3Ma 以来华北地区植被演化特征及其驱动因素

胡云壮1),杨吉龙1),李影1),周新郢2),刘宏伟1),商志文1)

1)中国地质调查局天津地质调查中心,中国地质调查局海岸带地质环境重点实验室,天津,300170;
2)脊椎动物演化与人类起源重点实验室,中国科学院古脊椎动物与古人类研究所,北京,100044

内容提要:第四纪冰期与间冰期旋回的形成过程,及其陆生植被系统的响应及演化过程是研究地质时期全球 变化的重点问题,本文通过对华北地区北部 LN1 钻孔的 121 个高质量孢粉数据重建了过去 3 Ma 以来的区域植被 演化过程。研究结果显示,区域植被经历了 4 个主要发展过程,约 3~2 Ma 气候相对温暖湿润,主要为以松、桦、 栎、胡桃、榆等组成的落叶阔叶林;约 2 Ma,区域植被急剧变化,主要表现为针叶林扩张,阔叶林比例的减少,在 2~ 1.2 Ma 转变为以松、云杉、桦为主的针阔叶混交林。在中更新世全球气候转型期,区域植被再次发生迅速改变,在 约 1.2~0.7 Ma 转变为稀树的灌丛草原,0.7 Ma 以后区域气候进一步干旱化,在最近 0.7 Ma 内区域环境转变为 典型草原为主的植被景观。区域的植被变化反映了华北平原区近 3 Ma 以来整体上呈现出干旱化与寒冷化的趋 势,其中 2.0 Ma,1.2 Ma,0.7 Ma 气候事件最为突出。上述结果反映了华北地区植被的演变过程及季风降水的逐 渐减少与北极冰盖在近 3 Ma 以来的迅速扩张期同步对应。

关键词:第四纪;华北地区;古地磁年代;植被演化;气候变化

长时间尺度陆地生态系统演化及其对全球气候 变化的响应是了解过去地球演化历史的核心内容 (Ding Zhongli et al., 2005; Wang Pinxian, 2009; Zachos et al., 2001b),其中陆地植被的演变与发展 不仅是全球碳氮循环及生态演化的重要一环(Bush et al., 2011; Pagani et al., 1999; Schefuß et al., 2003),同时也对陆生动物乃至人类的起源与演化也 产生过重要影响(Cuenca-Bescós et al., 2011; Hofreiter et al., 2009; Kurtén, 2007; Zhou Xinying et al., 2018)。目前已有大量关于陆生风 成黄土、海洋岩芯及极地冰芯的对比研究,分析了数 百万年里的全球温度变化、冰量变化、季风系统演化 及内陆干旱化等环境过程,建立了全球尺度的晚上 新世-第四纪时期全球海陆变化耦合模式(Clark et al., 1999; Ding Zhongli et al., 1998; Guo Zhengtang et al., 1998)。这些研究显示,晚上新世 以来全球气候系统整体上继续向冰室环境迈进,全

球冰量进一步增加(Mudelsee et al., 1997; Marlow et al., 2000),大洋温度进一步下降 (Zachos et al., 2001b),全球季风系统减弱,大陆干 旱化更加显著(Demenocal, 1995; Kukla et al., 1996; Marlow et al., 2000)。

上新世以来全球干冷化发展的演化过程,包括 几次全球的加速变冷及几段相对平稳的周期性过程 (Hill et al., 2017; Zachos et al., 2001a)。其中约 2.0 Ma,1.2 Ma 的气候转型最为重要,前者标志着 全球气候正式脱离了上新世相对温暖湿润的气候格 局,进入到第四纪冰期-间冰期的气候模式,这个时 期北极冰盖已经稳定发展,大陆冰川开始大规模发 育(Demenocal, 2004; Lawrence et al., 2006; Raymo et al., 2006; Sosdian et al., 2009)。而后 者标志着冰川运动达到新的高度,期间 10 万年的地 球轨道偏心率周期(米兰科维奇周期)取代了 4 万年 的岁差周期,代表地球两极的冰量变化逐渐取代了

注:本文为国家自然科学基金(批准号 41602205,41972196)、中国地质调查局地质调查项目(编号 1212011120085,DD20189506)共同资助成果。

收稿日期:2019-07-15;改回日期:2020-03-01;网络发表日期:2020-05-06;责任编委:任东;责任编辑:黄敏。

作者简介:胡云壮,男,1983年生,高级工程师,主要从事第四纪地质与水文地质研究工作。Email:huyunzhuang@163.com。通讯作者:李影,女,1985年生,工程师,主要从事第四纪地质与构造地质研究工作。Email:liying270@163.com。

引用本文:胡云壮,杨吉龙,李影,周新郢,刘宏伟,商志文. 2020. 3Ma 以来华北地区植被演化特征及其驱动因素.地质学报,94(10): 3120~3129, doi: 10.19762/j.cnki.dizhixuebao.2020069.
Hu Yunzhuang,Yang Jilong,Li Ying,Zhou Xinying,Liu Hongwei,Shang Zhiwen. 2020. Characteristics of vegetation evolution and its driving factors since 3 Ma in North China. Acta Geologica Sinica, 94(10):3120~3129.

3121

热带副热带地区太阳辐射量的变化,开始主导全球 的温度变化过程。而与此同时,真正意义上的冰室 地球开始形成(Elderfield et al., 2012; Head et al., 2005; Mudelsee et al., 1997)。

目前,在上新世-第四纪重大气候转型期中,陆 地生态系统的演变及响应机制,仍然缺乏高分辨率 的数据支持。东亚季风是全球最为重要的气候子系 统,东亚季风区在上述重大气候转型过程中的响应 过程和方式是目前亟待研究的重点问题(Clemens et al., 1996; Sun Youbin et al., 2005; Wang Pinxian, 2009)。陆地沉积物中的湖泊、黄土沉积是 研究地质历史时期古气候与古环境的重要载体,对 陆相湖泊及黄土沉积的孢粉分析研究,可以获取高 分辨率陆地植被系统的演变过程,同时与海洋记录 相对比,即可了解过去海陆相互作用的机制与方式。 因此,基于古代湖泊沉积的孢粉数据,研究陆地植被 系统的演变一直是当前地质学及全球变化科学研究 的重要内容(Popescu et al., 2010; Zhou Xinying et al., 2018)。本文利用华北地区北部 LN1 钻孔记 录的高分辨率孢粉数据,结合古地磁测年,重建了过 去 3 Ma 以来该区的植被变化过程,并同时探讨了 在晚上新世、中更新世气候转型期,区域植被及气候 环境的变化特征。

1 研究样品及地层年代

LN1 钻孔(E 118°31′49″, N 39°21′41″)位于河 北省唐山市滦南县司各庄镇南陀里(图 1),地貌上 属于冀东泛滥平原小区。LN1 孔在大地构造位置 上处于华北坳陷区黄骅坳陷中乐亭凹陷北缘,属华 北坳陷区与燕山褶皱带的过渡区域。黄骅坳陷的构 造演化经历了古近纪断陷(裂陷)和新近纪以来坳陷 (后裂陷)两个阶段,第四纪以整体沉降为主(Q Jiafu, 2004; Tang Liangjie et al., 2008; Wang Qiang et al., 2004;Xu Jie et al., 2011)。黄骅坳陷 在渤海湾北岸可划分为南堡凹陷、柏各庄凸起、乐亭 凹陷、马头营凸起等次级构造单元(Yuan Guibang et al., 2014; Niu Shaowu et al., 2018)。

LN1 孔深 300 m,岩性主要为黏土、粉砂质黏 土、黏土质粉砂、粉砂、细砂及中粗砂、砾石等,钻孔 中上部多呈现偏还原环境的黄灰色调,沉积物中有 机质含量较高,以河间洼地-湖沼相沉积为主,在上 部 9.6 m、11.2 m处见泥炭层。钻孔下部以黄棕色



图 1 华北地区北部 LN1 钻孔位置及周边植被分布

Fig. 1 The location of borehole LN1 in the north part of North China and its surrounding vegetation

调河流相与泛滥平原相沉积为主,岩性相对较粗,多 见砂层与砾石层,砾石直径一般 2~7 cm 不等,分 选、磨圆中等到较差。270 m 以下因砾石居多而取 芯不佳;270 m 孔深岩芯采取率为 90.7%,除去砾 石、粗砂层不能采样测试古地磁外,其他层段取芯率 和岩芯状况能够满足古地磁年代学研究。

钻孔顶部深 9.6 m 与 11.1 m 处采集了¹⁴C 样 品 2 件,样品测试在美国 Beta 实验室完成,测得年 龄值分别为 19310±70a BP、19830±80a BP,美国 Beta 实验室编号为 Beta-346554、Beta-346555。

深部地层年代学研究采用古地磁测试的方法,古地磁采样时将岩芯从中间对半剖开,在新鲜层面上用2 cm×2 cm×2 cm的无磁立方体塑料盒进行定向古地磁取样。采样点的确切位置视岩芯状况而定,尽量采集钻探过程中无扰动的岩芯。每个采样点平行采集两块样品,共采集 401 组平行样品。古地磁测试在中国地质科学院地质力学所古地磁与古构造重建实验室完成,样品均在磁屏蔽空间(< 300 nT)内,使用美制 2G-755 型 U-CHANNEL 无液氦超导磁力仪进行测试。样品退磁测试采用热退磁和交变场退磁相结合的方法,对

关键层位的 87 块样品,按 $25 \sim 50$ C 的间隔,从室温 加热至 630 C,在美制 TD-48 高容量热退磁仪中进 行系统热退磁。其余 314 块样品采用交变退磁法, 使用美国 GSD-2 型交变退磁仪按 $3 \sim 10$ mT 步长自 5 mT 到 90 mT 进行。

样品的特征剩磁(ChRM)组分均利用主向量法 分析获得,图 2 为本孔代表性样品的剩磁矢量正交 投影图。采取的 401 个测试样品中有 302 个样品可 分离出较稳定的特征剩磁方向,用于建立磁性地层 序列,钻孔岩芯的磁偏角无意义,仅用倾角建立磁性 柱,且连续两个以上的样品出现反极性时,定义一次 漂移或极性亚时,4 个以上样品出现反极性时则定 义一次极性时。

LN1 孔地层柱状图及古地磁结果显示该孔岩 芯样品的古地磁极性事件与标准极性柱有明显的可 比性,自上而下分为 3 个极性带(图 3):

布容极性带(Brunhes, 0~0.781 Ma),见于钻 孔孔深 0~104.9 m 层段;松山极性带(Matuyama,0 ~2.58 Ma)见于钻孔孔深 104.9~261.2 m 层段, 其中包括 116.3~122.3 m 和 188.7~203.2 m 两 段显示正极性,可分别与贾拉米洛(Jaramillo,0.988



图 2 华北地区北部 LN1 孔代表性样品的退磁正交矢量投影图 实心圆和空心圆分别代表在水平面和垂直面的投影, NRM 为天然剩磁

Fig. 2 Orthogonal (zijderveld) vector plots of representative specimens from Borehole LN1 in the north part of North China The solid (open) circles represent the horizontal (vertical) planes, NRM is the natural remanent magnetization



图 3 华北地区北部 LN1 孔古地磁年代 Fig. 3 Paleomagnetic age of borehole LN1 in the north part of North China

~1.072 Ma)和奥尔都维(Olduvai,1.778~1.945 Ma)极性亚时对应;高斯极性带(Gauss,>2.58 Ma),见于钻孔孔深 261.2 m 之下,以正极性为主, 其中 261.2~269.2 m 显示正极性,269.2 m 以下连续3 个样品显示负极性,判断进入凯纳(Kaena, 2.92~3.01 Ma)亚带,而 270 m 以下为砂砾石快速 堆积层位,只在 299.8 m 处获取一个正极性样品 (图 3)。整体而言,LN1 钻孔的磁性地层框架显示 3 Ma 以来的沉积序列稳定且连续。

2 孢粉分析方法

LN1 孔共采取孢粉分析样品 121 个,平均间距 2.5 m 左右,粗颗粒砂层未取样。将获取的样品进 行孢粉的提取富集实验,首先称取 30 g 的样品,放 入 100 mL 的烧杯中,加入过量 10%稀盐酸去除碳 酸盐,静置 8 小时。然后用塑胶管将样品中盐酸吸 出,加入蒸馏水并充分搅拌,离心洗净至中性。在通 风橱内进行氢氟酸的处理,去除石英与长石等矿物, 多次用蒸馏水洗涤至中性。用 H₂SO₄: CH₃CO₃ = 1:9 的醋酸酐处理,去除纤维素,原生质,洗至中 性。用超声波清洗器对最后的样品进行过7 um 钢 筛。取筛上物质,将孢粉富集物收集到冻存管内保 存。鉴定过程首先使用甘油混合部分富集物,制玻 片样,并在 Zeiss 显微镜 400 倍光学镜下参照实验 室现代花粉玻片及参考书进行统计鉴定。

绝大部分样品获得丰富的孢粉化石。共统计鉴 定到 29565 粒孢粉化石,平均每样约 244.3 粒。孢 粉组合以草本植物花粉为主,木本植物花粉次之,两 者平均含量分别为 83.6%及 13.1%,蕨类植物孢子 很少,平均含量仅为 3.2%。木本植物花粉丰富,有 33 个类型,主要为松属(Pinus)、云杉属/冷杉属 (Picea/Abies)、桦属/鹅耳栎属(Betula/ Carpinus)、落叶栎属(Dec. Quercus)、榆属 (Ulmus)、麻黄属(Ephedra),其次还有沙棘属 (Hippophae)、桑科(Moraceae)、铁杉属(Tsuga)、 杜鹃花科(Ericaceae)、白蜡树属(Fraxinus)、白刺属 (Nitraria)等。

草本植物花粉有 43 个类型,主要为蒿属 (Artemisia)、藜科(Chenopodiaceae)、禾本科 (Gramineae)、蒲公英类型(Taraxacum Type)、唐 松草属(Thalictrum)、毛茛科(Ranunculaceae)、石 竹科(Caryopyllaceae)等,其次有 蔷薇科 (Rosaceae)、唇形科(Labiatae)、蓼属(Polygonum)、 玄参科(Scrophulariaceae)、十字花科(Cruciferae)及 报春花科(Primulaceae)等,还有水生植物花粉狐尾 藻属(Myriophyllum)、香蒲属(Typha)及湿生植物 莎草科(Cyperaceae)等分子。蕨类植物孢子有 12 个类型,主要为卷柏属(Selaginella)、铁线蕨属 (Adiantum)、蹄盖蕨属(Athyrium)、水龙骨科 (Polypodiaceae)及单缝孢(Monolete spores)等。

3 LN1 孔孢粉组合特征

现有的北方草原及林地的表土资料显示,典型 的高代表性的花粉类型有松属、桦属、蒿属、藜科;而 典型的低代表性花粉类型有云杉属/冷杉属、栎属、 铁杉属、禾本科等(Xu Qinghai et al., 2009; Xu Qinghai et al., 2016)。根据 LN1 孢粉百分比图谱 带的孢粉百分比变化,充分考虑低代表性花粉指示 的植被特征,并结合 Tilia 软件对孢粉百分比的聚类 分析,可将 LN1 钻孔划分为4 个孢粉组合带(图 4)。 各孢粉带特征简述如下。

孢粉带 I(300~205 m)(松属-桦属-栎属-蒿属-藜科-禾本科-卷柏属组合):组合中主要孢粉类型为 蒿属、藜科、禾本科、松属、菊科蒲公英类型、麻黄属、 云杉/冷杉属、桦/鹅耳栎属、榆属、栎属(落叶型)、沙 棘属、狐尾藻属、香蒲属及湿生植物莎草科分子,整 体多样性最高,乔木百分比和蕨类百分比最高,代表 晚上新世-早更新世相对温暖湿润的环境。

孢粉带 II(205~142.5 m)(松属-云/冷杉属-桦 属-蒿属-藜科-禾本科组合):组合中草本植物花粉百 分比有所增加。木本植物花粉中栎属的比例大量减 少,云杉属、冷杉属的百分比含量增加,蕨类植物孢 子减少显著,而蒿属花粉比例增加。显示了周边植 被由温暖的落叶阔叶林向针阔叶混交林的转变。这 个过程对应于全球温度在这个时期的下降过程,但 此时本区域内仍然保持了相对湿润的环境。

孢粉带Ⅲ(142.5~50 m)(松属-蒿属-藜科-蒲 公英类型组合):组合中草本花粉进一步增加,蒿属 和藜科比例有较大幅度增加,同时菊科的蒲公英和 紫苑类型也有较大幅度的增加,而云杉属和冷杉属 花粉基本消失,松属花粉比例也有很大幅度下降。 指示了区域植被由针阔叶混交林向草甸草原转变。 这个过程突出显示了亚洲季风系统在中更新世转型 事件以后的迅速衰减所造成的区域干旱化过程。

孢粉带 IV (50~0 m)(蒿属-藜科-禾本科组合): 组合中以蒿属、藜科为代表的草本花粉比例进一步 增加,同时还伴随有较高比例的麻黄等耐旱种类,而 菊科的蒲公英及紫苑类型花粉均大幅度降低。指示 了整个区域由原来的半湿润的草甸草原向典型草原 的转变过程,也同时显示了亚洲季风边缘区继续向 干旱化发展的趋势。

4 讨论

自中中新世温暖期以来,全球气候系统整体上 向干冷化发展,距今约3 Ma 北极冰盖形成,地球由 原来的"温室"状态开始加速向"冰室"状态转变 (Mudelsee et al., 1997;Zachos et al., 2001b)。晚 更新世时期北半球大陆冰盖开始大发展,最终到末 次冰盛期(Last Glacial Maximum),北美地区的大 陆冰盖抵达至北纬 40°线(Marshall et al., 2002), 形成了全球壮观的"准雪球"现象。这个过程不仅伴 随着全球温度的下降,也导致了全球的干旱化。期 间由于更加寒冷的北极冷洋流加入到全球大洋环流 中,大洋温度开始下降,导致全球海洋-大气的水汽 交换变弱,促使全球几乎所有的大陆降水变少 (Demenocal, 1995; Kukla et al., 1996; Marlow et al., 2000)。在北半球,亚洲内陆干旱区干旱化加 剧,风成黄土开始加速堆积,其荒漠和典型草原面积 大幅度扩张 (Ding Zhongli et al., 1999; Ding Zhongli et al., 2005; Gu Zhaoyan et al., 1999; Sun Youbin et al., 2005)。在南半球,非洲 Kenya 地区、撒哈拉地区及南美洲阿根廷草原中的C4 比例 大规模增加,指示了南半球的大陆也开始变得更为 干旱(Edwards et al., 2010)。

中国现代植被带分布与现代季风格局密切相 关,中国北方植被由东南向西北方向逐渐由暖温带 针阔叶混交林,到灌丛草原,再到北方的典型草原 带。其中最为重要的就是北方草原带与暖温带林地 边界及灌丛草原与典型草原边界,基本相当于年均 降水 500 mm 与 350 mm 等值线(Ying Junsheng et al.,2011)。大量研究显示,该区域孢粉指标重建 的古植被演化与古季风的变化密切相关,如末次冰 消期区域草原环境在 10~8.0 ka 以来迅速转变为 暖温带林地和灌丛草原与地球轨道参数变化带来的

figure is displayed at 10 times magnification

in the f

diagram

pollen (





季风强度的增强,再如 4.0 ka 以后的晚 全新世季风减弱造成的中国北方地区林 地减少与草原扩张(Li Xiaoqiang et al., 2009; Xiao Jule et al., 2006; Xu Qinghai et al., 2010)。因此,我们认为 LN1钻孔孢粉记录重建的古植被演化序 列也是亚洲古季风演化的重要参照。

LN1 钻孔的孢粉分析结果显示,近 3.0 Ma 以来华北地区植被的整体变化趋 势为乔木植被逐渐增加,草原植被逐渐扩 张的趋势。结合古地磁年代数据可以得 知,在近 3 Ma 时间里,区域的乔木植被 先由亚热带、暖温带的阔叶林向暖温带针 阔叶混交林转变,在中更新世约 1.2 Ma 以后亚洲季风气候系统显著减弱,导致区 域向干旱化发展,区域植被逐渐转变为草 甸草原。而其中约 2.0 Ma 和约 1.2 Ma 是两个重要转型时间点。

图 5 显示,在约 2.0 Ma 这一时期深 海氧同位素数值仍保持着高频低幅的变 化,但 LN1 孔孢粉数据显示同时期的华 北地区植被已经开始向干旱化发展。虽 然其中乔木整体的比例还没有发生显著 的变化,但是蕨类和阔叶林大幅度减少, 指示这个时期林下的草地和灌丛变得更 加干燥,林地开始变得开阔。而较高的松 属花粉指示了区域内针叶林的比例上升。 与之相对应的是,黄土高原风成黄土在早 更新世也开始加速堆积,显示了中国北方 的季风地区在约 2.0 Ma 具有普遍的干 旱化过程。

目前对于亚洲季风区在约 2.0 Ma 干旱化的驱动因素仍然并不清楚,在北极 地区海洋钻孔中冰川漂砾的比例没有增 加,显示在晚上新世和早更新世时期北极 冰盖可能有显著的扩张(Brigham-Grette et al., 2013; Tan Ning et al., 2018),但 是深海氧同位素数值指示的全球温度没 有发生显著的趋势性降低(Zachos et al., 2001a)。而本研究的数据显示,约 2.0 Ma 时 LN1 钻孔内暗针叶林花粉的 比例仍然很低,说明这一时期的气候仍然 是相对温暖。从地球轨道参数上看,由于 南北半球海陆分布的差异,北半球 65°太







(a)—北半球北纬 65 度夏季太阳辐射(Berge A et al., 1991);(b)—大西洋 659 点氧同位素(Tiedemann R et al., 1994);(c)—LN1 乔木/ 非乔木;(d)—LN1 蕨类百分比;(e)—LN1 阔叶树百分比;(f)—LN1 温带针叶林百分比(*Picea+Abies*)

(a)—summer solar radiation of north latitude 65 degrees in Northern hemisphere(Berge A et al., 1991);(b)—659 oxygen isotope Atlantic (Tiedemann R et al., 1994);(c)—LN1 AP/NAP;(d)—LN1 Fern percentage;(e)—LN1 broadleaf percentage;(f)—LN1 temperate coniferous forest percentage (*Picea+Abies*)

阳辐射量变化一直被认为是晚上新世-第四纪时期 气候周期性波动的重要参照(Maslin et al., 2015; Wilson et al., 2018)。2.0~1.4 Ma 时期,北半球的太阳辐射变化幅度减小,轨道效应变弱,相应的轨

道参数影响的 4 万年周期气候波动幅度也相对较弱,全球气候整体进入到一段约 0.6 Ma 的相对稳 定时期。这个过程可能与这一时期东亚季风区干旱 化有关,但具体原因仍不清楚。

约1.2 Ma 的全球气候调整又被称为中更新世 转型事件,此时期全球冰量整体增加了约15%,主 要为北半球贡献。与此同时,10万年的地球轨道偏 心率周期(米兰科维奇周期)取代了4万年的岁差周 期,标志着北半球冰盖周期正式取代了热带地区,成 为控制全球气候变化的主控因子(Head et al., 2005; Mudelsee et al., 1997; Raymo et al., 2006)。1.2 Ma 通常被认为是中更新世转型开始的 重要时间节点,也可能稍晚,在约1.05 Ma 或是 0.9 Ma前后发生全球冰量的增加及气候模式的改变 (Mudelsee et al., 1997), 而华北地区陆生植被在 1.2 Ma 的响应表现更加显著,主要表现为林地的减 少和草原的扩张(Zhou Xinying et al., 2018)。 LN1 的孢粉数据显示,华北地区的植被同样在 1.2 Ma 发生了近 3.0 Ma 以来最重要的改变,即由原来 开阔的森林或者森林草原景观彻底转变为以草甸草 原及典型草原为主的景观,这一过程与全球冰量的 增加和气候转型是基本同步的。

不过值得注意的是在约1.4 Ma,华北地区的植被系统已经出现了异常现象,其暗针叶林达到了前 所未有的比例。这一变化有可能与北方针叶林的南 下有关,也就是说在中更新世转型事件之前的0.2 Ma,华北地区就已经开始大幅度降温。由于华北乃 至中国整个季风区的冬季温度都是直接受西伯利亚 高压的影响,1.4 Ma前后华北地区的降温则更进一 步表明,北半球冬季的西伯利亚高压系统在这一时 期呈现更加活跃的状态,这个时间点比北极冰盖的 大规模增加早了0.2 Ma。这个现象并不是孤证,天 津G3 钻孔中的孢粉谱也同样显示了在1.4 Ma 前 后华北地区的降温(Zhou Xinying et al., 2018),由 此可以看出华北地区在约1.4 Ma 大幅度降温的记 录是可对比且具有普遍意义的。

与 2.0 Ma 前后的干旱化相类似,1.4 Ma 华北 地区的降温也可能与北半球 65°太阳辐射量的 4 万 年周期变率有关。综合对比显示,1.4 Ma 时期北半 球 65°的太阳辐射变化幅度开始显著增加,地球气 候系统受地球轨道变化的效应变强(Berger et al., 1991)。这个降温过程及其与 1.2 Ma 北极冰盖大 幅度增加之间的关联还不清楚,但是根据本文 LN1 及天津 G3 钻孔的孢粉数据(Zhou Xinying et al., 2018),可以推测华北地区冬季温度的下降要早于北极冰盖的增加。

5 结论

近 3 Ma 以来华北地区的植被演化与全球气候 系统的变化密切相关,其区域植被发生明显的变化, 表现为经历了4个主要发展过程,①约3~2 Ma为 以松、桦、栎、胡桃、榆等组成的落叶阔叶林,②约2 ~1.2 Ma 为以松、云杉、桦为主的针阔叶混交林,③ 约1.2~0.7 Ma为草甸草原,④0.7~0 Ma转变为 典型草原。华北地区植被的主要转型在 2 Ma, 也与 1.2 Ma 的气候事件吻合。北半球 65°的太阳辐射波 动幅度是调节全球气候周期性变幅的重要因子,当 其在约 2.0 Ma 波动幅度变小时,全球气候趋向稳 定,华北地区植被密度波动较小,冬季整体较为温 暖。而当其在 1.4 Ma 以后波动幅度变大时,季风 区冬季温度降低,季节性增强,植被密度和种群变化 增加。在中更新世转型时,北半球温度降低可能早 于冰盖的大幅度扩张及华北地区草原化,其中相差 约 0.2 Ma。

References

- Berger A, Loutre M F. 1991. Insolation values for the climate of the last 10 Million years. Quaternary Science Reviews, 10: 297 ~317.
- Bush M B, Flenley J R, Gosling W D. 2011. Tropical rainforest responses to climatic change. Chichester, UK: Springer praxis books, 1~441.
- Brigham-Grette J, Melles M, Minyuk P, Andreev A, Tarasov P, DeConto R, Koenig S, Nowaczyk N, Wennrich V, Rosén P, Haltia E, Cook T, Gebhardt C, Meyer-Jacob C, Snyder J, Herzschuh U. 2013. Pliocene warmth, polar amplification, and stepped pleistocene cooling recorded in NE Arctic Russia. Science, 340(6139): 1421~1427.
- Clemens S C, Murray D W, Prell W L. 1996. Nonstationary phase of the Plio-Pleistocene Asian monsoon. Science, 274 (5289): 943~948.
- Clark P U, Alley R B, Pollard D. 1999. Northern hemisphere icesheet influences on global climate change. Science, 286(5442): 1104~1111.
- Cuenca-Bescós G, Melero-Rubio M, Rofes J, Martínez I, Arsuaga J L, Blain H A, López-García J M, Carbonell E, Bermudez de Castro J M. 2011. The early-middle Pleistocene environmental and climatic change and the human expansion in Western Europe: A case study with small vertebrates (Gran Dolina, Atapuerca, Spain). Journal of Human Evolution, 60(4): 481~ 491.
- Demenocal P B. 1995. Plio-Pleistocene African climate. Science, 270: 53~59.
- Demenocal P B. 2004. African climate change and faunal evolution during the Pliocene-Pleistocene. Earth and Planetary Science Letters, 220: 3~24.
- Ding Z L, Sun J M, Yang S L, Liu T S. 1998. Preliminary magnetostratigraphy of a thick eolian red clay-loess sequence at Lingtai, the Chinese Loess Plateau. Geophysical Research Letters, 25(8): 1225~1228.
- Ding Zhongli, Yang Shiling, Sun Jiming, Liu Dongsheng. 1999. Re-

organization of atmospheric circulation at about 2. 6 Ma over Northern China. Quaternary Sciences, 19(3): $277 \sim 281$ (in Chinese with Einglish abstract).

- Ding Z L, Derbyshire E, Yang S L, Sun J M, Liu T S. 2005. Stepwise expansion of desert environment across northern China in the past 3. 5 Ma and implications for monsoon evolution. Earth and Planetary Science Letters, 237: 45~55.
- Edwards E J, Osborne C P, Strömberg C A E, Smith S A, C₄ Grasses Consortium. 2010. The origins of C₄ grasslands: Integrating evolutionary and ecosystem science. Science, 328 (5978): 587~591.
- Elderfield H, Ferretti P, Greaves M, Crowhurst S, McCave I N, Hodell D, Piotrowski A M. 2012. Evolution of ocean temperature and ice volume through the mid-Pleistocene climate transition. Science, 337(6095): 704~709.
- Guo Z T, Liu T S, Fedoroff N, Wei L Y, Ding Z L, Wu N Q, Lu H Y, Jiang W Y, An Z S. 1998. Climate extremes in loess of China coupled with the strength of deep-water formation in the North Atlantic. Global and Planetary Change, 18: 113~128.
- Gu Zhaoyan, Ding Zhongli, Xiong Shangfa, Liu Dongsheng. 1999. A senen million geochemical record from chinese Red-Clay and Loess-Paleosol sequence: Weathering and erosion in Northwestern China. Quaternary Sciences, 19(4): 357~365 (in Chinese with Einglish abstract).
- Head M J, Gibbard P L. 2005. Early-middle Pleistocene transitions: An overview and recommendation for the defining boundary. Geological Society, London, Special Publications, 247: 1~18.
- Hofreiter M, Stewart J. 2009. Ecological change, range fluctuations and population dynamics during the Pleistocene. Current biology, 19(14): 584~594.
- Hill D J, Bolton K P, Haywood A M. 2017. Modelled ocean changes at the Plio-Pleistocene transition driven by Antarctic ice advance. Nature Communications, 8: 14376.
- Kukla G, Cílek V. 1996. Plio-Pleistocene megacycles: Record of climate and tectonics. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 120: 171~194.
- Kurtén B. 2007. Pleistocene mammals of Europe. New Brunswick and London: Aldine Transaction, 1~270.
- Lawrence K T, Liu Z, Herbert T D. 2006. Evolution of the eastern tropical Pacific through Plio-Pleistocene glaciation. Science, 312 (5770): 79~83.
- Li X Q, Shang X, Dodson J, ZhouX Y. 2009. Holocene agriculture in the Guanzhong basin in NW China indicated by pollen and charcoal evidence. The Holocene, 19(8): 1213~1220.
- Mudelsee M, Schulz M. 1997. The mid-Pleistocene climate transition: Onset of 100 ka cycle lags ice volume build-up by 280 ka. Earth and Planetary Science Letters, 151: 117~123.
- Marlow J R, Lange C B, Wefer G, Rosell-Melé A. 2000. Upwelling intensification as part of the Pliocene-Pleistocene climate transition. Science, 290: 2288~2291.
- Marshall S J, James T S, Clarke G K. 2002. North American ice sheet reconstructions at the Last Glacial Maximum. Quaternary Science Reviews, 21: 175~192.
- Maslin M A, Brierley C M. 2015. The role of orbital forcing in the early middle Pleistocene transition. Quaternary International, 389: 47~55.
- Niu Shaowu, Xin Houtian, Liu Huan, Wang Guoming. 2018. Establishment of the Huainan system (Tonian Period) in Northen China Platform. Geological Survey and Research, 41 (04): 241~257(in Chinese with Einglish abstract).
- Pagani M, Freeman K H, Arthur M A. 1999. Late Miocene atmospheric CO₂ concentrations and the expansion of C₄ grasses. Science, 285(5429): 876~879.
- Popescu S M, Biltekin D, Winter H, Suc J P, Melinte-Dobrinescu M C, Klotz S, Rabineau M, Combourieu-Nebout N, Clauzon G, Deaconu F. 2010. Pliocene and lower Pleistocene vegetation and climate changes at the European scale: Long pollen records and climatostratigraphy. Quaternary International, 219: 152

 $\sim 167.$

- Qi Jiafu. 2004. Two tectonic systems in the cenozoic Bohai bay basin and their genetic interpretation. Geology in China, 31(1): $15 \sim$ 21(in Chinese with Einglish abstract).
- Raymo M E, Lisiecki L E, Nisancioglu K H. 2006. Plio-Pleistocene ice volume, Antarctic climate, and the global δ^{18} O record. Science, 313: 492~495.
- Schefuβ E, Schouten S, Jansen J H F, Damsté J S S. 2003. African vegetation controlled by tropical sea surface temperatures in the mid-Pleistocene period. Nature, 422; 418~421.
- Sun Y B, An Z S. 2005. Late Pliocene-Pleistocene changes in mass accumulation rates of eolian deposits on the central Chinese Loess Plateau. Journal of Geophysical Research, Atmospheres, 110: D23101.
- Sosdian S, Rosenthal Y. 2009. Deep-sea temperature and ice volume changes across the Pliocene-Pleistocene climate transitions. Science, 325:306~310.
- Tiedemann R, Sarnthein M, hackleton N J. 1994. Astronomic timescale for the Pliocene Atlantic δ^{18} O and dust flux records of ocean drilling program site 659. Palaeoceanography, 9: 619 \sim 638.
- Tang Liangjie, Wan Guimei, Zhou Xinhuai, Jin Wenzheng, Yu Yixin. 2008. Cenozoic geotectonic evolution of the Bohai basin. Geological Journal of China Universities, 14(2):191~198(in Chinese with Einglish abstract).
- Tan N, Ladant J B, Ramstein G, Dumas C, Bachem P, Jansen E. 2018. Dynamic Greenland ice sheet driven by pCO₂ variations across the Pliocene Pleistocene transition. Nature Communications, 9: 4755.
- Wang Qiang, Liu Lijun, Wang Weidong, Xu Haizhen, Sun Weiyi. 2004. The mechanism of quaternary palaeoenvironmental changein Circum-Bohai-Sea region and North China Plain. Geological Survey and Research, 27(3): 129~138(in Chinese with Einglish abstract).
- Wang Pinxian. 2009. Global monsoon in a geological perspective. Chinese Science Bulletin, 54(5): 535 ~ 556 (in Chinese with Einglish abstract).
- Wilson D J, Bertram R A, Needham E F, Flierdt T van de, Welsh K J, McKay R M, Mazumder A, Riesselman C R, Jimenez-Espejo F J, Escutia C. 2018. Ice loss from the east Antarctic ice sheet during late Pleistocene interglacials. Nature, 561: 383 ~386.
- Xiao J L, Wu J T, Si B, Liang W D, Nakamura T, Liu B L, Inouchi Y. 2006. Holocene climate changes in the monsoon/ arid transition reflected by carbon concentration in Daihai lake of Inner Mongolia. The Holocene, 16: 551~560.
- Xu Q H, Li Y C, Tian F, Cao X Y, Yang X L. 2009. Pollen assemblages of Tauber traps and surface soil samples in steppe area of China and their relationship with vegetation and climate. Review of Palaeobotany and Palynology, 153: 86~101.
- Xu Q H, Xiao J L, Li Y C, Tian F, Nakagawa T. 2010. Pollenbased quantitative reconstruction of Holocene climate changes in the Daihai lake area, Inner Mongolia, China. Journal of Climate, 23(11): 2856~2868.
- 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. Quaternary Science Reviews, 149: 151~166.
- Xu Jie, Zhou Bengang, Ji Fengju, Gao Xianglin, Lv Yuejun, Wang Mingming, Chen Guoguang. 2011. A primary study on the neotectonic pattern of the Baohai area in China. Acta Petrolel Sinica, 32(3):442~449(in Chinese with Einglish abstract).
- Ying Junsheng, Chen Mengling. 2011. Plant Geography of China. Shanghai: Shanghai Scientific and Technical Publishers, 1~310 (in Chinese with Einglish abstract).
- Yuan Guibang, Xu Qinmian, Wang Yan, Yang Jilong, Qin Yafei, Du Dong. 2014. Magnetostratigraphy and tectonic significance

of Bg10 borehole in northern coast of Bohai bay. Acta GeologicaSinica, 88(2): $285 \sim 298$ (in Chinese with Einglish abstract).

- Zachos J, Pagani M, Sloan L, Thomas E, Billups K. 2001a. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. Science, 292(5517): 686~693.
- Zachos J C, Shackleton N J, Revenaugh J S, Pälike H, Flower B P. 2001b. Climate response to orbital forcing across the Oligocene-Miocene boundary. Science, 292(5515): 274~278.
- Zhou X Y, Yang J L, Wang S Q, Xiao G Q, Zhao K L, Zheng Y, Shen H, Li X Q. 2018. Vegetation change and evolutionary response of large mammal fauna during the mid-Pleistocene transition in temperate northern East Asia. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 505: 287~294.

文 献

丁仲礼,杨石岭,孙继敏,刘东生. 1999. 2.6 Ma前后大气环流重 构的黄土-红粘土沉积证据. 第四纪研究,19(3):277~281. 顾兆炎,丁仲礼,熊尚发,刘东生. 1999. 灵台红粘土和黄土-古土 壤序列的地球化学演化. 第四纪研究, 19(4): 357~365.

- 牛绍武,辛后田,刘欢,王国明. 2018.论中国拉伸纪淮南系的建立. 地质调查与研究,41(04):241~257.
- 漆家福. 2004. 渤海湾新生代盆地的两种构造系统及其成因解释. 中国地质,31(1):15~22.
- 汤良杰, 万桂梅, 周心怀, 金文正, 余一欣. 2008. 渤海盆地新生代 构造演化特征. 高校地质学报, 14(2): 191~198.
- 王强,刘立军,王卫东,徐海振,孙维义.2004.环渤海地区及华北 平原第四纪古环境变迁机制.地质调查与研究,27(3):129 ~138.
- 汪品先. 2009. 全球季风的地质演变. 科学通报, 54(5): 535~556.
- 徐杰,周本刚,计凤桔,高祥林,吕悦军,王明明,陈国光. 2011.
- 渤海地区新构造格局.石油学报,32(3):442~449. 应俊生,陈梦玲.2011.中国植物地理.上海:上海科学技术出版 社,1~310.
- 袁桂邦, 胥勤勉, 王艳, 杨吉龙, 秦雅飞, 杜东. 2014. 渤海湾北岸 Bg10 孔磁性地层研究及其构造意义. 地质学报, 88(2): 285 ~298.

Characteristics of vegetation evolution and its driving factors since 3 Ma in North China

HU Yunzhuang^{*1)}, YANG Jilong¹⁾, LI Ying¹⁾, ZHOU Xinying²⁾, LIU Hongwei¹⁾, SHANG Zhiwen¹⁾

1) Tianjin Center, China Geological Survey, Key Laboratory of Coast Geo-environment, China Geological Survey,

Tianjin, 300170;2) Key Laboratory of Vertebrate Evolution and Human Origins of Chinese Academy of Sciences,

Institute of Vertebrate Paleontology and Paleoanthropology, Beijing, 100044

* Corresponding author: huyunzhuang@163.com

Abstract

The formation process of the Quaternary glacial and interglacial cycles, and the response and evolution process of the terrestrial vegetation system are key issues in global research on geological timescales. This paper reconstructs the regional vegetation evolution process since the past 3 Ma by using 121 high-quality pollen data from borehole of LN1 in the north part of North China. The study results indicate that the regional vegetation has experienced four major development processes. The climate was relatively warm and humid during the $3 \sim 2$ Ma and the vegetation was deciduous broad-leaved forest, mainly composed of pine, birch, alfalfa, walnut, and alfalfa. The vegetation changed sharply such that the proportion of coniferous forest expanded and the broad-leaved forest decreased in the area around 2 Ma. The vegetation changed to coniferous and broad-leaved mixed forest dominated by pine, spruce and birch during $2 \sim 1.2$ Ma. During the mid-Pleistocene global climate transition period, the regional vegetation changed rapidly, transforming into a shrubland of sap trees at about 1. $2 \sim 0.7$ Ma. After 0.7 Ma, the regional climate was further dry and the regional environment changed to typical grassland vegetation landscape around 0.7 Ma. The vegetation changes in the region reflect the trend of aridification and cooling in the North China Plain with prominent climate events at 3 Ma 2.0 Ma, 1.2 Ma, and 0.7 Ma. These results reflect that the vegetation evolution process and the gradual decrease of monsoon coincide with the rapid expansion of the Arctic ice sheet since nearly 3 Ma in North China.

Key words: Quaternary; North China; palaeomagnetic age; vegetation evolution; climate evolution