



亚洲夏季风5400a BP极端减弱事件与文化演变

白益军¹, 张平中^{1*}, 高涛¹, 余仁哲¹, 周鹏超¹, 程海²

1. 兰州大学地质科学与矿产资源学院, 甘肃省西部矿产资源重点实验室, 兰州 730000;

2. 西安交通大学全球环境变化研究院, 西安 710054

* 通讯作者, E-mail: pzzhang@lzu.edu.cn

收稿日期: 2016-11-21; 接受日期: 2017-02-20; 网络版发表日期: 2017-03-20

国家自然科学基金项目(批准号: 41473009、41273014、40973007和40772110)资助

摘要 根据黄土高原西部万象洞石笋WXB07-4顶部22mm样品的平均误差仅约20a年的²³⁰Th绝对定年数据和平均时间分辨率为8a的氧同位素数据, 建立了亚洲季风边缘区中晚全新世过渡期亚洲夏季风变迁的时间序列。结果发现, 从6420到4920a BP期间, 亚洲夏季风呈现出逐渐减弱的趋势, 并以6420~6170a BP之间的季风强盛期和较高降水量、6170~5700a BP期间的夏季风平稳波动和在5700~4920a BP期间夏季风出现极端减弱期为主要特征。特别是以5430a BP为突变年代出现在5700~4920a BP期间的亚洲夏季风特征极端减弱事件(5400a或5.4ka事件), 经历了约290a的减弱阶段和约350a的增强阶段, 在定年误差范围之内与亚洲季风区其他地区洞穴石笋记录具有等时性。通过与过去7000a考古资料的对比发现, 中国黄河流域仰韶文化和西辽河流域红山文化早期的衰落发生在夏季风降水由多到少的变化期; 5400a BP极端夏季风减弱事件发生造成的降水大幅度减少可能与5500a BP左右黄河流域渭河河谷关中地区杨官寨遗址庙底沟文化、河南西部仰韶中期文化和下游大汶口早期文化、辽河河谷西部红山中中期文化的衰落存在一定程度上的联系; 5400a BP事件后期(5430~4920a BP)与亚洲夏季风相联系的降水小幅度逐渐增加和随后的剧烈减少可能也与仰韶晚期文化和红山晚期文化的共同繁荣和消失、渭河关中盆地以杨官寨遗址为代表的仰韶晚期文化和上游地区大地湾四期仰韶晚期文化的消失、大汶口中中期文化的开始与晚期文化的形成以及龙山文化的兴起、长江中下游崛起的屈家岭文化和良渚文化的相联系。通过与高原石笋降水记录对比发现, 高海拔地区夏季风降水在5400a BP事件后期的增加比在低海拔地区显著并具有更大幅度的波动, 可能与5300a BP左右马家窑文化在黄河上游河谷地带的兴起及其扩张有关。

关键词 亚洲夏季风, 5400a BP极端减弱事件, 新石器晚期文化演变, 万象洞石笋氧同位素, 西黄土高原

1 引言

作为全球季风系统最重要的子系统, 亚洲季风以其降水多变的特点影响着全球大约1/2人类的生存和发展(Webster等, 1998; Mohtadi等, 2016)。亚洲季风

区洞穴石笋以其高精度²³⁰Th定年和高时间分辨率揭示了过去640ka轨道和千年尺度上的季风演变规律(Wang等, 2001, 2008; Yuan等, 2004; Cheng等, 2009, 2012, 2016; Kathayat等, 2016)。而对于全新世冰期北高纬地区发生的8个世纪尺度上的剧烈降温事

中文引用格式: 白益军, 张平中, 高涛, 余仁哲, 周鹏超, 程海. 2017. 亚洲夏季风5400a BP极端减弱事件与文化演变. 中国科学: 地球科学, 47: 554–566, doi: 10.1360/N072016-00378
英文引用格式: Bai Y J, Zhang P Z, Gao T, Yu R Z, Zhou P C, Cheng H. 2017. The 5400 a BP extreme weakening event of the Asian summer monsoon and cultural evolution. Science China Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-016-9017-3

件(Wanner等, 2008, 2011)在亚洲季风区的研究仅仅局限于9200a(9.2ka)和8200a(8.2ka)季风极端减弱事件(Cheng等, 2009; Dykoski等, 2005; Fleitmann等, 2008; Wu等, 2012; Liu等, 2013; Liu和Hu, 2016)以及早期农业社会的响应(Flohr等, 2016). 基于亚洲季风区不同石笋年代误差和分辨率差异建立的最新非线性数据网络分析(Donges等, 2015)表明, 亚洲季风区确实存在与全新世快速气候变化和北高纬Bond事件相匹配的、分别在8.5~7.9、7.3、5.7~5.0、4.1~3.7和3.0~2.4ka BP出现的极端减弱事件, 而且这些极端事件明显地与史前文化的发生、扩张和崩溃有关.

亚洲季风区过去气候变化档案, 如中国黄土序列(An等, 2004)、印度湖泊记录(例如, Dixit等, 2014)、石笋记录(Wang等, 2005; Berkelhammer等, 2012)揭示出的4200a极端干旱事件导致新石器人类文化和印度河谷西北部Harappan城市文明的崩溃(Wu和Liu, 2004), 而且这个极端降温事件也可能造成北半球中纬埃及古王国、希腊早期青铜器时代和亚洲西南部美索不达米亚Akkadian古老帝国遭遇的持续干旱直至崩溃(Cullen等, 2000; Marshall等, 2011; Welc和Marks, 2014). 但是对于在中全新世高温期/新冰期转换期间发生在6000~5000 a BP的极端气候突变事件(Wanner等, 2008; Kaufman等, 2016), 虽然在亚洲季风区的黄土沉积(Huang等, 2000; Maher和Hu, 2006; Maher, 2008)和低纬度几个湖泊(Mischke和Zhang, 2010; An等, 2012; Dixit等, 2014; Prasad等, 2014)、现代夏季风边界附近中纬度湖泊(Xiao等, 2009)和亚洲季风区石笋数据的再分析(Donges等, 2015)中均有体现, 并且作为重要的快速气候变化事件来阐述新石器文化与气候的相互作用(杨颖, 2013)、早期普通粟类和稻类农业的向西传播与小麦和大麦农业的向东扩散(Li等, 2007; Li等, 2011; Jia等, 2013; Dodson等, 2013; Barton和An, 2014; 李小强, 2013). 同时这个时期发生的极端温度降低和降水减少事件可能直接导致欧洲早期农业社会的崩溃(Budja, 2015)、幼发拉底河中上游的美索不达米亚乌鲁克文化的扩张(Clarke等, 2016)、撒哈拉东部史前人类在5300a BP左右向埃及尼罗河谷的迁徙和印度西北部Harappan文明的都市化(Prasad等, 2014)等. 当然我们不能排除一些不具普遍性的差异性社会因素如战争、疾病和宗教活动等(Butzer和Endfield, 2012)、偶尔发生的其他自然灾害如地震(Wu等, 2016)对史前文化的作用. 然

而, 由于所选取的环境载体及其定年精度和时间分辨率的限制, 对于事件的精确年代、持续时间和变化模式以及变化幅度等都不能进行详细的描述, 导致气候变化事件与文化程度的非等时性, 限制了我们理解这种世纪-亚世纪尺度的季风减弱事件的动力学和对史前人类文化的作用.

鉴于精确定年和高分辨率洞穴石笋能够揭示亚洲夏季风降水减少造成中国历史社会动荡和朝代更迭(Zhang等, 2008; Tan等, 2011, 2015)的优势. 本文以黄土高原西部甘肃万象洞石笋WXB07-4顶部22mm纹层清晰且致密无沉积间断的部分作为研究对象, 通过高精度 ^{230}Th 绝对定年和高分辨率氧同位素数据测定, 建立误差大约20a和平均分辨率为8a的亚洲夏季风5400a(5.4ka BP)极端减弱事件变化的时间序列, 确定事件的起止时间、持续时间和变化模式. 通过对比亚洲季风区其他典型石笋记录, 探讨石笋记录的亚洲季风演变的降水区域差异. 同时, 结合考古资料, 论述我国新石器文化的发生、发展和迁徙; 以及通过与青藏高原高海拔石笋记录的对比, 评估新石器文化向青藏高原扩张的原因, 揭示亚洲夏季风中晚全新世过渡时期亚洲夏季风极端突变的特征与新石器文化发生发展的联系.

2 样品与实验

万象洞(33°19'N, 105°00'E, 1200m asl; 图1)(Zhang等, 2004, 2008; Johnson等, 2006)位于现代亚洲季风与西风急流相互作用(Schiemann等, 2009; Dallmeyer等, 2013; Chiang等, 2015)最敏感地区的黄土高原西部和青藏高原东部、现代亚洲夏季风的边缘区域或前端地区, 对亚洲夏季风的变化相应非常敏感. 而且, 这个地区邻近被称为古老中华文明摇篮黄河流域的渭河-关中地区(张之恒, 2009).

洞穴所在地甘肃武都地区年均温为12.6℃, 年均降水量489mm, ~80%以上的降水集中在夏季风盛行的5~9月, 属于典型的季风性半干旱气候. 该洞目前已经开发的长度约1400m, 发育在石炭纪灰岩中, 洞穴顶部覆盖有30~250m厚的石灰岩和约10m厚的黄土, 上覆植被稠密. 洞内现代次生碳酸盐发育且有大量现代沉积, 洞穴内温度基本恒定在11℃(2001年8月至2003年1月), 相对湿度达100%, 沉积环境较为稳定, 为弱通风

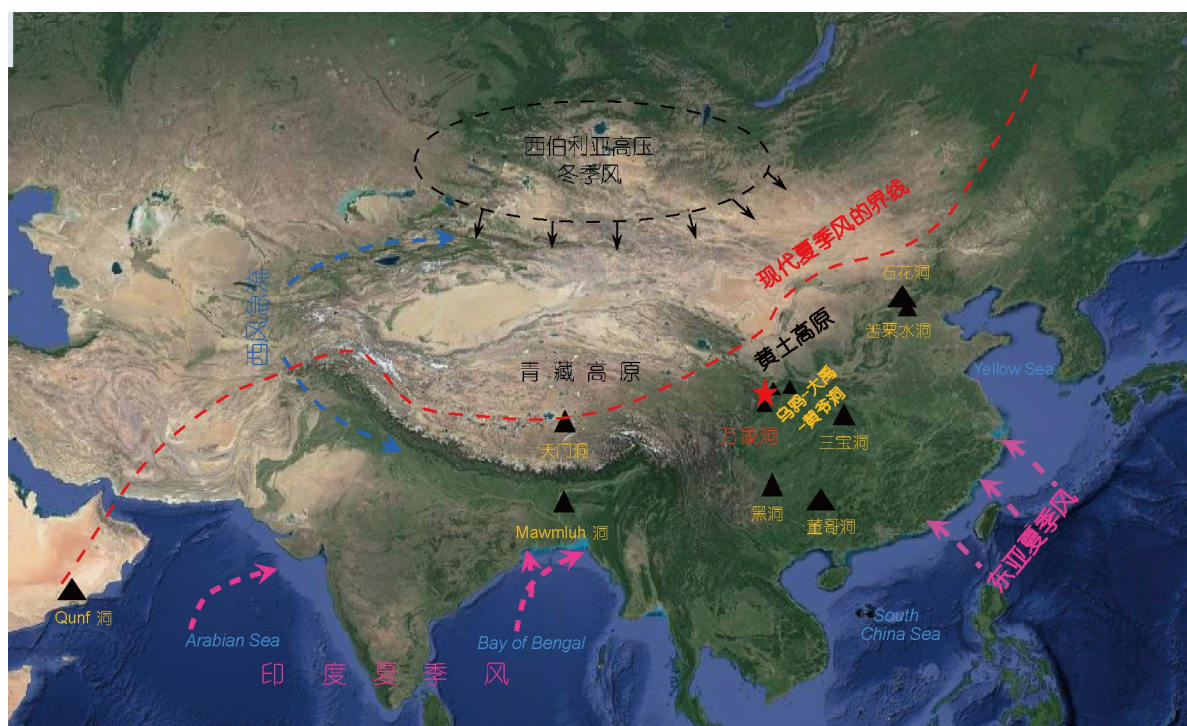


图1 万象洞(红色五角星)在亚洲季风区的位置图

根据Google Earth制作。在图中画出了现代亚洲夏季风大约界线、印度夏季风和东亚夏季风的方向、西伯利亚高压冬季风和西风急流的大约位置。在本文中对引用的几个洞穴位置也用黑色三角形标记在图中,其中包括中国西藏天门洞(30°55'N, 90°40'E, 4800m asl; Cai等, 2012)、湖北三宝洞(31°40'N, 110°26'E, 1900m asl; Dong等, 2010; Wang等, 2008; Cheng等, 2012, 2016)、贵州董哥洞(25°17'N, 108°5'E, 680m asl; Yuan等, 2004; Dykoski等, 2005)和黑洞(27°12'N, 106°10'E, 1054m asl; Jiang等, 2013)、北京石花洞(39°47'N, 115°56'E, 251m asl)和蒿家崖洞(39°41'N, 115°39'E, 610m asl; Orland等, 2015)、甘肃黄爷洞(33°05'N, 105°E, 1650 m asl; 张平等, 2005; Tan等, 2011)和乌鸦洞(33°49'14"N, 105°25'35"E, 1370m asl; Tan等, 2014)、陕西大禹洞(33°08'N, 106°18'E, 870m asl; Tan等, 2015)、印度东北部的Mawmluh洞(25°15'44"N, 91°52'54"E, 1290m asl; Berkelhammer等, 2012)和阿曼的Qunf洞(17°10'N, 54°18'E; 650m asl; Fleitmann等, 2003, 2007)。

洞穴(Zhang等, 2004, 2008; Johnson等, 2006)。2007年6月, 万象洞管理部门在洞口附近清理堆积物时, 意外在洞口附近发现了另一个一直封闭的洞穴(万象新洞)。万象新洞洞穴平均温度比万象洞高约1.3℃(桑文翠等, 2013), 并且内部出现大量化石石笋、现代洞穴滴水 and 现代石笋沉积物, 保留大量的洞穴边池池水。

本文研究的石笋样品WXB07-4于2007年6月采自万象洞新洞。在实验室沿生长轴的切面抛光后呈白色-淡黄色, 具有清晰的纹层, 纯净致密且无沉积间断(图2a)。使用牙钻和刻刀相结合的方法沿垂直于石笋生长轴且平行于生长纹层进行室内子样品采集(Yang等, 2007; Zhang等, 2010)。WXB07-4石笋顶部22mm共刮取370个同位素子样品, 为了防止样品之间的交叉混染, 我们采用间隔挑样方法选取185个子样品进行稳定氧同位素测试。测试工作在中国科学院南京地质

古生物研究所同位素实验室完成。每10个样品内插一个标准样品, 结果以PDB标准给出, 用符号 δ 表示, $\delta = [(R_{\text{样品}}/R_{\text{标准}}) - 1] \times 1000$, 其中 $R = ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, 分析误差($\pm 2\sigma$)优于0.05‰。

绝对 ^{230}Th 定年样品用直径0.5mm的牙钻在生长轴附近平行于纹层钻取。测试工作在美国Minnesota大学地质与地球物理系地质年代学实验室完成, 测试方法见文献(Shen等, 2002; Cheng等, 2000, 2013), 分析仪器为MC-ICP-MS(Neptune), 年龄误差为 $\pm 2\sigma$ 测量统计误差。

3 结果与讨论

3.1 石笋WXB07-4顶部22mm的 ^{230}Th 年代模型

石笋WXB07-4顶部的8个 ^{230}Th 年代数据见表1。

表 1 万象洞石笋WXB07-4的MC-ICP-MS铀系测年结果^{a)}

样品编号	距顶距离(mm)	²³⁸ U($\times 10^{-6}$ g g ⁻¹)	²³² Th($\times 10^{-12}$ g g ⁻¹)	δ^{234} U 测量值	²³⁰ Th/ ²³⁸ U 活度比	²³⁰ Th年龄 (a, 未校正)	δ^{234} U初始值 校正值	²³⁰ Th年龄 (a BP, 校正年龄)
WXB074-1	1.0	1.068 $\pm$ 1	438 $\pm$ 10	1082.7 $\pm$ 2.7	0.0972 $\pm$ 0.0004	5194 $\pm$ 23	1099 $\pm$ 3	5128 $\pm$ 24
WXB074-2.5	2.5	1.236 $\pm$ 1	80 $\pm$ 6	1198.0 $\pm$ 2.4	0.1089 $\pm$ 0.0005	5518 $\pm$ 29	1217 $\pm$ 2	5454 $\pm$ 29
WXB074-2	4.0	1.913 $\pm$ 2	1337 $\pm$ 28	1173.4 $\pm$ 2.8	0.1113 $\pm$ 0.0004	5709 $\pm$ 23	1192 $\pm$ 3	5640 $\pm$ 24
WXB074-7	7.0	1.300 $\pm$ 1	438 $\pm$ 11	1139.1 $\pm$ 2.2	0.1153 $\pm$ 0.0005	6012 $\pm$ 25	1159 $\pm$ 3	5944 $\pm$ 25
WXB074-3	10.5	1.344 $\pm$ 2	384 $\pm$ 9	1129.0 $\pm$ 2.6	0.1189 $\pm$ 0.0003	6239 $\pm$ 18	1149 $\pm$ 3	6176 $\pm$ 18
WXB074-4	14.0	1.440 $\pm$ 2	1208 $\pm$ 25	1107.5 $\pm$ 2.7	0.1191 $\pm$ 0.0003	6314 $\pm$ 20	1127 $\pm$ 3	6242 $\pm$ 22
WXB074-5	17.5	1.354 $\pm$ 1	756 $\pm$ 16	1138.4 $\pm$ 2.8	0.1232 $\pm$ 0.0004	6438 $\pm$ 23	1159 $\pm$ 3	6371 $\pm$ 24
WXB074-6	22	1.483 $\pm$ 2	2540 $\pm$ 51	1133.9 $\pm$ 2.8	0.1241 $\pm$ 0.0004	6503 $\pm$ 22	1155 $\pm$ 3	6420 $\pm$ 27

a) $\lambda_{230}=9.1577\times 10^{-6}\text{a}^{-1}$, $\lambda_{234}=2.8263\times 10^{-6}\text{a}^{-1}$, $\lambda_{238}=1.55125\times 10^{-10}\text{a}^{-1}$. $\delta^{234}\text{U}=[(\text{}^{234}\text{U}/\text{}^{238}\text{U})_{\text{活度比}}-1]\times 1000$. $\delta^{234}\text{U}_{\text{初始值}}$ 根据 ^{230}Th 年龄(T)计算获得, 即 $\delta^{234}\text{U}_{\text{初始值}}=\delta^{234}_{\text{测量值}}\times e^{\lambda_{234}\times T}$, ^{230}Th 年龄的校正值是假设初始 $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ 原子比为 $(4.4\pm 2.2)\times 10^{-6}$, a BP=距目前(1950 AD)的年代

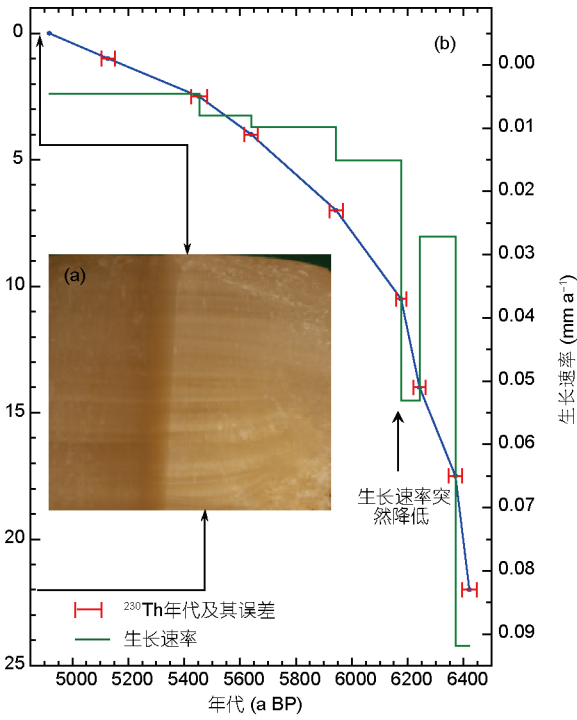


图 2 石笋WXB074顶部22mm剖面图(a)及其年代模型 (蓝色)和生长速率分布图(b)

石笋样品的²³⁸U含量高,在 $1.068\times 10^{-6}\sim 1.913\times 10^{-6}\text{g g}^{-1}$,平均值为 $1.39\times 10^{-6}\text{g g}^{-1}$;而碎屑²³²Th含量则很低($0.08\times 10^{-9}\sim 2.5\times 10^{-9}\text{g g}^{-1}$,平均值为 $0.898\times 10^{-9}\text{g g}^{-1}$),所以我们能够获得误差在 $\pm 18\sim \pm 29\text{a}$ 、平均误差为24a的高精度²³⁰Th定年数据.

我们采用相邻年代点线性内插法建立石笋

WXB07-4顶部22mm的年代模型(图2b).从图2b中可以看出石笋从6420a BP开始到4920a BP(0mm)停止生长的1500a期间,生长(沉积)速率逐渐减小,从0.092减小到 0.005mm a^{-1} ;其中在6180a BP左右沉积速率突然发生大幅度变化,从前期平均值 0.057mm a^{-1} 突然减小至后期平均值的 0.009mm a^{-1} ,减小幅度达到6.4倍,这两种沉积速率变化状态可能反映了石笋生长条件的大幅度变化.

3.2 石笋WXB07-4顶部在6420~4920a BP期间 $\delta^{18}\text{O}$ 的时间序列

石笋WXB07-4顶部在6420~4920a BP期间 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化范围在 $-11.25\sim -8.10\text{‰}$,平均时间分辨率为8a,变化幅度达到3.15‰(图3a).

近20年亚洲季风区众多洞穴记录研究表明,石笋氧同位素组成无论是在冰期/间冰期和千年还是百年/十年等时间尺度上,都与指示夏季风强度变化的夏/冬降水比率、热带水汽源与洞穴所在地的距离(即,源区远近)和地方性的降水量有关(Yuan等, 2004; Wang等, 2005, 2008; Cheng等, 2012, 2016; Dykoski等, 2005; Fleitmann等, 2003, 2007; Zhang等, 2008; Dong等, 2010; Berkelhammer等, 2012; Jiang等, 2013),换句话说石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 是以上几种因素的集成或是季风降水总强度的反映(Cheng等, 2016),即季风区中某一具体区域的降水量与石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值之间没有简单的线性关系,这种现象在中国东南部不同洞穴石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录中表现比较明显

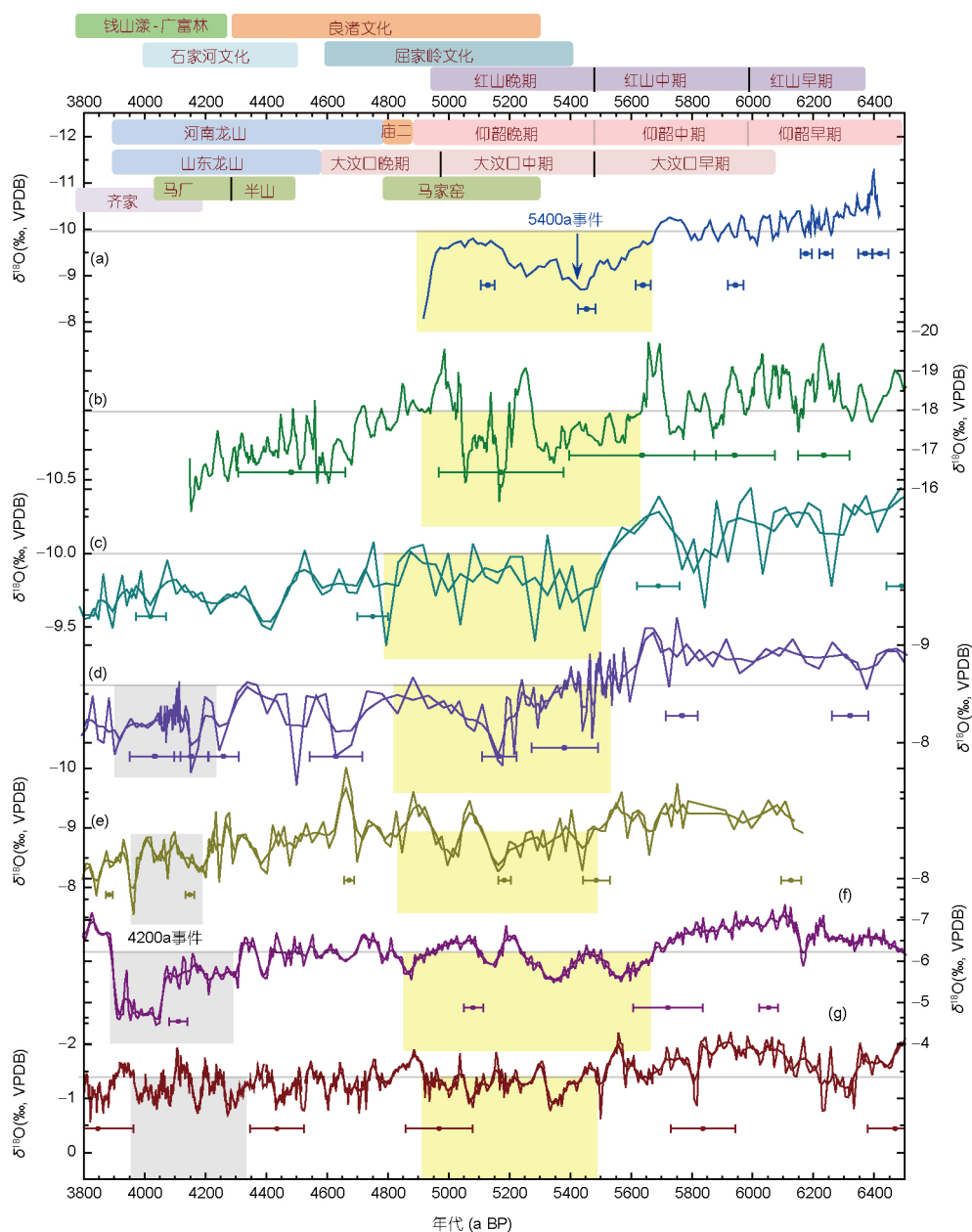


图3 万象洞WXB07-4石笋顶部 $\delta^{18}\text{O}$ 时间序列与亚洲季风区部分洞穴石笋记录的对比

(a) 中国万象洞WXB07-4顶部石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录(蓝色, 本文); (b) 中国青藏高原天门洞石笋TM-18 $\delta^{18}\text{O}$ 记录(橄榄绿色; Cai等, 2012); (c) 中国三宝洞石笋SB43 $\delta^{18}\text{O}$ 记录(深青绿色; Dong等, 2010); (d) 中国贵州董哥洞D4石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录(紫罗兰色; Dykoski等, 2005); (e). 中国贵州黑洞D1和D2石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录(深黄色; Jiang等, 2013); (f) 印度东北部Mawmluh洞KM-A石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录(紫色; Berkelhammer等, 2012); (g) 阿曼Qunf洞Q5石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录(酒红色; Fleitmann等, 2003, 2007). 图3(c)~(e)中的粗线是3点滑动, 而(f)和(g)中的粗线是5点滑动; 黄色阴影指示5400a BP事件的年代范围; 灰色阴影指示了4200a BP事件的可能年代范围(Berkelhammer等, 2012); 横的灰色线指示与万象洞同时期6420~4920a BP的氧同位素平均值, 其中WXB074=-10.01‰、TM18=-17.99‰、SB43=-10.03‰、D4=-8.60‰、KM-A=-6.38‰和Q5=-1.50‰, 黑洞由于数据年代未到6420a BP, 没有计算平均值; 图内的最上部标出了仰韶文化(Liu和Chen, 2012; Barton等, 2009)、红山文化(孙凝凝, 2016)、马家窑文化和齐家文化(Dong等, 2013)、庙二文化(韩建业, 2006)、河南/山东龙山文化(Liu和Chen, 2012; 王守功, 2004)、大汶口文化-良渚文化-屈家岭文化和石家河文化(Liu和Chen, 2012; Jin等, 2016)、钱山漾和广富林文化(http://www.zj.xinhuanet.com/newscenter/focus/2014-11/16/c_1113266903.htm; 许鹏飞, 2015)的年代范围和划分

(例如, Cheng等, 2012). 但对处在亚洲夏季风前端或者边缘地区的、以具有明显季节性并以夏季风降水(降水 $\delta^{18}\text{O}$ 值相对偏负)为主的中国北部和西北部季风区内降水多少与夏季风强弱的关系则相对简单, 基本上显示正相关关系(Baker等, 2015; Duan等, 2016). 甘肃万象洞(Zhang等, 2008)及其附近的黄爷洞(Tan等, 2011)和乌鸦洞(Tan等, 2014)、陕西大禹洞(Tan等, 2015)以及北京石花洞(李向磊个人交流)中的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录研究均证明, 偏负的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值代表与夏季风增强有关的夏季降雨量增加相对应, 反之亦然. 而且, 这些记录和现代器测资料分析(Ding等, 2008)、季节分辨率的苦栗水洞石笋氧同位素分析(Orland等, 2015)和气候模拟结果(Liu等, 2014)相一致.

石笋WXB07-4顶部的 $\delta^{18}\text{O}$ 值时间序列显示出从6420a BP开始到4920a BP期间的逐渐变得偏重和沉积速率逐渐减小趋势(图2b和3a), 指示了亚洲夏季风强度的逐渐减弱和与之有联系的降水量减少.

万象洞 $\delta^{18}\text{O}$ 逐渐偏重的长趋势显示出3相特征(图3a): 在第1相的6420~6170a BP期间, $\delta^{18}\text{O}$ 值显示出以波动幅度为1.38‰的、在-11.25~-9.87‰(平均值为-10.41‰)波动的逐渐偏重趋势, 而且平均沉积速率高达 0.057mm a^{-1} (图1b)和子样品同位素数据时间分辨率达到3a, 说明这期间具有较高的降水量, 与较强的夏季风有关; 而在6170~5700a BP期间的第2相(图3a), 沉积速率突然下降到 0.012mm a^{-1} (图2b), 数据时间分辨率降低到11a, 并且 $\delta^{18}\text{O}$ 以-10.39~-9.67‰的小幅度波动(幅度仅0.72‰)、平均值-10.05‰几乎等于整体平均值为特征, 是夏季风突然变化到平稳波动的反映. 最有趣的是5700~4920a BP期间的第3相, $\delta^{18}\text{O}$ 值波动在-9.99~-8.10‰(波动幅度高达1.89‰), 平均值仅为-9.35‰, 均大于整体平均值(图3a), 同时沉积速率出现几乎达到1倍的、与降水量大幅度再次下降有关的大幅度降低期(图2b), 时间分辨率也降低到最低(15a), 指示了夏季风的大幅度极端变化. 同时, 在第3相期间(图3a), 以5430a BP处的 $\delta^{18}\text{O}$ 值-8.70‰极端偏重信号为主的亚洲夏季风极端减弱谷, 显示出从第2相末期的5730a BP开始到5430a BP的逐渐偏正和从5430a BP到5080a BP逐渐偏负的波动趋势, 指示亚洲夏季风以5430a BP为突变点的5400a极端减弱时期内(5400a或5.4ka事件)夏季风经历了290a的逐渐减弱然后经历350a的逐渐增强总体特征.

3.3 万象石笋WXB07-4顶部的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与亚洲季风区其他石笋记录的对比

为了揭示高精度定年和高分辨率万象石笋WXB07-4 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的亚洲夏季风强度变化的区域模式, 我们把这期间具有大幅度波动的、定年精度和分辨率相对较高的中国青藏高原腹地的西藏班戈天门洞(Cai等, 2012)、湖北神农架三宝洞(Dong等, 2010)、贵州董哥洞(D4)(Dykoski等, 2005)和贵州黑洞(Jiang等, 2013)、印度东北部的Mawmluh洞(Berkelhammer等, 2012)和阿曼Qunf洞(Fleitmann等, 2003, 2007)石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录放在一起进行对比(图3). 高原天门洞在WXB07-4顶部的生长时段, 由于高原垂直递减率的放大作用(Cai等, 2012)以及高海拔地区对亚洲夏季风的高灵敏度(Boos和Kuang, 2013)和较高的地形降水量(Minder和Roe, 2005; Curio和Scherer, 2016), 天门洞 $\delta^{18}\text{O}$ 值以4a分辨率的大幅度波动分别记录了多次偏负值的季风加强和多次偏重值的季风减弱阶段. 如果考虑天门洞155a的平均定年误差, 所记录的主要季风加强峰和减弱谷在万象记录中均能找到对应关系. 特别是在天门记录的5640~4920a BP的第3相内, 季风同样处于减弱期且存在大幅度的波动($\delta^{18}\text{O}$ 值的波动幅度达到3.88‰), 平均值整体偏正(-17.55‰). 万象记录中5430a BP处的季风减弱谷在高海拔天门洞记录中可能对应于5350a BP左右的 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏重谷; 此外, 天门洞记录中分别在5060a BP、5170a BP左右出现2次大幅度波动的季风减弱的 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏重谷(图3a和b). 高海拔地区对亚洲夏季风降水的大幅度更敏感响应这种事实从另外角度证实了万象洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值的小幅度波动也是季风降水波动的记录.

与万象洞第3相记录相对应的中国三宝洞(Dong等, 2010)在5530~4790a BP和董哥洞(D4)(Dykoski等, 2005)在5560~4830a BP之间的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值(分别为-9.82‰和-8.47‰)均偏重于研究时段的整体平均值(图3c和d), 显示出季风的减弱期; 同时与黑洞5510~4850a BP一样(图3e), 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值在这期间也显示大幅度的特征变化. 但是, 除黑洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值在这期间的极端偏重值年代5440a BP与万象记录几乎相同外, 三宝洞、董哥洞记录 $\delta^{18}\text{O}$ 值极端偏重值却分别出现在5280a BP、5180a BP左右, 与万象记录有一定的差异, 可能与测年误差和样品分辨率(Rehfeld等, 2013)或者洞穴所在地

对季风降水总强度差异性响应有关(Cheng等, 2012).

对于相当于万象洞记录的具有减弱季风特征的第3相的印度Mawmluh洞(图3f, Berkelhammer等, 2012)和阿曼Qunf洞(图3g, Fleitmann等, 2003, 2007)石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录, 它们的时代跨度分别集中在5710~4880和5510~4940a BP, 这期间的平均值(分别为-6.07‰和-1.28‰)均比整体平均值偏重. 其中Mawmluh洞和Qunf洞记录的大幅度季风减弱谷分别出现在5350和5340a BP左右, 也与万象记录有100a左右的偏差. 同时在Mawmluh洞记录的5570和5150a BP左右和Qunf洞记录的5080a BP左右分别出现明显的季风减弱谷.

不同记录中的定年精度和数量、由生长速率造成的采样分辨率和规则性均能影响它们之间的精确对比(Rehfeld等, 2013). 对于本文研究的和对比的中国天门洞(Cai等, 2012)、三宝洞(Dong等, 2010)、董哥洞D4(Dykoski等, 2005)和黑洞(Jiang等, 2013)4个不同洞穴中, 其定年误差(定年数量)/分辨率均具有大的差异, 分别为55a (3)/38a、69a (5)/19a和29a(4)/21a; 同样地, 印度(Berkelhammer等, 2012)和阿曼Qunf洞(Fleitmann等, 2003, 2007)除分辨率相对较高并接近万象记录外, 也有较大的定年误差, 分别为52a(4)/6a和99a(4)/7a. 如此大的差异, 根据古气候网络规则(Rehfeld等, 2013)和新近的亚洲季风区石笋全新世记录再循环网络(Donges等, 2015)技术分析, 我们仍然能够确认第3相季风减弱期间(图3)内不同幅度主要季风极端减弱谷的存在; 而且所研究洞穴中如果扣除神农架-0.2‰/100m(段福才和孔兴功, 2011)和青藏高原-0.3‰/100m(Yao等, 2009)的降水氧同位素海拔效应, 从南到北几个石笋氧同位素组成逐渐偏负(图1和3), 显示出热带季风雨带向大陆的入侵(Winnick等, 2014).

3.4 中全新世亚洲夏季风变迁的极端性与文化响应

万象石笋WXB07-4记录的在6420~4920a BP期间亚洲夏季风强弱与之相联系的降水变化时间序列(图3a), 恰好覆盖了位于亚洲夏季风季风边缘或者前端地区包括在河南、甘肃、青海、陕西、山西、内蒙古、河北和辽宁部分地区在内的中晚新石器时代及青铜器时代初期以农业起源和社会文化形成为特征的中华文明快速发展时期(图3, 张之恒, 2009; Liu和Chen, 2012). 因此, 万象洞记录能够为这些文化的起源、发

展和变化提供明确的气候背景.

以广泛分布于中国黄土高原东-西部边缘及其周围的仰韶文化为代表, 其中在以雨养旱地农业普通粟类(*Panicum miliaceum*)(Crawford, 2009; Lu等, 2009; Barton等, 2009; Bettinger等, 2010; Zhao, 2011)为特征的、发育在7000~6000a BP的仰韶早期黄河-渭河流域半坡文化的衰落(Zhao, 2011; Peterson和Shelach, 2012), 主要对应于石笋WXB07-4记录的第1相亚洲夏季风降水由多到少的逐渐过渡期以及第2相早期季风降水减弱后的平稳波动期, 并连接着中仰韶文化前期向东沿黄河中下游地区大规模的扩散、人口的增长(Li等, 2009; Wagner等, 2013; Hosner等, 2016; Wang等, 2014; Li等, 2015)、陆地使用面积的扩展(Yu等, 2016)与旱地作物种类的增加使得黍粟同时耕作(Barton等, 2009; Jin等, 2016)、和黄河下游大汶口文化在6100a BP左右(图3)的兴起. 直至5500a BP左右更耐旱重要作物荞麦(*Fagopyrum*)的出现以弥补黍粟作物的降低(Li等, 2009)、渭河河谷关中地区和河南西部以杨官寨遗址为代表的仰韶中期庙底沟文化-黄河下游大汶口早期文化的衰落(杨颖, 2013)并且人口出现小幅度的下降(Li等, 2015). 这个时代恰好与WXB07-4记录的第3相中期的季风降水极端降低期年代5430a BP相一致, 这时黄土高原整体出现干旱(Maher和Hu, 2006; Maher, 2008), 中国陕西关中盆地全新世古土壤在6000~5000a BP被干旱和风尘沉积物所中断(Huang等, 2000; 杨颖, 2013), 高原和季风边缘区湖水位降低(Mischke和Zhang, 2010; An等, 2012; Xiao等, 2009). 与仰韶中期文化相比, 在黄河下游地区分布的河南地区仰韶晚期文化和山东大汶口中期文化的同时繁荣和演变、关中杨官寨遗址和渭河上游大地湾、半坡四期仰韶晚期文化在4900a BP左右的最终消失(Barton等, 2009; 杨颖, 2013; Jin等, 2016), 几乎对应于万象记录的亚洲季风5430a BP极端减弱谷及第3相5400a BP减弱事件后期亚洲夏季风降水逐渐的增多、然后在4920a BP左右突然的大幅度减少时期(图3).

同时孕育在6400a BP左右的我国辽河西部河谷地带亚洲东北部季风边缘区红山早期文化的衰落也跟随亚洲夏季风逐渐减弱所造成的降水逐渐减少(图3), 其中期文化在5500a BP左右的衰落与万象石笋氧同位素记录的亚洲夏季风5400a BP极端减弱事件前期季风降水大幅度下降有关, 而红山晚期文化的建立特别

是后期5300a BP左右红山文明的形成直至5000/4900a BP左右的急剧衰落(图3; 孙妙凝, 2016), 也与亚洲夏季风5400a BP极端减弱事件后期季风降水逐步增加然后突然减少有关. 而且长江中下游在5400和5300a BP左右分别崛起的屈家岭文化和良渚文化(图3) 也处于与这个极端事件相联系的降水波动或者气候变异范围之内. 对于4920a BP左右季风在边缘区突然减弱(图3a)和仰韶文化大规模崩溃后, 在黄河中下游地区向河南龙山文化过渡期间庙底沟二期文化(简称庙二文化或龙山早期)的建立、繁荣的大汶口晚期文化以及在山东黄海平原山东龙山文化的兴起(Underhill等, 2008; Lanehart等, 2011), 可能连接着亚洲夏季风降水雨带的向东南移动(Jiang和Liu, 2007). 亚洲夏季风4200a BP突发性极端减弱的事件发生(图3b~g)可能导致黄河平原龙山文化在3900a BP左右的崩溃或者演变、长江三角洲新石器晚期代表性良渚文化在4300a BP左右的消失或者过渡为后良渚即钱山漾和广富林文化(许鹏飞, 2015)、以及在屈家岭文化基础上发展起来的石家河文化在4000a BP左右的结束(Wu和Liu, 2004; Wang等, 2005; Chen和Wang, 2012; Innes等, 2014; Wu等, 2014a, 2014b; Wang等, 2016).

对于在黄河上游河谷地带5300a BP左右开始建立的马家窑文化及其扩张(Dong等, 2013), 对应于西黄土高原5430a BP左右季风降水极端减弱谷之后的逐渐增加时期, 此时高原降水也突然开始增加(图3b), 可能指示了人类在仰韶中期文化崩溃后为了水资源经过近200a向黄河上游的迁徙, 并在高原东部合适位置的定居并继续耕作仰韶时期的雨养旱地粟类农业(Zhao, 2011; Guedes等, 2014); 而且马家窑相的收缩恰好发生在高原降水突然降低时期(图3b), 直至通过半山相-马厂相的延续在亚洲季风极端减弱事件内4200a左右最干旱时消失和齐家文化的崛起(图3b、d、e、f和g). 同时高原人类在5200~3600a BP期间在2500m asl左右从事的主要雨养旱地粟类农业过渡到3600~2300a BP期间在更高海拔(3400m asl左右)耕作雨养旱地大麦农业(Chen等, 2015; Guedes等, 2015a, 2015b; Dong等, 2015), 可能与适应更高海拔地区对季风降水的高灵敏度(Boos和Kuang, 2013)和较高的地形降水量(Minder和Roe, 2005; Curio和Scherer, 2016)所需的更耐寒大麦农业耕作(Guedes, 2015; Guedes等, 2015a, 2015b)有关.

4 结论

高精度和高分辨率的黄土高原西部万象洞石笋WXB07-4顶部 $\delta^{18}\text{O}$ 值时间序列记录了从6420a BP到4920a BP期间的亚洲夏季风逐渐减弱趋势, 并显示3相亚洲夏季风变迁特征, 包括由6420~6170a BP具有大幅度波动的季风强盛期和较高降水量的第1相过渡到6170~5700a BP期间夏季风平稳波动的第2相, 和在5700~4920a BP期间出现的第3相亚洲夏季风突然出现减弱期. 在第3相期间, 以5430a BP为年代突变点出现亚洲夏季风极端减事件(5400a或5.4ka事件), 分别经历了290a的逐渐减弱和350a的逐渐增强, 其在定年误差范围之内与亚洲季风区其他洞穴石笋记录具有等时性.

通过与考古资料的对比发现, 发生在7000~6000 a BP的中国新石器晚期仰韶早期文化、黄河流域渭河河谷半坡文化和西辽河流域红山文化早期的衰落发生在亚洲夏季风降水由多到少的逐渐过渡期; 5400a BP极端夏季风减弱事件发生导致的降水大幅度减少可能与5500a BP左右黄河流域渭河河谷关中地区杨官寨遗址庙底沟文化、河南西部仰韶中期文化和下游大汶口早期文化、辽河河谷西部红山中中期文化的衰落有关. 5400a BP事件后期(5430~4920a BP)与亚洲夏季风相联系的降水小幅度逐渐增加和随后的剧烈减少可能也与仰韶晚期文化和红山晚期文化的共同繁荣和消失、渭河关中盆地以杨官寨遗址为代表的仰韶晚期文化和上游地区大地湾第四期仰韶晚期文化的消失、大汶口中中期文化的开始与晚期文化的形成以及龙山文化的兴起、长江中下游崛起的屈家岭文化和良渚文化的相联系. 通过与高原石笋降水记录的对比发现, 黄河上游河谷地带在5300a BP左右兴起的马家窑文化及其扩张也与5400a BP事件后期夏季风在高海拔地区比在低海拔地区具有大幅度的降水增加有关.

致谢 万象洞管理所对该项目提供了极大的洞穴考察支持, 中国科学院南京地质古生物研究所同位素实验室陈小明高级工程师完成了稳定同位素测试, 两名匿名审稿专家和鹿化煜教授提出了有价值的修改建议, 在此一并表示感谢.

参考文献

- 段福才, 孔兴功. 2011. 神农架石笋氧同位素的海拔效应. *中国岩溶*, 30: 101–104
- 韩建业. 2006. 晋西南豫西部庙底沟二期-龙山时代文化的分期与谱系. *考古学报*, (2): 179–204
- 李小强. 2013. 中国全新世气候和农业活动研究新进展. *中国科学: 地球科学*, 43: 1919–1928
- 桑文翠, 张德忠, 王晓峰, 白益军, 张平中, 吴秀平. 2013. 甘肃武都万象洞方解石现代沉积控制因素分析. *第四纪研究*, 33: 936–944
- 孙妙凝. 2016. 红山文化已进入文明时代——访中国社会科学院考古研究所研究员刘国祥. *《中国社会科学报》* 2016年3月18日第928期
- 王守功. 2004. 山东龙山文化. 济南: 山东文艺出版社. 163
- 许鹏飞. 2015. 宁镇地区及环太湖地区新石器时代考古学文化研究. 博士学位论文. 长春: 吉林大学. 4–222
- 杨颖. 2013. 陕西杨官寨遗址仰韶文化中晚期气候环境记录及遗址古人类对区域环境依存. 硕士学位论文. 西安: 西北大学. 3–56
- 张平中, 代志波, 安春雷, 李长久, 庞福顺, 龙路德, 马全龙, 贾继红. 2005. 甘肃南部又发现一处天然大溶洞——黄爷洞. *第四纪研究*, 25: 795
- 张之恒. 2009. 中国新石器时代文化概述和中国各地区主要的新石器时代文化. 见: 张之恒, 主编. *中国考古通论*. 南京: 南京大学出版社. 106–268
- An C B, Feng Z, Tang L. 2004. Environmental change and cultural response between 8000 and 4000 cal. yr BP in the western Loess Plateau, northwest China. *J Quat Sci*, 19: 529–535
- An Z, Colman S M, Zhou W, Li X, Brown E T, Jull A J T, Cai Y, Huang Y, Lu X, Chang H, Song Y, Sun Y, Xu H, Liu W, Jin Z, Liu X, Cheng P, Liu Y, Ai L, Li X, Liu X, Yan L, Shi Z, Wang X, Wu F, Qiang X, Dong J, Lu F, Xu X. 2012. Interplay between the Westerlies and Asian monsoon recorded in Lake Qinghai sediments since 32 ka. *Sci Rep*, 2: 619
- Baker A J, Sodemann H, Baldini J U L, Breitenbach S F M, Johnson K R, van Hunen J, Zhang P. 2015. Seasonality of westerly moisture transport in the East Asian summer monsoon and its implications for interpreting precipitation $\delta^{18}\text{O}$. *J Geophys Res Atmos*, 120: 5850–5862
- Barton L, An C B. 2014. An evaluation of competing hypotheses for the early adoption of wheat in East Asia. *World Archaeol*, 46: 775–798
- Barton L, Newsome S D, Chen F H, Wang H, Guilderson T P, Bettinger R L. 2009. Agricultural origins and the isotopic identity of domestication in northern China. *Proc Natl Acad Sci USA*, 106: 5523–5528
- Berkelhammer M, Sinha A, Stott L, Cheng H, Pausata F S R, Yoshimura K. 2012. An abrupt shift in the Indian Monsoon 4000 years ago. *Geophysical Monograph Series: Climate Landscapes and Civilization*. Washington DC: American Geophysical Union. 75–87
- Bettinger R L, Barton L, Morgan C. 2010. The origins of food production in north China: A different kind of agricultural revolution. *Evol Anthropol*, 19: 9–21
- Boos W R, Kuang Z M. 2013. Sensitivity of the South Asian monsoon to elevated and non-elevated heating. *Sci Rep*, 3: 590–595
- Budja M. 2015. Archaeology and rapid climate changes: From the collapse concept to a panarchy interpretative model. *Doc Praeh*, 42: 171–184
- Butzer K W, Endfield G H. 2012. Critical perspectives on historical collapse. *Proc Natl Acad Sci USA*, 109: 3628–3631
- Cai Y J, Zhang H W, Cheng H, An Z S, Lawrence Edwards R, Wang X F, Tan L C, Liang F Y, Wang J, Kelly M. 2012. The Holocene Indian monsoon variability over the southern Tibetan Plateau and its teleconnections. *Earth Planet Sci Lett*, 335–336: 135–144
- Chen F H, Dong G H, Zhang D J, Liu X Y, Jia X, An C B, Ma M M, Xie Y W, Barton L, Ren X Y, Zhao Z J, Wu X H, Jones M K. 2015. Agriculture facilitated permanent human occupation of the Tibetan Plateau after 3600 B.P. *Science*, 347: 248–250
- Chen W, Wang W M. 2012. Middle-Late Holocene vegetation history and environment changes revealed by pollen analysis of a core at Qingdao of Shandong Province, East China. *Quat Int*, 254: 68–72
- Cheng H, Edwards R L, Hoff J, Gallup C D, Richards D A, Asmerom Y. 2000. The half-lives of uranium-234 and thorium-230. *Chem Geol*, 169: 17–33
- Cheng H, Lawrence Edwards R, Shen C C, Polyak V J, Asmerom Y, Woodhead J, Hellstrom J, Wang Y, Kong X, Spötl C, Wang X, Calvin Alexander Jr. E. 2013. Improvements in ^{230}Th dating, ^{230}Th and ^{234}U half-life values, and U-Th isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Earth Planet Sci Lett*, 371–372: 82–91
- Cheng H, Fleitmann D, Edwards R L, Wang X, Cruz F W, Auler A S, Mangini A, Wang Y, Kong X, Burns S J, Matter A. 2009. Timing and structure of the 8.2 kyr B.P. event inferred from ^{18}O records of stalagmites from China, Oman, and Brazil. *Geology*, 37: 1007–1010
- 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, Edwards R L, Sinha A, Spötl C, Yi L, Chen S, Kelly M, Kathayat G, Wang X, Li X, Kong X, Wang Y, Nin Y, Zhang H. 2016. The Asian monsoon over the past 640000 years and ice age terminations. *Nature*, 534: 640–646
- 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
- Clarke J, Brooks N, Banning E B, Bar-Matthews M, Campbell S, Clare L,

- Cremaschi M, di Lernia S, Drake N, Gallinaro M, Manning S, Nicoll K, Philip G, Rosen S, Schoop U D, Tafuri M A, Weninger B, Zerboni A. 2016. Climatic changes and social transformations in the Near East and North Africa during the 'long' 4th millennium BC: A comparative study of environmental and archaeological evidence. *Quat Sci Rev*, 136: 96–121
- Crawford G W. 2009. Agricultural origins in North China pushed back to the Pleistocene-Holocene boundary. *Proc Natl Acad Sci USA*, 106: 7271–7272
- Cullen H M, deMenocal P B, Hemming S, Hemming G, Brown F H, Guilderson T, Sirocko F. 2000. Climate change and the collapse of the Akkadian empire: Evidence from the deep sea. *Geology*, 28: 379–382
- Curio J, Scherer D. 2016. Seasonality and spatial variability of dynamic precipitation controls on the Tibetan Plateau. *Earth Syst Dynam*, 7: 767–782
- Dallmeyer A, Claussen M, Wang Y, Herzschuh U. 2013. Spatial variability of Holocene changes in the annual precipitation pattern: A model-data synthesis for the Asian monsoon region. *Clim Dyn*, 40: 2919–2936
- Ding Y, Wang Z, Sun Y. 2008. Inter-decadal variation of the summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part I: Observed evidences. *Int J Climatol*, 28: 1139–1161
- Dixit Y, Hodell D A, Petrie C A. 2014. Abrupt weakening of the summer monsoon in northwest India 4100 yr ago. *Geology*, 42: 339–342
- Dodson J R, Li X, Zhou X, Zhao K, Sun N, Atahan P. 2013. Origin and spread of wheat in China. *Quat Sci Rev*, 72: 108–111
- Dong G, Wang L, Cui Y, Elston R, Chen F. 2013. The spatiotemporal pattern of the Majiayao cultural evolution and its relation to climate change and variety of subsistence strategy during late Neolithic period in Gansu and Qinghai Provinces, northwest China. *Quat Int*, 316: 155–161
- Dong G H, Zhang D J, Liu X Y, Liu F G, Chen F H, Jones M. 2015. Response to Comment on “Agriculture facilitated permanent human occupation of the Tibetan Plateau after 3600 B.P.”. *Science*, 347: 872
- Dong G H, Zhang D J, Liu X Y, Liu F G, Chen F H, Jones M. 2010. A high-resolution stalagmite record of the Holocene East Asian monsoon from Mt Shennongjia, central China. *Holocene*, 20: 257–264
- Donges J F, Donner R V, Marwan N, Breitenbach S F M, Rehfeld K, Kurths J. 2015. Non-linear regime shifts in Holocene Asian monsoon variability: Potential impacts on cultural change and migratory patterns. *Clim Past*, 11: 709–741
- Duan W, Ruan J, Luo W, Li T, Tian L, Zeng G, Zhang D, Bai Y, Li J, Tao T, Zhang P, Baker A, Tan M. 2016. The transfer of seasonal isotopic variability between precipitation and drip water at eight caves in the monsoon regions of China. *Geochim Cosmochim Acta*, 183: 250–266
- Dykoski C A, Edwards R L, Cheng H, Yuan D, Cai Y, Zhang M, Lin Y, Qing J, An Z, Revenaugh J. 2005. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth Planet Sci Lett*, 233: 71–86
- Fleitmann D, Burns S J, Mangini A, Mudelsee M, Kramers J, Villa I, Neff U, Al-Subbari A A, Buettner A, Hippler D, Matter A. 2007. Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra). *Quat Sci Rev*, 26: 170–188
- 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
- Fleitmann D, Mudelsee M, Burns S J, Bradley R S, Kramers J, Matter A. 2008. Evidence for a widespread climatic anomaly at around 9.2 ka before present. *Paleoceanography*, 23: PA1102
- Flohr P, Fleitmann D, Matthews R, Matthews W, Black S. 2016. Evidence of resilience to past climate change in Southwest Asia: Early farming communities and the 9.2 and 8.2 ka events. *Quat Sci Rev*, 136: 23–39
- Guedes J A, Bocinsky R K, Butler E E. 2015a. Comment on “Agriculture facilitated permanent human occupation of the Tibetan Plateau after 3600 B.P.”. *Science*, 348: 872–872
- Guedes J A, Lu H, Hein A M, Schmidt A H. 2015b. Early evidence for the use of wheat and barley as staple crops on the margins of the Tibetan Plateau. *Proc Natl Acad Sci USA*, 112: 5625–5630
- Guedes J A, Lu H L, Li Y X, Spengler R N, Wu X L, Aldenderfer M S. 2014. Moving agriculture onto the Tibetan Plateau: The archaeobotanical evidence. *Archaeol Anthropol Sci*, 6: 255–269
- Guedes J A. 2015. Rethinking the spread of agriculture to the Tibetan Plateau. *Holocene*, 25: 1498–1510
- Hosner D, Wagner M, Tarasov P E, Chen X, Leipe C. 2016. Spatiotemporal distribution patterns of archaeological sites in China during the Neolithic and Bronze Age: An overview. *Holocene*, 26: 1576–1593
- Huang C C, Zhou J, Pang J L, Han Y P, Hou C H. 2000. A regional aridity phase and its possible cultural impact during the Holocene Megathermal in the Guanzhong Basin, China. *Holocene*, 10: 135–142
- Innes J B, Zong Y, Wang Z, Chen Z. 2014. Climatic and palaeoecological changes during the mid- to Late Holocene transition in eastern China: High-resolution pollen and non-pollen palynomorph analysis at Pingwang, Yangtze coastal lowlands. *Quat Sci Rev*, 99: 164–175
- Jia X, Dong G, Li H, Brunson K, Chen F, Ma M, Wang H, An C, Zhang K. 2013. The development of agriculture and its impact on cultural expansion during the late Neolithic in the Western Loess Plateau, China. *Holocene*, 23: 85–92
- Jiang W Y, Liu T S. 2007. Timing and spatial distribution of

- mid-Holocene drying over northern China: Response to a south-eastward retreat of the East Asian Monsoon. *J Geophys Res*, 112: D24111
- Jiang X, He Y, Shen C C, Li Z, Lin K. 2013. Replicated stalagmite-inferred centennial- to decadal-scale monsoon precipitation variability in southwest China since the mid Holocene. *Holocene*, 23: 841–849
- Jin G Y, Wagner M, Tarasov P E, Wang F, Liu Y C. 2016. Archaeobotanical records of Middle and Late Neolithic agriculture from Shandong Province, East China, and a major change in regional subsistence during the Dawenkou Culture. *Holocene*, 26: 1605–1615
- Johnson K R, Lynn Ingram B, Sharp W D, Zhang P. 2006. East Asian summer monsoon variability during Marine Isotope Stage 5 based on speleothem $\delta^{18}\text{O}$ records from Wanxiang Cave, central China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 236: 5–19
- 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
- Kaufman D S, Axford Y L, Henderson A C G, McKay N P, Oswald W W, Saenger C, Anderson R S, Bailey H L, Clegg B, Gajewski K, Hu F S, Jones M C, Massa C, Routson C C, Werner A, Wooller M J, Yu Z. 2016. Holocene climate changes in eastern Beringia (NW North America)—A systematic review of multi-proxy evidence. *Quat Sci Rev*, 147: 312–339
- Lanehart R E, Tykot R H, Underhill A P, Luan F, Yu H, Fang H, Fengshu C, Feinman G, Nicholas L. 2011. Dietary adaptation during the Longshan period in China: Stable isotope analyses at Liangchengzhen (southeastern Shandong). *J Archaeol Sci*, 38: 2171–2181
- Li C, Lister D L, Li H, Xu Y, Cui Y, Bower M A, Jones M K, Zhou H. 2011. Ancient DNA analysis of desiccated wheat grains excavated from a Bronze Age cemetery in Xinjiang. *J Archaeol Sci*, 38: 115–119
- Li H, An C, Fan W, Dong W, Zhao Y, Wang H. 2015. Population history and its relationship with climate change on the Chinese Loess Plateau during the past 10000 years. *Holocene*, 25: 1144–1152
- Li X, Shang X, Dodson J, Zhou X. 2009. Holocene agriculture in the Guanzhong Basin in NW China indicated by pollen and charcoal evidence. *Holocene*, 19: 1213–1220
- Li X, Dodson J, Zhou X, Zhang H, Masutomo R. 2007. Early cultivated wheat and broadening of agriculture in Neolithic China. *Holocene*, 17: 555–560
- Liu L, Chen X C. 2012. The Archaeology of China: From the Late Paleolithic to the Early Bronze Age. Cambridge: Cambridge University Press. 400
- Liu Y H, Henderson G M, Hu C Y, Mason A J, Charnley N, Johnson K R, Xie S C. 2013. Links between the East Asian monsoon and North Atlantic climate during the 8200 year event. *Nat Geosci*, 6: 117–120
- Liu Y, Hu C. 2016. Quantification of southwest China rainfall during the 8.2 ka BP event with response to North Atlantic cooling. *Clim Past*, 12: 1583–1590
- Liu Z, Wen X, Brady E C, Otto-Bliesner B, Yu G, Lu H, Cheng H, Wang Y, Zheng W, Ding Y, 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
- Lu H, Zhang J, Liu K, Wu N, Li Y, Zhou K, Ye M, Zhang T, Zhang H, Yang X, Shen L, Xu D, Li Q. 2009. Earliest domestication of common millet (*Panicum miliaceum*) in East Asia extended to 10000 years ago. *Proc Natl Acad Sci USA*, 106: 7367–7372
- Maher B A, Hu M. 2006. A high-resolution record of Holocene rainfall variations from the western Chinese Loess Plateau: Antiphase behaviour of the African/Indian and East Asian summer monsoons. *Holocene*, 16: 309–319
- Maher B A. 2008. Holocene variability of the East Asian summer monsoon from Chinese cave records: A re-assessment. *Holocene*, 18: 861–866
- Marshall M H, Lamb H F, Huws D, Davies S J, Bates R, Bloemendal J, Boyle J, Leng M J, Umer M, Bryant C. 2011. Late Pleistocene and Holocene drought events at Lake Tana, the source of the Blue Nile. *glob Planet Change*, 78: 147–161
- Minder J R, Roe G H. 2005. Orographic precipitation. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 33: 645–671
- Mischke S, Zhang C. 2010. Holocene cold events on the Tibetan Plateau. *Glob Planet Change*, 72: 155–163
- Mohtadi M, Prange M, Steinke S. 2016. Palaeoclimatic insights into forcing and response of monsoon rainfall. *Nature*, 533: 191–199
- Orland I J, Edwards R L, Cheng H, Kozdon R, Cross M, Valley J W. 2015. Direct measurements of deglacial monsoon strength in a Chinese stalagmite. *Geology*, 43: 555–558
- Peterson C E, Shelach G. 2012. Jiangzhai: Social and economic organization of a Middle Neolithic Chinese village. *J Anthropol Archaeol*, 31: 265–301
- Prasad V, Farooqui A, Sharma A, Phartiyal B, Chakraborty S, Bhandari S, Raj R, Singh A. 2014. Mid-late Holocene monsoonal variations from mainland Gujarat, India: A multi-proxy study for evaluating climate culture relationship. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 397: 38–51
- Rehfeld K, Marwan N, Breitenbach S F M, Kurths J. 2013. Late Holocene Asian summer monsoon dynamics from small but complex networks of paleoclimate data. *Clim Dyn*, 41: 3–19
- Schiemann R, Lüthi D, Schär C. 2009. Seasonality and interannual variability of the westerly jet in the Tibetan Plateau region. *J Clim*, 22: 2940–2957
- Shen C C, Lawrence Edwards R, Cheng H, Dorale J A, Thomas R B,

- Bradley Moran S, Weinstein S E, Edmonds H N. 2002. Uranium and thorium isotopic and concentration measurements by magnetic sector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Chem Geol*, 185: 165–178
- Tan L C, Cai Y J, An Z S, Cheng H, Shen C C, Breitenbach S F M, Gao Y, Edwards R L, Zhang H W, Du Y J. 2015. A Chinese cave links climate change, social impacts, and human adaptation over the last 500 years. *Sci Rep*, 5: 12284
- Tan L C, Cai Y J, An Z S, Edwards R L, Cheng H, Shen C C, Zhang H W. 2011. Centennial- to decadal-scale monsoon precipitation variability in the semi-humid region, northern China during the last 1860 years: Records from stalagmites in Huangye Cave. *Holocene*, 21: 287–296
- Tan L, An Z, Huh C A, Cai Y, Shen C C, Shiao L J, Yan L, Cheng H, Edwards R L. 2014. Cyclic precipitation variation on the western Loess Plateau of China during the past four centuries. *Sci Rep*, 4: 6381
- Underhill A P, Feinman G M, Nicholas L M, Fang H, Luan F, Yu H, Cai F. 2008. Changes in regional settlement patterns and the development of complex societies in southeastern Shandong, China. *J Anthropol Archaeol*, 27: 1–29
- Wagner M, Tarasov P, Hosner D, Fleck A, Ehrich R, Chen X, Leipe C. 2013. Mapping of the spatial and temporal distribution of archaeological sites of northern China during the Neolithic and Bronze Age. *Quat Int*, 290–291: 344–357
- Wang C, Lu H, Zhang J, Gu Z, He K. 2014. Prehistoric demographic fluctuations in China inferred from radiocarbon data and their linkage with climate change over the past 50000 years. *Quat Sci Rev*, 98: 45–59
- Wang J, Sun L, Chen L, Xu L, Wang Y, Wang X. 2016. The abrupt climate change near 4400 yr BP on the cultural transition in Yuchisi, China and its global linkage. *Sci Rep*, 6: 27723
- 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, Cheng H, Edwards R L, He Y, Kong X, An Z, Wu J, Kelly M J, Dykoski C A, Li X. 2005. The Holocene Asian monsoon: Links to solar changes and north Atlantic climate. *Science*, 308: 854–857
- Wang Y, Cheng H, Edwards R L, Kong X, Shao X, Chen S, Wu J, Jiang X, Wang X, An Z. 2008. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224000 years. *Nature*, 451: 1090–1093
- Wanner H, Beer J, Bütikofer J, Crowley T J, Cubasch U, Flückiger J, Goosse H, Grosjean M, Joos F, Kaplan J O, Küttel M, Müller S A, Prentice I C, Solomina O, Stocker T F, Tarasov P, Wagner M, Widmann M. 2008. Mid- to Late Holocene climate change: An overview. *Quat Sci Rev*, 27: 1791–1828
- Wanner H, Solomina O, Grosjean M, Ritz S P, Jetel M. 2011. Structure and origin of Holocene cold events. *Quat Sci Rev*, 30: 3109–3123
- Webster P J, Magaña V O, Palmer T N, Shukla J, Tomas R A, Yanai M, Yasunari T. 1998. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *J Geophys Res*, 103: 14451–14510
- Welc F, Marks L. 2014. Climate change at the end of the Old Kingdom in Egypt around 4200 BP: New geoarchaeological evidence. *Quate Int*, 324: 124–133
- Wu J Y, Wang Y J, Cheng H, Kong X G, Liu D B. 2012. Stable isotope and trace element investigation of two contemporaneous annually-laminated stalagmites from northeastern China surrounding the “8.2 ka event”. *Clim Past*, 8: 1497–1507
- Wu L, Zhu C, Zheng C, Ma C, Wang X, Li F, Li B, Li K. 2014a. Impact of Holocene climate change on the prehistoric cultures of Zhejiang region, East China. *J Geogr Sci*, 24: 669–688
- Wu L, Zhu C, Zheng C, Li F, Wang X, Li L, Sun W. 2014b. Holocene environmental change and its impacts on human settlement in the Shanghai Area, East China. *Catena*, 114: 78–89
- Wu Q, Zhao Z, Liu L, Granger D E, Wang H, Cohen D J, Wu X, Ye M, Bar-Yosef O, Lu B, Zhang J, Zhang P, Yuan D, Qi W, Cai L, Bai S. 2016. Outburst flood at 1920 BCE supports historicity of Chinas Great Flood and the Xia dynasty. *Science*, 353: 579–582
- Wu W, Liu T. 2004. Possible role of the “Holocene Event 3” on the collapse of Neolithic Cultures around the Central Plain of China. *Quat Int*, 117: 153–166
- Winnick M J, Chamberlain C P, Caves J K, Welker J M. 2014. Quantifying the isotopic ‘continental effect’. *Earth Planet Sci Lett*, 406: 123–133
- Xiao J, Chang Z, Si B, Qin X, Itoh S, Lomtatidze Z. 2009. Partitioning of the grain-size components of Dali Lake core sediments: Evidence for lake-level changes during the Holocene. *J Paleolimnol*, 42: 249–260
- Yao T D, Zhou H, Yang X X. 2009. Indian monsoon influences altitude effect of $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation/river water on the Tibetan Plateau. *Chin Sci Bull*, 54: 2724–2731
- Yang X L, Zhang P Z, Chen F H, Huh C, Li H C, Cheng H, Johnson K R, Liu J H, An C L. 2007. Modern stalagmite oxygen isotopic composition and its implications of climatic change from a high-elevation cave in the eastern Qinghai-Tibet Plateau over the past 50 years. *Chin Sci Bull*, 52: 1238–1247
- Yu Y, Wu H, Finke P A, Guo Z. 2016. Spatial and temporal changes of prehistoric human land use in the Wei River valley, northern China. *Holocene*, 26: 1788–1801
- Yuan D, Cheng H, Edwards R L, Dykoski C A, Kelly M J, Zhang M, Qing J, Lin Y, Wang Y, Wu J, Dorale J A, An Z, Cai Y. 2004. Timing, duration, and transitions of the last interglacial Asian monsoon. *Science*, 304: 575–578
- Zhang D Z, Zhang P Z, Sang W C, Cheng H, Wu X P, Yuan Y, Bai Y J,

- Wang J L, Jia J H. 2010. Implications of stalagmite density for past climate change: An example from stalagmite growth during the last deglaciation from Wanxiang Cave, western Loess Plateau. *Chin Sci Bull*, 55: 3936–3943
- Zhang P, Cheng H, Edwards R L, Chen F, Wang Y, Yang X, Liu J, Tan M, Wang X, Liu J, An C, Dai Z, Zhou J, Zhang D, Jia J, Jin L, Johnson K R. 2008. A test of climate, sun, and culture relationships from an 1810-year Chinese cave record. *Science*, 322: 940–942
- Zhang P, Johnson K R, Chen Y, Chen F, Ingram L, Zhang X, Zhang C, Wang S, Pang F, Long L. 2004. Modern systematics and environmental significance of stable isotopic variations in Wanxiang Cave, Wudu, Gansu, China. *Chin Sci Bull*, 49: 1649–1652
- Zhao Z J. 2011. New Archaeobotanic data for the study of the origins of agriculture in China. *Curr Anthropol*, 52: S295–S306