

青藏高原地面感热对北半球大气环流 和中国气候异常的影响*

李栋梁¹⁾ 魏丽¹⁾ 李维京²⁾

吕兰芝¹⁾ 钟海玲¹⁾ 季国良¹⁾

1) (中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000)

2) (国家气候中心, 北京 100081)

P4 A

摘要 在青藏高原地面感热通量的基本气候特征以及异常变化的空间结构和时间演变趋势研究的基础上, 进一步就高原地面感热异常对北半球大气环流和中国气候异常的影响进行诊断研究, 并利用 IAP2-LAGCM 对青藏高原地面感热异常的影响进行了数值试验。结果表明: 冬季地面感热在青藏高原西部、藏南谷地、横断山地区异常偏强, 中、东部异常偏弱时, 可使北半球 500 hPa 高度场表现出较明显的 EU 型和 PNA 型; 高原西部、青海中北部异常偏弱, 高原中部及东南部异常偏强时, 使北半球 100 hPa 高度场的年际差异加强; 西部、南部为正, 柴达木及青海东部地区为负时, 则新疆南部、西北部及江南地区少雨, 全国大部地区气温偏高。夏季高原地面感热通量距平特征为西南、藏南谷地、横断山区偏强, 高原大部(中心在青海南部)异常偏弱时, 则 500 hPa 高度场上青藏高原南部(孟加拉湾)高度偏高, 高原北部高度偏低, 负值区在帕米尔; 当感热通量距平特征为高原西南、藏南谷地、横断山区偏弱, 高原大部异常偏强时, 有利于南亚高压的建立与维持; 当地面感热通量呈南正北负距平差异时, 长江上游、黄河源头及西北地区东部和东北部分地区降水量比常年偏多, 气温偏低, 中国东部、南部降水偏少, 气温偏高。通过数值模式进行的敏感性试验证实了大气环流及区域气候变化对青藏高原地面感热总体异常的响应。

关键词: 青藏高原; 感热通量; 大气环流; 数值试验

1 引言

1979年5~8月进行了第一次青藏高原气象科学实验^[1], 20年后的1998年5~8月, 中国科学家再次发动了代号为 TIPEX 的第二次青藏高原大气科学实验^[2,3], 这次实验的科学目标是揭示地气相互作用的物理过程, 高原大气边界层(PBL)和对流层结构及云辐射过程, 并研究高原动力和热力作用对大气环流、季风、气候变化和灾害性天气形成和发展的影响。这次科学实验, 再次为青藏高原气象科学研究开创了新局面。如何将这些科学结论加以推广并应用于实际业务, 是科学家们更为关心的问题。研究青藏高原热力作用对北半球大气环流和中国天气气候异常影响机制及其演变规律, 对

2002-11-10 收到, 2002-12-17 收到修改稿

* 国家科技部社会公益研究专项资金项目“我国西北地区生态气候环境监测预测方法研究”和国家自然科学基金资助项目 40145021 共同资助

提高中国大范围旱涝趋势预测具有重要意义。钱永甫等^[4]数值模拟指出,青藏高原的热力作用,对 100 hPa 青藏高压的建立有巨大贡献,对初夏季节南支急流消失和北跳有重要贡献。高原及其附近地区的加热场,对于对流层上层东风急流的加强和急流中心的形成有重大贡献。沈如金等^[5]在研究青藏高原热力影响的数值试验中指出,青藏高原热力作用,在夏季季风环流特点的形成中是很重要的。同时,高原及大陆加热对西太平洋副热带高压也有影响。朱福康等^[6]的观测研究也表明,东亚初夏大气环流的季节性变化,可能与青藏高原西部加热有关。章基嘉等^[7]研究证实,青藏高原地面热力异常对夏季江淮流域持续暴雨有影响。李栋梁等^[8,9]的研究发现,青藏高原地区加热场强度对中国西北夏季气候变化有显著影响。张永生等^[10]利用 NCEP/NCAR 再分析资料,分析了 1989 年亚洲夏季风爆发时期青藏高原及邻近地区地表感热通量和大气温度场季节变化的基本特征,讨论了春季高原地表感热加热和亚洲季风的联系。郑庆林等^[11]应用 CCM3 (R15I.9) 长期预报模式研究了青藏高原热力和动力作用对夏季热带地区大气环流的影响。葛旭阳等^[12]研究了青藏高原热力状况异常与长江中下游地区梅雨的关系。李伟平等^[13]利用 NCEP/NCAR 再分析资料对亚-非季风区非绝热加热与夏季环流关系诊断研究发现,在青藏高原地区,强大的表面感热通量引起垂直扩散是近地面大气加热的主要分量,与大尺度上升运动相关的凝结潜热对低层大气的加热也有一定贡献。赵平等^[14]使用 35 年逐月青藏高原地区大气视热量源汇 (Q) 资料和 NCEP/NCAR 再分析资料,研究了高原大气热状况年际变化及其与大气环流的关系。吴国雄等^[15]对近 4 年来关于青藏高原加热影响气候变化的研究进行了全面回顾与总结。

本文在文献 [16] 的基础上进一步从我国短期气候预测业务实际出发,就青藏高原地面感热异常对北半球大气环流和中国气候异常的影响进行诊断研究,并利用 IAP2-LAGCM 对高原地面感热异常的影响进行数值试验。这一结果对我国短期气候预测有一定的实用意义。

2 资料与方法

利用青藏高原 1961~2000 年地面感热通量经 EOF 分解后的各季代表月前二个主成分分量,分别代表各季高原感热通量不同空间异常型的时间变化项,与同期月平均北半球 500 hPa、100 hPa 网格点高度及中国 216 站降水、气温进行相关分析,并计算青藏高原下垫面感热主分量的典型高值年与低值年(代表下垫面感热源的强或弱)所对应的环流及气候要素的差异性。通过 t 检验说明其差异的显著性,表明不同的高原热力异常空间型对大气环流的影响是不同的。本文使用的 500 hPa、100 hPa 网格点高度场采用国家气候中心的历史资料。

在分析了高原热力异常对大气环流以及我国不同季节气候异常影响的基础上,利用中国科学院大气物理研究所大气环流模式 (IAP2-LAGCM)^[17,18]进行了数值模拟,进一步证明了青藏高原热力异常对我国气候异常的重要作用,对如何利用前期高原热力异常进行季节气候预测具有实际应用价值,同时也表明了该模式对我国季节气候异常的模拟能力。关于该模式已有过许多介绍,这里不再重复。

3 青藏高原感热异常对北半球大气环流影响的统计事实

3.1 青藏高原感热对 500 hPa 高度场的影响

高原热状况的空间变化较为复杂,尤其是地面感热通量,这一点已在文献 [16] 中作了讨论。无论是哪一种空间异常型,其所对应的主成分均可代表该空间型随时间的强弱变化。

冬季(1月)高原感热第一型主要影响对流层上部,第二型即第二载荷向量场所代表的空间异常型对对流层大气环流及天气气候产生影响。图 1a 给出 1 月高原感热通量的第二主成分(T_2)与同期北半球 500 hPa 高度场的相关系数。平均而言,冬季(1月)北半球 500 hPa 的极涡有两个中心^[19],其中较强的一个位于格陵兰西边的巴芬湾上空,较弱的另一个位于东部西伯利亚的北冰洋沿岸,平均环流呈三槽三脊型。冬季青藏高原的强热源区在高原的南部,即喜马拉雅山北麓。反映这一地区感热异常的第二载荷向量场为正值,也就是说,若 $T_2 > 0$ 且其值越大,表示这一地区的地面感热源越强。反之,若 $T_2 < 0$,且其绝对值越大,表示该地区的地面感热汇越强。1 月高原地面感热的第二载荷向量(L_2)的正值区中心在其感热通量方差最大区。高原地面感热正是通过这种强烈的年际异常振荡即 T_2 的符号变动影响大气环流的。在 T_2 与北半球 500 hPa 高度的相关场上,整个青藏高原—新疆地区为显著的正相关,中心相关系数为 +0.71。即冬季高原地面感热通量的第二主成分越大,同期青藏高原到新疆地区 500 hPa 高度场越高(脊加强),同时贝加尔湖的高压脊与新疆脊合并并在巴尔喀什湖;欧洲槽和东亚大槽同时加深,北太平洋高压减弱,北美冷高压加强,北美南部墨西哥湾高度下降。反之,当 $T_2 < 0$ 时,气压距平场的符号分布与上述分布相反。因此,随着 T_2 的变化引起北半球大气活动中心的异常振荡。总之,当 1 月高原地面感热呈 L_2 型时,同期 500 hPa 高度场表现出较明显的 EU 型和 PNA 型。

夏季(7月)青藏高原南部进入季风雨季,随着潜热的上升感热比春季明显下降,高

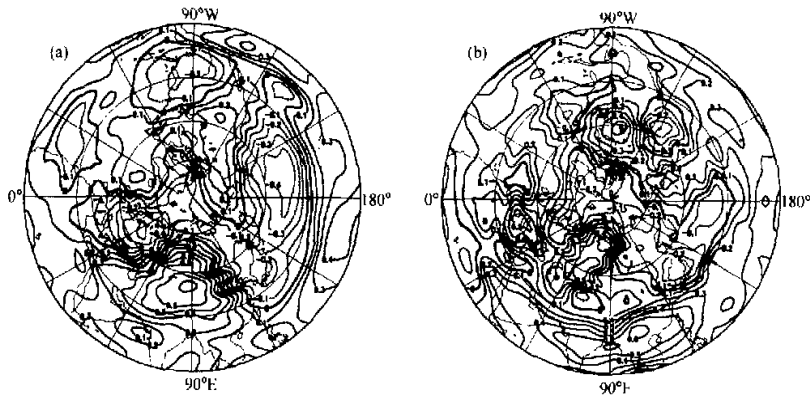


图 1 青藏高原地面感热通量 T_2 与 500 hPa 高度场的同期相关系数

(a) 1 月; (b) 7 月

原地面感热通量呈南弱北强。由于 I_2 为南正北负，其主分量与同期 500 hPa 高度场相关也表现出南正北负（图 1b）。即当夏季高原地面感热通量的 T_2 为正时，则高原感热距平为南正北负，500 hPa 高度场上青藏高原南部（孟加拉湾）高度偏高；高原北部高度偏低，负值区在帕米尔高原地区。另外，当夏季高原感热出现 I_2 型时，乌拉尔山高压脊加强，东亚大槽加深，极涡分成两半，分别位于东西伯利亚和格陵兰岛。青藏高原地面感热是地面加热场强度的重要组成部分，因此，其影响与高原地面加热场强度相类似^[20]。高原通过对流活动使地面感热上传加热大气，并使高原及其周围 500 hPa 高度上升，形成正相关。

3.2 青藏高原感热对 100 hPa 高度场的影响

图 2a 给出冬季 1 月高原地面感热通量的 T_1 与北半球 100 hPa 高度场的相关。可以看出，中纬度距平呈二波型，两个距平槽分别位于亚洲和北美大陆东岸，位置与平均高度槽接近；极区负距平分处于勘察加半岛和格陵兰岛。表明 1 月高原下垫面感热异常使气候平均环流的年际差异加强。在低纬度有两个显著的正相关区：一个在南海，相关系数为 +0.78；另一个在非洲北部的撒哈拉沙漠，相关系数为 +0.69。反映了当冬季高原地面感热异常表现为 L_1 型，即高原主体及东南地面感热偏强，西部北部偏弱，则引起北半球 100 hPa 南亚高压中心强度加强，位置偏西（平均 10°~15°N，150°~160°E）。选取 5 个 T_1 高值年（1980、1986、1987、1988 和 1989 年）与 5 个 T_1 低值年（1961、1962、1963、1966 和 1968 年）同期 100hPa 平均高度距平差（图略），差异显著区仍主要在南亚高原和极涡这两个系统上。

夏季（7 月）青藏高原地面感热呈 L_2 型时，其年际异常引起的北半球 100 hPa 高度场上环流形势表现为不利于南亚高压在青藏高原的维持，中心在（105°E，25°N）（多年统计平均位置在（31°~35°N，41°~70°E）），比常年偏东偏南。极涡中心强度加强，位于格陵兰（图 2b）。选取 T_2 的 5 个高值年份：1962、1967、1983、1984 和 1989 年；5 个低值年份：1968、1969、1971、1973 和 1978 年，典型年份的高度平均距平差值场（图略）与相关系数场（图 2b）是相当吻合的。

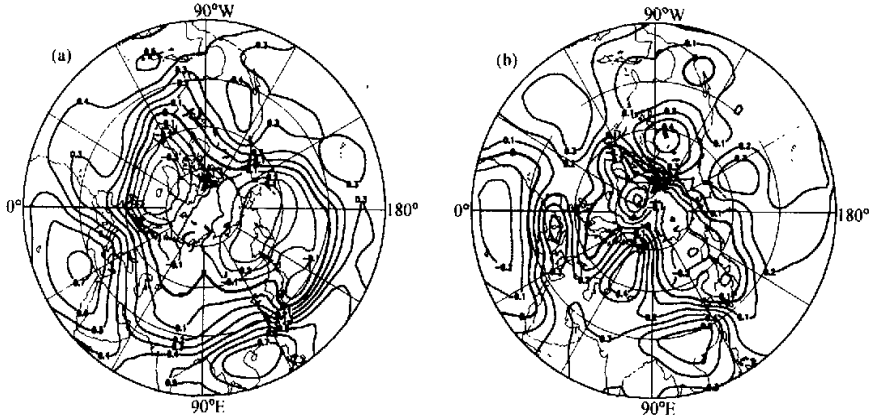


图 2 青藏高原地面感热通量与同期 100 hPa 高度场的关系

(a) 1 月；(b) 7 月

综上所述,当青藏高原地面感热通量出现异常时,可引起北半球 100 hPa 高度环流异常。主要表现在高原下垫面热力异常偏强,有利于南亚高压的建立与维持,使冬夏极涡加强,春秋极涡减弱,反之亦然。这一诊断事实与钱永甫^[5]的数值模拟结果是一致的。

4 青藏高原感热异常对中国气候变化影响的统计事实

4.1 对冬季降水、气温的影响

冬季青藏高原地面感热通量第一载荷向量场反映高原感热自西向东呈负—正—负—正的距平结构,这种空间异常结构对 100 hPa 南亚高压和极涡有较大贡献。相比而言,反映南—北向距平结构的第二载荷向量场对对流层中部的影响较明显。图 3 给出冬季(1月)青藏高原 T_2 与同期中国月降水、气温的相关系数。可以看出,当青藏高原冬季地面感热通量距平西部、南部为正,柴达木及青海东部地区为负时,同期中国除东北地区、西南部分及新疆有可能降水偏多外,全国大部分地区以少雨为主,主要干旱区分布在新疆南部、青海北部、西北东部及江南地区(图 3a)。1月平均气温除青藏高原和东北地区南部偏低外,全国大部分地区气温偏高(图 3b)。气温最高的地区是新疆西部、北部,甘肃西北部,陕西东部,华北南部,华中及西南地区东部。基本是干旱对应偏暖,降水多则气温偏低。上述冬季天气气候特点就降水和气温场的配置而言,是相当协调的。

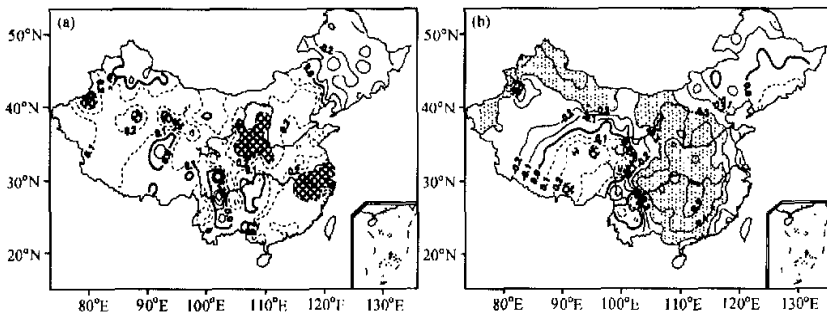


图 3 青藏高原 1 月地面感热通量 T_2 与同期中国月降水量 (a) 和气温 (b) 的相关系数

4.2 对夏季降水、气温的影响

夏季中国大陆由南向北先后进入雨季,7月是全年月降水量最多的一个月。青藏高原地面感热也进入最强的季节。研究表明,当夏季高原地面感热通量出现南正北负的异常差异结构时,对北半球大气环流及中国天气气候异常将有较显著的影响。图 4 给出高原 7 月地面感热通量的 T_2 与同期中国月降水、气温的相关系数。可以看出,当 7 月高原地面感热通量呈南正北负距平差异时,同期高原东部和陕西东部地区降水量比常年偏多,中心相关系数分别达 +0.56 和 +0.46。另外,中国东北部分地区降水也有偏多的趋势(图 4a)。有意义的是,在降水的相关系数场中出现源于高原的两条相关链与图 1b 上的两支波列相对应。相应地,同期上述地区月平均气温明显较正常年份偏低,中心相关系数 -0.52 (图 4b)。7 月高原地面感热通量南部异常偏强,北部异常偏

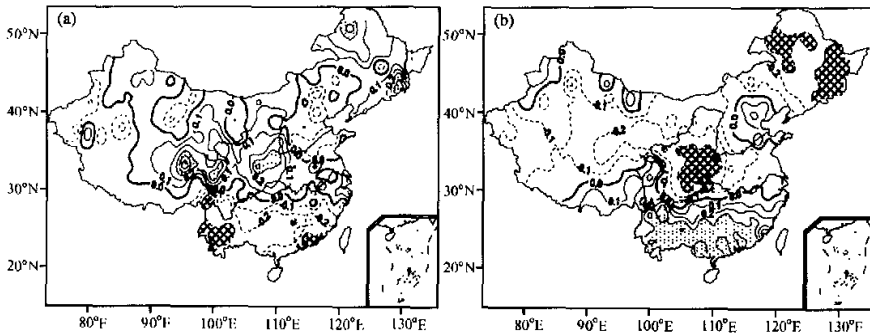


图4 青藏高原7月地面感热通量 T_2 与同期月降水量 (a) 和气温 (b) 的相关系数

弱, 则中国东部、南部降水异常偏少, 气温异常偏高。造成上述天气气候特点的高空环流形势是夏季副热带高压偏西偏南, 青藏高原主体及偏北地区因低涡活动使总体高度偏低 (负距平)。高原低涡自高原西部生成, 把由印度北部伸向高原腹地的水汽输送到高原东部地区, 造成那里的降水偏多。这种高原低涡的生成、移动是与南亚高压的位置偏东在中国东部上空密切相关。

通过本文的分析可知, 青藏高原下垫面热力异常的不同模态对大气环流和天气气候的影响是明显不同的, 这种影响是由高原下垫面不同的热力异常空间型 $\rightarrow$ 北半球大气环流的异常 $\rightarrow$ 中国天气气候异常。

5 青藏高原感热异常影响的数值试验

5.1 试验方案设计

本文数值试验是对青藏高原整体地面感热异常影响的敏感性试验, 设计3种试验方案:

试验 I: 控制试验, 记为 CT。CT 是将 IAP2-LAGCM 分别从 12 月 1 日积分到 2 月 28 日; 从 6 月 1 日积分到 8 月 31 日。使用的初始场是该模式积分稳定的 11 月 30 日 24 时和 5 月 31 日 24 时的输出结果。

试验 II: 感热增强敏感性试验, 记为 IT。青藏高原试验区域 ($70^{\circ}\sim 105^{\circ}\text{E}$, $22^{\circ}\sim 42^{\circ}\text{N}$) 共计 $6\times 8=48$ 个格点。在这一区域上将 1 月和 7 月地面感热通量增加 80%, 分别从 12 月 1 日和 6 月 1 日开始逐渐增加; 从 2 月 1 日和 8 月 1 日开始逐渐减小, 即

$$12\text{月、6月: } P_2(i, j) = P_1(i, j) + P_1(i, j) \times 0.80d/D,$$

$$1\text{月、7月: } P_2(i, j) = P_1(i, j) + P_1(i, j) \times 0.80,$$

$$2\text{月、8月: } P_2(i, j) = P_1(i, j) + P_1(i, j) \times 0.80(D+1-d)/D,$$

式中, $P_1(i, j)$ 为第 i, j 格点上同期试验 I 的值, d 为积分日数, D 为该月总日数。模式每积分 1 h 做一次感热调整, IT 的积分时段与 CT 相同, 初始场也相同。

试验 III: 感热减弱敏感性试验, 记为 DT。试验 III 与 II 的感热调整方案相反, 即将 II 中的“加”改为“减”, 其他与 II 相同。

5.2 数值试验结果分析

IAP2-LAGCM 能较好地模拟气候平均场^[21], 尤其是夏季环流、季风的进退和季节突变、低频振荡、遥相关以及青藏高原冬春季雪盖对东亚夏季大气环流的影响等^[22,23]。按本文拟定的方案, 对青藏高原地面感热通量异常可能引起的大气环流异常及中国气候异常进行敏感性试验。

5.2.1 500 hPa 高度场对青藏高原地面感热异常的响应

图 5 给出青藏高原地面感热异常加强试验 (IT) 与控制试验 (CT) 之差值 (IT-CT), 这种差异可以看成是由于青藏高原地面感热异常所引起的 500 hPa 高度场的扰动。当冬季高原地面感热异常加强时, 可引起青藏高原 500 hPa 高度升高, 贝加尔湖的高压脊位置偏西在巴尔喀什湖经度上, 北太平洋高压减弱, 北美冷高压加强, 北美南部高度下降, 在中国上空出现“西正东负”的高度距平场结构。总的说来, 这一数值试验结果与图 1 给出的诊断结果较为一致 (图 5a)。

夏季 (图 5b) 青藏高原地面感热通量异常加强时, 北半球 500 hPa 西太平洋副热

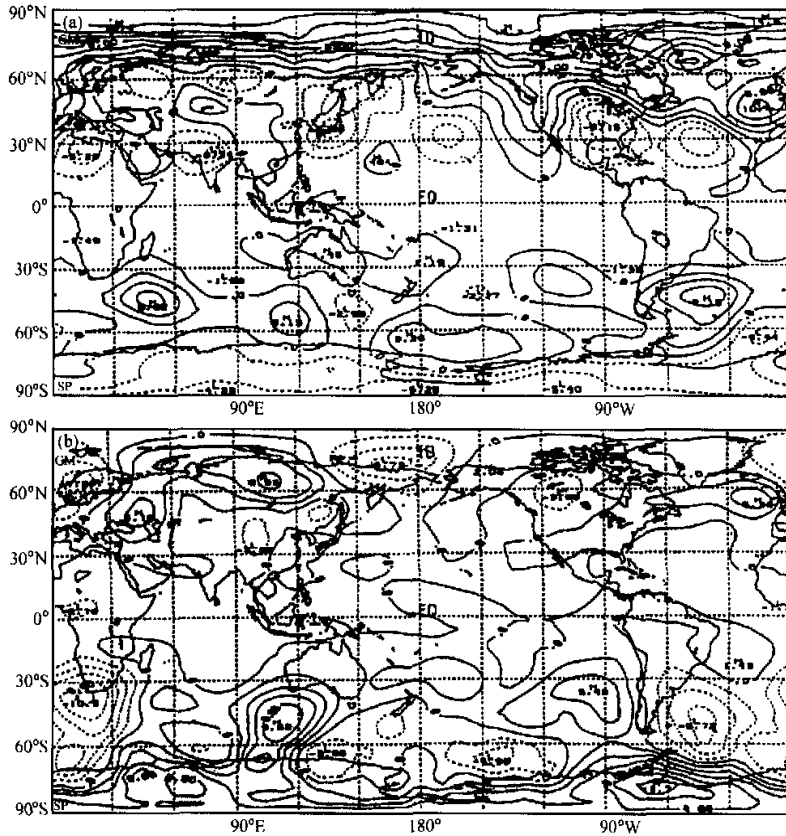


图 5 模式积分的 (IT-CT) 500 hPa 高度差值 (单位: 位势什米)

(a) 1 月; (b) 7 月

带高压西伸偏强, 青藏高原—中国东北一带高度场较气候平均状况 (CT) 偏低。在中国大陆地区呈“东正西负”的距平分布形势, 这是一种典型的中国西北东部—华北夏季多雨年份的环流异常结构^[21]。另外, 当夏季青藏高原地面感热异常偏强时, 乌拉尔山以西的欧洲槽减弱, 北美大槽加深, 这与文献 [8] 是一致的。需要指出的是, 图 1b 与图 5b 有所不同, 前面已经指出, 诊断采用高原热力异常的空间型 (L_2) 讨论, 而数值试验是对大面积整体强加热的响应。

试验 III (DT) 与试验 II (IT) 相比, 发生环流异常的符号相反。

5.2.2 850 hPa 风场对青藏高原地面感热异常的响应

图 6 给出冬 (1 月)、夏 (7 月) 850 hPa U 分量的 (IT-DT) 差值场。当冬季高原地面感热异常加强时 (IT), 高原南北两支西风气流均有所增大, 尤其是高原北部, 迭加在冬季基本气流 (西北风) 上的西风距平轴线在北疆—河西走廊—河套—华北一带, 长江中下游地区则表现为异常偏强的东风扰动气流, 在高原东部及河套地区形成反气旋扰动。高原南部的西南气流与西太平洋地区迭加在基本气流上的东风扰动在长江中游—西南地区汇合, 造成水汽辐合区。气流使中国除北疆、东北及西南小部分以外的大部分地区冬季降水偏少 (图 6a)。

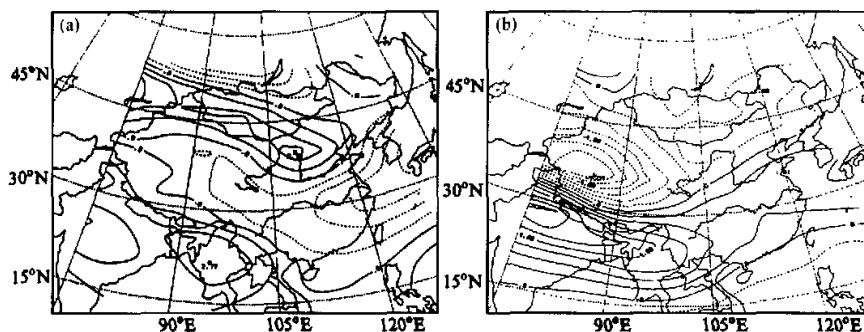


图 6 模式积分的 850 hPa U 分量 (IT-DT) (西风为正)

(a) 1 月; (b) 7 月

对比夏季试验 II (IT) 与试验 III (DT) (图 6b) 表明, 高原地面感热异常加强, 可使高原北部及东北和华北北部西风减弱; 高原南侧及黄河以南地区西风加大。这种风场的异常配置将有利于青藏高原东部及河套地区的降水增加; 中国东部及长江中下游西风加大, 南风增强, 容易产生单一的西南气流, 不利于降水偏多。

5.2.3 中国降水对青藏高原地面感热异常的响应

本文采用青藏高原大面积强感热异常的敏感性试验, 图 7 给出冬 (1 月)、夏 (7 月) 试验 II 与试验 I (IT-CT) 两种数值试验的月降水差值场。前面已经指出, 在青藏高原冬季地面感热大面积异常增强的热力强迫作用下, 高原东部及河套容易形成反气旋扰动, 这是使西部地区冬季干旱少雨的可能机制; 由于西南低涡与江淮及江南地区较强的东风扰动汇合, 造成该地区水汽的辐合区, 容易产生多雨 (图 7a)。本试验较好地解释了图 3a 西北地区大范围干旱少雨的统计诊断事实。对于长江中下游及江南

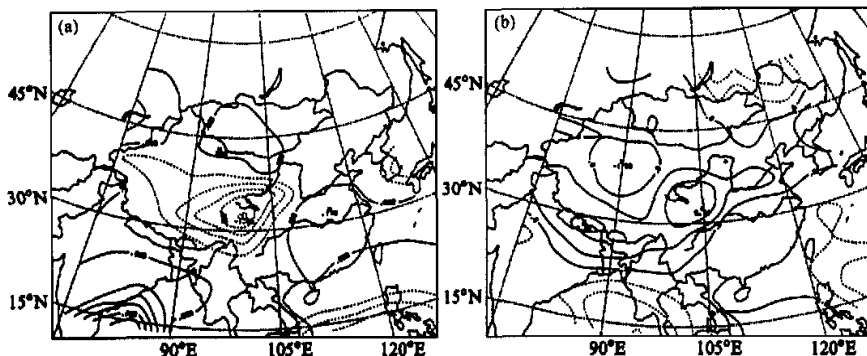


图 7 模式积分的 (IT-CT) 月降水率差值

(a) 1 月; (b) 7 月

多/少雨与统计事实不相一致的现象,则可能与高原热力异常的空间类型有关,有待进一步利用更高分辨率的模式对高原下垫面感热异常进行空间分型的数值试验来证实。

在夏季高原地面感热大面积增强的情况下(图 7b),中国 500 hPa 高空呈“东正西负”的距平结构,有利于西部降水偏多。由于西太平洋副热带高压脊明显西伸,江淮处于副高西伸脊的单一西南气流控制下,不利于江淮地区雨带的形成和维持。冷暖气流在长江和黄河的上游地区交汇,降雨中心出现在青藏高原东部及河套偏西地区。本次试验与章基嘉等^[7]的结果相一致,即当夏季青藏高原下垫面大面积感热异常偏强时,雨带偏北在黄河流域,而长江中下游及华南干旱少雨;反之雨带维持在长江中下游及江南地区,青藏高原及华北干旱。

6 结论与讨论

(1) 青藏高原冬季地面感热呈 L_2 型,即高原西部、藏南谷地、横断山区异常偏强,高原中、东部异常偏弱时,可使北半球 500 hPa 高度距平场表现出较明显的 EU 型和 PNA 型。夏季高原地面感热通量距平特征为 L_2 时,即高原西南、藏南谷地、横断山区偏强,高原大部(中心在青海南部)异常偏弱,则 500 hPa 高度青藏高原南部(孟加拉湾)偏高,高原北部偏低,距平负值区在帕米尔。

(2) 青藏高原冬季地面感热呈 L_1 型,即高原西部、青海中北部异常偏弱,高原中部及东南部异常偏强时,使北半球 100 hPa 高度场的年际差异加强。夏季高原地面感热通量距平特征为反 L_2 时,有利于南亚高压的建立与维持。

(3) 当青藏高原西部和南部冬季地面感热通量距平为正,柴达木及青海东部地区为负时,则新疆南部、西北东部及江南地区少雨,全国大部地区气温偏高。夏季高原地面感热通量呈南正北负距平差异时,长江上游、黄河源头及西北地区东部和东北部分地区降水量比常年偏多,气温偏低;中国东部、南部降水偏少,气温偏高。

(4) 通过数值模式进行的敏感性试验证实了大气环流及区域气候变化对青藏高原地面感热总体异常的响应,对高原地面感热不同空间型的响应还有待进一步用更高分辨

率的模式检验。

参 考 文 献

- 1 章基嘉、朱抱真、朱福康等, 青藏高原气象学进展, 北京: 科学出版社, 1988 年, 4~13.
- 2 陶诗言、陈联寿、徐祥德等, 第二次青藏高原大气科学试验理论研究进展 (一), 北京: 气象出版社, 1999.
- 3 陶诗言、陈联寿、徐祥德等, 第二次青藏高原大气科学试验理论研究进展 (二), 北京: 气象出版社, 1999.
- 4 钱永甫、颜宏、骆启仁等, 一个有大地形影响的初始方程数值预报模式, 大气科学, 1978, 2 (1), 91~102.
- 5 沈如金、纪立人、陈于湘等, 夏季青藏高原热力影响的数值试验, 青藏高原气象科学实验文集 (一), 北京: 科学出版社, 1987, 181~190.
- 6 朱福康、赵卫, 青藏高原地面净辐射对大气环流作用的一些观测事实, 青藏高原气象科学实验文集 (三), 北京: 科学出版社, 1987, 54~61.
- 7 章基嘉、李维京、徐祥德等, 1991 年江淮暴雨期间环流异常的动力延伸预报试验, 气象学报, 1994, 52 (2), 180~186.
- 8 李栋梁、谢金南、王文, 中国西北夏季降水特征及其异常研究, 大气科学, 1997, 21 (3), 331~340.
- 9 李栋梁、谢金南、赵仲莲等, 中国西北夏季气温变化及其对青藏高原地面感热异常响应的诊断与数值试验, 气候与环境研究, 1997, 2 (4), 377~386.
- 10 张永生、吴国雄, 关于亚洲夏季风爆发及北半球季节突变的物理机理的诊断分析: II 青藏高原及邻近地区地表感热加热的作用, 气象学报, 1999, 57 (1), 56~73.
- 11 郑庆林、王三杉、张朝林等, 青藏高原动力和热力作用对热带大气环流影响的数值研究, 高原气象, 2001, 20 (1), 14~21.
- 12 葛旭阳、陶立英、朱永根等, 青藏高原热力状况异常与长江中下游地区梅雨关系的相关分析及数值试验, 应用气象学报, 2001, 12 (2), 159~166.
- 13 Li Weiping, Theo Chidzie Chineke, Liu Xin, and Wu Guoxiong, Atmospheric diabatic heating and summertime circulation in Asia-Africa area, *Advances in Atmospheric Sciences*, 2001, 18 (2), 257~268.
- 14 Zhao Ping, and Chen Longxun, Interannual variability of atmospheric heat source/sink over the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau and its relation to circulation, *Advances in Atmospheric Sciences*, 2001, 18 (1), 106~116.
- 15 吴国雄、刘新、张琼等, 青藏高原抬升加热气候效应研究的新进展, 气候与环境研究, 2002, 7 (2), 184~201.
- 16 李栋梁、李维京、魏丽等, 青藏高原地面感热及其异常的诊断分析, 气候与环境研究 2003, 8 (1), 71~83.
- 17 Zeng Qingcun, Yuan Chongguang, Zhang Xuchong et al., A global grid-point general circulation model, in: Collection of Papers Presented at WMO/IUGG NWP Symposium, TOKYO, 4~8, August, 1986, 421~430.
- 18 Zeng Qingcun, Zhang Xuchong, Liang Xinzhong et al., Documentation of IAP two-level atmospheric general circulation model, DOE/ER/60314-H1, TR044, Prepared for United States Department of Energy, 1989, Feb, 383pp.
- 19 章基嘉、葛玲、孙照渤, 中长期天气预报基础 (修订本), 北京: 气象出版社, 1994, 1~36.
- 20 李栋梁、李国良、吕兰芝, 青藏高原地面加热场强度对北半球大气环流和中国天气气候异常的影响研究, 中国科学 (D 辑), 2001, 31 (增刊), 312~319.
- 21 薛峰, IAP GCM 气候模拟的统计分析 with 模式效能研究, 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 1992.
- 22 曾庆存、袁重光、王万秋等, 跨季度气候距平数值预测试验, 大气科学, 1990, 14, 10~25.
- 23 卢成池、罗勇, 青藏高原冬春季雪盖对东亚夏季大气环流影响的数值试验, 应用气象学报, 1994, 5 (4), 385~393.
- 24 白肇烨、徐国昌, 中国西北天气, 北京: 气象出版社, 1988, 164~172.

The Effect of Surface Sensible Heat Flux of the Qinghai-Xizang Plateau on General Circulation over the Northern Hemisphere and Climatic Anomaly of China

Li Dongliang¹⁾, Wei Li¹⁾, Li Weijing²⁾, Lü Lanzhi¹⁾

Zhong Hailing¹⁾, and Ji Guoliang¹⁾

1) (*Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000*)

2) (*National Climate Center, Beijing 100081*)

Abstract Based on the studies of the climatic characteristics and the spatial features and temporal tendencies of the surface sensible heat flux (SSHF) on the Qinghai-Xizang Plateau, its effects on the general atmospheric circulation over the Northern Hemisphere and climatic anomaly of China have been further studied by the statistical diagnoses and the IAP2-LAGCM modeling. The results show that the 500 hPa geopotential heights over the Northern Hemisphere are obviously dominated by the EU and PNA patterns when the SSHF is anomalous strong in the west of the plateau, the valley of south Xizang and the Hengduan mountains, but weak in the central and the east of the plateau (i.e., L_2 pattern of SSHF) in winter. As the SSHF is anomalous weak on the west of the plateau and the north and middle of Qinghai, but strong on the central and the southeast of the plateau (L_1), the interannual variability of 100 hPa height over the Northern Hemisphere is increased. When the positive anomalies of SSHF occur on the west and the south of the plateau and negative on the area of the Qaidam Basin and east of Qinghai, precipitation is less in south Xinjiang, east of northwest China and the south of the Yangtze River, and also temperature is higher in most of China. With accompaniment of L_2 , the positive departure of 500 hPa heights exists over south of the plateau (the Bay of Bengal) and negative over the north of the plateau, with negative center located in Pamir. The inverse L_2 pattern of SSHF is favorable for formation and subsistence of the 100 hPa anticyclone over south Asia. If the positive anomaly of SSHF is on the south of the plateau and negative on the north of the plateau, the precipitation is more than usual and the temperature is lower than usual in the east of the plateau, the east of the northwest China as well as some of the northeast China, but the less precipitation and higher temperature occur on the east and the south of China. The sensitive experiments with IAP2-LAGCM verified the response of the general circulation and regional climate changes to the anomaly of the surface sensible heat flux.

Key words: Qinghai-Xizang Plateau; sensible heat flux; general circulation; numerical experiment