

夏季西北干旱气候形成的数值模拟 ——高原地形和环流场等的影响^{*}

钱正安 吴统文 吕世华 焦彦军

(中国科学院兰州高原大气物理研究所, 兰州 730000)

摘 要 为了进一步检验和修改本文部分作者先前初步提出的影响夏季西北干旱气候形成的因子及如何相互作用形成西北干旱气候的物理图像, 本文继续用一全球大气环流谱模式, 设计了5组试验, 利用ECMWF的格点分析值资料, 进行了数值模拟。结果表明, 青藏高原隆升和环流差异是形成西北干旱气候的重要因子, 已提出的西北干旱气候形成的物理图像大体是正确的。

关键词 西北干旱气候 青藏高原地形 初始环流场 数值模拟

1 引言

我国西北干旱区位于青藏高原(下称高原)北侧的陕、甘、宁、青、新及内蒙古西部地区, 大体以年降水量200 mm的等值线为界^[1], 在降水集中的夏季这里日平均降水率都在2 mm/d以下¹⁾, 其中心区在南疆盆地、甘肃河西走廊西部和柴达木盆地, 是北半球伸展最北的干旱区。

长期以来, 对干旱区和干旱气候成因的流行解释有三^[2], 即远离海洋的影响、Hadley环流下沉支的影响以及大山脉背风坡雨影区的影响。70年代后Charney等还强调了地表反照率等陆面过程对干旱形成的作用, 并针对北非撒哈拉地区近20年来的持续干旱提出了干旱形成的生物-地球物理反馈机制^[2]。

我国西北干旱气候区因其纬度高, 也不在大山脉背风坡, 除远离海洋外, 它的形成似不同于一般的副热带干旱区。叶笃正等^[3]、徐国昌等^[4]、Broccoli等^[5]和郑庆林等^[6]曾分别从多年平均场特征和数值模拟研究指出青藏高原的影响, 显示了西北干旱气候形成的独特性。但上述研究还未解释西北干旱区的干、湿年变化, Broccoli等和郑庆林等也仅侧重研究青藏高原与中亚干旱气候和高原东侧初夏干旱天气问题。

西北干旱气候也有清楚的相对干、湿年变化^[7,8]。因而回答西北干旱气候形成问题实际要分别回答常年性的干旱背景及干、湿年变化又是怎样形成的两个子问题。本文前两作者已在先前的两篇文章中^[7,8], 在夏季西北干旱区平均场特征和干、湿年差异观测事实对比分析的基础上, 初步提出了高原热力、动力作用和环流等是影响夏季西北干旱

1997-02-13收到, 1997-09-01收到修改稿

^{*} 获中国科学院“八五”重大应用项目KY 85-10、国家“九五”攀登计划B项目、以及国家自然科学基金49605067项目的资助

1) 王宝灵等, 1995, 西北区域1961~1990年气候变化的诊断分析, 西北气候监测公报, 1~25.

气候形成的因子,并初步归纳了这些因子如何相互作用形成西北干旱的概念模式:即远离海洋和高原隆升的地理环境造成了西北干旱区常年干旱的背景,而高原热力、动力作用及该地区环流的年际差异等又造成了该地区的干、湿年变化。显然,对这些影响因子和上述西北干旱形成的概念模式,都还需要经过气候模式敏感性试验的检验和修改,以加深对西北干旱气候形成机制的理解,使西北干旱的短期气候预测建立在坚实的物理基础上。本文就是这种尝试的一部分,这里先研究青藏高原地形和初夏初始环流场等的影响,以下分别介绍所用的气候模式、数值试验方案及模拟结果分析等。

2 所用的模式

该模式原版本为美国马里兰大学海-陆-气研究中心(COLA)的R7L9全球谱模式,后来修改为能在ALPHA计算工作站上运行的菱形截断15波9层全球谱模式(R15L9)^[9],水平分辨率为 $4.5^{\circ}\times7.5^{\circ}$ Lat/Lon,考虑了较真实的地形,模式物理过程齐全,包括了垂直及水平扩散、大尺度降水、积云降水、辐射、地形重力波阻以及简化了的简单生物圈(SSiB)方案等,因而特别适合于作地形和陆面过程影响的数值模拟研究。经较长时间积分,该模式性能良好^[9]。

3 模拟试验方案设计

如前述,为了研究高原地形隆升和初始环流特征等对西北干旱气候形成的影响,这里先设计了以下5个试验。

表1 模拟试验方案

试验名	初始场	青藏高原地形	目的
控制	1980~1986年7月6月平均场	原模式地形	看模式性能
无高原	同上	削平高原区山体,改变其积雪面积等	看高原影响
高原增高	同上	仅高原区平均加高1 km	看高原影响
湿	两湿年(1981, 1983)6月平均场	同控制试验	看环流影响
干	两干年(1985, 1980)6月平均场	同控制试验	看环流影响

3.1 控制性试验

首先为了检验该模式的性能和模拟西北干旱气候的能力,我们用原模式的地形高度(高原地区最高达4.7 km)、用1980~1986年7月6月平均的温、压、湿及流场作初始场。这里及以下各试验的初始场资料均由欧洲中期天气预报中心(ECMWF)的7层等压面 $2.5^{\circ}\times2.5^{\circ}$ Lat/Lon格点分析值资料经垂直和水平插值而得。

3.2 无高原和高原增高试验

这是为了与控制性试验结果对比,看高原地形对西北干旱气候形成的影响。为此,一方面作了无高原试验,在积分开始时就在高原地区削除其高出周围环境的高原山体,避免简单地在高原地区一律取地形高度为0 m,又在高原四周(特别是其北侧)人为地形成新的陡坡地形,产生新的扰动误差源。需要指出,根据SSiB方案,削平高原山体

后, 实际上也同时改变了原高原地区的积雪面积等; 另一方面为了从反面进一步验证高原地形的影响, 将控制性试验中原模式高原地形高度再平均加高 1 km 左右, 下称高原增高试验。即该两试验与控制试验的主要区别仅在高原地区地形隆升高度等的不同。

3.3 干、湿试验

这是为了与控制性试验比较, 了解西北干旱区干、湿年夏季前期环流等特征对该区后期环流进而对后期干旱程度的影响。这里各取了西北干旱中心区两个干年 (1985 和 1980) 和湿年 (1981 和 1983) 初夏 (6 月) 平均的温、压、湿及流场分别作干、湿试验的初始场, 其余皆同控制性试验。

因以上 5 个试验均取 6 月平均场为初始场, 故可视其为 6 月 15 日之值, 所以各试验也均从该日 00 时 (UTC, 下同) 起连续积分至 8 月 31 日, 共积分 78 d。因积分 16 d 后模式气候大体达到了统计平衡状态, 所以取出最后两个月计 62 d 的模拟值平均, 代表西北干旱区主要降水时段夏季 (7~8 月) 的状况。模式积分时取相应月份的月平均气候海温值。以下便是这些结果的分析。

4 模拟结果分析

为与前面的观测事实研究对比^[3,4,7,8], 以下重点分析各试验模拟的对流层高、中层的环流、垂直运动及地面降水等的分布情况。因篇幅所限, 文中也仅图示和重点分析了我们的西北干旱区及其邻近的中亚干旱区, 以及我国青藏高原等地区的模拟结果, 各区地理分布参见图 1。

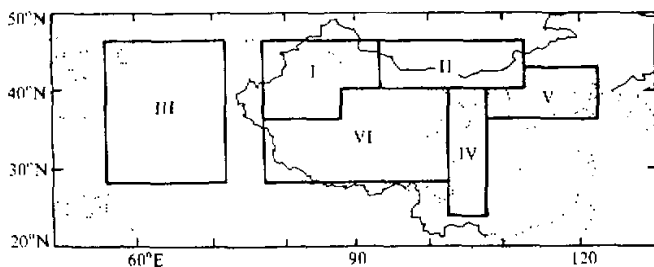


图 1 各区地理分布示意图

I: 西北干旱中心区, II: 西北干旱区东部, III: 中亚干旱区, IV: 高原东侧区, V: 华北区, VI: 高原区

4.1 控制性试验

首先该试验模拟了盛夏季节在高原及其邻近地区高空的主要环流特征⁽¹⁾, 如对流层高层 100 hPa 的南亚高压 (图 2a); 对流层中层 500 hPa 高原上及其北侧地区的“西脊东槽”形势; 高原东西两侧的副热带高压带, 高原西侧的伊朗副热带高压 (下称伊朗副高) 明显强于西太平洋副热带高压 (下称西太副高) (图 3a)。它也模拟了该地区夏季垂直运动场的主要特征, 如 500 hPa 层附近高原上的上升运动, 高原北侧及西侧的下沉

1) 中国科学院兰州高原大气物理研究所等, 高原气候图集 (二), 高空部分, 347~538。

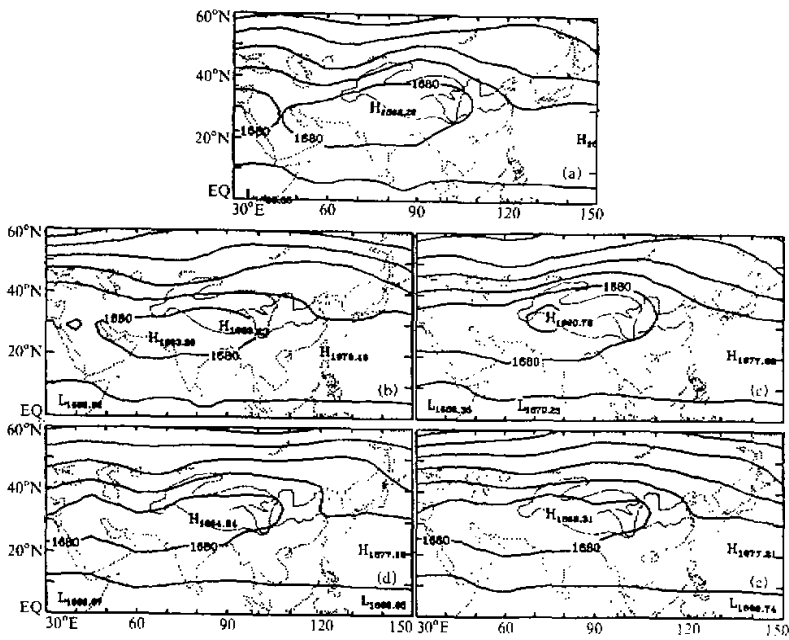


图2 各试验模拟的7~8月100 hPa平均高度场
(a)、(b)、(c)、(d)、(e)依次为控制性、无高原、高原增高、湿和干试验的模拟。等高线间隔为8 gpdam

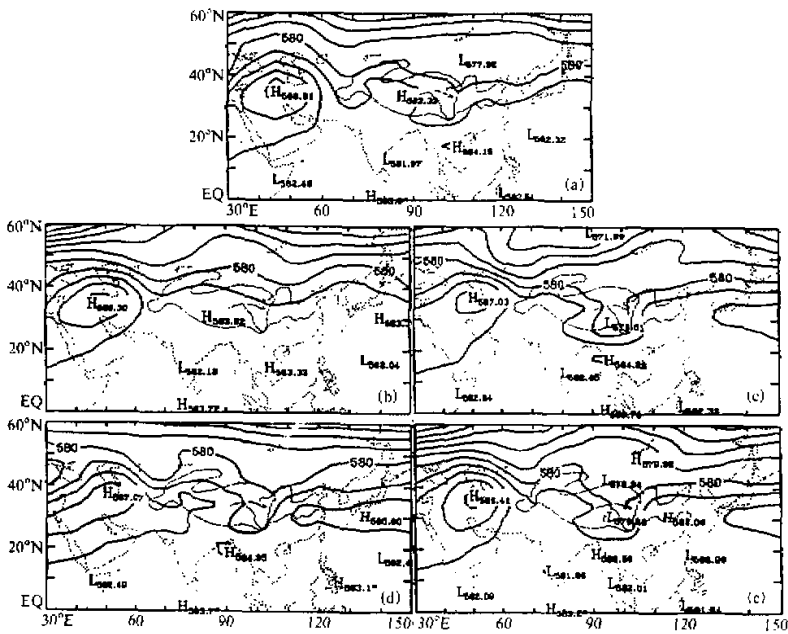


图3 各试验模拟的7~8月500 hPa平均高度场
等高线间隔为2 gpdam, 其余说明同图2

运动。西北干旱中心区内格点平均的下沉速度为 $0.20 \times 10^{-3} \text{ hPa/s}$ (表 2), 其分布及量值很接近于同期内的实况分析值 (见文献[7]中的图 3 及表 5)。在沿 85°E 经圈环流图上就更清楚了, 高原上 300 hPa 层及其以下盛行上升运动, 在高原北侧 700~500 hPa 层间也模拟了一完整的次级闭合环流圈 C (图 4a), 与过去揭示的观测事实相似^[3,7]。叶笃正等曾据此猜测这种由高原地区的上升运动诱生的下沉支加强了西北干旱^[1]。我们最

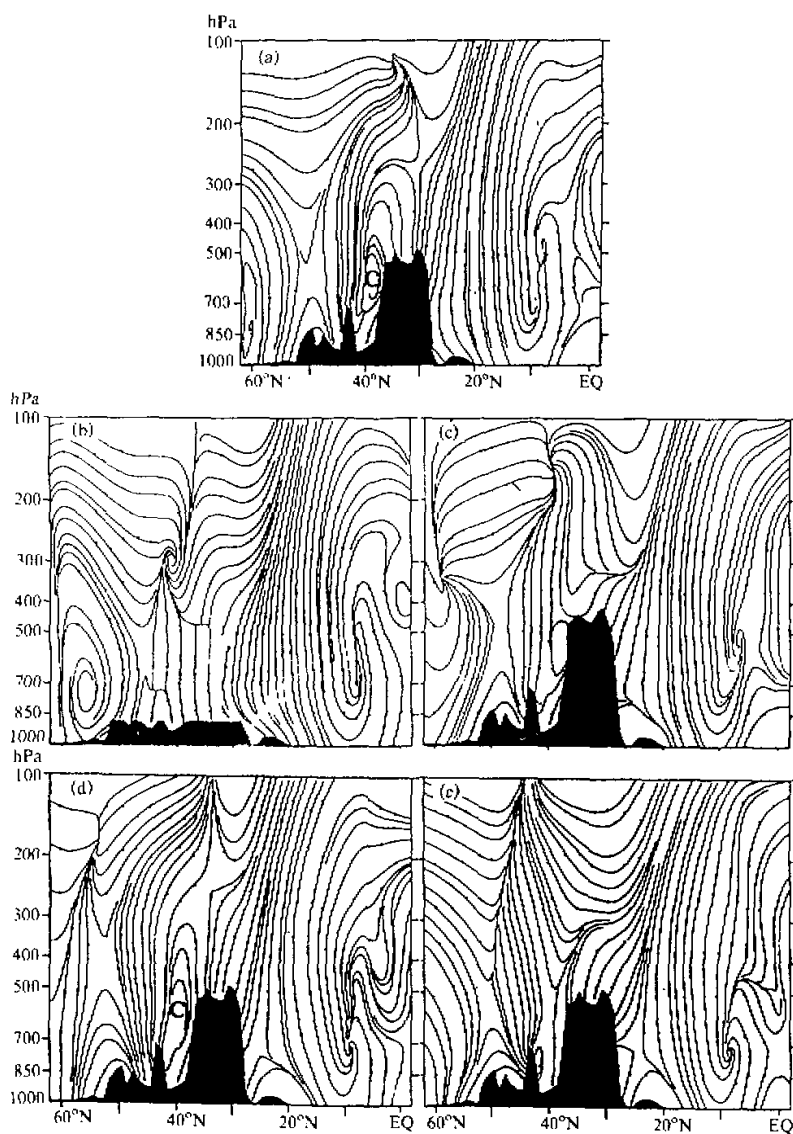


图 4 各试验模拟的 7~8 月沿 85°E 平均垂直经圈环流剖面图

说明同图 2

表 2 各试验模拟的 7~8 月各地区格点平均的 500 hPa ω ($\times 10^{-3}$ hPa/s)
及日降水率 (mm/d, 括弧内的值)

区域	控制	无高原地形	高原增高	湿	干
西北干旱中心区 (I)	0.20 (0.50)	0.01 (1.23)	0.20 (0.46)	0.11 (0.64)	0.17 (0.49)
西北干旱区东部 (II)	0.01 (2.21)	-0.07 (2.15)	0.05 (2.25)	0.07 (2.50)	0.06 (3.62)
中亚干旱区 (III)	(0.66)	(1.30)	(0.65)		
高原东侧 (IV)	(13.30)	(7.43)	(14.60)		
华北区 (V)	(3.92)	(2.96)	(4.36)		

为关心的夏季日降水率的模拟也是令人鼓舞的 (图 5a)。一条 2 mm/d 的等降水率线从河西走廊中段向西南方穿过高原中、西部, 分别将高原北侧、西侧的西北干旱区、中亚干旱区与其东、南侧的东亚季风、西南季风多雨区分隔开, 因而可大致视该等值线为西北干旱区的南界。该试验不仅分别模拟了西北干旱区和中亚干旱区, 两区内格点平均的日降水率分别为 0.50 和 0.66 mm/d (表 2), 连西南季风区印度西海岸、印度东北部和缅甸西海岸及我国川、黔、滇地区大于 10 mm/d 降水率的多雨区也都较好地模拟出来了 (图 5a), 它们的分布及量值也与实况接近 (见文献[10]中的图 4), 即该模式有模拟夏季包括西北干旱区在内的亚洲季风区主要环流和降水特征的能力。因而, 下面的敏感性试验结果是可信的。当然也需指出, 受本模式目前较低分辨率等的限制, 还有若干细节特征未能很好地模拟出来。仅就降水分布而言, 作为西北干旱区南界的 2 mm/d

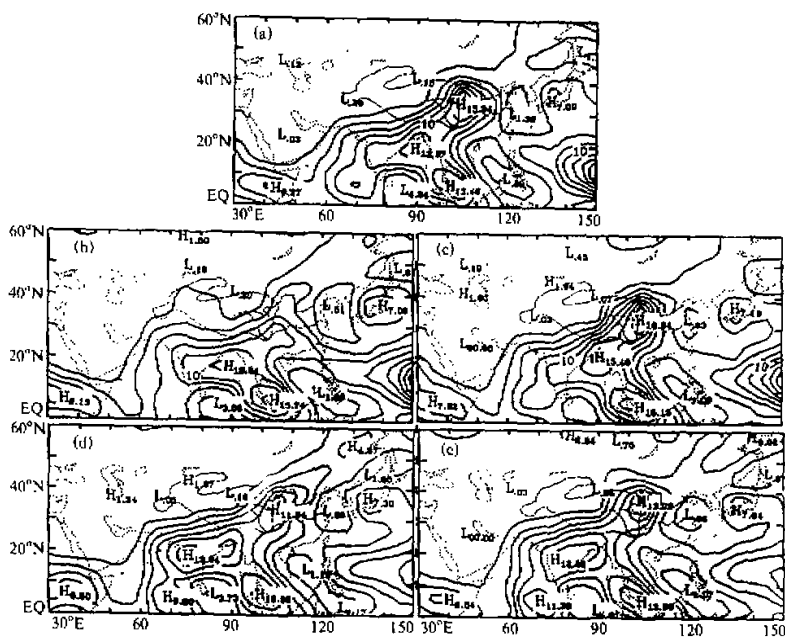


图 5 各试验模拟的 7~8 月平均的日降水率
日降水率等值线从 2 开始, 间隔为 2 mm/d, 说明同图 2

等降水率线实际可能是环绕南疆盆地及天山分布的(图6),但图5中模拟的该等值线西段却伸向西南方穿过高原中、西部了;另外,试验对祁连山与天山多雨区和柴达木少雨区的分布细节等反映不够。

4.2 青藏高原隆升的影响

假如一旦没有隆升的高原对气流和水汽等的动力阻挡及高原热力作用后又将会怎样呢?与控制试验相比,无高原试验模拟的后期环流特征有大的变化,如模拟的100 hPa南亚高压中心西南

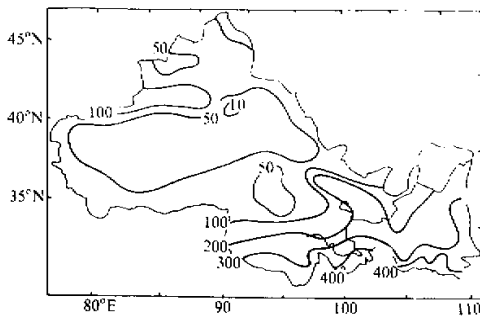


图6 1961~1990年6~8月30年平均的西北地区降水量¹⁾
细实线为西北五省区界及黄河,单位:mm

移,强度减弱了5 gpdam,1680 gpdam等高线范围大大缩小了(图2b);500 hPa上高原及其北侧地区的“西脊东槽”形势已不复存在(图3b),这显示了高原隆升对南亚高压及高原上“西脊东槽”形势的加强作用,而这些系统是造成夏季西北干旱区、湿年变化的重要环流成员。在垂直运动分布图上(图略),削平高原山体后,高原地区模拟的上升速度已减弱,高原北侧西北干旱中心区的下沉运动明显减弱,西北干旱区东部格点平均的 ω 速度已转为微弱上升(-0.07×10^{-3} hPa/s,表2);在经圈环流图上,高原上的上升运动和高原北侧的下沉运动均明显减弱,在南疆盆地上空,对流层中低层已无次级闭合环流圈(图4b)。与高原北侧下沉运动减弱相对应,模拟的2 mm/d等降水率线明显北推至西天山以北,即西北干旱区范围明显缩小了(图5b),如表2所示,西北干旱中心区内格点平均的日降水率与控制试验相比增加了1倍半,达1.23 mm/d,仅因接近高原东侧区的部分格点降水明显减少的抵消作用,西北干旱区东部格点平均的日降水率才和控制试验的相近。但中亚干旱区内格点平均的降水率也由有高原时的0.66增至1.30 mm/d,即高原地形隆升加强了夏季西北干旱及中亚干旱气候的程度。这与Broccoli等^[5]和郑庆林等^[6]最近的有无山体试验的结论一致。

那么在高原进一步隆升的高原增高试验中西北干旱又将如何变化呢?在高原进一步隆升后,图2c中的南亚高压较图2a中进一步增强,其中心值由控制试验的1686 gpdam增加到1691 gpdam,也出现了1688 gpdam闭合等高线;500 hPa上高原东、中部的槽更强,是夏季高原低涡产生的典型形势(图3c);在经圈环流图上,高原北侧更弱的次级闭合环流圈C位置稍南移,因而下沉区范围也扩大了(图4c);中亚干旱区和西北干旱中心区格点平均的降水率亦呈减小趋势,相应的西北干旱中心区内格点平均的日降水率也进一步减为0.46 mm/d(表2)。所以,这从正反两方面清楚地证明了青藏高原隆升对西北干旱和中亚干旱气候形成的加强作用。

另外,青藏高原隆升还对我国东部和西南季风区的降水有重要影响,如在不高原试验中,我国东部的降水普遍减小了,特别是高原东侧102.5°~107.5°E间的川、黔、陕、陇东南区和华北平原区(分别见图1中的IV、V区)。该两区格点平均的降水率分

1) 引自王宝灵等,1995,西北区域1961~1990年气候变化的诊断分析,西北气候监测公报。

别减少为 7.43 和 2.96 mm/d (表 2); 而在高原增高试验中, 高原东侧区降水率中心值达 16.6 mm/d (图 5c), 该两区格点平均的降水率比控制试验又增加了, 分别达 14.6 及 4.4 mm/d (表 2)。这也从正反两方面说明了高原隆升可明显加强我国东部 (特别是高原东侧和华北区) 的降水。同样, 在无高原试验中西南季风区的降水强度减弱, 中心也有移动 (图 5b); 在高原增高试验中, 印度、孟加拉和缅甸强降水中心的降水率都进一步增强了 (图 5c), 也即高原隆升可加强西南季风降水, 从而清楚地显示了高原隆升对东亚季风、西南季风等全球气候变化的作用。这也与以前 Hahn 和 Manabe 的青藏高原加强了西南季风的试验结果一致^[11]。

4.3 环流场等的影响

在用了不同的前期 (6 月) 初始环流场等的干、湿试验中, 所模拟的后期盛夏 (7~8 月) 对流层高、中层的平均环流也有所差别。在 100 hPa 上干、湿试验模拟的南亚高压形势相当接近, 但干试验中模拟的南亚高压要强 4 gpdam 左右, 位置也更偏西些, 即接近西北干旱区干旱盛行西部型南亚高压的观测事实^[8] (图 2d, e); 在 500 hPa 附近干、湿试验模拟结果的差别要明显些 (图 3d, e)。虽然干、湿试验中在高原上都模拟了“西脊东槽”的夏季形势特征, 但在湿试验中巴尔喀什湖—贝加尔湖间的高压脊平浅, 表明高原北侧多低槽活动。模拟的西太副高明显西伸到 110°E 附近, 因南亚高压和西太副高常常是相向而行的, 这启示湿试验中 100 hPa 上常为东部型南亚高压, 这样在高原中、东部为“上高下低”的气压场; 而在干试验中高原北侧有一宽广的高压脊, 伊朗高压更强盛, 再结合上面模拟的南亚高压偏西的结果, 在高原中西部将盛行“上高下高”的气压场。这些干、湿年模拟的夏季形势特征也接近观测事实^[8]。

同样, 干、湿试验中后期的平均垂直运动场也不同。湿试验中西北干旱中心区 500 hPa 层格点平均的下沉运动较弱, 为 0.11×10^{-3} hPa/s, 不仅比干试验 (0.17×10^{-3} hPa/s) 弱, 也比控制试验中的相应值 (0.20×10^{-3} hPa/s) 弱 (表 2); 在经圈环流图上, 控制试验中提到的次级环流圈 C 在湿试验中依然存在, 但上升运动区范围更大, 下沉支却减弱 (图 4d)、高原区 500 hPa 等压面层上升运动湿试验中比干试验更强 (表略); 而干试验中在高原北侧地区则是比湿试验更强的下沉运动, 在垂直剖面图上南疆上空的次级闭合环流已不存在 (图 4e), 这些也与典型干、湿年实际观测到的垂直运动分布及经圈环流相当一致^[7]。值得指出的是, 我们根据近期资料的观测事实分析与数值模拟研究均表明, 早先叶笃正等指出的高原北侧的中、低空次级闭合环流^[3], 实际仅在湿年和多年平均经圈图上出现, 在干年则不出现。

最后, 在干、湿试验模拟的平均日降水率分布图上, 2 mm/d 的等降水率线的范围虽差别不大 (图 5d, e), 但西北干旱中心区内格点平均的日降水率在湿试验中增加为 0.64 mm/d, 而在干试验中则减小为 0.49 mm/d (表 2), 比湿试验和控制试验中都少。

这就是说不同的前期初始环流场等, 也造成了后期西北干旱区内盛夏不同的干、湿分布状况, 即西北干旱区夏季干、湿年的变化对前期的环流特征等也是敏感的, 环流特征等也是影响西北干旱区干、湿年的因子。

5 讨论和结论

上述不同的青藏高原隆升状况和初始环流场等差异的敏感性试验结果表明, 该两因子对西北干旱区及夏季干、湿年形成的明显影响。这里要指出, 干、湿试验初看似仅是初始环流场的影响, 但如前述, 由于不同的前期(初夏)环流也造成了后期(盛夏)环流和降水的差异, 所以实际上它也体现了整个夏季期间环流差异的影响, 因而青藏高原地形隆升和环流是西北干旱气候形成的重要因子, 与前面的观测研究一致^[7,8]。上述干、湿试验结果还说明, 从前期(初夏)环流形势等来预报盛夏西北干旱的状况是可行的, 而这正是长期预报方法中的找相似原理。我们正在具体分析这种干、湿年前期(初夏)环流形势的差异, 以供短期气候预测时参考。当然这种预测盛夏西北干旱状况的前期初始环流场等的信息究竟可提前多久还待研究。

那么该两影响因子是否同等重要呢? 若以上述无高原、高原增高、以及干、湿试验所模拟的西北干旱中心区内格点平均的垂直速度和日降水率与控制性试验对应值的偏离程度作为衡量指标, 我们看到在无高原试验中, 西北干旱中心区内的平均下沉运动明显减弱, 西北干旱区东部甚至由控制试验中的平均下沉转为上升运动, 改变了垂直运动的符号。西北干旱中心区内日降水率也较控制性试验中增加了1倍半; 而干、湿试验的结果与控制试验结果的偏离就小些。再考虑到青藏高原还明显影响其他地区的降水等, 显然高原隆升的影响要比环流影响重要得多。当然由于高原隆升和环流间的相互作用, 这种区分是难以截然分清的。

那么高原隆升和环流因子影响西北干旱的机制又是怎样的呢? 由前面模拟结果的诊断分析, 高原隆升和环流因子都是通过先影响高原及其北侧地区的环流或垂直运动场, 然后再影响西北干旱区降水分布的。这一初步模拟结果也与先前我们设想的西北干旱形成的物理图像不谋而合。这初步表明, 我们先提出的西北干旱形成的概念模式大体是对的, 进一步的研究正在进行中。

由以上分析和讨论, 可以得到下列主要结论:

(1) 本模式性能良好, 能模拟出夏季青藏高原及其北侧西北干旱区的主要环流及降水分布特征。

(2) 高原隆升和初始环流场等的敏感性试验结果表明, 青藏高原隆升和环流等差异是造成西北干旱区及干、湿年的影响因子, 而且高原隆升的作用更重要。

(3) 青藏高原隆升和环流等差异都是通过先影响高原及邻近地区的环流和垂直运动, 然后再影响西北干旱区降水的。

(4) 先前我们初步提出的影响西北干旱气候的因子和西北干旱气候形成的物理图像大体是合理的。

(5) 青藏高原的隆升还加剧了中亚干旱, 也明显增加了我国高原东侧区、华北区以及南亚西南季风区的夏季降水量。

当然, 本文还未来得及进一步区分青藏高原的动力和热力作用, 另外, 其他陆面过程的影响等我们也还未考虑, 这些都有待进一步的研究。

参 考 文 献

- 1 青藏高原气候图集会战组, 1979, 青藏高原气象学, 第五章: 降水, 北京: 科学出版社, 49~61.
- 2 Charney, J. G., 1975, Dynamics of deserts and drought in the Sahel, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **101**, 193~202.
- 3 叶笃正、杨广基, 1979, 青藏高原及其周围地区的平均垂直环流, 青藏高原气象学, 北京: 科学出版社, 202~212.
- 4 徐国昌、张志银, 1983, 青藏高原对西北干旱气候形成的作用, 高原气象, **2**(2), 8~15.
- 5 Broccoli, A. J. and S. Manabe, 1992, The effects of orography on mid latitude Northern Hemisphere dry climate, *J. Climate*, **5**(11), 1181~1201.
- 6 郑庆林、燕启民, 1994, 青藏高原对其东北侧初夏干旱天气影响的数值研究, 气象学报, **52**(1), 25~32.
- 7 吴统文、钱正安, 1996, 青藏高原北侧地区干湿年夏季垂直环流差异的对比分析及高原的热力影响, 气象学报, **54**, 558~568.
- 8 吴统文、钱正安, 1996, 夏季西北干旱区干湿年环流及高原动力影响差异的对比分析, 高原气象, **15**(4), 387~396.
- 9 陈丽娟、吕世华, 1996, 一个耦合了简生物圈方案的全球大气环流谱模式及其性能测试, 高原气象, **15**(1), 112~121.
- 10 Sperber, K. R. et al, 1994, Simulation of the northern summer monsoon in the ECMWF model: sensitivity to horizontal resolution, *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 2461~2481.
- 11 Hahn, D. G. and S. Manabe, 1975, The role of mountain in the South Asian monsoon circulation, *J. Atmos. Sci.*, **32**, 1515~1541.

Numerical Simulation of Northwest China Arid Climate Formation — Effects of the Qinghai-Xizang Plateau Terrain and Circulation Field

Qian Zhengang, Wu Tongwen, Lu Shihua and Jiao Yanjun

(Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000)

Abstract To further test the influences of both the Qinghai-Xizang Plateau (hereafter QXP) raise and the circulation field on Northwest China arid climate and modify the conceptual model of how they interact and cause the Northwest China arid climate, five sets of numerical simulation experiments have been run, utilizing a global spectral model (COLA R15L9) and the ECMWF's gridded analyzed data. The main results show: (1) The QXP raise and the circulation changes, especially the former, have important influences on the Northwest China arid climate in summer. (2) The mechanism of the QXP raise and the initial circulation affecting the Northwest China dry climate is that both the factors firstly influence the circulation and vertical motion fields over the QXP and its north side and then influence the precipitation over Northwest China arid climate area in middle summer. (3) The QXP raise not only intensifies the arid climate of Northwest China and Middle Asia, but also increases considerably the precipitation on east side of the QXP and over North China as well as the South Asia monsoon region.

Key words Northwest China arid climate Qinghai-Xizang Plateau terrain initial circulation field numerical simulation