专题:季风与环境 论 文 www.scichina.com csb.scichina.com



古东亚冬季风和夏季风反位相变化吗?

周波涛 . 赵平

国家气候中心,北京 100081; 国家气象信息中心,北京 100081 E-mail: zhoubt@cma.gov.cn

2009-06-25 收稿, 2009-08-03 接受 国家重点基础研究发展计划资助项目(编号: 2007CB815901, 2009CB421407)

摘要 古东亚冬季风和夏季风之间的关系是当前科学界争论的一个焦点. 一些学者认为东亚 冬季风与夏季风之间存在负位相变化关系,而另外一些学者对此却持否定态度.为此,以 CCSM3 模式模拟的末次盛冰期(LGM)和全新世大暖期(MH)两个典型气候为例, 从古气候数值 模拟角度对东亚冬、夏季风的关系进行了初步探讨. 结果表明, 与当今气候相比, LGM 时期, 冬季阿留申低压加深,东亚冬季风偏强;夏季太平洋高压减弱,东亚夏季风偏弱. MH 时期,冬 季阿留申低压和亚洲大陆高压加强、东亚冬季风偏强、夏季亚洲大陆低压和太平洋高压加强、 东亚夏季风偏强.因此,东亚冬季风与夏季风的关系并非总是负相关对应,不同特征时期,东 亚冬、夏季风之间的关系可能不同. 在全球偏冷时期二者具有反位相关系, 而在全球偏暖时期 二者具有同位相关系,至少从目前的数值模拟结果来看是这样的.

关键词 东亚冬季风 东亚夏季风 末次盛冰期 全新世大暖期 数值模拟

典型季风通常具有低层风的季节变化(特别是风 向的转变)和明显的干湿季交替特征. 在东亚副热带 地区,冬季风表现为干冷的西北风或东北风,而夏季 风表现为暖湿的西南风或东南风[1~4].

近来, Yancheva 等人^[5]通过对中国雷州半岛湖光 岩玛珥湖的沉积物分析得出,在过去 16000 年里有 3 个时期冬季风很强, 而夏季风很弱. 因此, 他们提出 了东亚冬季风、夏季风强度反相关变化之说,并在此 基础上研究了气候变化与人类文明发展和衰落的联 系,得出气候干旱导致唐朝灭亡的结论.理由在于: 公元 700~900 年间冬季风加强, 根据东亚冬、夏季风 的反相关关系可推知,此时中国夏季降雨量减少,因 而出现干旱, 而连年干旱造成谷物欠收, 激起农民起 义,最终导致唐朝于公元 907 年灭亡. 该研究结果于 2007年1月在 Nature 上发表.

随后, Zhang 等人⁶⁰在 Nature 上撰文对东亚冬、

夏季风反相关变化之说进行了反驳,并否认唐朝灭 亡于气候干旱的论断. 他们通过史料分析指出: 中国 在公元 700~900 年间, 90%的严寒冬季(即冬季风强) 对应夏季多雨. 唐代后期的 2 个强冬季风时段(公元 810~840和880~900年)皆对应夏季多雨,而弱冬季风 时段(公元 850~870 年)对应夏季少雨,这说明寒冬-湿夏的对应关系是唐朝后半期的气候特点. 研究还 指出, 公元 700~900 年间气候并非长期干旱或总体上 趋向于干旱, 而是呈现干期与湿期的交替变化. 其中, 公元 711~770 和 811~1050 年是湿期, 公元 771~810 年是干期. 唐朝灭亡前的最后 30 年正是处于多雨时 段而不是干旱时段.因此, Yancheva 等人⁵⁵关于夏季 降雨量减少的推论和掌握的中国历史气候实况相矛盾.

Yancheva 等人^[5]和 Zhang 等人^[6]争论的焦点在 Nature 上归结为东亚冬季风、夏季风的关系. 那么, 古东亚冬季风和夏季风之间到底存在什么样的关系,

引用格式:周波涛,赵平.古东亚冬季风和夏季风反位相变化吗?科学通报,2009,54:3136~3143 Zhou B T, Zhao P. Inverse correlation between ancient winter and summer monsoons in East Asia? Chinese Sci Bull, 2009, 54: 3760-3767, doi: 10.1007/ \$11434-009-0583-7

是否真的是东亚冬季风偏强, 东亚夏季风就偏弱或 者偏强?

数值模拟是研究古气候大气环流和气候变化 机理的重要工具.国际上组织了古气候模拟比较计 划(PMIP),广泛利用数值模式对古气候进行模拟. 由于末次盛冰期(21 ka BP, LGM)和全新世中期(6 ka BP, MH)是距今最近的有着巨大冷暖反差的典型 气候时期,因此这两个时段倍受关注.有学者对这 两个典型特征时期做了不少的模拟,揭示出 LGM 时期中国大陆表面气温降低,东部地区降水显著减 少^[7-12];MH 时期夏季中国大陆较现在温暖湿润^[13-18]. 不过,这些模拟大都借助于大气环流模式和区域气 候模式.目前,PMIP已进展到第二阶段试验(PMIP2), 即利用更加完善的海洋-大气耦合模式对LGM和MH 气候进行模拟^[19].本文尝试利用 PMIP2 中海洋-大气 耦合模式对LGM 和 MH 的模拟结果,从数值模拟视 角探讨这两个特征时期东亚冬季风、夏季风的关系.

1 结果分析

本文所用数据为美国 NCAR 的 CCSM3 气候系统 模式对 LGM, MH 和当代(PD)气候的模拟结果. 这里 CCSM3 模式是一个全球海洋-大气耦合模式, 其中, 大气部分为 NCAR 的 CAM3 模式, 水平分辨率为 2.8°×2.8°, 垂直层共为 26 层; 海洋部分是 NCAR 的 POP 模式, 水平分辨率为 1.0°×1.0°, 垂直层共为 40 层^[20]. 在 LGM, MH 和 PD 气候模拟试验中, 分别采 用 PMIP2 规定的地球轨道参数和温室气体浓度, 具 体数值见表 1, 也可参见 http://www-lsce.cea.fr/pmip2. LGM 时期全球冰盖和海陆分布来自 ICE-5G^[21]重建 资料, MH 时期则与当代一样.本文采用的数据即为 PMIP2 (http://www-lsce.cea.fr/pmip2) 提供的 CCSM3

表1 LGM, MH 和 PD 的边界条件

时间	地球轨道参数		
	偏心率	黄赤交角	岁差
PD	0.016724	23.446°	102.04°
MH	0.018682	24.105°	0.87°
LGM	0.018994	22.949°	114.42°
时间		温室气体浓度	
时间	CO ₂ /ppm	温室气体浓度 N ₂ O/ppb	CH ₄ /ppb
时间 PD	CO ₂ /ppm 280	温室气体浓度 N ₂ O/ppb 270	CH₄/ppb 760
时间 PD MH	CO ₂ /ppm 280 280	温室气体浓度 N ₂ O/ppb 270 270	CH ₄ /ppb 760 650

稳定积分 100 年的模拟结果.模式模拟结果表明, CCSM3 模式能够捕捉到 LGM 和 MH 时期显著的全 球气候特征^[22].由于本文主要探讨东亚季风的变化, 所以随后仅分析了冬季和夏季东亚区域的大气环流 和气候特征.

1.1 大气环流

大尺度海陆热力差异是东亚季风形成的主要原 因^[23,24],而海平面气压(SLP)的变化在很大程度上可 以反映下垫面的热力状况^[25-27].图 1(a)和(c)分别给 出了 LGM 和 MH 模拟的冬季 SLP 同 PD 模拟的差值. 由图 1 可见, LGM 与 PD 的差异主要表现为:北太平 洋是显著的 SLP 负异常;在 50°N 以南的亚洲区域, 西部为 SLP 负异常,东部为 SLP 正异常(图 1(a)). MH 与 PD 的主要差异体现在北太平洋为 SLP 负异常,亚 洲大陆为 SLP 正异常(图 1(c)).通过分析 PD 气候平 均场可以看到,与东亚冬季风相联系的低层大气环 流系统主要是北太平洋低压系统(即阿留申低压)和 亚洲大陆高压系统(即西伯利亚高压).因此, SLP 上 的这种差异说明 LGM 冬季阿留申低压加深, MH 冬 季阿留申低压和亚洲大陆高压较现在同时加强.

为进一步分析东亚季风强度的变化,我们选取 (80°~140°E)和(150°E~150°W)两个区域平均的 SLP 差值(Δ SLP)作为季风强度指标来指示海陆热力差异. 图 2(a)显示, 对于当今气候而言(PD 模拟结果), 冬季 △ SLP 在 20°N 以北为正值, 陆地 SLP 高于海洋 SLP, 气压梯度力由大陆指向海洋. △ SLP 正值越大, 表明 海陆热力差异引起的东亚冬季风越强. LGM 与 PD 的 Δ SLP 差异在 20°N 以北为正值, 说明 LGM 冬季海陆 热力差异比 PD 时的偏大. MH 冬季 △ SLP 的变化与 LGM 相类似.因此,与现代相比,LGM 和 MH 冬季海 陆间纬向气压梯度力加强,有助于东亚沿岸盛行异 常偏北风. 这可从纬向平均的 850 hPa 经向风变化(图 3(a))得到证实. PD 模拟结果显示, 东亚冬季风期间, 30°N 以北盛行偏北气流. 在该区域里 LGM 和 MH 同 PD的经向风差值以负异常为主,揭示LGM和MH冬 季北风强于现在, 东亚冬季风因而偏强.

图 1(b)是 LGM 和 PD 模拟的夏季 SLP 差值分布. 如图所示,北太平洋和东亚区域均为显著的 SLP 负 异常.不过,北太平洋上的 SLP 变化幅度明显比东亚 大陆上的要大.图 1(d)为 MH 和 PD 模拟的夏季 SLP 差值分布.北太平洋 SLP 正异常和亚洲大陆 SLP 负



异常在图中体现的非常清楚.由于东亚夏季风低层 大气环流系统主要为太平洋上的高压系统和亚洲大 陆上的低压系统,所以图 1(b)和(d)中的 SLP 差异分 布意味着 LGM 夏季太平洋高压减弱,大陆热低压加 强; MH 夏季太平洋高压和大陆热低压均加强.

同样,我们也给出了(80°~140°E)和(150°E~ 150°W)区域平均的夏季 SLP 差值随纬度的变化(图 2(b)). PD 模拟结果显示夏季 Δ SLP 为负值,海洋 SLP 高于陆地 SLP,气压梯度力由海洋指向大陆. Δ SLP 负值越大,表明海陆热力差异引起的东亚夏季风越 强.由于 MH 与 PD 间的 Δ SLP 差值为负,因此,MH 夏季海陆间的纬向气压梯度力加大,有助于东亚沿 岸盛行异常的偏南风.相反,LGM 与 PD 的 Δ SLP 差 值为正,LGM 夏季海陆间的纬向气压梯度力减弱,造 成东亚沿岸出现异常的偏北风.从图 3(b)也可看到, 东亚区域 MH 与 PD 的经向风差值为正异常,而LGM 与 PD 的经向风差值为负异常.由于夏季风期间东亚 盛行偏南气流(PD 模拟结果),因此,MH 夏季南风加 强,对应强的东亚夏季风;LGM 夏季南风减弱,对应 弱的东亚夏季风.

1.2 温度和降水

图 4(a)和(b)分别为 LGM 与 PD 模拟的冬、夏季 表面气温差异. 冬季(图 4(a)), 欧亚大陆为显著的负 异常, LGM 气候比现在偏冷, 降温幅度呈现从极地向 赤道递减的分布规律. 50°N 以南的北太平洋区域温 度也较现在偏低. 不过, 堪察加半岛东部到阿拉斯加 一带为小范围的增温, 变暖中心位于阿拉斯加和白 令海附近. 夏季表面气温异常分布特征(图 4(b))与冬 季基本类似. 除 50°N 以北的北太平洋区域升温外, 其余地区均出现显著的降温.

MH 时期地球轨道参数与 PD 存在较大差异(表 1),这种差异对太阳辐射的季节和纬度分布具有较大 影响,它可导致北(南)半球入射太阳辐射季节性增强 (减弱)^[28].正是这种辐射差异造成 MH 时期气温与现 在明显不同.冬季,北半球太阳辐射负异常导致 MH 时期亚洲大陆和 45°N 以南的太平洋区域气温显著降 低(图 4(c)).夏季,北半球太阳辐射正异常使得 MH 时期北半球中高纬大陆明显增暖;北太平洋北部的



同图 1, 但为表面气温差异, 单位:℃

表面气温也升高,但升温幅度较大陆偏低(图 4(d)).

同气温变化一样, LGM 和 MH 时期的降水也与 当今气候存在显著差异.图 5(a)和(b)分别是 LGM 同 PD 模拟的冬季和夏季降水差异.冬季,亚洲大陆和 太平洋中高纬地区的降水差值均为负值, LGM 降水 比现在偏少(图 5(a));夏季,亚洲区域同样为显著的 负异常, LGM 气候较现在干燥.在太平洋区域,从赤 道向极地方向的降水差值呈"+,-,+,-"型分布(图 5(b)).图 5(c)和(d)分别为 MH 和 PD 模拟的冬季和夏 季降水差异分布.由图 5 可见,东亚区域降水差值在 冬季表现为显著的负异常(图 5(c)),而在夏季表现为 显著的正异常(图 5(d)),揭示 MH 时期冬季比现在干燥,而夏季则比现在湿润.

图 6 和 7 进一步给出了 LGM 和 MH 模拟的我国 东部 110°~120°E 纬向平均的气温和降水同 PD 模拟 的差异随时间和纬度的变化.无论是气温还是降水, LGM 与 PD 的差值全年几乎都为负异常(图 6),而 MH 与 PD 的差异在冬半年为负异常,到夏半年则转为正 异常(图 7).因此,与当今东亚气候相比,LGM 时期 冬季和夏季气候均偏冷偏干, MH 时期冬季气候偏冷 偏干, 夏季气候偏暖偏湿.由于东亚冬季风和夏季风 分别以冷干气候和暖湿气候为主要特征^[23],所以上 述这种差异同样指示: LGM 时期东亚冬季风比现在 强,东亚夏季风比现在弱; MH 时期东亚冬季风、夏 季风均比现在强.

2 结论和讨论

本文以 CCSM3 模拟结果为例, 针对 LGM 和 MH 两个典型特征时期, 从古气候模拟视角初步探讨了 古东亚冬季风和夏季风的关系.结果表明:与现在气 候相比, LGM 冬季阿留申低压加深,由大陆指向海洋 的纬向气压梯度力加大,造成东亚沿岸的北风加强, 东亚冬季风因而偏强,对应冷干气候特征. LGM 夏季 太平洋高压减弱,大陆热低压增强.由于太平洋高压 减弱幅度比大陆热低压增强幅度要大,所以最终导 致由海洋指向陆地的纬向气压梯度力减弱,造成东 亚沿岸的南风变弱,东亚夏季风因而偏弱,对应冷干 气候特征. MH 冬季阿留申低压和亚洲大陆高压较现



同图 1, 但为降水差异, 单位: mm/d



同图 6, 但为 MH 与 PD 的差异(MH-PD)

在同时加强,加大了由大陆指向海洋的纬向气压梯 度力,东亚沿岸的北风得以增强,东亚冬季风因而偏 强,对应冷干气候特征.MH 夏季太平洋高压和大陆 热低压也较现在强盛,加大了由海洋指向大陆的纬 向气压梯度力,导致东亚沿岸的南风增强,东亚夏季 风因而偏强,对应暖湿气候特征.

同时,我们还考证了 PMIP2 中对 LGM 和 MH 均作 了模拟的其他耦合模式结果,这些模式为 MIROC3.2, IPSL-CM4-V1-MR 和 FGOALS-1.0g. 对 LGM 而言, 尽管 3 个模式模拟的变化幅度有所差异, 但都揭示冬 季阿留申低压显著加强,指示强的冬季风;夏季太平 洋高压减弱, 东亚区域盛行的南风减弱, 降水减少, 指示弱的夏季风^[29]. 对 MH 而言, IPSL-CM4-V1-MR 和 FGOALS-1.0g 模拟结果显示,冬季海陆间的纬向气 压梯度力加大,东亚冬季风加强.不过, MIROC3.2 模拟的冬季海陆热力差异变化不明显. 夏季, 3 个模 式均模拟出大陆热低压和太平洋高压加强, 东亚夏季 风因而偏强(图略). Zhao 等人^[30]还分析了7个耦合模式 (CSM1.2, UKMO/HADCM2, IPSL-CM1, MRI-CGCM1, ECHAM3/LSG, ECBILT, FOAM)的集合结果, 同样 揭示出 MH 时期东亚区域冬季为干冷气候, 夏季为暖 湿气候.

因此, 从数值模拟角度来看, LGM 时期强的东亚 冬季风对应弱的东亚夏季风, MH 时期强的东亚冬季 风对应强的东亚夏季风. Jiang 等人^[31]还对中上新世 气候进行了模拟,发现东亚冬季风和东亚夏季风均 弱于现在. 所以, 东亚冬季风与夏季风并非总是维持 着同一种对应关系,强的东亚冬季风并不是始终对 应着弱的或者强的东亚夏季风.在不同的特征时期, 东亚冬夏季风之间的关系可能会不同,在全球偏冷 时期二者具有相反的关系, 而在全球偏暖时期二者 具有同步的关系,至少从目前的数值模拟结果来看 是这样的. 当然, 在其他一些冷和暖的特征时期, 东 亚冬夏季风强度之间的联系是否还如此有待进一步 研究. 此外, 大量古气候记录揭示 MH 东亚夏季风偏 强^[32~35],这和模式模拟结果相一致. 与 MH 夏季风信 息相比,从地质记录中提取的用于指示 MH 冬季风信 息的古气候代用指标相对缺乏. 而且, 不同代用指标 反映的东亚冬季风强度有所差异. 如泥炭沉积物和 湖光岩玛珥的孢粉记录揭示 MH 冬季风增强, 气温下 降^[36,37]. 而 Yu 等人^[38]通过对古植被的研究却得到相 反的结论.因此, MH 东亚冬季风的强弱仍然是古气 候记录重建中需要进一步研究的重要科学问题.本 文从数值模拟角度揭示的 MH 冬季风加强对该项研 究具有一定的借鉴意义.不过,数值模拟仅考虑了太 阳辐射和海洋对 MH 东亚季风气候的影响.研究表明, 如植被、土壤和青藏高原冰雪等一些因子在 MH 东亚 季风气候变化中也起着很重要的作用^[14,17,39].因此,要 全面真实地的反映 MH 东亚季风区气候变化,还有待 于在地质学和古气候模拟方面作更多的努力和研究.

致谢 感谢审稿专家的宝贵意见. PMIP2 工作组为本文提供了模式资料,张仲石博士提供了地质资料信息,作者在此一 并致谢.

参考文献

- 1. Flohn H. Large-scale aspects of the "summer monsoon" in South and East Asia. J Meteorol Soc Jpn, 1957, 75: 180-186
- 2. Murakami T, Matsumoto J. Summer monsoon over the Asian continent and western North Pacific. J Meteorol Soc Jpn, 1994, 72: 719-745
- 3. Zhao P, Zhang R H, Liu J P, et al. Onset of southwesterly wind over eastern China and associated atmospheric circulation and rainfall. Clim Dyn, 2007, 28: 797—811[DOI]
- 4. 赵平,周秀骥,陈隆勋,等. 中国东部——西太平洋副热带季风和降水的气候特征及成因分析. 气象学报,2008,6:940-954
- 5. Yancheva G, Nowaczyk N R, Mingram J, et al. Influence of the intertropical convergence zone on the East Asian monsoon. Nature, 2007, 445: 74–77[DOI]
- 6. Zhang D E, Lu L H. Anti-correlation of summer/winter monsoons? Nature, 2007, 450: doi: 10.1038/nature06338
- 7. 于革,陈星,刘健,等. 末次盛冰期东亚气候的模拟和诊断初探. 科学通报, 2000, 45: 2153-2159
- 8. Liu J, Yu G, Chen X. Paleoclimate simulation of 21 ka for the Tibetan Plateau and Eastern Asia. Clim Dyn, 2002, 19: 575–583[DOI]
- 9. 赵平, 陈隆勋, 周秀骥, 等. 末次盛冰期东亚气候的数值模拟. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33: 557-562
- 10. Jiang D B, Wang H J, Drange H, et al. Last glacial maximum over China: Sensitivities of climate to paleovegetation and Tibetan ice sheet. J Geophys Res, 2003, 108: 4102,[doi]
- 11. Ju L X, Wang H J, Jiang D B. Simulation of the Last Glacial Maximum climate over East Asia with a regional climate model nested in a general circulation model. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2007, 248: 376–390[DOI]
- 12. Jiang D B. Vegetation and soil feedbacks at the Last Glacial Maximum. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2008, 268: 39-46[DOI]
- 13. Wang H J. The seasonal climate and low frequency oscillation in the simulated mid-Holocene megathermal climate. Adv Atmos Sci, 2000, 17: 445—457[DOI]
- 14. Wang H J. The mid-Holocene climate simulated by a grid-point AGCM coupled with a biome model. Adv Atmos Sci, 2002, 19: 205-218
- 15. 陈星, 于革, 刘健. 东亚中全新世的气候模拟及其温度变化机制探讨. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2002, 32: 335-345
- 16. Wei J F, Wang H J. A possible role of solar radiation and ocean in the mid-Holocene East Asian monsoon climate. Adv Atmos Sci, 2004, 21: 1–12[DOI]
- 17. Jin L Y, Wang H J, Chen F H, et al. A possible impact of cooling over the Tibetan Plateau on the mid-Holocene East Asian monsoon climate. Adv Atmos Sci, 2006, 23: 543—550[DOI]
- 18. 周波涛, 赵平. 中全新世时期我国西南风气候季节演变的数值模拟结果分析. 第四纪研究, 2009, 29: 211-220
- Braconnot P, Otto-Bliesner B, Harrison S, et al. Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial Maximum. Part 1: Experiments and large-scale features. Clim Past, 2007, 3: 261–277
- 20. Collins W D, Bitz C M, Blackmonand M L, et al. The Community Climate System Model version 3 (CCSM3). J Clim, 2006, 19: 2122-2143[DOI]
- 21. Peltier W R. Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: The ICE-5G (VM2) model and GRACE. Annu Rev Earth Planet Sci, 2004, 32: 111-149[DOI]
- 22. Otto-Bliesner B L, Brady E C, Clauzet G, et al. Last Glacial Maximum and Holocene climate in CCSM3. J Clim, 2006, 19: 2526-2544[DOI]
- 23. 陈隆勋,朱乾根,罗会邦,等. 东亚冬季风. 北京: 气象出版社, 1991. 1-362
- 24. Ding Y H, Li C Y, Liu Y J. Overview of the South China Sea Monsoon Experiment (SCSMEX). Adv Atmos Sci, 2004, 21: 343-360[DOI]

- 25. 郭琪蕴. 东亚季风强度指数及其变化分析. 地理学报, 1983, 38: 207-216
- 26. 施能,朱乾根,吴彬贵. 近40 年东亚夏季风及中国夏季大尺度天气气候异常. 大气科学,1996,20:575-583
- 27. 赵平,周自江. 东亚副热带夏季风指数及其与降水的关系. 气象学报,2005,63:933-941
- 28. Berger A L. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. J Atmos Sci, 1978, 35: 2362-2367[DOI]
- 29. Yanase1 W, Abe-Ouchi A. The LGM surface climate and atmospheric circulation over East Asia and the North Pacific in the PMIP2 coupled model simulations. Clim Past, 2007, 3: 439-451
- 30. Zhao Y, Braconnot P, Marti O, et al. A multi-model analysis of the role of the ocean on the African and Indian monsoon during the mid-Holocene. Clim Dyn, 2005, 25: 777—800[DOI]
- 31. Jiang D B, Wang H J, Ding Z L, et al. Modeling the middle Pliocene climate with a global atmospheric general circulation model. J Geophys Res, 2005, 110: D14107, [doi]
- 32. 施雅风, 孔昭宸, 王苏民, 等. 中国全新世大暖期气候与环境的基本特征. 见: 施雅风, 孔昭宸, 主编. 中国全新世大暖期气候与环境. 北京: 海洋出版社, 1992. 1-18
- 33. Winkler M G, Wang P K. The late quanternary vegetation and climate of China. In: Wright H E, Kutzbach J E, Webb T, et al, eds. Global Climates Since the Last Glacial Maximum. London: University of Minnesota Press, 1993. 221—264
- 34. Yu G, Chen X, Ni J, et al. Palaeovegetation of China: A pollen data-based synthesis for the mid-Holocene and last glacial maximum. J Biogeogr, 2000, 27: 635—664[DOI]
- 35. Kohfeld K E, Harrison S P. How well can we simulate past climates? Evaluating the models using global palaeoenvironmental datasets. Quat Sci Rev, 2000, 19: 321—346[DOI]
- 36. 于学峰,周卫健, Franzen LG, 等. 青藏高原东部全新世冬夏季风变化的高分辨率泥炭记录. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2006, 36: 182—187
- 37. 王淑云, 吕厚远, 刘嘉麒, 等. 湖光岩玛珥湖高分辨率孢粉记录揭示的早全新世适宜期环境特征. 科学通报, 2007, 52: 1285—1291
- Yu G, Wang S M. Studies of the climatic dynamics for the mid-Holocene vegetation changes in China. Acta Micropalaeontol Sin, 2000, 17: 147–154
- 39. Wang H J. Role of vegetation and soil in the Holocene megathermal climate over China. J Geophys Res, 1999, 104: 9361-9367