华北平原末次冰盛期以来典型时段古环境格局

李曼玥¹, 张生瑞^{2*}, 许清海^{2†}, 肖举乐^{3,4,5}, 温锐林^{3,5}

1. 河北师范大学泥河湾考古研究院, 石家庄 050024;

2. 河北师范大学资源与环境科学学院, 河北省环境演变与生态建设重点实验室, 石家庄 050024;

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

4. 中国科学院生物演化与环境卓越创新中心, 北京 100044;

5. 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049

* 通讯作者, E-mail: srzhang@mail.hebtu.edu.cn

† 通讯作者, E-mail: xuqinghai@mail.hebtu.edu.cn

收稿日期: 2018-01-16; 收修改稿日期: 2018-05-09; 接受日期: 2018-08-28; 网络发表日期: 2018-09-28

中国科学院战略性先导科技专项项目(批准号: XDA05120202)、国家自然科学基金项目(批准号: 41702184、41630753)、国家重点研发计划项目(编号: 2017YFA0603403)和河北师范大学科研基金项目(编号: L2018B29)资助

摘要 重建典型时段区域气候和植被空间格局变化, 是评估未来增温背景下生态环境变化和响应过程的重要基础. 文章基于 AMS ^{14}C 定年技术和孢粉分析, 获得了华北平原白洋淀等 6 个剖面末次冰盛期以来的气候-植被变化历史. 结合区内已有孢粉记录, 重建了华北平原末次冰盛期和全新世暖期的古环境格局. 结果显示, 华北平原区域植被变化受气候条件、地貌景观和人类活动等共同影响: 末次冰盛期, 华北平原气候寒冷干旱, 南部山地发育针阔混交林和落叶-常绿阔叶林, 北部山地生长耐寒针叶林-针阔混交林, 森林面积相对较小; 平原南部生长中生或湿生草甸, 北部发育温带草原-荒漠草原; 滨海区陆架大面积出露, 生长藜科为主的盐生植物. 全新世暖期, 华北平原气候温暖湿润, 南部山地发育落叶阔叶林或落叶-常绿阔叶混交林, 伴生有喜暖亚热带属种, 北部山地生长落叶阔叶林, 部分喜暖湿植物常有出现, 森林面积相对增加; 平原腹地草本植物仍占优势, 森林面积较小且难以形成地带性森林景观; 受海平面上升影响, 滨海区原有盐生植被向内陆收缩; 此外, 这一时期华北平原人类活动范围扩大、农业生产频繁, 对区内自然植被产生了一定影响. 文章为中国北方古气候数值模拟、区域碳循环评估和未来增温背景下区域生态环境变化预测等提供了基础数据和科学依据.

关键词 华北平原, 末次冰盛期, 全新世暖期, 孢粉, 植被, 古环境

1 引言

植被是构成陆地生态系统的主体, 在全球碳循环、区域气候调节和温室气体浓度变化等方面具有不

可替代的作用(Bonan等, 1992; Schimel, 1995; 郑益群等, 2002). 未来全球变暖将对区域植被组成和空间格局产生怎样的影响? 不同植被类型或植物属种对增温以及 CO_2 浓度变化如何响应? 是目前全球变化研究关

中文引用格式: 李曼玥, 张生瑞, 许清海, 肖举乐, 温锐林. 2019. 华北平原末次冰盛期以来典型时段古环境格局. 中国科学: 地球科学, 49: 1269–1277, doi: 10.1360/N072018-00016

英文引用格式: Li M, Zhang S, Xu Q, Xiao J, Wen R. 2019. Spatial patterns of vegetation and climate in the North China Plain during the Last Glacial Maximum and Holocene climatic optimum. Science China Earth Sciences, 62: 1279–1287, <https://doi.org/10.1007/s11430-018-9264-2>

注的焦点. 解决上述问题的关键突破点, 就是通过高分辨地质-生物指标记录研究, 重建典型时段区域气候和植被空间格局变化, 为预测未来增温背景下生态环境变化提供真实的历史相似型.

华北平原是中国第二大平原, 是东亚季风系统控制的核心区, 对气候变化响应十分敏感, 是开展气候和植被格局演化研究的关键和理想地区. 孢粉作为最直接的古环境代用指标, 在定量重建古植被-古气候研究中具有不可替代的作用(Xu等, 2016). 早在20世纪60年代, 周昆叔(1965)和刘金陵等(1965)便尝试利用泥炭沉积孢粉组合恢复区域气候-植被变化, 拉开了华北平原孢粉学研究的序幕. 随后, 诸多学者在华北平原开展了大量孢粉学研究, 建立了晚更新世以来华北平原气候变化和植被演替的基本框架: 末次冰盛期, 气候寒冷干燥, 发育蒿属(*Artemisia*)和藜科(*Chenopodiaceae*)为主的草原, 森林稀疏(周昆叔等, 1978; 孔昭宸和杜乃秋, 1980; 张玉兰, 1987; 童国榜等, 1991; 许清海等, 1993); 全新世暖期, 气候温暖湿润, 中部和北部暖温带落叶阔叶林相对扩张(陈方吉, 1979; 孔昭宸和杜乃秋, 1980; 孔昭宸等, 1982; 王开发和金小凤, 1986; 许清海等, 1988), 南部地区可能发育亚热带落叶阔叶和常绿阔叶混交林(刘钧枢, 1994; 许清海等, 2010). 然而, 受研究材料和技术手段限制, 已有研究成果缺乏精确的年代控制且样品分辨率较低(如周昆叔等, 1978; 孔昭宸和杜乃秋, 1980; 童国榜等, 1991), 导致区域气候、植被重建结果仍存在很大不确定性. 同时, 华北平原属河流洪积-冲积平原, 地质地貌单元相对复杂, 沉积物连续性差、沉积相亦不稳定(吴忱, 2008); 部分研究在剖面/钻孔选取时未充分考虑沉积相的变化(如王开发和金小凤, 1986; 许清海等, 1993; 张文卿, 1999), 在对地层孢粉组合解释时常忽略了沉积相变的影响(Xu等, 1996). 此外, 已有研究点位空间分布极不均匀, 多集中于华北平原北部和中部, 南部地区相对较少, 特别是黄河以南地区, 尚属空白; 且涵盖末次冰盛期的地层记录十分有限(Cao等, 2013). 因此, 亟需在华北平原补充沉积连续、具有精确年代控制、记录时间长且样品分辨率高的孢粉记录, 以期获得华北平原更为准确、可靠的气候-植被变化历史, 弥补已有研究的不足.

在大量野外勘察工作的基础上, 本研究选取华北平原6个沉积环境稳定、沉积物相对连续的自然剖面

为研究对象(图1), 通过高精度 ^{14}C 年代序列和较高分辨率孢粉分析, 并结合区内已有孢粉记录, 重建了华北平原末次冰盛期以来气候-植被变化历史, 旨在揭示末次冰盛期和全新世暖期华北平原古气候-古植被空间格局变化, 为预测未来气候变化和环境格局提供重要科学依据与基础数据.

2 研究区概况

华北平原(即黄淮海平原), 指燕山以南, 太行山、伏牛山以东, 大别山、淮河以北的平原区; 地势以黄河大堤为分水岭, 分别向东北、东南倾斜; 山前地带海拔约50~100m, 其余均低于50m. 自山麓至海岸, 逐级发育山前洪积扇平原、中部冲积扇-冲积泛滥平原和滨海三角洲平原, 间有扇缘洼地和潟湖洼地等(吴忱, 2008).

受东亚季风影响, 华北平原夏季高温多雨、冬季寒冷干燥, 四季变化明显; 年均温和年降水量自南向北逐渐降低(吴忱, 1992; 王静爱 and 左伟, 2010). 由于华北平原南北跨度较大($32^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$), 以 35°N 为界, 可将其划分为两个单元: 北部属暖温带半湿润气候区, 年平均温度 $10\sim 14^{\circ}\text{C}$, 年降水量400~600mm; 南部属暖温带湿润气候和北亚热带湿润气候区, 年平均温度 $14\sim 16^{\circ}\text{C}$,

图1 华北平原地理位置及研究剖面点位

卫星底图来源: <http://www.earth.google.com>

年降水量600~1000mm.

研究区自然植被区划包括暖温带落叶阔叶林和北亚热带常绿-落叶阔叶混交林(吴征镒, 1980; 张新时, 2007). 但由于该区人类活动历史悠久, 自然植被破坏严重(Liu, 1988), 仅在北部、西部和南部山区得以保留: 其中北部燕山和太行山发育以油松(*Pinus tabulaeformis*)、华北落叶松(*Larix principis-rupprechtii*)、白桦(*Betula platyphylla*)和辽东栎(*Quercus liaotungensis*)等为主的针阔叶混交林; 南部伏牛山和大别山生长马尾松(*Pinus massoniana*)、栓皮栎(*Quercus variabilis*)、茅栗(*Castanea seguinii*)、枫香(*Liquidambar formosana*)和枫杨(*Pterocarya stenoptera*)等为优势种北亚热带常绿-落叶阔叶混交林. 平原区多为栽培植被, 主要种植小麦(*Triticum aestivum*)、玉米(*Zea mays*)和棉花(*Gossypium hirsutum*)等经济作物.

3 材料与方法

3.1 野外工作

2011年9月, 对研究区进行了详细的野外勘察, 从51个考察点位中排除了受海进、古河流和人类活动影响较大的点位, 最终保留白洋淀、宁晋泊、安阳、新郑、驻马店和淮滨6个点位为研究对象(图1), 现场对出露沉积剖面进行了照相和GPS定位. 2011年10月至2012年4月, 分别完成上述剖面野外样品采集工作, 6个剖面岩性主要以粉砂为主, 剖面厚度总计42.7m, 按5~20cm间距采集指标样品, 共获取孢粉样品363个, ^{14}C 测年样品90个(图2).

3.2 年代测试

由于所有剖面中有机质含量均较低, 植物残体等测年物质不易发现, 故本研究采用全岩样品在日本地质样品分析测试公司完成AMS ^{14}C 年代测试, 并基于IntCal13数据集和OxCal 4.3程序对所有 ^{14}C 年龄进行日历年龄校正(Reimer等, 2013; Bronk Ramsey, 2017), 获得对应层位 2σ 误差范围的年龄. AMS ^{14}C 年代测试结果显示(图2): 所有6个剖面的年代范围均涵盖了末次冰盛期((18±2)ka BP)和全新世暖期((6±0.5)ka BP)两个典型时段; 根据各剖面校正年龄和深度对应关系, 课题组对年代数据进行有效性筛选, 去除各剖面中年龄异常点和偏老年龄(>25ka), 最终保留有效年龄样品52

个, 并采用线性拟合方法分别计算6个剖面各层位对应年代.

3.3 孢粉分析

孢粉提取采用常规的HCl-NaOH-HF处理法和重液浮选法(Fægri等, 1989), 每个样品取干重200g. 孢粉鉴定统计在Olympus BX51光学生物显微镜下进行, 除安阳剖面和驻马店剖面部分样品(其中安阳剖面19个, 驻马店剖面37个)未统计到300粒外, 其余剖面均鉴定统计陆生孢粉300粒以上. 花粉形态鉴定主要参考《中国植物花粉形态》(王伏雄等, 1995). 陆生植物孢粉百分含量以陆生植物孢粉总数为基数计算, 水生和蕨类植物科属百分含量以陆生植物孢粉总数与该科属植物孢粉数之和为基数计算. 孢粉实验处理和统计鉴定均在河北师范大学环境考古实验室完成.

为重建华北平原末次冰盛期以来典型时段植被格局空间变化, 本研究根据获得的孢粉数据, 采用生物群区化法(Biomization)计算了研究区各剖面主要植被类型得分值, 并据此绘制了末次冰盛期和全新世暖期植被类型空间分布格局. Biomization运算在PPPBASE软件中实现(Guiot和Goeury, 1996), 其中植被功能型(PFTs)和植物群区(Biome)类型划分主要参考中国孢粉类型-植被功能型对照表(孙湘君等, 1999; 中国第四纪孢粉数据库小组, 2001).

4 研究结果

4.1 孢粉组合特征

末次冰盛期以来华北平原6个剖面孢粉组合属种类型基本相近, 木本类型以松属(*Pinus*)、桦属(*Betula*)、栎属(*Quercus*)、桑科(Moraceae)和青冈属(*Cyclobalanopsis*)等为主, 草本类型主要有蒿属、藜科、菊科(Asteraceae)和毛茛科(Ranunculaceae)等; 但所有剖面木本类型和草本类型花粉含量变化显著(图3). 末次冰盛期以来典型时段各剖面主要花粉组合特征表述如下:

末次冰盛期. 所有剖面孢粉组合均以草本类型占绝对优势(多高于70%); 自南向北, 各剖面草本花粉含量逐渐增加, 且优势类型由喜温凉的禾本科(Gramineae)、葎草属(*Humulus*)和毛茛科向耐寒旱的蒿属、藜科和菊科转变. 所有剖面木本类型含量多低于30%

图2 研究剖面沉积岩性及年代-深度图

(新郑剖面除外), 各剖面陆生植物花粉浓度也均较低(图3)。

全新世暖期, 所有剖面孢粉组合中木本花粉含量均显著增加(新郑剖面除外), 其中松属花粉含量上升最为明显, 桦属、榆属(*Ulmus*)、栎属和桑科等喜暖落叶阔叶属种比例明显增加; 同时, 研究区北部白洋淀剖面 and 宁晋泊剖面出现一定比例青冈属花粉(最高含量达3%), 南部4个剖面均统计鉴定出亚热带植物花粉类型(如常绿栎(*evergreen-Quercus*)、铁杉属(*Tsuga*)和金

缕梅科(*Hamamelidaceae*)等); 蒿属、藜科和菊科等草本类型比例相对下降。此外, 北部白洋淀剖面 and 宁晋泊剖面中统计鉴定出大量水生植物花粉类型, 其中水蕨科(*Parkeriaceae*)孢子最高含量可达40%; 各剖面陆生植物花粉浓度明显上升(图3)。

4.2 植被类型重建

华北平原6个剖面植被类型重建结果显示(图4): 末次冰盛期, 北部3个剖面均为草地植被, 与孢粉组合

图3 华北平原研究剖面典型时段孢粉指标对比

中大量的蒿属和藜科花粉含量相对应;南部3个剖面依次表现为针阔混交林、落叶阔叶林和落叶-常绿阔叶林。全新世暖期,北部白洋淀剖面和宁晋泊剖面指示针阔混交林-草原-湿地植被;安阳剖面和新郑剖面以落叶-常绿阔叶林为主,但植被开阔度相对较高;驻马店剖面由落叶阔叶林和栽培植物组成;淮滨剖面仍表现为落叶-常绿阔叶林。上述结果表明,末次冰盛期以来华北平原北部地区植被类型由草地向森林转变;南部地区植被组成始终以森林为主,但植被类型变化明显。

5 讨论

5.1 华北平原古植被变化的影响因素

一般认为,气候变化(尤其是降水)是影响中国北方植物生长发育的主要因素;因此,以往研究常将地层孢粉组合作为区域气候-环境变化的有效指标。但值得注意的是,区域植被生长发育不仅仅受气候条件控制,地貌景观(如河道、阶地和洪积扇)、土壤条件(如质地、有机质含量和含水量)和地形因素(如坡向和坡度)等也会对植物生长发育产生重要影响;不同沉积环

境孢粉组合指示的区域气候条件和植被分布范围也明显不同(Xu等, 1996; 许清海等, 2015)。

华北平原腹地属洪积-冲积平原,地质地貌单元相对复杂。已有资料显示,末次冰盛期以来华北平原和边缘海沉积环境发生了巨大转变。吴忱等(2008, 2017)根据267个钻孔岩芯资料和1000余个地层年代数据重建了华北平原北部末次冰盛期以来古地貌景观特征,结果显示(图5):末次冰盛期,区内发育河流泛滥沙带为主的洪积扇-洪泛平原;中全新世,形成湖泊-沼泽-泛滥平原,间有扇间洼地群和扇缘洼地带。据此,我们认为地质历史时期华北平原腹地受河流作用影响显著,沉积环境极不稳定,前人研究花粉组合中出现的木本类型可能更多地来源于周围山地或低缓丘陵等。同时, Li等(2014)根据中国东部海域陆架沉积重建了末次冰盛期以海平面变化历史,末次冰盛期边缘海海平面下降达130m,渤海湾和黄海大陆架出露;全新世暖期,边缘海海平面与现今相当,环渤海和沪宁杭地区被海水淹没,无疑对区域植被的分布范围和属种组成产生了巨大影响。因此,华北平原末次冰盛期以来古植被格局重建需要同时考虑气候条件和地貌景观等因素对

图4 生物群区法重建的华北平原典型时段古植被类型

卫星底图来源: <http://www.earth.google.com>

区域植被变化的共同作用。

5.2 华北平原典型时段时古环境格局

本研究选用的6个自然剖面均取自华北平原西部(图1), 从地貌景观上看, 上述剖面均邻近西部山地(距离小于100km), 应属于洪积扇前缘洼地或湖泊; 从沉积物岩性判断(细砂及以上组分较少, 图2), 其受古洪水作用影响相对较弱。据此, 我们认为白洋淀等6个剖面中的花粉沉积主要依靠空气、河流和坡面片流搬运。花粉组合中出现的木本类型(松属、桦属和栎属等)应源自西部山地, 指示区域地带性植被组成; 草本类型(蒿属、藜科和菊科等)来源于洪积扇、阶地或台地等地貌单元, 水生类型(水蕨科和香蒲属(*Typha*)等)来自湖泊或低洼湿地, 均反映局地植被变化。根据获得的白洋淀等6个剖面的地层孢粉数据, 同时结合华北平原地质证据、古生物资料和区域已有地层孢粉记录, 本文尝试重建了末次冰盛期和全新世暖期华北平原古环境景观。

末次冰盛期。该阶段华北平原西部和北部山地雪线下降、冰缘地貌发育(崔之久和谢又予, 1984; 施雅风等, 1989), 平原区生存以披毛犀(*Coelodonta antiquitatis*)、纳玛象(*Palaeoloxodon namadicus*)、鸵鸟(*Struthio camelus*)、野马(*Equus caballus*)和原始牛(*Bos primigenius*)等为主的耐寒性食草动物(罗宝信等, 1983; 吴忱, 1992), 表明区域气候寒冷干旱; 据推算, 该阶段华北平原年均温较现今低5~11℃左右(张兰生, 1980; 崔之久和谢又予, 1984), 相邻的黄土高原(Peterse等, 2011)和韩国济州岛(Park和Park, 2015)也表现出相近的温度变幅; 同时, 该区域降水也显著减少, 年降水量仅100~200mm(张兰生, 1980)。根据获得的孢粉资料, 我们认为该阶段华北平原南部周围山地仍发育以松属、榆属、桦属和栎属等为主的针阔混交林和落叶-常绿阔叶林(图4b), 北部周围山地生长松属和云杉属为主的耐寒针叶林-针阔混交林(孔昭宸和杜乃秋, 1980; 吴忱, 1992), 但整个区域内森林面积相对较小。在山前和平原腹地, 受河流作用影响, 分别发育洪积

图5 华北平原北部(黄河以北)末次冰盛期和全新世暖期古地理复原图

改自吴忱等(2017)

扇、扇间洼地和洪泛平原(吴忱等, 2017), 区内沉积相变明显; 同时, 由于区域气候冷干, 平原区森林稀疏分布, 南部地区生长以禾本科、蕨草属和毛茛科为主的中生或湿生草甸, 北部地区则发育蒿属和藜科为主的草地或温带草原-荒漠草原(周昆叔等, 1978; 孔昭宸和杜乃秋, 1980; 童国榜等, 1991; 本文)。在滨海区域, 东部边缘海海面下降130m, 渤海湾和黄海陆架大面积出露(Li等, 2014), 受土壤盐碱度和土壤质地影响, 该区域可能生长蒿属和藜科为主的耐盐碱型草本植物(王艳, 2000), 但植被盖度相对较低。

全新世暖期。该阶段华北平原湖沼发育、河流流量加大(吴忱等, 2017), 出现大量亚热带动物, 如以亚洲象(*Elephas maximus*)、麋鹿(*Elaphurus davidianus*)、獐(*Hydropotes*)、竹鼠(*Rhizomyidae*)为代表的安阳动物群(许清海等, 2010); 同时, 平原区湖泊沉积中均发现了水蕨科孢子(许清海等, 1988; 孔昭宸和杜乃秋, 1990; 本文), 表明该阶段区域气候温暖湿润; 据估算, 该阶段华北平原年均温高于现今2~4℃, 年降水量高于现代100~200mm(吴忱, 1992)。根据获得的孢粉

资料, 我们认为该阶段华北平原南部山地发育以松属、栎属和桑科等为主的落叶阔叶林或落叶-常绿阔叶混交林(图4a), 并伴生常绿栎、枫香属(*Liquidambar*)和金缕梅科等喜暖亚热带属种(严富华等, 1986; 童国榜等, 1991), 北部周围山地生长松属、栎属和桦属等为主的落叶阔叶林, 部分喜暖湿的青冈属、桑科和朴属(*Celtis*)植物也常有出现(许清海等, 2010; 本文), 森林植被面积相对增加。在山前和平原腹地, 广泛发育湖泊-沼泽-泛滥平原, 间有扇间洼地和扇缘洼地(吴忱等, 2017); 受河流作用影响, 除山前洪积扇面上的冲沟和切割谷、以及平原区的河槽里为河流相细粉砂堆积外, 平原区多为湖泊沼泽相的粘质土和淤泥质堆积(吴忱等, 2017), 均不利于木本植物生长。据此, 我们认为该阶段华北平原仍以蒿属、藜科和禾本科等属种为主的草本植物占优势; 森林面积较小且难以形成地带性森林植被景观, 受局地地形影响, 在阶地或台地可能有斑块状森林分布; 同时, 受海平面上升影响, 华北平原东部滨海区域被海水淹没, 原有的滨海盐生植被向陆地收缩。此外, 值得注意的是, 该阶段淮滨、驻马店

和新郑等剖面花粉组合中均出现大量禾本科谷物花粉,可能与古人类活动有关;考古资料显示,这一时期华北平原新石器时代遗址数量逐渐增加并向平原腹地扩张,并出土了大量农业遗存和农业生产的证据(严文明, 1979; 佟伟华, 1984; 张居中等, 1994),表明全新世以来古人类活动强度增强,对自然植被产生了重要影响。

本研究结论与前人重建的末次冰盛期和全新世暖期华北平原古植被格局相比存在以下主要区别(孙湘君等, 1999; Ni等, 2010; Tian等, 2018): 末次冰盛期, 孙湘君等(1999)、Ni等(2010)和Tian等(2018)认为华北平原主要发育典型草原或荒漠草原, 本研究结果与之基本相近; 但由于西部山区缺乏可靠的孢粉记录(Cao等, 2013), 孙湘君等(1999)和Ni等(2010)未能恢复周围山地植被组成; 此外, 已有研究均未考虑海平面下降引起的边缘海陆架植被变化(Ni等, 2010; Tian等, 2018)。全新世暖期, 孙湘君等(1999)、Ni等(2010)和Tian等(2018)均认为华北平原南部发育北亚热带常绿-落叶阔叶混交林、北部生长暖温带落叶阔叶林-温带针阔混交林; 结合华北平原古地貌特征, 我们认为地带性森林植被主要分布在西部山地, 平原腹地仍以草本植物为主、森林面积稀少。相比较而言, 本研究补充了华北平原西部山区古植被记录, 同时考虑了地貌特征、沉积环境、海平面变化和人类活动对区域植被组成的影响, 重建结果更为真实、可信。

6 结论

本文根据获得的白洋淀等6个剖面植被变化历史及区域植被记录, 结合区域地质证据、古生物化石和考古资料等, 揭示了华北平原不同地貌单元末次冰盛期以来典型时段区域气候-植被格局空间变化特征, 结果显示: 末次冰盛期和全新世暖期周围山地植被组成发生了显著变化, 其中南部地区由针阔混交林和落叶-常绿阔叶林转变为落叶阔叶林和落叶-常绿阔叶混交林, 北部地区耐寒针叶林-针阔混交林被喜暖的落叶阔叶林替代; 平原腹地始终发育以蒿属和藜科为主的草原植被, 森林植被面积相对较小。我们认为, 地貌景观和土壤质地等因素是导致上述差异产生的主要原因。此外, 东部边缘海海平面变化和人类活动也对华北平原植物组成和植被空间分布格局产生了重要影响。因

此, 在今后相关研究中应同时考虑气候条件、沉积环境、地貌景观及人类活动等因素对区域植被的共同作用, 以期获得更为准确、可信的植被数据。

致谢 河北科技师范学院刘耀亮博士参与部分野外工作, 日本地质样品分析测试公司Hideki YAMAGATA博士帮助完成AMS ^{14}C 年代样品测试, 河北省科学院地理研究所吴忱研究员和河北师范大学数学与信息科学学院刘劲松教授提供部分资料与图件; 两位匿名审稿专家提出了宝贵修改意见, 在此一并表示感谢。

参考文献

- 陈方吉. 1979. 北京地区全新世地层及自然环境的变化. 中国科学, 9: 900-907
- 崔之久, 谢又予. 1984. 论我国东北、华北晚更新世晚期多年冻土南界与冰缘环境. 地质学报, 58: 165-176
- 孔昭宸, 杜乃秋. 1980. 北京地区距今30000~10000年的植物群发展和气候变迁. 植物学报, 22: 330-338
- 孔昭宸, 杜乃秋. 1990. 中国某些地区全新世高温期植被和气候的初步研究. 海洋地质与第四纪地质, 10: 99-102
- 孔昭宸, 杜乃秋, 张子斌. 1982. 北京地区10000年以来的植物群发展和气候变化. 植物学报, 24: 172-181
- 刘金陵, 李文瀚, 孙孟蓉, 刘牧灵. 1965. 燕山南麓泥炭的孢粉组合. 中国第四纪研究, 4: 105-117
- 刘钧枢. 1994. 郑州地区全新世古气候变化初探. 西安地质学院学报, 16: 48-54
- 罗宝信, 王毓钊, 黄秋圃, 严富华, 翟乾祥, 柯曼红. 1983. 天津云杉孢粉组合与披毛犀化石共存的发现及其意义. 地质科学, (2): 160-164
- 施雅风, 崔之久, 李吉均. 1989. 中国东部第四纪冰川与环境问题. 北京: 科学出版社. 462
- 孙湘君, 宋长青, 陈旭东. 1999. 中国第四纪孢粉数据库(CPD)和生物群区(Biome6000). 地球科学进展, 14: 407-411
- 佟伟华. 1984. 磁山遗址的原始农业遗存及其相关的问题. 农业考古, 1: 194-207
- 童国榜, 张俊牌, 严富华, 麦学舜. 1991. 华北平原东部地区晚更新世以来的孢粉序列与气候分期. 地震地质, 13: 259-268
- 王伏雄, 钱南芬, 张玉龙, 杨惠秋. 1995. 中国植物花粉形态. 第2版. 北京: 科学出版社. 461
- 王静爱, 左伟. 2010. 中国地理图集. 北京: 中国地图出版社. 362
- 王开发, 金小凤. 1986. 滦河三角洲晚更新世以来沉积的孢粉组合及其地质意义. 海洋通报, 5: 55-62
- 王艳. 2000. 渤海湾曹妃甸晚更新世末期以来古植被与古气候演变序列. 海洋地质与第四纪地质, 20: 87-92
- 吴忱. 1992. 华北平原四万年来自然环境演变. 北京: 中国科学技术

- 出版社. 195
- 吴忱. 2008. 华北地貌环境及其形成演化. 北京: 科学出版社. 551
- 吴忱, 许清海, 刘劲松. 2017. 华北地貌新论. 北京: 科学出版社. 256
- 吴征镒. 1980. 中国植被. 北京: 科学出版社. 1375
- 许清海, 曹现勇, 王学丽, 李月丛, 荆志淳, 唐际根. 2010. 殷墟文化发生的环境背景及人类活动的影响. 第四纪研究, 30: 273–286
- 许清海, 陈淑英, 孔昭宸, 杜乃秋. 1988. 白洋淀地区全新世以来植被演替和气候变化初探. 植物生态学与地植物学学报, 12: 143–151
- 许清海, 李曼玥, 张生瑞, 张娅红, 张攀攀, 卢静瑶. 2015. 中国第四纪花粉现代过程: 进展与问题. 中国科学: 地球科学, 45: 1661–1682
- 许清海, 吴忱, 王子惠, 童国榜, 吴绍杰, 张俊牌, 杜乃秋, 孔昭宸. 1993. 25000年以来渤海湾西岸古环境探讨. 植物生态学与地植物学学报, 17: 20–32
- 严富华, 麦学舜, 叶永英. 1986. 据花粉分析试论郑州大河村遗址的地质时代和形成环境. 地震地质, 8: 69–74
- 严文明. 1979. 黄河流域新石器时代早期文化的新发现. 考古, (1): 45–50
- 张居中, 孔昭宸, 刘长江. 1994. 舞阳史前稻作遗存与黄淮地区史前农业. 农业考古, (1): 68–77
- 张兰生. 1980. 我国晚更新世最后冰期气候复原. 北京师范大学学报, (1): 101–118
- 张文卿. 1999. 宁晋泊晚更新世孢粉组合及其古环境演变. 微体古生物学, 16: 431–438
- 张新时. 2007. 中国植被区划图(1:6000000). 北京: 地质出版社
- 张玉兰. 1987. 河北阜城地区晚第四纪孢粉组合及其古植被和古气候演替. 同济大学学报, 15: 209–216
- 郑益群, 钱永甫, 苗曼倩, 于革, 孔玉寿, 章东华. 2002. 植被变化对中国区域气候的影响 II: 机理分析. 气象学报, 60: 17–30
- 中国第四纪孢粉数据库小组. 2001. 表土孢粉模拟的中国生物群区. 植物学报, 43: 201–209
- 周昆叔. 1965. 对北京市附近两个埋藏泥炭沼的调查及其孢粉分析. 中国第四纪研究, 4: 118–134
- 周昆叔, 严富华, 梁秀龙, 叶永英. 1978. 北京平原第四纪晚期花粉分析及其意义. 地质科学, (1): 57–64
- Bonan G B, Pollard D, Thompson S L. 1992. Effects of boreal forest vegetation on global climate. *Nature*, 359: 716–718
- Bronk Ramsey C. 2017. OxCal Program Version 4.3. Oxford: University of Oxford Radiocarbon Accelerator Unit
- Cao X Y, Ni J, Herzschuh U, Wang Y B, Zhao Y. 2013. A late Quaternary pollen dataset from eastern continental Asia for vegetation and climate reconstructions: Set up and evaluation. *Rev Palaeobot Palynol*, 194: 21–37
- Fægri K, Kaland P E, Krzywinski K. 1989. Textbook of Pollen Analysis. 4th ed. New York: John Wiley & Sons. 328
- Guiot J, Goeury C. 1996. PPPBASE, a software for statistical analysis of paleoecological and paleoclimatological data. *Dendrochronologia*, 14: 295–300
- Li G, Li P, Liu Y, Qiao L, Ma Y, Xu J, Yang Z. 2014. Sedimentary system response to the global sea level change in the East China Seas since the last glacial maximum. *Earth-Sci Rev*, 139: 390–405
- Liu K B. 1988. Quaternary history of the temperate forests of China. *Quat Sci Rev*, 7: 1–20
- Ni J, Yu G, Harrison S P, Prentice I C. 2010. Palaeovegetation in China during the late Quaternary: Biome reconstructions based on a global scheme of plant functional types. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 289: 44–61
- Park J, Park J. 2015. Pollen-based temperature reconstructions from Jeju Island, South Korea and its implication for coastal climate of East Asia during the late Pleistocene and early Holocene. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 417: 445–457
- Peterse F, Prins M A, Beets C J, Troelstra S R, Zheng H, Gu Z, Schouten S, Damsté J S S. 2011. Decoupled warming and monsoon precipitation in East Asia over the last deglaciation. *Earth Planet Sci Lett*, 301: 256–264
- Reimer P J, Bard E, Bayliss A, Beck J W, Blackwell P G, Ramsey C B, Buck C E, Cheng H, Edwards R L, Friedrich M, Grootes P M, Guilderson T P, Hafliadason H, Hajdas I, Hatté C, Heaton T J, Hoffmann D L, Hogg A G, Hughen K A, Kaiser K F, Kromer B, Manning S W, Niu M, Reimer R W, Richards D A, Scott E M, Southon J R, Staff R A, Turney C S M, van der Plicht J. 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55: 1869–1887
- Schimmel D S. 1995. Terrestrial ecosystems and the carbon cycle. *Glob Change Biol*, 1: 77–91
- Tian F, Cao X, Dallmeyer A, Lohmann G, Zhang X, Ni J, Andreev A, Anderson P M, Lozhkin A V, Bezrukova E, Rudaya N, Xu Q, Herzschuh U. 2018. Biome changes and their inferred climatic drivers in northern and eastern continental Asia at selected times since 40 cal ka BP. *Veget Hist Archaeobot*, 27: 365–379
- Xu Q H, Yang X L, Wu C, Meng L Y, Wang Z H. 1996. Alluvial pollen on the North China Plain. *Quat Res*, 46: 270–280
- Xu Q H, Zhang S R, Gaillard M J, Li M Y, Cao X Y, Tian F, Li F R. 2016. Studies of modern pollen assemblages for pollen dispersal-deposition- preservation process understanding and for pollen-based reconstructions of past vegetation, climate, and human impact: A review based on case studies in China. *Quat Sci Rev*, 149: 151–166

(责任编辑: 赵艳)