科学通报 2009 年 第 54 卷 第 19 期: 2895 ~ 2901
专题: 古人类学与史前考古研究 论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE IN CHINA PRESS

泥河湾盆地东谷坨遗址古人类生存环境探讨

裴树文[①②], 李潇丽[③], 刘德成[①②], 马宁[①②], 彭菲[①②④]

① 中国科学院古脊椎动物与古人类研究所, 北京 100044;
② 中国科学院人类演化与科技考古联合实验室, 北京 100044;
③ 北京自然博物馆, 北京 100050;
④ 中国科学院研究生院, 北京 100049
E-mail: peishuwen@ivpp.ac.cn

2009-07-03 收稿, 2009-09-03 接受
国家自然科学基金(批准号: 40672119)、国家重点基础研究发展计划(编号: 2006CB806400)、科技部科技基础性工作专项基金(编号: 2007FY110200)和北京市自然科学基金(批准号: 5072017)资助项目

摘要 东谷坨遗址地处泥河湾盆地东部边缘, 是该地区发掘次数和出土遗物最多的早更新世旧石器遗址之一. 对该遗址 2000~2001 年发掘地层剖面的孢粉、粒度和磁化率以及氧化铁的分析表明, 该遗址总体属于湖滨沉积环境, 泥河湾层大致经历了 4 个环境变化阶段, 气候由温暖湿润的森林草原环境→温凉湿润的森林草原环境→温凉较干的森林草原环境→温暖湿润的森林环境, 适宜古人类生存, 湖平面经历了相对较高→降低→升高→降低的过程, 代表了泥河湾湖盆的扩展和收缩过程; 湖泊消亡后为冷干疏树草原环境. 古人类在该遗址活动的时间发生在距今约 1.10 Ma, 对应于环境演化的早期 3 个阶段; 古人类集中活动于湖平面相对较低的时期, 生存方式由零星的石制品打制→原料采集→集中的石器制作和狩猎并肢解动物等生活活动. 该项研究对深入探讨环境变化对古人类活动的影响以及早期人类对该遗址的利用方式具有重要意义.

关键词
早更新世
生存环境
古人类活动
东谷坨遗址
泥河湾盆地

近年来, 有关早期人类演化及其行为模式的阶段性变化, 尤其是更新世环境变化对古人类体制特征和技术演化的影响逐渐成为国际古人类学和第四纪环境学研究领域关注的热点 [1~3]. 然而, 环境因素对古人类迁徙、扩散和技术演化过程中的具体影响方式和作用机制尚不清楚. 泥河湾盆地位于华北平原与内蒙古高原的过渡地带, 自 1927 年Barbour等人 [4] 将该地区河湖相地层命名为泥河湾层(Nihowan Beds)以来, 学者们就分别从地层学、哺乳动物学、年代学和古环境学等方面对该地区的河湖相地层所蕴涵的年代和古环境信息进行了解释, 并取得了举世瞩目的成果 [5~10]. 随着盖培和卫奇 [11]在泥河湾村西侧上沙咀村北的砂砾石层里发现 1 件石制品以及后来著名的小长梁遗址的发现 [12]以来, 又有 40 多处旧石器遗址相继被发现和发掘. 作为中国华北早更新世旧石器遗址的最集中分布地, 泥河湾盆地成为建立中国北方早更新世古人类扩散、技术发展序列以及早期人类对自然环境适应性的理想地区 [13,14].

以往对泥河湾盆地的研究主要集中在湖盆形成的机制、过程和古气候演化等方面, 直接从早期人类生活遗址获得的古环境资料比较零星, 仅有少数学者通过孢粉分析对个别遗址古人类生存的环境背景进行探讨 [15~17]. 东谷坨遗址是泥河湾盆地内发掘次数和出土遗物最多的旧石器遗址之一, 在研究古人类于早更新世在泥河湾盆地的扩散和技术交流具有重要意义 [18,19]. 有学者曾对东谷坨一带的磁性地层和年代进行了研究 [20,21], 而古人类生存的环境背景则有待揭示. 本文通过对该遗址 2000~2001 年发掘地层剖面孢粉、粒度、磁化率和氧化铁等气候代用指标的分析, 揭示古人类活动时期的气候变化过程, 并就

引用格式: 裴树文, 李潇丽, 刘德成, 等. 泥河湾盆地东谷坨遗址古人类生存环境探讨. 科学通报, 2009, 54: 2895~2901
Pei S W, Li X L, Liu D C, et al. Preliminary study on the living environment of hominids at the Donggutuo site, Nihewan Basin. Chinese Sci Bull, 2009, 54: 3896－3904, doi: 10.1007/s11434-009-0646-9

古人类活动和环境变化的关系进行初步的探讨.

1 东谷坨遗址地层、年代与考古学概况

东谷坨遗址位于河北省阳原县大田洼乡东谷坨村西北约 4 km处, 地理坐标为 40°13'22"N, 114°40'11"E(图 1), 文化遗物产出于高出桑干河水面 125 m, 距岑家湾湖积台地[4]表面深为 45 m的泥河湾层中[18]. 东谷坨剖面总厚约 44.8 m, 主体为泥河湾湖相地层(厚 37.4 m), 湖相地层之上依次覆盖着末次间冰期古土壤(厚 2.9 m)和末次冰期黄土(厚 4.5 m), 湖相地层下伏侏罗系火山碎屑岩[20]. 东谷坨遗址处于剖面的底部, 厚度在 6.5 m以上, 泥河湾层为东谷坨剖面下部湖滨沉积, 厚约 5.65 m, 泥河湾层之上覆盖 0.85 m厚的马兰黄土, 底部覆盖在下伏侏罗系火山碎屑岩之上, 地层剖面如下.

1 马兰黄土 0~85 cm

2 灰色粉砂质黏土层, 结构均一, 中上部发育水平层理, 局部波状层理 85~160 cm

3 棕黄色砂质粉砂层, 结构疏松, 下部砂质含量增加, 局部可见细砂呈团块状集中展布, 上部发育弱的波状层理 160~210 cm

4 灰黄色细砂层, 下部含小砾石, 结构疏松, 粒度自下而上减小. 层内可见零星钙质结核, 大小在 3~4 mm 左右. 底部局部有冲刷现象, 可见弱的斜层理, 上部发育弱的水平层理 210~280 cm

5 灰色黏土层, 结构致密, 胶结坚硬, 发育水平层理 280~320 cm

6A 浅黄色-灰黄色粉砂层, 结构均一. 下部含零星小砾石和钙质结核, 可见弱的波状层理, 底部局部可见冲刷现象. 含少量石制品和大量动物碎骨 320~436 cm

6B 灰色黏土质粉砂层, 结构致密, 胶结坚硬, 发育弱的水平层理和波状层理. 出土零星石制品和动物碎骨 436~450 cm

6C 灰黄色砂质粉砂层, 局部夹细砂条带, 层内发育弱的水平层理. 与下伏地层接触面处多见含砾粗砂, 局部发育斜层理. 出土丰富石制品和动物碎骨 450~555 cm

6D 灰黄色黏土质粉砂层, 层内充填大量(角)砾石; 砾石成分以白云岩和角砾岩为主, 无分选, 砾径最大可达 30 cm 以上, 总体以 3~5 cm 居多, 磨圆以棱角和次棱角状为主, 与下伏地层接触面处有冲刷现象. 出土大量石制品和少量动物碎骨 555~605 cm

6E 灰-灰黑色黏土层, 质地均一, 分布连续, 发育水平层理, 与下伏地层不整合接触. 含零星石制品 605~650 cm

7 灰紫-紫红色火山碎屑岩, 未见底 650 cm~

东谷坨遗址文化层(6A~6E)位于松山(Matuyama)/布容(Brunhes)极性转换期之下, 哈拉米洛(Jaramillo)正极性亚时底界处于文化层上部约 2 m, 古地

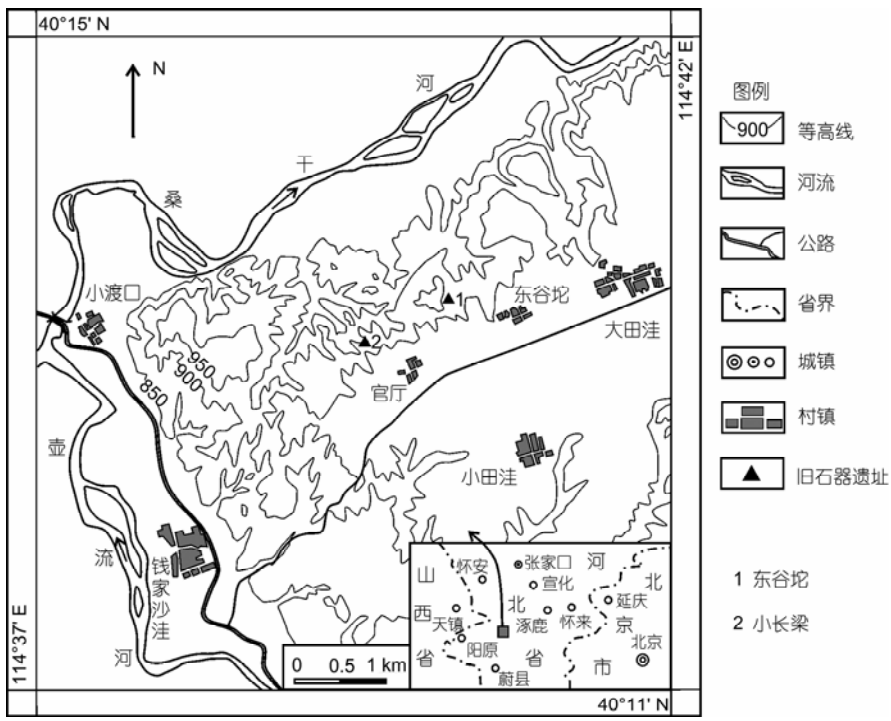

图 1 东谷坨遗址地理位置图

磁测定古人类在该遗址活动的时间发生在距今约1.10 Ma[21].

该遗址先后经过6次系统发掘, 出土1万余件石制品和大量的哺乳动物化石, 古人类在该地从事石制品打制和狩猎活动, 石制品主要由石片和片状断块组成, 还包括少量石核和石器, 石器主要包括边刮器、凹缺器、尖状器、端刮器和雕刻器等[19,22,23]. 卫奇[24]认为东谷坨的石制品显示了相对进步的台面修理技术, 并出现了一组精致的尖状器, 表现出显著的进步色彩. 一批定型化预制石核(东谷坨石核)的出现, 标志着东谷坨遗址的古人类已经跨越了通过简单打片获取石片或石核工具的初级技术阶段[22], 这不仅为研究早更新世东西方古人类扩散、技术交流提供了良好的材料, 而且还可能为东北亚、北美细石器的"华北起源说"提供依据[25]. 也有学者强调东谷坨石器工业包含的小石片和石片石器为古人类随意打制所为[19,26].

2 古环境变化记录分析

我们采用孢粉分析、粒度、磁化率和氧化铁等多项气候代用指标来探讨古人类活动时期的环境背景.

2.1 孢粉分析

我们在遗址发掘区T1剖面西壁共采集了96个孢粉样品, 文化层间隔5 cm, 非文化层间隔10 cm. 孢粉组分分析表明, 木本植物花粉占有绝对优势, 最低百分含量在47.4%, 最高达87.9%, 平均含量74%. 乔木为以松属、桦属、冷杉属和铁杉属为主的针叶阔叶林树种, 占孢粉总量的69.4%, 间断出现胡桃属、栎属和榆属等喜暖湿的温带落叶阔叶类花粉. 草本和灌木植物花粉以蒿属、藜科、禾本科和麻黄属为主, 平均含量14.9%. 蕨类植物孢子在整个地层发育都占有一定比例, 平均含量为7.2%. 喜水湿的莎草科花粉也占有少量比例, 平均含量为2.1%, 最高甚至达到16.2%. 总体属于以松属+桦属+冷杉+蒿属+藜科组合为主的植被类型, 为湿润条件下的森林或森林草原植被环境, 自下而上大致可划分为5个孢粉段(图2).

第Ⅰ孢粉段: 由6E1~6E9共9个样品组成, 控制深度为6.5~6.1 m. 该段孢粉组合主要以乔木植物花粉为主, 占76.2%, 以松属+桦属+冷杉+铁杉组合为主, 间或出现榆属、栎属和胡桃属喜暖湿的落叶阔叶类花粉; 草本和灌木植物花粉占17.5%, 以藜科+蒿属+禾本科+莎草科为主, 含有少量的菊科和麻黄属等耐旱植物花粉; 蕨类植物孢子占6.3%. 总体反映了较暖湿的气候环境, 属以松科为代表的针叶阔叶林暖温带森林草原环境.

第Ⅱ孢粉段: 由6B1~6D10共34个样品组成, 控制深度为6.1~4.4 m. 本段乔木植物花粉占73.6%, 以松属+桦属+冷杉+铁杉组合为主, 间或出现榆属、栎属和胡桃属花粉; 草本和灌木植物花粉占20%, 以藜科+蒿属+禾本科+莎草科为主, 含有少量的菊科和麻黄属等耐旱植物花粉; 蕨类植物孢子占6.2%. 乔木所占的比例略低于第Ⅰ孢粉段, 草本中的藜科和蒿属均有所增加. 总的植被组合变化不大, 但花粉组合中各科属所占比例变化较大, 可能暗示气候存在一定的波动, 湿度较第Ⅰ孢粉段降低, 属温凉气候条件下的森林草原环境.

第Ⅲ孢粉段: 由5-1~6A23共28个样品组成, 控制深度为4.4~2.85 m. 本段乔木植物花粉占70%, 以松属+桦属+冷杉+铁杉组合为主, 间或出现榆属、栎属和胡桃属喜暖湿的落叶阔叶类花粉; 草本和灌木植物花粉占21.2%, 以藜科+蒿属+禾本科+莎草科为主, 含有少量的菊科和麻黄属等耐旱植物花粉; 蕨类植物孢子占8.9%. 本孢粉段乔木所占的比例进一步降低, 并且从下向上逐渐减少, 最低不足50%, 松科花粉所占比例降低, 而桦属所占比例明显上升, 最高达到16.9%. 草本中的蒿属在整个剖面中达到最高, 平均含量为10%, 最高达到22.7%, 反映气候向凉干方向发展, 属温凉较干气候条件下的暖温带森林草原环境.

第Ⅳ孢粉段: 由2-1~4-14共22个样品组成, 控制深度为2.85~0.9 m. 乔木植物花粉所占比例上升到81%, 以松属+桦属+冷杉+铁杉组合为主, 间或出现榆属、栎属和胡桃属喜暖湿的落叶阔叶类花粉; 草本和灌木植物花粉比例下降为12.7%, 以藜科+蒿属+禾本科+莎草科为主, 断续出现少量的菊科和麻黄属等耐旱植物花粉; 蕨类植物孢子占8.9%. 本孢粉段乔木所占的比例明显增加, 占有绝对优势, 松属花粉平均含量达到59.9%, 最高接近70%, 反映气候变得湿润, 属温暖湿润气候条件的森林环境.

第Ⅴ孢粉段: 由1-1, 1-3和1-5共3个样品组成, 控制深度为0.9~0.65 m. 本孢粉段乔木植物花粉所占比例下降为56.3%, 以松属+桦属+冷杉+铁杉组合为主; 草本和灌木植物花粉比例上升为35%, 以藜科+

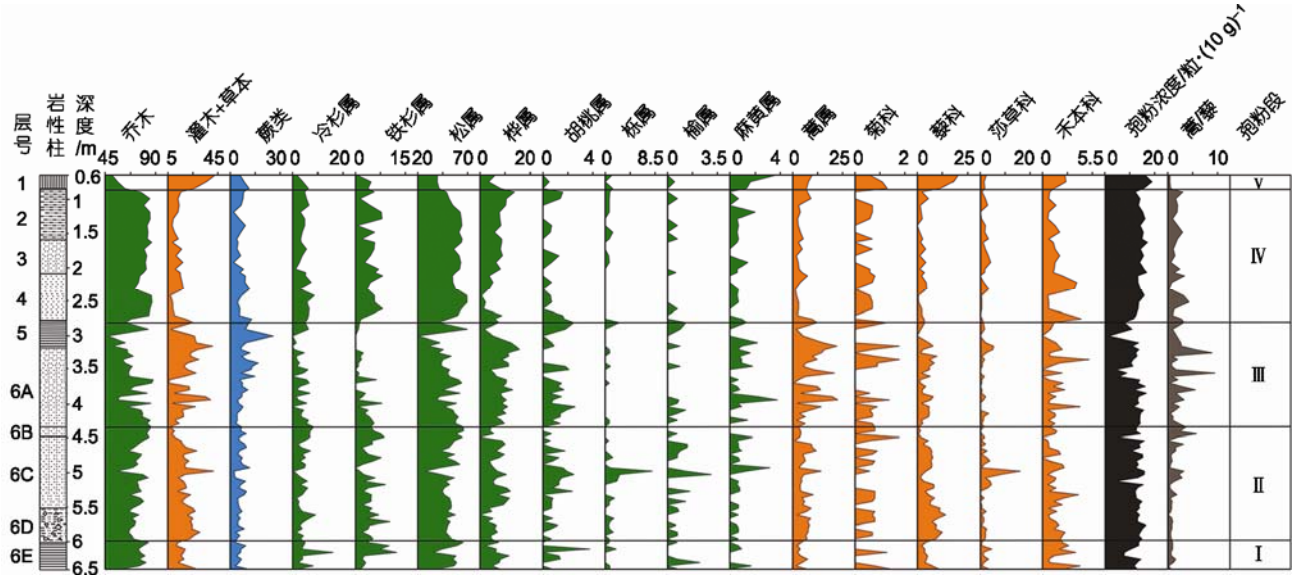

图 2 东谷坨遗址剖面孢粉组合

蒿属+禾本科为主，菊科和麻黄属等耐旱植物花粉含量增加. 本孢粉段草本所占的比例明显增加，森林退化，气候相对冷干，反映了冷干气候条件下的疏树草原环境.

2.2 粒度和磁化率

粒度组成和磁化率强度是沉积物特征的重要指标，作为古环境的代用指标常被应用到第四纪环境的研究中[27,28]. 近年来，对湖泊沉积物磁化率与粒级组分的相关性研究表明，在以外源碎屑输入为主的湖泊沉积中，磁化率变化主要受控于外缘铁磁性矿物，其大小的变化反映了湖平面的升降变化，蕴涵着特定的古气候信息[29]. 我们在东谷坨遗址剖面 60 cm 深度以下按照 5 cm间隔共采取 118 个样品，进行粒度和质量磁化率(xlf)测试.

测试结果表明，沉积物总体以粉砂(2~63 μm)和极细砂(63~125 μm)为主，黏土(<2 μm)含量在 10%以下，粗颗粒物质含量较少，平均粒径多在 50~100 μm 之间；沉积物分选较差，分选系数(σ)在 1.1~2.6 之间，偏度值(SK_1)多集中在 0.2~0.4 之间，显示正偏态特征；峰态(Ka)多处在 0.7~1.9 之间. 沉积物磁化率值普遍较低，处在 3.0×10^{-5}~31.1×10^{-5}SI 之间，平均 11.9×10^{-5}SI. 沉积序列小于 7.5 μm 的颗粒百分含量与磁化率值基本呈反相关关系，含量低值对应磁化率的高峰. 颗粒平均粒径、30~60 和 35~225 μm 间的颗粒含量与磁化率值大致呈正相关关系，平均粒径大，35~225 μm 间颗粒含量高，沉积物磁化率也相对较高. 根据样品粒度和磁化率值，也可以把剖面自下而上分成与孢粉一致的 5 个阶段(图 3):

第 I 阶段: 相当于剖面第 6E 层，沉积物粒度较细，磁化率较低，表明本段水动力条件较弱，水位相对较高，气候相对温暖湿润，湖岸线向陆扩展.

第 II 阶段: 相当于剖面第 6D~6B 层，下部 6D 层内包含大量(角)砾石，表明本段早期水动力条件相对较强，湖岸线后退，陆源碎屑物进积. 到后期 6C 和 6B 层沉积时期，细颗粒物质相对稳定，平均粒径、粗颗粒物质和磁化率存在一定的波动，表明水动力条件可能存在一定的变化.

第III阶段: 相当于剖面第 6A~5 层，粒度和磁化率逐渐降低，<7.5 μm 细颗粒物质达到剖面最高值，表明水动力条件变弱，水位逐渐升高，湖岸线向陆扩展.

第IV阶段: 相当于剖面第 2~4 层，早期沉积颗粒较粗，湖岸线后退，水动力较强，水位相对较低；后期粒度和磁化率降低，水动力条件减弱，气候转向相对湿润，湖岸线向陆扩展.

第V阶段: 相当于剖面第 1 层，为湖泊消亡后的马兰黄土堆积，磁化率较高.

2.3 氧化铁特征

铁元素在沉积过程中形态的变化受环境因素影响而变化，常被看作环境指示元素之一，而Fe^{2+}, Fe^{3+}

的相互转化关系作为推算古温度的标志[30,31]. 泥河湾古湖的岩心沉积物铁相对富集, 是反映气候环境的敏感元素之一[32]. 我们在东谷坨遗址剖面 60 cm深度以下按照 5 cm间隔共采取 118 个样品, 进行全岩样品的氧化铁测试, 其丰度见表 1.

从铁元素的丰度值来看, FeO 的含量在 0.56%~1.40%, 平均值 0.77%; Fe_2O_3 的含量在 1.11%~5.73%之间, 平均值 3.32%; 全铁含量分布在 2.06%~6.37%之间, 平均值为 4.17%; Fe^{3+}/Fe^{2+}比值在 0.93~10.05 之间, 平均值 4.39. 与井儿洼剖面记录的泥河湾古湖自 2.0 Ma以来泥河湾层铁元素丰度[32]相比, 处于湖滨的东谷坨遗址沉积物相对富集铁, 总体以氧化环境为主. Fe_2O_3, FeO, TFe(全铁含量)含量以及 Fe^{3+}/Fe^{2+}比值和古温度在垂向上的变化规律亦可划分为与粒度和磁化率相一致的 5 个阶段(图 3)

第 I 阶段: 沉积物为灰黑色黏土. FeO 含量为 0.62%~1.1%, 平均 0.78%; Fe_2O_3 含量为 3.92%~4.82%, 平均为 4.44%; TFe 含量为 4.74%~5.89%, 平均 5.31%; Fe^{3+}/Fe^{2+}比值 3.86~7.77, 平均为 5.89, 年平均气温较高, 平均为 10.07℃. FeO 和 Fe_2O_3 含量以及 Fe^{3+}/Fe^{2+}比值均高于剖面平均值, 表明本段气候相对温暖湿润, 沉积环境以氧化环境为主, 风化作用相对较强, 较多的铁被带入湖区.

第 II 阶段: 沉积物为灰-灰黄色粉砂层. 本层 FeO 含量低于剖面平均值 0.77%, Fe_2O_3, TFe 和 Fe^{3+}/Fe^{2+}比值均高于剖面平均值且存在较大波动. 下部 6D 层内含大量(角)砾石, Fe_2O_3 含量、全铁含量和 Fe^{3+}/Fe^{2+}比值均处于剖面的最大值, 其中 Fe^{3+}/Fe^{2+}比值平均为 7.26, 平均温度为 12.4℃, 表明本段早期温度较高, 风化作用较强, 为温暖气候条件下氧化沉积环境; 本段上部 Fe_2O_3 和 TFe 含量均较下部明显降低, FeO 含量相对升高, Fe^{3+}/Fe^{2+}比值平均为 4.26, 略低于 4.39 的剖面平均值, 年均气温也下降为 7.28℃, 略低于目前的 7.5℃的年均气温, 表明本段后期气温转凉, 风化作用减弱, 为温凉气候条件下相对较弱的还原环境.

第III阶段: 本段早期(6A 层)为浅黄色粉砂层, FeO 含量为 0.56%~1.20%, 平均 0.70%; Fe_2O_3 含量为 1.11%~2.54%, 平均含量为 1.97%; TFe 含量为 2.06%~3.39%, 平均含量为 2.75%; Fe^{3+}/Fe^{2+}比值 0.93~3.58, 平均为 2.90, 年平均气温为 4.96℃; FeO, Fe_2O_3 和 TFe 含量以及 Fe^{3+}/Fe^{2+}比值均为剖面的最低值, 表明本段早期

表 1 东谷坨遗址沉积物与泥河湾层[32]中铁的丰度比较

名称	FeO(%)		Fe_2O_3(%)		(FeO +Fe_2O_3)(%)		Fe^{3+}/Fe^{2+}	
	东谷坨	井儿洼	东谷坨	井儿洼	东谷坨	井儿洼	东谷坨	井儿洼
范围值	0.56~1.40	0.53~4.29	1.11~5.73	0.99~7.27	2.06~6.37	1.82~8.85	0.93~10.05	0.45~5.54
平均值	0.77	1.62	3.32	2.63	4.17	4.24	4.39	1.55
标准偏差	0.15	0.39	1.05	0.62	1.09	0.72	1.53	0.57

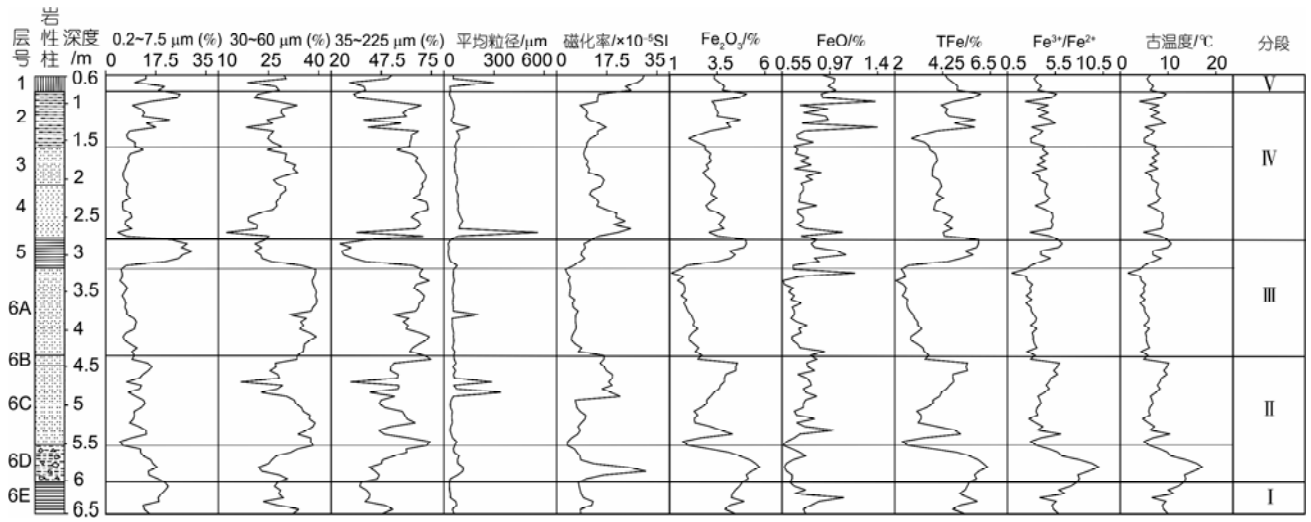

图 3 东谷坨遗址剖面粒度、磁化率和氧化铁含量变化曲线

气温较低, 风化作用较弱, 为温凉条件下的还原环境. 上部第 5 层为灰色黏土层, FeO, Fe_2O_3和 TFe 含量均明显较下部增高, Fe^{3+}/Fe^{2+}比值平均为 4.73, 高于剖面平均值, 年平均气温为 8.08℃, 表明该段后期温度回升, 风化作用增强, 为弱的氧化环境.

第IV阶段: 本段下部(3~4 层)为棕-灰黄色细砂, FeO 的含量为 0.66%~1.09%, 平均 0.76%; Fe_2O_3的含量为 2.77%~3.90%, 平均含量为 3.26%; TFe3.64%~4.72%, 平均含量为 4.10%; Fe^{3+}/Fe^{2+}比值 2.82~5.27, 平均为 4.39, 年平均气温为 7.51℃. FeO, Fe_2O_3和 TFe 含量均低于剖面平均值, Fe^{3+}/Fe^{2+}比值和年均气温与剖面平均值持平. 本段上部(第 2 层)为灰色粉砂质黏土层, FeO, Fe_2O_3和 TFe 含量比下部明显增加, Fe^{3+}/Fe^{2+}比值 2.35~5.61, 平均为 4.11, 略低于剖面平均值, 年平均气温 7.03℃且存在较大波动, 反映本段后期气候转凉, 为温暖气候条件下较弱的还原环境.

第V阶段: 本层为湖泊消亡后的马兰黄土堆积, FeO, Fe_2O_3和 TFe 含量均高于剖面平均值, Fe^{3+}/Fe^{2+}比值则低于剖面平均值, 年均气温为 6.26℃, 表明气温转冷, 风化作用较强, 为冷干气候条件下还原环境.

3 环境变化与人类活动

从孢粉分析结果和气候代用指标的分析结果来看, 它们所反映的古气候变化状况基本是一致的, 这证明我们对于古气候的分析是可信的. 在此基础上, 我们重建了东谷坨遗址古人类活动的环境演变过程(表 2).

从表 2 可以看出, 在沉积开始期的第 6E 层即第 I 阶段, 气候相对温暖湿润, 降水量较大, 湖面相对较高, 地层内仅发现 1 件石制品, 表明该阶段古人类在该遗址有石器打制活动, 推测石制品为人类丢弃所为. 随后进入第 II 阶段, 气候向温凉转变, 湖岸线后退, 湖平面降低, 早期地层(6D)内包含大量(角)砾石, 为古人类制作石制品提供了原料, 层内出土少量石制品和少量动物碎骨, 表明古人类在该期进行了原料采集和一定规模的石器制作活动, 并可能有狩猎活动; 晚期也就是 6B和 6C层沉积期, 层内出土丰富的石制品和动物碎骨, 表明该期是古人类集中活动期, 推测除了从事石器制作活动外, 古人类还进行了动物肢解等生活活动. 进入第III阶段, 早期环境相对稳定, 6A文化层出土少量石制品和丰富动物碎骨, 推测古人类除进行一定规模的石制品制作行为外, 狩猎和肢解猎物等生活行为可能占据主要地位; 后期湖平面升高, 古人类逐渐远离该遗址. 随后进入第IV阶段, 气候由温凉向温暖转变的森林环境, 早期气候相对稳定, 古人类虽在该遗址没有遗物保留, 但在遗址 100 m外的霍家地却发现古人类生存留下了石制品和动物碎骨 [33]; 晚期湖平面升高, 湖岸线向陆扩展, 古人类远离了东谷坨遗址一带.

以往对泥河湾层新生代孢粉分析结果表明, 更新世初期的 2.5~2.0 Ma BP该地区经历了一个相对干冷的草原环境 [34], 2.0~0.8 Ma BP转变为温暖的温带气候, 个别时段可能达到亚热带气候 [9]; 早期人类至少在 1.66~0.78 Ma BP期间的大约 90 万年长期持续占据泥河湾盆地 [13], 东亚高纬度地区冬季风增强、夏季风减弱、干旱化增强的复杂环境变化 [35]逐步增强了早期人类适应环境变化的能力, 同时也是促进人类进化的重要因素. 东谷坨遗址利用者生活在 1.10 Ma BP, 是早更新世末期气候转型的关键时期 [36], 本论文的研究对深入探讨环境变化对古人类的生存活动和对遗址的利用方式有重要影响.

表 2 东谷坨遗址剖面主要气候阶段划分与人类活动关系

阶段		层位	主要气候特征	出土遗物(2000~2001 年)/件		古人类活动信息推测
				石制品	动物碎骨	
V		1	冷干的疏树草原环境			无人类活动信息
IV	晚期	2	温凉向温暖湿润转变的森林环境			100 m 外有石制品制作和生活活动
	早期	3~4				
III	晚期	5	为温凉较干向温暖湿润气候过渡的森林草原环境			集中石器制作和狩猎并肢解动物等生活活动
	早期	6A		37	167	
II	晚期	6B~6C	温暖湿润向温凉湿润转变的森林草原环境	756	549	集中石器制作和狩猎并肢解动物等生活活动
	早期	6D		180	29	少量石制品原料采集和打制活动
I		6E	温暖湿润的森林草原环境	1	0	零星石制品打制活动

致谢　中国科学院古脊椎动物与古人类研究所卫奇研究员在野外样品采集工作中给予指导. 中国地震局地质研究所严富华研究员对样品的孢粉进行了分析, 粒度和磁化率测试在北京大学地貌学实验室进行, 核工业北京地质研究院分析测试研究中心承担了样品氧化铁的测试工作, 审稿专家提出建设性意见, 作者特此一并致谢.

参考文献

1 Ambrose S H. Paleolithic technology and human evolution. Science, 2001, 291: 1748—1753[DOI]
2 Dennell R. Dispersal and colonization, long and short chronologies: How continuous is the Early Pleistocene record for hominids outside East Africa? J Hum Evol, 2003, 45: 421—440[DOI]
3 刘东生, 丁仲礼. 季风区古环境演化的相似性与人类演化. 第四纪研究, 1999, 19: 289—298
4 Barbour G B, Licent E, Teilhard de Chardin P. Geological study of the deposits of the Sangkanho Basin. Bull Geol Soc China, 1927, 5: 263—278
5 Teilhard de Chardin P, Piveteau J. Les mammiferes fossils de Nihowan (Chine). Ann Paléontol, 1930, 19: 1—154
6 Zhu R X, Hoffman K A, Potts R, et al. Earliest presence of humans in northeast Asia. Nature, 2001, 413: 413—417[DOI]
7 Zhu R X, An Z S, Potts R, et al. Magnetostratigraphic dating of early humans in China. Earth-Sci Rev, 2003, 61: 341—359[DOI]
8 邱占祥. 泥河湾哺乳动物群与中国第四系下限. 第四纪研究, 2000, 20: 142—154
9 袁宝印, 朱日祥, 田文来, 等. 泥河湾组的时代、地层划分和对比问题. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1996, 26: 67—73
10 李容全, 乔建国, 邱维理, 等. 泥河湾层内易溶盐沉积及其环境意义. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2000, 30: 148—158
11 盖培, 卫奇. 泥河湾更新世初期石器的发现. 古脊椎动物与古人类, 1974, 12: 69—72
12 尤玉柱, 汤英俊, 李毅. 泥河湾组旧石器的发现. 第四纪研究, 1980, 1: 1—11
13 朱日祥, 邓成龙, 潘永信. 泥河湾盆地磁性定年与早期人类演化. 第四纪研究, 2007, 27: 922—944
14 袁宝印, 同号文, 温锐林, 等. 泥河湾古湖的形成机制及其与早期古人类生存环境的关系. 地质力学学报, 2009, 15: 77—87
15 Deng C L, Wei Q, Zhu R X, et al. Magnetostratigraphic age of the Xiantai Paleolithic site in the Nihewan Basin and implications for early human colonization of Northeast Asia. Earth Planet Sci Lett, 2006, 244: 336—348[DOI]
16 李月丛, 许清海, 阳小兰. 河北阳原县飞梁遗址孢粉分析. 地理学与国土研究, 1996, 12: 55—59
17 许清海, 王子惠, 阳小兰, 等. 根据孢粉分析推测岑家湾旧石器时代遗址古人类生活时的气候与环境. 见: 河北省文物研究所, 编. 河北省考古文集. 北京: 东方出版社, 1998. 505—513
18 卫奇, 孟浩, 成胜泉. 泥河湾层中新发现一处旧石器地点. 人类学学报, 1985, 4: 223—232
19 Schick K, Toth N, Wei Q, et al. Archaeological perspectives in the Nihewan Basin, China. J Hum Evol, 1991, 21: 13—26[DOI]
20 王红强. 泥河湾盆地东谷坨剖面磁性特征及环境意义. 第四纪研究, 2007, 27: 1081—1091
21 Wang H Q, Deng C L, Zhu R X, et al. Magnetostratigraphic dating of the Donggutuo and Maliang Paleolithic sites in the Nihewan Basin, North China. Quat Res, 2005, 64: 1—11[DOI]
22 侯亚梅, 卫奇, 冯兴无, 等. 泥河湾盆地东谷坨遗址再发掘. 第四纪研究, 1999, 19: 139—147
23 裴树文, 侯亚梅. 东谷坨遗址石制品原料利用浅析. 人类学学报, 2001, 20: 271—281
24 卫奇. 东谷坨旧石器初步观察. 人类学学报, 1985, 4: 289—300
25 侯亚梅. “东谷坨石核”类型的命名与初步研究. 人类学学报, 2003, 22: 279—292
26 Schick K D, Dong Z. Early Paleolithic of China and Eastern Asia. Evol Anthropol, 1993, 2: 22—35[DOI]
27 Ding Z L, Rutter N W, Sun J M, et al. Re-arrangement of atmospheric circulation at about 2.6 Ma over northern China: Evidence from grain size records of loess-paleosol and red clay sequences. Quat Sci Rev, 2000, 19: 547—558[DOI]
28 George K, Friedrich H. Pleistocene climate in China dated by magnetic susceptibility. Geology, 1988, 16: 811—814[DOI]
29 杨小强, 李华梅. 泥河湾盆地沉积物粒度组分与磁化率变化相关性研究. 沉积学报, 2002, 20: 675—679
30 余素华, 朱照宇, 李世杰, 等. 西昆仑南侧甜水海湖岩心铁变化的环境记录. 地球化学, 1997, 26: 88—98
31 周延兴. 论沧州沿海第四纪沉积物的 Fe^{3+}/Fe^{2+} 垂向变化周期性及其应用. 海洋地质与第四纪地质, 1984, 4: 103—110
32 迟振卿, 闵隆瑞, 武志军. 河北阳原盆地井儿洼钻孔岩心氧化铁变化的古环境记录. 地质通报, 2002, 21: 632—637
33 冯兴无, 侯亚梅. 泥河湾盆地霍家地发现的旧石器. 人类学学报, 1998, 17: 310—316
34 周昆叔, 梁秀龙, 严富华, 等. 从泥河湾花粉分析谈南沟冷期问题. 地质科学, 1983, 18: 82—92
35 Deng C L, Shaw J, Liu Q S, et al. Mineral magnetic variation of the Jingbian loess/paleosol sequence in the northern Loess Plateau of china: Implications for Quaternary development of Asian aridification and cooling. Earth Planet Sci Lett, 2006, 241: 248—259[DOI]
36 吴文祥. 试论早期人类占据泥河湾盆地的时代. 地球学报, 2002, 23: 249—254