

9.2 ka BP 亚洲弱季风事件的模拟研究

王晶¹, 孙炜毅^{1*}, 何家智¹, 刘健^{1,2,3}, 宁亮¹, 严蜜¹

1. 虚拟地理环境教育部重点实验室 / 江苏省地理环境演化国家重点实验室培育建设点 / 江苏省地理信息资源开发与利用协同创新中心, 南京师范大学地理科学学院, 江苏南京, 210023;
2. 江苏省大规模复杂系统数值模拟重点实验室, 南京师范大学数学科学学院, 江苏南京, 210023;
3. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室海洋—气候—同位素模拟开放工作室, 山东青岛, 266237;

摘要: 全新世发生了一系列的亚洲季风突变事件, 其中距今 9.2 ka 的弱季风事件较少受到关注, 其存在与否以及成因机制仍然存在争议。本文利用通用地球系统模式 (Community Earth System Model, CESM) 进行全新世以来瞬变积分气候模拟试验得到的结果 (Nanjing Normal University-12ka, NNU-12ka) 对比重建资料和国际上已完成的过去 21 ka 以来的瞬变积分模拟试验 (Transient Climate Evolution over the last 21,000 years, TraCE-21ka), 探究了 9.2 ka 亚洲弱季风事件的时空特征及其成因。结果表明: NNU-12ka 太阳活动敏感性试验模拟出了 9.6-9.4 ka 前后的亚洲弱季风事件, 此时总太阳辐射减少了 0.38 W m^{-2} , 亚洲季风区夏季平均降水减少了 0.17 mm day^{-1} 。而基于 TraCE-21ka 的全强迫试验结果表明, 冰川融水和冰盖变化对该时期亚洲季风变化没有显著影响。NNU-12ka 太阳活动试验中亚洲热带季风区夏季降水减少尤为明显, 在我国东北地区降水略有增加。热带季风减弱的原因是由于太阳辐射的骤降导致亚洲海陆热力梯度减弱, 加强亚洲陆地的海平面气压, 引起热带季风区的异常下沉运动, 抑制水汽向亚洲季风区输送, 进而通过动力作用减弱季风。

关键词: 亚洲季风; 突变事件; 地球系统模式; 太阳活动; 全新世

收稿日期 2023-2-20; 网络预出版日期

第一作者简介: 王晶, 女, 1999.7 生, 硕士研究生, 从事古气候模拟研究, E-mail: JWang@njnu.edu.cn

通讯作者: 孙炜毅, E-mail: weiyisun@njnu.edu.cn

资助项目: 国家自然科学基金 (42130604, 42105044, 41971108 和 42111530182) 和江苏省高校优势学科建设项目 (164320H116)

Founded by Natural Science Foundation of China (Grants 42130604, 42105044, 41971108 and 42111530182) and the Priority Academic Program Development of Jiangsu Higher Education Institutions (Grants 164320H116)

Simulation of 9.2 ka BP weak Asian summer monsoon event

Jing Wang¹, Weiyi Sun^{1*}, Jiazhi He¹, Jian Liu^{1,2,3}, Liang Ning¹, Mi Yan¹

1 Key Laboratory for Virtual Geographic Environment, Ministry of Education; State Key Laboratory Cultivation Base of Geographical Environment Evolution of Jiangsu Province; Jiangsu Center for Collaborative Innovation in Geographical Information Resource Development and Application; School of Geography Science, Nanjing Normal University, Nanjing 210023, China

2 Jiangsu Provincial Key Laboratory for Numerical Simulation of Large Scale Complex Systems, School of Mathematical Science, Nanjing Normal University, Nanjing 210023, China

3 Open Studio for the Simulation of Ocean-Climate-Isotope, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266237, China

Abstract

A series of abrupt Asian monsoon events occurred in the Holocene, of which a weak monsoon event 9.2 ka ago received less attention, and its existence and genetic mechanism are still controversial. In this paper, the results (Nanjing Normal University-12ka, NNU-12ka) obtained from the Holocene transient integrated climate simulation test using the Community Earth System Model (CESM), compared the reconstruction data with the Transient Climate Evolution over the last 21,000 years (TraCE-21ka), and explored the spatial and temporal characteristics of the 9.2 ka Asian weak monsoon event and its causes. The main progress is as follows: the solar activity sensitivity test of NNU-12ka presents the Asian weak monsoon event around 9.6-9.4 ka, at this time, the total solar radiation decreased by 0.38 W m^{-2} , and the average summer precipitation in the Asian monsoon region decreased by 0.17 mm day^{-1} . However, the results of the total forcing test based on TraCE-21ka show that the glacier melt water and the ice cover change have no significant impact on the Asian monsoon change in this period. In the NNU-12ka solar activity test, the summer precipitation in the Asian tropical monsoon region decreased significantly, and the precipitation in Northeast China increased slightly. The reason for the weakening of the tropical monsoon is that the sudden drop of solar radiation leads to the weakening of thermal difference between the land and the sea, strengthens the sea level pressure of Asia's land, causes the abnormal subsidence movement of the tropical monsoon region, suppresses the transmission of water vapor to the Asian monsoon region, and then weakens the monsoon through dynamic process.

Key words: Asian monsoon; Abrupt event; Earth system model; Solar activity; Holocene

1. 引言

联合国政府间气候变化专门委员会 (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) 第六次评估报告显示, 自 1850-1900 年以来, 全球地表平均温度已上升约 1°C , 并预测未来 20 年的全球平均上升温度将达到或超过 1.5°C 。全球变暖情景造成了极端气候事件的频发 (Bonsal et al., 2001; Tank et al., 2003; 张雪芹等, 2010), 且未来发生气候突变的几率也在大幅提升 (赵宗慈等, 2010)。气候突变会对自然生态系统以及人类社会经济造成重要的影响 (Weiss et al., 1993; 吴文祥和刘东生, 2004; 杨林山, 2015), 然而, 现代仪器观测资料所包含的时间长度较短、缺乏对气候突变事件的记录, 因此亟需拓宽研究的时段 (许清海等, 2003; 秦锋和赵艳, 2013)。

全新世 (距今 11,700 年) 是人类文明演化的关键时期, 也是研究古气候和人类进步发展之间关系的重要阶段 (陈发虎等, 2003), 全新世作为一个典型的间冰期, 存在多次百年尺度的季风突变事件 (Bond et al., 2001; Wang et al., 2005; Cheng et al., 2009; Tan et al., 2020)。其中, 影响范围最广、在国际上最受关注的是距今 8.2 ka 和 4.2 ka 的两次季风减弱, 国际地质科学联合会 (International Union of Geological Sciences, IUGS) 将全新世以 8.2 ka 和 4.2 ka 发生的两次气候突变事件作为全球界限层型剖面 and 点位 (Global Stratotype Section and Point, GSSP) 划分为早、中、晚三个时期 (Walker et al., 2018), 使得对全新世气候突变事件的研究成为全球变化研究的前沿热点问题 (Cohen et al., 2018)。

早全新世气候相对较暖, 是现代暖期气候的历史相似型, 研究早全新世气候突变有助于理解现代和未来的潜在气候突变。针对早全新世突变事件的研究主要集中于 8.2 ka 弱季风事件。8.2 ka 季风减弱在北半球高纬地区尤为显著, Beget (1983) 根据全球不同地区的冰川沉积物发现在 8.2 ka 前后的北大西洋地区出现气候转冷事件, 之后学者们基于格陵兰冰芯氧同位素 ($\delta^{18}\text{O}$) 及许多其他古气候重建资料进一步证实了 8.2 ka 气候突变冷事件 (Alley, 2000; Bauer et al., 2004; Thomas et al., 2007)。8.2 ka 事件的原因与北美洲劳伦泰冰盖融化有关, 冰盖融水和冰川湖水大量注入北大西洋, 这些淡水注入使大西洋经向翻转环流 (Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC) 减弱, 导致向北热输送减弱, 引起北半球突然且持续的大幅降温 (王绍武, 2008; Cheng et al., 2009; Matero et al., 2017)。

许多学者发现 8.2 ka 弱季风事件在亚洲季风区也十分显著, 季风区内降水明显减弱。Liu 等 (2013) 基于湖北和尚洞石笋记录发现, 该事件持续时间约为 150 年, 在事件中心时期出现了长达 70 年左右的干旱, 这一干旱的演化和持续时间与格陵兰冰芯记录一致。Cheng 等 (2009) 基于贵州董哥洞和阿曼 Qunf 洞石笋氧同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 记录进行重新定年, 认为亚洲季风在约 8.21 ka 左右出现突然衰退, 时间序列呈现“双谷”的内部结构, 并推测与 AMOC 变化有关。何鹏等 (2019) 基于 TraCE-21ka 气候模拟瞬变资料对 8.2 ka 季风减弱进行分析, 发现此时降水空间型呈现印度季风区降水偏少、东亚季风区“南涝北旱”的特征。在其成因机

制方面,学者们基于过去 21 ka 以来的瞬变积分模拟试验(Transient Climate Evolution over the last 21,000 years, TraCE-21ka)开展了一系列研究(Cheng et al., 2019; Shi and Yan, 2019; Cheng et al., 2020), 通过对比 TraCE-21ka 的全强迫试验及地球轨道参数 (TraCE-Orbital Forcing experiment, TraCE-ORB) (Berger, 1978)、温室气体 (TraCE-Greenhouse Gases experiment, TraCE-GHG) (Joos and Spahni, 2008)、大陆冰盖 (TraCE-Ice Sheets and Paleogeography experiment, TraCE-ICE) (Peltier, 2004) 和淡水注入 (TraCE-Meltwater Forcing experiment, TraCE-MWF) (He, 2011) 四个单因子敏感性试验结果,发现淡水注入 (MWF) 是导致 8.2 ka 事件下亚洲季风降水减弱的主要原因。

除了 8.2 ka 事件以外,许多重建资料表明季风在距今 9.2 ka 的早全新世也发生了减弱。Fleitmann 等 (2008) 基于多个北半球高分辨率的古气候重建资料提出距今 9.2 ka 前后存在显著的冷干气候事件。Zhang 等 (2018) 将 8.2 ka 和 9.2 ka 两次季风弱事件进行对比,并认为尽管在格陵兰冰芯记录中,8.2 ka 事件的信号比 9.2 ka 事件更强 (Rasmussen et al., 2006; Vinther et al., 2006),但是亚洲季风区的高分辨率重建记录中显示 9.2 ka 弱季风事件更为强烈,比如在低纬地区的阿拉伯海 ODP723 钻孔中泡抱球虫 (*G. bulloides*) 的含量 (Gupta et al., 2005) 和东亚副热带的大九湖湿地中 Rb/Sr 的记录 (Zhang et al., 2018) 都显示出明显的 9.2 ka 事件。最近,梁七丹等 (2020) 对湖北省落水洞的石笋 LS21 进行了分析,发现在 9.8-9.2 ka 存在显著的弱季风事件,该事件演化的内部结构整体呈“两谷夹一峰”的不对称“W”型结构。在影响机制方面,Zhang 等 (2018) 认为中低纬度地区因受太阳辐射突然减弱的影响,亚洲季风显著减弱,而同时可能伴随着内部变率 (尤其是 AMOC) 的共同作用。梁七丹等 (2020) 也将 9.2 ka 事件归因为内部变率和外部强迫共同作用的结果,即受太阳活动减弱和北大西洋淡水注入的共同影响。

然而,受重建资料时空分辨率、定年误差和资料本身不确定性 (谭明, 2009) 等因素的影响,不同的重建资料在反映 9.2 ka 亚洲弱季风事件上仍存在争议 (Flohr et al., 2018), 且对该事件的机理过程仍不清楚。利用地球系统模式开展的古气候模拟研究有助于理解季风气候变化特征与成因机理。但是,当前大部分模拟研究主要分析了 8.2 ka 季风减弱的影响机制,而对 9.2 ka 事件的模拟鲜有开展,这可能是因为已有的涵盖全新世时段的瞬变积分模拟数据 (如 TraCE-21ka 模拟试验等) 中未考虑太阳活动 (TSI) 这一外强迫在全新世以来的变化,难以验证太阳活动对此次事件的影响程度。为此,我们利用通用地球系统模式 (Community Earth System Model, CESM) 开展了多个全新世瞬变积分气候模拟试验 (Nanjing Normal University-12ka, NNU-12ka), 其中包含了轨道参数敏感性试验以及轨道参数和太阳活动共同强迫的敏感性试验,并对比亚洲区域干湿重建资料,分析 9.2 ka 弱亚洲季风事件的时空分布特征,研究其与 9.2 ka 附近的太阳辐射减弱之间的关系。

2. 研究资料及方法

2.1 研究资料

2.1.1 模拟试验介绍

本研究主要使用的模拟试验是利用 CESM1.0.6 开展的多个全新世瞬变气候模拟试验资料 NNU-12ka。为节约计算资源和存储空间,模式选择 CESM 低分辨率版本进行模拟(分辨率为 T31_g37),所采用的大气模式(Community Atmospheric Model version 5, CAM5),水平及垂直方向分辨率分别为 $3.75^{\circ} \times 3.75^{\circ}$ 和 26 层,海洋模式(Parallel Ocean Program version2, POP2)的经纬度格网数分别为 100 和 116 个,垂直层数则为 60 层。模式运行中采用了 10 倍加速模拟技术(万凌峰, 2020; 孙炜毅等, 2020)。

本研究开展的模拟试验包括控制试验(NNU-12ka Control experiment, Ctrl)、轨道参数试验(NNU-12ka Orbital Forcing experiment, ORB)和同时考虑轨道参数和太阳活动变化的试验(NNU-12ka Orbital Forcing and Total Solar Irradiance experiment, ORB+TSI)(表 1)。Ctrl 试验在参考耦合模式比较计划 5(Coupled Model Intercomparison Project Phase 5, CMIP5)的 1850 年边界条件的基础上进行积分,在大气顶层能量达到平衡后又运行了 1200 年。在 Ctrl 试验的基础上,基于 Berger(1991)的轨道三参数强迫值,在距今 12 ka 的 ORB 外强迫的情况下开展了 400 年的平衡态模拟,待模式达到能量平衡后,用随时间变化的轨道参数作为外强迫开展 12-0 ka 的全新世 ORB 模拟试验。ORB+TSI 试验根据 ORB 试验的初始平衡态试验,将总太阳辐射外强迫值修改为距今 11.5 ka 的情景,进行了 300 年的平衡态模拟,再同时用 Vieira 等(2011)重建的全新世总太阳辐射变化序列及随时间变化的轨道参数作为外强迫,开展全新世 ORB+TSI 模拟试验。由于总太阳辐射重建序列的时间为 11.49-0 ka,因此 ORB+TSI 试验的时段为 11.49-0 ka。我们将 ORB+TSI 与 ORB 试验相减的结果看作净太阳辐射(TSI)的效应。

为了进一步分析其他外强迫(特别是冰盖融水、陆地冰盖变化等)对 9.2 ka 气候事件的影响,我们也使用了 TraCE-21ka(Liu et al., 2009; He, 2011; He, 2013)模拟试验作为对比资料,该试验是基于美国大气研究中心(National Center for Atmospheric Research, NCAR)开发的气候系统模式(Community Climate System Model version 3, CCSM3),其包含 4 个分量模式,即大气、陆面、海洋和海冰模式。TraCE-21ka 共有 5 个试验,分别是全强迫试验以及地球轨道参数试验(ORB)(Berger, 1978)、温室气体试验(GHG)(Joos and Spahni, 2008)、大陆冰盖试验(ICE)(Peltier, 2004)和淡水注入试验(MWF)(He, 2011)单因子敏感性试验。

表 1. 本文所采用的 3 个 NNU-12ka 气候模拟试验

Table 1. Three climatic modeling experiments of NNU-12ka used in this paper

试验名称	简称	加速	地球轨道参数			总太阳 辐射 (W m^{-2})	模拟 时段
			Ecc	obl	Peri- 180		
控制试验	Ctrl	无	0.01676	23.459	100.33	1361.89	1200 a
地球轨道参数 试验	ORB	$\times 10$	Berger (1991) ORB 变化			Ctrl	12-0 ka
太阳辐射试验	ORB+TSI	$\times 10$	Berger (1991) ORB 变化			Vieira 等 (2011) TSI 变化	11.49-0 ka

2.1.2 重建资料

本文利用 4 套已发表的涵盖全新世时期的高分辨率干湿重建资料（表 2），资料类型包括石笋氧同位素数据、花粉数据和碳同位素数据，资料的时间分辨率较高，能够反映百年尺度上的气候变化。Dykoski 等（2005）对董哥洞的 D4 石笋氧同位素进行了重建，提供了过去 16 ka 亚洲季风的连续记录，发现在 9.165 ka 前后存在一次亚洲季风减弱事件。Chen 等（2015）根据公海湖的花粉数据对东亚季风（East Asian Summer Monsoon, EASM）降水进行了定量重建，首次提供了 EASM 自 14.7 ka 以来的直接演变记录，该记录在 9.2 ka 前后的定年误差为 ± 40 年。Jia 等（2015）对湖光岩玛珥湖的重建资料是描述 EASM 过去变化的宝贵资料，序列在 ~ 9.2 ka 处发生显著变化，EASM 在 9.2 ka 后整体增强，9.2 ka 前后的定年误差为 ± 30 年。为探究热带辐合带（Intertropical Convergence Zone, ITCZ）和印度夏季风（Indian Summer Monsoon, ISM）之间的关系，Fleitmann 等（2007）对阿曼和也门地区的包括 Qunf 洞在内的四个洞穴（ 12°N - 23°N , 53°E - 57°E ）中的石笋氧同位素数据进行了重建，发现在早全新世 ITCZ 和 ISM 降雨带向北偏移，而在中、晚全新世 ITCZ 持续向南迁移。

表 2. 全新世亚洲季风区的干湿重建资料列表

Table 1. Reconstruction data list of dry and wet characteristics of Holocene Asian monsoon region

序号	点位区域	资料类型	纬度	经度	分辨率 (年)	参考文献
1	Dongge Cave	Stalagmite $\delta^{18}\text{O}$	$25^{\circ}17'\text{N}$	$108^{\circ}05'\text{E}$	~ 19	Dykoski et al., 2005
2	Gonghai Lake	Pollen	$38^{\circ}9'\text{N}$	$112^{\circ}23'\text{E}$	20	Chen et al., 2015

3	Huguangyan Maar Lake	$\Delta\delta^{13}\text{C}_{31-29}$	21°09'N 110°07'E	64	Jia et al., 2015
4	Qunf Cave	Stalagmite $\delta^{18}\text{O}$	17°10'N 54°18'E	6	Fleitmann et al., 2007

2.2 研究方法

2.2.1 亚洲季风区定义

本文的研究区域为亚洲季风区（图 1a），季风区范围根据美国气候预测中心降水集合分析资料(Global Precipitation Climatology Project, GPCP)过去 30 年的月平均数据计算所得，季风区定义为亚洲范围 5 月至 9 月（当地夏季）的平均降水量减去 11 月至 3 月（冬季）的平均降水量超过 2 mm day^{-1} 且 5-9 月降水量超过年降水量的 55% 的区域（Wang and Ding, 2008）。

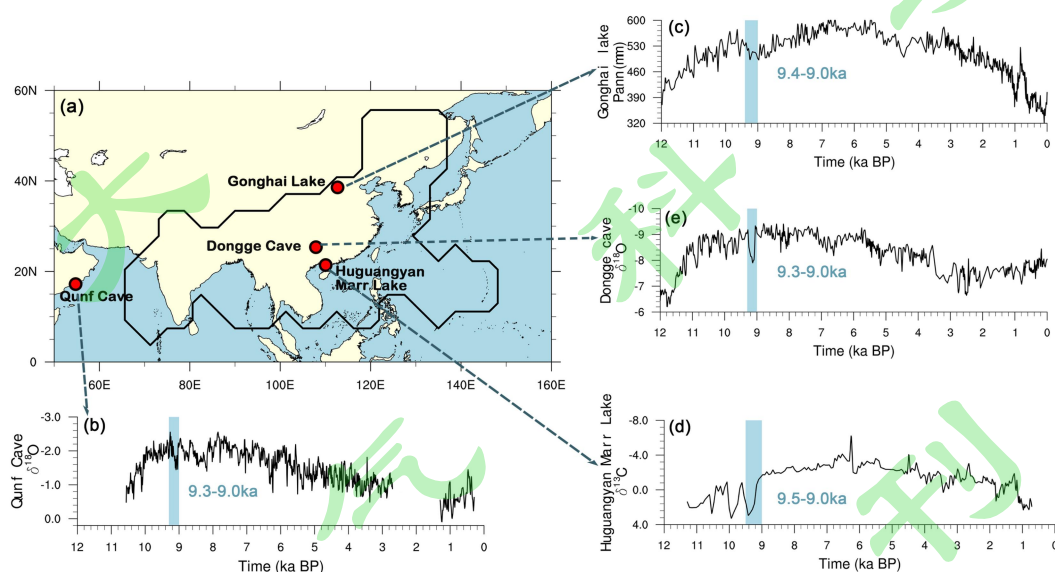


图 1. 研究区域及重建资料位置，(a)亚洲季风区（黑色线框）；(b)Qunf 洞石笋氧同位素序列（Fleitmann et al., 2007）；(c)基于花粉重建的公海湖年降水量序列(Pann)（Chen et al., 2015）；(d)董哥洞 D4 石笋氧同位素序列（Dykoski et al., 2005）；(e)湖光岩玛珉湖碳同位素序列（Jia et al., 2015）。
Fig 1. Location of study area and reconstruction data, (a) Asian monsoon region (black line); (b) Stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ records from Qunf Cave (Fleitmann et al., 2007); (c) Pollen-based annual precipitation (Pann) reconstructed from Gonghai Lake (Chen et al., 2015); (d) the Stalagmite D4 oxygen isotope values of Dongge cave (Dykoski et al., 2005); (e) the isotopic difference between C_{31} and C_{29} n-alkanes in Lake HGY (Jia et al., 2015).

2.2.2 研究时段选取

Vieria 等 (2011) 重建的太阳辐射强迫序列在 9.6 ka 前后发生骤降, 在 9.6-9.4 ka 的 200 年期间持续处于低值状态 (全部位于全时段平均值之下, 低于平均值约 0.38 W m^{-2}), 而后波动上升至平均值上下, 其谷值之低持续时间之长在全新世早期乃至整个全新世时期都极为罕见 (图 2)。因此, 我们将 9.6-9.4 ka 作为研究时段, 探究太阳活动对亚洲弱夏季风事件的影响。

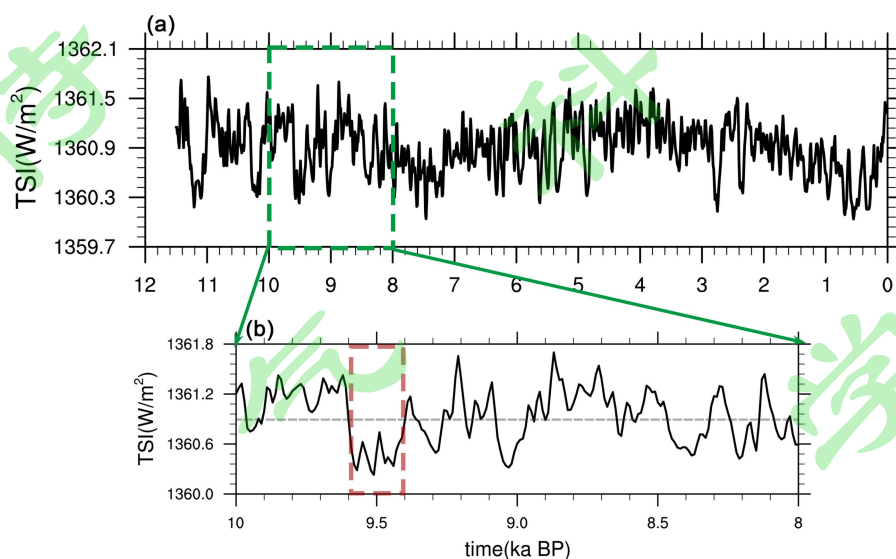


图 2. 全新世总太阳辐射 (TSI) 重建序列 (Vieria et al., 2011)。(a)11.49-0 ka。(b)10-8 ka, 灰色虚线为 TSI 全时段的平均值, 红框部分 (9.6-9.4 ka) 均位于平均值之下。

Fig 2. Holocene total solar radiation (TSI) reconstruction sequence (Vieria et al., 2011). (a) 11.49-0 ka. (b) 10-8 ka, the gray dotted line is the average value of the whole period of TSI, and the red box part (9.6-9.4 ka) is below the average value.

2.2.3 显著性检验方法

本研究采用 NNU-12ka 模拟试验中的 ORB+TSI 和 ORB 两试验相减的结果表征净太阳活动的影响, 试验选取的时段为 9.6-9.4 ka, 但由于 NNU-12ka 资料在模拟时进行了 10 年加速, 因此该时段真实模式年为 20 年, 样本量相对较少。为此, 本研究采用的显著性检验方法是自助法 (Bootstrap), 这是一种从样本中重复取样的方法 (Wen et al., 2010)。本研究设定的取样次数为 2000, 即将一个容量为 20 的样本, 有放回的重复取样 2000 次, 得到一个 Bootstrap 样本, 将他们的数从小到大依次排列, 其中第 5 个百分位和第 95 个百分位就构成一个置信度为 90% 的置信区间。

2.2.4 水汽收支诊断方程

为了深入理解 9.2 ka 事件下亚洲夏季风降水变化的物理过程, 本文对亚洲季风区进行水汽收支诊断分析, 方程如下:

$$\langle \partial q / \partial t \rangle + \langle \nabla \cdot (qV) \rangle = E - P \quad (1)$$

$\langle \rangle$ 代表从 1000 hPa 到 100 hPa 的水汽垂直积分。 q 代表比湿, $\partial / \partial t$ 表示局部变化率, ∇ 为散度, E 和 P 分别代表地表蒸发和降水量。

对于月平均运动或季节平均运动, 可以忽略局部变化率, 进一步方程 (1) 可变为:

$$P = E - \langle \omega \partial q / \partial p \rangle - \langle V_h \cdot \nabla q \rangle \quad (2)$$

其中 $\langle \omega \partial q / \partial p \rangle$ 和 $\langle V_h \cdot \nabla q \rangle$ 分别代表水汽平流的垂直积分和水平积分。

参考 Jin 等 (2020) 对全球季风区水汽收支诊断的近似估计, 采用对流层的两层近似, 其界面为 500 hPa, 利用 500 hPa 的垂直速度 (ω_{500}) 来衡量对流层垂直运动的强度; 假设对流层下部的平均比湿与 850 hPa (q_{850}) 处的比湿相同, 且对流层上层的比湿可忽略不计。因此, 我们有以下的近似表达式:

$$\langle \omega \partial q / \partial p \rangle \approx (\omega_{500} \cdot q_{850}) / g \quad (3)$$

$$\langle V_h \cdot \nabla q \rangle \approx (V_{500} \cdot \nabla q) / g \quad (4)$$

方程 (2) 可以简化为:

$$P \approx E - (\omega_{500} \cdot q_{850}) / g - (V_{500} \cdot \nabla q) / g \quad (5)$$

与 500 hPa 的水汽垂直平流项相比, 亚洲季风区平均地表蒸发量也相对较小。方程 (5) 可进一步简化为:

$$P' \approx -(\omega_{500}' \cdot q_{850} + \omega_{500} \cdot q_{850}') / g \quad (6)$$

其中, $'$ 表示与气候平均态的偏差值, 约等号右侧两项分别代表动力作用和热力作用。

3. 9.2ka 亚洲弱季风事件的特征

重建序列在 9.5-9.0 ka 时期都基本显示了弱夏季风特征。贵州董哥洞的 D4 石笋氧同位素的序列在 9.3-9.0 ka 期间发生突增, 表征该地区经历了一次显著的亚洲夏季风减弱事件 (图 1d) (Dykoski et al., 2005); 与之相似, 图 1b 所示, Qunf 洞的重建序列也表征了本次事件, 代表印度夏季风强度也同样发生了减弱 (Fleitmann et al., 2007); 公海湖位于我国山西省境内, 受控于亚洲夏季风, 其根据花粉重建的年降水序列在 9.4 ka 左右表现为明显下降特征,

在 9.4-9.0 ka 期间一直处于低值状态（图 1c）（Chen et al., 2015），表明东亚夏季风强度突然减弱；湖光岩玛珥湖地区的 $\Delta\delta^{13}\text{C}_{31-29}$ 被认为可以反映亚洲夏季风的强弱变化，当 $\Delta\delta^{13}\text{C}_{31-29}$ 偏正，表明东亚夏季风减弱，其值在 9.6-9.5 ka 期间显著上升，并在 9.0 ka 左右才恢复至平均状态，说明东亚夏季风明显减弱（图 1e）（Jia et al., 2015）。

图 3a 表示 NNU-12ka 模拟的亚洲季风区在净太阳活动（ORB+TSI-ORB 试验）影响下的降水空间特征，时段为 9.6-9.4 ka（太阳活动谷值时期）。亚洲季风区内降水总体减少，区域平均降水量减少 0.17 mm day^{-1} ，尤其是热带季风区内降水减少最为明显，干旱区域由西北太平洋向西延申至印度半岛北部，表现为纬向条带分布，大部分区域都通过了 90% 的显著性检验；我国东部由北向南呈现“湿-干-湿”的降水经向分布，中国东部沿海地区降水增多，日本地区降水减少。印度洋及南亚非大陆地区表现为大范围降水增多。图 3b 为轨道参数强迫下的亚洲季风区降水空间形态特征，季风区内的干湿分布与净太阳活动模拟下的空间场较为相似，但未模拟出西北太平洋及印度内陆的大范围显著干旱现象，说明轨道参数外强迫对此时热带季风降水的减少没有显著贡献。与 NNU-12ka 模拟的 9.6-9.4 ka 的降水空间型相比，8.3-8.1 ka 的降水（图 3c）并无明显特征且强度较弱，说明太阳活动影响下的 9.2 ka 弱季风事件较 8.2 ka 事件更为明显，这一特征与本文收集的重建资料所反映的特征相似。

为了探究冰川融水、大陆冰盖等外强迫变化对这一时期亚洲降水的影响，我们进一步查看了 TraCE-21ka 全强迫试验，结果（图 4）表明热带季风区和我东部沿海地区降水增多，季风大陆中部降水减少，南亚表现为大面积干旱，亚洲季风区降水整体没有明显的一致性变化且幅度较小，这说明冰川融水、大陆冰盖等外强迫对此时亚洲季风弱事件并无显著的影响。

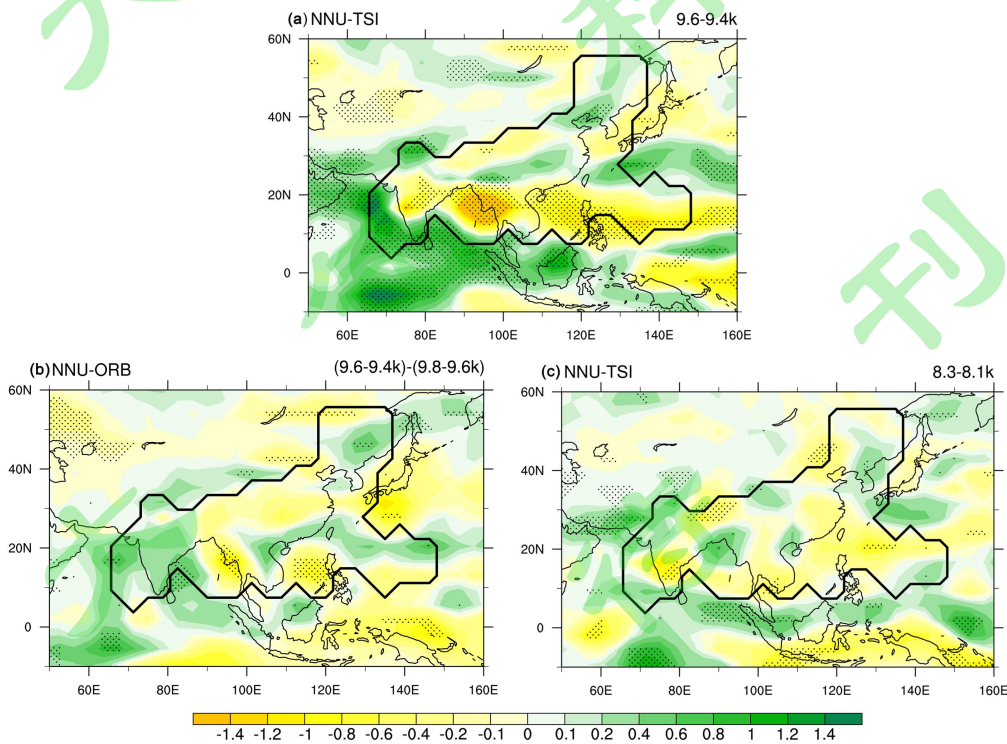


图 3. (a) NNU-12ka 模拟的的太阳活动谷值时期 (9.6-9.4 ka) 净太阳活动影响下亚洲夏季降水异常 (mm)

day⁻¹), (b) 轨道参数强迫试验模拟的降水空间差值场 (mm day⁻¹), (c) 净太阳活动试验模拟的 8.2 ka 前后亚洲季风区降水空间异常特征 (mm day⁻¹)。打点区域为通过 90%置信度 (Bootstrap 检验)。

Fig 3. (a) The Asian summer precipitation anomaly under the influence of net solar activity during the solar activity valley period (9.6-9.4 ka) simulated by NNU-12ka (mm day⁻¹), (b) the spatial difference field of precipitation simulated by the orbital parameter forcing test (mm day⁻¹), and (c) the spatial anomaly characteristics of precipitation in the Asian monsoon region around 8.2 ka simulated by the net solar activity test (mm day⁻¹). The dot area indicates a confidence level of 90% (Bootstrap).

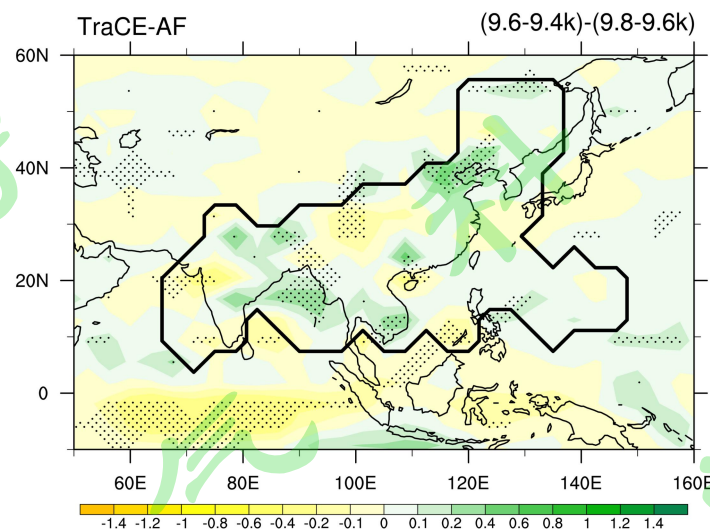


图 4. TraCE-AF 模拟的 9.6-9.4 ka 与 9.8-9.6 ka 亚洲季风区降水差值场 (mm day⁻¹)。打点区域为通过 90% 置信度 (Bootstrap 检验)。

Fig 4. The precipitation difference field (mm day⁻¹) between 9.6-9.4 ka and 9.8-9.6 ka in the Asian monsoon region simulated by TraCE-AF. The dot area indicates a confidence level of 90% (Bootstrap).

4. 亚洲夏季风降水减弱的原因

如图 5a 所示, 太阳辐射的骤降导致亚洲季风区内西北太平洋-东南亚-印度内陆地区出现大范围异常高压, 印度洋则显示为异常低压, 与气候平均态的夏季表现为陆地低压海洋高压特征相反。9.6-9.4 ka 时期, NNU-12ka 净太阳辐射试验模拟的亚洲季风区的陆地地表气温 (0-38°N, 65E°-130°E) 与印度洋海洋区域气温 (-10°S-20°N, 40E°-120°E) 的温度差为 -0.13°C, 超过全新世以来海陆温度差异的一倍标准差 0.11°C, 说明 9.6-9.4 ka 期间总太阳辐射的减弱, 引起夏季亚洲海陆热力差异减弱。太阳活动的快速衰退导致陆地降温速度超过海洋, 因而形成了较弱的海陆热力梯度差。

海陆热力差的减弱, 会影响季风环流的变化, 进而导致季风降水的变化。下面将通过分析 9.2 ka 事件前后的海平面气压、850 hPa 风场和水汽输送等气象要素场的变化来揭示 9.2 ka 事件下亚洲季风变化的物理过程。所有气象要素场均为 NNU 模拟试验的 ORB+TSI 和 ORB 试验相减的结果, 表示净太阳活动造成的影响。

海平面气压和 850 hPa 环流场表明 (图 5a), 热带季风区环流以东风异常为主, 形成显

著的反气旋异常环流，中国南海存在一个异常强反气旋（中心位于 20°N , 115°E ），影响范围包括我国海南岛、台湾岛和菲律宾；另一个反气旋位于中印边界处，两个反气旋分别抑制了东亚季风和印度季风，不利于热带季风区降水的形成。副热带区域的气流向北推进，太平洋上出现气旋（中心位于 28°N , 145°E ）。整层水汽输送情况，总体与 850 hPa 环流场表现一致（图 5b），热带季风区存在 4 个纬向分布的水汽辐散中心（ 70°E - 135°E ），其中缅甸-泰国-孟加拉湾（中心位于 15°N , 95°E ）和菲律宾附近最为强烈；热带水汽向北输送至中国东北部，向南集中于印度洋，水汽在这两处聚合形成大范围降水。500 hPa 垂直运动的空间型特征（图 5c）与水汽散度图较为相似，水汽辐散地区表现为下沉运动，聚集处则呈现上升运动，下沉运动中心也呈现纬向条带分布。前人认为 200 hPa 西风强度和位置的变化会影响东亚季风降水的变化（Zhang et al., 2018），图 5d 为 200 hPa 纬向风差值，我们发现 200 hPa 西风在我国北方有所减弱，这是影响我国东北地区呈现降水略有增多的原因。

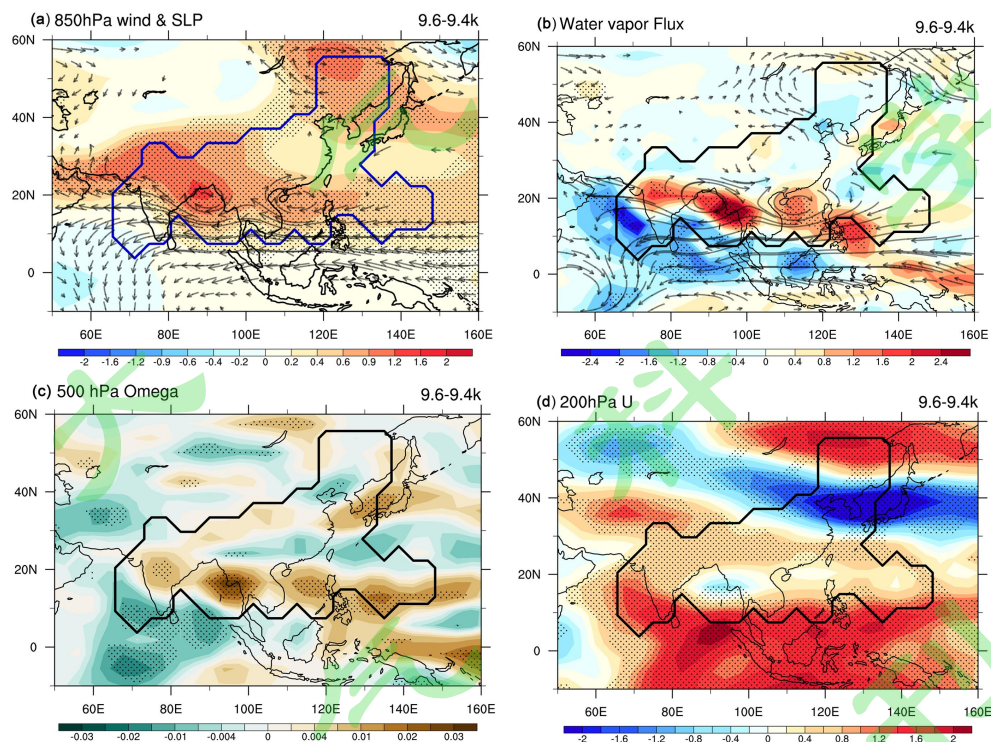


图 5. NNU-12ka 模拟的 9.6-9.4 ka (太阳活动谷值时期)净太阳活动影响下亚洲夏季风环流变化。(a) 850 hPa 风场（箭头， m s^{-1} ）和海平面气压场（阴影，hPa）；(b)整层水汽通量（箭头， $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ ）及其散度（阴影， $10^{-5} \text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$ ）场；(c)500 hPa 垂直速度场（ hPa s^{-1} ）；(d)200 hPa 纬向风场(m s^{-1})。打点区域通过了 90%置信度 (Bootstrap 检验)，矢量场只展示通过 90%置信度的部分 (t 检验)。

Fig 5. The change of Asian summer monsoon circulation under the influence of net solar activity of 9.6-9.4 ka (solar activity valley period) simulated by NNU-12ka. (a) 850 hPa wind field (arrow, m s^{-1}) and sea level pressure field (shadow, hPa); (b) The whole layer water vapor flux (arrow, $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) and its divergence (shadow, $10^{-5} \text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$) field; (c) 500 hPa vertical velocity field (hPa s^{-1}); (d) 200 hPa zonal wind field (m s^{-1}). The dot area indicates a confidence level of 90%(Bootstrap). The vector field only shows the part passing 90% confidence (t

test)

为了理解在太阳辐射突然减弱时期动力作用和热力作用对亚洲季风降水变化的影响，我们进行了水汽收支诊断。根据方程（6），我们计算得到的在太阳活动净效应影响下，夏季亚洲季风区区域平均的动力项（ $\omega_{500}'q_{850}$ ）和热力项（ $\omega_{500} \cdot q_{850}'$ ）之和约为 $-0.21 \text{ mm day}^{-1}$ （图 6c），这与此时亚洲季风区夏季降水量（ $-0.17 \text{ mm day}^{-1}$ ）非常接近，且动力项与热力项之和的空间分布型与降水异常场非常一致（图 3），说明水汽收支诊断的分析结果是可靠的。在 9.6-9.4 ka 时期，动力项（ $\omega_{500}'q_{850}$ ）对于降水的影响主要在亚洲热带季风区（图 6a），干旱区域由西北太平洋延伸至内陆地区，呈现经向分布，亚热带季风区表现为“湿-干-湿”三极型，而热力项（ $\omega_{500} \cdot q_{850}'$ ）影响下的空间型则无显著特征（图 6b），除热带季风区呈现部分干旱特征以外，其余区域都表现为增加。亚洲季风区区域平均的 $\omega_{500}'q_{850}$ 和 $\omega_{500} \cdot q_{850}'$ 分别为 $-0.22 \text{ mm day}^{-1}$ 和 0.01 mm day^{-1} ，可以看出动力作用的贡献远大于热力作用，进一步说明了亚洲热带季风区的异常下沉运动是导致弱季风事件的关键过程。

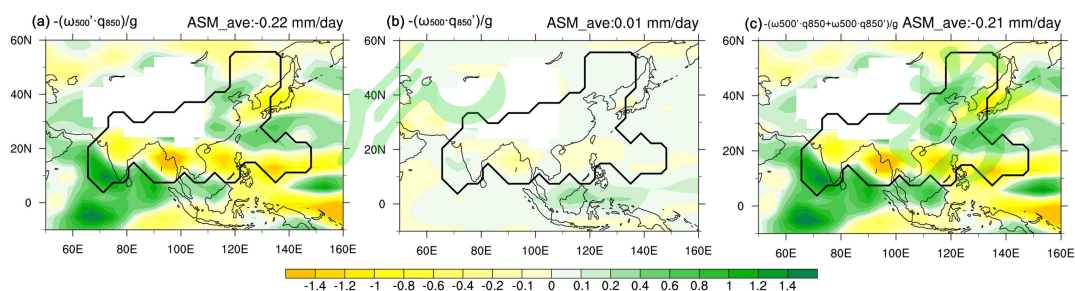


图 6. NNU-12ka 模拟的 9.6-9.4 ka（太阳活动谷值时期）亚洲季风区动力作用(a)、热力作用(b)及二者共同作用(c)的空间特征（青藏高原地区 q 值缺失）。

Fig 6. NNU-12ka simulated 9.6-9.4 ka (solar activity valley period) the spatial characteristics of the dynamic process(a), thermodynamic process(b) and their combined process(c) in the Asian monsoon region (missing q value in the Qinghai Tibet plateau region).

5. 结论与展望

本文基于通用地球系统模式（CESM），开展了全新世以来的瞬变积分气候模拟试验（NNU-12ka），并对比多条重建资料，探究亚洲季风区的降水空间特征、强度异同，分析了该事件的成因机制，得出的主要结论如下：

重建资料序列显示在 9.5-9.0 ka 亚洲季风存在减弱事件，NNU-12ka 太阳活动敏感性试验模拟出了 9.6-9.4 ka（太阳活动谷值时期）前后的亚洲弱季风事件，该时段亚洲季风区平均降水减少 0.17 mm day^{-1} ，总太阳辐射减少了 0.38 W m^{-2} 。二者在 9.2 ka 事件上表现出一致性，表明太阳活动对于本次弱季风事件存在影响。

9.6-9.4 ka 期间，NNU-12ka 净太阳活动模拟试验（TSI+ORB-ORB）的降水空间型显示亚洲热带季风区呈现大面积干旱，范围由西北太平洋向西延申至印度半岛，而我国东部表现

为经向分布的“湿-干-湿”特征；而 TraCE-21ka 全强迫试验则无明显空间特征。说明太阳辐射对 9.2 ka 亚洲夏季风弱事件存在显著贡献，而 TraCE-21ka 并未考虑真实的随时间变化的淡水强迫注入（Tornqvist et al., 2012），冰川融水外强迫在该时期的影响无法确定。

太阳辐射的骤降造成亚洲季风区海陆热力差异减弱，9.6-9.4 ka 陆地平均温度比海洋低 -0.13°C 。经向分布的西北太平洋-东南亚-印度内陆地区表现为高压，引起热带季风区的下沉运动，形成反气旋，抑制东亚季风和印度季风的推进，水汽在热带季风区辐散，不利于降水的形成。水汽收支诊断结果表现为，在亚洲季风区动力作用对降水抑制起主导作用（ -0.22 mm day^{-1} ），热力作用影响并不明显（ 0.01 mm day^{-1} ）。因此，亚洲热带季风区的异常下沉运动是导致 9.2 ka 亚洲弱季风事件的关键过程。

然而，本研究针对 9.2 ka 亚洲弱季风事件的模拟工作仍存在以下的不确定性：（1）NNU-12ka 为 10 年瞬变加速实验，放大了内部变率的影响，未对其影响进行研究，需要利用不进行加速的连续积分试验进行研究；（2）9.2 ka 和 8.2 ka 两次弱季风事件强度的评估还需要考虑更全面的外强迫的影响，需使用包含更多外强迫、更多集合成员的试验对两次事件进行对比分析；（3）本次研究未考虑 9.2 ka 前后高纬冰盖融水变化的影响，TraCE-21ka 模拟试验尽管考虑了冰盖融水这一外强迫，但是其在 10.0-9.0 ka 期间的淡水注入量保持不变，这可能是造成 TraCE-21ka 试验没有 9.2 ka 亚洲弱季风信号的原因，后续的工作需进一步考虑随时间变化的淡水注入对季风弱事件的影响。

参考文献

Alley R B. 2000. Ice-core evidence of abrupt climate change [J]. Proceedings of the National Academy of Sciences USA, 97: 1331-1334.

An Z, Colmanet S M, Zhou W J, et al. 2012. Interplay between the Westerlies and Asian monsoon recorded in Lake Qinghai sediments since 32 ka [J]. Scientific Reports, 2:619.

Bauer E, Ganopolski A, Montoya M. 2004. Simulation of the cold climate event 8200 years ago by meltwater outburst from Lake Agassiz [J]. Paleoceanography, 19(3): PA3014.

Beget J E. 1983. Radiocarbon-dated evidence of worldwide Early Holocene climate change [J]. Geology, 11(7): 389-393.

Berger A L. 1978. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes [J]. Journal of Meteorology, 35(12): 2362-2367.

Berger A L, Loutre M F. 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years [J]. Quaternary Science Reviews, 10(4): 297-317.

Bond G, Kromer B, Beer J, et al. 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene [J]. Science. 294(5549): 2130-2136.

Bond G, Showers W, Cheseby M, et al. 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates [J]. *Science*, 278: 1257-1266.

Bonsal B R, Zhang X, Vincent L A, et al. 2001. Characteristics of daily and extreme temperatures over Canada [J]. *Journal of Climate*, 14(9): 1959-1976.

陈发虎, 董广辉, 陈建徽, 等. 2019. 亚洲中部干旱区气候变化与丝路文明变迁研究: 进展与问题 [J]. *地球科学进展*, 34(6): 561-572. Chen F, Dong G, Chen J, et al. 2019. Climate Change and Silk Road Civilization Evolution in Arid Central Asia: Progress and Issues [J]. *Advances in Earth Science(in Chinese)*, 34(6): 561-572.

Chen F, Xu Q, Chen J, et al. 2015. East Asian summer monsoon precipitation variability since the last deglaciation [J]. *Scientific Reports*, 5: 11186.

Cheng H, Fleitmann D, Edwards R L, et al. 2009. Timing and structure of the 8.2 kyr B.P. event inferred from $\delta^{18}O$ records of stalagmites from China, Oman, and Brazil [J]. *Geology*, 37: 1007-1010.

Cheng J, Ma W, Liu Z, et al. 2019. Varying sensitivity of East Asia summer monsoon circulation to temperature change since Last Glacial Maximum [J]. *Geophysical Research Letters*, 46: 9103-9109.

Cheng J, Ma W, Wu H, et al. 2020. Migration of Afro-Asian Monsoon Fringe Since Last Glacial Maximum [J]. *Frontiers in Earth Science*, 8: 322.

Cohen K M, Harper D, Gibbard P L. 2018. ICS International Chronostratigraphic Chart 2018/08 [Z]. International Commission on Stratigraphy.

Dykoski C A, Edwards R L, Cheng H, et al. 2005. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 233: 71-86.

Fleitmann D, Burns S J, Mangini A, et al. 2007. Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra) [J]. *Quaternary Science Reviews*, 26(1-2): 170-188.

Fleitmann D, Mudelsee M, Burns S J, et al. 2008. Evidence for a widespread climatic anomaly at around 9.2 ka before present [J]. *Paleoceanography*, 23: PA1102.

Flohr P, Fleitmann D, Matthews R, et al. 2016. Evidence of resilience to past climate change in Southwest Asia: Early farming communities and the 9.2 and 8.2 ka events [J]. *Quaternary Science Reviews*, 136: 23-39.

Gupta A K, Das M, Anderson D M. 2005. Solar influence on the Indian summer monsoon during the Holocene [J]. *Geophysical Research Letters*, 32: L17703.

何鹏, 刘健, 刘斌, 等. 2019. 全新世两次典型突变事件下北半球季风降水的变化对比 [J]. *第四纪研究*, 39(6): 1372-1883. He P, Liu J, Liu B, et al. 2019. Comparison of changes of

Northern Hemisphere monsoon precipitation between two typical abrupt climate events in Holocene [J]. *Quaternary Sciences(in Chinese)*, 39(6): 1372-1383.

He F. 2011. Simulating transient climate evolution of the last deglaciation with CCSM3 [D]. PhD dissertation, University of Wisconsin-Madison .

He F, Shakun J D, Clark P U, et al. 2013. Northern Hemisphere forcing of Southern Hemisphere climate during the last deglaciation [J]. *Nature*, 494(7435): 81-85.

Jia G D, Bai Y, Yang X Q, et al. 2015. Biogeochemical evidence of Holocene East Asian summer and winter monsoon variability from a tropical maar lake in southern China [J]. *Quaternary Science Reviews*, 111: 51-61.

Jin C, Wang B, Liu J. 2020. Future Changes and Controlling Factors of the Eight Regional Monsoons Projected by CMIP6 Models [J]. *Journal of Climate*, 33(21): 9307-9326.

Joos F, Spahni R. 2008. Rates of change in natural and anthropogenic radiative forcing over the past 20,000 years [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 105(5): 1425-1430.

梁七丹, 吴江滢, 赵笑笑, 等. 2020. 亚洲夏季风 9.2 ka 事件的湖北落水洞高分辨率石笋记录 [J]. *第四纪研究*, 40(4): 945-958. Liang Q, Wu J, Zhao X, et al. 2020. Variability of Asian summer monsoon during 9.2 ka event recorded by a stalagmite from Luoshui cave, Hubei province, central China [J]. *Quaternary Sciences(in Chinese)*, 40(4): 945-958.

Liu J, Wang B, Cane M A, et al. 2013. Divergent global precipitation changes induced by natural versus anthropogenic forcing [J]. *Nature*, 493(7434): 656-659.

Liu Z, Otto-Bliesner B L, He F, et al. 2009. Transient simulation of last deglaciation with a new mechanism for bolling-allerod warming [J]. *Science*, 325(5938): 310-314.

Matero I, Gregoire L J, Ivanovic R F, et al. 2017. The 8.2 ka cooling event caused by Laurentide ice saddle collapse [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 473: 205-214.

Peltier W R. 2004. Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: The ICE - 5G(VM2) Model and GRACE [J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 20(32): 111-149.

秦锋, 赵艳. 2013. 基于孢粉组合定量重建古气候的方法在中国的运用及思考 [J]. *第四纪研究*, 33(06): 1054-1068. Qin Feng, Zhao Yan. Methods of quantitative climate reconstruction based on palynological data and their applications in china [J]. *Quaternary Sciences(in Chinese)*, 2013, 33(6): 1054-1068.

Rasmussen S O, Andersen K K, Svensson A M, et al. 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination [J]. *Journal of Geophysical Research*, 111(D6): D06102.

Shi J, Yan Q. 2019. Evolution of the Asian-African monsoonal precipitation over the last 21 kyr and the associated dynamic mechanisms [J]. *Journal of Climate*, 32: 6551-6569.

孙炜毅, 刘健, 万凌峰, 等. 2020. 全新世北半球中纬度降水变化对不同外强迫响应的模拟研究 [J]. 第四纪研究, 40(6): 1588-1596. Sun W, Liu J, Wan L, et al. 2020. Simulation of northern hemisphere mid-latitude precipitation response to different external forcings during the Holocene [J]. Quaternary Sciences(in Chinese), 40(6): 1588-1596.

谭明. 2009. 环流效应: 中国季风区石笋氧同位素短尺度变化的气候意义——古气候记录与现代气候研究的一次对话 [J]. 第四纪研究, 29(5): 851-862. Tan Ming. 2009. Circulation effect: climatic significance of the short term variability of the oxygen isotopes in stalagmites from monsoonal china-dialogue between paleoclimate records and modern climate research [J]. Quaternary Sciences(in Chinese), 29(5): 851-862.

Tan L, Li Y, Wang X, et al. 2020. Holocene monsoon change and abrupt events on the western Chinese Loess Plateau as revealed by accurately dated stalagmites [J]. Geophysical Research Letters, 47(21): e2020GL090273.

Tank A, Konnen G P. 2003. Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946-99 [J]. Journal of Climate, 16(22): 3665-3680.

Thomas E R, Wolf E W, Muvaney R, et al. 2007. The 8.2 kyr event from Greenland ice cores [J]. Quaternary Science Reviews, 26: 70-81.

Tornqvist T E, Hijma M P. 2012. Links between early Holocene ice-sheet decay, sea-level rise and abrupt climate change [J]. Nature Geoscience, 5: 601-606.

Vieira L E A, Solanki S K, Krivova N A, et al. 2011. Evolution of the solar irradiance during the Holocene [J]. Astronomy and Astrophysics, 531(A6): 1-20.

Vinther B M, et al. 2006. A synchronized dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene [J]. Journal of Geophysical Research. 111: D13102.

Walker M, Head M J, Berkelhammer M, et al. 2018. Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/Epoch(Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points(GSSPs) and three new stages/subseries [J]. Journal of International Geoscience Episodes, 41(4): 213-223.

万凌峰. 2020. 基于地球系统模式 CESM 模拟的全新世温度演变 [D]. 南京:南京师范大学博士论文, 23-24. Wan L. 2020. Holocene temperature evolution based on earth system model CESM simulation [D]. Nanjing: Doctoral thesis of Nanjing Normal University, 23-24.

Wang B, Ding Q. 2008. Global monsoon: Dominant mode of annual variation in the tropics [J]. Dynamics of Atmospheres and Oceans, 44(3-4): 165-183.

王绍武. 2008. 8.2 ka BP 冷事件 [J]. 气候变化研究进展, 4(3): 193-194. Wang S. 2008. 8.2 ka BP cold event [J]. Advances in climate change research, 4(3): 193-194.

Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. 2005. The Holocene Asian Monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate [J]. Science, 308: 854-857.

Weiss H, Courty M A, Wetterstrom W, et al. 1993. The genesis and collapse of third millennium North Mesopotamian civilization [J]. *Science*, 261(20): 995-1004.

Wen Z, Marsh H W, Hau K T. 2010. Structural Equation Models of Latent Interactions: An Appropriate Standardized Solution and Its Scale-Free Properties [J]. *Structural Equation Modeling A Multidisciplinary Journal*, 17(1): 1-22.

吴文祥, 刘东生. 2004. 4000 a B.P. 前后东亚季风变迁与中原周围地区新石器文化的衰落 [J]. *第四纪研究*, 24(3): 278-284. Wu W, Liu T. 2004. Variations in east Asia monsoon around 4000 a B.P. and the collapse of neolithic cultures around central plain [J]. *Quaternary Sciences(in Chinese)*, 24(3): 278-284.

许清海, 肖举乐, 中村俊夫, 等. 2004. 孢粉记录的岱海盆地 1500 年以来气候变化 [J]. *第四纪研究*, 24(3): 341-347. Xu Q, Xiao J, Toshio N, et al. 2004. Climate changes of daihai basin during the past 1,500 from a pollen record [J]. *Quaternary Sciences(in Chinese)*, 24(3): 341-347.

杨林山. 2015. 气候变化与人类活动对洮河流域水文过程的影响 [D]. 兰州大学. Yang L. 2015. Influence of climate change and human activities on hydrological process in Taohe River Basin [D]. Lanzhou University.

张雪芹, 孙杨, 毛炜峰, 等. 2010. 中国干旱区气温变化对全球变暖的区域响应 [J]. *干旱区研究*. 27(04): 592-599. Zhang X, Sun Y, Mao W, et al. 2010. Regional Response of Temperature Change in the Arid Regions of China to Global Warming [J]. *Arid Zone Research(in Chinese)*, 27(04): 592-599.

Zhang W, Yan H, Dodson J, et al. 2018. The 9.2 ka event in Asian summer monsoon area: the strongest millennial scale collapse of the monsoon during the Holocene [J]. *Climate Dynamics*. 50: 2767-2782.

Zhang X J, Jin L, Lu H Y, et al. 2018. East-west contrast of Northeast Asian summer precipitation during the Holocene [J]. *Global and Planetary Change*, 170: 190-200.

赵宗慈, 罗勇, 黄建斌. 2021. 全球变暖与气候突变 [J]. *气候变化研究进展*, 17(01): 114-120. Zhao Z, Luo Y, Huang J. 2021. Global warming and abrupt climate change [J]. *Climate Change Research(in Chinese)*, 17(01): 114-120.