

喜马拉雅-青藏高原不同子区域隆升对亚洲夏季气候演变影响的数值模拟

张冉^①, 姜大膀^{①②③}, 刘晓东^④, 田芝平^{②⑤}

① 中国科学院气候变化研究中心, 北京 100029;

② 中国科学院大气物理研究所竺可桢-南森国际研究中心, 北京 100029;

③ 中国科学院东亚区域气候-环境重点实验室, 北京 100029;

④ 中国科学院地球环境研究所, 黄土与第四纪地质国家重点实验室, 西安 710075;

⑤ 中国科学院研究生院, 北京 100049

E-mail: ranzhg@gmail.com

2011-12-22 收稿, 2012-04-23 接受

国家重点基础研究发展计划(2009CB421407)、中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-EW-QN202)、国家自然科学基金面上项目(40975050, 41175072)和国家杰出青年科学基金(40825008)资助

摘要 鉴于喜马拉雅-青藏高原空间上各重要部分隆升时间上的差异, 利用美国国家大气研究中心的通用大气模式就其主要隆升阶段对亚洲夏季气候演变影响进行了敏感性试验研究. 研究发现喜马拉雅山和青藏高原北部隆升分别对南亚与东亚北部夏季气候的发展具有重要影响, 喜马拉雅山隆升导致南亚夏季风环流的显著增强和区域季风降水的明显增加, 而青藏高原北部隆升造成东亚夏季风环流的明显发展和东亚北部降水的显著增加, 且随后的阶段性隆升对这些均影响有限. 与以往模拟研究相比, 试验结果表明对比分析喜马拉雅-青藏高原不同子区域隆升有利于深入理解亚洲夏季风演变历史.

关键词

喜马拉雅-
青藏高原
构造隆升
亚洲夏季风
数值模拟

青藏高原作为世界“第三极”, 对亚洲以及全球的天气、气候及其变化具有重要影响. 它对亚洲季风气候的影响主要是通过动力和热力作用实现的. 在动力上, 青藏高原主要阻挡冬季西风带, 使其在欧亚大陆上分成南北两支. 在热力上, 青藏高原的非绝热加热对维持东亚夏季风及行星环流具有重要作用. 因而, 青藏高原隆升具有显著的气候与环境效应, 特别是对亚洲季风环流的形成演化产生了重要作用^[1~3]. 青藏高原隆升的气候效应多年来一直是古气候研究中的热点问题之一, 其中涉及的喜马拉雅-青藏高原地区隆升历史和隆升过程所带来的气候效应问题是两个重要的研究内容, 这些问题的解决有利于对亚洲季风演变历史的深入理解.

对于隆升历史, 现在普遍接受喜马拉雅-青藏高原隆升是一个阶段性隆起的地质过程^[4]. 已有大量研

究对青藏高原不同区域隆升历史给予了研究. 青藏高原中部及南部可能在中新世之前已经隆起并达到一定高度^[5,6]; 喜马拉雅山地区可能在上新世之前已经隆起到相当高度^[7~9]; 而青藏高原北部强烈隆升主要发生在晚中新世及上新世^[10~15], 印度板块与欧亚大陆碰撞造成的地壳变形从喜马拉雅碰撞带逐渐向北传播, 且愈向北构造活动愈年轻. 可见, 空间上青藏高原中南部、喜马拉雅山和高原北部隆升时间不同, 虽然具体隆升时间尚存在争议, 但这些证据表明青藏高原中南部可能最先隆起, 其次喜马拉雅山地区接着隆起, 最后为青藏高原北部隆起, 为理解喜马拉雅-青藏高原的隆升历史提供了深入认识^[6].

对于青藏高原隆升气候效应, 许多数值试验^[16~18]研究发现喜马拉雅-青藏高原隆升对亚洲季风环流的形成、发展具有显著影响, 且随着高原的不断

英文版见: Zhang R, Jiang D B, Liu X D, et al. Modeling the climate effects of different subregional uplifts within the Himalaya-Tibetan Plateau on Asian summer monsoon evolution. Chin Sci Bull, 2012, 57, doi: 10.1007/s11434-012-5284-y

隆起, 中亚地区干旱程度不断加剧, 亚洲季风-干旱环境格局才建立和发展^[19]; 当使用全球海气耦合模式^[18,20]及上新世边界条件时^[21], 高原隆升的气候效应总体上变化不大. 与此同时, An 等人^[16]发现当高原中部有大范围隆起且青藏高原向西发展时, 印度地区降水才有显著增加; 后来研究表明 80°E 以西亚亚洲地形比其以东亚洲地形对印度夏季风降水有更为重要的作用^[22]; 而且, 东亚季风可能比南亚季风演变更敏感于青藏高原隆升^[17], 青藏高原北部隆升主要造成东亚北部夏季风的增强及季风降水的增多, 并对南亚季风影响较小^[23]; 当去掉青藏高原大部分而只保留喜马拉雅山及附近山脉的时候, 模拟的风场、降水和印度季风大尺度的热动力结构几乎不变^[24]; 上述研究表明, 喜马拉雅-青藏高原不同区域隆升的气候效应存在明显差异.

总结以往青藏高原隆升的数值模拟研究工作发现, 关于青藏高原隆升的数值模拟研究大都采用类似的试验设计, 即将青藏高原或者全球地形高度进行线性增加以构成一组试验. 这种试验设计虽然有利于理解地形高度增加如何影响季风系统的机制, 但与喜马拉雅-青藏高原阶段性隆升的地质证据并不一致. 由于这种试验设计在地质上并不真实存在, 所得结论也存在一定不确定性, 从而影响对青藏高原隆升气候效应的理解. 鉴于喜马拉雅-青藏高原空间上各重要部分隆升时间上的差异, 本文利用数值模拟方法讨论了喜马拉雅-青藏高原主要阶段隆升对亚洲季风及中亚内陆干旱演变的影响, 重点进行喜马拉雅-青藏高原不同子区域阶段隆升气候效应的对比分析, 结合亚洲季风的演变历史探讨喜马拉雅-青藏高原阶段隆升的作用.

1 模式简介及试验设计

1.1 模式简介

本文数值试验所用模式为美国国家大气研究中心(NCAR)的通用大气模式(CAM4). CAM4 通过模式开发者和使用者的共同协作而不断发展, 是 NCAR 的第七代全球大气环流模式. 与之前版本 CAM3 相比, CAM4 很多部分得到了改进, 如内核默认由原来的谱内核改为有限体积内核、深对流方案得到改进等. 关于 CAM4 的更多介绍请参考文献[25]. 此外, 陆地模块 CLM4 也包含在内, 关于此模式对陆表气候模

拟能力的评估请参考文献[26]. 本文所使用的 CAM4 是 2°版本, 即水平分辨率(经向/纬向)为 1.9°× 2.5°, 垂直方向上为 26 层. CLM4 与 CAM4 使用相同的水平分辨率, 且一个格点可包含多种地表类型和植被功能型. 本文使用现代气候平均的海洋表面温度 and 海冰范围作为海洋边界条件, 重点分析夏季大气环流及降水对大地形阶段隆升的响应.

1.2 试验设计

由于空间上青藏高原中南部、喜马拉雅山和青藏高原北部隆升时间不同, 为了重点突出这几个区域间隆升时间差异, 将青藏高原中南部、喜马拉雅地区、青藏高原北部和青藏高原以北区域分别作为研究对象进行探讨, 划分出青藏高原以北区域用以区分青藏高原与蒙古高原区域, 以更好地认识青藏高原各区域隆升的气候效应. 当然青藏高原东西方向上也存在隆升时间上的差异, 本文只考虑南北方向上各主要部分在隆升时间上的差异.

本文共设计了 5 个数值试验, 各试验具体地形特点请见图 1, 为了与周边地形相适应, 地形改变区域地形均取为 600 m. 除了地形修改外, 其他边界条件均保持不变并取工业革命前状态, 用以突出地形变化的影响. 第一个为无喜马拉雅-青藏高原地形试验(以下记为 NTP); 基于 NTP, 第二个为青藏高原中南部隆起试验(以下记为 TIS, 图 1(a)); 第三个为喜马拉雅山隆起试验(以下记为 HIM, 图 1(b)), 并包含 TIS 隆起部分; 第四个为青藏高原北部隆起试验(以下记为 TIN, 图 1(c)), 并包含 HIM 隆起部分; 第五个为蒙古高原隆起试验(以下记为 MON, 图 1(d)), 并包含 TIN 隆起部分. MON 中地形为模式默认地形, 用此试验模拟结果与再分析资料进行对比以评估模式模拟能力(详见 2.1). 这 5 个试验可近似地看作喜马拉雅-青藏高原构造隆升的不同阶段. 其他试验结果依次与 NTP 试验结果相减代替不同构造隆升过程的气候效应.

五个试验均运行 30 年, 前 15 年已使各试验达到准平衡态, 均取最后 15 年平均结果进行分析. 本文主要分析夏季环流、降水等气候要素变化, 且夏季取 6~8 三个月平均值. 参照以往研究区域划分^[16,17], 本文划分出 3 个研究区域, 分别为东亚北部季风区(即 34°~42°N, 105°~120°E, 以下记为 NEAM)、南亚季风区(即 5°~25°N, 65°~90°E, 以下记为 SAM)及中亚内陆区(即 42°~50°N, 80°~110°E, 以下记为 CA), 用以

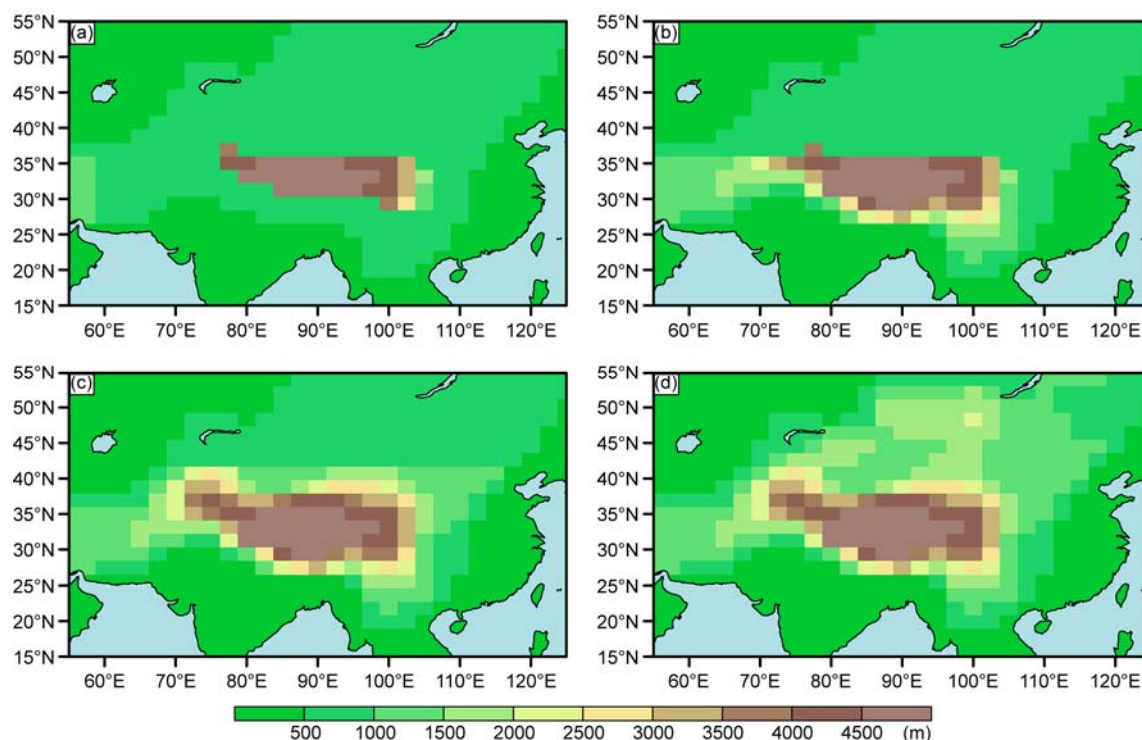


图1 不同数值试验所用的亚洲区域地形(m)
(a) TIS; (b) HIM; (c) TIN; (d) MON

进行区域平均气候要素的分析.

2 模拟结果

2.1 模拟能力评估

为了检验模式模拟能力,将 MON 模拟的夏季 850 hPa 风场、降水和海平面气压场结果分别与 1979~2008 年气候平均的 CMAP 降水资料^[27]和 NCEP-DOE 再分析资料^[28]进行比较,分析区域为 $0^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $50^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$. 由于 CMAP 降水和再分析资料水平分辨率为 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$,为便于定量分析,将其双线性插值到 $1.9^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ 的格点分辨率上,计算研究区域内降水和海平面气压场的不同统计量值,对于各统计量的详细定义可参见文献^[29],以此来定量衡量模拟结果和再分析资料之间的相似性和空间差异.

再分析风场资料中,来自索马里低空急流,澳大利亚越赤道气流和西北太平洋副热带高压西侧的东南气流在我国东部汇合,使得我国东部盛行南风,虽然模拟结果对澳大利亚越赤道气流模拟偏弱,对来自西北太平洋的东南气流模拟偏强,但总体上模拟结果可以捕捉大尺度夏季风环流的主要特征(图 2(a),

(b)); 降水模拟结果显示印度半岛西侧和喜马拉雅山附近均存在强降水中心,这一模拟偏差在 CAM4 及其之前版本中^[24]普遍存在. 此外,模式模拟出了中国降水从南向北的递减态势. 定量分析显示,模拟的区域平均降水比 CMAP 降水多 0.34 mm/d ,两者相关系数为 0.51,标准差之比为 1.08,且均方根误差与去除模式系统性误差后的均方根误差相差 0.01 mm/d ,显示出模式对研究区域内降水模拟存在偏差,但与其他模式相比^[30],本模式对亚洲夏季降水仍具备一定的模拟能力;在海平面气压场上,虽然模拟幅度与再分析资料存在一些细节上的差异,但模式能较好地模拟出亚洲大陆热低压和西北太平洋副热带高压系统之间的空间配置(图 2(c), (d)),模拟的区域平均海平面气压比再分析资料低 0.62 hPa ,二者相关系数为 0.78,表明海平面气压场空间分布型整体模拟效果较好. 此外,两者标准差之比为 1.22,均方根误差与去除模式系统性误差的均方根误差差值为 0.09 hPa ,反映出存在一定的模式系统性误差. 通过上述定性和定量比较分析表明,模式能够模拟出研究区域内夏季 850 hPa 风场、降水和海平面气压场的基本分布形态,对亚洲大尺度夏季气候具有合理的模拟能力.

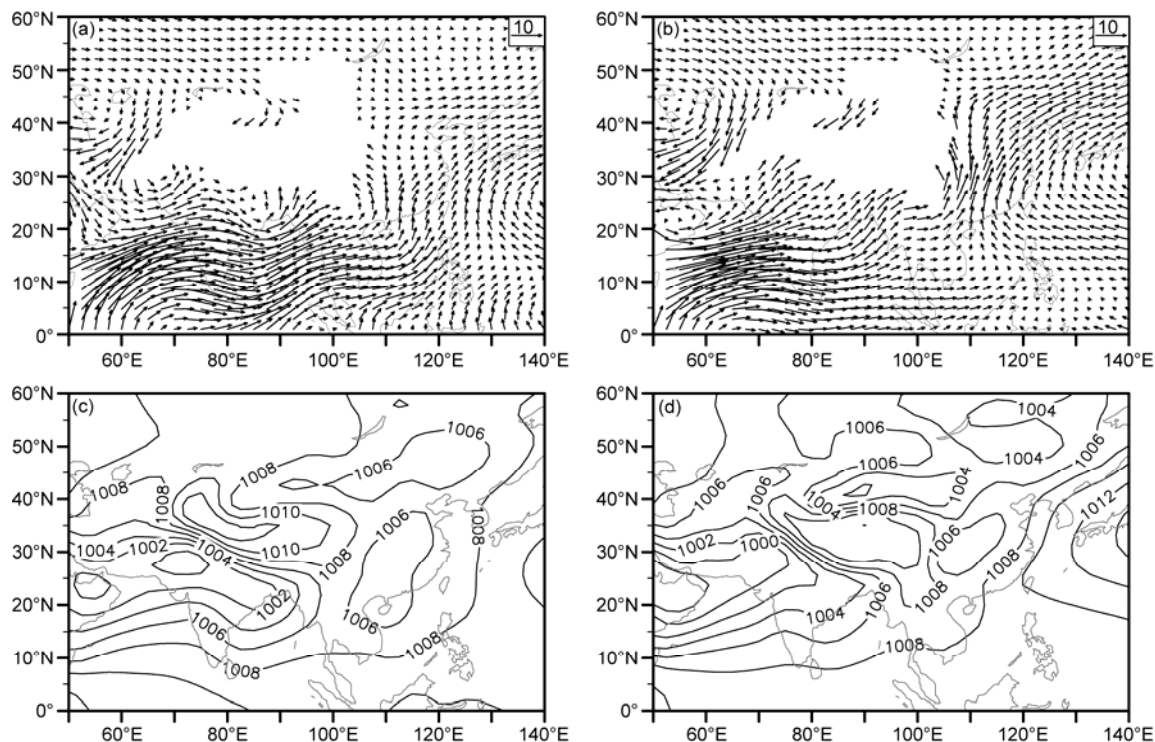


图 2 1979~2008 年气候平均 NCEP-DOE 再分析资料((a), (c))和 MON 模拟结果((b), (d))对比

(a)和(b)为夏季 850 hPa 风场(m/s), 空白区表示地形高度大于 1500 m 的地区。(c)和(d)为海平面气压场(hPa, 等值线间隔为 2 hPa). 海平面气压场为 9 点滑动平均的结果

2.2 850 hPa 风场变化

喜马拉雅-青藏高原不同阶段隆升对 850 hPa 风场变化具有重要影响. 从有无高原存在的夏季 850 hPa 风场看到(图略), 当大地形尚未隆起时, 夏季东亚地区也有微弱南风存在, 此时夏季风环流形成与海陆热力差异和次级地形有关. 大地形隆升后的青藏高原夏季是一个强热源, 可以增强大陆热低压, 对增强南亚及东亚夏季风环流具有显著作用, 主要表现为阿拉伯海北部、印度半岛上的西风环流及东亚地区的南风环流均出现显著增强.

不同隆升阶段对周围环流的影响存在明显差异(图 3). 当青藏高原中南部隆起后(图 3(a)), 由于其热源作用, 在隆升区周围产生强烈的气旋性环流异常, 使得印度半岛北部的西风环流显著增强. 而喜马拉雅山隆升后(图 3(b)), 周边环流异常进一步发生改变, 原隆升区西部来自内陆区的南向环流异常由于地形隆起造成大幅度减弱, 但东亚南部地区的北向季风环流出现增强. 此外, 阿拉伯海北部的西风环流增强显著; 而青藏高原北部及蒙古高原的隆起(图 3(c),

(d)), 除显著增强青藏高原西侧的南向环流外, 影响区域主要在东亚地区, 主要表现在来自西太平洋的环流明显增强.

对比喜马拉雅山和青藏高原北部隆升对夏季环流的影响(图 4), 发现两者对环流场影响存在明显差异. 喜马拉雅山隆升后, 阿拉伯海北部的西风环流异常显著增强(图 4(a)), 且随后其他区域的隆升对此区域的西风环流影响有限; 而青藏高原北部隆升显著增强东亚夏季风环流, 尤其是使得来自西太平洋的环流明显增强(图 4(b)). 夏季 500 hPa 位势高度场分布也显示在青藏高原北部隆升后(图 5), 5880 gpm 位势高度线才出现, 与蒙古高原隆起后的此位势高度线的分布已比较相近, 表明与此时来自西太平洋的环流显著增强相一致, 西北太平洋副热带高压也显著增强.

2.3 降水变化

喜马拉雅-青藏高原不同阶段隆升的气候效应差别同时也表现在降水变化上. 从有无高原存在的夏季

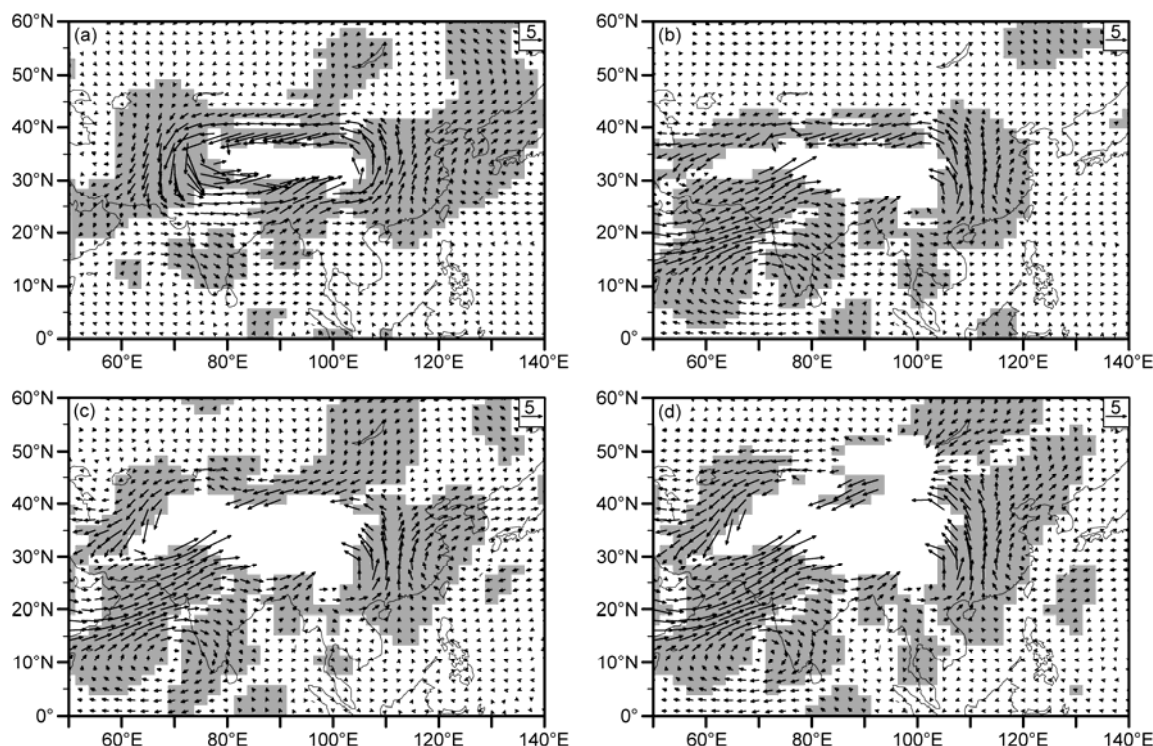


图3 不同数值试验间模拟的夏季平均 850 hPa 风场变化(m/s)

(a) TIS-NTP; (b) HIM-NTP; (c) TIN-NTP; (d) MON-NTP. 阴影区为经向风 t 检验通过 95%信度的区域, 空白区表示地形高度大于 1500 m 的地区

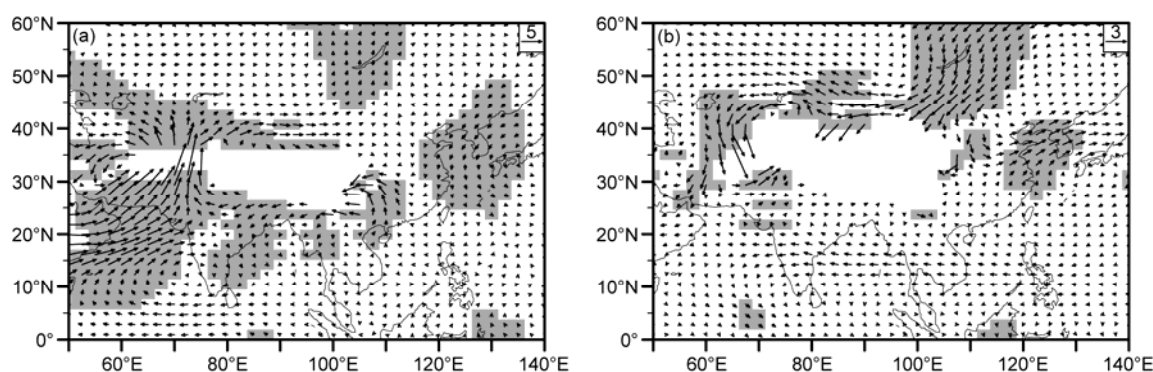


图4 不同数值试验间模拟的夏季平均 850 hPa 风场变化(m/s)

(a) HIM-TIS; (b) TIN-HIM. 阴影区为经向风 t 检验通过 95%信度的区域, 空白区表示地形高度大于 1500 m 的地区

降水可看到(图略), 大地形尚未隆起前, 降水主要出现在印度半岛西侧; 在大地形隆起后, 降水在印度半岛西侧和东侧、喜马拉雅山附近均显著增多. 不同阶段隆升对区域夏季降水变化也存在差异(图6). 当青藏高原中南部隆起后(图6(a)), 在隆升区周围降水异常均表现为显著减少; 来自中纬地区的干旱气流向印度北部地区的流入减弱了降水形成(图3(a))^[22]. 而喜马拉雅山隆升后(图6(b)), 原隆升区降水增加区域

向南扩展, 且在南亚地区原降水减少区域范围缩小, 相应的降水增加区域增大, 与此时阿拉伯海北部的西风环流显著增强相对应(图3(b)); 而青藏高原北部的隆起(图6(c)), 显著增加了东亚北部地区降水, 与此时来自西太平洋的东亚夏季风环流的显著增强相一致(图4(b)).

对比喜马拉雅山和青藏高原北部隆升产生的降水效应发现, 两者对南亚季风区及东亚北部季风区

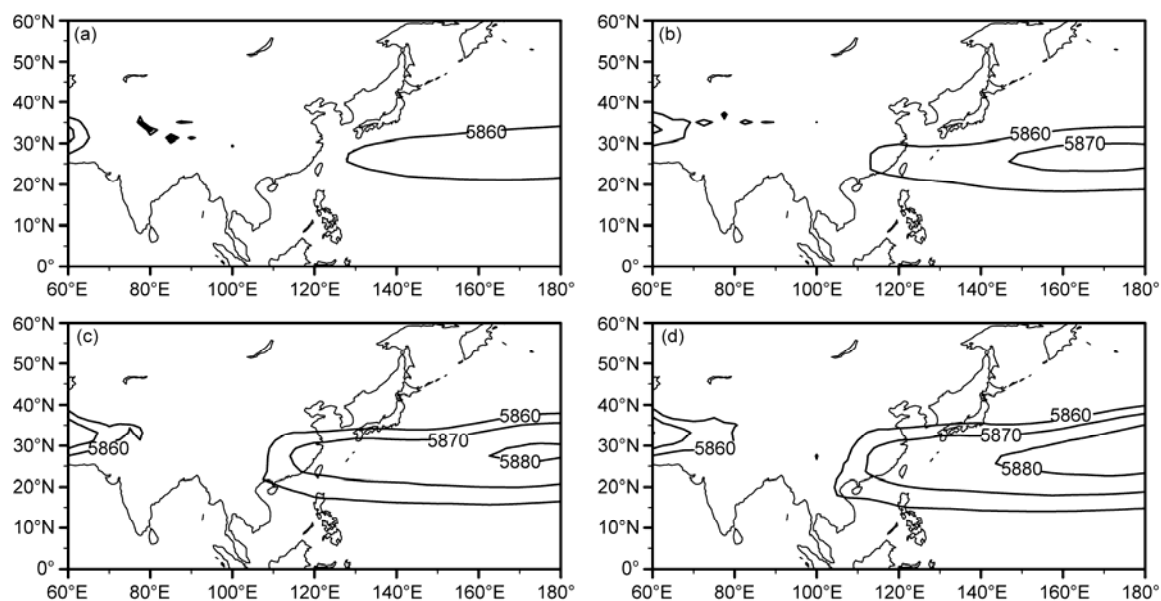


图 5 不同数值试验模拟的夏季平均 500 hPa 位势高度(gpm)
(a) TIS; (b) HIM; (c) TIN; (d) MON. 图中只显示 5860 gpm 以上位势高度, 等值线间隔为 10 gpm

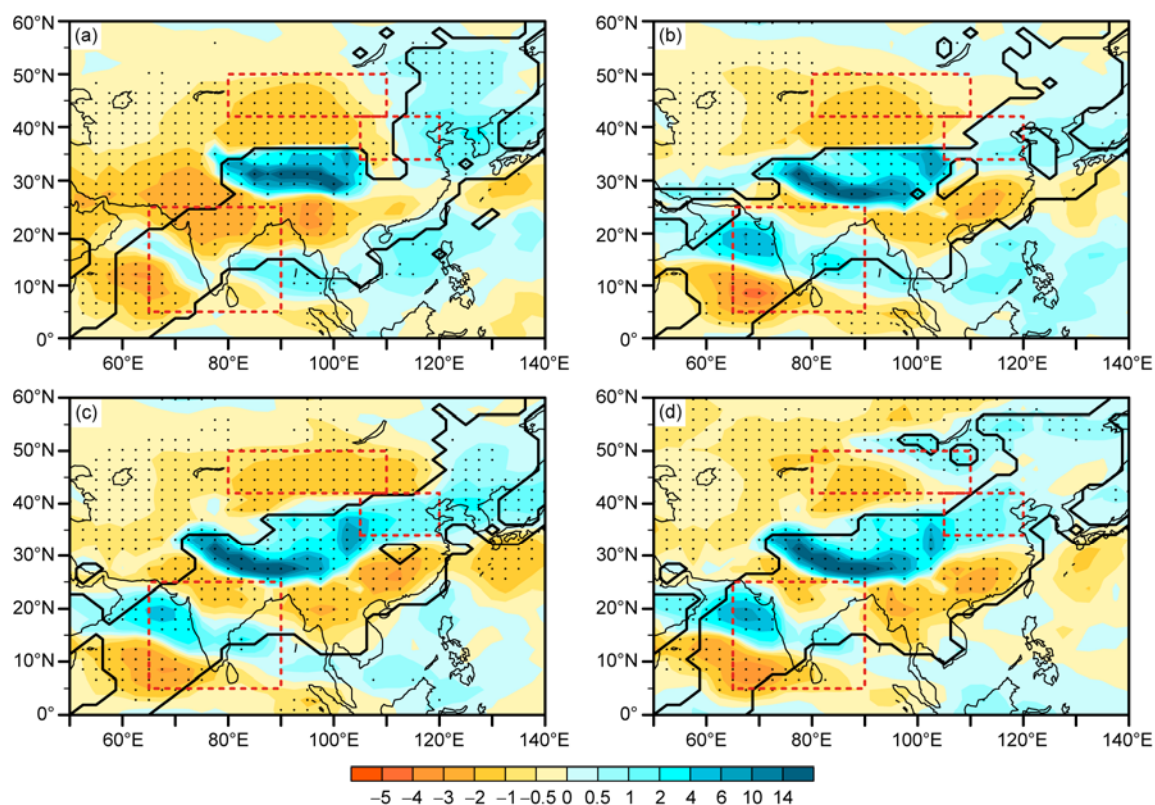


图 6 不同数值试验模拟的夏季平均降水变化(mm/d)
(a) TIS-NTP; (b) HIM-NTP; (c) TIN-NTP; (d) MON-NTP. 打点区为 t 检验通过 95% 信度检验的区域. (a)~(d) 中粗黑线分别代表 TIS, HIM, TIN 和 MON 模拟的季风区范围, 红色虚线方框代表本文定义的季风区和内陆干旱区

降水影响存在明显差异(图6)。喜马拉雅山隆升显著增加南亚地区的降水,最大值出现在阿拉伯海东北部;而青藏高原北部隆升显著增加了东亚北部地区的降水。

为了定义季风气候区域,这里应用了 Zhang 和 Wang 的标准^[31]。季风区满足的条件是:(1) 夏季(5~9月)降水 ≥ 3 mm/d; (2) 夏季与全年降水的比率 $>55\%$ 。基于现代观测,这种方法与以往季风定义有很好的可比性^[31]。从图6看到,在高原中南部隆起后(图6(a)),东亚和南亚地区也存在季风区,但区域范围明显比现在缩小(图6(d)),缩小区域主要出现在南亚地区和东亚北部地区。而喜马拉雅山隆起后,使得南亚季风区的范围明显扩大,并使其范围与现在非常接近,但此时东亚北部季风区范围仍与现代相差较大。而青藏高原北部隆起后,才使得东亚北部季风区的范围与现代非常接近。

为了进一步分析与总结亚洲不同季风区及亚洲内陆干旱区的降水变化特点,对 NEAM, SAM 和 CA 三个研究区域的降水进行了区域平均。图7(a), (b)分别为夏季和全年各区域平均降水变化特点。先看夏季(图7(a)),在青藏高原中南部隆起后,NEAM 区降水出现微弱增加,而 SAM 和 CA 区降水出现减少;在喜马拉雅山隆起后,变化显著的是 SAM 区降水, SAM 区降水增加;青藏高原北部隆起后,主要使得 NEAM 区降水增加较大, CA 区降水出现减少;而蒙古高原的隆起, CA 区降水相对增加,而 NEAM 区降水却出现减少。各隆升阶段全年降水与夏季降水变化类似,只是变化幅度弱(图7(b)),特点主要表现为喜马拉雅山(青藏高原北部)隆升对 SAM 区(NEAM 区)

降水增加的重要作用。

3 讨论与结论

3.1 喜马拉雅-青藏高原不同子区域隆升气候效应差异

综合各隆升阶段环流场、降水及亚洲季风区域的变化,发现喜马拉雅山与青藏高原北部的隆起分别对南亚及东亚北部季风区夏季气候变化具有显著影响,主要表现在喜马拉雅山隆升后,南亚季风区降水显著增加,阿拉伯海北部附近的西风环流显著增强,且此时南亚季风区域已与现在非常接近,表明此时南亚夏季风增强显著,肯定了以往研究中喜马拉雅山存在对南亚夏季风气候的显著影响^[24]。而青藏高原北部的隆起,主要增加了东亚北部季风区降水,且东亚夏季风环流明显增强,使其明显区别于青藏高原北部隆起前的环流特点。

青藏高原中南部隆起对各区域降水变化也有重要影响,本试验显示其对 SAM 和 CA 区域夏季降水均有减少作用。对于 CA 区域,随后其他阶段隆升都没有青藏高原中南部隆起对该区域所产生的影响显著,除了青藏高原北部隆升使得该区降水出现进一步减少外,蒙古高原的隆起却造成该区降水的增多,显示出青藏高原中南部及北部隆升对 CA 区域干旱程度加剧的显著影响。对于东亚南部地区,本文模拟结果显示地形隆起导致该区域夏季降水出现减少(图6),原因与 MON 在东亚南部地区模拟的降水与 CMAP 降水资料相比明显偏小有一定关系。

本文对喜马拉雅-青藏高原各子区域隆升的气候

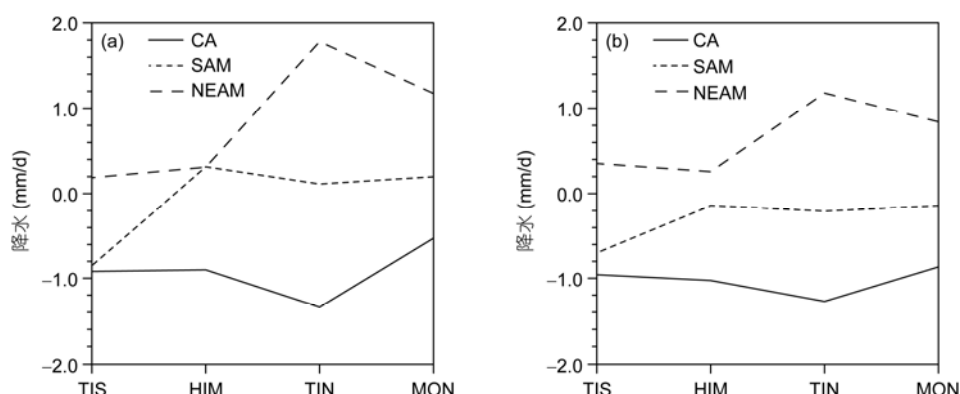


图7 不同数值试验模拟的相对 NTP 区域平均降水变化(mm/d)

(a) 夏季; (b) 全年

效应进行了对比分析,与以往数值模拟研究相比,均发现构造隆升对区域气候有重要影响,本文进一步肯定了高原隆升有利于东亚季风气候的发展和中亚内陆干旱加剧,但同时发现影响程度与构造隆升区域有直接联系,且各主要子区域隆升的气候效应存在较大差异,这是以往将地形整体高度按比例进行处理的数值试验所不能直接发现的.且由于以往数值试验设计的理想化,所得结论可能需要更多研究给予验证^[32].如以往研究显示,在高原高度低于60%的情况下,来自印度洋的西南气流随着地形隆起逐渐增强,而在高原高度高于60%的情况下,来自太平洋的副热带信风加强并为亚洲大陆带来更多水分,所以青藏高原高度达到现在高度的60%被认为是东亚夏季风系统出现或发展的重要阶段^[18].而本试验结果显示南亚夏季风环流的显著增强是由喜马拉雅山隆升导致的,而东亚夏季风环流的显著增强归因于青藏高原北部的隆起.在喜马拉雅-青藏高原不同构造子区域隆升时间存在很大差异的情况下,将亚洲夏季风各子系统的增强原因归结于不同子区域的隆起可能更接近于地质历史情况.

3.2 亚洲季风演变历史与喜马拉雅-青藏高原阶段性隆升

东亚季风系统的起源问题研究历时已久,但至今对于何时东亚季风建立尚存在争议.一种观点认为东亚季风始于晚中新世后期约8~7 Ma^[33~35].研究表明,在中中新世晚期之前,东亚地区为普遍湿润环境,而中中新世晚期之后到晚中新世前期被中纬度干旱带所取代,而中国北方变的更为湿润是从8~7 Ma开始,与风成红黏土的堆积时间相一致^[33];另一种观点认为东亚季风开始更早,出现在渐新世/中新世之交^[36~40].青藏高原中部及南部可能在中新世之前已经隆起并达到一定高度^[5,6],其隆起和渐新世/中新世之交发生的气候事件相联系^[41].本文模拟结果显示,青藏高原中南部隆起可使NEAM夏季及全年降水出现增加,高原中南部隆起后,模拟结果显示此时东亚气候已经是“季风系”气候,与地质记录定性一致^[41].但此时东亚北部季风区范围有限,随着喜马拉雅-青藏高原阶段隆升,东亚北部地区季风范围不断扩大(图6).8~7 Ma风成红黏土的堆积时间可能对应着青藏高原北部隆起的最早时间,模拟结果显示青藏高原北部隆起对NEAM夏季和全年降水增加均

有显著影响,且青藏高原北部隆起后东亚北部季风区范围已与现在较为一致,可见青藏高原北部隆升对东亚北部季风气候的形成具有重要作用,也成为研究晚中新世和中上新世东亚气候变化的关键因素^[42,43].所以,从本文试验结果来看,在东亚季风系统起源争论的两个重要时段,东亚气候变化可能均与青藏高原的阶段性隆升存在密切联系.由于本文没有考虑副特提斯海退缩^[44]、海陆分布变化^[45~47]等其他因素,不能对东亚季风起源问题给予更深入讨论.

喜马拉雅地区可能在上新世之前已经隆起到相当高度^[8,9],其隆升气候效应可能对应于地质记录中指示的10~8 Ma左右气候事件^[16].Quade等人^[48]研究指出北巴基斯坦地区成土碳酸盐中碳氧同位素在10~6 Ma间发生了突变;Garzzone等人^[49]研究显示~11 Ma开始沿着喜马拉雅地区草地扩展并取代森林;印度北部沉积结构改变也显示洪水在~10 Ma增加明显,可能和季风强降水增加有密切关系^[50].此外,西阿拉伯海地区深海钻探显示,浮游有孔虫含量在~10 Ma出现显著增加^[16].以上诸多证据指示了~10 Ma南亚气候发生转变,可能暗示了此时南亚季风的开始出现或显著增强^[16].本文模拟结果显示,此时SAM区降水有了显著增加,且阿拉伯海北部西风也显著增强,表明此时南亚夏季风增强显著,且青藏高原后续隆升对此区域降水整体影响较小.模拟结果与地质记录的定性一致^[16]也指示了喜马拉雅山隆起对南亚夏季风气候演变发展具有重要影响.

通过对西昆仑山叶城地区4.5 km的磁性地层学研究认为青藏高原西北地区主要隆升期开始于4.5 Ma^[10].祁连山5.3 Ma开始隆起^[11],且在~3.6 Ma后开始整体快速隆升^[12].Sun等人^[13]使用北昆仑山生长地层构造证据研究发现,晚新生代区域构造变形发生在5.3 Ma,以上证据均显示青藏高原北部隆升主要发生在晚中新世和上新世.其隆升气候效应可能体现在了~3.6 Ma气候事件上.An等人^[16]根据中国风尘堆积及印度洋和北太平洋的大洋沉积记录研究认为约3.6~2.6 Ma东亚夏季风持续增强,且亚洲内陆干旱程度加剧.Zheng等人^[51]研究发现~3.6 Ma中亚干旱加剧,且东亚季风增强,认为与此时青藏高原的快速隆升有密切关系.此外,南海深海记录中的地球化学、微体古生物和孢子花粉等多项指标也揭示出东亚季风在~3.2 Ma具有重要演变事件^[52].本文模拟结果

显示青藏高原北部隆升使得东亚夏季风增强,且 CA 区降水出现减少,与地质记录定性一致^[53],指示了青藏高原北部隆升对东亚季风气候演变具有重要影响。值得注意的是,蒙古高原的隆起造成 CA 区降水的增多,表明 CA 区降水变化与隆升区域相联系,且多次构造隆升并非均造成 CA 区的干旱加剧。

3.3 数值模拟不确定性

首先,本研究探讨喜马拉雅-青藏高原阶段隆升对亚洲夏季气候变化的影响,这种阶段隆升模式本身尚需要更多地质证据的支持,通过敏感性试验加

强对喜马拉雅-青藏高原不同子区域隆升气候效应的理解是本文的主要目的,为了减少模拟结果模式依赖性,本文模拟结果还需要更多模式模拟结果的验证支持;其次,本文对隆升地形之外的边界条件均取现在值,且地球轨道参数和温室气体等要素固定不变,而实际上这些都是变化的;本文也未考虑副特提斯海退缩等其他因素的影响,本文做法有益于孤立并深入认识构造隆升产生的气候效应;最后,海洋、植被等气候系统组件对高原阶段隆升的响应也有待进一步确定,对于这些因素的影响我们将在下一步工作中进行评估。

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: 1569–1574
- 2 汪品先. 全球季风的地质演变. 科学通报, 2009, 54: 535–556
- 3 Molnar P, Boos W R, Battisti D S. Orographic controls on climate and paleoclimate of Asia: Thermal and mechanical roles for the Tibetan Plateau. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2010, 38: 77–102
- 4 Tapponnier P, Xu Z, Françoise R, et al. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 2001, 294: 1671–1677
- 5 Coleman M, Hodges K. Evidence for Tibetan plateau uplift before 14 Myr ago from a new minimum age for east-west extension. *Nature*, 1995, 374: 49–52
- 6 Wang C S, Zhao X, Liu Z, et al. Constraints on the early uplift history of the Tibetan Plateau. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2008, 105: 4987–4992
- 7 France-Lanord C, Sheppard S M F, Le-Fort P. Hydrogen and oxygen isotope variations in the high Himalaya peraluminous Manaslu leucogranite: Evidence for heterogeneous sedimentary source. *Geochim Cosmochim Acta*, 1988, 52: 513–526
- 8 Garzione C N, Quade J, Decelles P G, et al. Predicting paleoelevation of Tibet and the Himalaya from $\delta^{18}\text{O}$ vs. altitude gradients in meteoric water across the Nepal Himalaya. *Earth Planet Sci Lett*, 2000, 183: 215–229
- 9 Rowley D B, Pierrehumbert R T, Currie B S. A new approach to stable isotope-based paleoaltimetry: Implications for paleoaltimetry and paleohypsometry of the high Himalaya since the late Miocene. *Earth Planet Sci Lett*, 2001, 188: 253–268
- 10 Zheng H B, Powell C M, An Z S. Pliocene uplift of the northern Tibetan Plateau. *Geology*, 2000, 28: 715–718
- 11 Métivier F, Gaudemer Y, Tapponnier P, et al. Northeastward growth of the Tibet Plateau deduced from balanced reconstruction of two depositional areas: The Qaidam and Hexi Corridor basins, China. *Tectonics*, 1998, 17: 823–842
- 12 方小敏, 赵志军, 李吉均, 等. 祁连山北缘老君庙背斜晚新生代磁性地层与高原北部隆升. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34: 97–106
- 13 Sun J M, Zhang L Y, Deng C L, et al. Evidence for enhanced aridity in the Tarim Basin of China since 5.3 Ma. *Quat Sci Rev*, 2008, 27: 1012–1023
- 14 傅开道, 高军平, 方小敏, 等. 祁连山区中西段沉积物粒径和青藏高原隆升关系模型. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2001, 31(Suppl): 169–174
- 15 Wang Y, Wang X, Xu Y, et al. Stable isotopes in fossil mammals, fish and shells from Kunlun Pass Basin, Tibetan Plateau: Paleo-climatic and paleo-elevation implications. *Earth Planet Sci Lett*, 2008, 270: 73–85
- 16 An Z S, Kutzbach J E, Prell W L, et al. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan Plateau since late Miocene times. *Nature*, 2001, 411: 62–66
- 17 Liu X D, Yin Z Y. Sensitivity of East Asian monsoon climate to the uplift of the Tibetan Plateau. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2002, 183: 223–245
- 18 Kitoh A. Effects of mountain uplift on East Asian summer climate investigated by a coupled atmosphere-ocean GCM. *J Clim*, 2004, 17: 783–802
- 19 Liu X D, Yin Z Y. Forms of the Tibetan Plateau uplift and regional differences of the Asian monsoon-arid environmental evolution—A modeling perspective. *J Earth Environ*, 2011, 2: 401–416
- 20 Abe M, Yasunari T, Kitoh A. Effects of large-scale orography on the coupled atmosphere-ocean system in the tropical Indian and Pacific Oceans in boreal summer. *J Meteorol Soc Jpn*, 2004, 82: 745–759
- 21 Jiang D, Ding Z L, Helge D, et al. Sensitivity of East Asian climate to the progressive uplift and expansion of the Tibetan Plateau under the mid-Pliocene boundary conditions. *Adv Atmos Sci*, 2008, 25: 709–722

- 22 Chakraborty A, Nanjundiah R S, Srinivasan J. Role of Asian and African orography in Indian summer monsoon. *Geophys Res Lett*, 2002, 29: 1989, doi: 10.1029/2002GL015522
- 23 张冉, 刘晓东. 上新世以来构造隆升对亚洲夏季风气候变化的影响. *地球物理学报*, 2010, 53: 2817–2828
- 24 Boos W R, Kuang Z M. Dominant control of the South Asian monsoon by orographic insulation versus plateau heating. *Nature*, 2010, 463: 218–222
- 25 Gent P R, Danabasoglu G, Donner L J, et al. The community climate system model version 4. *J Clim*, 2011, 24: 4973–4991
- 26 Lawrence D M, Oleson K W, Flanner M G, et al. The CCSM4 land simulations, 1850–2005: Assessment of surface climate and new capabilities. *J Clim*, 2011, 25: 2240–2260
- 27 Xie P P, Arkin P A. Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model predictions. *J Clim*, 1996, 9: 840–858
- 28 Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. NCEP–DOE AMIP- II Reanalysis (R-2). *Bull Amer Meteorol Soc*, 2002, 83: 1631–1643
- 29 田芝平, 姜大膀, 张冉, 等. CCSM4.0 的长期积分试验及其对东亚和中国气候模拟的评估. *大气科学*, 2012, 36: 619–632
- 30 Lin J L, Weickman K M, Kiladis G N, et al. Subseasonal variability associated with Asian summer monsoon simulated by 14 IPCC AR4 coupled GCMs. *J Clim*, 2008, 21: 4541–4567
- 31 Zhang S P, Wang B. Global summer monsoon rainy seasons. *Int J Climatol*, 2008, 28: 1563–1578
- 32 Lunt D J, Flecker R, Clift P D. The impacts of Tibetan uplift on palaeoclimate proxies. In: Clift P D, Tada R, Zheng H, eds. *Monsoon Evolution and Tectonics-Climate Linkage in Asia*. *Geol Soc London Spec Pub*, 2010, 342: 279–291
- 33 Ding Z L, Xiong S F, Sun J M, et al. Pedostratigraphy and paleomagnetism of a ~ 7.0 Ma eolian loess-red clay sequence at Lingtai, Loess Plateau, north-central China and the implications for paleomonsoon evolution. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1999, 152: 49–66
- 34 Liu L P, Eronen J T, Fortelius M. Significant mid-latitude aridity in the middle Miocene of East Asia. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2009, 279: 201–206
- 35 Fortelius M, Eronen J, Jernvall J, et al. Fossil mammals resolve regional patterns of Eurasian climate change over 20 million years. *Evol Ecol Res*, 2002, 4: 1005–1016
- 36 Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, et al. Onset of Asian desertifications by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. *Nature*, 2002, 416: 159–163
- 37 Sun J M, Ye J, Wu W Y, et al. Late Oligocene-Miocene mid-latitude aridification and wind patterns in the Asian interior. *Geology*, 2010, 38: 515–518
- 38 强小科, 安芷生, 宋友桂, 等. 晚渐新世以来中国黄土高原风成红黏土序列的发现: 亚洲内陆干旱化起源的新记录. *中国科学: 地球科学*, 2010, 40: 1469–1488
- 39 Sun X, Wang P. How old is the Asian monsoon system? — Palaeobotanical records from China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2005, 222: 181–222
- 40 施雅风, 汤懋苍, 马玉贞. 青藏高原二期隆升与亚洲季风孕育关系探讨. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1998, 28: 263–271
- 41 Guo Z T, Sun B, Zhang Z S, et al. A major reorganization of Asian climate by the early Miocene. *Clim Past*, 2008, 4: 153–174
- 42 Tang H, Micheels A, Eronen J, et al. Regional climate model experiments to investigate the Asian monsoon in the Late Miocene. *Clim Past*, 2011, 7: 847–868
- 43 Shi Z, Liu X, An Z, et al. Simulated variations of eolian dust from inner Asian deserts at the mid-Pliocene, last glacial maximum, and present day: Contributions from the regional tectonic uplift and global climate change. *Clim Dyn*, 2011, 37: 2289–2301
- 44 Zhang Z S, Wang H, Guo Z, et al. What triggers the transition of palaeoenvironmental patterns in China, the Tibetan Plateau uplift or the Paratethys Sea retreat? *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2007, 245: 317–331
- 45 陈隆勋, 刘骥平, 周秀骥, 等. 青藏高原隆起及海陆分布变化对亚洲大陆气候的影响. *第四纪研究*, 1999, 4: 314–329
- 46 俞永强, 周祖翼, 张学洪. 印度尼西亚海道关闭对气候的影响: 一个数值模拟研究. *科学通报*, 2003, 48: 60–64
- 47 周波涛, 赵平, 翦知潜, 等. 澳大利亚板块漂移对南半球气候与环境影响的数值模拟. *科学通报*, 2005, 50: 904–911
- 48 Quade J, Cerling T E, Bowman J R. Development of Asian monsoon revealed by marked ecological shift during the latest Miocene in northern Pakistan. *Nature*, 1989, 342: 163–166
- 49 Garzione C N, DeCelles P G, Hodkinson D G, et al. East-west extension and Miocene environmental change in the southern Tibetan plateau: Thakkhola graben, central Nepal. *Geol Soc Am Bull*, 2003, 115: 3–20
- 50 Nakayama K, Ulak P D. Evolution of fluvial style in the Siwalik Group in the foothills of the Nepal Himalaya. *Sediment Geol*, 1999, 125: 205–224
- 51 Zheng H B, Powell C M, Rea D K, et al. Late Miocene and mid-Pliocene enhancement of the East Asian monsoon as viewed from the land and sea. *Glob Planet Change*, 2004, 41: 147–155
- 52 汪品先, 翦知潜, 赵泉鸿, 等. 南海演变与季风历史的深海证据. *科学通报*, 2003, 48: 2228–2239
- 53 安芷生, 张培震, 王二七, 等. 中新世以来我国季风-干旱环境演化与青藏高原的生长. *第四纪研究*, 2006, 26: 678–693