雄安新区西部GB014孔第四纪地层结构与演化过程

刘开明^{1,2}, 胥勤勉^{1,2*}, 段连峰², 牛文超², 滕飞², 王小丹², 张伟³, 董杰¹

1. 聊城大学环境与规划学院, 聊城 252000;

2. 中国地质调查局天津地质调查中心, 天津 300170;

3. 泰山学院旅游学院, 泰安 271000

* 联系人, E-mail: xuqinmian@163.com

2020-01-08 收稿, 2020-04-05 修回, 2020-04-08 接受, 2020-04-10 网络版发表

中国地质调查项目(DD20190035)和国家自然科学基金(41877442)资助

摘要 对雄安新区西部GB014孔进行了岩石磁学、古地磁和沉积学研究, 建立了第四纪地层结构, 为更科学利用地下空间提供基础地质支撑。岩石磁学和系统退磁实验揭示钻孔沉积物的载磁矿物主要为磁铁矿, 其次为赤铁矿。依据古地磁和区域沉积特征, 建立了GB014孔的磁性地层年代框架, 下-中更新统界线(M/B界线)和第四系底界(G/M界线)埋深分别为33.8、135.0 m。依据沉积物岩性、结构, 以及自然伽玛曲线、粒度、色度、环境磁学参数等将GB014孔划分为5个沉积体系, 自下而上依次为: 沉积体系V为粗颗粒的冲积扇相, 埋深为200~146.6 m, 年龄为3.90~2.81 Ma, 沉积速率为4.9 cm/ka; 沉积体系IV为细颗粒的泛滥平原相, 埋深为146.6~108.0 m, 年龄为2.81~1.88 Ma, 沉积速率为2.76 cm/ka; 沉积体系III为粗颗粒的辫状河道相, 埋深为108.0~57.6 m, 年龄为1.88~1.02 Ma, 沉积速率为5.86 cm/ka; 沉积体系II为细颗粒的泛滥平原相, 埋深为57.6~35.8 m, 年龄为1.02~0.79 Ma, 沉积速率为9.48 cm/ka; 沉积体系I为夹决口扇的泛滥平原相, 埋深为35.8~0 m, 年龄为0~0.79 Ma, 沉积速率为4.53 cm/ka。晚上新世以来GB014孔记录了3.90~2.81和1.88~0.79 Ma两次构造活跃期, 其中1.88~1.02 Ma时期可能发生物源变化。太行山山前普遍存在这两期构造活动形成的粗颗粒沉积物, 而中、晚更新世的砂层则可能与海侵进入渤海湾、区域降水增多有关。

关键词 雄安新区, 第四纪, 磁性地层, 地层结构

雄安新区横跨太行山山前冲积扇和白洋淀, 其第四纪地层影响了区域水文地质、工程地质条件, 亦是利用不同深度地下空间和国土空间规划的基础。雄安新区第四纪研究最初集中在白洋淀的形成演化和古环境等方面^[1~5], 近年来开展了一些全新世地层的研究工作^[6,7], 但对影响其工程地质和水文地质的第四纪地层缺少研究。

雄安新区位于华北平原第四系建组的固2孔、津西孔和欧54孔之间, 第四纪地层划分为下更新统固安

组、中更新统杨柳青组、上更新统欧庄组, 以及全新统杨家寺组、高湾组和岐口组。其中, 固安组建组剖面为固2孔, 深度为344~503 m; 杨柳青组建组剖面为津西孔, 深度为180~311 m; 欧庄组建组剖面为欧54孔, 深度为31.8~165.7 m^[8,9]。近年来, 该区域多个标准孔的地层年代学研究成果较先前的地层年代划分认识具有较大差异^[10~12], 例如, 距固2孔东北向8 km的PGZ01孔中更新统底界与第四系底界埋深分别在78.35和280 m^[13], 距固2孔南2.5 km的G01孔中更新统底界与第四系底界

引用格式: 刘开明, 胥勤勉, 段连峰, 等. 雄安新区西部GB014孔第四纪地层结构与演化过程. 科学通报, 2020, 65: 2145–2160

Liu K M, Xu Q M, Duan L F, et al. Quaternary stratigraphic architecture and sedimentary evolution from borehole GB014 in the western Xiong'an New Area (in Chinese). Chin Sci Bull, 2020, 65: 2145–2160, doi: [10.1360/TB-2020-0021](https://doi.org/10.1360/TB-2020-0021)

埋深分别在105.5和183.7 m^[14]，距津西孔东南向16 km的BZ2孔中更新统底界与第四系底界埋深分别在56.2和162.4 m^[15]，距津西孔东南向50 km的G3孔中更新统底界与第四系底界埋深分别在85和240 m左右^[16]。中更新统底界与第四系底界的埋深较之前的认识分别减小了200~250和220~340 m，因此，固安组和杨柳青组就归属于新近系。上述研究所采用的年代学手段均为古地磁，然而受限于分析测试技术，早期的研究主要使用交变退磁方法，利用旋转磁力仪测量剩磁^[17,18]，而华北平原北部晚新生代沉积物的载磁矿物除了磁铁矿外，还有针铁矿、赤铁矿^[10,19]，交变退磁常常无法提取出可靠的特征剩磁。现今古地磁实验主要采用逐步热退磁方法，并利用超导磁力仪测量剩磁，获得可靠的特征剩磁，建立更准确的磁性地层年代框架^[10,20,21]。因此，有必要重新厘定华北平原地区第四纪地层的年代属性。另外，现今华北平原北部仍属于构造活动区域^[22]，发生过1679年三河-平谷Ms8级地震和1976年唐山Ms7.8级地震等强震^[23,24]。建立不同区域钻孔地层的年代框架也能为研究新构造提供更准确的年代约束。

本研究利用雄安新区工程地质调查钻取的GB014孔岩芯，首先利用岩石磁学方法确定沉积物的载磁矿物，再采用古地磁学建立磁性地层年代框架；利用测井曲线、粒度、色度和磁化率等确定沉积相和沉积体系；结合区域地层结构、沉积特征，确定钻孔年代地层，恢复沉积演化过程；结合已有钻孔，进一步讨论了太行山前晚新生代盆地发育过程；为厘定区域岩石地层和年代地层、新构造运动分析提供新材料。

1 区域地质概况

雄安新区在构造背景上属于渤海湾盆地中的冀中拗陷，东、西侧边界断裂分别为大城-武清断裂和太行山山前断裂(图1)，次级构造包括属于容城凸起、牛驼镇凸起、保定凹陷和霸州凹陷等^[25,26]。雄安新区新生代地层发育也与构造相关，古近纪主要为断陷时期，在凹陷区形成厚约3 km的沉积物，凸起区沉积缺失，凹陷和凸起区沉降差异较大；新近纪至第四纪主要为裂陷时期，整体沉降，地层厚度差异减小，厚约1 km^[8,27,28]。

华北平原北部张家口-蓬莱断裂带以南区域第四系厚约160~300 m，其中拗陷内多为200~300 m，隆起区多为160~200 m^[9,29,30]。雄安新区缺少钻透第四系的钻孔，西部全新世地层厚约4 m^[6,7]，经历了两次成湖期，分别为8.3~6.9和5.9 ka至今^[7]。雄安新区内白洋淀是华北平

原最大的淡水湖，包括143个大小不等的淀泊^[2]，有9条河流汇入。

2 采样与研究方法

GB014孔位于河北省雄安新区容城县小里镇胜利庄东北，钻孔坐标39°0′58″N，114°47′15″E，孔口高程9.3 m；采用旋转机械钻取芯，岩芯管直径108 mm，孔深200 m，孔斜小于0.4°，钻孔取芯率98.7%。岩芯劈成两半，依次平摆照相取样。古地磁样品以0.5 m间隔采集，每个样品在室内加工成两套2 cm×2 cm×2 cm的立方体样品。散样以0.2 m间隔采集。

145块古地磁样品的系统退磁和剩磁测试在中国科学院地质与地球物理研究所古地磁与地质年代学实验室磁屏蔽空间(<300 nT)完成。采用逐步热退磁方法，室温至610℃时，退磁间隔为20~50℃；610~690℃时，退磁间隔为10℃。剩磁测量在2G-755卧式低温超导磁力仪上进行。

对不同深度沉积物的代表性样品进行磁化率-温度(χ - T)曲线、磁滞回线、等温剩磁(IRM)获得曲线等岩石磁学测量，这些实验是在中国科学院地质与地球物理研究所古地磁与地质年代学实验室进行。 χ - T 曲线采用AGICO公司生产的KLY-3s Kappabridge及CS3温度控制系统测量，加热过程中为防止氧化反应，均在氩气环境下进行，从室温加热至700℃左右，再冷却至室温；磁滞参数(包括饱和剩磁 M_{rs} 、饱和磁化强度 M_s 、矫顽力 B_c 和剩磁矫顽力 B_{cr})和IRM获得曲线及反向场退磁曲线均采用美国普林斯顿仪器公司的MicroMag3900型振动样品磁力仪测量。

对526个样品进行了色度和磁化率测试。色度样品在室温下进行自然风干，研磨至200目，采用Konica-Minolta SPAD503光谱仪进行测量，每个样品测量3次，取平均值。 L^* 值为亮度值，数值为0~100，在黏性土中主要反映碳酸钙(白色)和有机质(黑色)含量的差异。 a^* 值红度值， b^* 值为黄度值，两者数值变化趋势一致，本次只选用 a^* 值。 a^* 值受控于铁、锰的含量，以及铁的氧化物、氢氧化物的含量^[31]。赤铁矿和红度呈线性相关^[32]，反映了氧化程度的高低。

磁化率样品装入8 cm³的无磁性塑料盒后，采用英国Bartington MS2B型磁化率仪测量低频磁化率，并用精度为0.001 g的电子天平测量每个样品的质量，再计算每个样品的质量磁化率。

189个粒度样品在泰山学院进行测试，采用10%的

图 1 (网络版彩色)京津冀平原区构造简图和钻孔位置图. 底图为数字高程模型

Figure 1 (Color online) The tectonic map of Beijing-Tianjin-Hebei Plain and the locations of boreholes. The base map is digital elevation model image

H₂O₂去除有机质,再用10%的HCl去除碳酸盐;每一步处理过程中均煮沸使其充分反应,然后加水,静置一夜,再抽去水;最后加入10 mL浓度为0.05 mol/L的(NaPO₃)₆静置24 h后,采用Mastersizer-2000粒度仪进行测试.采用矩法计算平均粒径、偏差、峰态、标准差等粒度参数^[33].

测井曲线中选取自然伽玛曲线,测试间隔为5 cm.自然伽玛指示砂黏比,黏土含量增高,自然伽玛增大;测

井曲线的幅度、形态、波动性和锯齿化程度组合成箱形、钟形、漏斗形等基本形态,反映沉积相的变化^[34].

3 结果

3.1 沉积相

依据沉积物的结构构造、颜色和粒度等,GB014孔包含河间洼地、决口扇、河床、冲积扇扇上河道和扇

上洼地等沉积亚相. 河间洼地相岩性均以砂质粉砂、黏土质粉砂和粉砂质黏土为主, 偶夹中厚层状粉砂质砂和粉细砂. 平均粒径为 $6.1\sim 7.5\phi$, 以细颗粒沉积物为主; 标准差为 $1.4\sim 2.1$, 在全孔沉积物中分选较好; 偏度范围为 $-0.6\sim 0.4$, 峰态为 $2.3\sim 3.5$; 砂的含量普遍小于10%. 上部以棕黄色为主, 含少量弱还原斑块和钙质结核(图2(a)); 中部颜色主要为黄棕色, 含有少量的钙质淀积斑点、

铁锰质淀积斑点和有机质斑点(图2(b)、(c)); 下部多为红棕色和棕红色, 含有钙质淀积结核、灰绿色还原条带, 以及蜡状光泽的劈理(图2(d)、(e)).

决口扇相岩性为黄棕色粉砂质砂, 质地较均一(图2(f)), 平均粒径为 5.9ϕ , 标准差为1.9, 偏度为1.0, 峰态为3.3, 砂的含量为14%; 沉积物中粗颗粒含量增加.

河床相为棕黄色、黄灰色细砂、中砂(图2(g)), 平

图2 GB014孔典型沉积相岩芯照片. (a)~(e) 河间洼地相, 埋深分别为4.0~5.0、38.0~39.0、112.0~113.0、114.0~115.0和173.0~174.0 m, 随深度增加, 沉积物逐渐增加红色; (f) 决口扇相, 埋深17.0~18.0 m, 岩性为黄棕色粉砂质砂; (g) 河床相, 埋深69.0~70.0 m, 岩性为黄灰色细砂; (h) 扇上河道相, 埋深159.0~159.8 m, 岩性为分选、磨圆均较差的细砂、中砂; (i) 扇上洼地, 埋深184.0~184.5 m, 岩性为红棕色含细砂颗粒的粉砂质砂

Figure 2 Photos of typical sedimentary facies in boreholes GB014. (a), (e) Interfluvial lowland facies, the depth of 4.0~5.0, 38.0~39.0, 112.0~113.0, 114.0~115.0 and 173.0~174.0 m, respectively, with a downwards reddening trend. (f) Crevasse splay facies, the depth of 17.0~18.0 m, yellowish-brown silty sands. (g) Fluvial bed facies, the depth of 69.0~70.0 m, yellowish-grey fine sands. (h) Fluvial bed facies in alluvial fan, the depth of 159.0~159.8 m, poor-sorted and rounded fine sands and medium sands. (i) Lowland facies in alluvial fan, the depth of 184.0~184.5 m, reddish-brown silty sands including some fine sands

均粒径为 2.4ϕ , 标准差为1.9, 偏度为2.1, 峰态为7.3, 砂的含量为86%; 沉积物以粗颗粒砂为主。

冲积扇相包括扇上河道和扇上洼地。扇上河道岩性为黄棕色、红棕色细砂、中砂和粉砂质砂, 砂层中多含有细小砾石, 分选磨圆均较差(图2(h)); 河道相顶部多形成钙质淀积层, 厚50~100 cm。扇上洼地岩性为红棕色粉砂质砂(图2(i)), 平均粒径为 5.4ϕ , 标准差为2.9, 偏度为-0.1, 峰态为1.6, 砂的含量为38%; 扇上洼地粒度较细, 分选差, 偏差和峰态均较小, 但砂的含量却较高。

3.2 沉积体系

依据钻孔岩性组合、测井曲线、粒度、色度和磁化率等参数, 将GB014孔沉积序列划分为5个沉积体系, 分别为I~V(图3)。

(i) 沉积体系V。埋深200~146.6 m, 岩性主要为红棕、棕红色泥质细砂、中砂夹少量粉砂质砂、砂质粉砂, 发育钙质淀积层和结核, 具有灰绿色还原条带, 少量粉砂质泥发育劈理, 具蜡状光泽。自然伽玛曲线数值较小, 32~80 API, 平均为55 API, 下部为两个钟形, 上部为箱式, 夹少量指状高值; 和岩相一致, 均指示了粗颗粒夹少量细颗粒的沉积类型。沉积物的平均粒径为 $2.8\sim 7.5\phi$, 标准差为1.5~3.2, 平均为2.5; 偏度范围为-0.6~1.3, 峰态为1.6~3.7, 砂质含量达78%。该段整体粒度较粗, 标准差为全孔最大, 分选较差, 为冲积扇扇中部位。

该段沉积物的 L^* 值为53.8~67.4, 平均值为60.91, α^* 值为1.2~8.7, 平均值为5.5。 α^* 值为全孔的高值段, 反映了该段沉积物经历较强的风化作用。 L^* 的高值和砂层相对应, 反映了砂层以石英、长石为主。磁化率值为 $(1.5\sim 108.3)\times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, 数值平缓, 仅砂层略具有小的波峰。

(ii) 沉积体系IV。埋深146.6~108.0 m, 岩性主要为黄棕、红棕色砂质粉砂和粉砂质砂互层, 含钙质淀积和铁锰质淀积结核。自然伽玛曲线数值较大, 36~95 API, 平均为72 API, 呈现为箱式, 夹少量谷状低值; 和岩相相关, 均指示了相对较细的沉积物类型。沉积物平均粒径为 $5.5\sim 7.4\phi$, 偏度为-0.6~0.7, 峰度为2.1~3.1, 粉砂组分含量达70%。岩性、自然伽玛曲线和粒度, 均指示该段为细颗粒沉积物。该段沉积物的 L^* 值为56.8~65.4, 平均为61.72; α^* 值为1.5~7.2, 平均为5.4。 α^* 值和沉积体系V相似, 均大于2.5, 指示了氧化环境^[35]。

L^* 值也有上升, 可能指示了沉积物中钙质含量增加。磁化率为 $(4.44\sim 59.3)\times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, 数值平缓, 且较低, 和岩性相对应, 为细颗粒沉积物。

(iii) 沉积体系III。埋深108.0~57.6 m, 岩性主要为黄棕色砂质粉砂、粉砂质砂、细砂和中砂组成的4个厚度不一的正粒序旋回, 少量钙质结核。自然伽玛值为36.9~88.1 API, 平均值为63.8 API, 和岩性相对应, 也具有4个厚度不一的钟形。沉积物平均粒径 $2.4\sim 7.2\phi$, 标准差为1.1~2.7, 偏度为-0.6~2.1, 峰态为1.8~7.4。黏性土和砂层厚度基本相等, 但砂层的分选比黏土层较差, 说明其更靠近物源, 整体应为辫状河道。砂层的峰态明显增高, 相对应的磁化率值也较高, 相比于沉积组合V中冲积扇中的砂层具有较高的峰态和磁化率值, 可能指示了河流上游水系的变化, 物源中磁性矿物含量增加。该段沉积物的 L^* 值为53.4~66.1, 平均为60.74; α^* 值为0.9~7.1, 平均为4.68。亮度值也和沉积相对应, 砂层中亮度值低, 黏性土中较高, 可能反映了砂层中碎屑成分增加, 黏性土中钙质含量增高。

(iv) 沉积体系II。埋深57.6~35.8 m, 岩性主要为黄棕、红棕色粉砂夹少量砂质粉砂, 含少量碳质斑点。自然伽玛数值为46.5~90.9 API, 平均值为77.3 API, 整体呈箱式, 夹有小型波状起伏。该段沉积物的平均粒径 $4.4\sim 7.6\phi$, 标准差为1.4~2.8, 偏度为-0.2~0.8, 峰度为2~3, 平均为2.6, 峰形较平缓。沉积物的 L^* 值为55.0~65.1, 平均为60.6; α^* 值为3.4~7.0, 平均为4.9。磁化率为 $(5.4\sim 53.6)\times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, 数值平缓, 和岩性相对应, 反映了细颗粒为主的沉积。岩性、自然伽玛、色度和磁化率均反映了该层氧化的细颗粒沉积物, 为泛滥平原相。

(v) 沉积体系I。埋深35.8~0 m, 岩性主要为黄棕色粉砂质砂夹砂质粉砂, 少量钙质淀积结核。自然伽玛为50.9~97.0 API, 平均值为77.3, 整体呈现为钟形, 向上增大, 反映了泥质含量增大。但该段平均粒径为 $3.9\sim 7.2\phi$, 除底部砂层粒度为 4ϕ 外, 其余均相对均一, 且以粉砂组分为主, 含量达70%。该段沉积物的 L^* 值为50.7~68.4, 平均为60.8; α^* 值为2.4~7.0, 平均为4.7, 显示为氧化环境。磁化率为 $(4.0\sim 82.5)\times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, 数值平缓, 振幅较小。沉积体系I岩性和粒度均较II有增加, 但仍以较细颗粒沉积为主, 推断为决口扇夹河间洼地相, 属于曲流河或冲积扇之间的泛滥平原相。

3.3 岩石磁学性质

图4(a)为GB014孔不同深度代表性样品的 χ -T曲线。

图 3 (网络版彩色)GB014孔岩性、自然伽玛、色度、粒度、磁化率参数曲线图
Figure 3 (Color online) The lithology, gamma ray, L^* , a^* , grain size and magnetic susceptibility of borehole GB014

所有样品的加热曲线均显示磁化率在580°C左右迅速下降,冷却曲线显示磁化率在580°C左右快速上升,这一现象说明磁铁矿为主要磁性矿物。GB014-1样品冷却时的磁化率高于加热时的磁化率,指示了在加热过程中,含铁硅酸盐矿物/黏土矿物转化为强磁性磁铁矿^[36]。其余样品的加热和冷却后磁化率相近,说明没有强磁性矿物的转化。样品GB014-3、GB014-4、GB014-5、GB014-6、GB014-7、GB014-8在加热至580°C之后,磁化率仍在降低,加热温度升至700°C时,磁化率才最终降至0处,说明样品中含有赤铁矿^[37]。样品GB014-1在加热至300°C过程中,磁化率缓慢增加,可能是纤铁矿脱水转化为磁赤铁矿^[38]。样品GB014-1、GB014-2在300~450°C之间随着温度的升高而下降,其中GB014-2更为明显,这反映了亚稳定、强磁性的磁赤铁矿受热转化为热稳定、弱磁性的赤铁矿^[39]。样品GB014-5、GB014-6、GB014-7、GB014-8在300~450°C加热过程中磁化率迅速增加,并在510°C形成峰值,冷却曲线也在约510°C形成峰值,且加热和冷却后磁化率相近,无强磁性矿物转化;这说明510°C的峰值为Hopkinson峰,样品中含有SD颗粒磁铁矿,当温度上升至磁铁矿的解阻温度和居里温度之间,样品中SD颗粒表现出SP颗粒的性质,磁化率迅速升高^[40,41]。

图4(b)为GB014孔代表性样品的IRM获得曲线与反向场退磁曲线,其1 T的等温剩磁近似饱和等温剩磁。在300 mT时,等温剩磁达到饱和等温剩磁的70%~94%,S-ratio值也在0.73~0.89,说明这类型的沉积物中均以低矫顽力的磁铁矿与磁赤铁矿为主,同时含有高矫顽力的赤铁矿、针铁矿,但不同样品的磁性矿物组成略有差异。样品GB014-2的剩磁矫顽力为32.37 mT(图4(b)-II),这与单畴磁铁矿的理论剩磁矫顽力值相近^[41],说明这些样品的载磁矿物以单畴磁铁矿或磁赤铁矿为主。其他样品的剩磁矫顽力为51.25~135.5 mT(图4(b)-VI、VII),反映了低矫顽力与高矫顽力矿物共存。

图4(c)为GB014孔代表性样品的磁滞回线,最大外加磁场为1.0 T。样品GB014-2的磁滞回线在300 mT以上闭合(图4(c)-II),说明载磁矿物主要为亚铁磁性矿物。样品GB014-1、GB014-6、GB014-7的磁滞回线在500 mT以上闭合(图4(c)-I、VI、VII),说明样品中的载磁矿物主要为亚铁磁性矿物,同时含有少量的反铁磁性矿物。样品GB014-3、GB014-4、GB014-5的磁滞回线呈蜂腰状,其中样品GB014-3的蜂腰状形态更为明显(图4(c)-III、IV、V),这种曲线形态一般是由于软磁

性矿物与硬磁性矿物混合所致。

上述岩石磁学实验说明GB014孔沉积物中的磁性矿物主要为磁铁矿,少量赤铁矿和磁赤铁矿。

3.4 古地磁结果

多数样品在150~200°C清洗掉黏滞剩磁,在250~610°C获得稳定的特征剩磁,还有一部分样品直到670~690°C,剩磁才衰减为零(图5),这些特征说明GB014孔剩磁载体以磁铁矿为主,部分层位的剩磁载体为赤铁矿。

样品通过主成分分析法并过原点线性拟合得到特征剩磁方向^[42],选择的退磁温度步骤至少为4步,对于最大角偏差(MAD)大于15°的样品予以剔除。共有54块(37.2%)样品获得了稳定的特征剩磁方向,埋深135 m以下,沉积物中砂层增多,且样品的稳定特征剩磁难以获得,故以3个以上样品和深度相结合划分极性时,GB014孔包括7个极性段,其中4个正极性,分别为N1(0~33.8 m)、N2(60.7~66.0 m)、N3(94.0~116.8 m)和N4(135.0~140.0 m);3个负极性,分别为R1(33.8~60.7 m)、R2(70.0~77.8 m)和R3(116.8~135.0 m)。另外3个埋深段,分别为U1(66.0~70.0 m)、U2(77.8~94.0 m)和U3(140.0~200.0 m),特征剩磁难以获得或为砂层,极性模糊(图6)。

4 讨论

4.1 GB014孔磁性地层

白洋淀周边普遍发育全新世地层,在南部厚度约为4 m,发育早全新世和中晚全新世两期湖泊^[6,7];在中部三台镇附近厚约7.8 m^[44]。GB014孔位于三台镇西北约7 km,上部埋深3.3~5.0 m为河间洼地相,含有少量灰绿色还原斑块(图2(a)),指示了偶尔的淹水环境,可对应白洋淀区域早全新世湖相地层。GB014孔N1极性时上部为早全新世地层,故此对应布容正极性时(C1n,图6)。

GB014孔磁性地层和标准极性时对比的难点在于确定高斯/松山(G/M)地磁极性倒转界线。U3模糊极性段内获得稳定特征剩磁样品太少,且连续性差,其与地磁极性年表的对比具有多解性,我们借助于区域岩石地层对比确定其时代属性。

PGZ01孔埋深365.0~266.6 m为粗颗粒的“泥包砾”沉积,时代为Gauss正极性时;上覆地层以泛滥平原和分支河道相为主,多细颗粒的砂质粉砂^[13]。G01孔埋深

图 5 GB014孔代表性样品的退磁正交矢量投影图。方块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
Figure 5 Orthogonal vector plots of stepwise thermal demagnetization for representative samples. The empty circles (solid squares) represent the vertical (horizontal) planes. NRM is the natural remanent magnetization

约317~185 m为三套砂质粉砂和粗砂的沉积旋回, 砂层中含卵砾石, 时代也为Gauss正极性时; 上覆地层以泛滥平原和分支河道相为主^[14]。GB014孔沉积单元V为冲积扇相, 砂层中含有少量卵砾石, 且为全孔岩芯最粗的层位; 沉积单元IV为沉积物相对较细的泛滥平原相。依据岩性组合特征, 推测GB014孔沉积体系V的时代大致为Gauss正极性时。

G4孔埋深190 m、CK03孔埋深185 m, 均开始出现灰绿色还原条带和劈理结构, 并具有蜡状光泽, 其时代为Gauss正极性时中的C2An. 1n正极性亚时^[16]。GB014孔埋深140 m开始出现灰绿还原条带, 埋深164 m开始出现劈理结构和蜡状光泽。这均指示了沉积单元V为晚新近纪沉积物。

综合GB014孔沉积和岩性组合特征, 并和区域的PGZ01、G01、G4和CK03孔相对比, 确定沉积单元V晚新近纪沉积物, 大致相当于Gauss正极性时。R3和N4的界线为Gauss正极性时和Matuyama负极性时

的界线。R1~R3为Matuyama负极性。N2对应于Jaramillo (C1r.1n)正极性亚时, 其下的U1为河流相砂层, 属于快速堆积物。N3则对应于Olduvai (C2n)正极性亚时(图6)。

GB014孔M/B界线(下更新统与中更新统的界线)、G/M界线(上新统与更新统的界线)埋深分别为33.8、135.0 m。通过边界年龄间的线性内插计算出沉积组合I-IV的沉积年龄, 沉积体系I的年龄为0.79~0 Ma, 沉积体系II的年龄为1.02~0.79 Ma, 沉积体系III的年龄为1.88~1.02 Ma, 沉积体系IV的年龄为2.81~1.88 Ma, 沉积体系V的年龄约为3.9~2.81 Ma。

4.2 GB014孔晚新生代沉积过程

沉积体系V埋深200~146.6 m, 年龄为3.90~2.81 Ma, 沉积速率为4.9 cm/ka, 以粗颗粒的冲积扇相为主。同期, 雄安新区北部以泥石流^[13]和冲积扇相^[14]为主; 北京平原南部整体以泥石流相的“泥包砾”为主, 且直接

图 6 (网络版彩色)GB014孔的岩性、磁倾角、地磁极性序列及其与地磁极性年表(GPTS)的联系^[43]

Figure 6 (Color online) Lithology, inclination, polarity stratigraphy of GB014 boreholes their correlation with the geomagnetic polarity time scale^[43]

上覆在基岩之上^[45]。上新世晚期,太行山山前普遍以粗颗粒沉积物为主,主要为泥石流和冲积扇相,反映了山区剥蚀物质向平原大量堆积。上新世晚期,无论是海洋氧同位素^[46],还是南海记录^[47],以及西部黄土^[48,49],均显示了东亚气候开始由暖湿逐渐变冷干^[50]。该段沉积物红度 a^* 也为全孔最高,并向浅部逐渐降低,和新生代气候变化一致。上新世晚期,气候逐渐向冷干转变,波动增大,形成洪水事件,将山体隆升形成的粗颗粒沉积物带入平原形成泥石流和冲积扇相。这反映了该沉积体系以构造作用为主,同时受到气候因素的控制。

沉积体系Ⅳ埋深146.6~108.0 m,年龄为2.81~1.88 Ma,沉积速率为2.76 cm/ka,以细颗粒的泛滥平原相为主。沉积速率较低,沉积物颗粒较细,但分选性变好,沉积物搬运距离增加,这都反映了该时期为构造平稳期。气候可能控制了沉积相的差异,相对温湿的气候多形成决口扇相,而冷干气候则以河间洼地相为主。

沉积体系Ⅲ埋深为108.0~57.6 m,年龄为1.88~1.02 Ma,沉积速率为5.86 cm/ka,以粗颗粒的辫状河道相为主。沉积物速率增加,沉积物颗粒变粗,但 a^* 值依然在减低,这反映了该层沉积物应由构造活动引起。渤海湾沿岸钻孔,尤其是北岸,显示了2.0 Ma的构造活动^[15,16],应和GB014孔为同期构造。该层砂层分选明显较差,其磁化率却是全孔最高的,可能为构造活动引起河流上游水系的变化,导致河流中磁性矿物含量的增加。

沉积体系Ⅱ埋深57.6~35.8 m,年龄为1.02~0.79 Ma,沉积速率为9.48 cm/ka,以细颗粒的泛滥平原相为主。该层沉积速率高,沉积物颗粒细,其分选性和沉积体系Ⅲ中细颗粒物质基本相近,也应为构造活动期,可能主河流摆动到其他位置。

沉积体系Ⅰ埋深35.8~0 m,年龄为0.79~0 Ma,沉积速率为4.53 cm/ka,为夹决口扇相的泛滥平原。该层沉积物颗粒增粗,分选性较差,且磁化率也较小,反映了近源河流的性质,且和沉积组合Ⅲ具有不同的物源,指示了河流上游水系的再次变迁,和现在水系基本相当,沉积物以侵蚀的灰岩为主。

4.3 山前盆地发育过程

太行山山前普遍存在一套“泥包砾”或卵砾石层,为杨柳青组下段沉积^[9]。依据北京平原多个钻孔^[13,45],该套粗颗粒沉积物的时代为上新世晚期。GB014孔中该套粗颗粒沉积物也位于G/M界线之下,推测年龄为3.90~2.81 Ma。因此,太行山山前的这套“泥包砾”或卵

砾石层、冲积扇相沉积物时代为上新世末期。本次将ZK12-2孔和PGZ01孔G/M界线舍弃原文中的位置,上调至上新世卵砾石层之上最近的正负极性时的界线,其埋深分别为465和205 m。太行山前GB014、PGZ01^[13]、X5^[45]、ZK17^[51]、ZK12-1^[52]和ZK12-2^[53]等钻孔的第四系底界埋深分别约为135、205、247、310、220和465 m,自南向北逐渐加深(图7)。ZK12-1孔“泥包砾”直接覆盖在基岩之上,北京南部平原新8、新10、新11和新12孔也为“泥包砾”直接覆盖在基岩之上^[45],这说明上新世末期,太行山、燕山山前发生一期盆山分离,北京南部和北部一些山体沉降为山前平原,沉积大量太行山和燕山隆起带来的泥石流相和冲积扇相沉积物。这次构造活动应该和华北唐县期夷平面的解体有关,华北多个钻孔在上新世晚期均有反映^[10],三门峡、泥河湾等盆地也有相关记录^[54,55]。

上新世末期之后,构造趋于平静,山前各孔沉积一套细颗粒沉积物,以泛滥平原相为主。至约2.0 Ma时期,山前各孔普遍发育河流相,且以曲流河相为主,其中南部GB014和PGZ01孔底界埋深约100 m,中部X5和ZK17孔底界埋深约220~200 m,北部ZK12-2孔底界埋深约380 m,自南向北呈阶梯状加深。这说明北部为第四纪构造沉降中心,和渤海湾沿岸第四纪的构造模式一致,京津冀平原北部的张家口-蓬莱断裂带为第四纪构造沉降中心^[10,11]。2.0 Ma构造事件,渤海湾北岸开始形成湖相沉积^[11],ZK12-2孔也是以灰色沉积物为主的湖相沉积^[53],张家口-蓬莱断裂带可能普遍以湖相为主,而其南部断裂带外,山前发育一些曲流河。

GB014孔M/B界线埋深仅有33.8 m,但山前PGZ01^[13]、X5^[45]、ZK17^[51]、ZK12-1^[52]和ZK12-2孔^[53]等钻孔的M/B界线埋深分别约为78、96、98、115和170 m(图7)。中更新世,太行山前继承了早更新世的构造特征,成箕状盆地,且北断南超,北部为构造沉降中心,向南则为斜坡区域,中更新统底界埋深逐渐减小。太行山山前各孔上更新统普遍在为曲流河相或辫状河相沉积物,且埋深和时代均具有差异(图7)。晚更新世以来,渤海湾显著的地质事件是海侵过程,共发生了三期海侵,且和氧同位素5、3和1阶段相对应^[56],3次海侵向内陆扩展到静海、廊坊一带。同时,海侵时陆地也形成大范围湖沼相,例如全新世白洋淀早全新世湖沼就和全新世海侵相一致。华北平原水域(海洋和湖沼)面积扩大,叠加MIS5、3和1阶段的暖湿气候,导致太行山前多发育河流。

图 7 (网络版彩色)太行山山前各孔岩性和磁性地层
Figure 7 (Color online) Lithology, magnetostratigraphic framework for various boreholes in Taihang Mountain Piedmont Plain

5 结论

本研究利用GB014孔分析了雄安新区西部第四纪地层结构和地质演化过程,为雄安新区规划建设、地下空间和国土空间规划提供基础地质年代学支撑。

GB014孔代表性样品的岩石磁学实验结果揭示其载磁矿物主要为磁铁矿,少量赤铁矿和磁赤铁矿。依据磁性地层和区域地层结构、沉积特征,GB014孔下部冲积扇相的时代为新近纪晚期,M/B界线和G/M界线埋深分别为33.8和135.0 m。

依据沉积物岩性、结构,以及自然伽玛曲线、粒度、磁化率和色度等,GB014孔经历了5个阶段的沉积演化过程。上新世末期,年龄约为3.90~2.81 Ma,在构造和气候作用下,GB014孔形成冲积扇相,沉积物颗粒较粗,分选、磨圆均较差;沉积速率为4.9 cm/ka;暖湿的气候使得沉积物的红度为全孔最高值。早更新世早期,约2.81~1.88 Ma,GB014孔形成以细颗粒沉积为主的泛滥平原相;构造比较稳定,沉积速率为2.76 cm/ka;

气候向冷干转变,沉积物的红度明显减小。早更新世中期,约1.88~1.02 Ma,GB014孔形成粗颗粒的辫状河道相;构造初始活跃期,沉积速率增高为5.86 cm/ka;沉积物红度继续降低,但砂层的磁化率显著增大,指示了太行山水系的变化带来了磁性矿物。早更新世晚期,约1.02~0.79 Ma,GB014孔形成细颗粒的泛滥平原相;构造活跃期,沉积速率为9.48 cm/ka。中更新世至今,GB014孔形成夹决口扇的泛滥平原相;构造相对稳定,沉积速率为4.53 cm/ka。GB014孔晚上新世以来记录了3.90~2.81和1.88~0.79 Ma两次构造活跃期,其中1.88~1.02 Ma时期发生物源变化。

太行山山前平原普遍存在三层砂层,下部年龄为3.90~2.81 Ma,反映了盆山的一次分离过程,以泥石流相和冲积扇相沉积物为主;中部年龄为1.88~0.79 Ma,对应渤海湾北部2.0 Ma的构造事件,以曲流河和辫状河相沉积物为主;上部时代为中、晚更新世,可能海侵至渤海湾,海平面上升、气候暖湿,季风增强等因素导致河流相砂层发育。

致谢 感谢河北省地质矿产勘查开发局洪强教授级高工在野外提供的帮助。

参考文献

- 1 Xu Q H, Chen S Y, Kong Z C, et al. Preliminary discussion of vegetation succession and climate change since the Holocene in the Baiyangdian lake district (in Chinese). *Chin J Plan Ecol*, 1988, 12: 143–151 [许清海, 陈淑英, 孔昭宸, 等. 白洋淀地区全新世以来植被演替和气候变化初探. *植物生态学报*, 1988, 12: 143–151]
- 2 Zhu X Q, Gong R, Mu Z Y, et al. Environment Evolution and Forecast of Baiyangdian Lake (in Chinese). Xi'an: Xi'an Map Publishing House, 1993. 82–99 [朱宣清, 弓冉, 穆仲义, 等. 白洋淀环境演变及预测. 西安: 西安地图出版社, 1993. 82–99]
- 3 Wu C, Xu Q H. Formation or development stage—A discussion on the cause of the formation of Baiyangdian Lake, China (in Chinese). *J Lake Sci*, 1998, 10: 91–96 [吴忱, 许清海. “演变阶段”与“成因”不能混为一谈——也谈白洋淀的成因. *湖泊科学*, 1998, 10: 91–96]
- 4 Li Y C, Zhang C L, Duan H Z, et al. Paleoenvironment change and prehistoric culture in Baiyangdian area (in Chinese). *J Tongji Univ (Soc Sci Sec)*, 2000, 11: 22–33 [李月丛, 张翠莲, 段宏振, 等. 白洋淀地区古环境变迁与史前文化. *同济大学学报(社会科学版)*, 2000, 11: 22–33]
- 5 Wang R B, Su J F. Historic landform in central Hebei Plain and cause of formation of Baiyangdian Lake (in Chinese). *Sci Geogr Sin*, 2008, 28: 501–506 [王若柏, 苏建锋. 冀中平原历史地貌研究与白洋淀成因的探讨. *地理科学*, 2008, 28: 501–506]
- 6 Wang Y, Min L R, Dong J, et al. Sedimentary characteristics and stratigraphic decision of Holocene series in Baiyangdian, Hebei Province (in Chinese). *Acta Geosci Sin*, 2015, 36: 575–582 [王永, 闵隆瑞, 董进, 等. 河北白洋淀全新统沉积特征与地层划分. *地球学报*, 2015, 36: 575–582]
- 7 Shen G H, Ding G Q, Yang X L, et al. Holocene climate and environment change in the Baiyangdian area (in Chinese). *Quat Sci*, 2018, 38: 756–768 [申改慧, 丁国强, 阳小兰, 等. 白洋淀地区全新世以来的气候环境变化. *第四纪研究*, 2018, 38: 756–768]
- 8 Geological and Mineral Bureau of Hebei Province. Regional Geological Annals of Hebei Province, Beijing and Tianjin (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House, 1989. 566–590 [河北省地质矿产局. 河北省北京市天津市区域地质志. 北京: 地质出版社, 1989. 566–590]
- 9 Chen W H, Ni M Y, Shi D G, et al. Some problems on Quaternary geology of the Hebei Plain (in Chinese). *Quat Sci*, 1985, 1: 2–14 [陈望和, 倪明云, 施迪光, 等. 河北平原第四纪地质的若干问题. *第四纪研究*, 1985, 1: 2–14]
- 10 Xu Q, Yang J, Hu Y, et al. Magnetostratigraphy of two deep boreholes in southwestern Bohai Bay: Tectonic implications and constraints on the ages of volcanic layers. *Quat Geochronol*, 2018, 43: 102–114
- 11 Xu Q, Yuan G, Yang J, et al. Plio-Pleistocene magnetostratigraphy of northern Bohai Bay and its implications for tectonic events since ca. 2.0 Ma. *J Geodyn*, 2017, 111: 1–14

- 12 Yuan G B, Xu Q M, Wang Y, et al. Magnetostratigraphy and tectonic significance of Bg10 borehole in northern coast of Bohai Bay (in Chinese). *Acta Geol Sin*, 2014, 88: 285–298 [袁桂邦, 胥勤勉, 王艳, 等. 渤海湾北岸Bg10孔磁性地层研究及其构造意义. *地质学报*, 2014, 88: 285–298]
- 13 Zhao Y, Wang Q, Li R J, et al. Quaternary stratigraphic division and its environmental significance of Borehole PGZ01 in southern Beijing plain area (in Chinese). *J Palaeogeogr*, 2018, 20: 337–348 [赵勇, 王强, 李瑞杰, 等. 北京平原南部PGZ01孔第四纪地层划分及其环境意义. *古地理学报*, 2018, 20: 337–348]
- 14 Dai P, Deng X H, Wang S D, et al. Core characteristics and stratigraphic classification of G01 borehole in Gu'an, Hebei Plain (in Chinese). *Quat Sci*, 2019, 39: 399–407 [代鹏, 邓晓红, 王盛栋, 等. 河北平原区固安G01孔岩芯特征及第四纪地层划分. *第四纪研究*, 2019, 39: 399–407]
- 15 Yao Z Q, Guo Z T, Chen Y K, et al. Magnetostratigraphy of marine-terigenous facies deposits in Bohai Bay (in Chinese). *Mar Geol Quat Geol*, 2006, 26: 9–15 [姚政权, 郭正堂, 陈宇坤, 等. 渤海湾海陆交互相沉积的磁性地层学. *海洋地质与第四纪地质*, 2006, 26: 9–15]
- 16 Zhou X, Yang J, Wang S, et al. Vegetation change and evolutionary response of large mammal fauna during the Mid-Pleistocene Transition in temperate northern East Asia. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2018, 505: 287–294
- 17 An Z S, Wei L Y, Lu Y C, et al. Magnetostratigraphy of the core S-5 and the transgression in the Beijing area during the Early Matuyama Epoch (in Chinese). *J Geochem*, 1979, (4): 343–346 [安芷生, 魏兰英, 卢演传, 等. 顺5孔的磁性地层学和早松山世的北京海侵. *地球化学*, 1979, (4): 343–346]
- 18 Li H M, Wang J D. Palaeomagnetic study on drill core from northern Bohai Coastal Plain (in Chinese). *J Geochem*, 1983, (2): 196–204 [李华梅, 王俊达. 渤海湾北岸平原钻孔岩心的古地磁研究. *地球化学*, 1983, (2): 196–204]
- 19 Fan Y L, Xu Q M, Qi X F, et al. Rock magnetic properties of Quaternary sediments from the central North China Plain (in Chinese). *Quat Sci*, 2017, 37: 612–623 [范友良, 胥勤勉, 齐晓风, 等. 华北平原中部第四纪沉积物的岩石磁学性质. *第四纪研究*, 2017, 37: 612–623]
- 20 Zeng L, Lu H Y, Yi S W, et al. Magnetostratigraphy of loess in northeastern China and paleoclimatic changes (in Chinese). *Chin Sci Bull*, 2011, 56: 2267–2275 [曾琳, 鹿化煜, 弋双文, 等. 我国东北地区黄土堆积的磁性地层年代与古气候变化. *科学通报*, 2011, 56: 2267–2275]
- 21 Deng C L, Hao Q Z, Guo Z T, et al. Quaternary integrative stratigraphy and timescale of China. *Sci China Earth Sci*, 2019, 62: 324–348 [邓成龙, 郝青振, 郭正堂, 等. 中国第四纪综合地层和时间框架. *中国科学: 地球科学*, 2019, 49: 330–352]
- 22 Deng Q D, Zhang P Z, Ran Y K, et al. Basic characteristics of active tectonics of China. *Sci China Earth Sci*, 2003, 46: 356–372 [邓起东, 张培震, 冉勇康, 等. 中国活动构造基本特征. *中国科学: 地球科学*, 2002, 32: 1020–1030]
- 23 Chen W P, Nábelek J. Seismogenic strike-slip faulting and the development of the North China Basin. *Tectonics*, 1988, 7: 975–989
- 24 Suo Y H, Li S Z, Liu X, et al. Structural characteristics of NWW-trending active fault zones in East China: A case study of the Zhangjiakou-Penglai Fault Zone (in Chinese). *Acta Petrol Sin*, 2013, 29: 953–966 [索艳慧, 李三忠, 刘鑫, 等. 中国东部NWW向活动断裂带构造特征: 以张家口-蓬莱断裂带为例. *岩石学报*, 2013, 29: 953–966]
- 25 Zhao Z Y, Windley B F. Cenozoic tectonic extension and inversion of the Jizhong Basin, Hebei, northern China. *Tectonophysics*, 1990, 185: 83–89
- 26 He D F, Shan S Q, Zhang Y Y, et al. 3-D geologic architecture of Xiong'an New Area: Constraints from seismic reflection data (in Chinese). *Sci China Earth Sci*, 2018, 48: 1207–1222 [何登发, 单帅强, 张煜颖, 等. 雄安新区的三维地质结构: 来自反射地震资料的约束. *中国科学: 地球科学*, 2018, 48: 1207–1222]
- 27 Qi J, Yang Q. Cenozoic structural deformation and dynamic processes of the Bohai Bay basin province, China. *Mar Pet Geol*, 2010, 27: 757–771
- 28 Allen M B, Macdonald D I M, Xun Z, et al. Early Cenozoic two-phase extension and late Cenozoic thermal subsidence and inversion of the Bohai basin, Northern China. *Mar Pet Geol*, 1997, 14: 951–972
- 29 Zhang Z Y, Fan Y E, Jin S, et al. Establishment of the Mid-Pleistocene Weixian Formation of non-marine sedimentary system in the Mid-West Hebei Plain (in Chinese). *Geol Sur Res*, 2015, 38: 89–99 [张兆伟, 樊延恩, 靳松, 等. 河北平原中西部中更新世非海相沉积体系魏县组的建立. *地质调查与研究*, 2015, 38: 89–99]
- 30 Yang J L, Liang M Y, Algeo T J, et al. Upper Miocene-Quaternary magnetostratigraphy and magnetic susceptibility from the Bohai Bay Basin (eastern China) and implications for regional volcanic and basinal subsidence history. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2020, 538: 109469
- 31 Nagao S, Nakashima S. The factors controlling vertical color variations of North Atlantic Madeira Abyssal Plain sediments. *Mar Geol*, 1992, 109: 83–94
- 32 Torrent J, Schwertmann U, Fechter H, et al. Quantitative relationships between soil color and hematite content. *Soil Sci*, 1983, 136: 354–358
- 33 McManus J. Grain size determination and interpretation. In: Tucker M, ed. *Techniques in Sedimentology*. Oxford: Backwell, 1988. 63–85
- 34 Song F, Hou J G, Zhang Z, et al. Application of log curves in indicating sedimentary micro-facies of Lake Facies Basins (in Chinese). *Well Logg Technol*, 2009, 33: 589–592 [宋璠, 侯加根, 张震, 等. 利用测井曲线研究陆相湖泊沉积微相. *测井技术*, 2009, 33: 589–592]
- 35 Gao F, Xu Q M, Yuan G B, et al. Sedimentary environment evolution of borehole TZ02 in the northern Bohai Bay during Late Cenozoic (in Chinese). *Quat Sci*, 2017, 27: 667–678 [高峰, 胥勤勉, 袁桂邦, 等. 渤海湾北岸TZ02孔晚新生代沉积环境演化过程. *第四纪研究*, 2017, 27: 667–678]
- 36 Deng C L, Liu Q S, Pan Y X, et al. Environmental magnetism of Chinese loess-paleosol sequences (in Chinese). *Quat Sci*, 2007, 27: 193–209 [邓成龙, 刘青松, 潘永信, 等. 中国黄土环境磁学. *第四纪研究*, 2007, 27: 193–209]

- 37 Deng C, Wei Q, Zhu R, 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
- 38 Florindo F, Zhu R, Guo B, et al. Magnetic proxy climate results from the Duanjiapo loess section, southernmost extremity of the Chinese Loess Plateau. *J Geophys Res*, 1999, 104: 645–659
- 39 Deng C, Zhu R, Verosub K L, et al. Paleoclimatic significance of the temperature-dependent susceptibility of Holocene loess along a NW-SE transect in the Chinese Loess Plateau. *Geophys Res Lett*, 2000, 27: 3715–3718
- 40 Roberts A P, Phillans B J. Rock magnetism of Lower/Middle Pleistocene marine sediments, Wanganui Basin, New Zealand. *Geophys Res Lett*, 1993, 20: 839–842
- 41 Dunlop D J, Özdemir O. *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. New York: Cambridge University Press, 1997. 1–573
- 42 Kirschvink J L. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys J Int*, 1980, 62: 699–718
- 43 Hilgen F J, Lourens L J, Van Dam J A. The neogene period. In: Gradstein F M, Ogg J G, Schmitz M D, et al, eds. *The Geologic Time Scale*. Amsterdam: Elsevier, 2012. 923–978
- 44 Chen T T, Yang Z J, Liu R F, et al. Grain size characteristics and sedimentary environment analysis of Baiyangdian ZK-1 borehole since Late Pleistocene (in Chinese). *J Hebei Geo Univ*, 2017, 40: 1–7 [陈亭亭, 杨振京, 刘荣访, 等. 白洋淀ZK-1钻孔晚更新世以来的粒度特征及其沉积环境分析. *河北地质大学学报*, 2017, 40: 1–7]
- 45 Cai X M, Zhang L, Guo G X, et al. New progress in the study of Quaternary geology in Beijing Plain (in Chinese). *Chin Geol*, 2016, 43: 1055–1066 [蔡向民, 张磊, 郭高轩, 等. 北京平原地区第四纪地质研究新进展. *中国地质*, 2016, 43: 1055–1066]
- 46 Zachos J C, Dickens G R, Zeebe R E. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 2008, 451: 279–283
- 47 Wang P X, Jian Z M, Zhao Q H, et al. Evolution of the South China Sea and monsoon history revealed in deep sea records (in Chinese). *Chin Sci Bull*, 2003, 48: 2228–2239 [汪品先, 翦知潜, 赵泉鸿, 等. 南海演变与季风历史的深海证据. *科学通报*, 2003, 48: 2228–2239]
- 48 Ding Z L, Derbyshire E, Yang S L, et al. Stacked 2.6 Ma grain size record from the Chinese loess based on five sections and correlation with the deep-sea $\delta^{18}\text{O}$ record. *Paleoceanography*, 2002, 17: 5–21
- 49 Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, et al. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. *Nature*, 2002, 416: 159–163
- 50 Lu H Y, Guo Z T. Evolution of the monsoon and dry climate in East Asia during late Cenozoic: A review (in Chinese). *Sci China Earth Sci*, 2013, 43: 1907–1918 [鹿化煜, 郭正堂. 晚新生代东亚气候变化: 进展与问题. *中国科学: 地球科学*, 2013, 43: 1907–1918]
- 51 Zhang L, Bai L Y, Cai X M, et al. Magnetostratigraphy study on the south segment of Nankou-Sunhe fault at Beijing Plain and its implications for the fault activity during Quaternary (in Chinese). *Quat Sci*, 2014, 34: 381–390 [张磊, 白凌燕, 蔡向民, 等. 北京平原南口-孙河断裂南段第四纪活动性的磁性地层学研究. *第四纪研究*, 2014, 34: 381–390]
- 52 Bai L Y, Zhang L, Cai X M, et al. Quaternary magnetostratigraphic time framework constraints on activity characteristics of the Shunyi Fault, Beijing Plain (in Chinese). *Geoscience*, 2014, 28: 1234–1242 [白凌燕, 张磊, 蔡向民, 等. 磁性地层年代对北京平原顺义断裂第四纪活动性的约束. *现代地质*, 2014, 28: 1234–1242]
- 53 Zhao Y, Cai X M, Wang J M, et al. Quaternary magnetostratigraphy of the Shunyi area in Beijing Plain using ZK12-2 borehole profile (in Chinese). *Acta Geo Sin*, 2013, 87: 288–294 [赵勇, 蔡向民, 王继明, 等. 北京平原顺义ZK12-2钻孔剖面第四纪磁性地层学研究. *地质学报*, 2013, 87: 288–294]
- 54 Wang S M, Wu X H, Zhang Z K, et al. Sedimentary records of environmental evolution in the Sanmen Lake basin and the Yellow River running through the Sanmenxia Gorge eastward into the sea (in Chinese). *Sci China Ser D Earth Sci*, 2001, 31: 760–768 [王苏民, 吴锡浩, 张振克, 等. 三门峡古湖沉积记录的环境变迁与黄河贯通东流研究. *中国科学D辑: 地球科学*, 2001, 31: 760–768]
- 55 Yuan B Y, Tong H W, Wen R L, et al. The formation mechanism of the Nihewan Palaeo-lake and its relationship with living environment for early ancient human (in Chinese). *J Geomech*, 2009, 15: 77–87 [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]
- 56 Xu Q M, Yuan G B, Zhang J Q, et al. Stratigraphic division of the Late Quaternary Strata along the Coast of Bohai Bay and its geology significance (in Chinese). *Acta Geol Sin*, 2011, 85: 1352–1367 [胥勤勉, 袁桂邦, 张金起, 等. 渤海湾沿岸晚第四纪地层划分及地质意义. *地质学报*, 2011, 85: 1352–1367]

Summary for “雄安新区西部GB014孔第四纪地层结构与演化过程”

Quaternary stratigraphic architecture and sedimentary evolution from borehole GB014 in the western Xiong'an New Area

Kaiming Liu^{1,2}, Qinmian Xu^{1,2*}, Lianfeng Duan², Wenchao Niu², Fei Teng², Xiaodan Wang², Wei Zhang³ & Jie Dong¹¹ School of Environment and Planning, Liaocheng University, Liaocheng 252000, China;² Tianjin Center, China Geological Survey, Tianjin 300170, China;³ School of Tourism, Taishan University, Tai'an 271000, China* Corresponding author, E-mail: xuqinmian@163.com

To scientifically utilize underground space and to explore the regional structural characteristics and processes of basin evolution of the North China Plain, we combine paleomagnetic and sedimentary analyses of sediments from borehole GB014, which extends 200 m deep, in the western Xiong'an New Area. Magnetostratigraphy and regional sedimentary characteristics were determined to establish a chronological framework. Sedimentary facies and sedimentary systems were reconstructed by considering the lithology, geophysical logs gamma ray (*GR*), and grain size, sediment color (*L**, *a** and *b**) and magnetic susceptibility measurements.

To determine the remanence carriers and magnetic mineralogy of the sediments, rock magnetic measurements were performed on 8 representative samples from various depths. A total of 145 specimens were subjected to progressive thermal demagnetization up to a maximum temperature of 690°C, with intervals of 25–50°C below 585°C and 10–25°C above 585°C, using a Magnetic Measurements Thermal Demagnetizer (TD48) with a residual magnetic field less than 10 nT. Paleomagnetic measurements were made using a 2G Enterprises Model 760-R cryogenic magnetometer installed in a magnetically shielded space (<300 nT) in the Paleomagnetism and Geochronology Laboratory of the Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences. *GR* logs obtained at 20-cm intervals were used to analyze the sedimentary facies. For measurements of sediment color, 526 powder samples were air-dried and then disaggregated, passed through a 200-mesh sieve and measured using a Konica-Minolta SPAD503 spectrometer. The 526 powder samples were packed into 8-cm³ plastic boxes and used to obtain measurements of magnetic susceptibility (χ) using a Bartington Instruments MS2B sensor. Electronic scales with a resolution of 0.001 g were used to weigh the samples to enable the mass-specific susceptibility to be calculated. For grain-size measurements, 189 powder samples were pretreated with 10% H₂O₂ to remove organic matter and 10% HCl to remove carbonates. After standing for 24 h, the residues were dispersed with 10% (NaPO₃)₆ and ultrasonicated for 10 min. The grain size measurements were made using a Mastersizer-2000 laser analyzer (relative error <3%) at Taishan University.

The main findings are as follows: (1) Magnetite is the main carrier of the characteristic remanent magnetization in these sedimentary sequences, and the secondary carrier is hematite. (2) The borehole measurements recorded the Brunhes and Gauss normal chrons and the Matuyama reversed chron. The depths of the Matuyama/Brunhes and Gauss/Matuyama boundaries are 33.8 m and 135 m, respectively. (3) According to the chronological framework and sedimentary facies, five sedimentary units have been identified, from bottom to top: Unit V, with a depth of 200–146.6 m and sedimentary rate of 4.9 cm/ka, whose age is 3.90–2.81 Ma, is dominated by alluvial fan facies with coarse grain sediments. Unit IV, with a depth of 146.6–108.0 m and sedimentation rate of 2.76 cm/ka, whose age is 2.81–1.88 Ma, is dominated by flood plain facies with fine grain sediments. Unit III, with a depth of 108.0–57.6 m and sedimentation rate of 5.86 cm/ka, whose age is 1.88–1.02 Ma, is dominated by braided channel facies with coarse particle sediments. Unit II, with a depth of 57.6–35.8 m and sedimentation rate of 9.48 cm/ka, whose age is 1.02–0.79 Ma, is dominated by flood plain facies with fine grain sediments. Unit I, with a depth of 0–35.8 m and sedimentation rate of 4.53 cm/ka, whose age is 0.79–0 Ma, is dominated by flood plains interbedded with crevasse fan facies. At borehole GB014, evidence of two tectonic movements that occurred at 3.90–2.81 and 1.88–0.79 Ma have been preserved since the late Pliocene, and sediment provenance probably changed during 1.88–1.02 Ma. The piedmont area of Taihang Mountain hosts two widely deposited layers of coarse-grained sediments resulting from these two tectonic movements, and the Middle and Late Pleistocene sand layers are mainly related to the marine transgression in Bohai Bay and the enhancement of the East Asian monsoon system.

Xiong'an New Area, quaternary, magnetostratigraphy, stratigraphic architecturedoi: [10.1360/TB-2020-0021](https://doi.org/10.1360/TB-2020-0021)