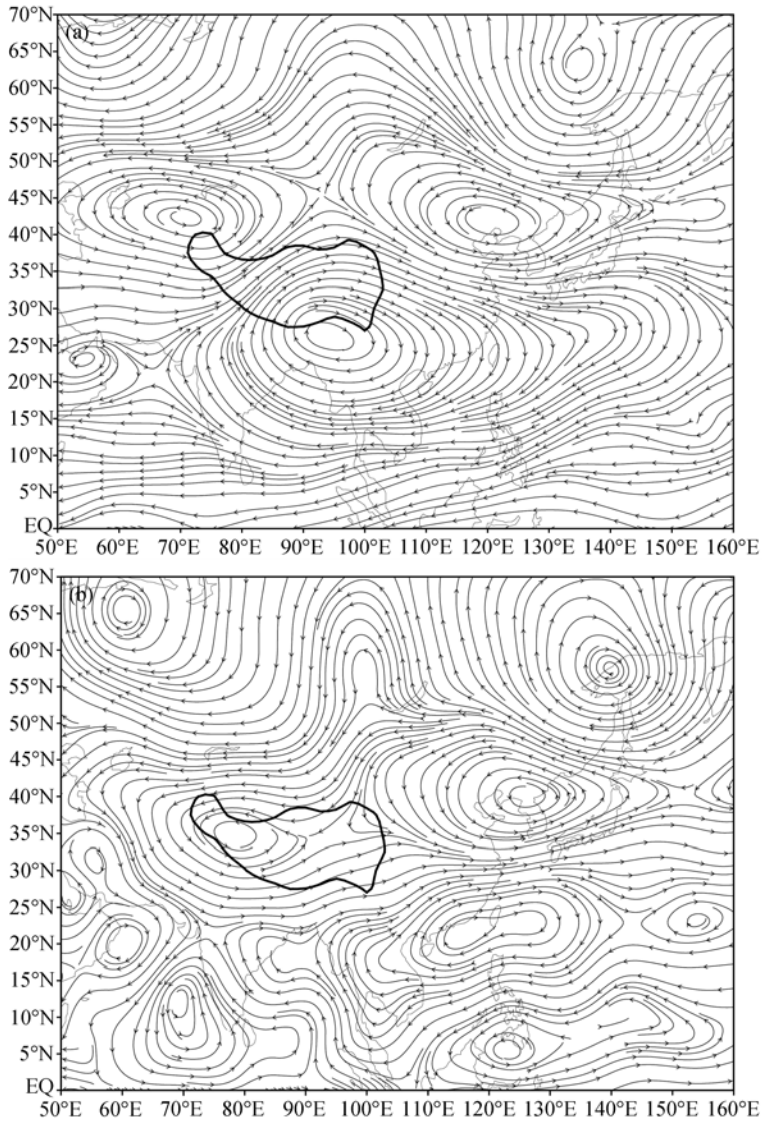

图 3 高原东部热源强弱年夏季流场平均合成差值图(热源强年–弱年)

(a) 100 hPa; (b) 500 hPa

移动所起的作用.

综合以上可以看出，年际变化上南亚高压和西太平洋副热带高压在东西方向上存在“相向而行，背向而去”的关系，高原东部大气热源似乎是其一种热力解释.

4 结论和讨论

本文利用倒算法计算整层大气热源(汇)资料，着重研究了青藏高原东部大气热源对东亚大气环流的影响，同时讨论了夏季高原东部与其他地区热源之间的相互关系，得到以下结论:

(ⅰ) 夏季高原东部大气热源除了与本地热源有明显相关外，还与有些地区大气热源有明显相关，其中与南海北部、中国台湾附近的热源分别存在显著负相关，并且存在一支热源波列，即从南海北部和中国台湾经由日本、千岛群岛、白令海，传到北美.

(ⅱ) 采用高原东部大气热源与涡度求相关的方法，得出当大气热源较强(弱)时，高原上空 100 hPa 反气旋环流强(弱)，500 hPa 反气旋环流弱(强)；同时当高原东部大气热源较强(弱)时，西太平洋副热带高压将偏西(东)偏南(北)，南亚高压将偏东(西)偏南(北)，南亚高压和西太平洋副热带高压在年际变化上存在“相向而行，背向而去”的关系，高原热源似乎是其

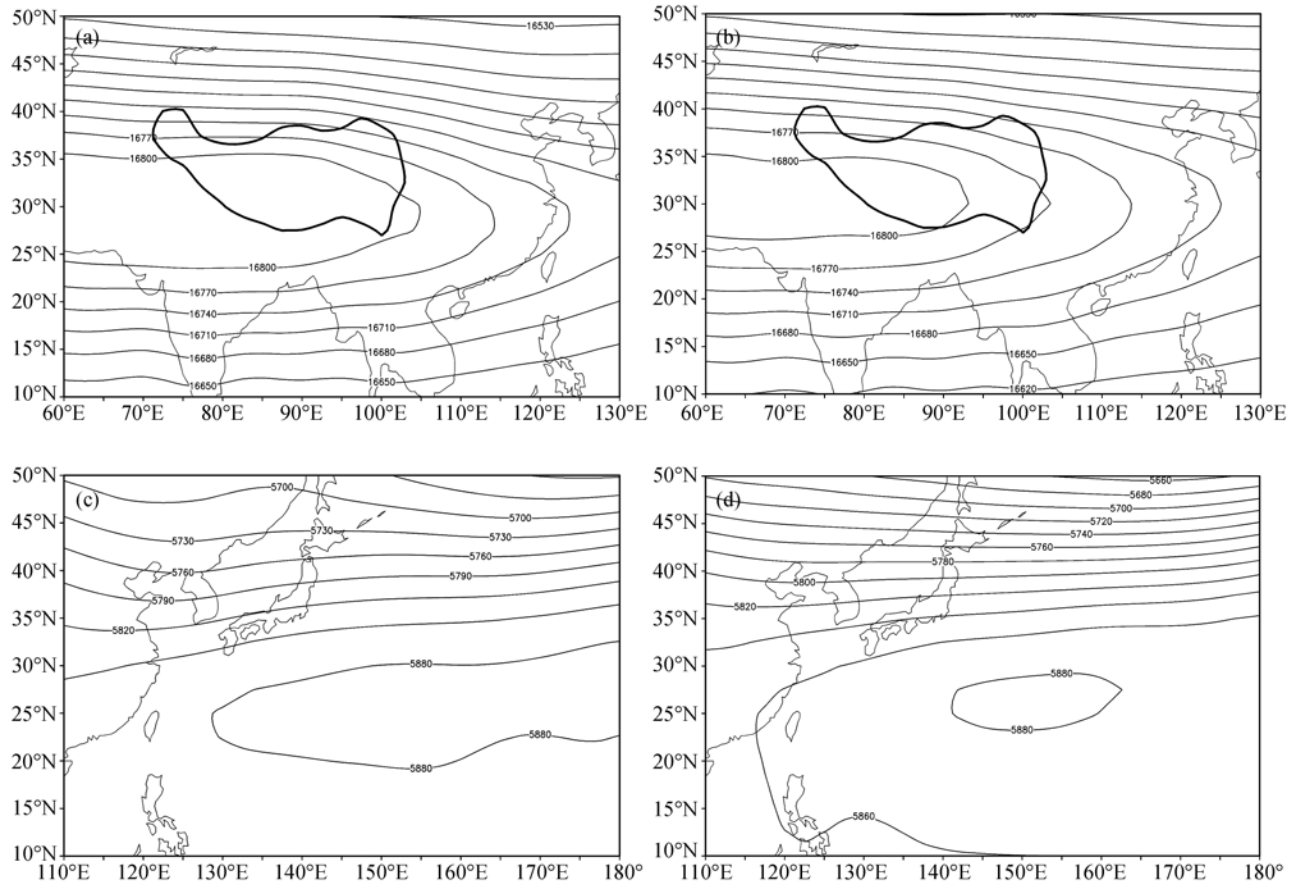

图 4　夏季高原东部热源强弱年位势高度合成图(单位: gpm)

强年: (a) 100 hPa, (c) 500 hPa; 弱年: (b) 100 hPa, (d) 500 hPa

一种热力解释.

本文的研究表明夏季青藏高原大气热源既伴随热源的波列又引发涡度波列, 这两支波列可引发南海—华南—中国台湾—西太平洋西部的大气热源和涡度经日本、白令海峡影响到北美地区. 此外, 由于不仅存在涡度的波列, 也存在热源的波列, 而且两者的位置几乎相同, 那么热源波列与涡度波列的关系是怎样的? 这是一个很有意义的问题. 关于热源波列产生的机制, 我们推测可能是青藏高原热源影响了其东侧台湾岛以北浙闽沿海的热源, 再由浙闽沿海的热源激发出热源波列. 因为热源相关系数分布图 1 中明显存在高原地区和南海及中国台湾以北地区的负相关关系, 我们做过南海与其他各地区的热源相关图, 发现并未有明显的波列, 但若以台湾岛以北的负相关中心的热源作为基点与各地热源相关的话, 则可以得到热源波列. 高原热源和中国台湾岛区域的涡度及热源分别存在显著负相关, 其中高原热源和副热带高压的相关早已有发现, 有二种机制可以影响, 一种是通过高原强热源激发的上升气流沿纬向(或不是严格的纬向而是 ESE 向)在西太平洋下沉, 而影响副热带高压[18]; 另一种可能是青藏高原热源激发 Rossby 波影响副热带高压(刘新, 吴国雄等). 目前, 我们还难于判定哪一种机制, 需要进一步作数值试验. 高原热源对其局地环流的影响呈现斜压结构, 而伴随出现的沿亚欧大陆东部海岸向东北方向传播的涡度波列却是相当正压形势, 那么斜压的结构可以激发出正压的形势吗? 我们设想是高原加热强迫南亚高压和西太平洋副热带高压发生相应的东西向移动, 而在高低空造成正压结构, 这样产生了正压的环流波列, 但是这种猜想需要进一步的证明.

参考文献

1 叶笃正, 罗四维, 朱抱真. 西藏高原及其附近流场结构和对流层大气的热量平衡. 气象学报, 1957, 28(2): 108—121

2 Krishnamurti T N, Daggupaty S M, Fein J, et al. Tibetan high and upper tropospheric tropical circulations during northern summer. Bull Amer Meteor Soc, 1973, 54(12): 1234—1248

3 叶笃正, 张捷迁. 青藏高原加热作用对夏季东亚大气环流影响的初步模拟实验. 中国科学, 1974, 3: 301—320

4 季国良, 姚兰昌, 袁福茂, 等. 1982 年冬季青藏高原地面和大气加热场特征. 中国科学 B 辑, 1986, 2: 214—224

5 Luo H B, Yanai M. The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan plateau and surrounding areas during the early summer of 1979, Part Ⅱ: Heat and moisture budgets. Mon Weather Rev, 1984, 112(5): 966—989[DOI]

6 Chen L X, Reiter E R, Feng Z Q. The atmospheric heat source over the Tibetan plateau from May to August, 1979. Mon Weather Rev, 1985, 113(10): 1771—1790[DOI]

7 Yanai M, Li C, Song Z. Seasonal heating of the Tibetan plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon. J Meteor Soc Japan, 1992, 70(1): 319—350

8 罗会邦, 陈蓉. 夏半年青藏高原东部大气热源异常对环流和降水的影响. 气象科学, 1995, 15(4): 94—102

9 Wu G X, Zhang Y S. Tibetan Plateau forcing and the monsoon onset over South Asia and Southern China Sea. Mon Weather Rev, 1998, 126: 913—927[DOI]

10 刘新, 李伟平, 吴国雄. 夏季青藏高原加热和北半球环流年际变化的相关分析. 气象学报, 2002, 60(3): 267—277

11 段安民, 吴国雄. 7 月青藏高原大气热源空间型及其与东亚大气环流和降水的相关研究. 气象学报, 2003, 61(4): 447—456

12 Zhao P, Chen L X. Interannual variability of atmospheric heat source/sink over the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau and its relation to circulation. Adv Atmos Sci, 2001, 18(1): 106—116[DOI]

13 Huang R H. The numerical simulation of the three-dimensional teleconnections in the summer circulation over the Northern Hemisphere. Adv Atmos Sci, 1985, 2(1): 81—92

14 Yanai M, Li C. Mechanism of heating and the boundary layer over the Tibetan Plateau. Mon Weather Rev, 1992, 122(21): 305—323[DOI]

15 陶诗言, 朱福康. 夏季亚洲南部 100 毫巴流型的变化及其与西太平洋副热带高压进退的关系. 气象学报, 1964, 34(4): 385—396

16 黄荣辉, 李维京. 夏季热带西太平洋上空的热源异常对东亚上空副热带高压的影响及物理机制. 大气科学, 1988, 12(特刊): 107—116

17 Yang H, Sun S Q. Longitudinal displacement of the Subtropical High in the eastern Pacific in summer and its influence. Adv Atmos Sci, 2003, 20(6): 921—933[DOI]

18 Chen L X, Schmidt F, Li W. Characteristics of the atmospheric heat source and moisture sink over the Qinghai-Tibetan Plateau during the second TIPEX of summer 1998 and their impact on surrounding monsoon. Meteor Atmos Phys, 2003, 83: 1—18[DOI]