

青藏高原人工水汽通道对西北地区夏季降水及环流的影响*

II. 对月降水量的模拟试验

孙建华 陈红 赵思雄 曾庆存

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘要 采用数值天气预报模式对月降水量进行模拟, 探讨“空中调水”的可能性问题, 即观察在青藏高原上打开一些通道对我国西部地区夏季降水将产生何种影响。这里, 我们讨论1998年6月和7月两月累计雨量的模拟。结果表明, 如果在高原中部开一个通道, 夏季的暖湿气流可以沿通道向北输送, 使得通道内的水汽含量有所增加, 在通道中部中心地段, 6、7两月份降水量约增加50~200 mm, 亦即在局部地区有明显增雨效果, 但除此局部地区之外几无影响, 且在入口和出口地区降水反而减少, 水汽也不能输送到西北地区。在高原西部打开通道几乎无影响。对模拟环流的分析表明, 开凿通道后, 仍难于改变高原周围的环流形势, 尤其是塔里木盆地上空的下沉气流没有大改变, 因而, 即使有部分水汽能够到达高原以北, 仍很难增加该区域大范围的降水。

关键词: 数值模拟; 青藏高原; 环流

1 引言

如本文第一部分^[1]所述, 青藏高原对东亚的环流和天气有很大的影响, 是形成东亚夏季风的原因之一。叶笃正等^[2]研究青藏高原边界层的影响范围时指出, 由于高原四周地区侧向边界层影响的存在, 在水平范围相对扩大了高原的有效大小, 特别是夏季高原边界层的影响比广义青藏高原的实际面积要将近大1倍。在高原边界层影响的垂直厚度上, 也增高了高原的有效作用高度, 青藏高原的平均高度约4 000 m, 而有效高度却可达6 000~7 000 m。青藏高原的作用有动力和热力作用。印度西南季风在青藏高原南侧被抬升, 而形成大量降水, 气流上高原后水汽已大减, 且这支气流不能到达我国西北地区上空, 那里空中水汽很少, 因此, 似乎是青藏高原阻挡了南亚西南季风的北上, 西南季风只能沿着青藏高原东侧经云南和四川北上进入西北地区东部, 这支边界层中偏南气流为西北地区东部较大的降水提供70%以上的水汽源。但这支偏南气流受高原北侧偏西气流的影响, 很难到达甘肃中部、河西走廊、青海北部和南疆, 使中国的西北地区干旱少雨^[3,4]。

西北地区是我国降水量最少的地区, 也是北半球同纬度带降水最少的地区。世界上

2001-01-15 收到, 2001-08-06 收到修改稿

* 中国科学院百人计划“自然控制论研究”资助

主要少雨区和沙漠大多位于副热带, 与副热带高压相联系。而西北的少雨区及其相对应的沙漠却位于青藏高原的北侧, 位于较高的纬度, 这里是西风带之所在, 与全球范围的副热带高压带造成的干旱不同。还有, 我国的云南和广东原本处于世界范围的副热带内, 但却是例外的潮湿多雨。一个鲜明的对比是, 处于中纬度的我国西北地区干旱少雨, 而同一纬度上不乏富饶的农牧区。一般认为, 这有可能是青藏高原的作用使沙漠不在副热带而是移到了高原的北侧, 而位于副热带地区的我国江南地区反倒成为鱼米之乡。如果没有海陆分布和高原地形, 我国的干旱区将移到黄河以南, 西北地区位于副热带高压少雨带以北, 干旱程度不至于像现在这样严重。但这种说法不尽合理, 问题是设想没有青藏高原, 亚洲夏季风是否可长驱直上我国西北? 如果能, 则西风经过从欧洲到中亚再到我国西部的长途跋涉是否还有足够水汽可供在我国西北地区下降为雨雪? 那里的环流形势还能否是辐合上升?

如果不可能全部改变干旱现象, 那么, 可否较大部分或部分地改变干旱? 有人提出设想, 在高原上打开通道, 让夏季热带洋面上的暖湿气流沿着通道输送到西北地区, 使之形成降水, 也许有可能改变西北地区的干旱状况。姑且不问在青藏高原上开一条通道所要花费的十分巨大的人力和物力, 首先必须要论证从气象学上来说这是否可能。本文的第一部分已对 1998 年 6 月和 7 月的个例进行了模拟, 说明要想通过这种方法增雨而改变较大范围的干旱的可能性不大。也许有人要说, 那只是个例分析, 需要进一步研究对月累计降水量的影响。因此, 本文对 1998 年 7 月和 8 月两个整月的情况进行模拟。

2 模式简介和试验个例的选取

由于我国研发的数值天气预报模式在分辨率、模式嵌套方面等的改进尚在调试阶段, 而要研究月以上的影响必须有较好的嵌套技术, 因此本研究的模拟采用 PSU/NCAR 的 MM5^[5]。孙建华等^[6]利用该模式对 1999 年夏季发生于北方地区的持续高温天气作了模拟, 结果显示, 在人为边界上采用 nudging 同化技术, 模式能够进行 1 个月以上的模拟积分, 而区域内部的预报结果仍具有一定参考价值。于是, 在本工作中我们也采用类似的办法, 对 1998 年 6、7 月整月的情况进行积分。

本文采用非静力方案对 1998 年 6、7 月进行连续 1 个月的模拟。模拟区域取以 (90°E, 30°N) 为中心的 4 500 km × 4 500 km 的范围, 格距为 45 km; 垂直方向采用 σ 坐标, 分 24 层, 其 σ 各为: 1.00、0.99、0.98、0.96、0.93、0.89、0.85、0.80、0.75、0.70、0.65、0.60、0.55、0.50、0.45、0.40、0.35、0.30、0.25、0.20、0.15、0.10、0.05、0.00, 即在 700 hPa 下有 10 层, 能够较细致地描述低空的较复杂的结构, 这对于水汽输送尤其重要。行星边界层计算采用 Blackadar 高分辨率方案, 又采用 Grell 积云参数化方案, 且模式中含有混合冰相过程, 也包括云和辐射相互作用过程。

初值采用 NCEP 的 1° × 1° 再分析格点资料。为了进行较长时间的模拟, 在模拟过程中每隔 24 h 输入进行四维资料同化的再分析格点资料。nudging 同化的方案如下: 在预报方程 (风、温度和水汽方程) 加入牛顿张弛项, 使模式的模拟状态向观测状态调整, 非静力框架中预报方程为

$$\frac{\partial p^* \alpha}{\partial t} = F(\alpha, x, t) + G_\alpha W_\alpha \varepsilon_\alpha(x) p^* (\hat{\alpha}_0 - \alpha),$$

F 为原动力方程所有的项, p^* 为地面标准气压, 右端第2项为考虑同化引入的牛顿张弛项, $G_\alpha \leq 1/\Delta t$, 一般为 $10^{-4} \sim 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, G_α 太大会使模拟太接近于实况, $W_\alpha = w_{xy} w_\sigma w_t$ 为水平、垂直和时间的权重系数, ε 为考虑到资料的质量所引进的控制因子, $\hat{\alpha}_0$ 为格点上的实况值。

本来整个高原年平均降水量分布的总趋势是自雅鲁藏布江河谷的多雨地区向西北逐渐递减, 藏西北与新疆交界处年平均降水量小于 50 mm, 与干旱的柴达木盆地类似。青藏高原的降水主要出现在夏半年, 雨季和干季分明。降水在全年的分配上, 有两种形式, 即单峰型和双峰型。喜马拉雅山脉南麓和雅鲁藏布江下游河谷地区呈双峰型, 其他各地均为单峰型, 而且除个别雨季开始较晚的地区以外, 降雨量集中出现在 5~9 月份。1998 年我国的降水异常偏多, 而 6、7 月为汛期, 此时南亚和东亚的夏季风盛行, 水汽十分充沛。

关于青藏高原打开通道的地形试验共作了两组: 对 1998 年 6、7 两个月分别连续积分 1 个月, 每隔 24 h 进行一次 nudging 同化和输出一次各种变量场, 因此分析时作平均场用的是每日 00 时(世界时)的输出资料。每个月分别作了两个试验, 两个试验地形通道的挖法见图 1(通道试验 1)、图 2(通道试验 2)。试验 1 是在高原东部的 85~95°E 之间开一个弧形通道, 最深处深度达 1 000 m; 试验 2 是在高原西部的 80~90°E 之间以同样方法开一通道。由于青藏高原很高, 平均海拔在 4 000 m 以上, 因而未像本文第一部分作个例模拟那样, 打开一条很深的通道, 这种 1 000 m 深的通道对于整月累计的积分效果也许更近于评估工程的效果。即使这样, 挖 1 000 m 深的通道在工程上已经是非常困难甚至是无法实现的艰巨任务了。

3 试验结果

3.1 实际地形情况下模拟的结果与实况的对比

图 3 为 6、7 月的实况雨带分布。由于某些国外的降水记录没有得到, 所以图 3 不能完全反映真实的降水分布情况, 但至少可以看出总的分布趋势。从图 3 可以看到, 6、7 月雨区的分布基本相似, 只是 7 月的雨量比 6 月大, 特别是中南半岛和孟加拉湾的降水明显增加, 这可能是因为 7 月印度季风更盛。主要的降水区在孟加拉国、印度东北地区中南半岛以及青藏高原以东的中国西南地区。由于印度地区缺资料, 印度西海岸的雨区没有真实的反映出来。

图 4 为 6、7 月用模式模拟所得的雨量分布, 模拟的月降水量与实况相比, 大部分的雨区是模拟出来了, 如孟加拉、印度西海岸和中国西南地区的强降水区都模拟得较好, 但中南半岛的降水没有模拟出来。模拟的 7 月的降水也比 6 月的降水强的多, 强降水中心在孟加拉湾和印度的西海岸, 与实况较为一致。沿青藏高原南坡的非常强的降水可能是由于模式的地形处理不够完善所造成的, 尽管喜马拉雅山脉南坡确为多雨区, 但是模拟的降水可能比实况强得多。

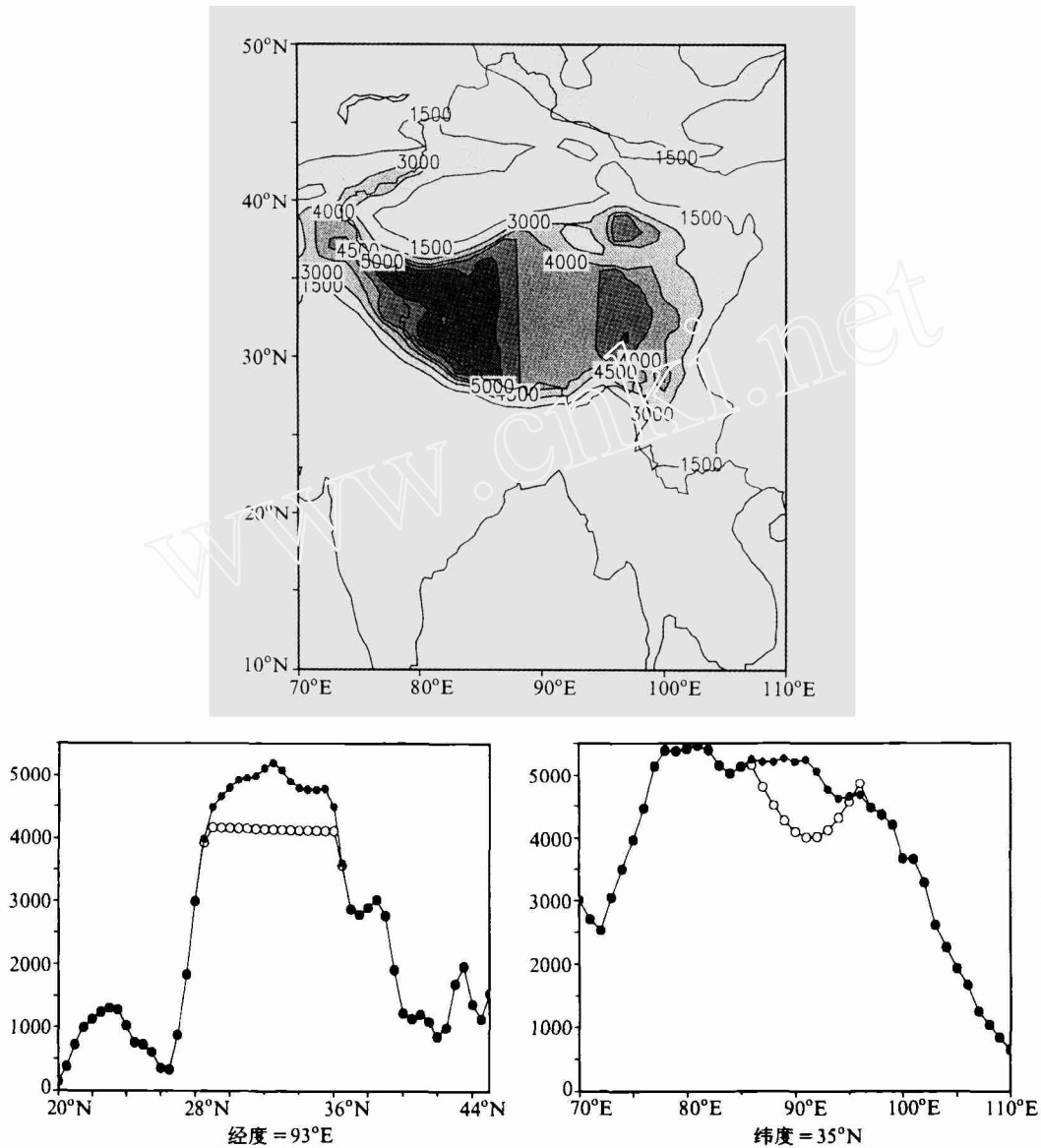


图 1 试验 1 的地形分布

一般来讲, 整个高原年平均降水量的分布总趋势是自雅鲁藏布江河谷的多雨地区向西北逐渐递减。降水量在一定的高度范围内随海拔高度的增高而增大, 到达一定的高度后, 又随海拔高度的增高而减小。青藏高原各地的降水在迎风坡和背风坡随着季节的变化而发生变化。西南季风活动所形成的迎风坡和背风坡对降水量的影响是至关重要的, 远远超过高度对降水的影响。

本试验中模拟所得的降水量, 除高原东部边缘地区月降水量有 200 mm 以上外, 其他地区都小于 200 mm, 且月降水量大于 50 mm 的区域分布在高原的东部地区。这些与实际降水分布基本符合。

3.2 打开通道的试验结果

3.2.1 雨量的变化

图5为1998年6、7月的通道1试验与实际地形试验模拟的降水差值。试验1中只在高原通道的中部(30~35°N)中心地带地区,月增加雨量在50~200mm之间,这个数量是可观的,但通道中心以外并无变化,且通道的人口和出口处的降水都减少了。对高原北侧的西北地区的降水基本无影响,即新疆干旱的沙漠地区的降水并没有增加。6月的月降水量在孟加拉湾地区也有所改变,有的地方增加,有的地方减少,这可能是由于地形的改变使某些降水中心的位置有所移动造成的。

试验2对高原地区的降水的影响比试验1还要小(图略),只在高原的南侧有一些变化,通道中的降水也没有增加。

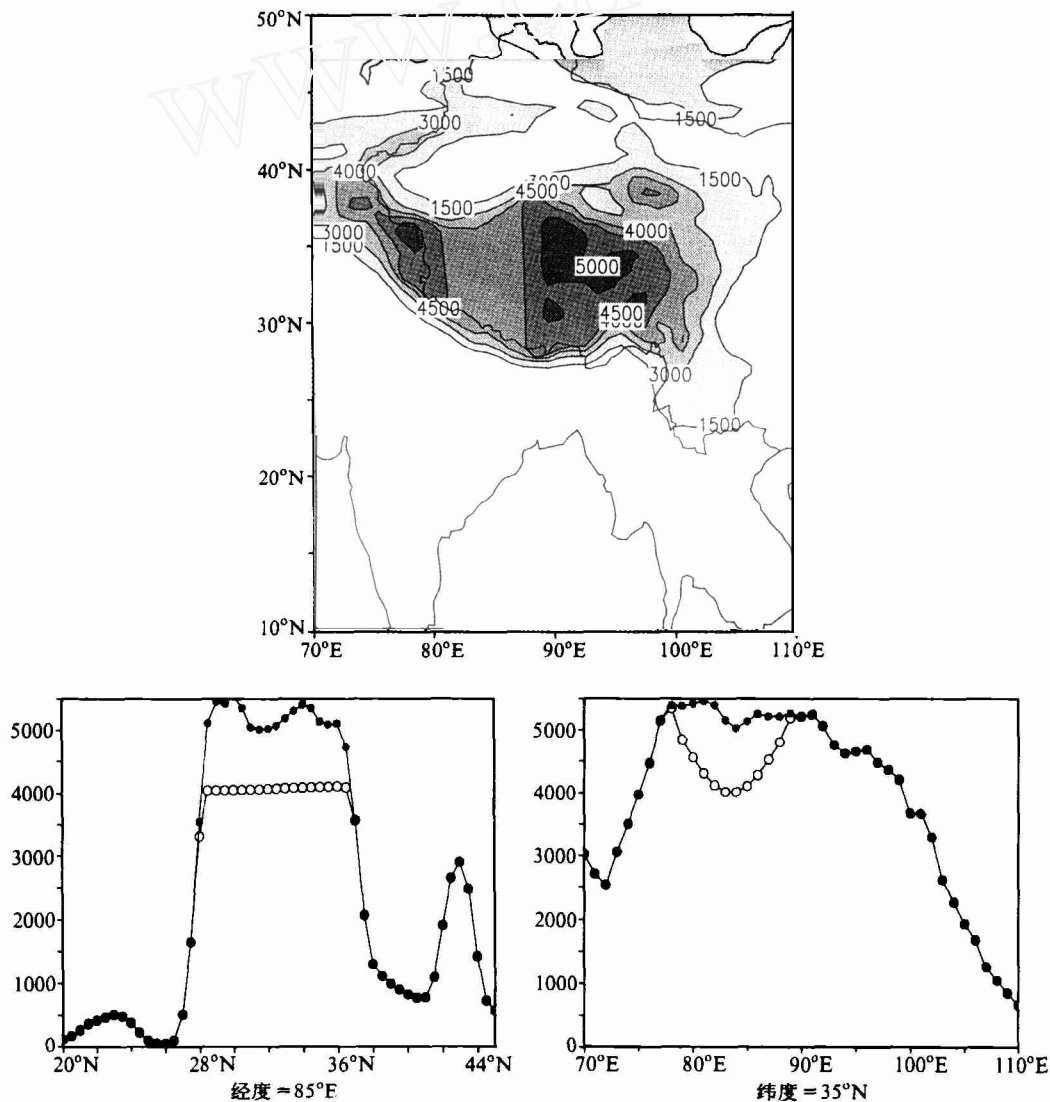


图2 试验2的地形分布

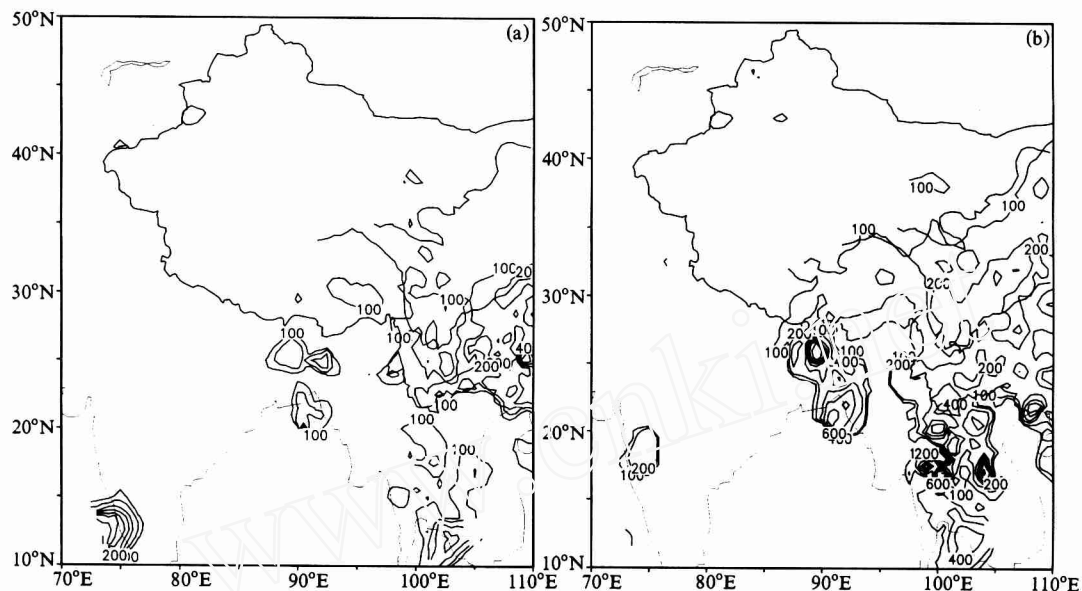


图3 1998年6月(a)、7月(b)的月降水量分布实况(单位: mm)

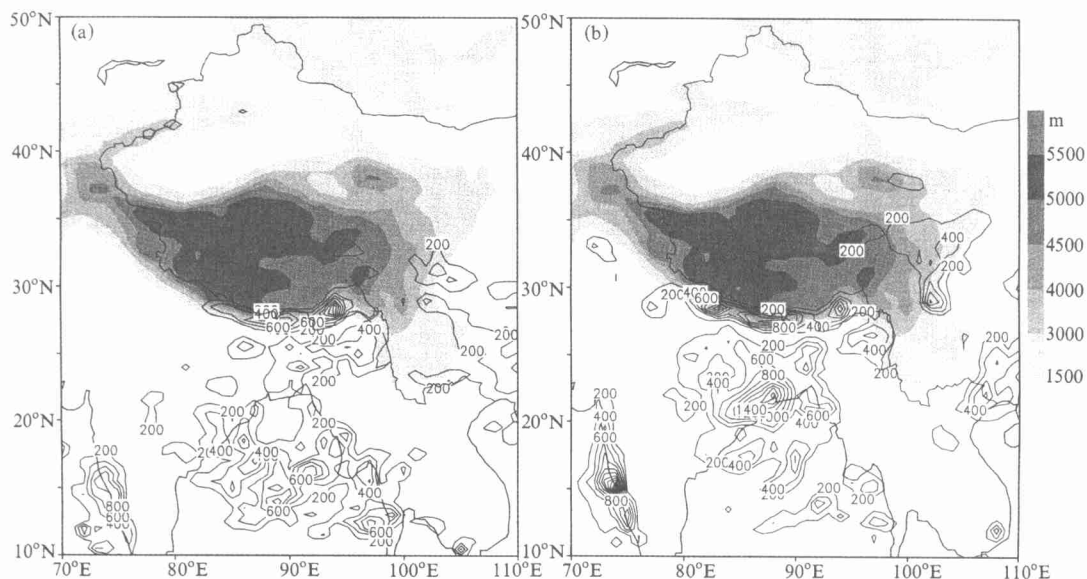


图4 1998年6月(a)、7月(b)实际地形试验模拟的月降水量分布(单位: mm)

图6为6、7月的平均850、500 hPa的风场。850 hPa上高原的南侧在90°E以东为西南风,西南风沿雅鲁藏布江河谷输送水汽,同时经过中南半岛向中国南部地区输送水汽,所以高原东部地区水汽较丰富,通道开在孟加拉湾的北侧,水汽能沿通道向北进一步输送,使通道内的降水有所增加,而通道开在高原的西部,向北输送的水汽虽能增加通道内的湿度,但不能增加降水,更不能增加西北地区的降水。由图还可见,7月高原上形成一个低压环流,而6月份没有,这可能与整个季风环流的调整有关。

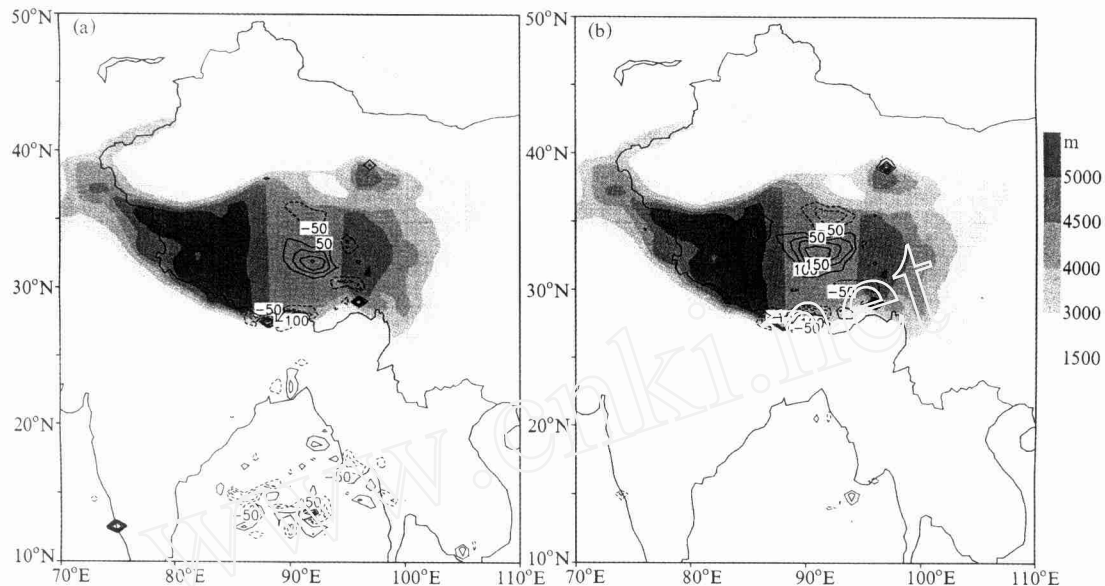


图5 通道试验1模拟的月降水量与实际地形试验模拟的月降水量差值
(a) 6月; (b) 7月

两个月有通道试验的结果都表明, 虽然开了如此大的地形通道, 但对大范围的雨带和强中心的分布基本无影响, 并未见到西北地区大范围内的降水有显著增加。

3.2.2 风场的变化

现在分析有通道试验的平均风场与实际地形试验的平均风场的差值。图7给出了7月的通道试验与实际地形试验的风场差值, 发现试验1在高原的通道中部有风场的辐合, 而试验2则在通道的出口和入口有辐合区。

打开通道后, 通道内的湿度都有所增加(图略), 7月的增加比6月大。虽然6、7月的两个试验的通道内的平均湿度都增加较大, 但通道试验2中通道内的降水无明显增加, 这可能是由于试验2没有在通道内形成明显的风场辐合。

3.2.3 垂直环流的变化

高原的高大整体对气象要素的影响可大体上分为热力的和动力的。前者首先表现在太阳辐射上。由于高原大气层厚度薄, 大气干洁, 强烈的太阳辐射作用在约290万 km^2 的广阔范围区域内, 其热能使高原地面的实际温度比同海拔高度的大气的平均温度提高了 $4\sim 8^\circ\text{C}$, 有明显效应。叶笃正等^[2]认为夏季青藏高原是一个热源, 高原上空盛行上升气流, 与之相联系在高原外围有补偿下沉气流。由于侧边界的动力绕流作用, 在青藏高原北侧边界层中, 一年四季都盛行西风, 并且有一条东西向的负涡度带。高原的北坡很陡, 高原北侧的负涡度带很可能是由高原侧边界摩擦作用造成的, 有利于下沉运动的发展^[7]。

分析平均的垂直剖面(图8)发现, 在高原的东西两侧都有明显的垂直环流, 高原的西侧在伊朗高原和青藏高原之间主要为上升气流, 但在贴近高原西侧的附近又转为下沉气流, 因此在伊朗高原和青藏高原之间形成了一个垂直方向的环流圈。高原的东侧低

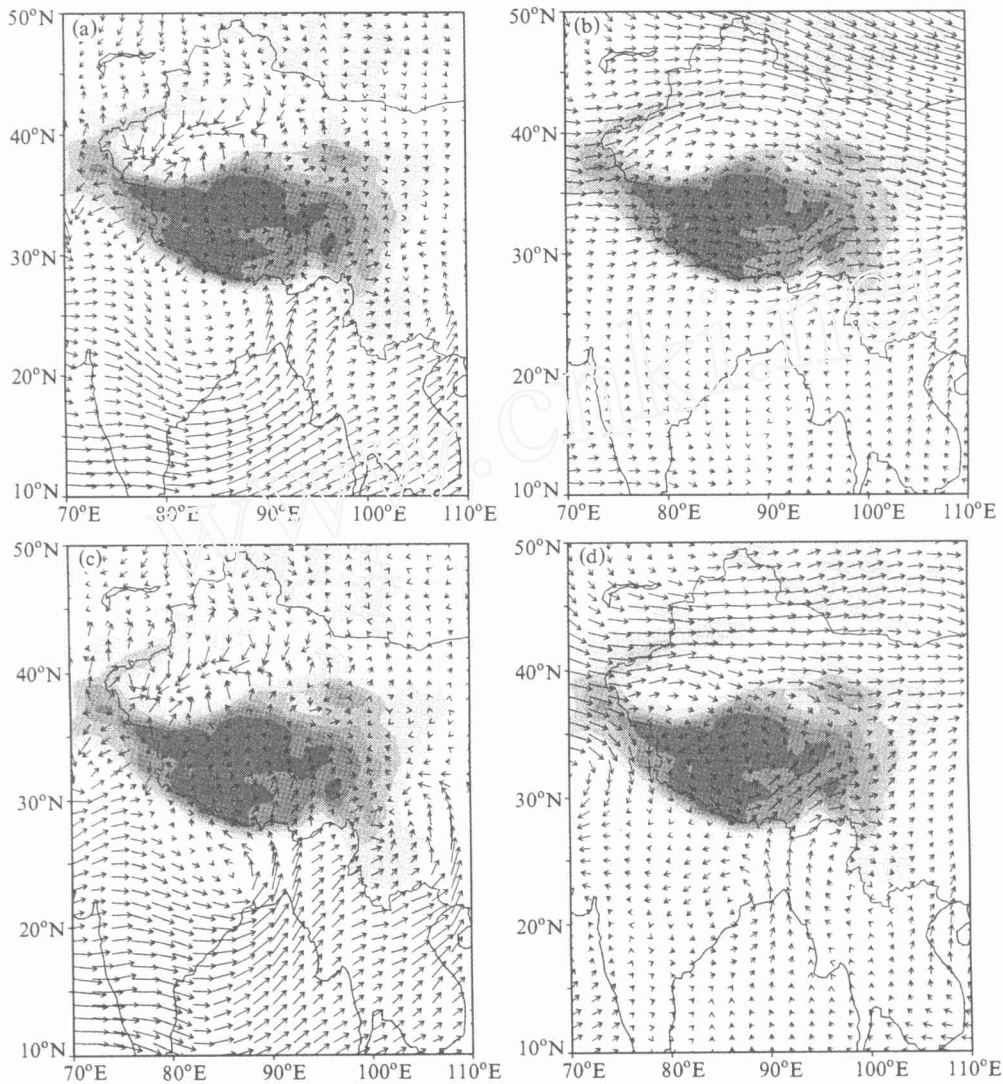


图6 实际地形试验模拟的6、7月平均风场分布

(a) 6月 850 hPa; (b) 6月 500 hPa; (c) 7月 850 hPa; (d) 7月 500 hPa

层(600 hPa以下)为东风气流,沿高原的东侧上升到600 hPa后转为西风气流。东西方向的垂直环流在6~7月份无明显的变化。而南北方向在高原的南侧及高原上都为上升气流,到高层后6月主要是向南输送,而7月份在高原的北侧还有一个明显的环流圈,气流到达天山后沿天山的南坡下沉,造成了新疆塔里木盆地上空的下沉气流,且7月份塔里木盆地上空的下沉气流比6月份强。此外,在高原上的400~200 hPa也形成了一个闭合的环流圈。

两个通道试验的结果表明,打开通道这样一种地形的小范围改变,并不能从根本上改变高原四周的大环境的环流,高原北侧,如塔里木盆地上空依然是明显的下沉气流

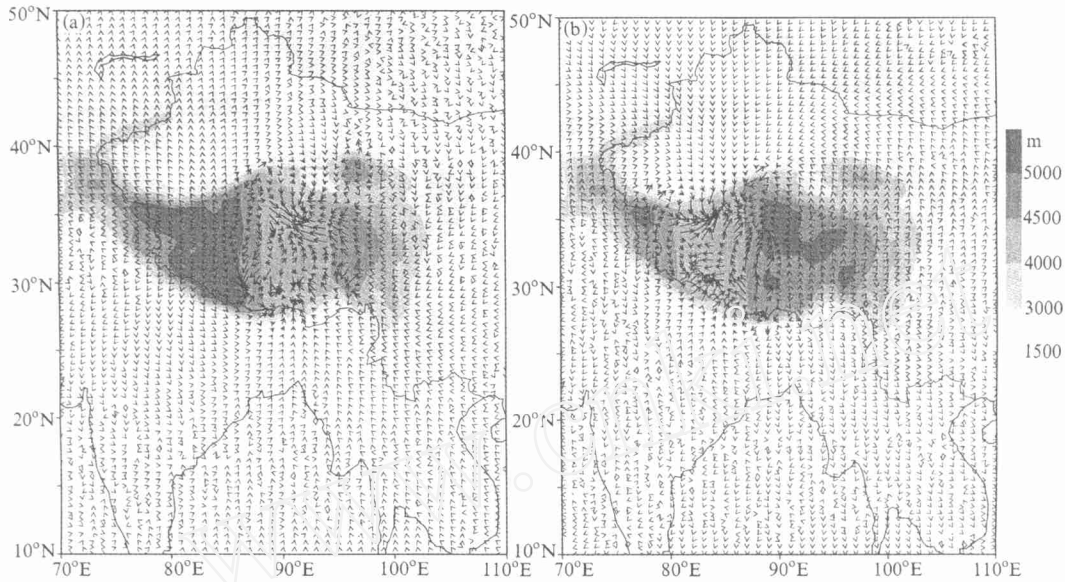


图7 1998年7月地形试验与控制试验的500 hPa平均风场差值
(a) 地形试验1与控制试验的差值; (b) 地形试验2与控制试验的差值

区。只要下沉气流存在, 就难于形成降水。

4 结论

本文利用数值模拟方法探讨了在青藏高原开凿通道对我国西北夏季累计月降水的可能影响, 所得结果如下:

(1) 采用了 nudging 同化技术后, 模式能大致模拟出1998年6、7月的雨带的分布, 但模拟的我国雨量有所偏大。

(2) 在高原上打开通道后, 通道内的湿度有所增加。通道开凿在孟加拉湾的北侧使通道内的中部中心地区降水有所增加; 但通道中部中心外影响甚微。而中国西北部大部地区的湿度没有增加, 降水也没有可观的增加。通道开凿在高原的西部, 对降水的影响无论从局部或大范围看均甚微。

(3) 通道开凿在高原的东部地区, 通道内中部中心地区降水增加是由于空气正好在通道内向上爬坡上升且气流和水汽辐合所致的局部地形降水。而爬过通道中部以后, 已无更多的水汽来源, 且又是下坡, 不可能有降水了。

(4) 由于高原的存在, 其北侧为下沉气流。即使开了通道, 也不能改变高原地区大范围环流分布的特征, 尤其是高原北侧下沉气流仍然存在, 不可能大范围改变降水量。

综上所述, 本文第一部分和第二部分的研究结果均表明, 在高原上打开通道后, 对于西北地区而言, 无论是过程降水量, 还是月累计降水量, 从大范围来看均未发现有很明显的影响。在高原上开凿通道, 看来难于根本解决西北大范围地区的干旱问题。但通过选择合适的开凿通道方案, 且通道有百公里的宽度和上千米的深度, 则有可能在局部

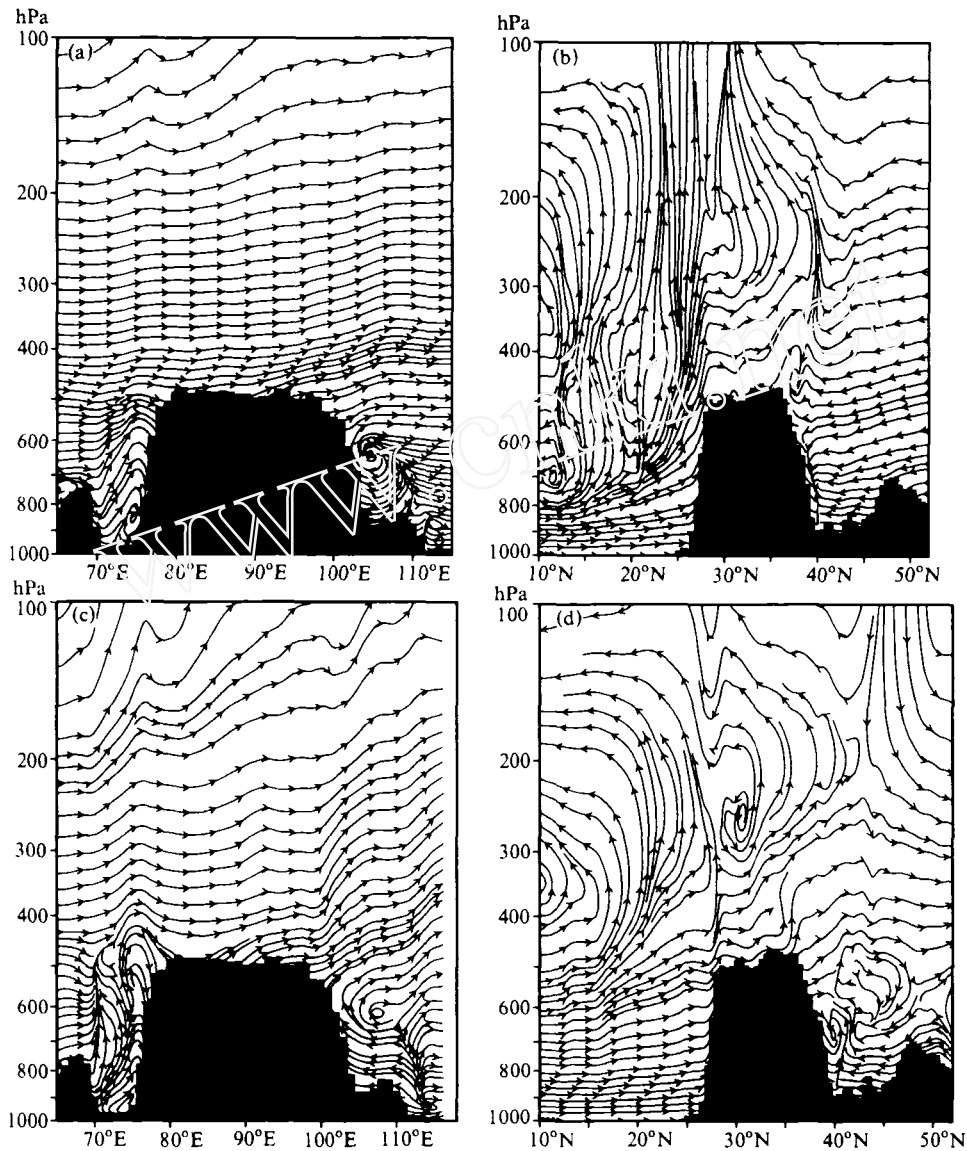


图8 实际地形试验模拟的6、7月平均经向、纬向环流
 (a) 6月沿32°N平均纬向风场; (b) 6月90°E平均经向风场;
 (c) 7月沿32°N平均纬向风场; (d) 7月90°E平均经向风场

地区(如长江源头区,即大约在通道试验1中通道中部中心区位置)有可观的增雨。这个问题还值得再做深入研究。

参 考 文 献

- 1 陈红、孙建华、赵思雄和曾庆存, 青藏高原人工水汽通道对西北地区夏季降水及环流的影响 I. 对降水过程个例的模拟试验, 气候与环境研究, 2001, 6(4), 371~379.
- 2 叶笃正、高由禧等, 青藏高原气象学, 北京: 科学出版社, 1979, 1~278.
- 3 徐国昌、张志银, 青藏高原对西北干旱气候形成的作用, 高原气象, 1983, 2(2), 9~16.

- 4 白肇烨等, 中国西北天气, 北京: 气象出版社, 1988, 179~185.
- 5 Dudhia, J., A nonhydrostatic version of the Penn State-NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front, *Mon. Wea. Rev.*, 1993, **121**, 1493~1513.
- 6 孙建华、陈红、赵思雄、曾庆存、谢庄等, 华北和北京的酷暑天气, II. 模拟试验和机理分析, 气候与环境研究, 1999, 4, 334~345.
- 7 王谦谦等, 青藏高原大地形对夏季东亚大气环流的影响, 高原气象, 1984, 3(1), 13~26.

Impact of Artificial Water Vapor Channel on the Tibetan Plateau on Rainfall in Northwest China Part II: Numerical Simulation for Monthly Precipitation Amount

Sun Jianhua, Chen Hong, Zhao Sixiong and Zeng Qingcun

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Abstract In Part I of this work, the numerical simulation experiments of some cases in rainy season of 1998 have been conducted. In this paper (i.e., Part II), the numerical simulation experiments of monthly precipitation amount of June and July, 1998 were made. Based on the study, the probability of the influence of man-made water vapor channel on the Tibetan Plateau on the precipitation amount in Northwest China will be evaluated, again. The results show that the distribution of the precipitation has been changed after the above-mentioned channels were made. In the middle channel, the precipitation amount increased somewhat, and in the entrance and exit area of the channel, the precipitation decreased. The precipitation increased in Northwest China except the upper reaches of the Yangtze River has not been found. Therefore, it is still a problem to be studied continuously.

Key words: numerical stimulation; Tibetan Plateau; circulation.