中国科学: 地球科学 2017 年 第 47 卷 第 8 期: 927 ~ 938
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

全新世气候渐变导致中亚地区植被突变

赵艳[1,2*], 刘耀亮[1,2], 郭正堂[2,3,4], 方克艳[5], 李泉[1], 曹现勇[6]

1. 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101;
2. 中国科学院大学, 北京 100049;
3. 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;
4. 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101;
5. 福建师范大学地理科学学院, 福州 350007;
6. Alfred Wegener Institute Helmholtz Center for Polar and Marine Research, 14473 Potsdam, Germany

* E-mail: zhaoyan@igsnrr.ac.cn

收稿日期: 2017-02-10; 接受日期: 2017-04-24; 网络版发表日期: 2017-06-09
国家自然科学基金项目(批准号: 41330105、41690113和41430531)、国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2016YFA0600501)和中国科学院战略性先导科技专项项目(编号: XDB03030000)资助

摘要 理解过去生态系统对气候变化的响应是评估未来气候变化影响的关键. 在全新世气候逐渐变化背景下, 萨赫勒-撒哈拉生态系统经历了由萨瓦拉到荒漠的突变. 这样的非线性响应现象是否具有普遍意义仍需深入研究. 本研究基于38个高质量的化石孢粉记录, 系统分析了全新世中亚地区植被与气候的关系. 结果显示全新世中亚地区的植被发生了两次大的突变, 一次在早全新世(突变 I, "建立式"突变), 另一次在晚全新世(突变 II, "崩溃式"突变), 全新世中期则较稳定. 然而这些植被突变无法与任何已知的气候突变事件相关联, 并且不同区域发生植被转型的时间表现出异步性, 显示出与当地降水量变化密切相关. 这些植被突变可归因于植被响应轨道驱动的气候渐变的阈值效应. 早全新世在轨道驱动下降水量增加, 较湿润的区域首先达到植被"建立"的阈值, 而在较干旱的区域明显较晚才达到该阈值. 与之相反, 晚全新世时在轨道驱动下降水量降低, 首先在较干旱的区域达到阈值, 导致植被"崩溃", 而在较湿润地区延后达到阈值. 另外, 4.2kyr BP左右的干旱事件以及人类活动干扰对植被的崩溃退化也起到了一定的作用. 上述认识得到了现代孢粉-气候关系分析以及生态系统模拟结果的支持. 这些结果暗示未来气候变化一旦达到阈值将导致干旱生态系统产生突变.

关键词 化石孢粉, 植被响应, 阈值效应, 全新世气候, 中亚

1 引言

现代生态系统可在一定的外界环境胁迫范围内保持其稳定状态, 只有当外界环境趋近某个临界水平时, 生态系统才会发生显著转变(Scheffer等, 2001). 这一理论也适用于过去生态系统的变化, 例如距今约5000年前, 萨赫勒-撒哈拉干旱生态系统就曾发生过灾难性的崩溃, 区域植被从稀树草原突变为荒漠(deMenocal等, 2000). 研究表明, 逐渐减弱的太阳辐射及其引起的植被-大气非线性反馈过程(Claussen等, 1999), 或者强

中文引用格式: 赵艳, 刘耀亮, 郭正堂, 方克艳, 李泉, 曹现勇. 2017. 全新世气候渐变导致中亚地区植被突变. 中国科学: 地球科学, 47: 927–938, doi: 10.1360/N072017-0014
英文引用格式: Zhao Y, Liu Y L, Guo Z T, Fang K Y, Li Q, Cao X Y. 2017. Abrupt vegetation shifts caused by gradual climate changes in central Asia during the Holocene. Science China Earth Sciences, 60: 1317–1327, doi: 10.1007/s11430-017-9047-7

© 2017 《中国科学》杂志社

烈的气候低频震荡与降水量的逐步减少(Liu等, 2006), 都可能触发生态系统的阈值效应, 从而造成植被的崩溃与快速转型.

这些研究揭示出渐变、小幅度的气候变化或其非线性的反馈过程达到一定的阈值时, 就可能引起突发的灾难性的生态系统转变. 然而, 阈值效应的普适意义及在不同时间尺度上不同类型生态系统的阈值仍然缺少研究. 这一问题的认识对于评估未来气候变化对不同生态系统的影响具有重要的科学意义.

厘清这一问题, 难点在于不同气候因素对生态系统具有复杂的混合效应. 例如, 越来越多的证据表明亚马逊雨林能够在末次冰期中幸存(Mayle等, 2004), 是由于冰期的低温抵消了该时期干旱与低二氧化碳浓度的影响, 从而没有达到其生态阈值(Cowling等, 2001).

干旱-半干旱生态系统对气候变化具有敏感的响应, 是理解生态系统阈值效应的理想研究对象. 大多数干旱-半干旱生态系统都受到降水和土壤湿度的主导, 相比之下其他气候因素的作用较小, 这样便简化了气候因素与生态系统变化间的因果解译.

中亚干旱区是世界上延展范围最大的干旱地区(图1). 这一地区的南部与东部区域处于亚洲夏季风的边缘地带(Rudaya等, 2009; Herzschuh, 2006), 其西部与中部核心区域主要受西风带的影响(Chen等, 2008).

本研究基于中亚干旱区38个高分辨率的化石孢粉记录和动态植被变化模型, 分析研究该区域全新世植被演替与气候变化间的关系(图1; 表1, 网络版附表1(http://earthcn.scichina.com), 下同). 主要研究目的在于检验现代生态系统(Scheffer等, 2001)与萨赫勒-撒哈拉干旱生态系统中存在的阈值效应(deMenocal等, 2000), 是否也影响了中亚地区全新世植被变化.

2 材料与方法

网络版附表S1中列出了本研究中使用的38个化石孢粉记录信息. 数据质量控制主要依据以下3个标准: (1) 具有可靠的年代控制(每个记录中包含5个以上年代控制点); (2) 样品年代分辨率较高(分辨率 < 200年); (3) 时间尺度足够长(至少涵盖整个全新世). 对于没有符合以上标准的孢粉记录的地区, 适当降低了选择标准(参见网络版附表S1标记).

以往研究中, 除少数记录(如巴彦查干湖)外, 大多只进行了植被类型的定性研究. 为定量恢复这些地区的植被类型, 本文使用Biomise3(Ben Smith, Lund University)软件进行了生物群区化重建. 输入数据包括孢粉数据文件(包含取样点经纬度、海拔), 命名文件(确保孢粉类型可以被识别), 孢粉类型VS植被功能型文件(PFTs)以及植被功能型VS生物群区文件. 对孢粉百分比数据我们设置了0.5%的阈值来实现降噪(Chen等, 2010). 最后, 依据最高得分将孢粉样品划分到不同的生物群区.

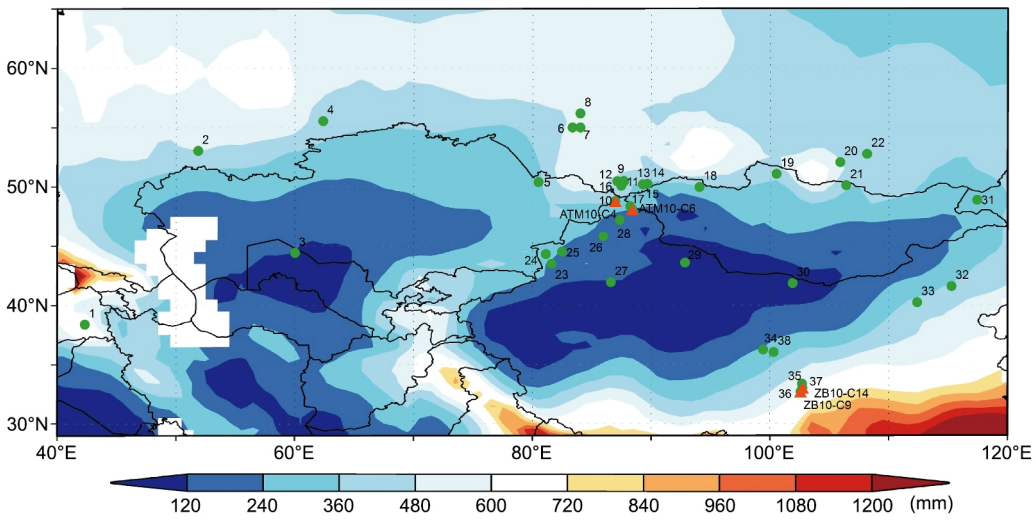


图 1　中亚地区的孢粉记录样点

背景图显示了研究区年均降水量. 实心圆代表该用于集成研究的化石孢粉样点, 三角形代表数据尚未发表的新样点

表 1 LPJ-GUESS模型中植物功能型(PFT)参数[a)]

植物功能型	GDD_5	Tc_min_surv(℃)	Tc_min(℃)	Tc_max(℃)	Tw_min	耐荫性
TrBE	无	15.5	15.5	无	无	是
TrIBE	无	15.5	15.5	无	无	否
TrBR	无	15.5	15.5	无	无	否
BNE	500	−31	−30	−1	5	是
BINE	500	−31	−30	−1	5	否
BNS	500	无	无	−2	无	否
TeBS	1100	−14	−13	6	5	是
IBS	350	−30	−30	7	无	否
TeBE	2000	−1	0	10	5	是
C3植被	无	无	无	无	0	
C4植被	无	15.5	15.5	无	无	

a) TrBE: 热带常绿阔叶林; TrIBE: 热带常绿阔叶林(不耐阴); TrBR: 热带阔叶季雨林; BNE: 北方常绿针叶林(耐荫); BINE: 北方常绿针叶林(不耐荫); BNS: 北方落叶针叶林; TeBS: 温带落叶阔叶林(耐荫); IBS: 温带落叶阔叶林(不耐荫); TeBE: 温带常绿阔叶林; C3: C3草本植被; C4: C4草本植被. GDD_5: 大于5℃的有效积温; Tc_min_surv: 存活所需最低冷月均温; Tc_min(Tc_max): 发生所需最低(最高)冷月均温; Tw_min: 发生所需最低暖月均温

本研究主要利用生物群区划方法区分针阔混交林到针叶林、针叶林到草原以及草原到荒漠等植被类型间的变化. 但由于生物群区化无法有效区别森林与森林草原、荒漠草原与荒漠, 因此我们对样品中主要孢粉类型(百分含量 > 2%)进行了主成分分析(PCA), 用以进一步区分植被类型变化.

同时, 我们结合782个现代表土孢粉数据、已发表的现代植被数据(见Chen等(2010)附录A)以及现代气候参数数据(气候调查委员会数据集-CRU TS 3.1; Mitchell和Jones, 2005), 对现代植被与气候间的关系进行了分析(网络版附表1和表2). 表土数据覆盖25°~53°N(南北跨度), 82°~133°E(东西跨度)的区域, 这些地区年均温范围在−8~20℃, 年均降水量范围在35~1000mm, 覆盖面足以准确地建立研究区现代植被与气候间的关系. 同时, 对各样点也进行了现代生物群区化分析.

为评估不同情境下植被对气候的响应及气候阈值大小, 本研究通过数据-模型对比, 利用Lund-Potsdam-Jena-General Ecosystem Simulator(LPJ-GUESS)构建动态植被模型(Sitch等, 2003; Smith等, 2001). 鉴于植被斑块的结构和功能会对模型质量以及模拟结果产生影响(Sitch等, 2003), 在模型模拟中采用11个常用的植被功能型(表2)来代表每个地表植被斑块的结构和功能.

模型的驱动参数如月均温、降水量以及太阳辐射量等数据来源于气候调查委员会公布的1901年以来的空间分辨率为1°×1°的栅格数据(CRU TS 3.1), 土壤类型数据集则主要来源于BIOME模型(Prentice等,

表 2 基于LPJ-GUESS模型模拟估算的发生植被突变的降水量阈值

统计数据	阔叶混交林(阔叶树>50%)	针叶混交林(10%<阔叶树<50%)	针叶林(针叶树>80%, 阔叶树<10%)	草原(10%<C3<50%)	荒漠(C3>50%)
均值	526.63	400.31	350.66	305.36	190.59
中值	477.66	363.76	343.18	301.95	181.51
标准差	162.92	146.32	94.94	103.52	86.81
误差	21.03	7.20	4.38	10.15	2.51
样本大小	60	412	468	104	1187
最小值	323.06	145.19	70.01	122.41	106.76
最大值	926.60	1029.41	771.62	694.32	742.43

1992). 模拟的“加速”(“spinup”)过程由裸地启始, 并由最初500年重复的气候数据驱动, 以保持植被、土壤和枯落物层与初始气候达到平衡. 然后保持其他气候参数不变, 分别以0.2、0.4、0.6、0.8、1、1.2、1.4、1.6、1.8、2、2.2、2.4、2.6、2.8和3为系数与月降水量相乘, 来模拟少于或多于现代降水量的情景.

3 结果和讨论

3.1 全新世植被突变

中亚地区末次冰消期以来的植被变化总体呈现3个主要阶段(如图2), 即早全新世的好转阶段, 开始建立间冰期的植被类型(“建立式”突变或突变Ⅰ); 中全新世的相对稳定阶段; 以及晚全新世的退化阶段(“崩溃式”突变或转型Ⅱ).

以具较好年代序列及较高分辨率的内蒙古巴彦查干湖孢粉记录为例, 植被“建立式”突变(转型Ⅰ)出现在~9.8kyr BP, 此时植被类型由草地向针叶林和针阔混交林转变(Jiang等, 2006; 图2a). 在9.8~5.4kyr BP期间, 植被类型处于相对稳定阶段. “崩溃式”突变则出现在5.4kyr BP左右, 此时植被类型由针阔混交林退化为荒漠草原. 此后, 虽然发生过一些次级波动, 但该地区晚全新世以来的植被类型仍以荒漠草原为主.

类似的植被突变在研究区其他记录中也普遍存在(如若尔盖盆地, 图2b), 这些研究点记录的植被突变普遍具有2个明显的特征: (1) 这些突变均属于快速变化, 通常在几百年内就已完成; (2) 突变Ⅰ和突变Ⅱ的出现时间在不同区域表现出高度的异步特征, 突变Ⅰ出现时间在~12~7.5kyr BP变化, 而突变Ⅱ则出现在

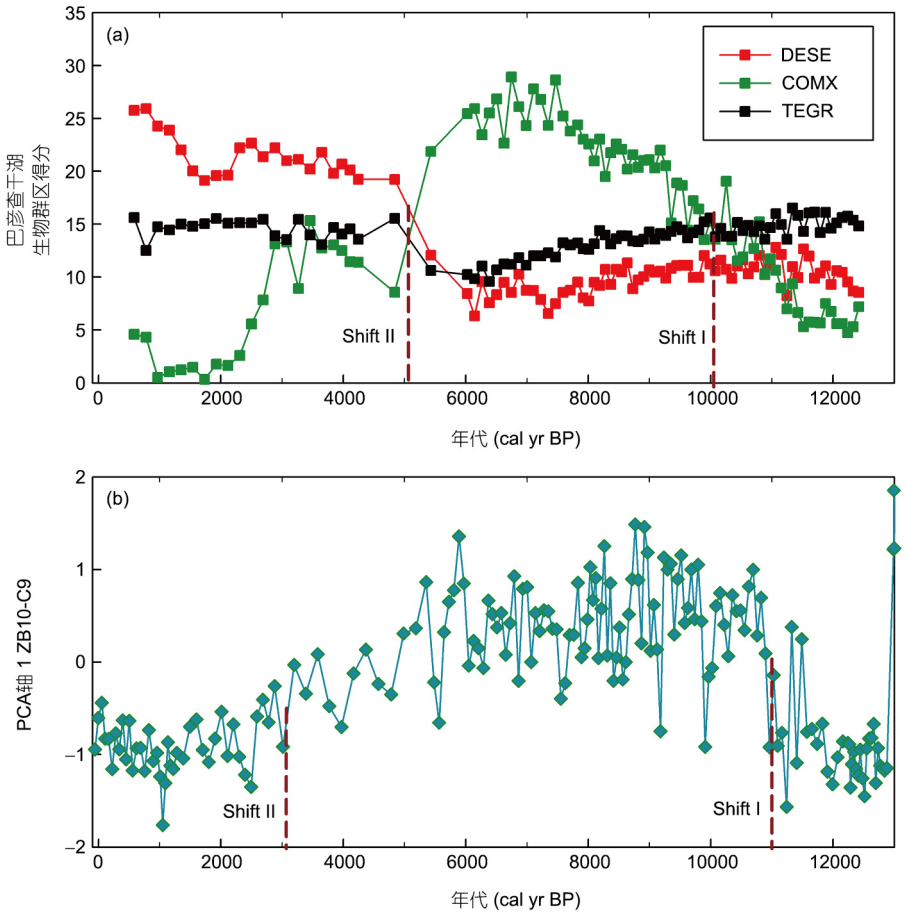


图 2　生物群区化和主成分分析(PCA)界定的全新世植被突变

(a) 中国西北地区巴彦查干湖生物群区的变化过程, 图中显示该区在9.8和5.4kyr BP曾发生了植被转型. (b) 若尔盖地区ZB10-C9孔孢粉样品的主成分分析结果, 揭示出该区在11和3kyr BP发生植被突变. 图中所用数据已作标准化处理

~6~4kyr BP.

3.2　植被突变时间的空间变化特征

植被突变时间的空间特征分析结果显示, 在现代年均降水量大于450mm的森林区, 突变 I 通常发生在~12~10kyr BP期间. 在年均降水量为450~200mm的森林草原或草原区, 突变 I 通常发生在~10~8kyr BP期间. 在年均降水量小于150mm的荒漠区, 则通常发生在~8.5~7.5kyr BP. 这表明转型 I 发生的时间与当地气候具有明显的相关性. 同时, 中全新世时期的生物群区类型在很大程度上也取决于当地的降水量.

为进一步定量化上述关系, 我们将突变 I 的时间和现代年降水量做了线性相关分析. 结果显示突变时间与现代年均降水成显著正相关关系(R^2=0.64)(图3a), 表明两者之间可能存在较强的因果关系. 并且这种关系在无论在季风区和非季风区内部(西风区)都普遍存在(图4).

与早全新世突变 I 相比, 突变 II 的空间分布模式更为复杂. 就整个中亚地区来看, 虽然突变II的发生时间也存在异步特征, 但与突变 I 相比存在如下差异: (1) 突变 II (~6~4kyr BP)的时间跨度范围更窄; (2) ~4kyr BP时曾发生过一次明显且大范围的植被退化; (3) 在现代年降水量大于450mm的森林区, 自中全新世以来其植被面貌并未发生大的改变(如Unzunkol湖、Kotokel湖和Tashkol湖; 位置见网络版附图S1); (4) 虽然在不同降水量地区突变时间的中值大小依次为荒漠、草原到森林草原(图3d), 但突变时间和当地现代气候参数间的相关性与突变 II 相比要弱得多(图3c).

3.3　研究区全新世气候变化历史

轨道尺度和千年尺度的气候变化历史是认识植

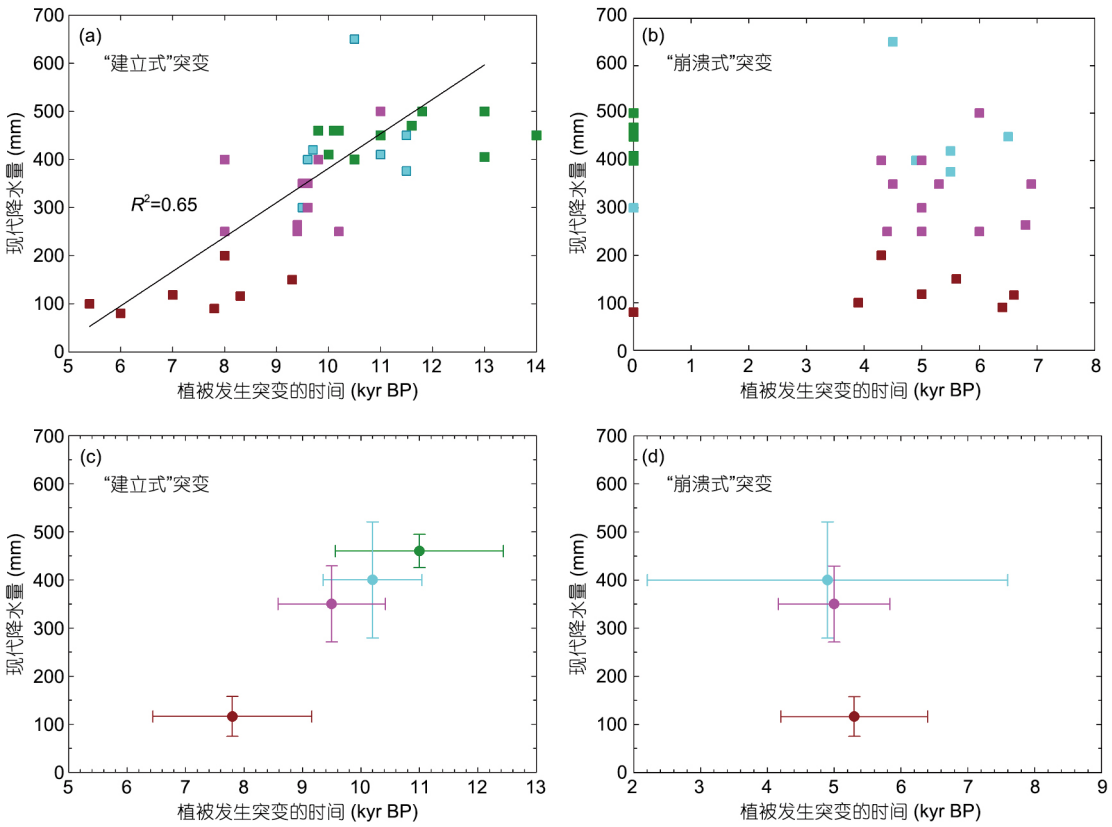


图 3　中亚地区末次冰消期和全新世以来的的植被突变时间

植被突变主要通过生物群区化和PCA分析进行界定. (a) “建立式”突变(突变 I)的发生时间; (b) “崩溃式”突变(突变 II)的发生时间; (c) 不同植被类型突变 I 发生时间的中值和标准差; (d) 不同植被类型突变 II 发生时间的中值和标准差. (a)~(d)中不同颜色代表不同的植被类型, 绿色-森林; 蓝色-森林草原; 粉色-草原; 棕色-荒漠

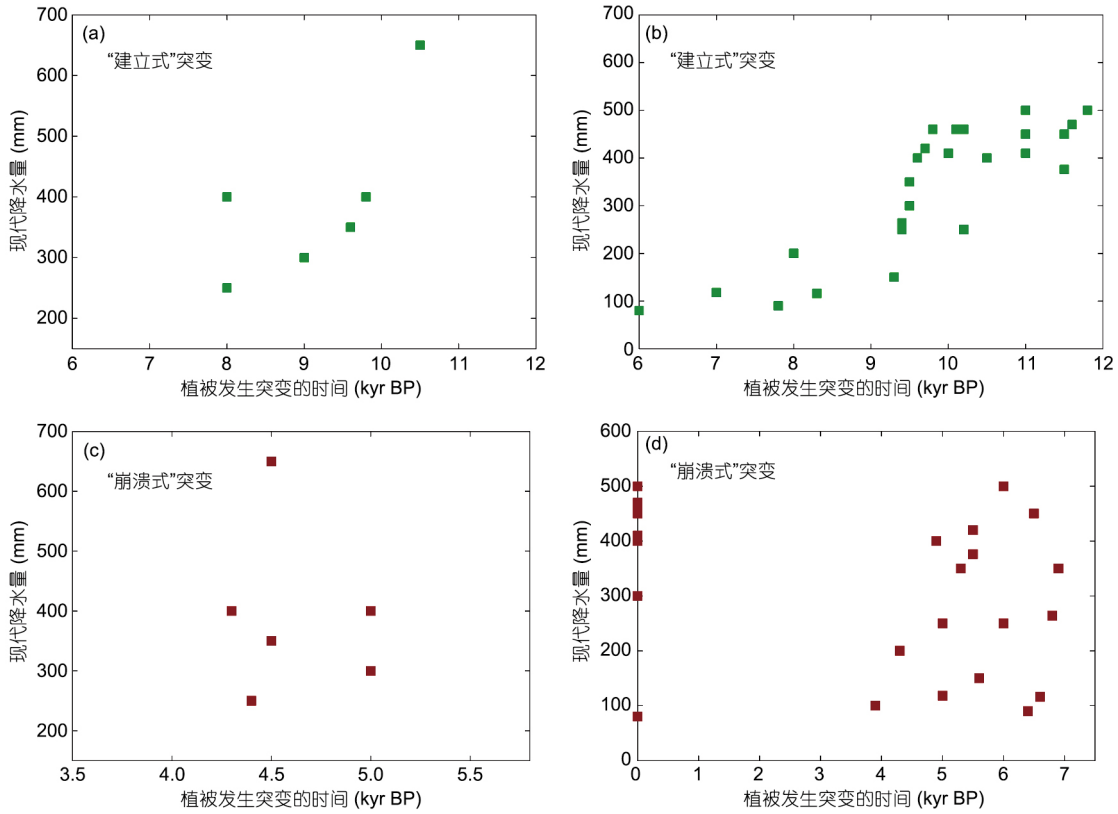


图 4　季风区和西风区末次冰消期和全新世时植被突变发生时间

(a) 季风区样点(呼伦湖、巴彦查干湖、岱海、青海湖、若尔盖盆地和达连海)发生转型 I 的时间; (b) 西风区样点(其他所有的32个样点, 见网络版附表S1)突变 I 发生的时间; (c) 季风区样点突变 II 发生的时间; (d) 西风区样点突变 II 发生的时间

被突变可能驱动力的基础. 在季风区, 中国南方石笋的δ^{18}O记录被广泛地用于轨道尺度上的季风演化研究(图5a; Wang等, 2005; Dykoski等, 2005). 这些石笋记录显示在~11.5kyr BP时季风开始快速增强, 至9~6kyr BP期间季风达到最强, ~6kyrBP时季风强度开始逐渐减弱, 并在4kyr BP时再次急速减弱. 这些变化趋势被认为主要是由于岁差引起的低纬度夏季日照量变化驱动的(Kutzbach, 1981).

另一方面, 石笋的δ^{18}O记录也揭示出季风在千年尺度上(突发性)的变化(Wang等, 2005). 这些气候事件包括以~12kyr BP为中心的新仙女木事件, 与环北大西洋气候密切相关的~8.2kyr BP的冷干事件(如Alley等, 2003), 以及~4.2kyr的冷干事件等(如Booth等, 2005). 中国季风区的其他地质记录中(Hong等, 2003; Wu和Liu, 2004; Huang等, 2011)同样发现了以上气候事件.

然而, 对于西风带影响区域的全新世气候变化过程仍存在一定的争议. 中国西北地区科桑溶洞的石笋δ^{18}O记录揭示出与季风区相似的气候模式, 即在全新世早期时为湿润环境(图5b; Cheng等, 2012). 然而, 一些极端干旱低地的湖泊沉积记录却表明早全新世非常干旱, 且这种气候状态一直持续到~8kyr BP, 之后气候才逐渐转为湿润, 并在~7~6kyr BP时达到峰值(图5c; Chen等, 2008).

当前, 因缺乏高分辨率的气候记录, 西风区千年尺度的气候事件很少见于报道. 但在一些湖相沉积记录中, ~4.2kyr的冷干事件却较为明显(如: Rhodes等, 1996; Wei和Gasse, 1999; Guo等, 2000).

3.4　导致植被突变的因素

在探究植被突变的驱动力时, 需要考虑以下几个方面主要因素: (1) 研究区内的气候突变事件; (2) 轨道尺度气候渐变气候达到阈值导致植被突变; (3) 人类活动干扰.

很明显, 早全新世植被突变(突变 I)很难利用气

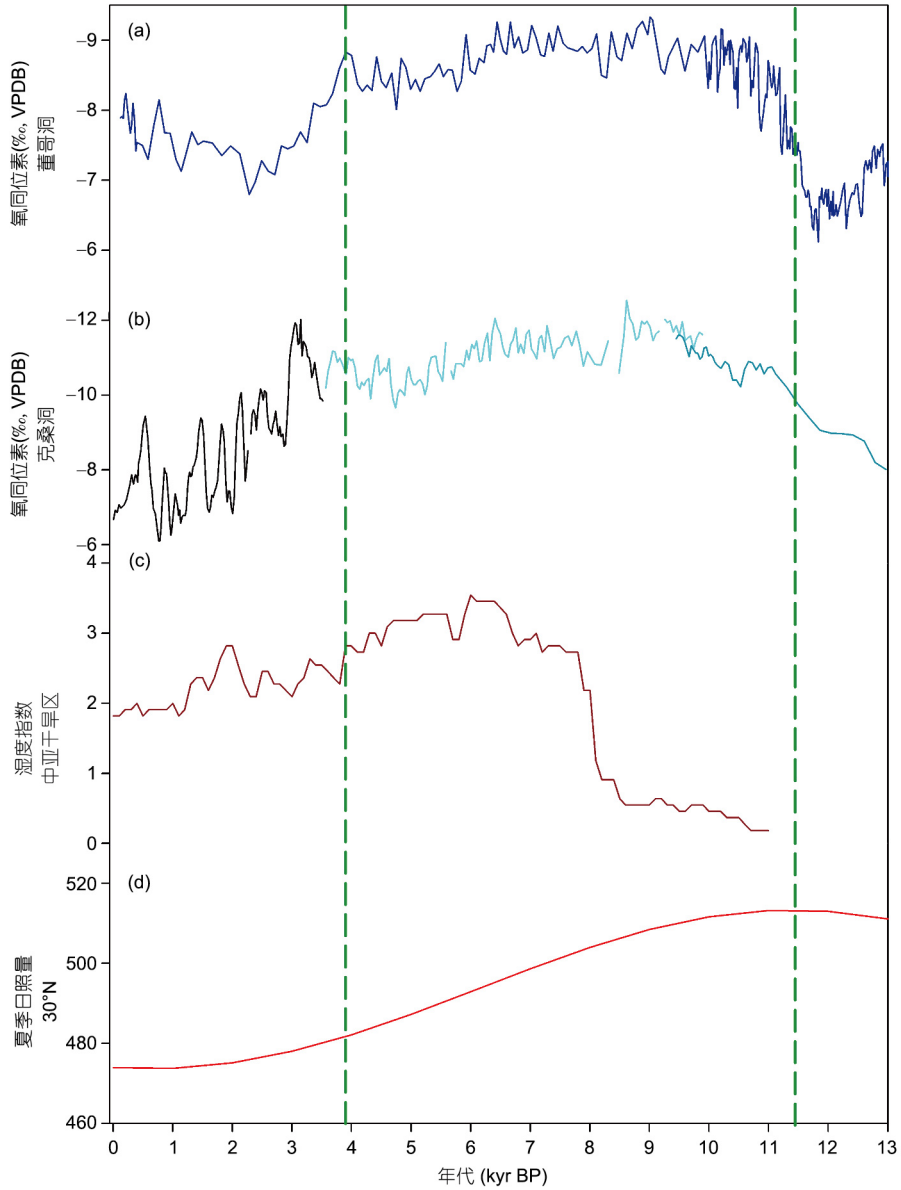


图 5　季风区和西风区全新世气候记录

(a), 董哥洞石笋氧同位素(Wang等, 2005). (b) 科桑洞石笋氧同位素, 由三段合成(Cheng等, 2012). (c) 基于中亚低地11个气候记录得出的湿润指数(Chen等, 2008). (d) 30°N夏季日照量(Berger和Loutre, 1991)

候突变事件来解释, 原因在于在~12~7.5kyr BP期间二者的发生时间并不同步. 此外, 因气候突变引起的植被变化通常分为两个阶段, 首先是气候突变开始阶段, 植被类型相应发生快速转型(退化或好转), 其次, 气候突变事件末期, 植被类型相应地再次快速转型(好转或退化). 但这解释不了突变Ⅰ发生的时间差异.

人类活动干扰也同样无法解释植被突变. 中国早期的人类活动以高强度的农业活动为特征, 且始于~9~8 kyr BP(Weming, 1991; Zhao, 2004; Zhang等, 2012), 明显晚于大多数研究点突变Ⅰ发生的时间. 并且, 人类活动引起的植被变化大多属于植被退化, 这与突变I植被好转的情况正好相反.

尽管中亚地区长期的植被演化以早全新世植被好转和晚全新世植被退化为特征, 且大体上的变化趋势与轨道尺度上的降水变化趋势相一致(图5), 但突变Ⅰ的快速性及时间上的异步性说明植被变化并不线

性响应于气候变化. 对早全新世突变Ⅰ唯一可行的解释便是植被响应气候变化的“阈值效应”, 即当主导气候变化的参数到达阈值时, 植被对气候进行响应进而发生突变. 本研究中突变Ⅰ的发生时间和当地气候参数之间较强的相关性也有力地支持了上述解释(图3和4), 表明全新世时期降水量是区域性植被变化的主导因素.

3.5 植被突变阈值效应概念模型

为此, 我们提出阈值效应概念模型来解释突变Ⅰ, 其主要要点包括:

(1) 在干旱和半干旱生态系统中, 植被变化主要受降水量控制, 但是植被对降水量变化的响应是非线性的. 只有当降水量达到阈值时植被类型才发生转变, 即同步渐变的区域气候可能引起植被的快速转型.

(2) 在同一生态类型区, 降水量将在气候较湿润的区域(图6中A)先达到阈值(图6中持续时间t_1), 在气候较干旱的区域则显较晚达到阈值(图6中C).

(3) 植被突变持续的时间(转型的快速性)取决于降水量的变率. 降水量变率越大就能越快的达到阈值, 进而导致植被突变更加迅速.

(4) 植被响应气候变化的阈值效应同样适用于气候/植被退化的过程、其他生态系统、以及其他起决定性作用的气候因素.

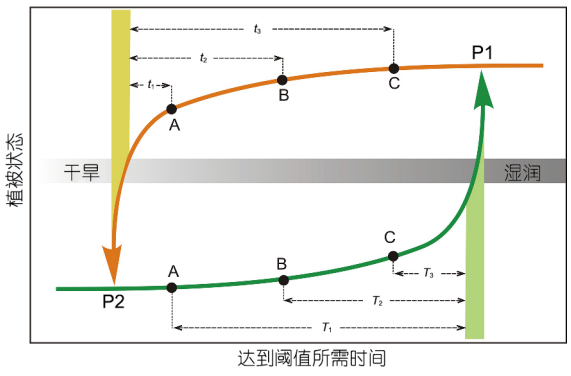


图 6 全新世植被突变的降水量阈值概念模型

P1为突变Ⅰ的降水量阈值; P2为突变Ⅱ的降水量阈值. X轴表示到达阈值所需的时间, Y轴表示植被类型的变化. T和t分别代表到达P1和P2阈值的时间. X轴同时也指示了降水量的变化. 每个样点的现代降水量不同(A<B<C), 则达到转型阈值所需的时间(突变Ⅰ中$T_1>T_2>T_3$; 突变Ⅱ中$t_1<t_2<t_3$)不相同, 导致发生植被突变时间上的异步性

这个概念模型可较好解释上述早全新世植被突变Ⅰ的主要特征. 从末次冰消期开始, 夏季日照量快速增强, 导致季风区(Wang等, 2005; Cheng等, 2012)和西风区(图5c和d)降水量增加. 气候较湿润的区域(即年降水量>450mm、森林覆盖的区域), 降水量在~12~10 kyr BP达到阈值P1, 引起一次重大的植被状态变化(突变Ⅰ). 年降水量在450~200mm的森林草原或草原区域, 降水量达到阈值的时间延后, 突变Ⅰ发生在~10kyr至~8kyr BP. 而在荒漠区域(年降水量<150mm)达到降水量阈值的时间则大大滞后, ~8.5~7.5kyr BP时才发生突变I.

这个概念模型同样可以解释全新世中期植被相对稳定的状态. 尽管该时段的降水量随日照量发生变化(Wang等, 2005; Cheng等, 2012), 但是在降水量达到阈值P2之前植被类型保持不变(图6).

在季风区和西风区都具有上述变化特征(图4), 可见这些特征具有广泛的地理意义. 由于存在植被响应气候变化的阈值效应, 过去基于生物群区定量估测的古气候参数可能在一定程度上并不准确, 因而今后的研究中需要引起注意.

“阈值效应”概念模型同样适用于理解晚全新世植被退化的趋势. 事实上, 随着晚全新世日照量和降水量降低, 大多数研究点都出现了植被退化(突变Ⅱ), 尤其是在气候较干旱的区域. 可见“阈值效应”对晚全新世的植被变化起着重要作用. 而不同区域突变Ⅱ发生的时间不同步也符合上述概念模型.

例如, 在气候较干旱的阿尔泰山(年降水量约500mm), 突变Ⅱ发生在~6kyr BP. 半湿润的若尔盖盆地(年降水量600~700mm)发生突变Ⅱ的时间要晚得多(~3kyr BP). 而一些气候湿润的森林样点(如Unzunkol湖、Kotokel湖和Tashkol湖)则没发现明显的植被转型, 其原因可能是这些地区降水量较高, 达不到阈值P2, 因此也无法引起植被崩溃式的退化.

不过, 这个概念模型只能部分解释突变Ⅱ的时空差异, 主要原因是: (1) 突变Ⅱ发生时间与现代降水量值之间仅有极弱的相关性; (2) 其时间跨度较短(主要集中在~6~4kyr BP). 因此, 晚全新世时其他因素可能共同对研究区域的这一重要植被转型起到了影响作用.

首先需要考虑的是晚全新世的气候突变事件. 研究区普遍存在~4.2kyr BP的气候突变事件(如: Gasse, 2000; Thompson等, 2002; Yang等, 2015). 这个冷干事

件可能促使晚全新世降水量减少到阈值P2, 从而加速了突变II的发生.

晚全新世中国西北地区早期农业活动可能也是研究区植被退化的主要原因之一. 中国北方初具规模的旱作农业历史可以追溯到~8kyr BP, 不过农业活动明显加强则始于~6kyr BP, 并在~4kyr BP开始对生态系统产生较严重的破坏(Dodson等, 2013; Yang等, 2015; Yu等, 2016). 这一时段的农业发展很好地对应了突变II发生的时间(~6~4kyr BP).

总之, 中亚地区两次主要植被突变中, 早全新世的突变 I 可由植被响应轨道驱动下气候渐变的阈值效应解释; 而阈值效应, ~4.2kyr BP的干旱事件和早期人类活动则是导致晚全新世植被崩溃式转型的共同影响因子.

3.6　数据-模型对比与降水阈值估算

为了进一步验证以上的概念模型, 我们基于植被调查数据及782个中国干旱半干旱区现代表土孢粉数据分析了植被生物群区与气候参数间的关系(样点位置见网络版附表S1; Chen等, 2010), 并通过LPJ-GUESS构建的动态植被模型来估测植被类型发生改变的降水量阈值大小(Sitch等, 2003; Smith等, 2001).

中国干旱半干旱区现代植被类型(生物群区)与年均降水量(MAP)密切相关, 植被类型与年均温(MAT)之间的关系并不明确(图7), 表明降水量是控制植被分布的主导气候因素. 荒漠植被对应的年降水量在10~200mm, 草原植被对应200~400mm, 针叶林植被对应400~600mm, 阔叶混交林则对应着大于600mm的降水量区间. 生物群区类型在各自降水区间内则保持不

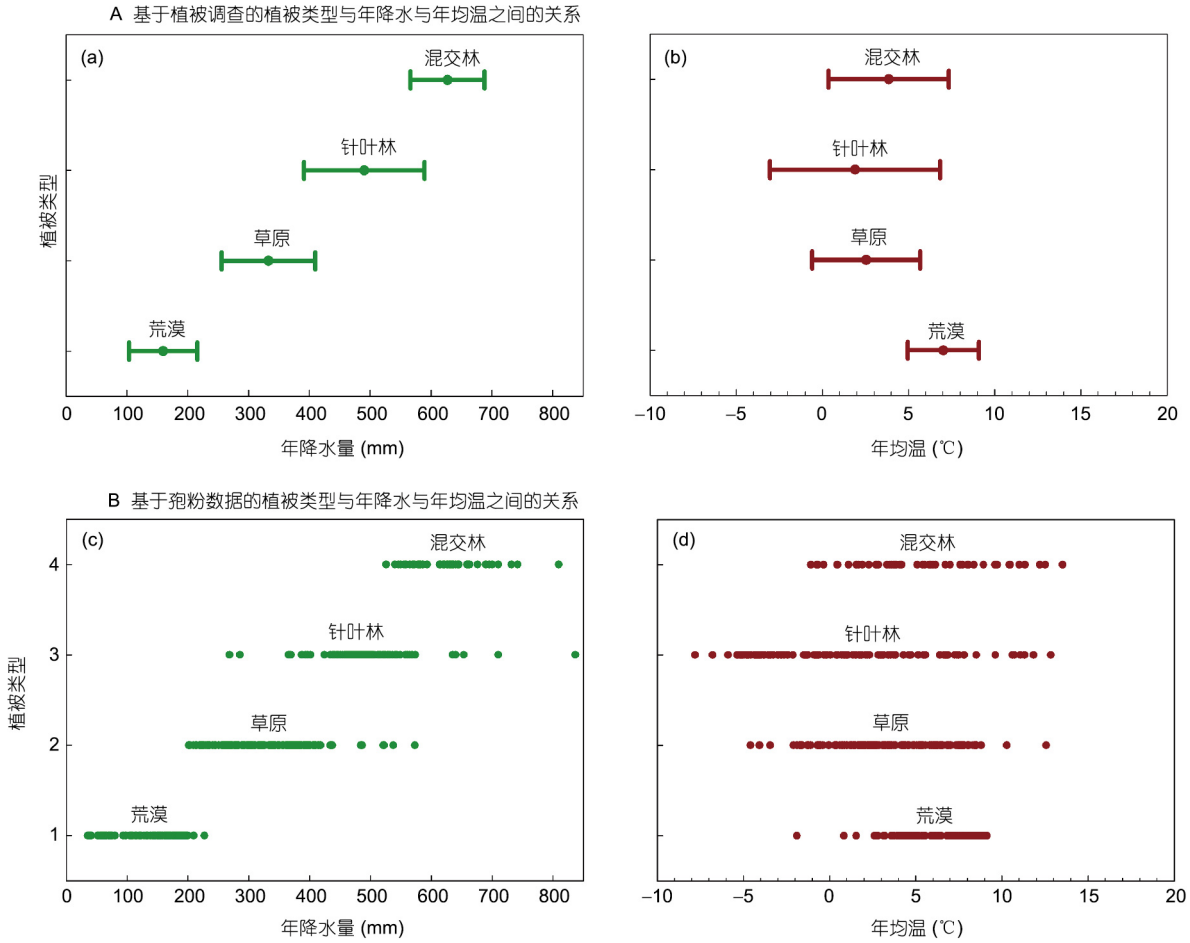


图 7　中国西部植被类型与年均降水量(MAP)和年均温(MAT)之间的关系

A 基于植被调查的植被类型与年均降水量(MAP)和年均温(MAT)之间的关系, 结果显示MAP是控制中国干旱半干旱地区植被类型变化的主导因素. B 基于孢粉数据的植被类型与MAP和MAT之间的关系, 条带代表降水量和温度的中值和标准差. 见网络版附表1

变. 我们通过现代孢粉数据建立的生物群区类型与该结果也具有很好的可比性, 都体现出与降水量的密切关系, 以及导致植被类型发生改变的阈值效应的存在.

在LPJ-GUESS模型中, 输入温度变量的增加并未引起明显的植被变化. 相反地, 在输入降水变量逐渐增加时, 植被却发生了从荒漠、草原、针叶林, 再到阔叶混交林的显著转变(表2; 网络版附图S1). 模型结果与上述现代与过去资料的分析结果具有很好的一致性(图3, 4和7), 证实了降水量是中亚地区植被变化的主导因素, 也验证了上述有关阈值效应的概念模型.

LPJ-GUESS模型模拟结果量化了不同生态系统的降水量阈值. 模拟结果显示, 从荒漠向草原转变的降水量阈值为~190mm, 从草原向针叶林转变的降水量阈值为~305mm, 从针叶林向针叶林为主的针阔混交林转变的阈值为~350mm, 从针叶林向阔叶林为主的针阔混交林转变的降水量阈值为~530mm(表2; 网络版附图S1). 模型评估得到的这些数值可以用于预测未来植被变化的阈值, 为不同区域的生态对策的制定具有重要意义, 但更为准确的阈值区间还需要更多的古环境记录与数值模型的进一步研究(Zeng等, 2004).

4 结论

本研究基于38个化石孢粉记录探讨了中亚地区全新世植被与气候的关系. 结果显示, 在全新世时本区植被发生了两次重大突变, 这两次突变在时空上具有异步性和快速性等特征, 其中第一次突变发生在早全新世(突变Ⅰ, “建立式”突变), 另一次突变则发生于晚全新世(突变Ⅱ, “崩溃式”突变).

突变Ⅰ发生时间在空间上的异步性无法与其他已知的气候突变事件相关联, 但其驱动机制可以通过植被响应降水变率的阈值效应概念模型得到较好的解释. 但突变Ⅱ则受到阈值效应、~4.2kyr BP气候突变事件和晚全新世时期的人类活动干扰等因素共同控制.

现代气候-植被关系分析结果、LPJ-GUESS植被动态模型模拟的结果和全新世古气候数据共同证实了阈值效应的存在, 支持以上的概念模型.

该研究为探讨中亚地区古植被和古气候关系提供了重要的新视角; 同时也表明阈值效应不仅影响北非干旱和半干旱地区生态系统, 在更大区域尺度甚至全球尺度上也具有普适意义.

研究结果也为理解植被对当前及未来全球气候变暖的响应机制提供了新的证据与认识. 在未来气温升高1~2℃的情景下, 全球降水量也会随之发生变化(IPCC, 2013), 这将使得接近降水量阈值的地区的植被更加脆弱, 因此对于这些地区生态系统的管理需加以特别关注.

致谢 感谢于子成教授为论文的写作提供了有益的讨论与建议.

参考文献

Alley R B, Marotzke J, Nordhaus W D, Overpeck J T, Peteet D M, Pielke R A, Pierrehumbert R T, Rhines P B, Stocker T F, Talley L D, Wallace J M. 2003. Abrupt climate change. Science, 299: 2005–2010

Berger A, Loutre M F. 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. Quat Sci Rev, 10: 297–317

Booth R K, Jackson S T, Forman S L, Kutzbach J E, Bettis Iii E A, Kreig J, Wright D K. 2005. A severe centennial-scale drought in midcontinental North America 4200 years ago and apparent global linkages. Holocene, 15: 321–328

Chen F H, Yu Z C, Yang M L, Ito E, Wang S, Madsen D B, Huang X, Zhao Y, Sato T, John B. Birks H, Boomer I, Chen J, An C, Wünnemann B. 2008. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history. Quat Sci Rev, 27: 351–364

Chen Y, Ni J, Herzschuh U. 2010. Quantifying modern biomes based on surface pollen data in China. Glob Planet Change, 74: 114–131

Cheng H, Zhang P Z, Spötl C, Edwards R L, Cai Y J, Zhang D Z, Sang W C, Tan M, An Z S. 2012. The climatic cyclicity in semiarid-arid central Asia over the past 500000 years. Geophys Res Lett, 39: L01705

Claussen M, Kubatzki C, Brovkin V, Ganopolski A, Hoelzmann P, Pachur H J. 1999. Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the Mid-Holocene. Geophys Res Lett, 26: 2037–2040

Cowling S A, Maslin M A, Sykes M T. 2001. Paleovegetation simulations of lowland Amazonia and implications for neotropical allopatry and speciation. Quat res, 55: 140–149

deMenocal P, Ortiz J, Guilderson T, Adkins J, Sarnthein M, Baker L, Yarusinsky M. 2000. Abrupt onset and termination of the African Humid Period: Rapid climate responses to gradual insolation forcing. Quat Sci Rev, 19: 347–361

Dodson J R, Li X q, Zhou X y, Zhao K, Sun N, Atahan P. 2013. Origin and spread of wheat in China. Quat Sci Rev, 72: 108–111

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

Gasse F. 2000. Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. Quat Sci Rev, 19: 189–211

Guo Z T, Petit-Maire N, Kroepelin S. 2000. Holocene non-orbital climatic events in present-day arid areas of northern Africa and China. Glob Planet Change, 26: 97–103

Herzschuh U. 2006. Palaeo-moisture evolution in monsoonal Central Asia during the last 50000 years. Quat Sci Rev, 25: 163–178

Hong Y T, Hong B, Lin Q H, Zhu Y X, Shibata Y, Hirota M, Uchida M, Leng X T, Jiang H B, Xu H, Wang H, Yi L. 2003. Correlation between Indian Ocean summer monsoon and North Atlantic climate during the Holocene. Earth Planet Sci Lett, 211: 371–380

Huang C C, Pang J, Zha X, Su H, Jia Y. 2011. Extraordinary floods related to the climatic event at 4200 a BP on the Qishuihe River, middle reaches of the Yellow River, China. Quat Sci Rev, 30: 460–468

IPCC. 2013. Climate change 2013. In: Stocker T F, Qin D H, Plattner G K, Tignor M, Allen S K, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V, Midgley P M, eds. The Physical Science Basis. Cambridge: Cambridge Universiyt Press

Jiang W, Guo Z, Sun X, Wu H, Chu G, Yuan B, Hatté C, Guiot J. 2006. Reconstruction of climate and vegetation changes of Lake Bayanchagan (Inner Mongolia): Holocene variability of the East Asian monsoon. Quat Res, 65: 411–420

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

Liu Z Y, Wang Y, Gallimore R, Notaro M, Prentice I C. 2006. On the cause of abrupt vegetation collapse in North Africa during the Holocene: Climate variability vs. vegetation feedback. Geophys Res Lett, 33: L22709

Mayle F E, Beerling D J, Gosling W D, Bush M B. 2004. Responses of Amazonian ecosystems to climatic and atmospheric carbon dioxide changes since the last glacial maximum. Philos Trans R Soc B-Biol Sci, 359: 499–514

Mitchell T D, Jones P D. 2005. An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. Int J Climatol, 25: 693–712

Prentice I C, Cramer W, Harrison S P, Leemans R, Monserud R A, Solomon A M. 1992. Special paper: A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate. J Biogeogr, 19: 117–134

Rhodes T E, Gasse F, Lin R, Fontes J C, Wei K, Bertrand P, Gibert E, Mélières F, Tucholka P, Wang Z, Cheng Z Y. 1996. A Late Pleistocene-Holocene lacustrine record from Lake Manas, Zunggar (northern Xinjiang, western China). Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 120: 105–121

Rudaya N, Tarasov P, Dorofeyuk N, Solovieva N, Kalugin I, Andreev A, Daryin A, Diekmann B, Riedel F, Tserendash N, Wagner M. 2009. Holocene environments and climate in the Mongolian Altai reconstructed from the Hoton-Nur pollen and diatom records: A step towards better understanding climate dynamics in Central Asia. Quat Sci Rev, 28: 540–554

Scheffer M, Carpenter S, Foley J A, Folke C, Walker B. 2001. Catastrophic shifts in ecosystems. Nature, 413: 591–596

Sitch S, Smith B, Prentice I C, Arneth A, Bondeau A, Cramer W, Kaplan J O, Levis S, Lucht W, Sykes M T, Thonicke K, Venevsky S. 2003. Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model. Glob Change Biol, 9: 161–185

Smith B, Prentice I C, Sykes M T. 2001. Representation of vegetation dynamics in the modelling of terrestrial ecosystems: Comparing two contrasting approaches within European climate space. Glob Ecol Biogeogr, 10: 621–637

Thompson L G, Mosley-Thompson E, Davis M E, Henderson K A, Brecher H H, Zagorodnov V S, Mashiotta T A, Lin P N, Mikhalenko V N, Hardy D R, Beer J. 2002. Kilimanjaro ice core records: Evidence of holocene climate change in tropical Africa. Science, 298: 589–593

Wang Y J, 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

Wei K, Gasse F. 1999. Oxygen isotopes in lacustrine carbonates of West China revisited: Implications for post glacial changes in summer monsoon circulation. Quat Sci Rev, 18: 1315–1334

Weming. 1991. China's Earliest Agricultural Remains. Indo-Pac Prehist Assoc Bull, 10: 118

Wu W X, Liu T S. 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

Yang X P, Scuderi L A, Wang X, Scuderi L J, Zhang D, Li H, Forman S, Xu Q, Wang R, Huang W, Yang S. 2015. Groundwater sapping as the cause of irreversible desertification of Hunshandake Sandy Lands, Inner Mongolia, northern China. Proc Natl Acad Sci USA, 112: 702–706

Yu Y Y, Wu H B, 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

Zeng X D, Shen S S P, Zeng X B, Dickinson R E. 2004. Multiple equilibrium states and the abrupt transitions in a dynamical system of soil water interacting with vegetation. Geophys Res Lett, 31: L05501

Zhang J P, Lu H Y, Gu W F, Wu N, Zhou K, Hu Y, Xin Y, Wang C. 2012. Early mixed farming of millet and rice 7800 years ago in the middle Yellow River Region, China. PLoS ONE, 7: e52146

Zhao Z J. 2004. Floatation results from the Xinglonggou site and the origin of the dry-land agriculture in North China. In: Department of Cultural Relics and Museology of Nanjing Normal University, ed. Antiquities of East Asia (A). Beijing: Cultural Relics Publishing House. 188–199