

青藏高原热力异常与 华北汛期降水关系的研究^{*}

赵声蓉^{**} 宋正山 纪立人

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘 要 利用 1980~1994 年 NCEP/NCAR 再分析资料, 以及我国 336 个测站 1956~1994 年月降水量资料, 通过诊断分析和数值实验, 研究了夏季高原上热力异常与华北汛期降水的关系。结果表明: 华北汛期干旱年, 青藏高压及西太平洋副热带高压偏南、偏东, 华北汛期降水偏多年则相反; 华北汛期早年时, 高原上升、高原东侧邻近地区下沉的垂直环流明显加强, 而降水偏多年时, 垂直环流减弱, 华北地区为上升气流控制; 夏季高原为热源和水汽汇区, 它们的异常对华北地区降水有很大影响, 当热源和水汽汇增强(减弱)时, 华北地区降水偏少(偏多)。数值试验表明, 高原上潜热加热异常引起青藏高压、西太平洋副热带高压、亚洲季风以及欧亚中高纬地区环流的变化, 进而影响到华北地区的降水。

关键词: 降水异常; 垂直环流; 热源; 青藏高压

1 引言

华北地区位于青藏高原东北侧的近海地区, 从环流系统上看, 中纬度槽脊波动、西太平洋副热带高压、夏季风以及青藏高压都能对这一地区夏季降水发生影响。其旱涝成因十分复杂, 需要从不同角度进行分析。目前, 已有从环流、海冰、海温以及热带季风等角度的研究工作^[1~7], 但从高原热力作用出发直接研究华北地区旱涝问题的的工作还很少。

在我国夏季降水变化和成因研究中, 青藏高原的热力作用是常被考虑的因素。人们用高原积雪、地温、热源及其分量(感热、潜热、辐射等)这些表征高原热力特征的物理量, 来研究高原与夏季环流及降水的关系, 并用垂直环流表现高原热力作用的影响和与其他地区的联系。但这些研究在环流方面, 大都是讨论对夏季风的建立和强弱的影响上, 在降水方面, 多是研究与长江流域降水的关系, 没有将华北地区的旱涝问题作为特定的对象进行研究。如韦志刚等^[8]发现: 包括高原的我国西部地区的冬春积雪多, 则华南、高原以及长江上游降水偏少, 其他地区降水偏多, 同时指出积雪是通过造成中高纬大气环流及西太平洋副热带高压位置强度的异常变化而影响降水的。

2002-11-19 收到, 2003-02-13 收到修改稿

^{*} 中国科学院知识创新项目 ZKCX2-SW-210 项目第三课题、国家重点基础研究发展规划项目 G1998040900 和国家攀登项目 B “TIPEX” 共同资助

^{**} 现在通讯地址: 中国气象局国家气象中心, 北京 100081.

郭其蕴等^[9]指出,青藏高原积雪和夏季风强度存在一种反相关关系。黄忠恕^[10]的工作表明,冬季高原的地温变化与长江下游梅雨丰枯有关。最近,周玉淑等^[11]也得到冬春季高原地区的地温影响夏季长江中下游旱涝的结论。高原热源维持高原与临近地区的垂直环流^[12, 13],宋正山等^[14]发现高原东侧垂直环流,是决定我国夏季降水气候分布特征的重要因素。其异常变化与长江中下游旱涝有关^[15]。青藏高压位置的变化与我国东部地区降水关系密切^[16],而青藏高压的形态和东西向位置的变化又受到高原热源的影响,当高原西部感热增强东部减弱时,青藏高压为西部型,当高原东部有强烈的潜热发生时,高压变为东部型^[17]。张艳等^[18]认为高原地面感热、潜热都是亚洲季风爆发的关键因子。张顺利等^[19]指出青藏高原热力作用对 1998 年长江流域的降水有重要影响。

虽然这些研究未具体涉及华北地区的旱涝问题,但对于我们探讨高原的热力作用对华北降水异常的影响都是很有帮助的。华北地区位于高原的东北侧,高原东部及临近地区的垂直环流对华北尤其是华北西部地区降水应有比较直接的影响。高原的热力状况既然能影响夏季风、青藏高压及副热带高压的活动,而与长江中下游旱涝有关,也就能够影响到华北地区降水的多寡。

本文试图弥补在研究华北地区旱涝成因时,对青藏高原热力作用联系不够直接的不足,从高原热力异常角度探讨与华北地区降水多寡的联系。着重讨论热源和水汽汇异常的作用,以及与高原热力作用紧密关联的高空青藏高压和垂直环流的影响。

2 资料和方法

本文所使用的资料为:1956~1994 年我国 336 个测站的月降水量资料,以及 1980~1994 年 7、8 月 NCEP/NCAR 再分析一日四次的格点资料,要素包括风、温度、湿度,水平分辨率为 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$,垂直层次为 1000 hPa、850 hPa、700 hPa、500 hPa、300 hPa、200 hPa、100 hPa。

2.1 热源和水汽汇计算

大气中的热源 Q_1 和水汽汇 Q_2 可由大尺度的观测量通过下面两式的方程求得^[12]:

$$Q_1 = c_p \left[\frac{\partial \theta}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \theta + \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] \left[\frac{p}{p_0} \right]^{\kappa}, \tag{1}$$

$$Q_2 = -L \left[\frac{\partial q}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla q + \omega \frac{\partial q}{\partial p} \right], \tag{2}$$

(1)、(2) 式中的 θ 为位温, q 为比湿, $\mathbf{V}$ 为水平风矢量, ω 为 p 坐标垂直速度, $\kappa=R/c_p$, R 和 c_p 分别是气体常数和干空气的等压比热, L 为水汽凝结潜热, $p_0=1000$ hPa。

ω 通过以下的连续方程垂直积分, 并经过订正得到:

$$\frac{1}{a \cos \phi} \left[\frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \phi} (v \cos \phi) \right] + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0, \tag{3}$$

下边界条件为

$$\omega = \omega_s = -g \rho_s \left(\frac{u_s}{a \cos \phi} \frac{\partial h}{\partial \lambda} + \frac{v_s}{a} \frac{\partial h}{\partial \phi} \right), \quad p = p_s. \tag{4}$$

假定在 100 hPa 和 150 hPa 层之间是绝热的, 引入上边界条件:

$$\omega = \omega_t = - \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \theta \right) \bigg/ \frac{\partial \theta}{\partial p}, \quad p = p_t, \tag{5}$$

其中， u 和 v 为风的纬向和经向分量； λ 、 ϕ 分别为经度和纬度； ρ_s 为空气密度； h 为地形高度。

对 (1)、(2) 两式从 p_t 到 p_s 垂直整层积分，可得到：

$$\langle Q_1 \rangle = \langle Q_R \rangle + LP + S, \tag{6}$$

$$\langle Q_2 \rangle = L(P - E), \tag{7}$$

其中： $\langle \rangle = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} () dp$ ； Q_R 为辐射加热率； P 、 S 和 E 分别为降水、地表感热通量和蒸发。

从方程 (6)、(7) 可以看到，垂直积分的热源由三项组成：辐射加热或冷却，凝结潜热加热和地表感热输送。垂直积分的水汽汇包括两项：降水产生的凝结潜热以及地表蒸发潜热。

本文中，先由一日四次的资料得到各层日平均流场、温度场及湿度场，然后计算每日热源和水汽汇，并得到它们的月平均值，因此其中包含了瞬变扰动的贡献。

2.2 模式简介

本文数值试验所采用的模式为 IAP L9R15 AGCM 模式，该模式是一个在引进基础上改进的大气环流谱模式。模式水平方向上为菱形的 15 波截断，分辨率为 $7.5^\circ \times 4.5^\circ$ ，垂直方向上为不等间距的 9 层 σ 坐标，其中三层位于行星边界层，对边界层的描述比较细致。模式中引入了标准层结扣除的方法，使得模式的性能有了显著的提高。模式的物理过程包括辐射强迫、对流调整、大尺度凝结、边界层通量以及垂直和水平方向的次网格扩散项。模式对夏季气候状态特别是大气环流的模拟是比较成功的^[20]，因此，以此为基础的数值试验结果是可信的。

3 华北汛期旱涝指数及旱涝年的确定

华北汛期始于 7 月西太平洋副热带高压第二次北跳、夏季风影响到黄河流域之时，结束于 9 月副高南撤，夏季降水主要集中在 7、8 月份。因此，本文的分析主要是针对 7、8 月的降水进行的。

按规定¹⁾，我们选取承德、北京、天津、石家庄、德州、邢台、安阳、烟台、青岛、潍坊、济南、临沂、菏泽、郑州、长治、太原、临汾等 17 个站代表华北地区。以各年 17 个站平均的 7、8 月降水总量的标准化距平，作为华北汛期区域旱涝指数 (σ)。

由旱涝指数 (σ) 的 1956~1994 年时间变化曲线 (图 1) 可见，华北地区汛期降水年际和年代际变化特征十分明显，旱涝频繁发生，并且分别存在两个明显的干湿期。其中，20 世纪 50 年代末到 60 年代中，以及 70 年代初到 70 年代中后期，为华北地区汛期降水偏多的两个时期；60 年代中后期到 70 年代初，以及 80 年代以后，是两个华

1) 国家“九五”重中之重科技项目“我国短期气候预测系统的研究”项目执行专家组，区域严重旱涝年表，1997。

北地区汛期降水偏少期。特别是 80 年代以来，干旱持续发生並日趋严重。这与已有的一些研究结果是一致的^[3]。

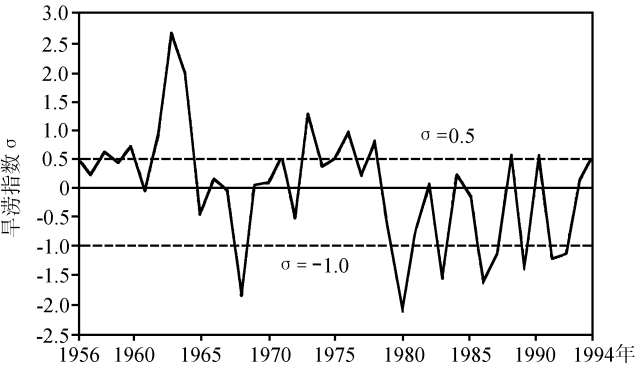


图 1 1956~1994 年华北汛期区域旱涝指数 (σ) 的年际变化

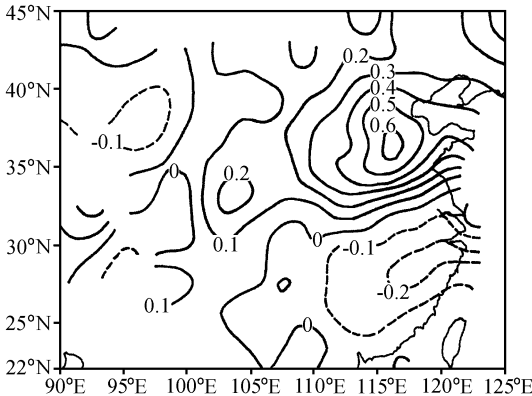


图 2 1956~1994 年华北汛期区域旱涝指数 (σ) 与同期全国 336 个测站降水相关系数分布

华北与全国其他地区降水的关系可见图 2，它给出旱涝指数 (σ) 与全国 336 个测站 7、8 月降水总量的相关系数分布。100°E 以东、30°N 以北为主要正值区，大于 0.6 的中心位于华北平原。而主要负相关区在 30°N 以南的我国东南部，中心在长江中下游偏南地区，90°E 以东的高原东半部也是负相关区，说明华北与这些区降水有相反变化的趋势。

在 1980~1994 年期间，我们选取 $\sigma < -1.0$ 的 1980、1983、1986、1987、1989、1991 和 1992 年 (共 7 年) 作为华北汛期干旱年，或称降水偏少年。由

于 20 世纪 80 年代以来，华北汛期降水持续偏少，没有达到 1.0 洪涝指标的年份，我们选取 $\sigma > 0.5$ 的年份，作为华北汛期降水偏多年，它们是 1988、1990 和 1994 年 (共 3 年)，为叙述方便，称之为涝年。

4 华北汛期降水与环流异常的关系

4.1 水平环流

图 3 是华北汛期干旱年 7、8 月平均的 200 hPa 流场及其距平，由图 3a 可见，青藏高原脊线位于 28°N 附近，中心位于 90°E 附近的高原南部。距平图上从伊朗地区到高原西部，以及我国东北和日本附近，均为气旋式距平环流。而在高原东半部到中南半岛为反气旋式距平环流 (图 3b)，表明青藏高原位置偏东偏南。低纬亚洲季风区除中南半岛中部小部分地区外，主要为偏西风距平气流，表明亚洲季风在华北汛期干旱年是偏弱的。

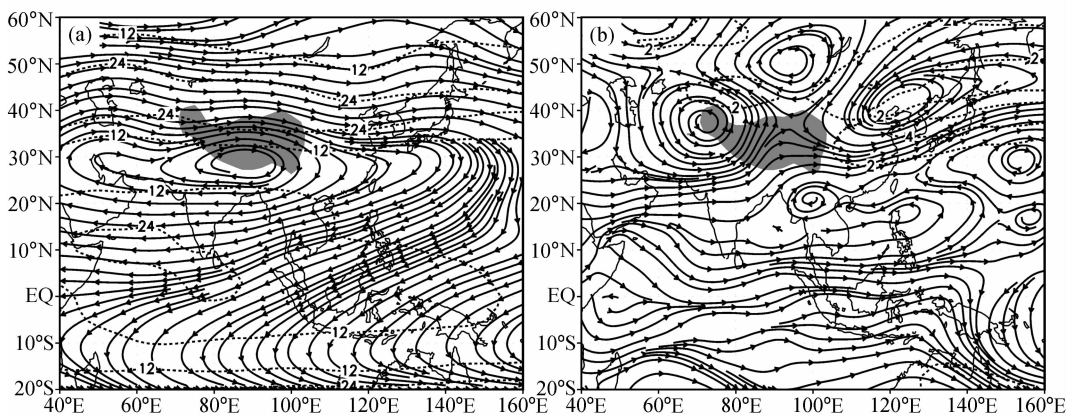


图3 华北汛期干旱年7、8月平均200 hPa 流场（虚线：等风速线，单位： m s^{-1} ）
(a) 平均；(b) 距平

华北降水偏多年的形势则明显不同，青藏高压脊线邻近 30°N ，中心位置偏西，位于 80°E 附近（图 4a）。距平环流图中，从阿拉伯半岛到伊朗及高原中西部，以及我国东北和日本地区，均为反气旋式距平环流控制，而高原东部到华南以及中南半岛地区，则为气旋式距平环流区。此外，低纬 90°E 以西东风明显加强（图 4b）。这些特征均与干旱年的分布形势相反，说明在华北汛期降水偏多年，青藏高压位置偏北偏西，而亚洲低纬季风是偏强的。

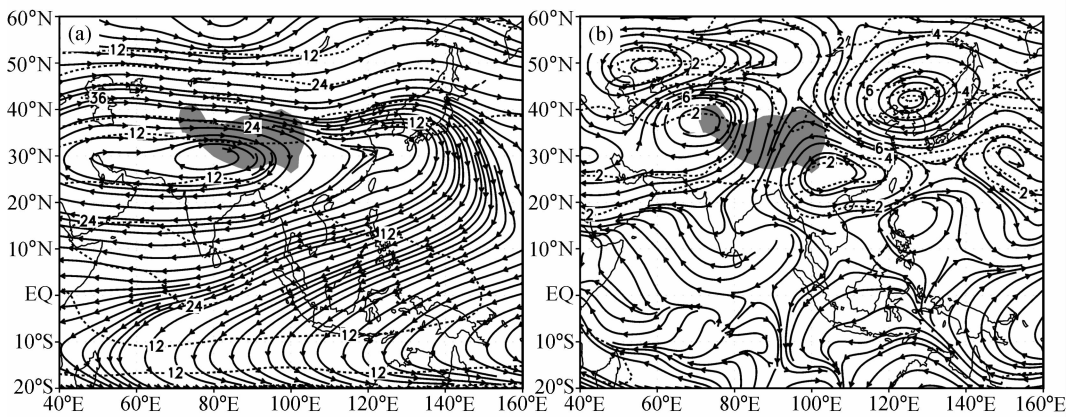


图4 华北汛期降水偏多年7、8月平均200 hPa 流场，其余同图3

图 5 是华北汛期干旱年7、8月平均的500 hPa 流场及其距平，平均图上西太平洋副热带高压西端脊线约位于 26°N ，中心位于 $(140^{\circ}\text{E}, 28^{\circ}\text{N})$ 附近（图 5a），在高原东南部另有一个反气旋环流中心。距平表现为：我国华北、东北到日本及其以东地区，是气旋式距平环流区，而从孟加拉湾北部，经我国华南到 30°N 以南的西太平洋地区，则为反气旋式距平环流所控制（图 5b），这反映了西太平洋副热带高压位置偏南西伸。此外，巴尔喀什湖到贝加尔湖地区为反气旋式距平环流，表明华北汛期干旱年时，这一地区主要为高压脊所控制。

华北降水偏多年，西太平洋副热带高压中心位于 $(130^{\circ}\text{E}, 30^{\circ}\text{N})$ 附近，比干旱年

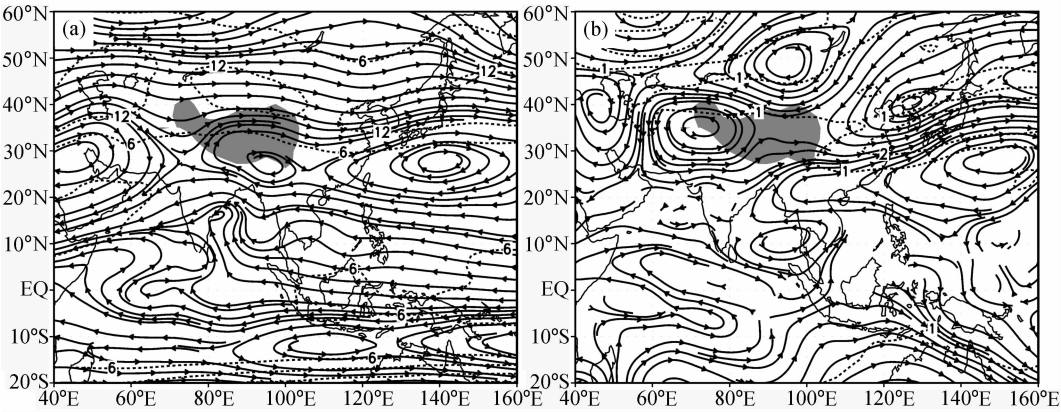


图 5 华北汛期干旱年 7、8 月平均 500hPa 流场，其余同图 3

偏北偏西（图 6a）。在距平环流图中（图 6b），与干旱年相反，我国南部以及西太平洋地区为气旋式距平环流区，而我国华北、东北和日本及其以东地区，为反气旋式距平环流区，它们是西太平洋副热带高压偏北引起的。此外，巴尔喀什湖到贝加尔湖之间，并向南到高原东北部，为气旋式距平环流地区，平均图上这一地区处于低压槽后部，反映了中高纬地区冷空气活动在华北汛期降水中的重要作用。这些特征与已有的结论一致^[1,2]

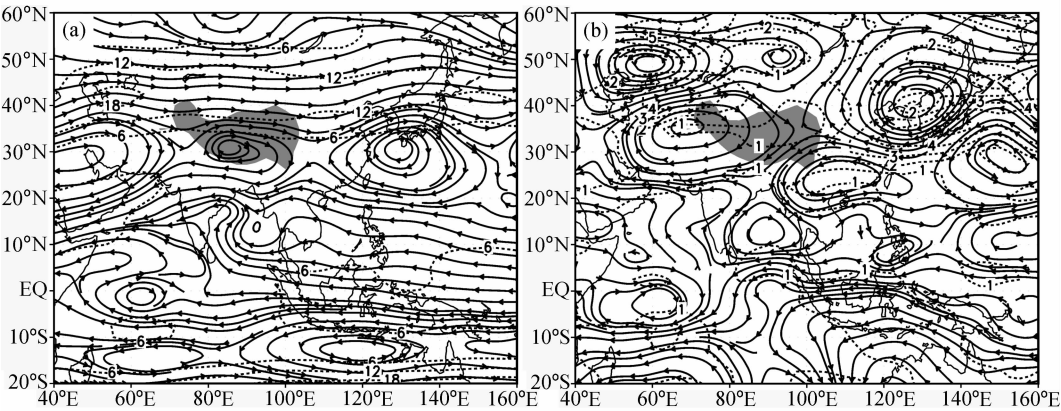


图 6 华北汛期降水偏多年 7、8 月平均 500 hPa 流场，其余同图 3

华北汛期旱涝年份的低层流场（850 hPa）的差异也十分明显，干旱年时，7、8 月平均亚洲低纬季风区的偏西气流，以及我国东部 30°N 以北地区的偏南气流均明显减弱。华北降水偏多年则相反，上述偏西和偏南气流显著增强（图略）。旱涝年份的这种差异，与高空 200 hPa 低纬东风气流的强弱变化基本上是一致的。对于华北汛期降水多寡与季风强弱的关系，我们曾有过专门讨论^[7]。

4.2 垂直环流

图 7 给出了华北汛期干旱年时，7、8 月平均沿 35°N 纬向垂直环流及其距平。平均图上高原主要为上升运动区，在高原东侧邻近地区，低层有接近闭合的垂直环流圈存在，其下沉支可达 115°E，120°E 附近也为下沉区（图 7b）。距平图上高原为上升距平

气流区，而在 105~125°E 之间为强下沉距平气流区，并形成闭合的距平垂直环流圈（图 7a），表明高原东部地区上升、高原东侧地区下沉的垂直环流是加强的。

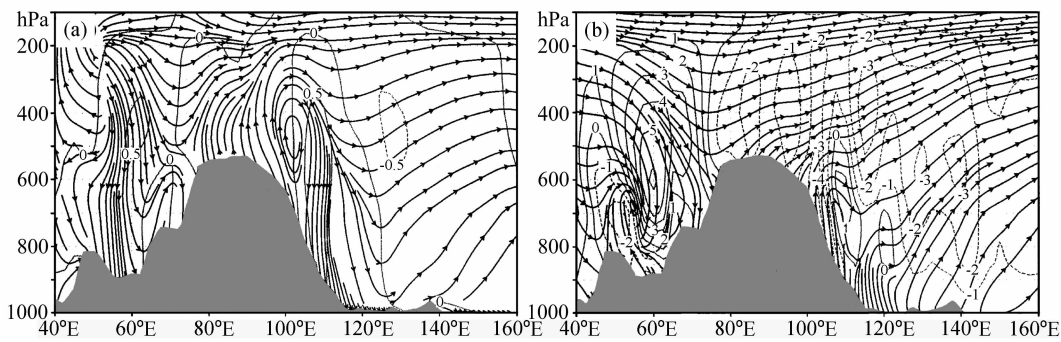


图 7 华北汛期干旱年 7、8 月平均沿 35°N 纬向垂直环流，(a) 距平；(b) 平均
虚线为垂直运动 ω ，等值线间隔 0.01 Pa s⁻¹

华北汛期降水偏多年时，高原及其以东地区均为上升运动区（图 8b）。与旱年相反，距平环流在高原上空为下沉距平气流区，而 105~125°E 之间则为上升距平气流区，也构成明显的闭合的距平垂直环流圈（图 8a）。因此，华北汛期降水偏多年时，高原东侧的垂直环流是减弱的。

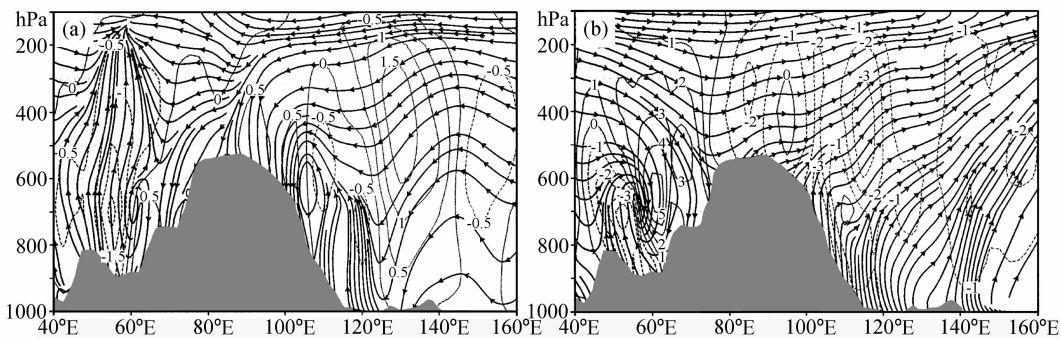


图 8 华北汛期降水偏多年 7、8 月平均沿 35°N 纬向垂直环流，其余同图 7

沿 37.5°N 剖面的纬向垂直环流及其距平状况与沿 35°N 相类似，但干旱年时，平均图上高原东侧的下沉气流更强，并向东扩展到整个华北地区（图略）。由于高原与临近地区的垂直环流是由高原热源维持的^[12, 13]，垂直环流的变化反映了高原加热作用的变化，并直观地表现高原与华北两个地区之间的联系。因此，高原的热力作用可通过垂直环流直接影响到华北地区汛期的降水。

5 高原上热源和水汽汇异常与华北汛期降水的关系

图 9 是 1980~1994 年 7、8 月平均的垂直积分的热源 $\langle Q_1 \rangle$ ，及其在华北汛期干旱年和降水偏多年的距平，平均图上高原南部到孟加拉湾附近为一热源中心区，中心值大于 350 W m⁻²。青藏高原主体也为热源区，主要的热源位于高原南部地区（图 9a）。

旱涝年热源距平差异明显，早年从孟加拉湾到印度半岛，以及我国华南附近地区的热源明显偏弱（图 9b），而华北汛期降水偏多年这两个地区是偏强的（图 9c）。旱涝年高原上的热源也有很大差异，早年时（图 9b），高原地区基本上是正距平区，最大中心位于高原东部，强度超过了 5 W m^{-2} 。降水偏多年则与干旱年相反。高原东部也是主要负距平区，中心低于 -5 W m^{-2} ，仅在西南部一些地区出现正距平（图 9c）。

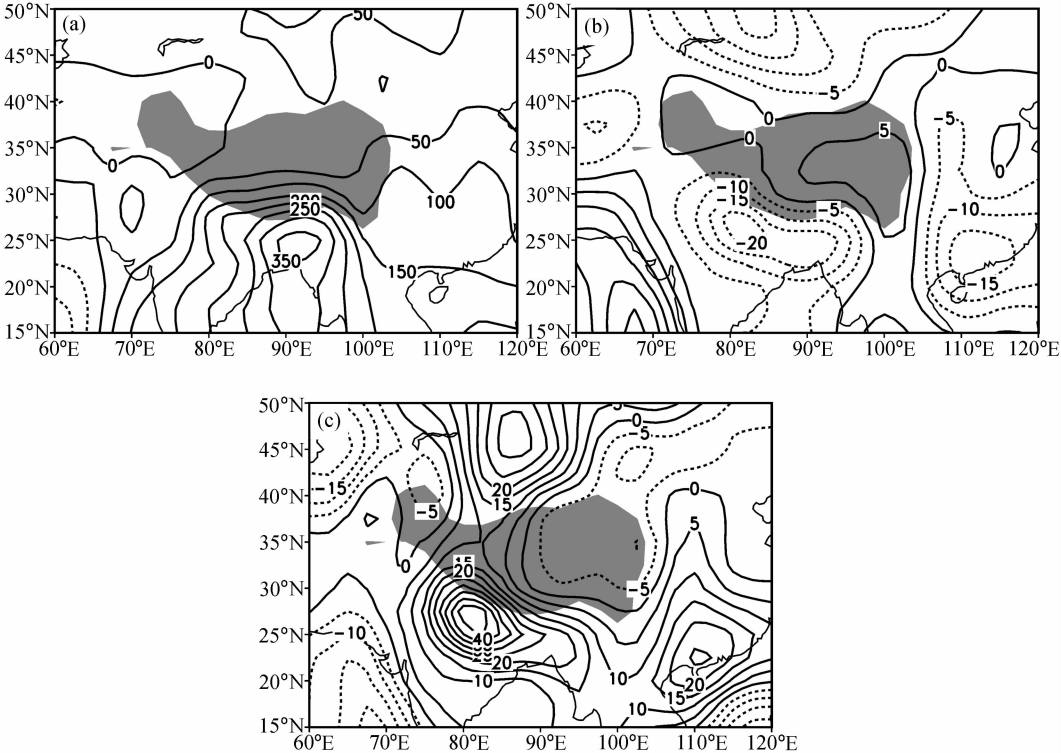


图 9 7、8 月平均垂直积分热源（单位： W m^{-2} ）
(a) 1980~1994 年 15 年平均；(b) 干旱年距平；(c) 降水偏多年距平

垂直积分的水汽汇 $\langle Q_2 \rangle$ 及其距平状况与热源是类似的，水汽汇的中心与热源中心相对应，说明热源主要是由于凝结潜热产生的（图 10a）。华北汛期干旱年时，印度半岛东北部、孟加拉湾以及我国华南为负距平区（图 10b）。而在华北汛期降水偏多年，这两地区变为正距平区（图 10c）。华北汛期干旱年时，高原除偏南地区外，大部分地区为正距平。而降水偏多年时，高原除偏西南地区外，主要为负距平。说明高原地区凝结潜热的异常变化，与华北地区降水存在相反变化的趋势。

为了进一步揭示高原热源、水汽汇与华北汛期降水的关系，我们给出 1980~1994 年华北地区 7、8 月区域平均的降水与同期垂直积分的热源 $\langle Q_1 \rangle$ 和水汽汇 $\langle Q_2 \rangle$ 的相关系数分布（图 11）。从与热源的相关可见（图 11a），高原主体部分为负相关区，相关中心（ <-0.3 ）位于高原中部。印度半岛中北部和海南岛附近，分别存在一个正相关中心。降水与水汽汇的相关更明显，由图 11b 可以看到，与高原热源的相关性质相同，高原中部到东部地区为负相关区，主要相关区（ <-0.4 ）也位于高原中部。

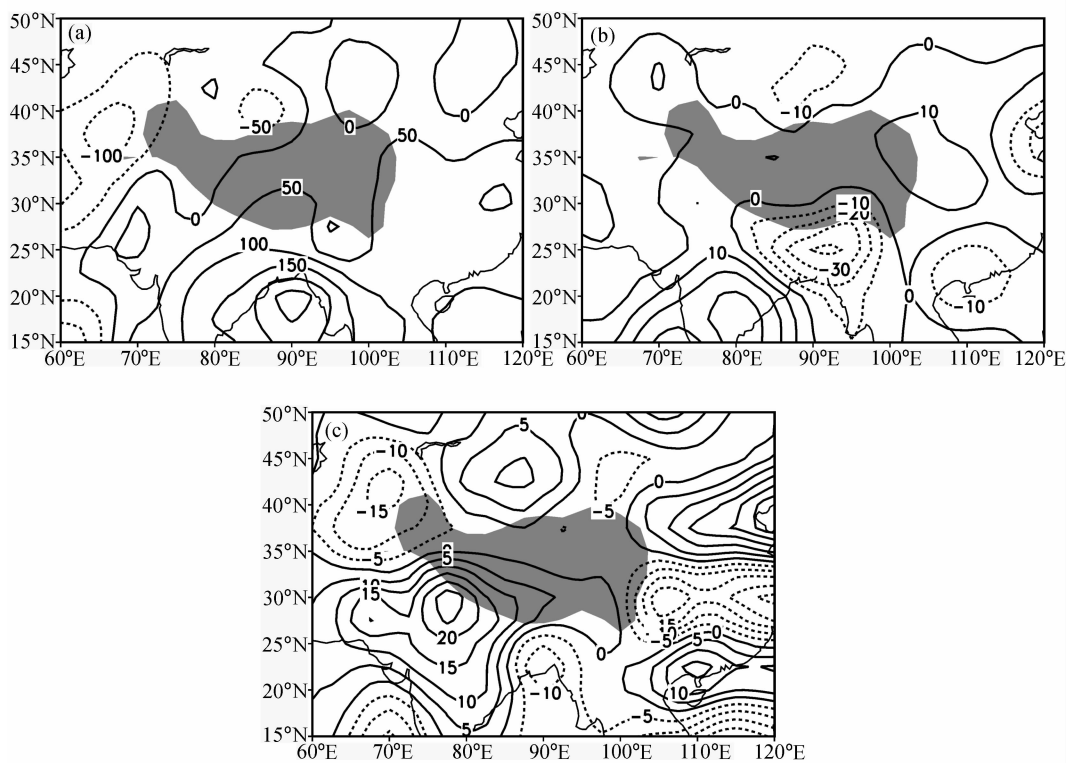


图 10 7、8 月平均垂直积分水汽，其余同图 9

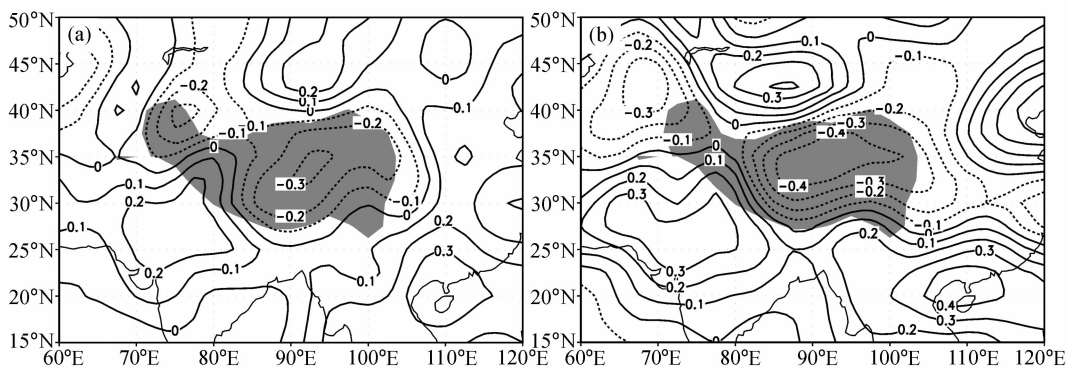


图 11 1980~1994 年 7、8 月华北区域平均降水与同期垂直积分热源 (a) 及水汽汇 (b) 的相关系数分布

以上结果与前面得到的华北地区与青藏高原降水是负相关特征相符合 (参见图 2)，因为凝结潜热是由降水产生的。

因此，夏季高原上热源的强弱变化，特别是凝结潜热的异常与华北地区降水存在密切的关系，当高原上热源 (潜热加热) 增强时，华北地区降水将减少，反之，华北地区降水将增加。这一事实也说明相应的垂直环流及青藏高原的变化有密切的内在联系，它们都是由高原热源 (特别是凝结潜热) 的变化引起的。

6 数值试验

前面的诊断及相关分析结果表明,华北汛期降水异常与高原上的热源尤其是凝结潜热加热存在密切关系。为了进一步证实其间的内部联系,我们利用前面介绍过的 IAP L9R15 AGCM 模式,进行了两组数值试验(GAOL-S 及 GAOL+S),揭示高原上凝结潜热异常对大气环流的作用,了解影响华北降水的可能途径及方式。

在试验 GAOL-S 及 GAOL+S 中,分别将原模式青藏高原地区(地形高度 >3000 m)的凝结潜热强度乘以 0.5 及 1.5 的系数,来模拟它们的减弱及增强的异常变化。以原模式气候积分的 5 月 31 日最后一个时次作为初值。两组试验积分时间均为三个月,用模拟的 7、8 月的平均流场,对比分析两组数值试验的差异。

图 12a 为 7、8 月平均的试验 GAOL-S 与 GAOL+S 的 500 hPa 流场差。华北、朝鲜半岛到日本附近为反气旋式距平环流,表明西太平洋副高偏强且位置偏北,这与前面揭示的华北汛期降水偏多年西太平洋副热带高压偏北偏西一致(图 6)。表明高原上凝结潜热变化将引起西太平洋副热带高压的异常,从而影响到华北地区降水。由图 12a 还可看到波列传播的现象,鄂霍次克海附近及阿拉斯加湾到北美西部,为气旋式距平环流区,而其间的阿留申群岛附近,为反气旋式距平环流,表明高原上凝结潜热的异常,可通过波列的传播影响到北美地区。此外,乌拉尔山脉附近地区,为反气旋式距平环流区,而贝加尔湖到鄂霍次克海附近地区为气旋式距平环流区。因此,高原上热力异常对中高纬大气环流也有很大影响。

图 12b 为 7、8 月平均的试验 GAOL-S 与 GAOL+S 的 200 hPa 流场差。差异主要表现在:20~40°N 青藏高原的位置上存在一反气旋式距平环流带,中心分别位于阿拉伯半岛和高原中部,我国东部有一弱的气旋距平环流。这些特点与华北汛期降水偏多年 200 hPa 距平环流的分布是相似的,表明高原上凝结潜热减弱时,将使得青藏高压加强,位置偏北。此外,低纬从阿拉伯海经印度到菲律宾附近,偏东气流明显加强,表明亚洲季风加强。这些特征也与降水偏多年实况类似。

图 12c 为 7、8 月平均的试验 GAOL-S 与 GAOL+S 的 850 hPa 流场差。差异主要表现为:非洲东岸和马来西亚群岛附近的越赤道偏南气流,以及低纬西南气流和我国东部偏南气流加强。此外 30°N 附近的西太平洋地区,为反气旋式距平环流区,表明西太平洋副热带高压加强偏北。而乌拉尔山脉附近为明显的反气旋距平环流区。这些模拟的结果,基本上也是同华北降水与亚洲季风及西太平洋副热带高压关系的实况分析结果相近的^[2, 7]。

总之,数值试验的结果说明,夏季高原上凝结潜热加热异常,对东亚甚至北美地区的环流都有很大的影响。当高原上凝结潜热减弱时,青藏高压和西太平洋副热带高压均加强偏北,低纬低层西南气流明显加强,从而影响到我国东部地区的降水。反之,当高原上潜热加热增强时,西太平洋副热带高压减弱,青藏高压减弱偏东,亚洲地区西南季风减弱。同时,高原上凝结潜热加热对欧亚高纬地区的环流也有影响,当高原上潜热加热减弱时,乌拉尔山脉附近的高压脊将增强,而当高原上潜热加热加强时,乌拉尔山脉附近的高压脊将减弱。因此,高原上潜热加热的异常变化是通过影响西太

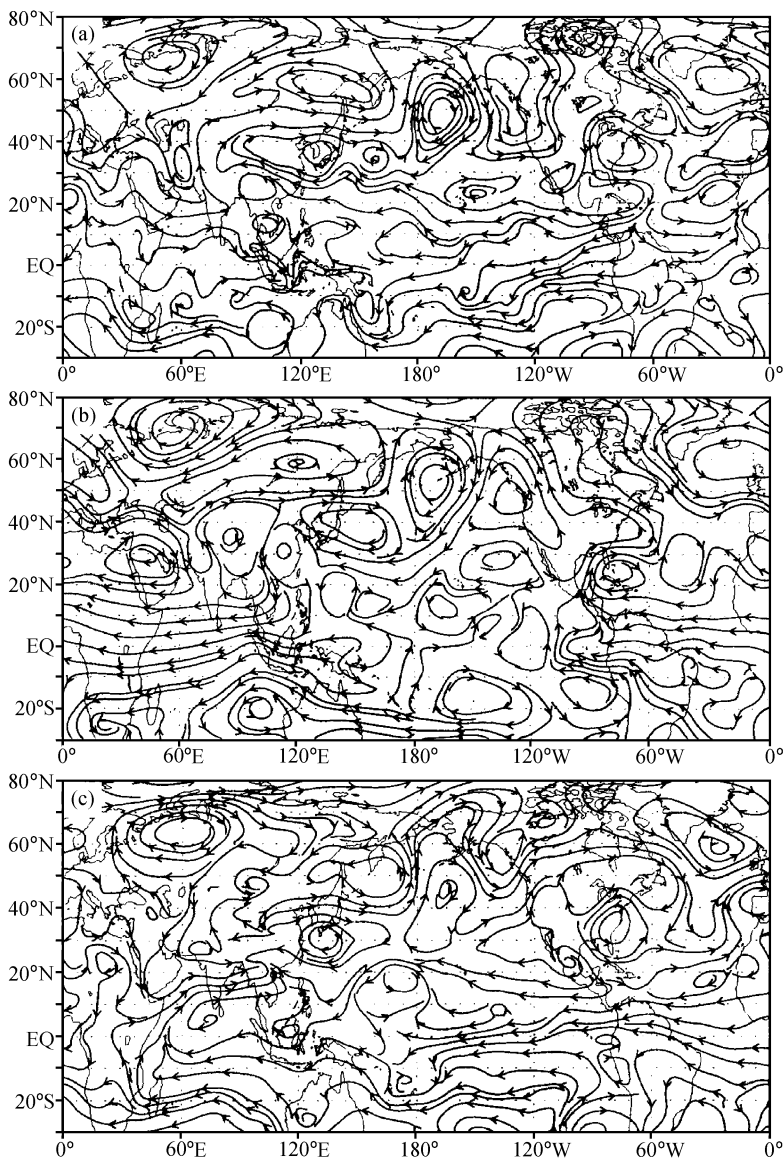


图 12 数值试验 GAOL-S 与 GAOL+S 流场差的 7、8 月平均分布
(a) 500 hPa; (b) 200 hPa; (c) 850 hPa

平洋副热带高压、青藏高压和欧亚高纬地区的环流而影响华北地区降水的。

7 结论

通过以上分析，得到如下结论：

华北汛期降水与青藏高压和西太平洋副热带高压的异常变化有密切关系，华北汛期干旱年，青藏高压及西太平洋副热带高压偏南、偏东，华北汛期降水偏多年则相反。华北汛期干旱年时，高原东部上升、高原东侧邻近地区下沉的垂直环流明显加强，

而华北汛期降水偏多年,这一垂直环流则减弱,华北变为上升气流区。

高原上空垂直积分的热源和水汽汇异常对华北地区降水有很大影响,当热源和水汽汇增强(减弱)时,华北地区降水偏少(偏多)。

数值试验进一步指出,高原上热力异常通过影响青藏高压、西太平洋副热带高压、亚洲季风及欧亚中高纬地区环流而影响华北地区降水。当高原上凝结潜热减弱时,青藏高压偏北,西太平洋副热带高压偏强、偏北,亚洲季风加强,有利于华北地区降水增多;当高原上凝结潜热加强时,则相反。

影响华北汛期降水异常的原因很多,不同因子之间又相互影响,本文只从夏季高原上热力异常(主要是凝结潜热异常)方面,来分析华北地区旱涝的成因,而未涉及其他影响华北旱涝的原因及复杂关系,对此需要进行更多的深入研究。

致谢: 本文修改时,彭京备提供了日平均计算资料,杨艳霞承担了两图的绘制工作,在此一并表示感谢。

参 考 文 献

- 1 梁平德,印度夏季风与我国华北夏季降水,气象学报,1988, **46** (1), 75~81.
- 2 赵声蓉、宋正山,华北汛期旱涝与中高纬大气环流异常,高原气象,1999, **18** (4), 535~540.
- 3 孙淑清,近五十年来华北地区旱涝特征与全球变化的研究及未来趋势的探讨,高原气象,1999, **18** (4), 541~551.
- 4 张启龙、翁学传、程明华,华北地区汛期降水与热带西太平洋暖池和黑潮的关系,高原气象,1999, **18** (4), 575~583.
- 5 武炳义、黄荣辉、高登义,冬季北极海冰长期变化对华北降水的可能影响,高原气象,1999, **18** (4), 590~594.
- 6 Song Zhengshan, Zhao Shengrong, and Ji Liren, A study on the rainfall in rainy season over North China related to SST anomalies of North Atlantic, *Dynamics of Atmospheric and Oceanic Circulations and Climate*, Celebration of the 80th birthday of Prof. Zhu Baozhen, Edited by the Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China, China Meteorological Press, April 2001, 872 pp.
- 7 赵声蓉、宋正山、纪立人,华北汛期降水与亚洲季风异常关系研究,气象学报,2002, **18** (1), 68~75.
- 8 韦志刚、罗四维,中国西部积雪对我国汛期降水的影响,灾害性气候的过程及诊断,北京:气象出版社,1996, 137~140.
- 9 郭其蕴、王继琴,青藏高原的积雪及其对东亚季风的影响,高原气象,1986, **5** (2), 116~123.
- 10 黄忠恕,青藏高原热状况与长江流域旱涝关系的初步分析,长期天气预报文集,北京:气象出版社,1982, 189~193.
- 11 周玉淑、高守亭、邓国等,青藏高原冬季春季地温异常对长江中下游夏季旱涝影响的研究,南京气象学院学报,2002, **25** (5), 611~619.
- 12 He, H., J. W. Mcginnis, Song Zhengshan et al., Onset of the Asian summer monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau, *Mon. Wea. Rev.*, 1987, **115**, 1966~1995.
- 13 Yanai, M., Li Chengfeng, and Song Zhengshan, Seasonal heating of the Tibetan plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1992, **70** (1), 319~351.
- 14 宋正山、杨辉,我国夏季降水和青藏高原的作用,灾害性气候的过程及诊断,北京:气象出版社,1996, 114~119.
- 15 叶笃正、黄荣辉,黄河长江流域旱涝规律和成因研究,济南:山东科技出版社,1996, 387 pp.
- 16 叶笃正、高由禧等,青藏高原气象学,北京:科学出版社,1979, 278 pp.

17 丁一汇，高等天气学，北京：气象出版社，1991，792pp.
18 张艳、钱永甫，青藏高原地面热源对亚洲季风爆发的热力影响，南京气象学院学报，2002，**25**（3），298～306.
19 张顺利，陶诗言，青藏高原对1998年长江流域天气异常的影响，气象学报，2002，**60**（4），442～452.
20 李伟平，亚洲季风区季节变化的数值模拟研究，中国科学院大气物理研究所博士学位论文，1996，144pp.

Heating Effect of the Tibetan Plateau on Rainfall Anomalies
over North China during Rainy Season

Zhao Shengrong* , Song Zhengshan, and Ji Liren

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract The relationship between rainy season rainfall over North China and the heating effect of the Tibetan Plateau is diagnostically investigated. Results are identified through numerical experiments further. The NCEP/NCAR reanalysis data from 1980 to 1994 and the rainfall data of 336 stations in China from 1956 to 1994 are used. It has been found that the Tibetan High and the West Pacific Subtropical High tend to south and east (north and west) in drought (flood) year of North China. There exists a vertical circulation with ascending motion over the Tibetan Plateau and sinking motion over eastern area closed to the Tibetan Plateau. This vertical circulation is stronger in drought year of North China, but weaker in flood year of North China and ascending motion is over North China. During rainy season of North China, the Tibetan Plateau is mainly dominated by positive vertical integrated heat source $\langle Q_1 \rangle$ and moisture sink $\langle Q_2 \rangle$. The negative correlation between heat source and moisture sink over the Tibetan Plateau and rainfall of North China is obvious. Numerical experiments show that latent heat anomalies over the Tibetan Plateau will cause change of circulation in middle and high latitudes, the Tibetan High and the West Pacific Subtropical High, then influence rainfall of North China further.

Key words: rainfall anomalies; vertical circulation; heat source; Tibetan High

* Present address: National Meteorological Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081.