轨道尺度的亚洲夏季风演变: “困惑”与探索

程海^{1,2,3*}, 张海伟¹, 蔡演军^{1†}, 石正国², 易亮⁴, 邓成龙⁵, 郝青振⁶, 彭友兵¹,
Ashish SINHA^{1,7}, 李瀚瑛¹, 赵景耀¹, 田野¹, Jonathan BAKER¹,
Carlos PEREZ-MEJÍAS¹

1. 西安交通大学全球环境变化研究院, 西安 710054;

2. 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 710061;

3. 中国地质科学院岩溶地质研究所岩溶动力学重点实验室, 桂林 541004;

4. 同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092;

5. 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029;

6. 中国科学院地质与地球物理研究所新生代地质与环境重点实验室, 北京 100029;

7. Department of Earth Sciences, California State University Dominguez Hills, Carson 90747, USA

* 通讯作者, E-mail: cheng021@xjtu.edu.cn

† 通讯作者, E-mail: yanjun_cai@xjtu.edu.cn

收稿日期: 2020-06-15; 收修改稿日期: 2020-11-26; 接受日期: 2021-01-12; 网络版发表日期: 2021-02-24

国家自然科学基金项目(批准号: 41888101, 41731174)资助

摘要 亚洲夏季风影响着亚洲大陆数十亿人口。半个世纪以来, 亚洲夏季风研究取得了许多重要成就, 但一些科学问题依然有待深入探索。这其中包括轨道时间尺度的两个难题: (1) 中国黄土的磁化率序列显示亚洲夏季风变化以冰期-间冰期~100kyr周期为主, 而中国石笋氧同位素($\delta^{18}\text{O}$)序列则以~20kyr岁差周期为主, 两者主导周期的差异成为了悬而未决的“中国的100kyr周期问题”; (2) 亚洲大陆石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列与许多海洋沉积记录在岁差波段上的显著相位差异, 是争议已久的“海-陆岁差相位的困惑”。应当如何解答这些难题呢? 首先, 伴随着轨道尺度数值模拟的不断发展, 岁差波段上降水量和风场变化在亚洲夏季风广大区域中的不均匀性及其区域模态差异逐渐明朗, 不同气候记录的分歧在很大程度上可能只是这种降水和风场空间不均一性的体现。其次, 不同记录载体有其固有的优势和局限, 而此间差异则部分反映了这些局限性。总体而言, 亚洲夏季风的黄土、海洋和石笋记录之间并不存在相互否定的关系, 而是具有互补性; 它们各自刻画了亚洲夏季风动力学系统的不同方面。因此, 从整体季风系统的视角审视这些记录, 能够基本解释亚洲季风的“中国的100kyr周期问题”和“海-陆岁差相位的困惑”这两个科学难题。

关键词 亚洲夏季风, 轨道时间尺度, 岁差相位, 不同气候记录

中文引用格式: 程海, 张海伟, 蔡演军, 石正国, 易亮, 邓成龙, 郝青振, 彭友兵, Sinha A, 李瀚瑛, 赵景耀, 田野, Baker J, Perez-Mejías C. 2021. 轨道尺度的亚洲夏季风演变: “困惑”与探索. 中国科学: 地球科学, 51(4): 507–522, doi: [10.1360/SSTe-2020-0154](https://doi.org/10.1360/SSTe-2020-0154)

英文引用格式: Cheng H, Zhang H, Cai Y, Shi Z, Yi L, Deng C, Hao Q, Peng Y, Sinha A, Li H, Zhao J, Tian Y, Baker J, Perez-Mejías C. 2021. Orbital-scale Asian summer monsoon variations: Paradox and exploration. Science China Earth Sciences, 64(4): 529–544, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9720-y>

1 引言: 亚洲季风研究中的两个科学难题

亚洲季风是一个巨大的气候系统, 其夏季风从南半球的马斯克林高压-澳洲北部穿过赤道, 经印度洋-孟加拉湾-南海直到整个中国东部和日本. 亚洲夏季风主要包括两个子系统: 东亚和印度夏季风. 对夏季风的研究, 首先需要有一个共同的关于夏季风强弱的明确定义. 现代季风气候学中, 从晚春-早夏开始, 随着北半球太阳辐射的增加, 亚洲大陆(尤其是青藏高原)与印度洋-太平洋海域之间的地表温度梯度及产生的压力梯度逐步加大, 形成自西南-东南方吹向大陆的夏季风, 并伴随着热带辐合带(Intertropical Convergence Zone, ITCZ)和西风急流的北移, 7~8月达到峰值(Cheng等, 2016; 程海等, 2019). 在此过程中, 亚洲夏季风从南到北、从弱到强不断发展, 大气环流的空间规模扩大、更远的水汽被输送至更北区域、夏季风北界向北拓展、随之北方(南方)夏季风降水量总体增加(减少)、降水氧同位素($\delta^{18}\text{O}$)整体变轻. 这些现代气候上“从弱到强”的亚洲夏季风发展特征(如, Ding等, 2004; 程海等, 2005; Cheng等, 2019a), 类似于在岁差波段上(~20kyr周期)从岁差最大值($P_{\max}$)或北半球夏季太阳辐射(Northern Hemisphere Summer Insolation, NHSI)极小值, 到岁差最小值($P_{\min}$)或NHSI极大值条件下亚洲季风的加强过程, 且这一情景演变已经十分清楚地展现在近40年来的一系列不同模式的模拟结果中(如, Kutzbach, 1981; Schmidt等, 2007; Braconnot等, 2008; Kutzbach等, 2008, 2020; LeGrande和Schmidt, 2009; Shi等, 2011; Shi, 2016; Weber和Tuenter, 2011; Zhao和Harrison, 2012; Jiang等, 2013; Li等, 2013; Liu等, 2014; Battisti等, 2014; Chiang等, 2015; Kong等, 2017; Bosmans等, 2018; Tabor等, 2018; Lee等, 2019; Hu等, 2019; Huang等, 2020)(图1和2).

那么在轨道时间尺度上, 东亚夏季风强弱变化的主旋律究竟是什么呢? 是否就是岁差变化主导的NHSI~20kyr变化周期呢? 具有100kyr周期的全球冰量变化的作用又是什么呢? 以中国东部(包括黄土高原)为主的东亚季风区, 在过去半个多世纪中积累了大量反映季风变化的地质记录, 其中来自黄土高原的黄土-古土壤序列的研究历史悠久(如, Liu, 1985; Li等, 1988; An等, 1990, 1991; Ding等, 1992; 郭正堂等, 1994; Guo等, 1996a, 1996b), 对理解东亚夏季风在轨道尺度上的演

化历史、规律和机制起了重要作用. 特别是20世纪90年代以来, 黄土磁化率指标的研究揭示了东亚夏季风降水与深海氧同位素所指示的全球冰量变化之间具有紧密联系: 黄土高原地区强(弱)夏季风降水对应于全球冰量小(大)的间冰期(冰期)(图3e、3f), 季风变化具有与全球冰量一致的~100kyr为主的周期(如, Liu和Ding, 1998及文章中的参考文献). 这一学术观点影响深远; 黄土高原随处可见的古土壤-黄土互层是间冰期-冰期主韵律的最直观、最清晰的诠释.

从季风的基本特征出发, 确立的东亚夏季风~100kyr周期为主的旋回特征与早先基于非洲季风的实例和理论研究所提出的经典假说并不协调(汪品先, 2006; Wang等, 2017; 程海等, 2019). 气象上中低纬的季风实质是海洋和陆地热力差异所引起的海陆温度梯度的季节转换, 及其与之相伴的大气气压差、风向及降水的显著转变, 而太阳辐射的季节变化是导致海陆温差季节转换的主要因素. 在轨道尺度上, 中低纬太阳辐射的变化主要受岁差控制, 地球轨道的另外两个参数, 偏心率(~100kyr周期)和地轴倾角(~40kyr周期)的影响相对较小, 因此理论上预期~20kyr岁差周期应该是中低纬夏季风的主旋律. 早期对于轨道尺度季风变率的模拟研究也证实了这一理论预期(如, Kutzbach, 1981). 古气候研究领域的轨道理论, 一直就伴随着一个关于100kyr周期的经典悖论: Milankovitch(1941)提出北半球高纬度冰盖(或全球冰量)对高纬度(~65°N)夏季太阳辐射变化的响应和反馈是驱动全球气候变化的关键所在, 而全球冰量变化的~100kyr周期与地球轨道的偏心率周期相近, 是这一理论的主要基石之一(Emiliani, 1955; Hays等, 1976); 但是, 轨道偏心率对太阳辐射变化的贡献(包括65°N夏季太阳辐射)远不及岁差和地轴倾角, 由此产生了一个经典悖论, 即“100kyr周期困惑”(“100 kyr Problem”, Hays等, 1976). 与此相类似, 黄土记录揭示的东亚夏季风的~100kyr主导周期, 与夏季风变化主要受太阳辐射岁差驱动的假说(如, Kutzbach, 1981; Weber和Tuenter, 2011)也存在明显的矛盾, 这就是所谓的“中国的100kyr周期问题”(“Chinese 100 kyr Problem”, 程海等, 2019). 进入21世纪, 中国古气候研究有了长足进展. 在石笋研究领域, 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 变化序列主要被认为反映从水汽源到洞穴的全程水汽变化的累计结果, 其指示东亚大陆夏季风总体强度(Yuan等, 2004; Cheng等, 2009, 2016, 2019a). 此间重

图 1 不同模式模拟的低岁差与高岁差条件下夏季(6~8月)平均降水差异和降水氧同位素差异

(a) EC-EARTH模式模拟的低岁差与高岁差条件下夏季(6~8月)平均降水差异(mm/d; [Bosmans等, 2018](#))。颜色指示 $P_{\min} - P_{\max}$ 的降水差值, 等值线指示 $P_{\max}$ 的降水。(b) ECHAM模式模拟的低岁差(218kyr)与高岁差(207kyr)条件下夏季(6~8月)降水氧同位素差异([Battisti等, 2014](#))。绿色圆圈代表海洋沉积记录的钻孔位置。黄色方框代表石笋记录的洞穴位置: QF, Qunf洞; HT, Hoti洞; BT, Bittoo洞; MAW, Mawmluh洞; TM, 天门洞; XBL, 小白龙洞; DG, 董哥洞; WY, 乌鸦洞; JX, 九仙洞; SB, 三宝洞; LH, 莲花洞; HL, 葫芦洞; KLS, 苦栗树洞; NH, 暖和洞。红色星号代表黄土剖面的位置: JY, 靖远; YMG, 驿马关; XF, 西峰; LT, 灵台; BJ, 宝鸡; LC, 洛川; JB, 靖边; ZT, 斋堂。灰色线条包围的区域分别是黄土高原(CLP)和青藏高原(TP, 海拔>4000m)

要而又最令人疑惑的发现之一, 就是东亚季风区众多的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录在轨道尺度上具有广泛的时空一致性, 并以岁差周期为主, 几乎没有100kyr周期成分([Wang等, 2008](#); [Cheng等, 2012, 2016, 2019a](#)), 这一发现进一步加深了中国的100kyr周期困惑, 成为古气候研究领域有待解译的科学问题之一。

另一个关于亚洲夏季风的科学争议是以阿拉伯海为主的多个海洋沉积记录与亚洲大陆石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列在

岁差波段上的相位差(相差约6~7ka), 及其相应的季风动力学机制差异(如, [Clemens等, 1991](#); [Clemens和Prell, 2003](#); [Ruddiman和Raymo, 2003](#); [Ruddiman, 2006](#); [Clemens等, 2008, 2010](#); [Cheng等, 2012, 2019a](#); [Gebregiorgis等, 2018, 2020](#); [Wang等, 2017](#); [Zhang等, 2020](#))。这一持续了20余年的科学争议, 引发了亚洲夏季风的“海-陆岁差相位的困惑”。20世纪90年代初, 基于阿拉伯海沉积记录的研究, 部分研究者认为印度夏季风的

图2 不同模式模拟的低岁差与高岁差条件下地表风差异

(a) EC-EARTH模式模拟的低岁差(绿色箭头)与高岁差(蓝色箭头)条件下夏季(6~8月)平均地表风矢量(m s⁻¹)。灰色阴影表示地表风速差值为负(Bosmans等, 2018)。(b) iCESM模式模拟的低岁差与高岁差条件下6~9月平均近地表风差异与10m风速差值(Tabor等, 2018)。橘粉色和淡蓝色区域分别表示风速差异为正值及负值, 其他图标与图1一致

变化不仅受与北半球太阳辐射有关的海-陆温差或气压差变化驱动, 也受到来自南半球的水汽潜热释放和全球冰量的影响, 且后者是主导因素(Clemens和Prell, 2003; Clemens等, 1991, 2008, 2010)。其中, 海洋沉积物的代用指标(与夏季风速、风向相关的海洋上升流等有关)通过深海氧同位素序列的天文调谐获得年代尺标后, 其所指示的印度夏季风在岁差波段上晚于NHSI变化~8ka。由此, 这些研究者认为印度季风水汽循环伴随了从南印度洋热带海水的水汽蒸发到亚洲大陆降水的潜热释放过程, 而南印度洋亚热带海表温度

的变化控制了水汽蒸发的强度; 由于这一海表温度变化在岁差波段上晚于NHSI极大值~8ka, 南半球的潜热释放是阿拉伯海季风(或印度夏季风)记录滞后~8ka的主要机制。

上述来自海洋的结论与对夏季风的传统认识有很大不同。早在40年前, Kutzbach(1981)就提出了地球轨道参数变化所引起的低纬夏季太阳辐射量变化是夏季风在轨道尺度上的主要驱动力。Reichert等(1998)根据NIOP464/455/497、RC267-24等阿拉伯海钻孔的研究认为, Clemens等(1991)的假说与印度地区全新世湖泊

图3 太阳辐射、海平面变化(全球冰量)、黄土记录和石笋记录对比图

(a) 7月21日30°N和30°S太阳辐射量之差(红色)及65°N太阳辐射量变化(灰色)(Laskar等, 2004), 两者变化规律高度一致; (b) 中国洞穴石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 集成序列(Cheng等, 2016); (c) 靖远/古浪黄土碳酸盐碳同位素($\delta^{13}\text{C}$)序列(平均值)(Sun等, 2015); (d) 斋堂黄土沉积的磁化率序列(熊尚发等, 1998); (e) 洛川黄土沉积成壤组分的磁化率通量序列(An和Sun, 1995); (f) 集成黄土磁化率序列(Sun等, 2006); (g) 集成海平面变化序列, 指示着全球冰量变化(Spratt和Lisiecki, 2016). 虚线指示中国洞穴石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 集成序列、靖远/古浪黄土 $\delta^{13}\text{C}$ 序列和斋堂黄土磁化率序列的相互对比关系

记录不符; 亚洲季风的极值与夏季南北半球热带太阳辐射梯度值(Summer Inter Tropical Insolation Gradient, SITIG)或最大气压差有关; 而阿拉伯海的海洋上升流(或相关海洋生产力指标)可能与8~9月夏季风的晚期阶段相关联(Reichart, 1997; Reichart et al., 1998). 此外, Ziegler等(2010a, 2010b)在研究阿拉伯海和地中海记录的基础上, 提出阿拉伯海海洋生产力的指标或大洋最

低含氧带(Oxygen Minimum Zones, OMZs)的影响因素复杂, 可能不一定与夏季风直接关联, 而是受到大西洋经向翻转环流(Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC)的影响.

争议的中心在2006年开始转向. Ruddiman(2006)根据中国及南美石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列的研究结果(Wang等, 2001; Yuan等, 2004; Cruz等, 2005), 呼吁结束关于夏季风驱动机制的争论, 因为石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列显示南北半球的季风变化呈现反相位关系, 并分别与南北半球的夏季太阳辐射相关, 且没有岁差波段上的显著滞后; 至于阿拉伯海记录的滞后现象可能是由于该记录并非典型的印度夏季风记录, 而是与阿拉伯海海风有关(Conroy和Overpeck, 2011), 或其指示意义被过于简化(Ruddiman, 2006). 但争论并未就此停止: 一方面, 相关海洋记录研究者坚持印度夏季风记录相对NHSI的显著相位差是存在的(如, Clemens和Prell, 2007); 另一方面, 快速海气耦合模式(FOAM)模拟的280ka以来南北半球夏季风降水对地球轨道参数的响应显示, 在岁差波段上, 夏季风总体降水滞后NHSI ~2ka, 与亚洲大陆的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列吻合(Kutzbach等, 2008), 但该模拟试验并没有考虑全球冰量变化. 随后, 争论聚焦到中国石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 指标的水文气候学意义方面. 一方面, Clemens等(2008)再次强调在岁差波段上, 亚洲夏季风的峰值发生在全球冰量极小值和岁差最大值之间(即全球冰量和南印度洋有关的潜热释放机制); 并进一步将东亚季风区的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列解读为春、夏、冬季降水 $\delta^{18}\text{O}$ 的三段元混合结果(Clemens等, 2010), 即夏季风降水(占48%, 与印度夏季风有关的水汽, 其 $\delta^{18}\text{O}$ 变化滞后于NHSI ~8ka)、冬季风降水(占34%)和春季源自太平洋水汽的降水(占18%)(两者与NHSI变化基本同相位); 由此认为石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 指标的复杂性不足以结束上述争议(Clemens等, 2008, 2010). 另一方面, Cheng等(2012)通过系统总结亚洲和美洲的相关石笋研究成果, 提出亚洲季风区内以夏季降水为主的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列并未有滞后NHSI ~8ka的现象; 相反, 尽管季风降水的空间差异相当大, 但亚洲季风区的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列在岁差波段上具有广泛的一致性, 并不受区域降水季节性的空间变化的控制.

Caley等(2011a, 2011b)在研究MD04-2861等阿拉伯海钻孔的基础上, 通过沉积物粒度(大陆湿度或冬季风)、溴含量(生物产率)、有孔虫组合与其集成曲线等

综合分析,发现阿拉伯海记录在岁差波段上滞后NHSI ~9ka。在东印度洋,Bolton等(2013)利用ODP 758钻孔中的两种不同有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化梯度,重建了印度夏季风风力驱动的上层海洋水体层化历史,发现印度夏季风风速变化滞后NHSI ~9ka。Gebregiorgis等(2018)利用东印度洋安达曼海附近钻孔(NGHP 17)的浮游有孔虫Mg/Ca(温度指标)和 $\delta^{18}\text{O}$,获得了过去1Ma印度夏季风降水的变化序列,认为降水与印度夏季风风力变化紧密耦合,且在岁差波段上滞后NHSI ~9ka;由此得出NHSI不是印度夏季风主要驱动因素的结论。在南海,Thomas等(2014)通过ODP1146钻孔的叶蜡氢同位素($\delta^2\text{H}$)重建温度变化,发现中国南方珠江流域的降水具有一定的岁差旋回,认为太阳辐射是夏季风的主要驱动因素,但其相位仅滞后于NHSI ~1ka(与该钻孔其他季风指标的相位不同,Clemens等,2008)。在东海,Clemens等(2018)通过U1429钻孔的表层水体氧同位素($\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$)研究,认为其主要指示长江径流量和相应地区降水量的变化,发现 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ 序列没有明显的岁差旋回,由此提出东亚夏季风主要驱动因素是全球冰量和温室气体,且不受NHSI控制(Clemens等,2018)。在日本东南地区,海洋钻孔MD01-2421和琵琶湖(Lake Biwa)钻孔研究都发现NHSI低的时期降水反而更多的现象(Igarashi和Oba, 2006; Iwamoto和Inouchi, 2007)。通过总结众多独立的海洋化学、物理、生物和同位素等亚洲季风记录,包括阿拉伯海风力驱动的生产率(Clemens等, 1991; Clemens和Prell, 2003; Leuschner和Sirocko, 2003; Reichert等, 1998; Schmiedl和Leuschner, 2005)、阿拉伯海OMZs的反硝化作用(Altabet等, 1995; Reichert等, 1998)、风的搬运动力(Clemens等, 1991; Clemens, 1998)、日本东南部降水(Igarashi和Oba, 2006; Iwamoto和Inouchi, 2007)、河水径流变化导致的南海生物生产率变化(Clemens等, 2008)、风速有关的海面温度(Chen等, 2003)以及中国黄土粒度和磁化率(Sun等, 2006; Clemens等, 2008)等序列,Clemens等(2010)认为在岁差波段上亚洲夏季风具有约8~9ka滞后于NHSI的相位。但这一认识明显不同于亚洲大陆石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列的2~3ka滞后于NHSI的相位关系(如, Cheng等, 2012, 2016; 程海等, 2019),使得亚洲大陆石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列与阿拉伯海、孟加拉湾等海洋记录之间的争议一直延续至今(程海等, 2019; Gebregiorgis等, 2020; Zhang等, 2019, 2020),成为亚洲季风研究领域备受关注的另一个重要

科学问题,即亚洲夏季风“海-陆岁差相位的困惑”。

本文尝试从亚洲季风系统的全局视野来审视上述两个科学问题,以避免类似于单一地质载体、单一指标或区域认识的片面性;而越来越多、越精细的气候模拟结果,为解决这一争议提供了关键的季风动力学支撑。

2 黄土磁化率与石笋氧同位素记录的关系

中国黄土磁化率一般被认为可以用来表征东亚夏季风降水量(如, An等, 1990; Liu和Ding, 1998; Sun等, 2006; Song等, 2014),虽然存在一定的复杂性,但其水文气候学意义总体上没有引起很大争议,并被广泛用于研究东亚夏季风的变化历史和规律(An, 2000)。从黄土磁化率序列来看,东亚夏季风变率显然以冰期-间冰期~100kyr旋回为主,相对而言其岁差周期并不显著(如, Sun等, 2006)(图3),这与石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列明显不同。从黄土磁化率指示气候变化的机理出发,考虑以往没有受到特别关注的两个重要因素,即黄土高原本身降水的岁差变化特征和黄土堆积速率的显著变化,可能有助于解译这一长期以来的“困惑”。

首先,近十年来对岁差引起的亚洲夏季风降水变化的模拟评估工作有了长足进展,而且不同模式和不同分辨率的模拟结果、特别是不同岁差情景下降水响应的空间模态基本一致,有很高的可信度(如, Kutzbach等, 2008; LeGrande和Schmidt, 2009; Weber和Tuenter, 2011; Zhao和Harrison, 2012; Jiang等, 2013; Liu等, 2014; Battisti等, 2014; Chiang等, 2015; Bosmans等, 2018; Tabor等, 2018; Lee等, 2019; Hu等, 2019)。以近期高分辨率模拟结果中(Bosmans等, 2018)降水的岁差极小值与极大值($P_{\min}-P_{\max}$)的差值为例(图1), $P_{\min}$ (NHSI高)相对 $P_{\max}$ (NHSI低)亚洲夏季风加强:表现为亚洲季风区海-陆温差加大、气压差增加;夏季风(西南-南风)总体加强、更加深入大陆;降水带总体北移(>10°纬度)、大陆总体降水增加,南部-东南部海域降水总体减少(图1和2);大陆降水 $\delta^{18}\text{O}$ 整体上偏负(如, 汤绪等, 2006; Battisti等, 2014; Tabor等, 2018; 陈婕等, 2018; Hu等, 2019)。在此背景下,亚洲大陆的夏季风降水量序列(如黄土磁化率)和降水 $\delta^{18}\text{O}$ 序列(如石笋 $\delta^{18}\text{O}$)应该显示出大范围一致性的岁差旋回。但为何只有石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列(包括黄土高原周边的九仙洞序列, Cai等,

2010)具有显著的岁差旋回,而一些黄土剖面磁化率序列的岁差周期不显著呢?仔细检查降水量变化的模拟结果(如,Zhao和Harrison, 2012; Liu等, 2014; Battisti等, 2014; Bosmans等, 2018; Tabor等, 2018; Lee等, 2019; Hu等, 2019),可以发现在几乎所有的模拟结果中,岁差变化对黄土高原降水量的影响都不显著,尤其是黄土高原的核心地区(包括西峰、宝鸡、洛川、靖边、靖远、驿马关、灵台等著名黄土剖面地点),降水量几乎没有显著的变化(图1a)。因此,模拟结果可能说明,相比其他季风区,黄土高原核心区是个很有自身特点的地区,也就是说黄土磁化率序列的降水变化岁差幅度相对很小、岁差周期不是主导周期(图3e),可能恰恰反映了黄土高原核心地区真实的降水自然变化,但这并非东亚夏季风总体降水特征的全貌(图1a)。反过来看,由于该区域自然过程已经在很大程度上“移除”了岁差变化对降水的影响,使得黄土记录成为刻画其他驱动要素“较为纯净”的记录,如季风的冰期-间冰期(如, Sun等, 2006; Nakagawa等, 2008)、温室气体(如, Sun等, 2015)、地轴倾角(Li等, 2017)等因子。最近,石正国等(2020)对轨道尺度亚洲季风演化机理的数值模拟进展作了回顾和总结:“虽然敏感性试验显示全球冰量对东亚夏季风的影响显著,但类似于黄土记录显示的东亚夏季风以全球冰量为主要周期波动的现象尚未在瞬变模拟中发现。即使在瞬变模拟中加入100kyr冰期旋回强迫,模拟出的亚洲夏季风依然主要受控于岁差驱动的低纬太阳辐射。例如,在考虑了全球冰量、太阳辐射和温室气体变化的全强迫瞬变试验中,不管是印度夏季风还是东亚夏季风依然呈现显著的20kyr周期,这与不考虑冰量变化的瞬变试验结果基本一致,冰量加入的主要作用是改变了亚洲夏季风对太阳辐射的响应幅度(Weber和Tuenter, 2011)”。即冰量会通过改变海陆热力对比及中高纬环流等影响东亚夏季风降水幅度(如, Jiang和Lang, 2010; Shi等, 2019),但暂未有模拟研究支持冰期-间冰期旋回能像在黄土磁化率序列中展现的这样主控夏季风降水周期。有趣的是位于黄土高原东北部的斋堂黄土磁化率序列具有较显著的岁差周期,与石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列特征相似(熊尚发等, 1998)(图3b、3c)。模拟结果显示,斋堂地区的降水量理论上可能也应该有较大幅度的岁差变化,与黄土高原核心区存在一定差异(图1a);进一步说明降水量在岁差波段上的区域差异至少可以部分解释很多黄土剖面磁化率

序列的岁差变化相对不够显著的现象。

其次,黄土的堆积速率差异很大,通常冰期的堆积速率比间冰期可高达数倍以上(如, An和Sun, 1995; Sun等, 2006)。如果利用黄土磁化率指示降水量,那么要比较降水量就需要考虑堆积速率的影响,即在相同堆积时间内比较降水量差异(消除时间因素的差异),也就是用通量而非磁化率的绝对测量值来进行降水变化的重建。实际上这并非新的观念,如An和Sun(1995)就提出用黄土磁化率通量来重建黄土高原的古降水历史。作为一级近似,本研究将磁化率测量值乘以堆积速率作为近似的通量指标。虽然这一指标可能有较大不确定性,比如不同剖面之间水热条件配置不同而导致不同成壤过程,以及产生磁性矿物成分、粒度与含量的差异,最终导致磁化率与降水量之间很可能呈现显著的非线性关系;另外,由于受到测年技术的局限,中国黄土的新一代高精度时间标尺尚待突破,现有时间标尺的精度也可能影响计算黄土磁化率通量的岁差周期强弱、相位及其解译;但从原理上来讲,这一近似结果相对于原始磁化率序列在趋势和周期上的差别依然有重要的参考价值(图4)。

500ka以来,黄土原始磁化率序列(如西峰、洛川、靖远、驿马关、灵台、宝鸡等)显示了主导的~100kyr冰期-间冰期周期,岁差(~20kyr)周期相对较弱;但从通量来看,~20kyr周期与~100kyr周期几乎同等重要,甚至更为显著(图4)。这一结果与早期洛川黄土剖面的磁化率通量计算结果十分类似,后者的成壤磁化率通量在末次冰期中的两个峰值与NH₂和石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 的对应峰值(~30ka和~50ka)吻合,并且幅度上相当接近间冰期(MIS5或全新世)水平(An和Sun, 1995)(图3),与石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列(Cheng等, 2016)和靖远/古浪黄土碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 序列(Sun等, 2015, 2019)基本一致(图3)。从周期来看,将磁化率转换成磁化率通量序列将减弱冰期-间冰期的~100kyr周期,同时加强岁差~20kyr周期的贡献。

黄土高原西部高沉积速率的黄土序列较少受到沉积速率的影响,其碳酸盐碳同位素被认为与季风降水有关,表现出既有~100kyr周期,也有显著的~20kyr岁差周期(Sun等, 2015, 2019)。此外,在黄土高原南部边缘的渭南黄土夏季风变化序列也具有较显著的岁差周期(郭正堂等, 1994; Liu等, 1995)。最近,Beck等(2018)通过宝鸡黄土剖面 ^{10}Be 的测量,重建了过去~500kyr的降水变化,该序列具有很强的比~100kyr周期更加显著的

~20kyr周期。由于该降水序列实际上也是通量序列(mm a^{-1}), 其20kyr周期与我们磁化率通量近似计算所获得的结果相似(图4), 进一步说明黄土高原的夏季风降水可能有不弱于~100kyr周期的~20kyr周期的影响。此外, 大气甲烷(CH_4)记录所展示的显著的100kyr周期, 除了夏季季风降水之外, 可能与全球冰量或温度有紧密关系(Guo等, 2012)。总之, (1) 简单的磁化率指标低估了降水变化的岁差周期; (2) 理论上磁化率的通量更接近真实降水变化, 其岁差周期较相应的磁化率序列更加显著(An和Sun, 1995; Kong等, 2020), 或者说磁化率通量揭示100kyr和20kyr周期的显著性相当; (3) 如果考虑到黄土高原核心区域在岁差尺度上夏季风降水变化很小这一特殊性(图1)以及相近的100kyr和20kyr周期变化, 其他典型季风区的夏季风降水变化可能以20kyr周期为主; (4) 总体上, 东亚夏季风的岁差周期主导, 与目前已有的模拟试验结果吻合。

石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化也与亚洲夏季风变化密切相关, 但它的水文气候学意义则有较多不同看法。一方面, 从中国东北至西南、印度次大陆、直到阿拉伯半岛的阿曼-也门, 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列的主要模态(如, 全新世变化的模态)具有很大的空间相似性, 由于降水量空间变化较大, 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 变化不一定代表洞穴地点的降水量变化是明确的。另一方面, 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列的空间一致性是其固有优势, 揭示了同一季风气候系统的整体的强弱变化, 代表了季风“风”的本质, 或大气环流(风场)及其空间规模和伴随的水汽来源配置的一致性, 即反映了降水 $\delta^{18}\text{O}$ 随传输距离而分馏程度增大的本质(如, 程海等, 2005; Cheng等, 2006, 2016, 2019a)。在岁差波段上, 这种较为广泛的空间一致性不仅体现在亚洲大陆广泛分布的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列中, 也符合降水和降水 $\delta^{18}\text{O}$ 模拟结果所呈现的主要模态(如, Schmidt等, 2007; Kutzbach等, 2008; Braconnot等, 2008; LeGrande和Schmidt, 2009; Shi等, 2011; Weber和Tuenter, 2011; Zhao和Harrison, 2012; Jiang等, 2013; Li等, 2013; Liu等, 2014; Battisti等, 2014; Chiang等, 2015; Bosmans等, 2018; Tabor等, 2018; Lee等, 2019; Hu等, 2019; Huang等, 2020)(图1)。

那为何亚洲季风区石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列具有十分显著的岁差周期而缺乏100kyr的冰量周期呢(Cheng等, 2016)? 其中, 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列的岁差周期比较好理解, 符合经典的夏季风的太阳辐射驱动理论, 同时也得到不同模式

模拟结果的支持(如, LeGrande和Schmidt, 2009; Liu等, 2014; Battisti等, 2014; Tabor等, 2018; Hu等, 2019; Kutzbach等, 2020)。对于100kyr周期的缺失, 可能性之一是亚洲夏季风的~100kyr周期本身就不显著(如, Weber和Tuenter, 2011; Huang等, 2020; Kutzbach等, 2020), 部分黄土和湖泊记录中的冰期-间冰期的旋回可能反映的是温度等因素的变化, 而非纯亚洲夏季风降水信号(如, 吕厚远等, 1994; An等, 2011)。另一种可能是存在着某种抑制石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 冰期-间冰期变化幅度的机制(如, Cheng等, 2012): (1) 随着夏季风的持续加强、大气环流的空间规模也越来越大, 在更长的传输过程中不断的降水(富 ^{18}O)使得剩余水汽更富 ^{16}O , 导致最终降水 $\delta^{18}\text{O}$ 不断偏负。但水汽的有效传输距离可能存在某个阈值, 超过这个距离阈值的远程水汽很难有效到达中国东部(已经在漫长的传输路径上通过降水过程基本耗尽), 因而即使大气环流空间规模再大(或夏季风更强), 水汽在有效传输过程中的分馏达到阈值, 造成中国东部的降水 $\delta^{18}\text{O}$ 也不再继续负偏。目前石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录在所有岁差旋回上有相近的极小(负)值现象(如, Cheng等, 2016), 与此机制相符, 但尚需数值计算和模式模拟的检验。(2) Cai等(2015)发现印度季风区的云南小白龙洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列除了主导的岁差周期外, 有可能存在的冰期-间冰期~100kyr周期; 而东亚季风区石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 冰期-间冰期旋回不显著的原因, 可能是由于冰期时西太平洋边缘海陆架的大范围出露对中国东部降水水汽源距离及其氧同位素传输和分馏的影响(Cai等, 2015; 程海等, 2019), 不过这一假说也需要更精细的模拟工作的支持。(3) 最近, Liu等(2020a)发现靠近亚洲夏季风水汽源的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列有更大的冰期-间冰期变化幅度, 并向内陆递减, 认为这可能是由于冰期温度梯度大、植物蒸腾效应弱, 导致水汽向大陆内部传输过程的降水分馏效应比间冰期更大所致。这一观点认为东亚季风的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列在冰期相对在间冰期负偏较大, 使得总体上冰期-间冰期的变化幅度被抑制。尽管亚洲季风的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 指标的解译尚有不确定性, 但其主导的岁差周期非常明确(图3)。此外, 非洲季风的大幅度岁差旋回(如, Rohling等, 2014; Konijnendijk, 2015; Sha等, 2019)、南美石笋记录亦以岁差周期为主导(如, Cruz等, 2005; Cheng等, 2012, 2013)都显示岁差旋回可能是夏季风的主旋律。总之, 究竟是石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列所缺少的冰期-间冰期变化反映了亚洲夏季风的固

图 4 典型的黄土沉积磁化率(MS)序列及与其沉积速率校正后磁化率通量序列的比较, 以及相对应的谱分析结果

(a)~(g) 分别是西峰(XF, Sun等, 2006)、灵台(LT, Sun等, 2006)、洛川(LC, Heslop等, 2000)、靖远(JY, Sun等, 2006)、驿马关(YMG, Hao等, 2012)和宝鸡(BJ, Beck等, 2018)黄土记录。黄土磁化率序列校正基于假设: 磁化率值与降水量成正比关系(磁化率=磁化率×黄土沉积速率)。右图是原始磁化率(灰色)和校正后磁化率通量(蓝色)的谱分析结果。数字表示周期(kyr)。校正后的磁化率通量序列显示比原始磁化率序列有更显著的~20kyr周期和较弱的~100kyr周期。绿色虚线表示磁化率通量序列谱分析的95%置信水平曲线。靖远、驿马关和宝鸡的黄土磁化率序列以及宝鸡的降水重建序列显示比原始序列有更显著的~23kyr周期, 而~100kyr周期不再显著

有特征, 还是被某些机制所掩盖, 或者冰期-间冰期旋回在多大程度上和以什么方式影响亚洲(乃至全球)夏季风, 以及如何从有关夏季风地质记录中有效地剥离冰期-间冰期旋回的温度信号依然值得进一步研究; 而印度东北部长时间尺度的连续的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列研究(工作正在进行中), 将能够提供没有大陆效应影响的较“纯”的印度夏季风信号, 可以用来检验以上不同假说, 非常值得期待。

综上所述, 首先, 夏季风降水的区域差异较大、空间一致性相对较弱, 比如中国东部现代年际-年代际尺度的“南涝北旱”现象, 以及岁差尺度上亚洲季风区海-陆巨大的降水差异(图1)。因此在理论上和实际情况中, 季风降水的空间差异性可能导致同一季风系统不同地点的季风降水序列, 在同一时间尺度上表现出多个不同的强弱模态, 从而引起季风强弱变化特征的差异或相互矛盾(程海等, 2019; Zhang等, 2020)。其次, 黄土高原核心区的典型黄土磁化率序列只有较弱的~20kyr岁差周期, 可能部分反映了该地区降水量在岁差波段上的特征, 与石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列的主导岁差周期并无实质性矛盾。相较传统认识而言, 估算的黄土磁化率通量序列表明黄土记录的岁差周期强度可能被系统低估, 导致了过去对冰期-间冰期的周期贡献的相对高估, 而实际的岁差周期贡献可能与~100kyr周期相当或更为显著。理论上夏季风降水变化的岁差贡献在黄土高原相对较弱。在此背景下, 其他轨道周期也只与岁差周期相当, 这似乎说明在亚洲季风区, 岁差周期可能为主导韵律。第三, 东亚夏季风的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列以~20kyr岁差周期为主导, 符合传统的季风假说, 即低纬太阳辐射驱动为主, 也与数值模拟试验揭示的东亚夏季风变化的岁差周期主导的结果吻合; 但东亚夏季风的~100kyr冰期-间冰期周期是否由于某种与氧同位素分馏作用有关的机制而在石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列中被抑制, 依然值得深入研究。由于“中国的100kyr周期问题”直到现在依然产生了许多有待厘清的“误区”, 上述新认识对于协调黄土和石笋记录的周期差异、解决这一“困惑”具有实质意义。

3 海洋风、雨记录与石笋氧同位素记录的关系

如引言所述, 亚洲夏季风的海洋沉积的

“风”、“雨”变化序列与亚洲大陆的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列在岁差波段上有着不同的相位(彼此相差约6~7ka), 即是亚洲夏季风“海-陆岁差相位的困惑”。如果两者都共同指示亚洲夏季风的强弱变化, 为何会有如此大的相位差异呢(甚至接近于反相位)? 其背后的季风动力学机制究竟是什么?

按照现有的对亚洲夏季风强弱的理解: 亚洲夏季风强盛时, 大气环流空间规模增大, 更多的远程水汽被输送到北方大陆, 夏季风的北界向北拓展, 北方陆地(南方、特别是海域)夏季风降水量相对增加(减少), 大范围陆地季风区降水 $\delta^{18}\text{O}$ 变轻。这些现代“强”亚洲季风的概念(如, Ding等, 2004; 汤绪等, 2006; 程海等, 2019)从理论上来看, 类似于岁差波段上 $P_{\min}$ 条件下的亚洲季风情景(如, Kutzbach, 1981; Schmidt等, 2007; Braconnot等, 2008; Kutzbach等, 2008; Weber和Tuentner, 2011; Battisti等, 2014; Liu等, 2014; Chiang等, 2015; Kong等, 2017; Bosmans等, 2018; Tabor等, 2018; Lee等, 2019), 与现代降水 $\delta^{18}\text{O}$ 和石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列所指示的年-岁差尺度上的季风变化规律一致(如, 程海等, 2005; Cheng等, 2006, 2016; Kathayat等, 2016)。但是如何理解海洋记录显示的不同相位甚至相反相位的情景呢?

从海-陆的空间格局来看, 亚洲夏季风广阔地区的海洋与大陆对NHSI岁差变化的响应有着根本差异且不同模式的模拟结果基本一致: 总体上NHSI高的时候, 大陆上的降水增加, 而海洋上的降水减少(如, Battisti等, 2014; Wang等, 2016; Wu等, 2016; Bosmans等, 2018; Tabor等, 2018; Lee等, 2019)(图1和2)。例如, Bosmans等(2018)模拟了 $P_{\min}-P_{\max}$ (类似于高NHSI-低NHSI)亚洲季风区降水的变化(图1和2), 其结果显示在岁差波段上NHSI高时亚洲夏季风整体加强, 表现为降水带北进, 更加深入亚洲大陆, 大陆总体降水增加, 而在东南部-南部海域的降水则显著减少, 反之亦然(图1)。因此, 从海-陆一级的空间格局来看, 亚洲夏季风广阔地区的海洋与大陆对NHSI岁差变化的响应有着根本性差异: 总体上NHSI高的时候, 大陆上的降水增加, 而海洋上的降水减少(如, Battisti等, 2014; Wang等, 2016; Wu等, 2016; Bosmans等, 2018; Tabor等, 2018)。这些看似根本分歧的实质在于各个海-陆季风记录刻画的仅是亚洲季风系统的不同组成部分, 其差异顺理成章。

海洋记录中从日本东南(MD01-2421, Igarashi和

Oba, 2006; Biwa湖钻孔, Iwamoto和Inouchi, 2007)、东海(U1429, Clemens等, 2018)、南海(ODP1146, Clemens等, 2008; Sun等, 2008)、安达曼海(NGHP17, Gebregiorgis等, 2018)都位于NHSI高时当地降水相对减少(而非增加)的海域, 其降水序列在岁差波段上显著滞后NHSI是其自身特点, 或者说这些区域降水的减少实际上指示的是亚洲夏季风的整体增强(而非减弱)(图1). 东海U1429站表层海水 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ 序列没有显著岁差周期(Clemens等, 2018)也是完全可以理解的, 因为作为该钻孔淡水补给来源的长江中下游流域, 其降水本身几乎没有岁差变化(图1a), 这一解释可以基本厘清目前的“海陆相位之争”及相关误解(如, Liu等, 2020b). 南海钻孔ODP1146的淡水指标序列在岁差波段上的变化, 取决于珠江的径流和该海域降水的相对贡献; 由于两者在岁差波段上是反相位的(图1), 如果前者为主导(如, 叶蜡 $\delta^2\text{H}$), 则应该与NHSI有相近的相位, 而实际上也是如此(Thomas等, 2014). 对于安达曼海NGHP17孔的降水序列(表层水体 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$, Gebregiorgis等, 2018), 根据模拟结果, 降水减少显然应该对应的是亚洲夏季风整体增强(Zhang等, 2020), 而不是原先认为的季风减弱(Gebregiorgis等, 2018, 2020). 另一方面, 孟加拉湾北部靠近海岸的126KL/17286-1钻孔主要受到与印度夏季风有关的河流淡水输入的影响(Kudrass等, 2001; Lauterbach等, 2020). 当夏季风强盛时, 淡水输入增多, 海洋表层水体的盐度和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ 降低, 所以显示出与亚洲大陆的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列相似的变化, 在其全新世序列的相位上也并未显著滞后于NHSI(Kudrass等, 2001; Lauterbach等, 2020). 从风力驱动的上升流和海洋上层水体的层化作用来看, 孟加拉湾西南U1452钻孔的生物产率和粒度变化受北东向冬季风控制, 其峰值在岁差波段上对应于NHSI的极小值, 而非极大值(Weber等, 2018); 这与东印度洋ODP758钻孔风力驱动的海洋层化序列(Bolton等, 2013; Gebregiorgis等, 2018)似乎不同. 从数值模拟的结果来看, 两个模式(EC-EARTH和iCESM)对海面风场的模拟结果基本一致(图2). 亚洲大陆南部几乎整个海域的夏季风在NHSI高时比NHSI低时总风强度减小(而非增大)(图2), 高NHSI-低NHSI风场基本呈现偏东风差异(图2b). 这些岁差尺度上的变化在孟加拉湾南部(包含ODP758、U1452、NGHP17等钻孔)十分典型, 表明这些钻孔记录的风力驱动的海洋上层水体层化减弱与NHSI极小值有更为

相近的相位也应该是合理的, 这也应该是亚洲夏季风强弱变化在东印度洋/孟加拉湾的固有表现, 但并不能代表亚洲夏季风强弱变化的特征全貌, 或者水体层化减弱-增强与否不能直接指示整体亚洲夏季风的强-弱(实际上接近反相位, 图2)、尤其亚洲大陆夏季风降水的整体特征.

上述日本东南-东海-南海-孟加拉湾(东印度洋)的不同记录实质上均符合整个亚洲夏季风系统的动力学内在关系. 相对而言阿拉伯海记录似乎更为复杂, 其中, 北部靠近巴基斯坦海岸钻孔(111KL/136KL)的总有机碳(TOC)序列显示, 全新世时期季风相关的生物产率变化与亚洲大陆地区的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列模态相似(Schulz等, 1998). 西北部靠近阿曼海岸(钻孔ODP723)与上升流有关的特征生物(*Globigerina bulloides*)产率序列(Gupta等, 2003)也显示出与邻近的阿曼石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列(Qunf Cave, Fleitmann等, 2003)相同的全新世变化模态, 并未与NHSI有显著的滞后关系. 虽然其他海洋钻孔(例如, MD04-2861, Caley等, 2011a, 2011b; NIOP463/MD04-2876, Ziegler等, 2010a; NIOP464, Reichert等, 1998; RC27-61/ODP722, Clemens和Prell, 2003)的生物产率、有孔虫组合、粒度、OMZs等显示了岁差波段上滞后NHSI约6~10ka的现象, 但对这一滞后的解读并不相同, 主要有三种假说: (1) 与晚夏的影响有关(Reichert等, 1998); (2) 与AMOC而非亚洲夏季风相关(Ziegler等, 2010a, 2010b); (3) 直接与印度夏季风有关(如, Clemens和Prell, 2003; Caley等, 2011a, 2011b). 总的来看, 目前阿拉伯海记录本身不同记录之间尚有矛盾, 其岁差相位滞后NHSI从~2ka(例如, 全新世序列, Schulz等, 1998; Gupta等, 2003)至~10ka(Caley等, 2011a)不等, 合理的假设之一是阿拉伯海位于非洲-亚洲两大季风的交汇处, 非洲季风的影响及其与印度季风的相互作用所导致的复杂性可能不容忽视(Le-Grande和Schmidt, 2009; Battisti等, 2014; 石正国等, 2020). 从模拟结果来看其风场和降水的岁差变化相对复杂、可能没有统一的主模态(图1和2), 造成阿拉伯海不同记录与NHSI或印度夏季风的大陆记录之间的关系不尽相同. 从记录本身来看, 阿拉伯海的记录基本上都与风场(风速和风向等海洋相关过程)有关, 而模拟结果显示海面风场在NHSI极大值和极小值两种情况下, 不同钻孔位置的对应关系可能比较复杂(图2), 是否能够直接指示印度夏季风(西南风)及其相位关系

有待进一步厘清, 冬季风(东北风)的作用如何也尚待明确, 因此阿拉伯海复杂的岁差相位关系能否代表整个亚洲夏季风的相位关系, 以及季风的现代观测如何用于“将今论古”都是有待检验的科学问题. 需要指出的是, 尽管模拟试验对季风环流差异的模拟较为一致, 但降水变化可能更为复杂, 气候系统内部反馈, 例如轨道尺度ENSO海表温度变化等会对亚洲季风降水的位相差有一定影响(Shi等, 2012; Caley等, 2014; Shi, 2016). 最近有关阿拉伯海的海洋上升流的模拟试验提供了上升流与印度季风在岁差波段上的相位关系的新结果(张旭, 私人通讯), 有助于解决阿拉伯海夏季风研究中这一长期存在的科学疑问.

亚洲夏季风在岁差波段上还有一个值得关注的问题, 即石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列滞后于6月21日NHSI 2~3kyr, 与7月21日太阳辐射近于同步(例如, Wang等, 2008; Cheng等, 2016). 其动力学机制至少需要考虑三个方面的影响: (1) 从现代亚洲夏季风的季节变化来看, 其在7月达到最强, 此时海陆温差最大; 相应地在岁差波段上亚洲夏季风的相位也对应于7月的太阳辐射(如, Ruddiman, 2003); (2) Cheng等(2009, 2016)发现与北大西洋千年尺度冷事件对应的千年尺度上弱夏季风事件主要发生在岁差旋回中NHSI上升的阶段, 这可能会引起亚洲夏季风相位的滞后(Ziegler等, 2010c); (3) 全球冰量变化在岁差尺度上滞后6月21日NHSI ~5kyr(Cheng等, 2019), 理论上也可能使得亚洲夏季风的相位滞后于NHSI.

4 结语: 不同记录反映亚洲夏季风的不同方面

综上所述, 黄土、海洋和石笋记录刻画了亚洲夏季风这头“大象”不同部位的特征, 都是最终拼绘出“大象”全貌的重要组成部分. 也就是说, 在亚洲夏季风共同的动力学框架下, 亚洲夏季风的黄土、海洋和石笋记录并没有真正意义上的矛盾, 或是任何意义上的相互否定. 相反, 不同记录之间有着很强的互补性, 它们各自刻画了同一个亚洲季风动力学系统的不同方面, 既互有差异, 又相互关联. 这一新思路及对不同地质记录的认知, 将有助于最终解决亚洲夏季风研究中的“中国的100kyr周期问题”和“海-陆岁差相位的困惑”这两个科学难题.

参考文献

- 陈婕, 黄伟, 靳立亚, 陈建徽, 陈圣乾, 陈发虎. 2018. 东亚夏季风的气候北界指标及其年际变化研究. *中国科学: 地球科学*, 48: 93–101
- 程海, 艾思本, 王先锋, 汪永进, 孔兴功, 袁道先, 张美良, 林玉石, 覃嘉铭, 冉景丞. 2005. 中国南方石笋氧同位素记录的重要意义. *第四纪研究*, 25: 157–163
- 程海, 张海伟, 赵景耀, 李瀚瑛, 宁有丰, Kathayat G. 2019. 中国石笋古气候研究的回顾与展望. *中国科学: 地球科学*, 49: 1565–1589
- 郭正堂, 刘东生, 安芷生. 1994. 渭南黄土沉积中十五万年来的古土壤及其形成时的古环境. *第四纪研究*, 14: 256–269
- 石正国, 雷婧, 周朋, 任鑫. 2020. 轨道尺度亚洲气候演化机理的数值模拟: 历史与展望. *第四纪研究*, 40: 8–17
- 吕厚远, 韩家懋, 吴乃琴, 郭正堂. 1994. 中国现代土壤磁化率分析及其古气候意义. *中国科学B辑*, 12: 1290–1297
- 汤绪, 钱维宏, 梁萍. 2006. 东亚夏季风边缘带的气候特征. *高原气象*, 25: 375–381
- 熊尚发, 丁仲礼, 刘东生, 任剑璋. 1998. 末次冰期中国黄土古气候记录与高纬冰心及热带海洋记录对比. *海洋地质与第四纪地质*, 18: 71–76
- 汪品先. 2006. 低纬过程的轨道驱动. *第四纪研究*, 26: 694–701
- An Z S. 2000. The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate. *Quat Sci Rev*, 19: 171–187
- An Z S, Kukla G J, Porter S C, Xiao J L. 1991. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of central China during the last 130,000 years. *Quat Res*, 36: 29–36
- An Z S, Clemens S C, Shen J, Qiang X K, Jin Z D, Sun Y B, Prell W L, Luo J J, Wang S M, Xu H, Cai Y J, Zhou W J, Liu X D, Liu W G, Shi Z G, Yan L B, Xiao X Y, Chang H, Wu F, Ai L, Lu F Y. 2011. Glacial-interglacial Indian summer monsoon dynamics. *Science*, 333: 719–723
- An Z S, Liu T S, Lu Y C, Porter S C, Kukla G, Wu X H, Hua Y M. 1990. The long-term paleomonsoon variation recorded by the loess-paleosol sequence in central China. *Quat Int*, 7-8: 91–95
- An Z S, Sun D H. 1995. Discussion on the monsoon variation over the Loess Plateau in the last glacial cycle. In: Ye D Z, Lin H, eds. *China Contribution to Global Change*. Beijing: Beijing Science Press. 154–157
- Altabet M A, Francois R, Murray D W, Prell W L. 1995. Climate-related variations in denitrification in the Arabian Sea from sediment $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ ratios. *Nature*, 373: 506–509
- Battisti D S, Ding Q, Roe G H. 2014. Coherent pan-Asian climatic and isotopic response to orbital forcing of tropical insolation. *J Geophys Res Atmos*, 119: 11997
- Beck J W, Zhou W J, Li C, Wu Z K, White L, Xian F, Kong X H, An Z S. 2018. A 550,000-year record of East Asian monsoon rainfall from

- ¹⁰Be in loess. *Science*, 360: 877–881
- Bolton C T, Chang L, Clemens S C, Kodama K, Ikehara M, Medina-Elizalde M, Paterson G A, Roberts A P, Rohling E J, Yamamoto Y, Zhao X. 2013. A 500,000-year record of Indian summer monsoon dynamics recorded by eastern equatorial Indian Ocean upper water-column structure. *Quat Sci Rev*, 77: 167–180
- Bosmans J H C, Erb M P, Dolan A M, Drijfhout S S, Tuenter E, Hilgen F J, Edge D, Pope J O, Lourens L J. 2018. Response of the Asian summer monsoons to idealized precession and obliquity forcing in a set of GCMs. *Quat Sci Rev*, 188: 121–135
- Braconnot P, Marzin C, Grégoire L, Mosquet E, Marti O. 2008. Monsoon response to changes in Earth's orbital parameters: Comparisons between simulations of the Eemian and of the Holocene. *Clim Past*, 4: 281–294
- Cai Y J, Tan L C, Cheng H, An Z S, Edwards R L, Kelly M J, Kong X G, Wang X F. 2010. The variation of summer monsoon precipitation in central China since the last deglaciation. *Earth Planet Sci Lett*, 291: 21–31
- Cai Y J, Fung I Y, Edwards R L, An Z S, Cheng H, Lee J E, Tan L C, Shen C C, Wang X F, Day J A, Zhou W J, Kelly M J, Chiang J C H. 2015. Variability of stalagmite-inferred Indian monsoon precipitation over the past 252,000 y. *Proc Natl Acad Sci USA*, 112: 2954–2959
- Caley T, Malaizé B, Revel M, Ducassou E, Wainer K, Ibrahim M, Shoaib D, Migeon S, Marieu V. 2011a. Orbital timing of the Indian, East Asian and African boreal monsoons and the concept of a 'global monsoon'. *Quat Sci Rev*, 30: 3705–3715
- Caley T, Malaizé B, Zaragosi S, Rossignol L, Bourget J, Eynaud F, Martinez P, Giraudeau J, Charlier K, Ellouz-Zimmermann N. 2011b. New Arabian Sea records help decipher orbital timing of Indo-Asian monsoon. *Earth Planet Sci Lett*, 308: 433–444
- Caley T, Roche D M, Renssen H. 2014. Orbital Asian summer monsoon dynamics revealed using an isotope-enabled global climate model. *Nat Commun*, 5: 5371
- Chen M T, Shiao L J, Yu P S, Chiu T C, Chen Y G, Wei K Y. 2003. 500 000-year records of carbonate, organic carbon, and foraminiferal sea-surface temperature from the southeastern South China Sea (near Palawan Island). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 197: 113–131
- Cheng H, Edwards R L, Broecker W S, Denton G H, Kong X, Wang Y, Zhang R, Wang X. 2009. Ice age terminations. *Science*, 326: 248–252
- Cheng H, Edwards R L, Sinha A, Spötl C, Yi L, Chen S, Kelly M, Kathayat G, Wang X, Li X, Kong X, Wang Y, Ning Y, Zhang H. 2016. The Asian monsoon over the past 640,000 years and ice age terminations. *Nature*, 534: 640–646
- Cheng H, Edwards R L, Wang Y, Kong X, Ming Y, Kelly M J, Wang X, Gallup C D, Liu W. 2006. A penultimate glacial monsoon record from Hulu cave and two-phase glacial terminations. *Geology*, 34: 217–220
- Cheng H, Sinha A, Wang X, Cruz F W, Edwards R L. 2012. The global paleomonsoon as seen through speleothem records from Asia and the Americas. *Clim Dyn*, 39: 1045–1062
- Cheng H, Sinha A, Cruz F W, Wang X, Edwards R L, d'Horta F M, Ribas C C, Vuille M, Stott L D, Auler A S. 2013. Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. *Nat Commun*, 4: 1411
- Cheng H, Springer G, Sinha A, Hardt B F, Yi L, Li H, Tian Y, Li X, Rowe H, Kathayat G, Ning Y, Edwards R L. 2019. Eastern North American climate in phase with fall insolation throughout the last three glacial-interglacial cycles. *Earth Planet Sci Lett*, 522: 125–134
- Chiang J C H, Fung I Y, Wu C H, Cai Y, Edman J P, Liu Y, Day J A, Bhattacharya T, Mondal Y, Labrousse C A. 2015. Role of seasonal transitions and westerly jets in East Asian paleoclimate. *Quat Sci Rev*, 108: 111–129
- Clemens S C, Holbourn A, Kubota Y, Lee K E, Liu Z, Chen G, Nelson A, Fox-Kemper B. 2018. Precession-band variance missing from East Asian monsoon runoff. *Nat Commun*, 9: 3364
- Clemens S C. 1998. Dust response to seasonal atmospheric forcing: Proxy evaluation and calibration. *Paleoceanography*, 13: 471–490
- Clemens S C, Prell W L. 2003. A 350,000-year summer-monsoon multi-proxy stack from the Owen Ridge, Northern Arabian Sea. *Mar Geol*, 201: 35–51
- Clemens S C, Prell W L, Murray D W, Shimmield G, Weedon G P. 1991. Forcing mechanisms of the Indian Ocean monsoon. *Nature*, 353: 720–725
- Clemens S C, Prell W L, Sun Y, Liu Z, Chen G. 2008. Southern Hemisphere forcing of Pliocene $\delta^{18}\text{O}$ and the evolution of Indo-Asian monsoons. *Paleoceanography*, 23: PA4210
- Clemens S C, Prell W L, Sun Y. 2010. Orbital-scale timing and mechanisms driving late pleistocene Indo-Asian summer monsoons: Reinterpreting cave speleothem $\delta^{18}\text{O}$. *Paleoceanography*, 25: PA4207
- Clemens S C, Prell W L. 2007. The timing of orbital-scale Indian monsoon changes. *Quat Sci Rev*, 26: 275–278
- Conroy J L, Overpeck J T. 2011. Regionalization of present-day precipitation in the greater monsoon region of Asia. *J Clim*, 24: 4073–4095
- Cruz F W, Burns S J, Karmann I, Sharp W D, Vuille M, Cardoso A O, Ferrari J A, Dias P L S, Viana O. 2005. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature*, 434: 63–66
- Ding Y H, Li C Y, Liu Y J. 2004. Overview of the South China Sea

- monsoon experiment. *Adv Atmos Sci*, 21: 343–360
- Ding Z L, Rutter N W, Han J T, Liu T S. 1992. A coupled environmental system formed at about 2.5 Ma in East Asia. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 94: 223–242
- Emiliani C. 1955. Pleistocene temperatures. *J Geol*, 63: 538–578
- Fleitmann D, Burns S J, Mudelsee M, Neff U, Kramers J, Mangini A, Matter A. 2003. Holocene forcing of the Indian monsoon recorded in a stalagmite from Southern Oman. *Science*, 300: 1737–1739
- Gebregiorgis D, Clemens S, Hathorne E, Giosan L, Thirumalai K, Frank M. 2020. A brief commentary on the interpretation of Chinese speleothem $\delta^{18}\text{O}$ records as summer monsoon intensity tracers. *Quaternary*, 3: 7
- Gebregiorgis D, Hathorne E C, Giosan L, Clemens S, Nürnberg D, Frank M. 2018. Southern Hemisphere forcing of South Asian monsoon precipitation over the past ~1 million years. *Nat Commun*, 9: 4702
- Guo Z T, Ding Z L, Liu T S. 1996b. Pedosedimentary events in loess of China and Quaternary climatic cycles. *Chin Sci Bull*, 41: 1189–1193
- Guo Z T, Fedoroff N, Liu T S. 1996a. Micromorphology of the loess-paleosol sequence of the last 130 ka in China and paleoclimatic events. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 39: 468–477
- Guo Z T, Zhou X, Wu H B. 2012. Glacial-interglacial water cycle, global monsoon and atmospheric methane changes. *Clim Dyn*, 39: 1073–1092
- Gupta A K, Anderson D M, Overpeck J T. 2003. Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the north Atlantic Ocean. *Nature*, 421: 354–357
- Hao Q Z, Wang L, Oldfield F, Peng S Z, Qin L, Song Y, Xu B, Qiao Y S, Bloemendal J, Guo Z T. 2012. Delayed build-up of Arctic ice sheets during 400,000-year minima in insolation variability. *Nature*, 490: 393–396
- Hays J D, Imbrie J, Shackleton N J. 1976. Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages. *Science*, 194: 1121–1132
- Heslop D, Langereis C G, Dekkers M J. 2000. A new astronomical timescale for the loess deposits of Northern China. *Earth Planet Sci Lett*, 184: 125–139
- Hu J, Emile-Geay J, Tabor C, Nusbaumer J, Partin J. 2019. Deciphering oxygen isotope records from Chinese speleothems with an isotope-enabled climate model. *Paleoceanography Paleoclimatology*, 34: 2098–2112
- Huang E Q, Wang P X, Wang Y, Yan M, Tian J, Li S H, Ma W T. 2020. Dole effect as a measurement of the low-latitude hydrological cycle over the past 800 ka. *Sci Adv*, 6: eaba4823
- Igarashi Y, Oba T. 2006. Fluctuations in the East Asian monsoon over the last 144 ka in the northwest Pacific based on a high-resolution pollen analysis of IMAGES core MD01-2421. *Quat Sci Rev*, 25: 1447–1459
- Iwamoto N, Inouchi Y. 2007. Reconstruction of millennial-scale variations in the East Asian summer monsoon over the past 300 ka based on the total carbon content of sediment from Lake Biwa, Japan. *Environ Geol*, 52: 1607–1616
- Jiang D B, Lang X M. 2010. Last glacial maximum East Asian monsoon: Results of PMIP simulations. *J Clim*, 23: 5030–5038
- Jiang D B, Tian Z P, Lang X M. 2013. Mid-Holocene net precipitation changes over China: Model-data comparison. *Quat Sci Rev*, 82: 104–120
- Kathayat G, Cheng H, Sinha A, Spötl C, Edwards R L, Zhang H, Li X, Yi L, Ning Y, Cai Y, Lui W L, Breitenbach S F M. 2016. Indian monsoon variability on millennial-orbital timescales. *Sci Rep*, 6: 24374
- Kong W, Swenson L M, Chiang J C H. 2017. Seasonal transitions and the westerly jet in the Holocene East Asian summer monsoon. *J Clim*, 30: 3343–3365
- Kong X, Zhou W, Beck J W, Xian F, Qiang X, Ao H, Wu Z, An Z. 2020. Loess magnetic susceptibility flux: A new proxy of East Asian monsoon precipitation. *J Asian Earth Sci*, 201: 104489
- Konijnendijk T. 2015. 1.2 million years of climate change, globally and in the Mediterranean. Dissertation for Doctoral Degree. Utrecht: Utrecht University
- Kudrass H R, Hofmann A, Dose H, Emeis K, Erlenkeuser H. 2001. Modulation and amplification of climatic changes in the Northern Hemisphere by the Indian summer monsoon during the past 80 k.y. *Geology*, 29: 63–66
- Kutzbach J E. 1981. Monsoon climate of the early Holocene: Climate experiment with the Earth's orbital parameters for 9000 years ago. *Science*, 214: 59–61
- Kutzbach J E, Liu X, Liu Z, Chen G. 2008. Simulation of the evolutionary response of global summer monsoons to orbital forcing over the past 280,000 years. *Clim Dyn*, 30: 567–579
- Kutzbach J E, Guan J, He F, Cohen A S, Orland I J, Chen G. 2020. African climate response to orbital and glacial forcing in 140,000-yr simulation with implications for early modern human environments. *Proc Natl Acad Sci USA*, 117: 2255–2264
- Laskar J, Robutel P, Joutel F, Gastineau M, Correia A C M, Levrard B. 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astron Astrophys*, 428: 261–285
- Lauterbach S, Andersen N, Wang Y V, Blanz T, Larsen T, Schneider R R. 2020. An ~130 kyr record of surface water temperature and $\delta^{18}\text{O}$ from the northern bay of Bengal: Investigating the linkage between Heinrich events and weak monsoon intervals in Asia. *Paleoceanogr Paleoclimatol*, 35: 2019PA003646
- Lee J E, Fox-Kemper B, Horvat C, Ming Y. 2019. The response of East

- Asian monsoon to the precessional cycle: A new study using the geophysical fluid dynamics laboratory model. *Geophys Res Lett*, 46: 11388–11396
- LeGrande A N, Schmidt G A. 2009. Sources of Holocene variability of oxygen isotopes in paleoclimate archives. *Clim Past*, 5: 441–455
- Leuschner D C, Sirocko F. 2003. Orbital insolation forcing of the Indian Monsoon—A motor for global climate changes? *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 197: 83–95
- Li J J, Feng Z D, Tan L Y. 1988. Late quaternary monsoon patterns on the Loess Plateau of China. *Earth Surf Process Landforms*, 13: 125–135
- Li T, Liu F, Abels H A, You C F, Zhang Z K, Chen J, Ji J F, Li L F, Li L, Liu H C. 2017. Continued obliquity pacing of East Asian summer precipitation after the mid-Pleistocene transition. *Earth Planet Sci Lett*, 457: 181–190
- Li X Z, Liu X D, Qiu L J, An Z S, Yin Z Y. 2013. Transient simulation of orbital-scale precipitation variation in monsoonal East Asia and arid central Asia during the last 150 ka. *J Geophys Res Atmos*, 118: 7481–7488
- Liu G, Li X, Chiang H W, Cheng H, Yuan S, Chawchai S, He S, Lu Y, Aung L T, Maung P M, Tun W N, Oo K M, Wang X. 2020a. On the glacial-interglacial variability of the Asian monsoon in speleothem $\delta^{18}\text{O}$ records. *Sci Adv*, 6: eaay8189
- Liu T S, Ding Z L. 1998. Chinese loess and the paleomonsoon. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 26: 111–145
- Liu T S. 1985. Loess and the Environment. Beijing: China Ocean Press. 168–174
- Liu X K, Liu J B, Chen S Q, Chen J H, Zhang X, Yan J J, Chen F H. 2020b. New insights on Chinese cave $\delta^{18}\text{O}$ records and their paleoclimatic significance. *Earth-Sci Rev*, 207: 103216
- Liu Z, Wen X, Brady E C, Otto-Bliesner B, Yu G, Lu H Y, Cheng H, Wang Y J, Zheng W P, Ding Y H, Edwards R L, Cheng J, Liu W, Yang H. 2014. Chinese cave records and the East Asia summer monsoon. *Quat Sci Rev*, 83: 115–128
- Liu T S, Guo Z T, Liu J Q, Han J M, Ding Z L, Gu Z Y, Wu N Q. 1995. Variations of Eastern Asian monsoon over the last 140,000 years. *Bull Soc Geol Fr*, 166: 221–229
- Milankovitch M M. 1941 Kanon der erdbestrahlung und seine anwendung auf das eiszeitenproblem. Royal Serbian Acad Spec Publ, 133: 1–633
- Nakagawa T, Okuda M, Yonenobu H, Miyoshi N, Fujiki T, Gotanda K, Tarasov P, Morita Y, Takemura K, Horie S. 2008. Regulation of the monsoon climate by two different orbital rhythms and forcing mechanisms. *Geology*, 36: 491–494
- Reichart G J, Lourens L J, Zachariasse W J. 1998. Temporal variability in the northern Arabian Sea oxygen minimum zone (OMZ) during the last 225,000 years. *Paleoceanography*, 13: 607–621
- Reichart G J. 1997. Late Quaternary variability of the Arabian Sea monsoon and oxygen minimum zone. Dissertation for Doctoral Degree. Utrecht: Utrecht University
- Rohling E J, Marino G, Grant K M. 2014. Mediterranean climate and oceanography, and the periodic development of anoxic events (sapropels). *Earth-Sci Rev*, 143: 62–97
- Ruddiman W F, Raymo M E. 2003. A methane-based time scale for Vostok ice. *Quat Sci Rev*, 22: 141–155
- Ruddiman W F. 2003. Orbital insolation, ice volume, and greenhouse gases. *Quat Sci Rev*, 22: 1597–1629
- Ruddiman W F. 2006. What is the timing of orbital-scale monsoon changes? *Quat Sci Rev*, 25: 657–658
- Schmidt G A, LeGrande A N, Hoffmann G. 2007. Water isotope expressions of intrinsic and forced variability in a coupled ocean-atmosphere model. *J Geophys Res*, 112: 1–8
- Schmiedl G, Leuschner D C. 2005. Oxygenation changes in the deep western Arabian Sea during the last 190,000 years: Productivity versus deepwater circulation. *Paleoceanography*, 20: PA2008
- Schulz H, von Rad U, Erlenkeuser H. 1998. Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillations of the past 110,000 years. *Nature*, 393: 54–57
- Sha L, Ait Brahim Y, Wassenburg J A, Yin J, Peros M, Cruz F W, Cai Y, Li H, Du W, Zhang H, Edwards R L, Cheng H. 2019. How far north did the African Monsoon fringe expand during the African Humid Period? Insights from Southwest Moroccan speleothems. *Geophys Res Lett*, 46: 14093–14102
- Shi Z G, Liu X D, Cheng X. 2012. Anti-phased response of northern and southern East Asian summer precipitation to ENSO modulation of orbital forcing. *Quat Sci Rev*, 40: 30–38
- Shi Z G, Liu X D, Sun Y B, An Z S, Liu Z, Kutzbach J. 2011. Distinct responses of East Asian summer and winter monsoons to astronomical forcing. *Clim Past*, 7: 1363–1370
- Shi Z G, Xie X N, Ren X, Li X, Yang L, Lei J, Liu X, An Z S. 2019. Radiative effect of mineral dust on East Asian summer monsoon during the last glacial maximum: Role of snow-albedo feedback. *Geophys Res Lett*, 46: 10901–10909
- Shi Z G. 2016. Response of Asian summer monsoon duration to orbital forcing under glacial and interglacial conditions: Implication for precipitation variability in geological records. *Quat Sci Rev*, 139: 30–42
- Song Y, Hao Q Z, Ge J Y, Zhao D A, Zhang Y, Li Q, Zuo X X, Lu Y W, Wang P. 2014. Quantitative relationships between magnetic enhancement of modern soils and climatic variables over the Chinese Loess Plateau. *Quat Int*, 334–335: 119–131
- Spratt R M, Lisiecki L E. 2016. A late pleistocene sea level stack. *Clim*

- Past, 12: 1079–1092
- Sun Y B, Kutzbach J, An Z S, Clemens S, Liu Z Y, Liu W G, Liu X D, Shi Z G, Zheng W P, Liang L J, Yan Y, Li Y. 2015. Astronomical and glacial forcing of East Asian summer monsoon variability. *Quat Sci Rev*, 115: 132–142
- Sun Y B, Clemens S C, An Z S, Yu Z. 2006. Astronomical timescale and palaeoclimatic implication of stacked 3.6-Myr monsoon records from the Chinese Loess Plateau. *Quat Sci Rev*, 25: 33–48
- Sun Y B, Yin Q, Crucifix M, Clemens S C, Araya-Melo P, Liu W G, Qiang X K, Liu Q S, Zhao H, Liang L, Chen H Y, Li Y, Zhang L, Dong G C, Li M, Zhou W J, Berger A, An Z S. 2019. Diverse manifestations of the mid-Pleistocene climate transition. *Nat Commun*, 10: 352
- Sun Y B, Wu F, Clemens S C, Oppo D W. 2008. Processes controlling the geochemical composition of the South China Sea sediments during the last climatic cycle. *Chem Geol*, 257: 240–246
- Tabor C R, Otto-Bliesner B L, Brady E C, Nusbaumer J, Zhu J, Erb M P, Wong T E, Liu Z Y, Noone D. 2018. Interpreting precession-driven $\delta^{18}\text{O}$ variability in the South Asian monsoon region. *J Geophys Res Atmos*, 123: 5927–5946
- Thomas E K, Clemens S C, Prell W L, Herbert T D, Huang Y S, Liu Z Y, Sinninghe Damsté J S, Sun Y B, Wen X Y. 2014. Temperature and leaf wax $\delta^2\text{H}$ records demonstrate seasonal and regional controls on Asian monsoon proxies. *Geology*, 42: 1075–1078
- Wang P X, Wang B, Cheng H, Fasullo J, Guo Z T, Kiefer T, Liu Z Y. 2017. The global monsoon across time scales: Mechanisms and outstanding issues. *Earth-Sci Rev*, 174: 84–121
- Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, An Z S, Wu J Y, Shen C C, Dorale J A. 2001. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 294: 2345–2348
- Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, Kong X G, Shao X H, Chen S T, Wu J Y, Jiang X Y, Wang X F, An Z S. 2008. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. *Nature*, 451: 1090–1093
- Wang Y, Jian Z M, Zhao P, Xiao D, Chen J M. 2016. Relative roles of land- and ocean-atmosphere interactions in Asian-Pacific thermal contrast variability at the precessional band. *Sci Rep*, 6: 28349
- Weber M E, Lantzsich H, Dekens P, Das S K, Reilly B T, Martos Y M, Meyer-Jacob C, Agrahari S, Ekblad A, Titschack J, Holmes B, Wolfgramm P. 2018. 200,000 years of monsoonal history recorded on the lower Bengal Fan—Strong response to insolation forcing. *Glob Planet Change*, 166: 107–119
- Weber S L, Tuenter E. 2011. The impact of varying ice sheets and greenhouse gases on the intensity and timing of boreal summer monsoons. *Quat Sci Rev*, 30: 469–479
- Wu C H, Chiang J C H, Hsu H H, Lee S Y. 2016. Orbital control of the western North Pacific summer monsoon. *Clim Dyn*, 46: 897–911
- Yuan D X, Cheng H, Edwards R L, Dykoski C A, Kelly M J, Zhang M L, Qing J M, Lin Y S, Wang Y J, Wu J Y, Dorale J A, An Z S, Cai Y J. 2004. Timing, duration, and transitions of the last interglacial Asian monsoon. *Science*, 304: 575–578
- Zhang H, Ait B Y, Li H, Zhao J, Kathayat G, Tian Y, Baker J, Wang J, Zhang F, Ning Y, Edwards R L, Cheng H. 2019. The Asian summer monsoon: Teleconnections and forcing mechanisms—A review from Chinese speleothem $\delta^{18}\text{O}$ records. *Quaternary*, 2: 26
- Zhang H, Cheng H, Baker J, Kathayat G. 2020. Response to comments by Daniel Gebregiorgis et al. “A brief commentary on the interpretation of Chinese speleothem $\delta^{18}\text{O}$ records as summer monsoon intensity tracers”. *Quaternary* 2020, 3, 7. *Quaternary*, 3: 8
- Zhao Y, Harrison S P. 2012. Mid-holocene monsoons: A multi-model analysis of the inter-hemispheric differences in the responses to orbital forcing and ocean feedbacks. *Clim Dyn*, 39: 1457–1487
- Ziegler M, Lourens L J, Tuenter E, Hilgen F, Reichert G J, Weber N. 2010a. Precession phasing offset between Indian summer monsoon and Arabian Sea productivity linked to changes in Atlantic overturning circulation. *Paleoceanography*, 25: PA3213
- Ziegler M, Lourens L J, Tuenter E, Reichert G J. 2010b. High Arabian Sea productivity conditions during MIS 13—Odd monsoon event or intensified overturning circulation at the end of the Mid-Pleistocene transition? *Clim Past*, 6: 63–76
- Ziegler M, Tuenter E, Lourens L J. 2010c. The precession phase of the boreal summer monsoon as viewed from the eastern Mediterranean (ODP Site 968). *Quat Sci Rev*, 29: 1481–1490

(责任编辑: 赵艳)