

# 长江三角洲晚新生代沉积物磁性特征 和磁性矿物及其指示意义

王张华<sup>1</sup> 张 丹<sup>2</sup> 李 晓<sup>3</sup> 陶士康<sup>2</sup> 解 燕<sup>2</sup>

(1. 华东师范大学河口海岸国家重点实验室, 上海 200062;  
2. 华东师范大学地理系, 上海 200062; 3. 上海市地质调查研究院, 上海 200072)

**摘要:**笔者通过对长江三角洲平原晚新生代钻孔 SG7 孔沉积物的粒度和磁性分析, 揭示磁性矿物类型随时间的演变, 探讨新构造运动、气候、海平面等对本区沉积物源、沉积环境的耦合作用。研究结果显示, 上新世磁性强弱相间, 且达到全剖面最强, 磁性矿物为磁铁矿、磁赤铁矿、针铁矿和黄铁矿, 反映本区气候暖湿, 发育山间湖泊, 沉积物主要来自周边白龙港玄武岩的风化产物; 早更新世早期, 磁性为全剖面最弱, 以磁铁矿为主, 反映在构造沉降作用下, 发生物源改变, 即主要来自贫铁的中酸性浅成岩或喷出岩, 同时沉积物主要为冰期的河道相沉积, 反映山间河流/冲积扇环境; 早更新世晚期至晚更新世末, 磁性显著增强且和沉积物粗细变化一致, 粗颗粒沉积物中磁性矿物以变质岩来源的粗粒磁铁矿为主, 细粒沉积物中磁性矿物见针铁矿、赤铁矿和黄铁矿, 反映古地理环境逐渐向冲积平原、滨海平原演变; 自晚更新世晚期出现细粒磁赤铁矿和磁铁矿, 反映长江上游物源的加入。全新世沉积物磁性较更新世泥质沉积物显著增强, 反映长江河口、三角洲环境。

**关键词:**磁性矿物; 白龙港玄武岩; 变质岩物源; 长江上游物源; 构造沉降

**中图分类号:** P574.1<sup>19</sup>      **文献标志码:** A      **文章编号:** 1000-3657(2008)04-0670-13

长江三角洲地区中生代基岩上覆盖了 200~400 m 厚的松散沉积物, 沉积时代为新近纪—第四纪<sup>[1-3]</sup>。近几十年来, 随着水文地质、区域地质调查的展开, 本区已经获得多个钻遇基岩的晚新生代钻孔。前人利用这些钻孔, 建立了年代地层、岩相古地理环境、海进—海退旋回等过程<sup>[2-8]</sup>。Chen and Stanley<sup>[1]</sup>指出, 上新世苏北盆地为—个沉积中心, 沉积物厚度超过 1000 m, 而同期长江三角洲地区沉积厚度大多不足百米; 至第四纪两者沉积厚度相当, 因此提出由于长江三角洲地区的构造沉降作用, 第四纪以来长江口从苏北盆地逐渐南偏至现今位置。前人大量研究还认为长江三角洲地区新近纪及早更新世沉积物以洪积、冲积扇相为主, 自中更新世, 逐渐出现曲流河及冲积平原、滨海平原和三角洲平原堆积。

物源研究是长江口演变的重要研究内容之一, 前

人已经通过元素地球化学、独居石年龄谱系和重矿物等手段, 发现本区上新世和早更新世之交物源发生明显变化, 并对长江上游物源何时到达本区提出了不同的观点<sup>[9-10]</sup>。但是长江流域面积广大, 基岩类型复杂, 且早期的侵蚀剖面很可能已经被剥蚀或埋藏, 仅根据现今出露的基岩不一定能重建正确的母岩区。

沉积物的磁性特征是其中铁磁性矿物含量、类型、元素组成和颗粒大小的直接反映, 并且十分敏感<sup>[11]</sup>。而沉积物中铁磁性矿物的上述特征又取决于母岩类型或者自生/次生环境, 因此环境磁学研究将有助于恢复母岩区的侵蚀剖面。对于长江三角洲地区晚新生代沉积物的磁性研究, 目前仅见于陈静<sup>[12]</sup>对上海浦东机场孔的测试, 但样品数量很少, 且仅为室温磁性测试, 还不能揭示该区晚新生代沉积物中磁性矿物分布的特征及其背后蕴藏的沉积环境和物

源信息。因此笔者利用 2005 年在“三维城市地质”项目资助下获得的晚新生代钻孔 SG7 孔(图 1),高密度采样,试图利用室温磁学测试和退磁、热磁分析等手段,细辨本区晚新生代沉积物中的磁性矿物类型及其垂向分布,从而重建物源区侵蚀剖面,识别长江三角洲晚新生代沉积的物源变化,同时也可以通过自生/次生磁性矿物,重建构造、气候等因素控制下的古地理环境演变过程。

### 1 研究区地质背景

在构造上,本区处于扬子古板块南缘,其北部为南黄海盆地,东南有江—绍深断裂和浙闽隆起带将其与东海陆架盆地分隔<sup>[13]</sup>。在渐新世末—上新世初,长江三角洲地区和南黄海南缘海域均处于勿南沙隆起,除了少量山间凹陷,全区以剥蚀的低山丘陵为主。至上新世末—更新世初,随着青藏高原的强烈抬升,本区开始沉降,并逐渐演变成为沉积盆地。

在过去几十年中,长江三角洲地区已经获得数百

个钻遇基岩的钻孔,由此揭示了下伏基岩的埋深、类型等特征。本区古地势西高东低,南高北低,整体向东北倾斜(图 1)。常熟—苏州—嘉兴一线以西,基岩埋深一般小于 160 m,且有较多的基岩出露,现今仍多低山丘陵;该线以东,南部有天马山凸起和秦皇山凸起,基岩的埋深一般小于 200 m,还有少量剥蚀残丘出露地表;另外东部滨海平原有一狭长的弧形凸起,呈南东—北西走向,基岩埋深大多小于 240 m。在天马山凸起、秦皇山凸起以西,存在一个东西向小型凹陷,为枫泾凹陷,其中基岩埋深最大可达 300 m 以上;天马山凸起、秦皇山凸起和弧形凸起三者之间,存在一条东西走向的狭长谷地,该谷地往东延伸向南汇后又转向北东,在南汇一带称为三墩凹陷,基岩埋深也达 300 m 以上;天马山凸起以北,为角安凹陷,基岩埋深可达 440 m 以上;角安凹陷越过弧形凸起,继续向东北延伸,形成两条东北向深切河谷,至崇明岛基岩埋深达 500 m 以上;弧形凸起以东,另有川沙凹陷,向东延伸,基岩埋深也在 300 m 以上。

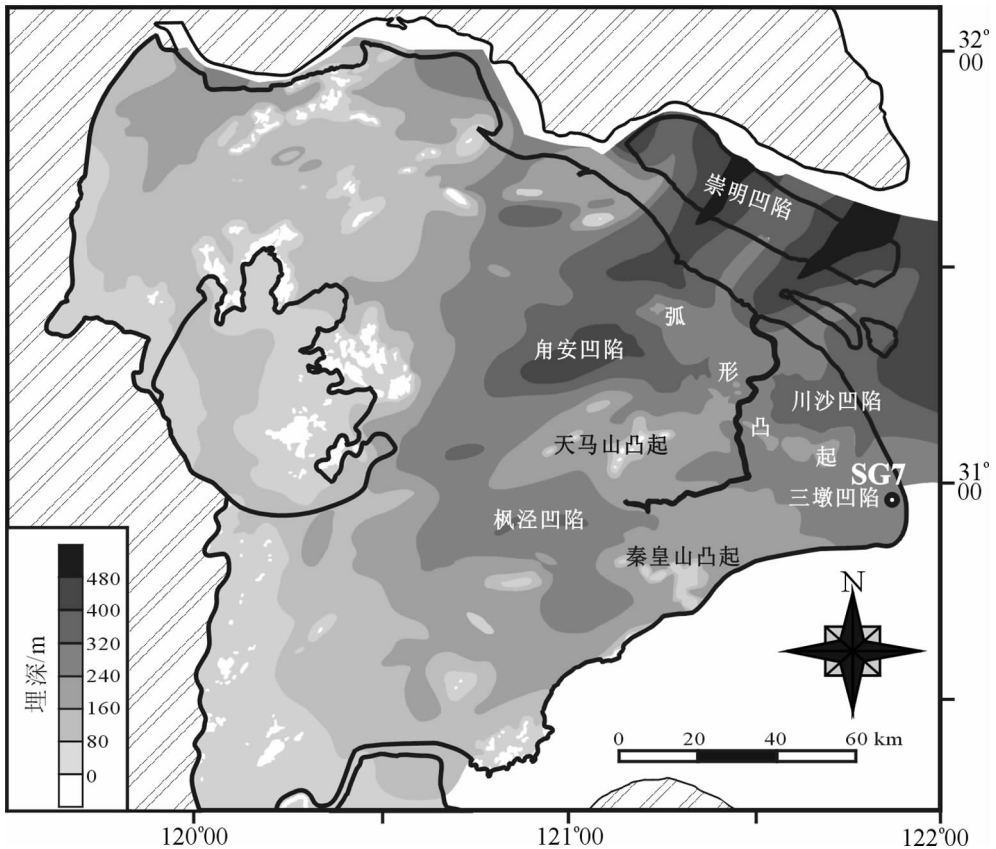


图 1 长江三角洲基岩埋深等值线和晚新生代主要沉积盆地分布

Fig.1 Isopach lines of bedrocks and major late Cenozoic sedimentary basins in the Yangtze delta

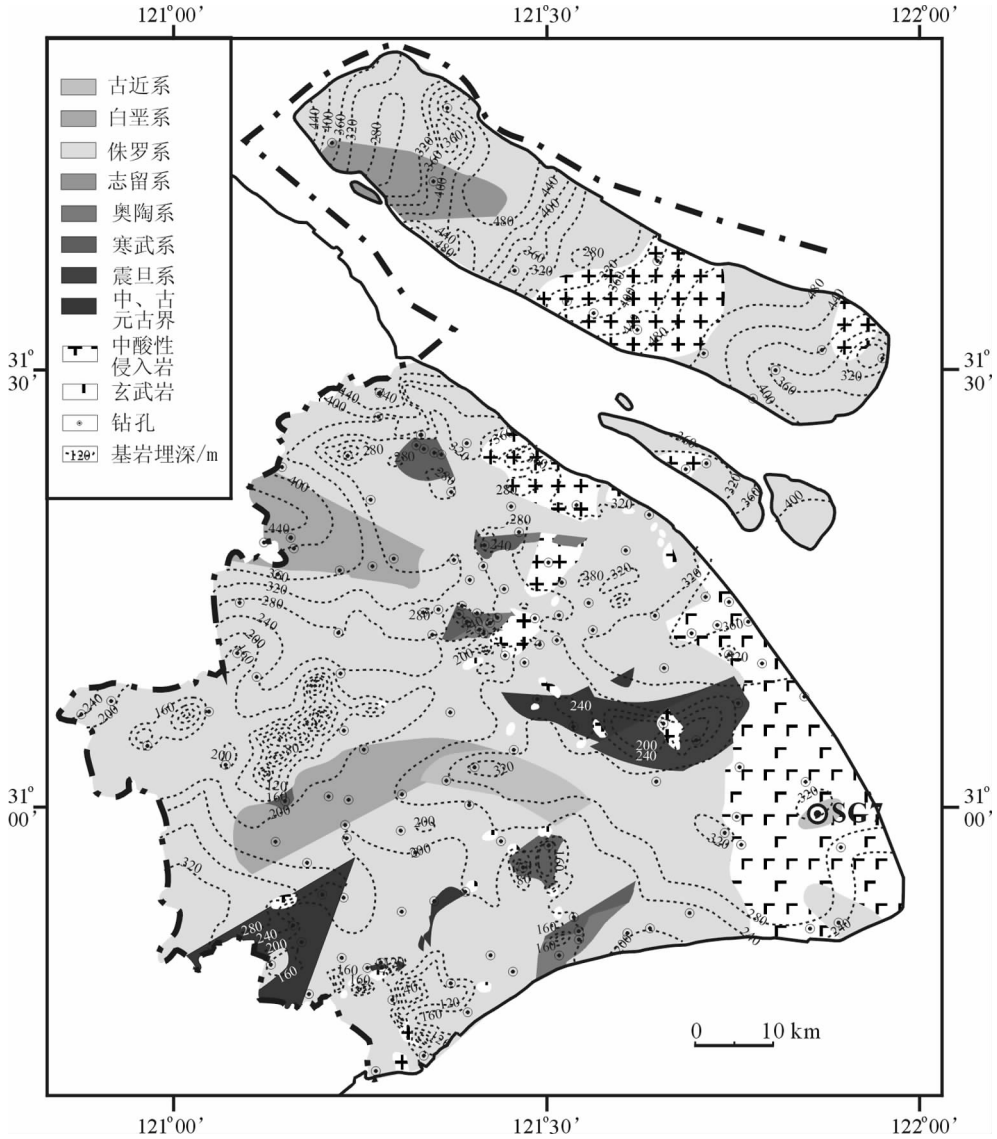


图2 上海市基岩类型和分布图

Fig.2 Types and distribution of bedrocks in Shanghai

本区的基岩,以侏罗系的沉积岩分布最为广泛<sup>[4]</sup>(图2),另有少量古近系、白垩系、志留系、奥陶系和寒武系的沉积岩;在秦皇山凸起边缘和弧形凸起南端,均有震旦系和中、古元古界的古老变质岩分布;燕山晚期的花岗岩、花岗斑岩、闪长岩、石英闪长岩和辉石闪长岩在区内零星分布;东部滨海平原还有新近系中新统的陆相碱性玄武岩呈即白龙港玄武岩片状分布。

## 2 材料和方法

SG7孔位于上海市南汇区新港镇桃园村(图1)。该孔深约322 m,贯穿晚新生代松散沉积,直达

古新世基岩。在钻孔过程中,笔者进行现场岩性描述、采样。样品分装在聚乙烯塑料袋内,带回华东师范大学河口海岸国家重点实验室,进行粒度和磁学测试。其中,孔深150 m以上取样间隔为0.5 m,150 m以下取样间隔为1 m,共计获得样品443个。对获得样品进行了粒度分析和室温磁性测试。粒度分析采用激光粒度仪(型号LS13 320,美国Coulter公司)和筛析法,共获得430个有效样品分析数据。室温磁性测试包括磁化率、非磁滞剩磁和等温剩磁。磁化率测试使用英国Bartington公司生产的MS2磁化率仪,剩磁测试使用Molspin公司生产的脉冲磁场发生器及旋转磁力仪。



室温磁性测量过程:取样约 50 g,低温烘干 (<40℃),然后在玛瑙研钵内轻压、分散,并搅拌均匀,从中称取 10 g 左右样品,用保鲜膜封装好,置于 10 mL 容量的圆柱型聚乙烯样品盒内,压实、固定,进行磁性测试。具体步骤如下:

(1)低频(0.47 kHz)和高频(4.7 kHz)弱磁场中磁化率;

(2)非磁滞剩磁(交变磁场峰值 100 mT,直流磁场 0.04 mT);

(3)等温剩磁 IRM,记录  $IRM_{20\text{ mT}}$ 、 $IRM_{100\text{ mT}}$ 、 $IRM_{300\text{ mT}}$ 、 $IRM_{1000\text{ mT}}$ (即 SIRM);到达饱和磁场后,再施加反向磁场,并逐步增强,记录  $IRM_{-20\text{ mT}}$ 、 $IRM_{-100\text{ mT}}$ 、 $IRM_{-300\text{ mT}}$ 。

根据室温磁性测试结果,笔者选取 26 个磁性异常样品,再加 1 个基岩样品,使用德国 Petersen Instruments 公司的多功能磁性测量系统(MMVFTB 可变场天平),分别进行退磁曲线、磁滞回线和热磁曲线的测试。称取 0.3 g 左右干样,略研磨,装入测试专用玻璃管内,放入 MMVFTB 可变场天平。仪器自动记录不同磁场下的磁化强度(M),据此绘出磁滞回线和退磁曲线,同时获得矫顽力( $B_c$ )和剩磁矫顽力( $B_{cr}$ );仪器还记录了温度从 20℃缓慢上升至 700℃、然后又逐渐冷却至室温过程中的磁化强度,据此绘出热磁曲线。

SG7 孔还采集了 267 个样品进行古地磁分析,在南京地质矿产研究所古地磁实验室完成。使用美国 Schonstedt 仪器公司生产的 DSM220 型数字旋转磁力仪、GSD250 交变退磁仪,以及 HKB210 高精度磁化率仪等设备,全部样品均进行了从 5~90 mT 交变磁场的逐步退磁。同时结合到本研究的数据还有 SG7 孔晚第四纪沉积物 10 个 OSL 测年和 3 个 U 系测年<sup>[14]</sup>(表 1),以及 SG7 孔孢粉化石含量(分析统计

方法具体见文献[14])。

### 3 研究结果

#### 3.1 SG7 孔岩性剖面和年代地层

综合岩性、古地磁、OSL 和 U 系测年结果以及孢粉化石分布特征,将 SG7 孔地层划分如下:

(1)孔深 24.35 m 到地表

以灰色、青灰色粘土和粉砂质粘土为主,中上部夹粉细砂薄层,局部含贝壳。平均粒径为 0.004~0.055 mm,孢粉化石含量丰富(图 3)。根据测年结果,本段为全新世沉积。

(2)孔深 24.35~83.55 m

本段顶部为暗绿-灰黄色硬粘土,夹蓝灰色斑块,厚约 2.8 m,平均粒径在 0.008 mm 左右;向下变为灰黄色泥质粉砂和粉、细砂,局部含大量铁锰斑块,厚约 16.3 m,平均粒径 0.014~0.088 mm;中部为灰黄色、灰色粉、细砂,局部含层状贝壳碎片,偶见铁锰条带,厚约 19.1 m,平均粒径 0.021~0.120 mm;下部为灰色粉砂质泥和泥质粉砂,夹两薄层硬粘土,局部贝壳丰富,底部夹较多粉、细砂层,厚约 21 m,平均粒径 0.005~0.058 mm。本段孢粉化石下部丰富,上部稀少(图 3)。综合岩性、测年和孢粉分布特征,认为本段为晚更新世沉积<sup>[14]</sup>。

(3)孔深 83.55~136.9 m

本段按沉积物颗粒粗细变化,可分为 3 个旋回。83.55~97.8 m:底部为灰白、灰色含砾粗中砂,砾石直径 4~10 mm,夹一薄层蓝灰色粉砂质泥,含大量钙质结核;向上变为浅灰色细砂、粉砂;平均粒径 0.009~0.418 mm,孢粉化石稀少;97.8~125.09 m:下部为 3 层灰白色含砾中粗砂夹灰—深灰色细砂、粉砂,砾石最大长轴 3.5 cm,偶含贝壳,见较多孢粉化石;上部为灰色中、细砂和粉砂,孢粉化石稀少;顶部

表 1 SG7 孔测年结果

Table 1 OSL and U-series ages of sediments from hole SG7

埋深/m	测年方法	测年材料	年龄/ka	埋深/m	测年方法	测年材料	年龄/ka
8.3	OSL	青灰色粉砂	3.8±0.3	65.75	U 系	贝壳	63.0±3.6
24.0	OSL	灰色粘土	15.0±1.4	72.4	U 系	贝壳	85.9±6.1
25.0	OSL	暗绿色粘土	18.2±1.6	80.8	OSL	灰色粉砂	105.6±3.2
40.5	OSL	灰黄色细砂	59.3±3.5	81.5	OSL	灰色粉砂	118.2±11.1
52.7	U 系	灰色细砂	45.3±3.7	101.0	OSL	青灰色粉砂质泥	148.1±6.5
62.0	OSL	灰色粉砂	69.0±5.1	125.8	OSL	蓝灰色硬粘土	307.6±14.5
63.0	OSL	灰色粉砂质泥	74.2±2.5				

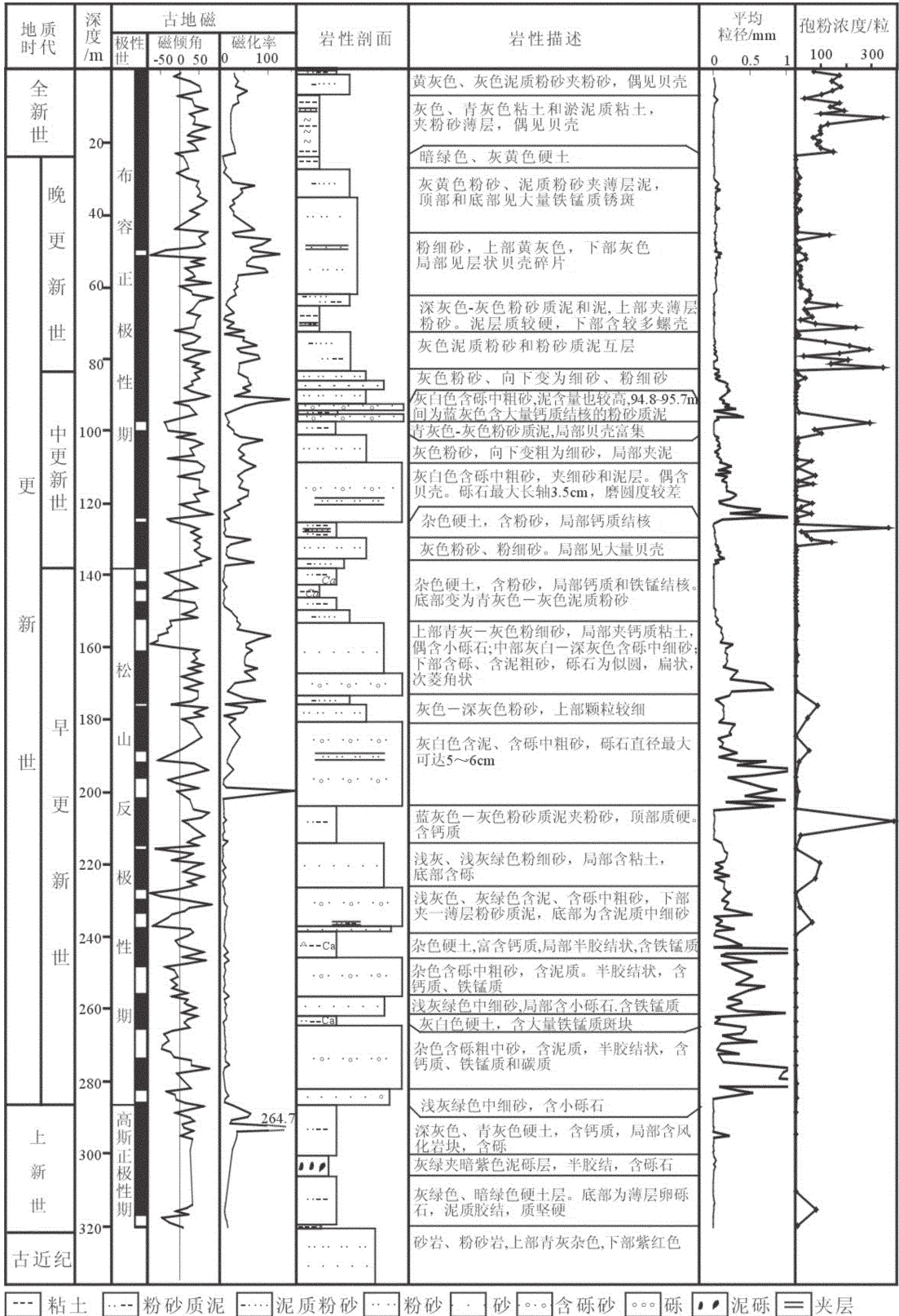


图3 SG7孔岩性剖面 and 地层划分

Fig.3 Lithology and stratigraphy of borehole SG7

青灰色粉砂质泥和泥质粉砂,局部贝壳富集,孢粉化石丰富;平均粒径 0.007~1.109 mm;125.09~136.9 m;下部灰色细、粉砂,含大量贝壳,上部黄灰色、蓝灰色硬粘土,局部见钙质结核,平均粒径 0.005~0.155 mm,孢粉化石较丰富。古地磁布容/松山界面出现在孔深 136.9 m 附近(图 3),因此本段为中更新世沉积。

#### (4)孔深 136.9~286.3 m

本段由 5 个由粗到细的沉积旋回组成,每个旋回中下部为厚层(15~20 m)灰白色、灰黄色和浅灰绿色含砾中、粗砂和中细砂,砾石直径最大可达 6 cm,出现在孔深约 200 m,平均粒径最大达 3.226mm,出现在孔深约 245 m;顶部覆盖薄层(2~10 m)杂色硬土,局部富含钙质和铁锰质,平均粒径一般为 0.004~0.031mm。孔深约 240 m 以下岩心多呈半胶结状。本段孢粉化石少见,仅在孔深约 240~170 m 段出现较多,在孔深约 210 m 含量最丰富(图 3)。古地磁松山/高斯界面出现在孔深 286.3 m 附近,本段为早更新世沉积。

#### (5)孔深 286.3~320.9 m

本段上部和下部为深灰色、青灰色、灰绿色、暗绿色硬土,局部含风化岩块,中部为一层灰绿夹暗紫色泥砾层,厚约 5.5 m。平均粒径大部分<0.004 mm。仅在底部见少量孢粉化石(图 3)。本段为上新世沉积。

### 3.2 室温磁性特征和分层

SG7 孔的磁化率表现出强烈的波动,且和古地磁测试中获得的磁化率波动基本一致(图 3~4)。除频率磁化率( $\chi_{FD}$ ),其余各磁参数也和磁化率呈现相同的规律性(图 3)。根据各磁参数特征,笔者把 SG7 孔自下至上分为以下 5 层(I~V;图 4):

I 层,孔深 306~320.9 m,上新统下段。该段磁化率和剩磁都很弱,质量磁化率( $\chi$ )仅为  $12.1 \times 10^{-8} \sim 16.7 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ,SIRM 大多不足  $1000 \times 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$ ;磁化参数  $F_{100 \text{ mT}}$  较低,为 44%~89%,但  $F_{300 \text{ mT}}$  较高,大多在 95% 以上;退磁参数  $S_{-100 \text{ mT}}$  多数在 80% 左右, $S_{-300 \text{ mT}}$  则多数在 95% 以上。 $\chi_{\text{ARM}}$  较小,为  $20 \times 10^{-8} \sim 133 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ 。

II 层,孔深 286.3~306 m,上新统上段。该段各磁参数波动剧烈, $\chi$  和 SIRM 出现全孔最高值,尤其在泥砾层, $\chi$  最高竟达  $448 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ,无磁滞剩磁( $\chi_{\text{ARM}}$ ) 在泥砾层也出现异常高值。同时,磁性强的沉积物磁化参数和退磁参数均呈现高值,反之,则出现显著低值。 $F_{100 \text{ mT}}$  和  $S_{-100 \text{ mT}}$  最高值都在 90% 以上, $F_{300 \text{ mT}}$

和  $S_{-300 \text{ mT}}$  最高值接近 100%。

III 层,孔深 201~286.3 m,下更新统下段。本段突出的特点是无论沉积物颗粒粗细变化, $\chi$ 、SIRM 均很低,分别为  $3.6 \times 10^{-8} \sim 42.3 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  和  $254 \times 10^{-6} \sim 12342 \times 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$ , $F_{100 \text{ mT}}$  和  $S_{-100 \text{ mT}}$  也明显低于其他各层,但  $F_{300 \text{ mT}}$  和  $S_{-300 \text{ mT}}$  一般都在 90% 以上。

IV 层,孔深 24~201 m,下更新统上段、中更新统及上更新统。本段  $\chi$ 、SIRM 及其余各磁参数和沉积物颗粒的粗细变化一致,即细颗粒的泥质沉积物磁性弱,粗颗粒的砂质沉积物磁性强,但下更新统上段砂体的磁性略弱于中、上更新统砂体。 $\chi_{\text{ARM}}$  总体较低,但在中、上更新统出现一些不连续的高值点。另外突出的特征是磁性强的沉积物磁化参数和退磁参数均为显著高值,而磁性弱的沉积物磁化参数和退磁参数则表现为全孔最低值。磁性弱且难被磁化的沉积物主要出现在孔深 125~150 m,100 m,63~75 m 及 25 m 附近,大多为硬土层。

V 层,地表至孔深 24 m,全新统。该段  $\chi$  和 SIRM 也较低,但明显高于 III、IV 层颗粒粗细相似的沉积物。磁化参数和退磁参数都较低,其中, $F_{100 \text{ mT}}$  和  $S_{-100 \text{ mT}}$  略高于 III 层,但  $F_{300 \text{ mT}}$  和  $S_{-300 \text{ mT}}$  总体低于 III 层。 $\chi_{\text{ARM}}$  较高,为  $111 \times 10^{-8} \sim 398 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ 。

### 3.3 退磁、热磁结果和磁性矿物类型推测

对上述 I~V 层典型样品和基岩样品的退磁和热磁测试结果分述如下:

古新世砂岩,孔深 321.2 m 样品的 Bc 和 Bcr 较高,分别为 19 mT 和 115 mT(图 4),磁滞回线两头胖,腰略瘦(图 5-a),显示亚铁磁性矿物和反铁磁性矿物的混合,热磁曲线显示加热初期磁化强度低且较平稳,超过 200°C 后开始明显下降,突变温度约为 675°C,冷却过程中磁化强度持续回升,但始终低于加热时强度(图 6-a),因此推测该沉积物中磁性矿物以赤铁矿为主,另外有一定含量的磁赤铁矿。

I 层,孔深 317.5 m 样品的磁滞回线显示 Bc 和 Bcr 均较低,但曲线不匀滑(图 5-b);热磁曲线显示样品初始磁化强度很低,且随温度的升高逐渐缓慢降低,在 440°C 附近达到最低,然后开始迅速上升,并在约 540°C 达到最大值,之后随着温度的继续升高,磁化强度又迅速下降,在约 650°C 达到突变点;降温过程值,磁化强度先慢后快上升,并且最终的磁化强度远远大于初始值(图 6-b),显示大量磁铁矿的产生。上述特征显示该样品以顺磁性矿物为主,另



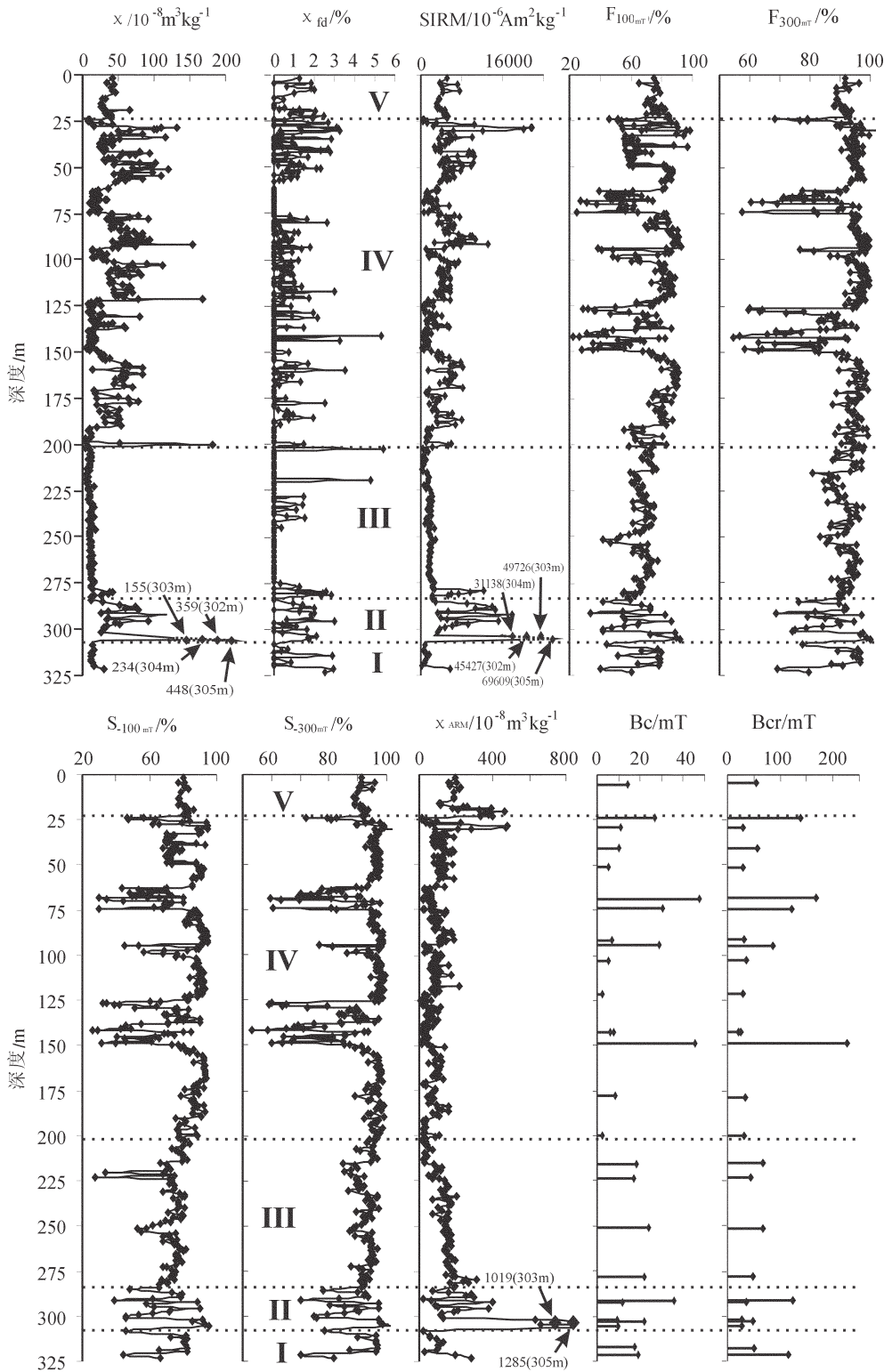


图4 SG7孔磁性特征和分层  
 Fig.4 Magnetic properties and zones of bohole SG7

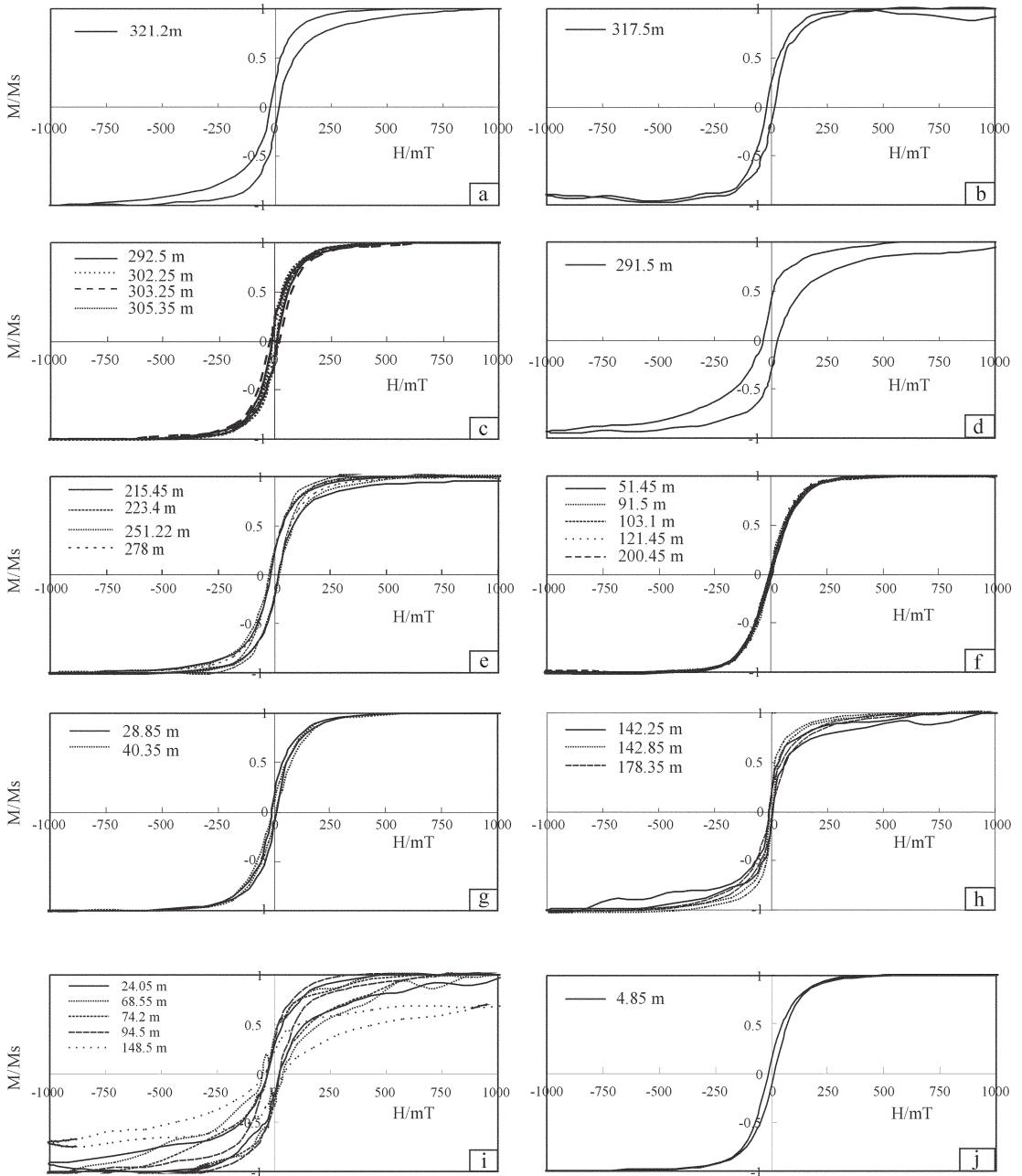


图 5 典型样品的磁滞回线( $M$ 为磁化强度, $M_s$ 为饱和磁化强度)

Fig. 5 Hysteresis loops of typical samples ( $M$ =magnetization;  
 $M_s$ =saturated magnetization)

可能有富铁的粘土矿物如绿泥石存在。

II 层,对磁性强和弱的典型样品都分别进行了磁化、退磁、热磁测试,结果显示强磁性样品的  $B_c$  和  $B_{cr}$  都较小, $B_c$  大多在 10 mT 左右,个别达 22 mT, $B_{cr}$  一般为 27~48 mT(图 4),磁滞回线匀滑、略

显胖腰(图 5-c)。热磁曲线显示开始加温时磁化强度有所上升,至 300℃附近达最大值,之后随温度上升磁化强度快速下降,最终在 620℃附近达到突变温度;冷却过程中,磁化强度持续回升,但均低于加热过程中的磁化强度(图 6-c)。结合这些样品  $\chi_{ARM}$



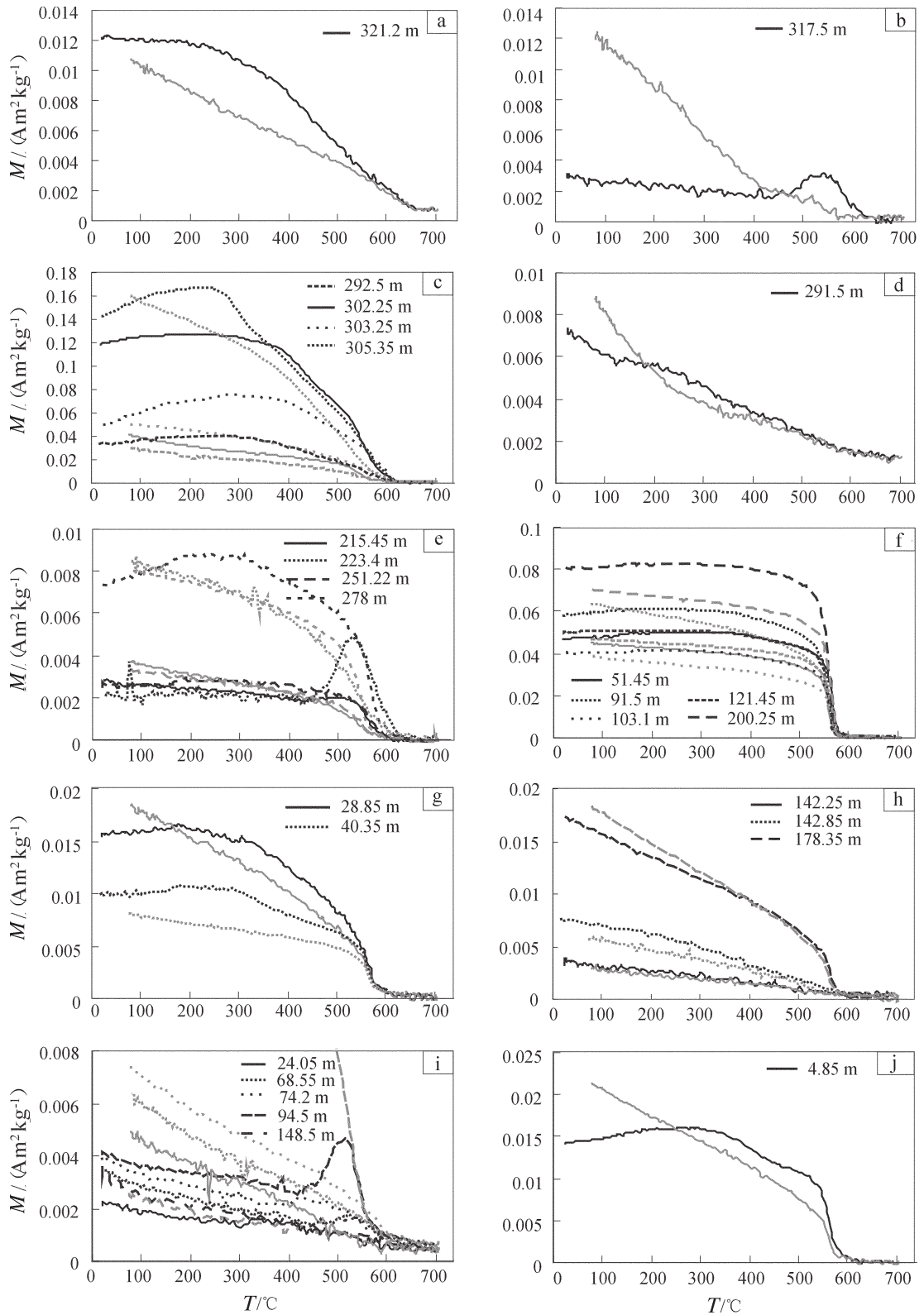


图6 典型样品的热磁曲线(黑线为加热过程,灰线为冷却过程)

Fig.6 Thermomagnetic curves of typical samples (the black line represents heating and the grey line represents cooling)

的异常高现象(图 4),认为该段强磁性矿物为单畴磁铁矿和磁赤铁矿的高度富集。本段也有弱磁性矿物,  $B_c$  和  $B_{cr}$  分别达 36 mT 和 124 mT(图 4),磁滞回线显示以硬磁性矿物为主(图 5-d),热磁测试显示随着温度升高磁化强度持续下降,突变温度超过 650°C,冷却过程的磁化强度和加热过程相似,至 180°C 以下磁化强度逐渐明显大于加热时的磁化强度(图 6-d)推测以不完整反铁磁性矿物如针铁矿为主。

III 层,该段  $B_c$  和  $B_{cr}$  均较高但波动小,分别为 17~24 mT 和 45~67 mT(图 4),磁滞回线高但略胖(图 5-f),结合磁化参数、退磁参数和磁滞回线认为该段磁性略硬,但总体仍显示亚铁磁性矿物特征,热磁曲线也显示居里温度在约 580°C(图 6-f),因此略硬的磁性和较高的矫顽力可能是磁畴较小所致。该段特征为磁性矿物含量很低,颗粒小,以亚铁磁性矿物为主,不见反铁磁性矿物。

IV 层,该段磁性矿物可分为 4 类:(1)以孔深 51.45 m, 91.5 m, 103.1 m, 121.45 m, 200.25 m 沉积物为例,强磁性,易被磁化,  $B_c$  和  $B_{cr}$  值均很小,仅分别为 2.5~6.8 mT 和 29~35 mT(图 4),磁滞回线为典型的高而瘦匀滑曲线(图 5-f),热磁曲线显示加热过程中,磁化强度平稳,至 580°C 急剧下降,冷却过程磁化强度略低于加热过程(图 6-f)。上述特征反映纯净的多畴磁铁矿性质,且可能来源于变质岩<sup>[1]</sup>。(2)以孔深 28.85 m 和 40.35 m 沉积物为例,也具较强磁性,磁化和退磁参数显示,  $F_{100\text{ mT}}$  和  $S_{-100\text{ mT}}$  都明显低于上类沉积物,但  $F_{300\text{ mT}}$  和  $S_{-300\text{ mT}}$  都又接近 100%(图 4),因此显示磁性略硬。磁化和退磁测试也显示它们的  $B_c$  和  $B_{cr}$  值略高,分别为 10~11 mT 和 29~57 mT(图 4),磁滞回线较上类略胖(图 5-g),热磁曲线显示居里温度也为 580°C,但曲线不匀滑,在 200~400°C 有个弱峰(图 6-g),因此该类沉积物中虽以磁铁矿主导,但可能还有较多磁赤铁矿。(3)以孔深 142.25 m, 142.85 m 和 178.35 m 沉积物为例,磁性弱,但  $B_c$  和  $B_{cr}$  都较小,分别为 6~8.6 mT 和 22~34 mT(图 4)。磁滞回线以瘦高为主,但不尽匀滑(图 5-h),热磁曲线显示突变温度为 580°C,另外在加热过程中磁化强度持续下降(图 6-h),反映以磁铁矿为主,但含量很低。(4)以孔深 24.05 m, 68.55 m, 74.2 m, 94.5 m, 148.5 m 沉积物为典型,磁性很弱,难被磁化,  $B_c$  和  $B_{cr}$  分别高达 27~45 mT 和 86~227

mT(图 4),磁滞回线宽、胖,难闭合(图 5-i)显示反铁磁性矿物的主导。热磁曲线显示在加热初期,磁化强度下降明显,之后持续缓慢下降,但在 500°C 前后大多有个弱上升峰,可能含富铁的粘土矿物,突变温度除 94.5 m 样品外,其余都超过 600°C,另外冷却后的磁化强度一般都显著高于加热时磁化强度(图 6-i),因此推测孔深 24.05 m、68.55 m 和 74.2 m 的主导矿物是针铁矿,孔深 94.5 m 以顺磁性矿物为主,孔深 148.5 m 以赤铁矿为主。

V 层,以孔深 4.85 m 沉积物为例,  $B_c$  和  $B_{cr}$  略高,分别为 14 mT 和 54 mT(图 4),磁滞回线略显胖腰(图 5-j),热磁曲线显示加热初期磁化强度缓慢上升,至 300°C 附近到达最高,在 400°C 附近明显下降,居里温度在 580°C,冷却前期磁化强度小于加热时强度,冷却至低于约 200°C 后磁化强度明显高于加热时强度(图 6-j),显示以磁铁矿为主,且同时存在磁赤铁矿或亚铁磁性铁硫化物。另外,结合较高的  $\chi_{ARM}$  认为该段的磁铁矿颗粒较小,以单畴为主。

## 4 讨论和结论

上面的磁性分析结果显示,SG7 孔基岩中磁性矿物主要为赤铁矿和磁赤铁矿,晚新生代沉积物中,从老到新,磁性矿物类型有明显的变化:上新统下部主要为顺磁性矿物黄铁矿,中上部细颗粒磁铁矿和磁赤铁矿异常富集,另局部层位以针铁矿为主;下更新统下部主要见磁铁矿,但含量很低,颗粒较小;下更新统上部至上更新统,粗颗粒沉积物中以磁铁矿主导,质纯,颗粒大,细颗粒沉积物中既有反铁磁性矿物针铁矿、赤铁矿,也有少量黄铁矿,另外上更新统上部的粉砂沉积中,除磁铁矿外,可能还有较多磁赤铁矿;全新统以磁铁矿为主,颗粒小,另外还可能存在磁赤铁矿或亚铁磁性铁硫化物。

上述磁性矿物中,有的是水流搬运来的碎屑矿物,主要有磁铁矿和磁赤铁矿,因此可以指示母岩类型;有的是自生或次生成因,如赤铁矿、针铁矿、磁赤铁矿、黄铁矿、亚铁磁性铁硫化物和部分磁铁矿,可以反映沉积环境的氧化-还原状况,从而推测气候、海水进退等古环境变化,另外碎屑矿物和自生/次生矿物的交替主导也和古地理环境变化密切相关。因此,以下分物源和古地理环境两方面进行论述。

### 4.1 从磁性矿物类型看 SG7 孔晚新生代物源变化

上新世中上部出现了细颗粒磁铁矿和磁赤铁矿

的异常富集,推测和本区中新世形成的白龙港玄武岩有关。形成玄武岩的岩浆富含铁、钛,因此玄武岩中往往富含钛磁铁矿;且玄武岩是岩浆快速冷却结晶形成的产物,由于结晶时间短,因此形成的磁性矿物颗粒细。另外,从地表挤压出的玄武岩(即陆相玄武岩)内部高温氧化作用往往很明显,从而形成的强磁性矿物有磁铁矿和钛磁赤铁矿<sup>[1]</sup>。在浙江嵊县、新昌地区地表也分布有与本区白龙港玄武岩同期的玄武岩,前人对其上发育的土壤磁性研究显示,以原生和次生磁铁矿、磁赤铁矿为主<sup>[15]</sup>。从图 2 可以看到,上新世 SG7 孔正好处于一个四周都是白龙港玄武岩的洼地,因此认为该孔上新世中上部强磁性沉积物正是指示了它的物源来自白龙港玄武岩。

早更新世早期,以磁铁矿为主,但含量很低,颗粒细,而该时期沉积物颗粒粗,是全孔最粗时期,出现厚层含砾中粗砂,可见此时沉积物的母岩中磁性矿物含量很低,推测属于中酸性火成岩,从磁性矿物的颗粒细还可反映母岩结晶时间短,因此应属于浅层火成岩或者喷出岩。从基岩看,在 SG7 孔附近一些古高地(秦皇山凸起、天马山凸起和弧形凸起),尚有少量辉石闪长岩和石英闪长岩残余。因此笔者推测此时区内白龙港玄武岩已经基本被沉积物埋藏,而进入了闪长岩的剥蚀期。上新世到早更新世的物源变化,在长江三角洲滨海平原具有普遍性,如 Yang et al<sup>[9]</sup>对本区 PD 孔晚新生代沉积物的 REE 和独居石年龄谱系研究、陈静等<sup>[10]</sup>对浦东机场孔(Pd)的重矿物研究都显示了这一时期的显著物源变化。笔者认为这次物源改变是勿南沙隆起显著沉降的反映,也与青藏高原的强烈抬升事件(B 幕)吻合。

早更新世晚期,沉积物中的强磁性矿物转变为质纯的多畴磁铁矿,这种磁铁矿的形成,需要充分的结晶时间,因此一般出现在变质岩中<sup>[11]</sup>。SG7 孔西侧古高地的基岩,主要为震旦系和寒武系变质岩,它们目前的埋深,还有较大区域小于 200 m,因此在早更新世晚期,它们很有可能是 SG7 孔的主要物源。

自中更新世中期,沉积物磁性有所增强,且出现一些  $\chi_{\text{ARM}}$  高值,这种特征至晚更新世晚期和全新世更加明显,反映除变质岩来源的粗粒磁铁矿外,还有细粒磁铁矿存在,且晚更新世晚期和全新世细粒磁铁矿含量增加,并出现磁赤铁矿。上述特征反映浅层火成岩和喷出岩物源的再次加入,并自晚更新世晚期明显加强。由于在构造沉降、剥蚀和堆积的综合作

用下,中更新世中期,长江三角洲平原的基岩已经大多数被埋藏,仅留下一些剥蚀残丘,主要为侏罗系砂岩,古地势也显著降低且变平缓,因此笔者推测,此时沉积物的磁性变化可能反映外来物源的加入。长江中下游如大别山,多分布古老的变质岩,长江上游即金沙江流域有大片峨眉山玄武岩分布<sup>[16]</sup>,这些基岩都可以产出丰富的粗、细粒磁铁矿;另外前人<sup>[15]</sup>对峨眉山玄武岩土壤的磁性研究显示其成土过程中产生大量的以超剩磁为主的磁赤铁矿和磁铁矿。因此可能自中更新世中期,长江携带来的泥沙开始到达本区,而长江上游泥沙的大量到达,以细粒磁赤铁矿和磁铁矿的再次出现为标志,推测始于晚更新世晚期。

#### 4.2 从磁性变化和磁性矿物类型看古地理环境演变

上新世早期,SG7 孔沉积物磁性很弱,以黄铁矿为主。由于黄铁矿常见于浅海和缺氧的湖泊环境,且此时的沉积物岩性为灰绿色、暗绿色硬土,因此反映 SG7 孔所在的三墩凹陷在上新世早期为山间湖泊环境,且湖泊水体较深。

上新世中期,出现了泥砾层;晚期,沉积物变为深灰色和青灰色,且含砾石(图 3),反映湖泊水体变浅。从磁性来看,强弱波动频繁,强磁性的磁铁矿、磁赤铁矿和弱磁性的针铁矿相间主导。针铁矿一般形成于风化作用,并多见于气候潮湿的土壤中<sup>[11]</sup>。卢升高等<sup>[15]</sup>研究显示浙江玄武岩的土壤中有少量赤铁矿,但未鉴定到针铁矿。可见本孔的针铁矿反映上新世的气候条件较现今暖湿,与 Yang et al<sup>[9]</sup>的元素地球化学研究结果一致。笔者判断上新世中、晚期,该地的陆源物质输入和湖泊水体有多次波动。磁铁矿和磁赤铁矿主导反映降水丰富,湖泊水体略深,陆源物质输入量大,沉积快速,径流带来的磁性矿物得以保存;针铁矿主导反映降水量降低,湖泊水体变浅,陆源物质输入匮乏,湖底沉积物出露从而经历成土作用。因此本孔上新世中、晚期的磁性变化也可反映此时气候的干湿波动。

早更新世早期出现厚层含砾砂,虽然此时沉积物磁化率很低,但磁性矿物仍以磁铁矿为主,不见黄铁矿或反铁磁性矿物,可见此时以河道相沉积为主,反映由于全球气候变冷,本区发生强烈的河流下切和溯源侵蚀,上新世的浅水湖泊于此时消失,演变为以山间河流或冲积扇为主的沉积环境。从基岩埋深图也可以推测(图 1),此时的山间河流以北东、北东



东向为主。

早更新世晚期下部以粗颗粒沉积为主,磁铁矿丰富,反映仍然是河流相/冲积扇沉积环境;上部以泥质沉积为主,其中既有黄铁矿,也有针铁矿,反映气候波动控制下湖沼的发育和消亡,即气候暖期湖沼发育,形成黄铁矿;气候冷期,水位下降,湖沼沉积物暴露地表,形成针铁矿。黄铁矿和针铁矿同样主导中、晚更新世的泥质沉积,并且中、晚更新世河道相的含砾砂层逐渐减少、减薄直至消失(图 3)。因此笔者推测,随着青藏高原的继续抬升,本区进一步显著沉降,自早更新世晚期,本区古地势已明显下降,从山间河流发展为日益开阔的冲积平原。另外,自中更新世中期始外来物源的加入,也反映本区随古地势的降低,沉积环境由封闭的小流域转向开放环境;尤其自晚更新世晚期,长江携大量泥沙到达本区,反映已经完全演变为开放的滨、浅海或滨海平原环境。前人的海进—海退研究也显示,早更新世晚期,海水开始局部影响本区,而自中更新世始,长江三角洲地区发生大范围海侵<sup>[4]</sup>。因此中、晚更新世海侵时期长江入海泥沙在波浪、潮流、沿岸流等海洋作用下,很容易被携带至本区发生堆积。

自生的亚铁磁性铁硫化物自全新世才被明显发现,前人研究显示该类矿物常见于咸水环境<sup>[7]</sup>,因此它们的出现可反映全新世强烈的海侵作用。但该类矿物在晚更新世海侵沉积中没有明显表现,根据晚更新世海侵时期的沉积物较粗,推测当时水体较浅,难以形成缺氧环境,从而不能形成自生铁硫化物;同时岩性特征反映晚更新世本区陆源粗颗粒物质的输入仍然较为丰富,反映近距离物源仍有一定贡献,即自本区西部山区仍有一定规模的小河流向东入海。而全新世沉积物和磁性矿物均以细颗粒为主,正反映它们是经过长江的远距离搬运。Chen and Stanley<sup>[1]</sup>的研究显示,由于第四纪以来的构造沉降运动,长江河口逐渐从苏北南移,至全新世才到达现今河口位置。SG7 孔的沉积物粒度和磁性特征也证实,直到全新世,本区才完全演变为长江河口、三角洲沉积环境。

## 参考文献(References):

- [1] Chen Zhongyuan, Stanley D J. Quaternary subsidence and river channel migration in the Yangtze Delta Plain, Eastern China [J]. *Journal of Coastal Research*, 1995, 11:927-945.
- [2] 邱金波, 李晓. 上海市第四纪地层与沉积环境 [M]. 上海: 科学技术出版社, 2007:1-230.

- Qiu Jinbo, Li Xiao. Quaternary Stratigraphy and Sedimentary Environment of Shanghai [M]. Shanghai: Shanghai Science and Technology Press, 2007:1-230(in Chinese).
- [3] 吴标云, 李从先. 长江三角洲第四纪地质 [M]. 北京: 海洋出版社, 1987:1-166.
- Wu Biaoyun, Li Congxian. Quaternary Geology of Yangtze Delta [M]. Beijing: Ocean Press, 1987:1-166(in Chinese)
- [4] Lin Jingxing, Zhang Shanlin, Qiu Jinbo, et al. Quaternary marine transgressions and paleoclimate in the Yangtze River delta region [J]. *Quaternary Research*, 1989, 32(3):296-306.
- [5] Chen Zhongyuan, Chen Zhenglou, Zhang Weiguo. Quaternary stratigraphy and trace-element indices of the Yangtze delta, eastern China, with special reference to marine transgressions [J]. *Quaternary Research*, 1997, 47:181-191.
- [6] 王张华, 陈中原, 魏子新, 等. 长江口第四纪沉积物中构造与古气候耦合作用的探讨 [J]. *科学通报*, 2005, 50(14):1503-1511.
- Wang Zhanghao, Chen Zhongyuan, Wei Zixin, et al. Coupling controls of neotectonism and paleoclimate on the Quaternary sediments of the Yangtze (Changjiang) coast [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2005, 50(16):1775-1784.
- [7] 韦桃源, 陈中原, 魏子新, 等. 长江河口区第四纪沉积物中的地球化学元素分布特征及其古环境意义 [J]. *第四纪研究*, 2006, 26(3):397-405.
- Wei Taoyuan, Chen Zhongyuan, Wei Zixin, et al. The distribution of geochemical trace elements in the Quaternary sediments of the Changjiang river mouth and the paleoenvironmental implications [J]. *Quaternary Sciences*, 2006, 26(3):397-405(in Chinese, with English abstract).
- [8] Yang Shouye, Li Congxian, Cai Jingong. Geochemical compositions of core sediments in eastern China: implication for late Cenozoic palaeoenvironmental changes [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2006, 229:287-302.
- [9] Yang Shouye, Li Congxian, Yokoyama K. Elemental compositions and monazite age patterns of core sediments in the Changjiang delta: implications for sediment provenance and development history of the Changjiang river [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, 245:762-776.
- [10] 陈静, 王哲, 王张华, 等. 长江三角洲东西部晚新生代地层中的重矿物差异及其物源意义 [J]. *第四纪研究*, 2007, 5:700-708.
- Chen Jing, Wang Zhe, Wang Zhanghua, et al. Heavy mineral distribution and its provenance implication in late Cenozoic sediments in western and eastern area of the Changjiang river delta [J]. *Quaternary Sciences*, 2007, 5:700-708(in Chinese with English abstract).
- [11] Thompson R, Oldfield F. *Environmental Magnetism* [M]. London: George Allen & Unwin, 1986.
- [12] 陈静. 长江河口区晚新生代沉积物中标志性物源分析及其河流贯通入海意义 [D]. 上海: 华东师范大学博士学位论文, 2006.
- Chen Jing. Diagnostic Sediment Indicators in the Late Cenozoic Sediments, the Yangtze River Coast, China: A Special Reference to

- River Channelization into the Sea[D]. Shanghai: Doctorial Thesis of East China Normal University, 2006(in Chinese with English abstract).
- [13] 郭玉贵, 李延成, 许东禹, 等. 黄东海大陆架及邻域大地构造演化史[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1997, 17(1):1-11  
Guo Yugui, Li Yancheng, Xu Dongyu, et al. Tectonic evolution of Yellow Sea and East China Sea continental shelf and adjacent areas[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 1997, 17(1):1-11(in Chinese with English abstract).
- [14] 王张华, 赵宝成, 陈静, 等. 长江三角洲地区晚更新世年代地层框架及两次海侵问题的初步探讨 [J]. 古地理学报, 2008, 10(1): 99-110.  
Wang Zhanghua, Zhao Baocheng, Chen Jing, et al. Chronostratigraphy and two transgressions during the Late Quaternary in Changjiang delta area[J]. Journal of Palaeogeography, 2008, 10(1):99-110(in Chinese with English abstract).
- [15] 卢升高, 张子玉, 俞劲炎, 等. 玄武岩发育土壤的磁化率及其机理解析[J]. 土壤学报, 1999, 36(4):544-549.  
Lu Shenggao, Zhang Ziyu, Yu Jinyan, et al. Magnetic susceptibility of soils derived from basalt and its mechanism [J]. Acta Pedologica Sinica, 1999, 36(4):544-549(in Chinese with English abstract).
- [16] 程裕祺. 中国地质图(1:5 000 000). 北京:地质出版社. 1990.  
Cheng Yuqi. Chinese Geological Map (1:5 000 000)[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1990(in Chinese).
- [17] Jones B F, Bowser C J. The mineralogy and related chemistry of lake sediments [C]//Lerman A (ed.). Lakes:Chemistry, Geology, Physics. Springer, Berlin Heidelberg, New York, 1978:179-235.

## Magnetic properties and relevant minerals of late Cenozoic sediments in the Yangtze River delta and their implications

WANG Zhang-hua<sup>1</sup>, ZHANG Dan<sup>2</sup>, LI Xiao<sup>3</sup>, TAO Shi-kang<sup>2</sup>, XIE Yan<sup>2</sup>

(1. State Key Laboratory for Estuarine and Coastal Research, East China Normal University

2. Department of Geography, East China Normal University, Shanghai 200062, China;

3. Shanghai Institute of Geologic Survey, Shanghai 200072, China)

**Abstract:** The grain-size analysis and magnetic property measurements of late Cenozoic sediments of borehole SG7 in the Yangtze delta plain have revealed the evolution of dominant magnetic minerals with time and coupling effects of neotectonic movement, climate and sea level changes on the sediment provenance and depositional environment. Results demonstrate that strong and weak magnetic properties alternated with the highest signal of the whole profile during the Pliocene. Dominant magnetic minerals are magnetite, maghemite, goethite, and pyrite indicating a warm/humid climate and an intermontane lacustrine environment in the area and that the sediments were mainly derived from the weathering product of the Bailonggang basalt in the surrounding areas. During the early part of the early Pleistocene, magnetic signals were weakest of the borehole, with magnetite predominating. This implies that the material sources changed due to tectonic subsidence, i.e. the material sources were mainly iron-poor intermediate-acid hypabyssal rocks and extrusive rocks. Meanwhile, channel deposits formed during glaciation are mainly preserved, reflecting an intermontane fluvial or alluvial fan environment. During the late part of the early Pleistocene to the end of the late Pleistocene, magnetic signals increased markedly and fluctuated with the grain size of sediments. Coarse-grained magnetite derived from metamorphic rocks dominates magnetic minerals in coarse-grained sediments, while goethite, hematite and pyrite are found in fine-grained sediments, which suggests that the paleogeographic environment gradually evolved to the alluvial plain and coastal plain. Fine-grained maghemite and magnetite appeared again during the late part of the late Pleistocene, indicating the input of the material sources from the upper Yangtze catchments. Magnetic susceptibility of Holocene sediments is obviously higher than that of Pleistocene fine-grained sediments, indicating Yangtze estuary/delta environments.

**Key words:** magnetic mineral; Bailonggang basalt; sediment source of metamorphic rocks; sediment source of the upper Yangtze catchment; tectonic subsidence

**About the first author:** WANG Zhang-hua, female, born in 1973, Ph.D, associate professor; engages in the study of sedimentology and Quaternary geology; E-mail: zhwang@geo.ecnu.edu.cn.