

东亚季风气候对青藏高原隆升的 敏感性研究^{*}

刘晓东^{1,2)} 焦彦军¹⁾

1) (中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000)

2) (中国科学院地球环境研究所, 西安 710054)

摘 要 青藏高原隆起是东亚季风形成演化的决定因子之一。利用 GCM (大气环流模式) 完成的一系列改变青藏高原地形高度的数值试验说明, 东亚季风气候变化非常敏感地响应于高原隆升。在高原隆升达到现代高度的一半之前, 东亚大约 30°N 以北地区近地面冬夏反向意义下的季风现象是不存在的。高原隆升对东亚冬季风的影响远大于对夏季风的影响。即使没有青藏高原, 仅受海陆热力对比的作用, 中国东部地区夏季已能出现偏南风; 然而只有在青藏高原存在, 且达到一定高度的情况下, 东亚北方地区冬季才能盛行偏北风。从温湿状况看, 大约长江以北的东亚北方季风强度随高原高度上升几乎呈线性增加, 冬夏温度对比不断加大, 降水也越来越向夏季集中。但长江以南的东亚南方季风和印度季风与此明显不同, 前者对高原隆升具有非线性响应, 而后者在高原隆升过程中变化不大。

关键词: 青藏高原; 东亚季风; 大气环流模式; 敏感性试验

1 引言

至今为止人们对青藏高原隆起过程还存在着明显不同的看法^[1], 但高原隆起对新生代以来全球气候与环境, 特别是对亚洲季风演化具有深刻的影响已成为越来越多的科学家的共识。正是由于青藏高原在亚洲季风、全球气候乃至整个地球系统中都具有重要作用, 近年来随着过去全球变化研究的深入, 高原隆升的气候环境效应再度成为地学界关注的热点^[2~6]。

Flohn^[7]最早指出青藏高原在大尺度亚洲季风维持中的重要性。随着大气环流模式(GCM)和计算机技术的发展, 使人们通过 GCM 的数值模拟研究, 对这一问题得到越来越全面深入的认识。例如, Manabe 等^[8,9]首先利用 GCM 进行了有山、无山的对比试验, 指出高原大地形不仅直接控制着冬季西伯利亚高压的位置和强度, 而且决定着夏季风的建立与发展。钱永甫等^[10]利用有限区域数值模式研究了高原大地形对东亚季风环流的影响。吴池胜和王安宇^[11]利用有限区域模式进行了一组不同地形高度的数值试验, 探讨了高原隆升对亚洲夏季风形成的影响。近年来又有一些关于高原地形作用的数值试验研究^[12~14], 进一步肯定了高原隆升在新生代以来亚洲季风发展、中亚干旱化乃

1999-04-12 收到, 1999-06-17 收到修改稿

^{*} 中国科学院“九五”重大项目 KZ951-A1-402、国家重点基础研究发展规划项目 G1998040800 及中国科学院青藏高原研究项目 KZ951-A1-204、KZ95T-06 共同资助

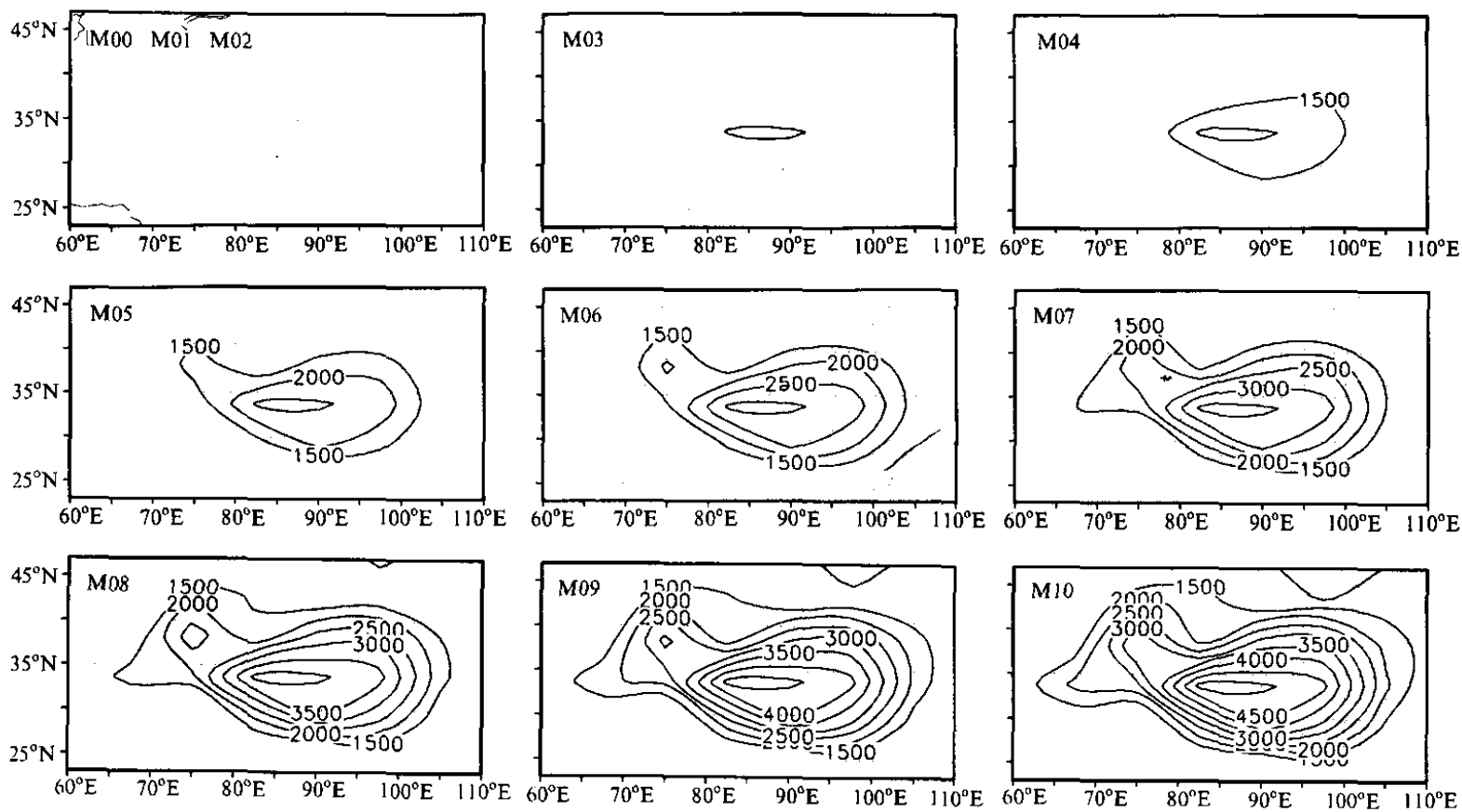


图 1 11 个数值试验中青藏地区 1500 m 以上地形高度的变化

单位: m

至全球气候变冷过程中的重要性。Prell 和 Kutzbach^[15]通过一系列 GCM 敏感性试验的分析得出, 地表隆升对南亚夏季风的作用比地球轨道参数、大气 CO₂ 含量及冰期-间冰期下边界条件变化的影响都更为重要。然而, 从早渐新世到晚中新世, 欧亚大陆的古地理环境发生了巨大的变化, Ramstein 等^[16]的数值试验却表明, Paratethys 海的退缩导致欧亚大陆面积扩大, 从而使南亚季风及其降水显著增强, 所以他们认为 Paratethys 海退缩引起的海陆分布变化对亚洲季风的驱动与高原隆升的作用同等重要。纵览以往的工作不难发现, 过去有关高原隆升对亚洲季风影响的数值试验结果尚存在一定差异, 而且以前的研究多偏重于讨论南亚季风, 因而缺乏东亚季风气候对青藏高原隆升敏感性的系统研究。所以, 本文将利用一个较为完善的 GCM 进行一系列高原不断隆升的数值模拟试验, 以进一步探讨高原隆起在东亚季风形成演化中的作用。

2 数值模式与数值试验简介

本文所用的数值模式是美国大气海洋研究中心 (COLA) 的全球大气 GCM。该模式是在原美国国家气象中心 (即现在的国家环境预报中心) 的 GCM^[17,18]上发展完善的一个气候模式。该模式的动力框架在水平方向上采用谱展开, 垂直方向采用差分形式的 σ 坐标系, 水平和垂直分辨率可以根据所研究的问题和计算条件而设定。本文使用了在水平方向有 15 个波的菱形截断 (大致相当于 7.5 经度 $\times$ 4.5 纬度的水平格距)、垂直方向分为 9 层的数值模式。该模式包括了各种大气物理过程的参数化, 如长波与短波辐射过程、大尺度凝结、浅对流和深对流过程、大气边界层过程以及次网格尺度地形的参数化等。值得一提的是, 该模式耦合了一个植被模式^[19,20] (简称 SSiB), 因而可以更好地描写陆地与大气之间的动量、热量和水汽的交换。该模式已被广泛地应用于气候模拟研究, 特别是对亚洲季风区气候的模拟^[21,22]结果良好, 因而在本文的研究中选用了该模式。

利用上述气候模式进行了改变地形高度的一系列 (共 11 个) 数值试验。对欧亚大陆上现代大地形所在地区, 即大约 10~60°N、50~140°E 范围内, 陆地上所有格点的地形高度分别取为现代地形高度值的 100%、90%、80%、70%...10%, 这样共完成了 10 个试验。为以后途叙方便, 将以上 10 个试验分别称为试验 M10、M09、M08、M07...M01。另外还作了一个无地形试验 M00, 即在上述地形变化的范围内, 令所有现代地形高度大于 200 m 处的高度均等于 200 m, 而不足 200 m 处的地形高度不变。图 1 给出这 11 个试验在青藏地区高于 1 500 m 的地形变化情况, 其中 M00、M01 及 M02 三个试验在青藏地区的地形高度均已低于 1 500 m, 因而在图中无法绘出等高线, 所以仅以一张图表示。有关高原地形的详细统计数据见表 1。

在每个数值试验中除高原地形改变外, 其余边界条件均与现代相同, 其中海表温度由现代逐月气候平均值指定。对每个试验都进行了 6 年有季节循环的连续积分, 然后舍去第一年的调整期, 取最后 5 年的平均作为模拟结果进行分析。应该指出, 如此设计的数值试验中, 仅仅改变了亚洲大陆中低纬地区的地形高度, 目的主要是为了系统性地探讨东亚季风对高原隆升的敏感性, 而并非对特定地质时期进行真正的古气候模拟。之所以这样作, 原因主要有两点: 第一, 进行高原隆升过程中某个具体时期的古气候模拟比

表 1 11 个数值试验中青藏地区地形特征统计量

试验名	M00	M01	M02	M03	M04	M05	M06	M07	M08	M09	M10
最大地形高度	200.0	515.3	1030.7	1546.0	2061.3	2576.6	3092.0	3607.3	4122.6	4638.0	5153.3
平均地形高度	200.0	313.4	626.7	940.1	1253.4	1566.7	1880.1	2193.5	2506.8	2820.1	3133.5
高原面积	0.0	0.0	0.0	10.8	140.0	239.8	317.6	403.3	487.5	549.1	606.9

注：表中最大地形高度，指数值模式中在青藏范围内高斯格点上地形高度的最大值（单位：m）；平均地形高度，则指现代高斯格点地形高度场中高度超过 1500 m 范围内所有格点地形高度的算术平均值（单位：m）；高原面积近似地等于每个试验中高斯地形高度场中 1500 m 的等高线所含范围（单位：10⁴ km²）。

较困难，因为人们对过去的许多强迫因子（如地形高度、海温分布、大气 CO₂ 含量等）的详细情况至今所知甚少，所以要定量地恢复当时各种实际的外强迫条件本身就是一项非常艰巨的任务；第二，如果同时考虑了多种边界条件的改变，在数值试验中反而不能突出高原隆起的作用，即无法将地形抬升从其他强迫因子的作用中分开。所以这里设计的一组数值试验是专门用于探讨高原隆升单一因子变化对东亚季风气候影响的。我们目前对高原隆升的实际过程还不很清楚，因此尚不能将某个高度的数值试验与具体的地质时期相对应，但如果高原隆升的确是地质时间尺度上东亚季风气候变迁的主导因子，那么这里的数值试验结果应当与气候变化的地质记录具有趋势上的可比性。

3 数值试验结果

3.1 现代东亚季风

本文所用数值模式对亚洲季风气候具有良好的模拟能力。例如，在 M10 试验模拟的冬（12~2 月）、夏（6~8 月）地面气温场（图略）上，冬季大陆比海洋上冷，因此亚洲大陆上的等温线向南凸起；夏季陆地比海洋暖，但青藏高原因海拔高而表现出一个明显的低温中心。由于海陆热力对比的季节性转换，在相应的海平面气压场上，冬季（参见图 7）有蒙古高压而夏季（图略）有季风低压。蒙古高压中心位于(100°E, 42°N)附近，强度在 1 030 hPa 以上，季风低压中心位于(65°E, 30°N)附近，强度在 998 hPa 以下。在模拟的降水场（图略）上，冬季除高原西部降水（主要为降雪）较多外，亚洲大陆上降水普遍较少；夏季高原南侧和东侧的亚洲季风区降水大大增加，在高原南侧形成全球最强的降水中心。与实际观测结果相比，该模式对现代亚洲季风区气候的总体特征和季节变化都有较为成功的模拟。限于篇幅，这里仅给出地面风场（图 2）的模拟结果。冬季环绕高原在很大范围内呈现出一种反气旋式流动。高原东侧具有强盛的偏北气流，即冬季风，印度等南亚一带也有东北风。高原东侧及北侧为偏南或偏西风，最大风速位于高原北侧以及东海和南海区域。东亚冬季风向南推进可到达赤道甚至南半球热带地区；夏季高原周围为气旋环流，但强风区主要位于高原东侧和南侧的东南或西南季风活动的地区，特别是索马里低空急流区。东亚夏季风主要是由西太平洋副热带高压西、南缘北上气流形成的，同时也汇入了来自南亚的西南气流。在我国东部平原所在的经度带内，东亚夏季风向北可以伸展到 45°N 附近。850 hPa 上的流场与地面上相似，但夏季对流层高层的环流（图略）与低层基本相反。总的来看，该模式对东亚现代季风气候的模拟结果良好，以此为基础与改变地形高度的其他数值试验进行对比，可以探讨高原

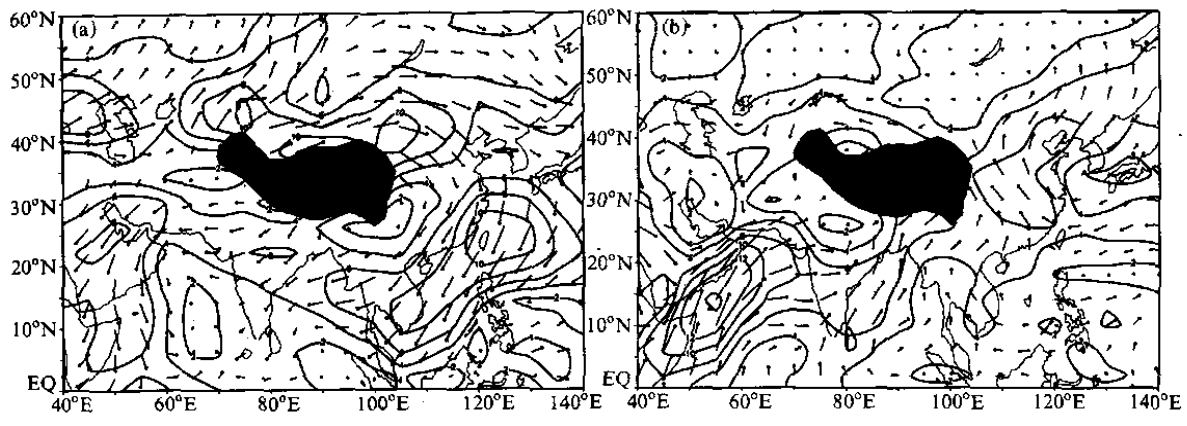


图2 M10 试验模拟的现代亚洲季风区冬 (a) 夏 (b) 地面风场
其中的等值线是等风速线, 单位: m/s

隆升在东亚季风气候形成演化中的作用。以下将从季风强度、气压与风场、气温和降水等多方面讨论亚洲季风气候对高原隆起的响应。

3.2 季风强度

为了定量地反映风矢量随季节变化的情况, 我们根据地面冬夏季平均风向和风速定义了一个季风强度指数

$$M_w = \begin{cases} \bar{U} \cdot \cos(\Delta\alpha - 180^\circ), & 90^\circ \leq \Delta\alpha \leq 270^\circ, \\ 0, & \Delta\alpha < 90^\circ \text{ 或 } \Delta\alpha > 270^\circ, \end{cases}$$

其中 $\bar{U} = (U_w + U_s) / 2$, $\Delta\alpha = |\alpha_w - \alpha_s|$, 这里 U_w 和 U_s 分别是地面上冬夏的平均风速, α_w 和 α_s 分别是冬夏的平均风向。这一指数的含义是: 当冬夏平均风向相差 90° 以上才认为有季风存在, 而且冬夏风向越接近反向, 平均风速越大, 则季风越强。按此定义计算了 M10 试验亚洲大陆邻近所有格点上的季风强度指数 (图略), 结果与观测相一致, 即就风矢量的季节变化而言, 从东非至南亚、东亚等几个区域是季风现象最显著的地区。

另外还可以按照气温和降水来确定季风的强弱, 为此又定义了一个由气温和降水所表征的季风强度指数

$$M_h = (T_w - T_s)(R_w - R_s),$$

这里 T_w 和 T_s 分别为夏季和冬季平均的地面气温, R_w 和 R_s 分别为夏季和冬季平均降水率。这一指数越高, 则表示冬夏之间温湿差异越大, 故反映季风越强。

统计各个试验中面积相近的印度季风区 ($70^\circ \sim 85^\circ \text{E}$ 、 $14^\circ \sim 22^\circ \text{N}$)、长江流域及其以南的大陆地区 ($105^\circ \sim 120^\circ \text{E}$ 、 $22^\circ \sim 30^\circ \text{N}$, 以下简称东亚南方季风区) 和黄河流域及其以北的季风区 ($105^\circ \sim 120^\circ \text{E}$ 、 $34^\circ \sim 42^\circ \text{N}$, 以下简称东亚北方季风区) 区域平均的季风强度指数 M_w 和 M_h , 结果绘于图 3。可见这三个地区的季风强度对高原隆升的响应明显不同。从风矢量的变化 (图 3 中的 M_w 指数) 看, 印度季风在高原隆升过程中变化不大, 或略有减弱, 但东亚南方季风变化明显, 从 M00 试验到 M07 试验, 东亚南方季风一直在增强, 而从 M07 试验到 M10 试验反而有所减弱。仅就地面风向变化而言, 东亚

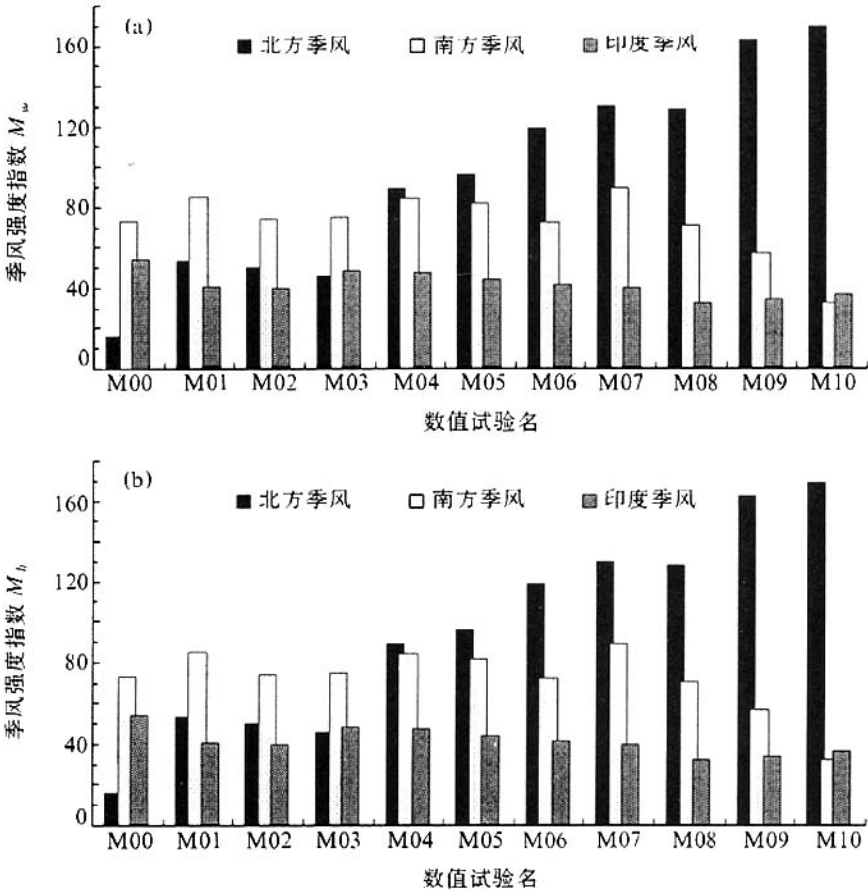


图3 11个试验中印度、东亚南方和北方区域平均季风强度指数 M_w (a) 及 M_h (b) 分布

北方季风在 M00 至 M04 试验中是不存在的，在 M05 试验中才刚刚建立，从 M06 到 M10 试验北方季风不断增强。从温湿变化（图 3 中的 M_h 指数）看，也同样反映了印度季风变化不大，东亚南方季风在 M07 试验中最强盛，而北方季风从 M00 试验至 M10 试验不断增强的特征。

总的来说，在现代亚洲季风区的不同区域上季风对高原隆升的响应是不一样的。相对而言，印度季风强度在整个高原隆升过程中的变化不大。在长江及其以南地区季风对高原隆起的响应是非线性的，在高原隆起到现今高度 70% 以前，季风一般随高原隆升而增强，但当高原隆起到现今高度的 70% 之后，季风随高原隆起反而有所减弱。在黄河及其以北地区，季风强度随高原隆起基本上呈线性增加，但在高原隆起到现代高度大约一半之前，北方地区的季风现象几乎是不存在的，之后高原的继续隆升才使季风变得越来越显著。

3.3 海陆热力对比与气压分布

高原隆升之所以能够引起季风变化，其原因是改变了海陆上空大气之间的热力对比。数值试验表明，随着高原隆升，无论冬夏欧亚大陆与太平洋上空的冷暖对比都在不断加大。图 4 给出三个试验中从欧亚大陆至太平洋范围内 1、7 月纬偏气温（即每一空间点的气温与同高度上纬向平均气温之差）的纬向垂直剖面。在 M00 试验中虽然不存在青藏高原，但 1 月份（图 4a）大约 120°E 以西的欧亚大陆上偏冷，而约 120°E 以东

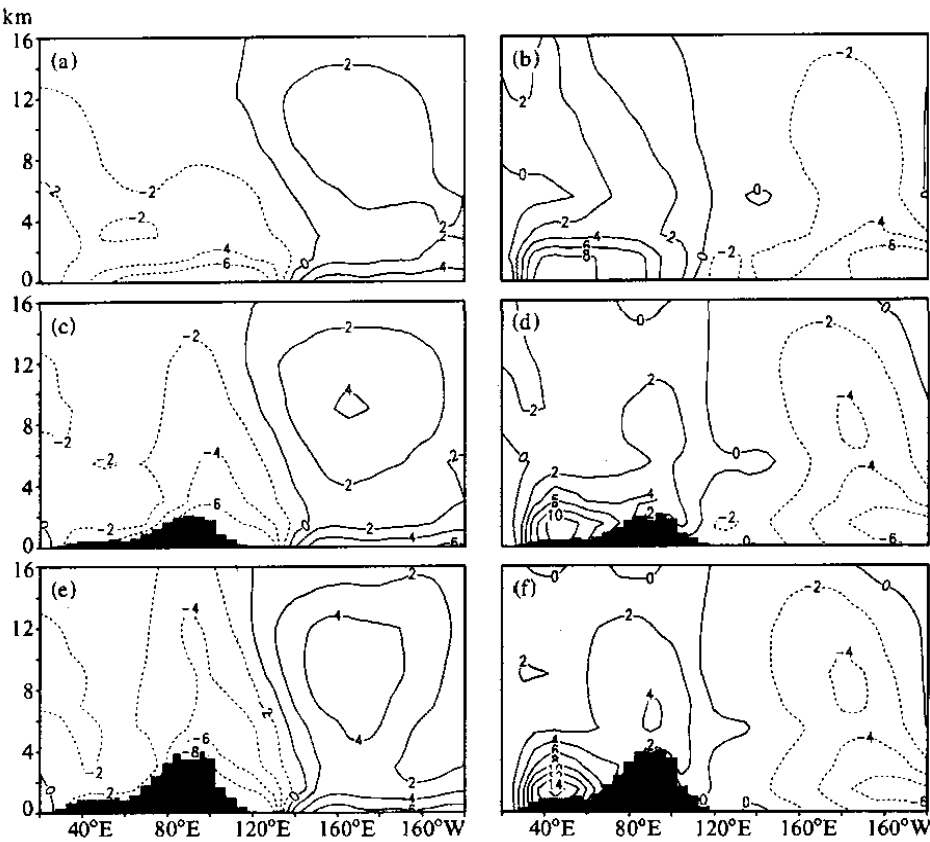


图4 M00、M05及M10试验1、7月纬偏气温在28~40°N纬度带内平均的纬向垂直剖面(单位:℃)
(a) M00试验1月;(b) M00试验7月;(c) M05试验1月;
(d) M05试验7月;(e) M10试验1月;(f) M10试验7月

的太平洋上空偏暖;7月份(图4b)欧亚大陆上偏暖,而太平洋上偏冷,不过在对流层中上层海陆上空的气温差异已很小。可见,即使在没有青藏高原的情况下,在高原所在的纬度上仍然存在着一定强度的东西向热力差异,由此可以激发东亚季风,特别是激发较低纬度上的东亚季风是不难理解的。高原隆起加大了原有的海陆热力对比,使海洋与陆地上空温差更为显著,特别是在对流层中上部。例如,在6 km左右的高度上现代高原所在地区上空的气温与太平洋上空同一高度上的气温在无地形情况下相差4℃左右(图4a、b),在高原隆起到现代高度的一半时相差6℃左右(图4c、d),而在现代地形条件下相差8℃以上(图4e、f)。因此海陆上空大气的纬向温度梯度随着高原隆升而不断加大,这正是导致东亚季风增强的直接原因。

为了综合地反映某个气候要素 Y 对青藏高原地形高度 X 变化的线性敏感性,利用11个数值试验在每个格点上的模拟值,通过最小二乘法来拟合 Y 随 X 的线性变化

$$Y = a + bX,$$

或者用变量距平形式表示

$$\Delta y = b\Delta X,$$

其中 a 、 b 为待定系数。以下称 b 为要素 Y 的线性敏感性系数,它是气候变量对地形高

度扰动响应的线性放大因子。Prell 与 Kutzbach^[23]以及 Felzer 等^[24]曾经用计算线性敏感性系数的方法分别讨论过南亚季风对轨道强迫和全球气候对北半球冰盖变化的敏感性。图 5 给出冬夏季欧亚大陆至中太平洋 500 hPa 温度场的线性敏感性系数。冬季有两个地区气温变化对高原隆升最敏感, 一是以蒙古至中国东北为中心的东亚中纬地带随高原隆升而变冷, 二是西太平洋中低纬地区随高原隆升而变暖, 其结果使东亚至西太平洋之间的温度梯度大大加强。由此可见气温场对高原隆升的响应并不限于高原邻近地区。夏季高原至西亚上空是气温变化最敏感的区域, 这一带高空气温随高原隆起而明显升高, 这显然是由于地面热源的抬高所造成的, 其结果同样导致海陆之间冬夏反向的纬向温度梯度的加大。不难设想, 由欧亚大陆至太平洋地区大气温度场所表征的冷热源变化, 必然引起气压场和相应的风场——东亚季风变动。

以下仅以海平面气压场为例来说明高原隆升对气压场的影响。从冬夏的线性敏感性系数分布 (图 6) 看, 冬季以贝加尔湖西侧新西伯利亚为中心的整个欧亚大陆北部地区, 海平面气压都随着高原隆起而上升。高原每上升现代高度的 10%, 海平面气压变化的中心地带气压增加 2 hPa 左右。西太平洋上海平面气压与陆地上变化趋势相反, 但数值较小。夏季高原东侧和西南侧的海平面气压均随高原隆升而下降, 但西北太平洋地区变化趋势与此相反。还应当指出, 夏季海平面气压的响应比冬季小得多, 在高原东北侧和西太平洋上, 高原每上升现代高度的 10%, 夏季海平面气压的变化仅 ± 0.2 hPa 左右。沙特阿拉伯半岛上变化最大, 但也只有 -0.5 hPa 左右。由此我们推断, 高原隆升对东亚冬季风的影响远比对夏季风的影响大。事实上, 海平面气压的变化主要是因气温变化进而导致大气密度改变造成的, 500 hPa 温度 (图 5) 与海平面气压 (图 6) 的线性敏感性系数分布的相似性部分地说明了这一点。

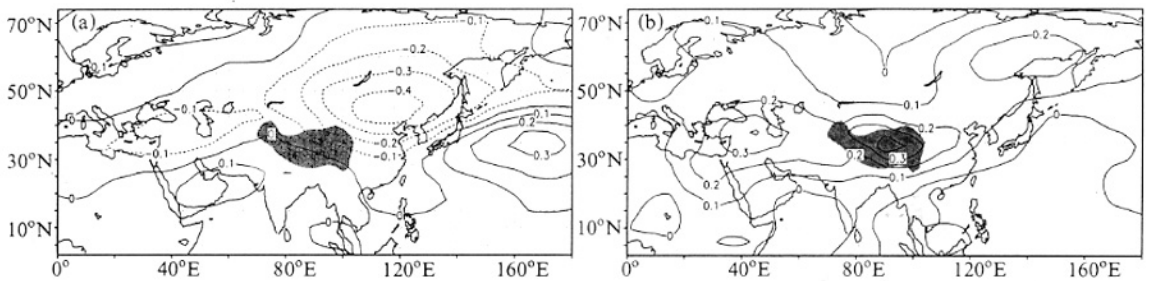


图 5 冬 (a) 夏 (b) 500 hPa 气温场响应于高原隆起的线性敏感性系数

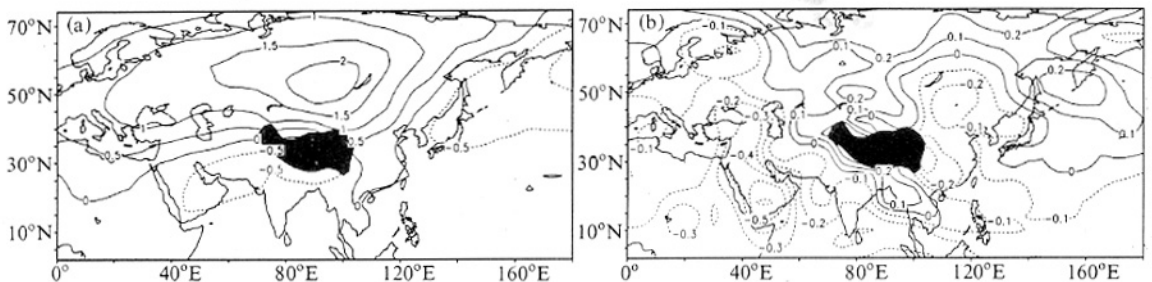


图 6 同图 5, 但为海平面气压场

如上所述, 冬季海平面气压对高原隆起的响应远比夏季大, 而冬季海平面气压的线性敏感性系数又以高原北侧最高, 这实质上反映了蒙古高压的增强。图 7 直观地显示了高原隆起过程中冬季蒙古高压的演变。在高原地形较低的 M00、M02 和 M04 试验中, 冬季大陆上的高压呈带状分布, 高压主体的轴线约在 34°N 附近, 因此这一阶段大陆高压不能被称为“蒙古”高压。从 M06 到 M08 以及 M10 试验, 高压中心不断北移, 强度增强, 范围明显扩大, 至现代 (M10 试验) 高压中心已位于 42°N 以北, 强度达到 1 030 hPa 以上, 1 024 hPa 的等压线已向北扩展到 55°N 附近。蒙古高压与东亚冬季风活动存在着密切的联系, 以上蒙古高压的演变过程与 3.2 节中指出的东亚北方季风从无到有、由弱变强的发展历程相吻合。

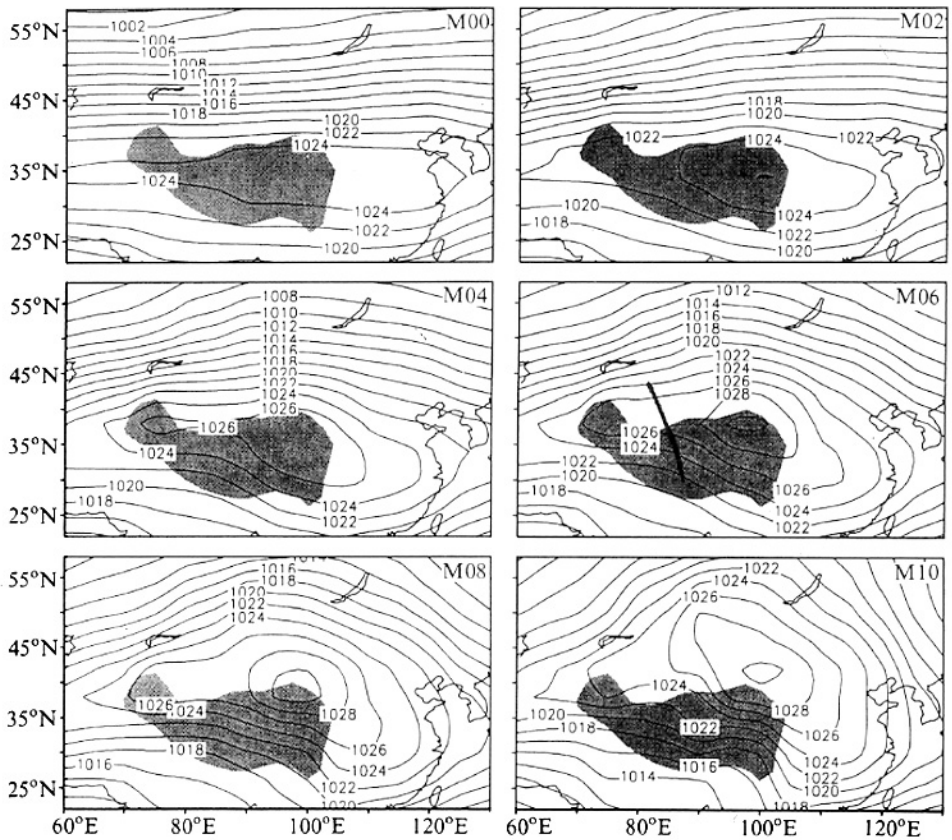


图 7 6 个数值试验中亚洲大陆上冬季平均海平面气压场 (单位: hPa)

3.4 风场特征

盛行风向的季节性转变是季风现象最基本的特征。受地转风关系的约束, 风场也经历过与气压场相适应的巨变。作为对比, 以下给出与现代差异最大的无地形条件下 (M00 试验) 冬夏平均地面风场 (图 8)。在 M00 试验中冬季盛行纬向型环流, 大约 34°N 以南为东北信风带, 而 34°N 以北为盛行西风带。所以在无高原时期黄河流域及其以北地区没有偏北风, 即当时北方冬季风并不存在。夏季从阿拉伯海、印度至孟加拉湾、中南半岛等大约 25°N 以南广大范围内的西南季风依然存在, 同时从长江至华北一带也有一定强度的偏南风, 风向与现代的夏季风相近, 但风速较小。若仅就风向而言, 即使没有青藏高原, 东亚夏季风也是存在的。不过值得注意的是, 在无高原时期中国东

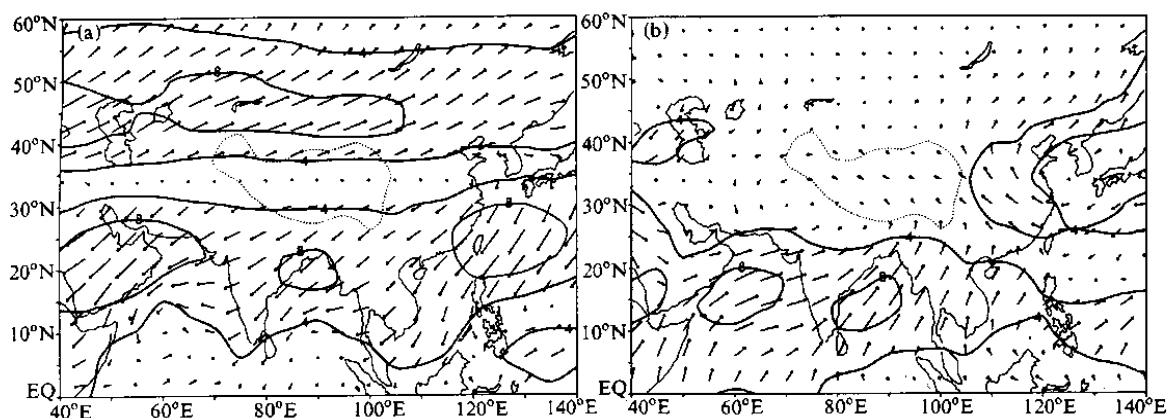


图8 M00 试验模拟的冬 (a) 夏 (b) 季平均的地面风场
其中等值线是等风速线 (单位: m/s), 点线为现代青藏高原地形廓线

部地区夏季平均风速大于 4 m/s 的强风区与南亚地区的强风区似乎是相对独立的, 因此在高原隆起之前, 东亚夏季风即使有, 可能也与现代的夏季风在物理性质上具有较大的差别。

在 3.2 节中, 由风矢量定义的季风强度指数 M_w 已清楚地指示了高原隆起过程中季风强度的变化, 其中东亚北方季风的变化最为显著。在高原隆起达到现代高度的一半之前, 长江以北地区冬夏盛行风向的转变不超过 90° , 因此我们认为北方没有季风现象。图 9 给出各试验东亚北方地区区域平均的地面经向风分量的年变程, 可以更直观地反映高原隆起过程中风向随季节的转变。由图可见, 在 M00 至 M03 试验中全年均为偏南风, 只 夏半年的偏南风更强, 而冬半年的偏南风较弱。M04 试验中冬季已开始出现很弱的偏北风, 但只维持在 11、12 及 1 月三个月内。M05 和 M06 试验中偏北风已明显增强, 维持时间已达到 5 个月, 而从 M07 至 M10 试验偏北风进一步增强, 且在 11~4 月的 6 个月内均为北风所控制。在整个高原隆起过程中, 夏半年南风风速虽有所增强, 但变化不大, 同时随着冬半年偏北风维持时间的不断延长, 南风盛行的夏半年时间也在逐步缩短。由此再一次说明, 在高原未达到现代高度的一半之前, 东亚北方地区冬季地面上几乎没有偏北风, 故不存在冬夏盛行风向近于相反的季风现象, 之后正是由于冬半年偏北风的不断加大, 才使得东亚北方季风变得越来越强盛。

以上主要讨论了地面风的变化, 事实上高原隆起也显著地影响对流层中上层的风场。在 M10 试验模拟的现代 100 hPa 流场 (图略) 上, 夏季高原上空为强大的反气旋式环流, 在相应的高度场 (图略) 上即为青藏高压, 它是亚洲夏季风系统的重要成员^[25]。青藏高压的脊线, 或者反气旋东西风之间切变线的季节性移动, 常常与亚洲季风的发展变化同步。分析发现, 高原隆起极大地改变了高空风场的季节进程。表 2 统计了 M00 与 M10 试验中高原中心所在经度带 ($85 \sim 95^\circ\text{E}$) 内平均逐月东西风转换处 (即纬向风的零风速线) 的纬度。现代 (M10 试验) 纬向风的零线 1 月份位于 10.81°N 处, 而 7 月份北移到 32.61°N , 在年循环中移动了近 22° 。而且季节性的南北移动具有突变的性质, 如从 5 月至 6 月的突然北抬, 以及 8 月至 10 月的突然南撤。但在高原隆起之前 (M00 试验), 零线在冬季 2 月最偏南, 位于 11.82°N , 而盛夏最北位于

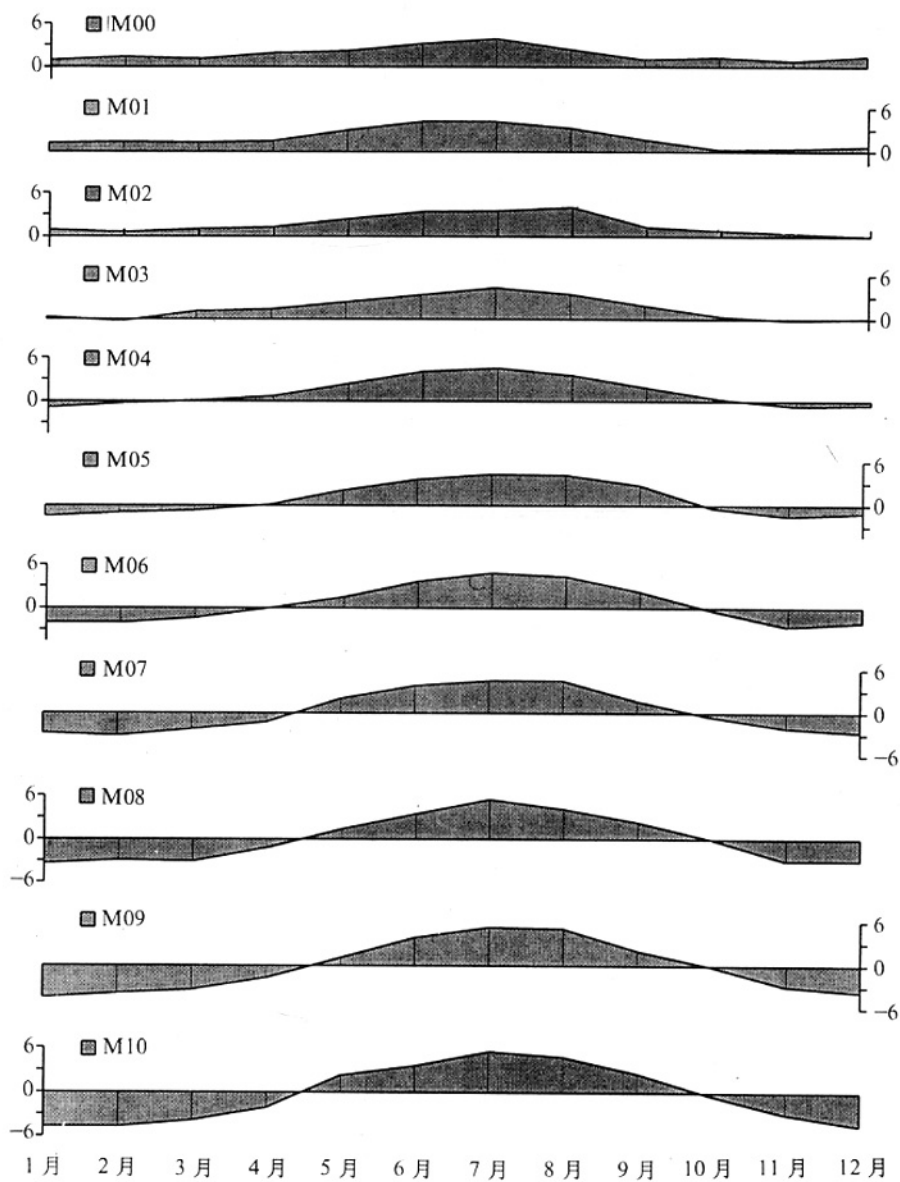


图9 M00至M10等11个数值试验中东亚北方地区区域平均地面经向风风速（m/s）的年变程

23.15°N，在年循环中仅移动了约 11°，同时南北移动是渐变的，而非突变。

为了将 11 个试验都进行对比，这里还统计了各个试验之间 100 hPa 上纬向风零线纬度最高的 7、8 月份平均纬度差（表 3）。有趣的是，在高原隆升的不同阶段地形高度每增加 10%（如从 M00 至 M01、M01 至 M02 等等）时，盛夏东西风转换的纬度向北推进的幅度并不相同，从 M05 至 M06 试验有一次突变性的北移（移动了 2.73°）。作为对照，同表中还给出不同试验之间现代高原上空 100 hPa 位势高度之差，从中同样可以看出 M05 至 M06 试验的突变。据此我们推测，在高原隆升刚刚超过现代高度一半的某个地质时期季风环流发生过一次突变。可见，这些数值试验所指示的引起东亚季风突变的地形高度与理论分析^[26]所得到的青藏高原隆起作用于大气的临界高度（1 500~2 000

表 2 M00 试验与 M10 试验 85~95°E 经度带内平均逐月 100 hPa 东西风转换处的
纬度位置及其月际变化 (°N)

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
M00 试验	13.4	11.82	14.83	18.45	21.97	20.86	23.15	22.5	19.63	17.77	12.73	11.94
月际变化	-1.58	3.01	3.62	3.52	-1.11	2.29	-0.65	-2.87	-1.86	-5.04	-0.79	
M10 试验	10.81	11.51	15.67	17.88	21.13	29.16	32.61	30.32	23.48	18.18	14.62	11.78
月际变化	0.7	4.16	2.21	3.25	8.03	3.45	-2.29	-6.84	-5.3	-3.56	-2.84	

表 3 不同试验之间 7~8 月平均 100 hPa 上现代高原所在经度带 (85~95°E) 内东西风转换
纬度差 (单位: (°)) 及高原范围 (70~105°E, 26~42°N) 平均位势高度差 (单位: 10 gpm)

	M01-M00	M02-M01	M03-M02	M04-M03	M05-M04
纬度差	1.94	1.8	0.6	0.095	0.075
高度差	-0.90	3.35	0.10	1.20	-0.80
	M06-M05	M07-M06	M08-M07	M09-M08	M10-M09
纬度差	2.73	-1	1.04	0.87	0.49
高度差	4.05	-1.10	1.15	0.65	0.60

m) 相近, 但比有限区域模式试验^[11]得到的引起东亚夏季风突变的地形高度 (3 000~3 500 m) 要低。

3.5 温湿状况

通过线性敏感性系数的计算和分析发现, 现代高原所在地区一年四季地面气温都随着高原隆升而降低, 这种地面气温因直减率效应随地面抬升而降低的现象是容易理解的。从年平均地面气温的变化 (图 10a) 看, 在现代地形高度超过 2 500 m 的高原地区, 高原每上升现代高度的 10%, 则地面气温下降约 1.2~1.8 °C。以现代模式地形最高点 (约 5 000 m) 为例, 其年平均地面气温线性敏感性系数近似为-2, 即该点地面每抬升 500 m, 地面气温约下降 2 °C。换句话说, 该点随高原隆升的线性降温率约为 4 °C / 1 000 m, 这一数值小于现代自由大气的气温直减率。还应当说明的是, 虽然无论冬夏地面气温总是随高原隆升而下降, 但对流层中高层 (如 500 hPa) 冬季气温随高原隆升而下降, 夏季气温却随高原隆起而上升, 这主要是由于高原隆升加强了高原大气冬季的冷源作用和夏季的热源作用所致 (详见 3.3 节)。

高原隆起对大气湿度和降水场也带来了巨大的影响。从对流层中层 500 hPa 年平均比湿的线性敏感性系数分布 (图 10b) 看, 高原隆升会使高原, 特别是高原南部地区上空湿度增加, 尤其是夏季 (图略)。结合 3.3 节对 500 hPa 温度的分析可知, 高原隆起奠定了夏季高原大气高温高湿的特征。高原邻近地区的降水场对高原隆起也非常敏感。随着高原隆升, 夏季高原东侧的中国中部和高原南侧的印度东北部降水增加最显著 (图 10c)。表 4 给出不同试验东亚北方季风区汛期 (5~9 月) 降水量占全年总降水的百分率及相对现代降水量的百分比。可见, 由 M00 至 M10 试验, 汛期降水从占年总降水量的 44.4% 增加到 62.8%, 即随着高原隆起和北方季风的增强, 降水越来越集中于汛期。在 M00 至 M03 试验中, 汛期降水量仅约为现代汛期降水量的 40%~50%; 而在 M04 及 M05 试验中为 60% 左右; 从 M07 至 M10 试验汛期降水量已达到现代汛期降水

量的 70% 以上, 并且随着高原隆升而不断增多。在 M00~M03 试验中, 夏半年 (5 月至 9 月) 与冬半年 (前一年 11 月至当年 3 月) 降水量相当; 在 M04 及 M05 试验中, 夏半年降水量约为冬半年降水量的 2 倍; M06 到 M10 试验夏半年降水量可达到冬半年降水量的 3 倍左右。然而, 在高原东南侧的中南半岛地区, 包括中国华南一带降水却是减少的 (图 10c)。中南半岛一带夏季降水随高原隆升而减少的现象在其他模式的数值试验^[11]中也有所表现, 所以并不是亚洲季风区所有地方的降水都随着高原隆升而增多。冬季季风区内的降水较少, 降水对高原隆升的响应主要表现在高原西部降雪量的增加 (图 10d)。在高原隆起过程中高原西部降雪量明显增加的原因是多方面的。首先, 高原隆升使高原大气中的水汽含量增加 (见图 10b); 其次, 高原隆起对西风气流的动力性强迫抬升作用在高原西部可以造成强烈的上升运动 (图略); 再次, 高原隆起使冬季气温降低, 这既有利于水汽凝结, 又有利于形成固态降水。

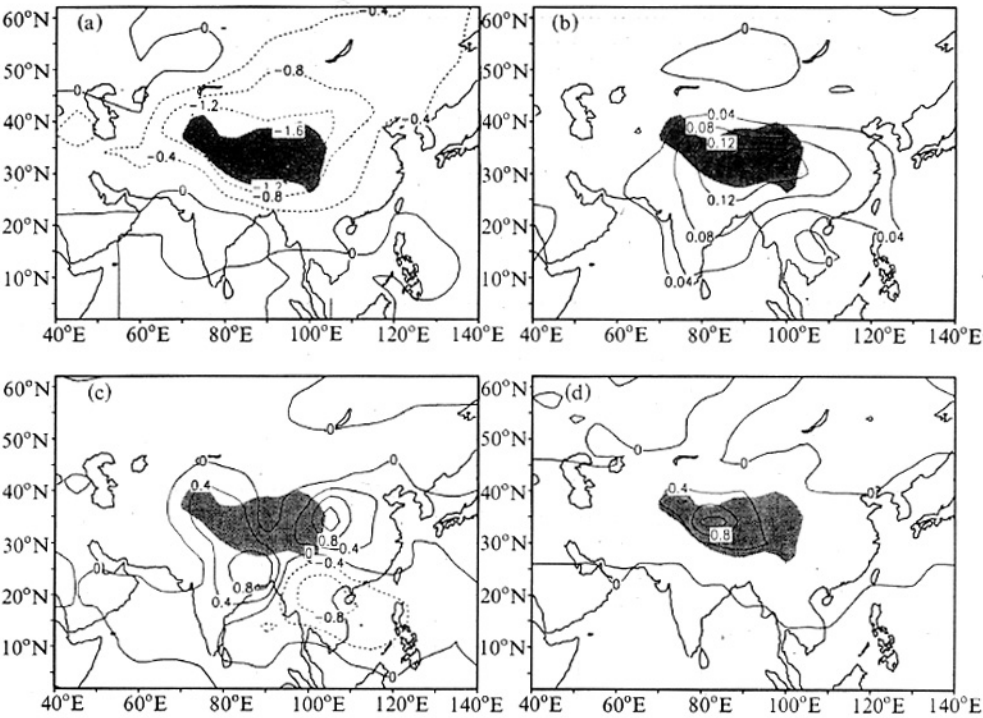


图 10 年平均地面气温 (a)、年平均 500 hPa 比湿 (b)、夏季平均降水率 (c) 及冬季平均降雪率 (d) 对高原隆升响应的线性敏感性系数

表 4 11 个数值试验中东亚北方季风区汛期降水量占全年总降水量的百分率 RA (%) 及相对现代汛期降水量的百分比 RP (%)

试验名	M00	M01	M02	M03	M04	M05	M06	M07	M08	M09	M10
RA	44.4	48.7	49.2	47.5	53	53.5	57.9	59	58.7	61.4	62.8
RP	42.7	51.5	52.2	49.7	59	60.9	71.2	77.6	81.6	93	100

4 结论

上述一系列改变青藏高原地形高度的数值试验表明, 亚洲季风对高原隆起具有明显的响应, 其中以高原东侧长江以北地区东亚北方季风的响应最为强烈。高原隆起使高原所在地区地面气温全年都因直减率效应而降低, 但在对流层中层, 冬季东亚大陆上空气温降低, 而夏季气温升高。因此无论冬夏都加大了欧亚大陆与太平洋之间的热力对比和气压梯度, 结果使夏季高原东侧对流层低层的偏南风增强, 相应地东亚北方地区的夏季降水增多且在时间上更加集中。与此同时, 东亚冬季风的增强更加显著, 冬季东亚北方地区对流层低层的偏北风从无到有, 由弱变强, 经历了巨大的变化。本文的分析还发现, 除降水等少数要素外, 大多数气候要素对高原隆升基本上都呈线性响应, 但在高原隆起的不同阶段, 高原隆升的气候效应并不完全相同。综合地看, 当青藏高原大约超过其现代高度的一半时, 东亚北方季风才开始建立, 从而使东亚的气候环境演化经历了一次从量变到质变的飞跃。

参 考 文 献

- 1 李吉均、方小敏, 青藏高原隆起与环境变化研究, 科学通报, 1998, 43(15), 1569~1574.
- 2 Ruddiman, W. F. (Ed.), *Tectonic Uplift and Climate Change*, New York: Plenum Press, 1997, 1~515.
- 3 施雅风、李吉均、李炳元等, 青藏高原晚新生代隆升与环境变化, 广州: 广东科技出版社, 1998, 1~463.
- 4 刘晓东, 青藏高原隆升对亚洲季风形成和全球气候与环境变化的影响, 高原气象, 1999, 18(3), 321~332.
- 5 Rea, D. K., H. Snoecks and L. H. Joseph, Late Cenozoic eolian deposition in the north Pacific: Asian drying, Tibetan uplift and cooling of the northern hemisphere, *Paleocean.*, 1998, 13, 215~224.
- 6 安芷生、王苏明、吴锡浩等, 中国黄土高原的风积证据: 晚新生代北半球大冰期开始及青藏高原的隆升驱动, 中国科学, 1998, 28(6), 481~490.
- 7 Flohn, H., Contributions to a Meteorology of the Tibetan Highlands, Atmos. Sci. Paper, 130, Colorado State Univ., Ft. Collins, 1968, 1~122.
- 8 Manabe, S. and T. B. Terpstra, The effects of mountains on the general circulation of the atmosphere as identified by numerical experiments, *J. Atmos. Sci.*, 1974, 31, 3~42.
- 9 Hahn, D. G. and S. Manabe, The role of mountains in the south Asian monsoon circulation, *J. Atmos. Sci.*, 1975, 32, 1515~1541.
- 10 钱永甫、颜宏、王谦谦、王安宇, 行星大气中地形效应的数值研究, 北京: 科学出版社, 1988, 119~147.
- 11 吴池胜、王安宇, 青藏高原隆起对亚洲夏季风形成作用的数值试验, 高原气象, 1995, 14(4), 425~433.
- 12 Kutzbach, J. E., P. J. Guetter, W. F. Ruddiman and W. L. Prell, Sensitivity of climate to late Cenozoic uplift in southern Asia and the American West: Numerical experiments, *J. Geophys. Res.*, 1989, 94, 18393~18407.
- 13 Broccoli, A. J. and S. Manabe, The effects of orography on middle latitude northern Hemisphere dry climates, *J. Climate*, 1992, 5, 1181~1201.
- 14 Kutzbach, J. E., W. L. Prell and W. F. Ruddiman, Sensitivity of Eurasian climate to surface uplift of the Tibetan plateau, *J. Geology*, 1993, 101, 177~190.
- 15 Prell, W. L. and J. E. Kutzbach, Sensitivity of the India monsoon to forcing parameters and implications for its evolution, *Nature*, 1992, 360, 647~652.
- 16 Ramstein, G., F. Fluteau, J. Besse and S. Joussaume, Effect of orogeny, plate motion and land-sea distribution on Eurasian climate change over the past 30 million years, *Nature*, 1997, 386, 788~795.
- 17 Sela, J. G., Spectral modeling at the National Meteorological Center, *Mon. Wea. Rev.*, 1980, 108, 1279~1292.
- 18 Kinter, J. L., III, J. Shukla, L. Marx and E. K. Schneider, A simulation of the winter and summer circulations

- with the NMC global spectral model, *J. Atmos. Sci.*, 1988, **45**, 2486~2522.
- 19 Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud and A. Dalcher, A simple biosphere model for use within general circulation models, *J. Atmos. Sci.*, 1986, **43**, 505~531.
 - 20 Xue, Y., P. J. Sellers, J. Kinter and J. Shukla, A simplified biosphere model for global climate studies, *J. Climate*, 1991, **4**, 345~364.
 - 21 Fennessy, M. J., J. L. Kinter III, B. Kirtman, L. Marx, S. Nigam, E. Schneider, J. Shukla, G. Straus, A. Vernekar, Y. Xue and J. Zhou, The simulated Indian monsoon: A GCM sensitivity study, *J. Climate*, 1994, **7**, 33~43.
 - 22 Vernekar, A. D., J. Zhou and J. Shukla, The effect of Eurasian snow cover on the Indian monsoon, *J. Climate*, 1995, **8**, 248~266.
 - 23 Prell, W. L. and J. E. Kutzbach, Monsoon variability over the past 150000 years, *J. Geophys. Res.*, 1987, **92**, 8411~8425.
 - 24 Felzer B., R. Oglesby and D. Hyman, Sensitivity of the global climate system to changes in Northern Hemisphere ice sheet size using the NCAR CCM1, Sixth Symposium on Global Change Studies, January 15~20, Dallas, Texas, Amer. Meteor. Soc., 1995, 202~206.
 - 25 叶笃正、高由禧等, 青藏高原气象学, 北京: 科学出版社, 1979, 1~278.
 - 26 刘晓东、汤懋苍, 论青藏高原隆起作用于大气的临界高度, 高原气象, 1996, **15**, 139~149.

Sensitivity of the East Asian Monsoon Climate to the Tibetan Plateau Uplift

Liu Xiaodong^{1,2)} and Jiao Yanjun¹⁾

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

2) (Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences, Xi'an 710054)

Abstract This paper systematically investigates sensitivity of the East Asian monsoon climate to the Tibetan Plateau uplift by using an atmospheric general circulation model (GCM). A series of numerical experiments with changed topography heights in the Tibetan area show that the East Asian monsoon climate has a strong response to the uplift of the Tibetan Plateau. There would be no monsoon, a phenomenon of an alternation between dominant surface winds with opposite directions in winter and in summer, over the East Asia to the north of 30°N if the plateau were below the half of its present height. The orographic influence on the winter monsoon is greater than that on the summer one. Surface south wind can appear over the eastern China in summer even without the Tibetan Plateau. However, surface north wind prevails in winter only if the plateau rises to a critical height. According to surface air temperature and humidity, the monsoon intensity of the area to the north of the Yangtze River almost linearly increases, the temperature contrast between summer and winter enlarges and the annual precipitation concentrates towards summer season along with the unceasing upheaval of the plateau. Nevertheless, monsoon changes on the area to the south of the Yangtze River and India are different. The monsoon has a nonlinear response to the plateau uplift over the East Asia to the south of the Yangtze River but little response over India.

Key words: Tibetan Plateau; East Asian monsoon; atmospheric general circulation model; sensitivity experiment