中国科学: 地球科学 2019 年 第 49 卷 第 8 期: 1259 ~ 1268
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文 两万年来的中国气候与环境专题

末次冰盛期中国气候要素定量重建

吴海斌[1,2,3*], 李琴[1,4], 于严严[1], 孙爱芝[2], 林亚婷[1,3], 姜雯琪[1,3], 罗运利[5]

1. 新生代地质与环境重点实验室, 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;
2. 中国科学院生物演化与环境卓越创新中心, 北京 100044;
3. 中国科学院大学, 北京 100049;
4. 青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101;
5. 中国科学院植物研究所, 北京 100093
* E-mail: Haibin-wu@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2018-09-03; 收修改稿日期: 2019-01-10; 接受日期: 2019-02-13; 网络版发表日期: 2019-03-22
国家重点研发计划项目(编号: 2016YFA0600504)、国家自然科学基金项目(批准号: 41572165、41430531、41125011和41472319)和中国科学院战略性先导科技专项项目(编号: XDA05120700)资助

摘要 古气候定量化是古全球变化研究的核心目标之一. 重建末次冰盛期时段((18±2)ka^{14}C)气候变化特征, 对理解冰期-间冰期地球气候演化规律具有重要的意义. 以往古气候要素定量重建, 主要基于现代气候条件下孢粉-气候的统计学方法, 因难以有效区分过去气候季节性变化和大气CO_2浓度降低对植物生长的影响, 导致重建结果可能存在不确定性. 本研究基于植物生理过程、新一代古气候定量重建的植被反演方法, 考虑上述环境因子对植物生长的影响, 利用新完善的中国第四纪孢粉数据库, 重建了古气候的空间格局. 结果表明, 在末次冰盛期, 大气CO_2浓度降低对中国古气候要素重建结果影响不显著; 全国年均温比现在低约 (5.6±0.8)℃, 最冷月温度和最热月温度分别降低约(11.0±1.6)℃和(2.6±0.9)℃, 且中国南方降温幅度达到约(5.5±0.5)℃, 接近平均值的水平, 年均温变化主要归因于冬季温度的降低; 全国年降水量比现在低约(46.3±17.8)mm, 其中北方降水减少约(51.2±21.4)mm, 年降水变化主要源于夏季降水的减少. 与古气候模拟结果的对比揭示, 虽然现有模式能较好模拟年均气候模态, 但是在季节性变化上与重建结果还有较大的差距, 指示未来在提高古气候重建精度的同时需进一步加强古气候模式的季节性气候模拟能力.

关键词 古气候定量化, 植被反演方法, 生物群区化, 季节变化, CO_2浓度

1 引言

古气候要素的定量化一直是古气候学研究的关键领域之一, 在认识气候系统变化规律和降低未来气候预估的不确定性中发挥重要的作用(IPCC, 2013). 末次冰盛期((18±2)ka^{14}C, Last Glacial Maximum(LGM))是距今最近全球最冷、大气CO_2浓度最低的时段, 全球冰盖(尤其是北半球冰盖)大规模扩张, 陆地植被显著变化(CLIMAP Project Members, 1976; Bartlein等, 2011). 由于当时太阳辐射与现今相近, 而气候环境与现在迥异, 因此是研究地球气候系统对下垫面改变和大气CO_2浓度变化响应的典型时段, 也是古气候重建

中文引用格式: 吴海斌, 李琴, 于严严, 孙爱芝, 林亚婷, 姜雯琪, 罗运利. 2019. 末次冰盛期中国气候要素定量重建. 中国科学: 地球科学, 49: 1259–1268, doi: 10.1360/N072018-00093
英文引用格式: Wu H, Li Q, Yu Y, Sun A, Lin Y, Jiang W, Luo Y. 2019. Quantitative climatic reconstruction of the Last Glacial Maximum in China. Science China Earth Sciences, 62: 1269–1278, https://doi.org/10.1007/s11430-018-9338-3

© 2019 《中国科学》杂志社

和古气候模拟对比计划重点关注的特征时期(Joussaume和Taylor, 1999; Crucifix等, 2012; Kageyama等, 2017).

近半个世纪以来, 随着古气候定量化的加强, 国内外学者基于地质记录初步重建了区域/全球尺度上LGM的气候要素(CLIMAP Project Members, 1976; Farrera等, 1999; MARGO Project Members, 2009; Bartlein等, 2010), 并实现与古气候模拟结果的对比(Pinot等, 1999; Otto-Bliesner等, 2009; Braconnot等, 2012; Harrison等, 2015), 这些成果极大加深了我们对地球系统气候演化过程及其动力机制的认识. 然而, 由于地球气候系统对下垫面改变和大气CO_2浓度变化响应具有明显的空间差异, 以往陆地古气候要素定量化重建主要集中在欧洲和北美等区域(Peyron等, 1998; Webb等, 1998; Bartlein等, 2011, Izumi和Bartlein, 2016), 因此需大力加强其他区域气候要素的定量化重建, 以更好揭示LGM全球气候系统变化的规律.

中国地处东亚季风区, 气候变化的幅度和空间差异对理解东亚季风在冰期-间冰期上的演化历史具有重要意义. 在该方面, 中国学者已做了大量的工作, 取得了长足的进展. 通过花粉-气候转换函数(宋长青和孙湘君, 1997; Chen等, 2015)、响应面(孙湘君等, 1996)、现代最佳类比(郑卓和Guiot, 1999)等定量化方法, 重建了典型区域的古气候要素, 结果表明LGM全国年均降温相对现在约为8~10℃(Jiang等, 2011). 然而, 近年来生物标志物(如长链烯酮不饱和度U^{K}_{37}、四醚膜类脂物GDGTs)重建的降温幅度明显低于孢粉的结果, 如南方区域降温仅约3~5℃(Chu等, 2017; Wang等, 2017). 此外, 上述重建结果与古气候模式模拟结果之间也存在很大的差异, 模拟全国年均降温仅为约4.5℃(Jiang等, 2011; Tian和Jiang, 2016), 幅度比重建结果低的多.

对于上述分歧, 一方面, 需提升气候模式对古气候的模拟能力; 另一方面, 需加强古气候要素重建的可靠性. 近年来研究已显示: (1) 过去年均气候与季节性气候变化有很大的不同, 由于植物生长主要受控于生长季节的气候条件, 因此以往古气候重建可能指示的是季节性气候变化信息, 并非年均气候变化的结果(Liu等, 2014). (2) 过去气候变化区间并非与现在的完全一致, 基于现代气候-植被分布建立的统计关系无法有效重建出过去气候季节性变化特征(Jackson和Williams, 2004). (3) 冰期时段植被组成与现代的植被组成存在较大的差异, 有时缺乏现代的可类比性(Peyron等, 1998; Guiot等, 2008). (4) LGM大气CO_2浓度(~200ppmv, 1ppmv=1×10^{-6})比现代显著降低(EPICA community members, 2004), 对植被生长将产生很大的影响, 有些植被变化可能是CO_2浓度降低所导致, 并非是气候变化的结果(Jolly和Haxeltine, 1997; Street-Perrott等, 1997). 因此, 利用上述孢粉重建方法进行古气候要素重建, 可能存在较大的不确定性.

本次研究, 我们基于植物生理过程基础上的植被反演新方法(Guiot等, 2000; Wu等, 2007b; 吴海斌等, 2016), 在全面考虑季节气候变化和大气CO_2浓度等环境要素对植被生长影响的基础上, 更加可靠地重建古气候要素. 结合新完善的中国第四纪孢粉数据库数据, 定量化重建LGM中国古气候要素, 获得季节性气候格局变化特征.

2 材料和方法

2.1 孢粉数据

近年来, 随着古气候环境研究的加强, 具准确定年、高分辨率孢粉记录的大量涌现, 使中国较高精度的气候环境格局重建成为可能. 本研究在原有中国第四纪孢粉数据库(中国第四纪孢粉数据库小组, 2000)的基础上, 对公开发表的LGM中国孢粉序列进行了系统整理, 新增序列35个点位(网络版附表1, http://earthcn.scichina.com), 主要分布在北方和东南沿海地区(图1), 空间覆盖度有较显著提高, 弥补了原有点位的空间不足. 到目前为止, 中国第四纪孢粉数据库的LGM孢粉点位从原先33个增至68个, 其中48%为原始孢粉数据, 52%为数值化结果. 在年代质量控制方面, 根据Webb 1~7级标准(Webb, 1985), LGM时段约18%的点位为1~2级(网络版附图1), 整体年代质量控制有待进一步提高.

植被反演方法古气候重建, 基于植被数据是孢粉生物群区化(Prentice和Jolly, 2000)所获得的定量化植被类型数据. 原因在于: 利用生物群区化方法能一定程度上克服冰期时段孢粉种属缺乏现代可类比的弱点, 提高重建的可靠性(Peyron等, 1998); 此外, 基于这一标准化的生物群区化, 使大区域古气候要素定量化重建成为可能(Wu等, 2007a). 在本研究中, 我们利用

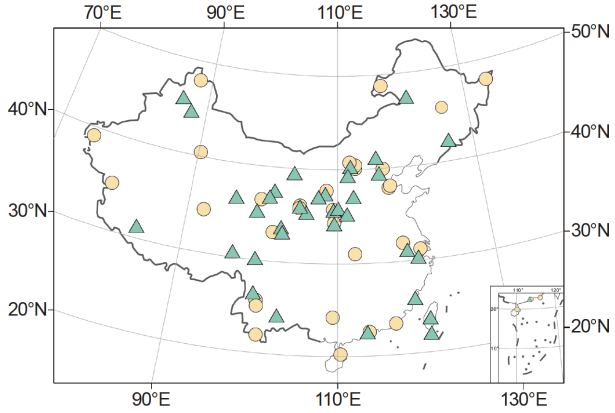


图 1　末次冰盛期中国孢粉点位空间分布

圆圈为原第四纪孢粉数据库点位, 三角形为本次新增点位

中国第四纪孢粉数据库的生物群区化方案(中国第四纪孢粉数据库小组, 2001), 实现LGM植被类型的定量化重建.

现代气候数据来自中国气象局全国657个气象台站1951~2001年的月平均气候资料(《中国地面气象记录月报》, 中国气候局, 1951~2001), 利用神经网络插值技术(Guiot等, 1996), 实现各孢粉采样点逐月气候要素的空间插值. 土壤质地数据来源于世界粮农组织的1:500万全球数字化土壤图(Food和Agriculture Organization, 1995). 末次冰盛期大气CO_2浓度, 依据冰芯记录取值为200ppmv(EPICA community members, 2004).

2.2　植被反演方法

植被反演方法进行古气候要素的重建, 流程如图2所示. 它的核心就是将植被模型BIOME4(Kaplan, 2001)与反演过程(Guiot等, 2000)相结合, 输入足够大的季节性温度、降水变化区间和大气CO_2浓度等(表1); 在成功模拟孢粉所指示植被类型组合的基础上, 获得植被生长的气候区间, 进而实现气候要素的定量化重建. 具体植被反演过程方法的描述详见以往文献(Guiot等, 2000; 吴海斌等, 2016).

因为植被生长与气候条件有关, 尤其是生物气候条件, 如: >5℃生物有效积温(GDD5)、最冷月平均温度(MTCO)、最热月平均温度(MTWA)和有效湿度(α), 所以基于植被反演方法模拟重建上述气候要素, 可获得孢粉所指示植被类型的气候区间. 此外, 利用过去逐月气候信息, 实现对季节和年均温度、年降水量的定量化重建. 因此, 这一方法既能有效获得季节性气候要素的变化信息, 又能统计得到年均气候状态.

为了揭示大气CO_2浓度变化对中国古气候要素定量化重建的可能影响, 我们在已有末次冰盛期重建基础上(CO_2=200ppmv), 将CO_2浓度设置为现代的340ppmv, 其他模型输入参数不变, 重新实现该时段古气候要素的重建; 对比上述结果的差异, 评价CO_2浓度变化影响植物生长所导致对古气候要素定量化的贡献.

3　结果

3.1　末次冰盛期中国植被格局变化

利用新完善的中国第四纪孢粉数据库数据和生物群区化方案, 我们定量化重建了中国LGM植被的空间格局(图3). 相对现代潜在自然植被分布, LGM草原(STEP)和荒漠(DESE)植被向东、向南扩展, 草原南界可抵达长江中下游一带(~32°N), 荒漠则占据中国西北及青藏高原西部区域. 中国东部森林植被整体向南显著退缩, 热带森林类型基本消失, 亚热带常绿阔叶林/混交林(WAMF)、温带落叶林(TEDE)各自退缩至约

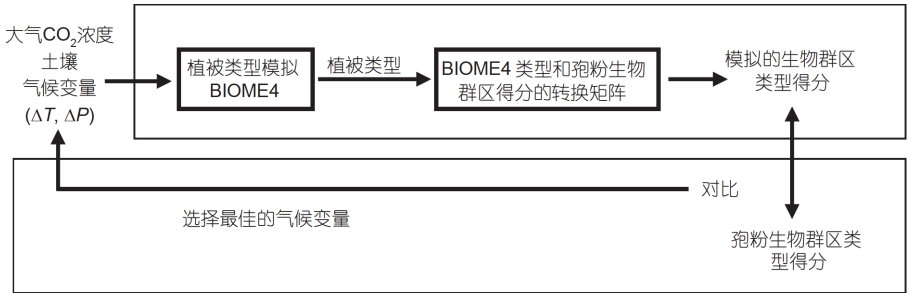


图 2　植被反演方法重建气候要素的流程图

据吴海斌等(2016)

表 1　末次冰盛期模型模拟输入参数相对于现代气候要素的变化区间

模型参数	变化区间
ΔT_{jan}	[–30, 10]℃
ΔT_{jul}	[–30, 10]℃
ΔP_{jan}	[–90, 100]%
ΔP_{jul}	[–90, 100]%
CO_2	200ppmv
循环次数	10000

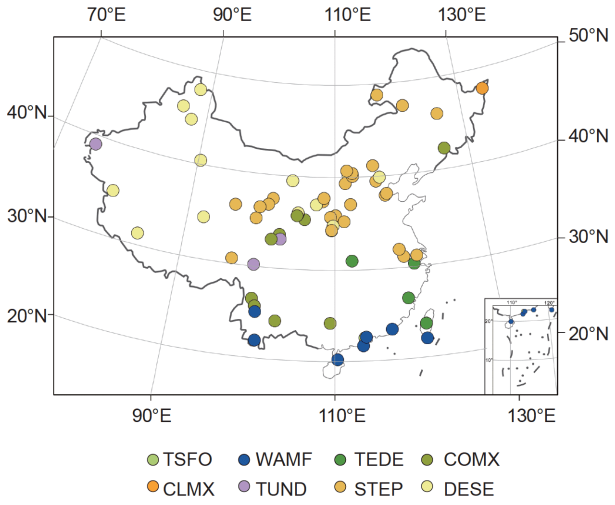


图 3　末次冰盛期中国植被空间格局

TSFO, 热带季雨林; WAMF, 亚热带常绿阔叶林或混交林; TEDE, 温带落叶林; COMX, 冷温带混交林; CLMX, 寒温带混交林; TUND, 冻原; STEP, 草原; DESE, 荒漠

23.5°N和31°N，南移幅度达约10个纬度．上述结果表明，由于LGM全球气候系统的大幅度调整，中国植被空间格局发生重大改变.

3.2　末次冰盛期中国气候格局重建

在上述植被重建的基础上, 结合植被反演方法, 我们定量化重建了LGM中国气候要素的空间格局.

末次冰盛期，中国年均温相对现在整体降温为(~5.6±0.8)℃(图4a)，其中南方、北方(以32°N为界)降温分别为约(6.3±1.0)℃和(5.5±0.5)℃；冬季最冷月温度降温幅度大，达约(11.0±1.6)℃，表现为中国北方和南方均有显著的降温，分别约(12.0±1.7)℃和(10.8±1.0)℃(图4b)；夏季最热月温度降低幅度较小，仅约(2.6±0.9)℃，表现为中国东部区域降温明显，而青藏高原边缘区降温相对不明显(图4c)；季节性变化揭示，年均降温主要归因于冬季温度的降低．全国生物有效积温(>5℃)降低明显，为约(962.3±130.3)℃；表现为北方降低较少，为约(650.3±107.7)℃，而南方降低显著，达约(1616.0±288.4)℃(图4d).

在降水方面，LGM中国年降水量比现在低约(46.3±17.8)mm(图4e)，表现为北方降水减少较显著，达约(51.2±21.4)mm，而南方整体降水变化不大，为约(0.2±41.5)mm，但在横断山区和沿海区域降水可能还略有增加; 季节性变化表明, 年降水量降低主要归因于夏季降水的减少(图4f).

3.3　大气CO_2浓度变化对古气候重建的影响

为了有效揭示LGM大气CO_2浓度降低对中国不同区域植被生长的作用，进而评价对古气候要素重建的可能影响，我们分别统计南方、北方区域在大气CO_2浓度200ppmv、340ppmv情形下温度和降水重建结果的差异(图5).

结果表明，尽管LGM大气CO_2浓度从现代的340ppmv降至200ppmv，但是在不同CO_2浓度情形下，年均温、年降水、最冷月温度、最热月温度和>5℃生物有效积温的重建结果具有较好的可比性，未出现明显的改变(图5)．上述揭示，在冰期-间冰期旋回上，大气CO_2浓度变化对中国区域古气候要素定量化重建的影响不显著.

4　讨论

以往基于孢粉等指标的古气候定量重建结果(网络版附表2)显示：LGM中国年均温度相对现在的降温幅度约8~10℃，其中南方约2~7℃，北方和东北约8~10℃，青藏高原约6~9℃，而河西走廊可达约13~15℃(Jiang等，2011)．本次重建的全国年均温度降低幅度约(5.6±0.8)℃, 比以往的略低(图6), 其中南方降温与以往重建具有可对比性，但北方降温比原先得低．在季节性变化上，最冷月温度和最热月温度分别降温约(11.0±1.6)℃和(2.6±0.9)℃，具有比现在更强的季节性变化特征．本次最冷月温度变化与以往基于冰楔指标重建的河西走廊降温幅度具有一定的可对比性，指示冰楔重建温度可能主要反映冬季温度(网络版附表3).

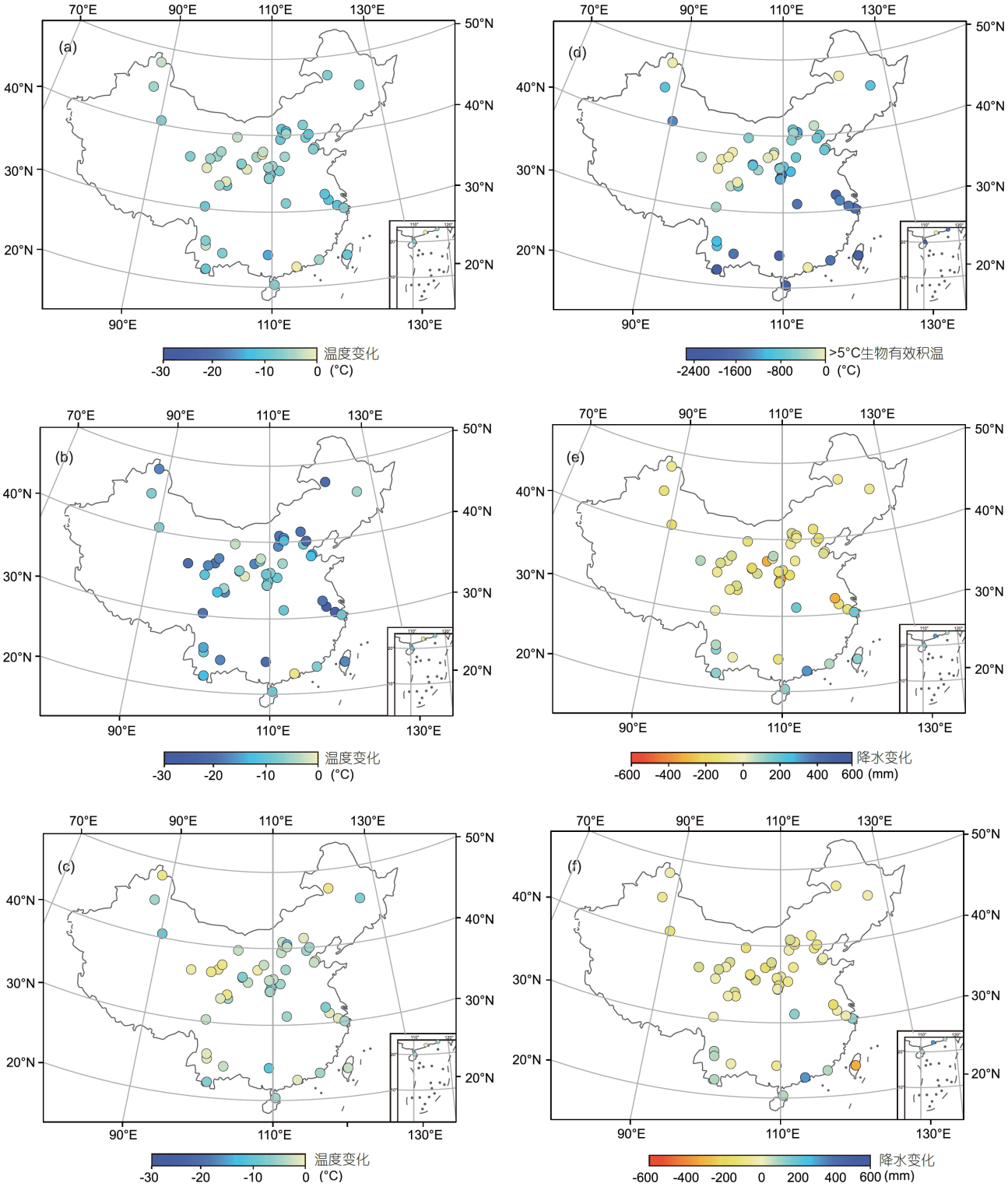


图 4　末次冰盛期中国气候空间格局(相对现在1951~2001年平均的变化量)

(a) 年均温; (b) 最冷月温度; (c) 最热月温度; (d) >5℃生物有效积温; (e) 年降水量; (f) 夏季降水, 为6~8月降水

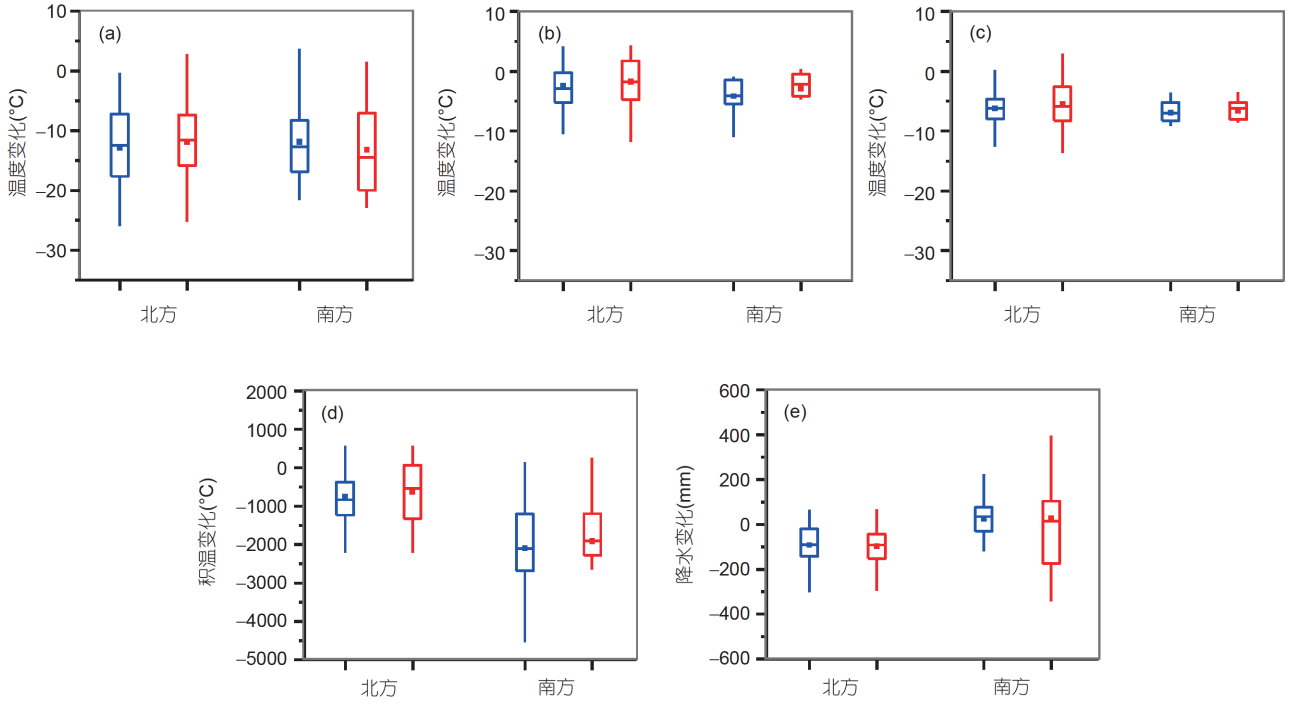


图 5　不同大气CO_2浓度对末次冰盛期中国古气候要素重建的影响

(a) 最冷月温度; (b) 最热月温度; (c) 年均温; (d) >5℃生物有效积温; (e) 年降水. 蓝色为CO_2浓度200ppmv的重建结果, 红色为CO_2浓度340ppmv的重建结果; 箱形图中矩形盒为25~75%置信区间, 盒中横线、小方形分别为中值和平均值, 竖线为5~95%置信区间

在降水方面, 以往重建点位主要分布在北方, 年均降水相对现在的降低幅度约208mm(图6b). 本次重建北方年降水的减少幅度约(51.2±21.4)mm(图6d), 相对以往重建降低幅度要小.

通过对大气CO_2浓度变化影响古气候要素重建的分析揭示, LGM时段CO_2浓度降低对中国古气候要素定量化重建影响不显著. 这一结果与CO_2浓度变化对北美定量重建分析结果相一致(Izumi和Bartlein, 2016), 但与欧亚区域的结果有较大的差异. 后者CO_2浓度降低显著影响冰期降水和温度降低的幅度(Wu等, 2007a), 对重建结果产生重要的影响. 上述表明, 由于LGM全球不同区域植被类型分布的差异, 大气CO_2浓度变化对古气候要素重建的影响具有很大的空间分异.

本次与以往重建差异的可能原因在于: 在点位空间覆盖度方面, 相对以往, 本次点位增多, 空间覆盖度有较显著的提高, 因此可获得更加可靠的空间变化结果. 在重建方法上, 以往方法基于现代情形下的植被-气候空间分布, 通过数理统计获得它们之间的关系(Guiot等, 2008). 然而, 该方法难以有效区分过去季节性温度和降水组合变化对植被生长的影响, 无法准确获得气候要素各自的贡献量, 从而导致植被变化主要归因于单一的气候要素, 致使重建温度和降水的降低幅度比本次得大. 植被反演方法, 利用植物生理过程基础上的植被模拟, 考虑了气候要素季节性变化对植被生长的影响, 并能较好区分温度和降水各自的贡献. 此外, 在反演植被过程中, 我们让气候要素的输入具有足够大的变化范围, 覆盖过去可能的气候区间, 获得满足植被生长所需的气候状况, 进而实现古气候要素的定量化重建. 所以, 在新方法中, 以往重建的弱点可以得到较大程度上的克服, 这一方法是古气候重建从统计模型向机理过程迈出了重要的一步(Guiot等, 2000; Wu等, 2007a, 2007b).

近年来, 随着古气候模拟对比计划(PMIP)的实施, 较系统实现了LGM多气候模式古气候模拟对比研究(Pinot等, 1999; Otto-Bliesner等, 2009; Braconnot等, 2012; Harrison等, 2015). 就东亚区域的模拟结果(包含34模式)而言, 中国在该时段整体年均温降温约4.5℃

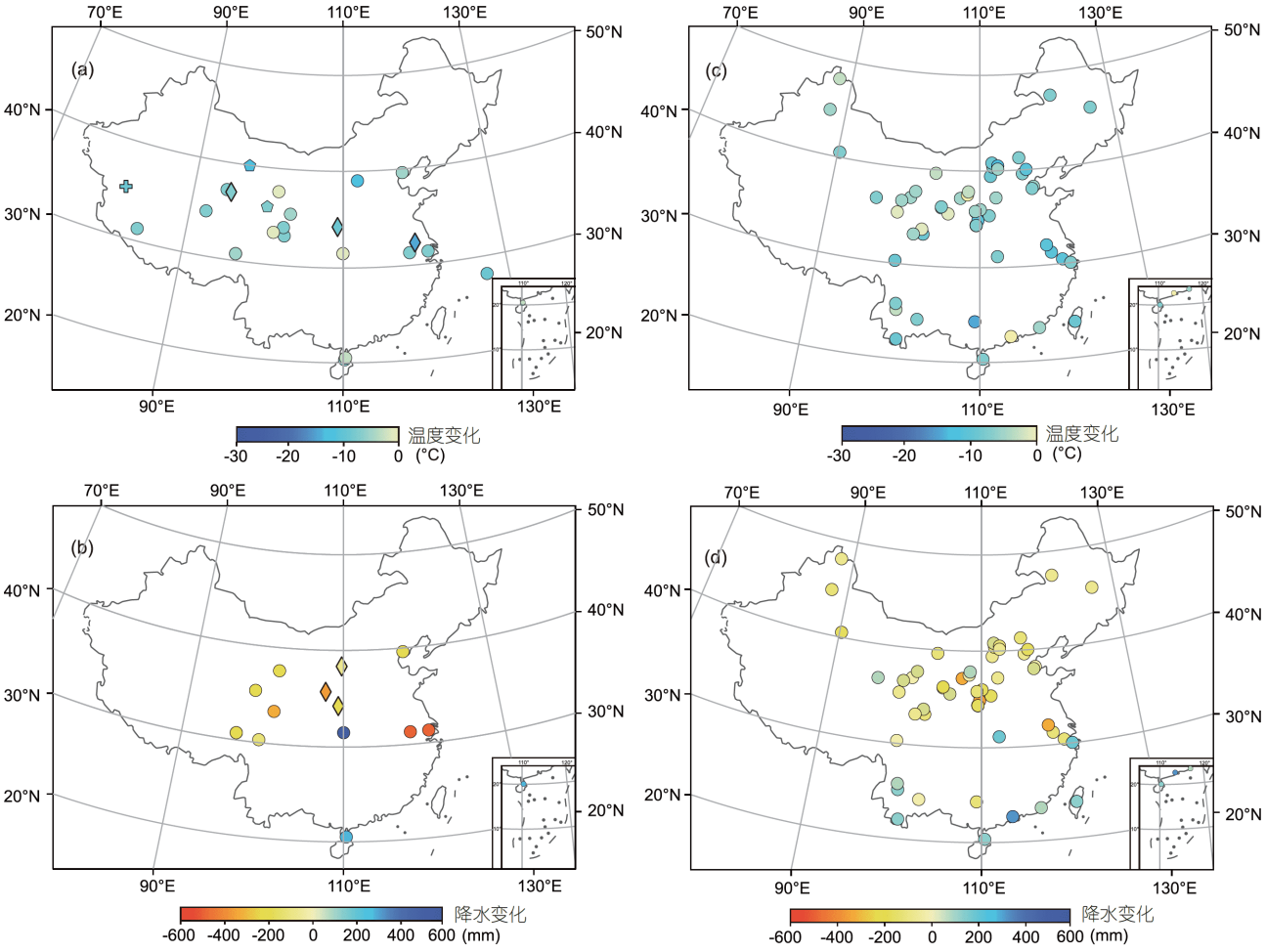


图 6　末次冰盛期本次温度和降水重建与以往重建的对比

(a) 以往年均温; (b) 以往年降水; (c) 本次年均温; (d) 本次年降水. 圆形为孢粉, 五边形为古砂楔, 十字形为冰芯氧同位素, 菱形为石笋氧同位素、土壤碳同位素和环境磁学

(Jiang等, 2011; Tian和Jiang, 2016), 本次重建全国年均降温幅度约(5.6±0.8)℃比模式模拟结果略高(图7a). 但在季节性变化方面, 我们最冷月降温幅度约(11.0±1.6)℃显著高于模式模拟的冬季降温幅度约4.5℃, 而最热月降温约(2.6±0.9)℃则略低于模式模拟的夏季降温幅度约3.8℃(图7a), 上述表明模式模拟未能较好重现出温度的季节性变化特征. 在降水方面, 本次重建的全国降水空间变化(相对现在的%)与模型模拟结果具有一定的相似性, 均表明为中国北方降水减少显著, 而南方降水降低不显著; 但重建全国年降水量减少约(46.3±17.8)mm比模式模拟约144mm得低(图7b). 在季节性变化上, 模式模拟较好重现了冬季降水减少(~15%), 但是模式模拟夏季降水降低幅度(~21%)比重建结果(~11%)高, 这是造成模式模拟年均降水差别重建结果的原因.

以上结果揭示, 尽管模式模拟与重建结果在年均气候要素空间模态上表现出较好的一致性, 但是在季节变化幅度上, 模拟结果相对重建结果还有较大的差距, 未能模拟重现古气候季节性变化特征.

对于上述差异, 一方面, 可能与现有模式较低的空间分辨率有关, 无法满足中国复杂地形下的气候模拟, 因此需耦合高分辨率的区域模式提高其气候模拟能力(Hostetler等, 1994; Ju等, 2007); 另一方面, 由于模式自身的限制, 现有模式未能有效包括所有的地球系统气候变化过程(Braconnot等, 2007; Hargreaves等, 2013), 从而导致模拟气候精度 (尤其是季节性)的降低. 此外,

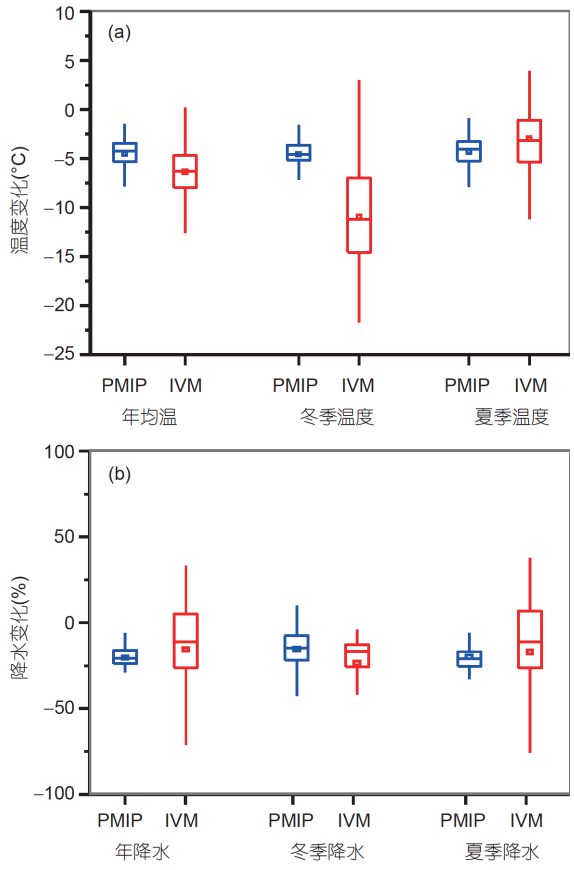


图 7　末次冰盛期本次重建与古气候模式模拟结果的对比
(a) 温度变化; (b) 降水变化; PMIP为古气候模式模拟, IVM为植被反演重建, 冬季为12~2月, 夏季为6~8月

我们还需进一步加强古气候要素季节性重建的准确性. 尽管植被反演方法能很好区分季节性气候变化, 但是由于该方法依赖于植被模型BIOME4; 因此, 提高该模型在东亚季风区植被类型的模拟能力, 并结合其他植被模型进行多模型重建结果的相互验证, 将有助于更加准确重建古气候要素. 今后, 加强过去不同时间和空间尺度上模式模拟与古气候重建结果的对比, 增强模式模拟过去气候变化的能力, 这将是提高气候系统模式预测未来气候变化的关键之一.

5　结论

本研究利用基于植物生理过程的植被反演新方法, 结合新完善的中国第四纪孢粉数据库数据, 定量化重建了中国古气候要素的空间格局. 结果表明: 末次冰盛期时段, 大气CO_2浓度降低对中国古气候要素定量化重建结果影响不大. 全国年均温比现在低约(5.6±0.8)℃, 最冷月温度降低幅度达约(11.0±1.6)℃, 而最热月温度减少仅为约(2.6±0.9)℃, 具有明显的季节性变化特征, 年均温降低主要归因于冬季温度的减少; 在区域变化上, 中国南方和北方降温幅度基本一致. 年降水量比现在低约(46.3±17.8)mm, 主要源于夏季降水的减少, 其中中国北方降水减少较显著. 与古气候模拟结果对比揭示, 现有气候模式虽能较好模拟年均气候模态, 但未能重现气候季节性变化特征. 因此, 未来加强古气候定量化重建的可靠性, 提高季节性气候模拟能力, 是古气候研究发展的重要方向.

致谢　本研究中末次冰盛期时段33点位生物群区化数据由中国第四纪孢粉数据库提供, 感谢审稿专家的宝贵意见.

参考文献

孙湘君, 王琦瑜, 宋长青. 1996. 中国北方部分科属花粉-气候响应面分析. 中国科学D辑: 地球科学, 26: 431–436

宋长青, 孙湘君. 1997. 花粉-气候因子转换函数建立及其对古气候因子定量重建. 植物学报, (6): 554–560

吴海斌, 罗运利, 姜文英, 李琴, 孙爱芝, 郭正堂. 2016. 植被反演方法的古气候要素定量化: 现代数据检验. 第四纪研究, 36: 520–529

郑卓, Guiot J. 1999. 中国热带地区40万年以来古气候的定量恢复. 中山大学学报(自然科学版), 38: 94–98

中国第四纪孢粉数据库小组. 2000. 中国中全新世(6ka BP)和末次盛冰期(18ka BP)生物群区的重建. 植物学报, 42: 1201–1209

中国第四纪孢粉数据库小组. 2001. 表土孢粉模拟的中国生物群区. 植物学报, 43: 201–209

Bartlein P J, Harrison S P, Brewer S, Connor S, Davis B A S, Gajewski K, Guiot J, Harrison-Prentice T I, Henderson A, Peyron O, Prentice I C, Scholze M, Seppä H, Shuman B, Sugita S, Thompson R S, Viau A E, Williams J, Wu H B. 2011. Pollen-based continental climate reconstructions at 6 and 21 ka: A global synthesis. Clim Dyn, 37: 775–802

Braconnot P, Harrison S P, Kageyama M, Bartlein P J, Masson-Delmotte V, Abe-Ouchi A, Otto-Bliesner B, Zhao Y. 2012. Evaluation of climate models using palaeoclimatic data. Nat Clim Change, 2: 417–424

Braconnot P, Otto-Bliesner B, Harrison S, Joussaume S, Peterchmitt J Y, Abe-Ouchi A, Crucifix M, Driesschaert E, Fichefet T, Hewitt C D, Kageyama M, Kitoh A, Laîné A, Loutre M F, Marti O, Merkel U, Ramstein G, Valdes P, Weber S L, Yu Y, Zhao Y. 2007. Results of

PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial Maximum-Part 1: Experiments and large-scale features. Clim Past, 3: 261–277

Chen F H, Xu Q H, Chen J H, Birks H J B, Liu J B, Zhang S R, Jin L Y, An C B, Telford R J, Cao X Y, Wang Z L, Zhang X J, Selvaraj K, Lu H Y, Li Y C, Zheng Z, Wang H P, Zhou A F, Dong G H, Zhang J W, Huang X Z, Bloemendal J, Rao Z G. 2015. East Asian summer monsoon precipitation variability since the last deglaciation. Sci Rep, 5: 11186

Chu G Q, Sun Q, Zhu Q Z, Shan Y B, Shang W Y, Ling Y, Su Y L, Xie M M, Wang X S, Liu J Q. 2017. The role of the Asian winter monsoon in the rapid propagation of abrupt climate changes during the last deglaciation. Quat Sci Rev, 177: 120–129

CLIMAP Project Members. 1976. The surface of the ice-age Earth. Science, 191: 1131–1137

Crucifix M, Harrison S, Brierley C. 2012. Recent and deep pasts in paleoclimate model intercomparison project. Eos Trans AGU, 93: 539

EPICA community members. 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. Nature, 429: 623–628

Farrera I, Harrison S P, Prentice I C, Ramstein G, Guiot J, Bartlein P J, Bonnefille R, Bush M, Cramer W, von Grafenstein U, Holmgren K, Hooghiemstra H, Hope G, Jolly D, Lauritzen S E, Ono Y, Pinot S, Stute M, Yu G. 1999. Tropical climates at the Last Glacial Maximum: A new synthesis of terrestrial palaeoclimate data. I. Vegetation, lake-levels and geochemistry. Clim Dyn, 15: 823–856

Food and Agriculture Organization (FAO). 1995. Soil map of the world 1:5000000. Paries: U.N. Education Science and Culture Organization

Guiot J, Cheddadi R, Prentice I C, Jolly D. 1996. A method of biome and land surface mapping from pollen data: Application to Europe 6000 years ago. Palaeoclimates-Data Model, 1: 311–324

Guiot J, Hély-Alleaume C, Wu H, Gaucherel C. 2008. Interactions between vegetation and climate variability: What are the lessons of models and paleovegetation data. Comptes Rendus Geosci, 340: 595–601

Guiot J, Torre F, Jolly D, Peyron O, Boreux J J, Cheddadi R. 2000. Inverse vegetation modeling by Monte Carlo sampling to reconstruct palaeoclimates under changed precipitation seasonality and CO_2 conditions: Application to glacial climate in Mediterranean region. Ecol Model, 127: 119–140

Hargreaves J C, Annan J D, Ohgaito R, Paul A, Abe-Ouchi A. 2013. Skill and reliability of climate model ensembles at the last glacial maximum and mid-Holocene. Clim Past, 9: 811–823

Harrison S P, Bartlein P J, Izumi K, Li G, Annan J, Hargreaves J, Braconnot P, Kageyama M. 2015. Evaluation of CMIP5 palaeo-simulations to improve climate projections. Nat Clim Change, 5: 735–743

Hostetler S W, Giorgi F, Bates G T, Bartlein P J. 1994. Lake-atmosphere feedbacks associated with paleolakes Bonneville and Lahontan. Science, 263: 665–668

IPCC. 2013. Climate Change: The Physical Science Basis. Cambridge: Cambridge University Press. 350

Izumi K, Bartlein P J. 2016. North American paleoclimate reconstructions for the Last Glacial Maximum using an inverse modeling through iterative forward modeling approach applied to pollen data. Geophys Res Lett, 43: 10965–10972

Jackson S T, Williams J W. 2004. Modern analogs in quaternary paleoecology—Here today, gone yesterday, gone tomorrow? Annu Rev Earth Planet Sci, 32: 495–537

Jiang D, Lang X, Tian Z, Guo D. 2011. Last glacial maximum climate over China from PMIP simulations. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 309: 347–357

Jolly D, Haxeltine A. 1997. Effect of low glacial atmospheric CO_2 on tropical African montane vegetation. Science, 276: 786–788

Joussaume S, Taylor K. 1999. The paleoclimate modeling intercomparison project. In: Braconnot P, ed. Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP). WCRP, Canada, La Huardie`re: Proceedings of the Third PMIP Workshop. 9–24

Ju L X, Wang H J, Jiang D B. 2007. Simulation of the Last Glacial Maximum climate over East Asia with a regional climate model nested in a general circulation model. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 248: 376–390

Kageyama M, Albani S, Braconnot P, Harrison S P, Hopcroft P O, Ivanovic R F, Lambert F, Marti O, Peltier W R, Peterschmitt J Y, Roche D M, Tarasov L, Zhang X, Brady E C, Haywood A M, LeGrande A N, Lunt D J, Mahowald N M, Mikolajewicz U, Nisancioglu K H, Otto-Bliesner B L, Renssen H, Tomas R A, Zhang Q, Abe-Ouchi A, Bartlein P J, Cao J, Li Q, Lohmann G, Ohgaito R, Shi X X, Volodin E, Yoshida K, Zhang X, Zheng W P. 2017. The PMIP4 contribution to CMIP6—Part 4: Scientific objectives and experimental design of the PMIP4-CMIP6 Last Glacial Maximum experiments and PMIP4 sensitivity experiments. Geosci Model Dev, 10: 4035–4055

Kaplan J O. 2001. Geophysical applications of vegetation modeling. Doctoral Dissertation. Lund: Lund University

Liu Z Y, Zhu J, Rosenthal Y, Zhang X, Otto-Bliesner B L, Timmermann A, Smith R S, Lohmann G, Zheng W P, Timm O E. 2014. The Holocene temperature conundrum. Proc Natl Acad Sci USA, 111: E3501–E3505

MARGO Project Members. 2009. Constraints on the magnitude and patterns of ocean cooling at the Last Glacial Maximum. Nature

Geosci, 2: 127–132

Otto-Bliesner B L, Schneider R, Brady E C, Kucera M, Abe-Ouchi A, Bard E, Braconnot P, Crucifix M, Hewitt C D, Kageyama M, Marti O, Paul A, Rosell-Melé A, Waelbroeck C, Weber S L, Weinelt M, Yu Y. 2009. A comparison of PMIP2 model simulations and the MARGO proxy reconstruction for tropical sea surface temperatures at last glacial maximum. Clim Dyn, 32: 799–815

Peyron O, Guiot J, Cheddadi R, Tarasov P, Reille M, de Beaulieu J L, Bottema S, Andrieu V. 1998. Climatic reconstruction in Europe for 18000 yr B.P. from pollen data. Quat Res, 49: 183–196

Pinot S, Ramstein G, Harrison S P, Prentice I C, Guiot J, Stute M, Joussaume S. 1999. Tropical paleoclimates at the Last Glacial Maximum: Comparison of Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP) simulations and paleodata. Clim Dyn, 15: 857–874

Prentice I C, Jolly D. 2000. Mid-Holocene and glacial-maximum vegetation geography of the northern continents and Africa. J Biogeogr, 27: 507–519

Street-Perrott F A, Huang Y, Perrott R A, Eglinton G, Barker P, Ben Khelifa L, Harkness D D, Olago D O. 1997. Impact of lower atmospheric carbon dioxide on tropical mountain ecosystems. Science, 278: 1422–1426

Tian Z P, Jiang D B. 2016. Revisiting last glacial maximum climate over China and East Asian monsoon using PMIP3 simulations. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 453: 115–126

Wang M Y, Zheng Z, Man M L, Hu J F, Gao Q Z. 2017. Branched GDGT-based paleotemperature reconstruction of the last 30000 years in humid monsoon region of Southeast China. Chem Geol, 463: 94–102

Webb III T . 1985. A Global paleoclimatic data base for 6000 yr BP. Providence, RI(USA): Brown University, Department of Geological Sciences. 25–34

Webb III T, Anderson K H, Bartlein P J, Webb R S. 1998. Late Quaternary climate change in eastern North America. Quat Sci Rev, 17: 587–606

Wu H B, Guiot J, Brewer S, Guo Z T. 2007a. Climatic changes in Eurasia and Africa at the last glacial maximum and mid-Holocene: Reconstruction from pollen data using inverse vegetation modelling. Clim Dyn, 29: 211–229

Wu H B, Guiot J, Brewer S, Guo Z T, Peng C H. 2007b. Dominant factors controlling glacial and interglacial variations in the treeline elevation in tropical Africa. Proc Natl Acad Sci USA, 104: 9720–9724

(责任编委: 郭正堂)