

# 许家窑泥河湾沉积物的岩石磁学性质\*

王喜生<sup>①②</sup> Løvlie Reidar<sup>②</sup> 苏 朴<sup>③</sup>

①中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081; ②Institute of Solid Earth Physics, Allegt 41 Bergen, Norway;

③太原理工大学, 太原 030024)

**摘要** 对许家窑泥河湾河湖相沉积物开展的一系列岩石磁学实验结果显示: 磁铁矿、磁赤铁矿和赤铁矿为主要的载磁矿物; 低温磁化率和低温剩磁测量是查明磁铁矿、磁赤铁矿化及超顺磁颗粒存在的非常有效的手段; 尽管在局部深度上部分磁铁矿可能经历了低温氧化, 但 SD/MD 磁铁矿颗粒的大量存在仍是沉积物磁化率增强的主要原因之一; SD/MD 磁铁矿和赤铁矿为碎屑成因, 由二者为主要磁性载体的特征剩磁(ChRM)反映了沉积物形成时的原始磁场, 而磁赤铁矿则可能代表了叠加于原生剩磁上后生的化学成分.

**关键词** 泥河湾 饱和等温剩磁 磁滞回线 沉积剩磁 居里点

分布于桑干河中下游的大同-阳原-蔚县地区的一套河湖相泥河湾沉积物, 最早被认为是代表中国北方早更新世的标准地层, 现在看来它的实际延续时间要比原来认为的要长得多<sup>[1-3]</sup>. 1976 年, 贾兰坡、卫奇等人在山西阳高许家窑村附近泥河湾层上部的山谷以上 5~9 m 处发现旧石器时代的古人类文化遗址<sup>[4]</sup>. 近年来, 中-挪学者对这套灰褐-黄绿色河湖相沉积物的年代进行了系统的古地磁研究<sup>[5-7]</sup>. 热退磁结果显示直到 680℃左右剩磁强度才逐渐衰减为零, 表明赤铁矿为主要的载磁矿物之一, 而从剩磁强度的衰减曲线上并不能看出明显的磁铁矿的阻挡温度(图 1). 因而通过系统的岩石磁学实验来进一步查明主要的磁性载体类型, 并进一步探讨沉积物的剩磁种类和特征、剩磁获得机制及磁化历史等研究工作显得十分必要. 本文将报道这方面工作的最新成果.

## 1 样品测试

### 1.1 磁滞回线分析

磁滞回线分析是在法国的 Gif-Yvette 古地磁实验室进行的, 所用的仪器是 M2900 型交流场磁力仪(AGFM). 大多数样品的磁滞回线显示了比较“瘦”的特征, 且大多数样品在 0.5 T 下不能完全饱和, 一些样品并不很明显的“细腰”(wasp-waisted)特征则反映了磁铁矿/磁赤铁矿与少量赤铁矿的共同存在(图 2(a))<sup>[8]</sup>. 此外, 27 个样品的平均矫顽力( $H_c$ )和剩磁矫顽力( $H_{cr}$ )值分别为 20.9 和 55.2 mT, 均大于单畴磁铁矿的理论值 10 和 33 mT. 通常剩磁比( $J_r/J_s$ )和矫顽力比( $H_{cr}/H_c$ )可用来表示磁畴状态和剩磁稳定性<sup>[9]</sup>. 图 2(b)显示绝大多数样品磁性矿物以假单畴(PSD)为主, 而一些数据点有向多畴(MD)区域过渡的趋势, 可能表明样品中含有少量超顺磁(SP)颗粒.

2001-09-06 收稿, 2002-01-08 收修改稿

\* 国家自然科学基金资助项目(批准号: 49474218)

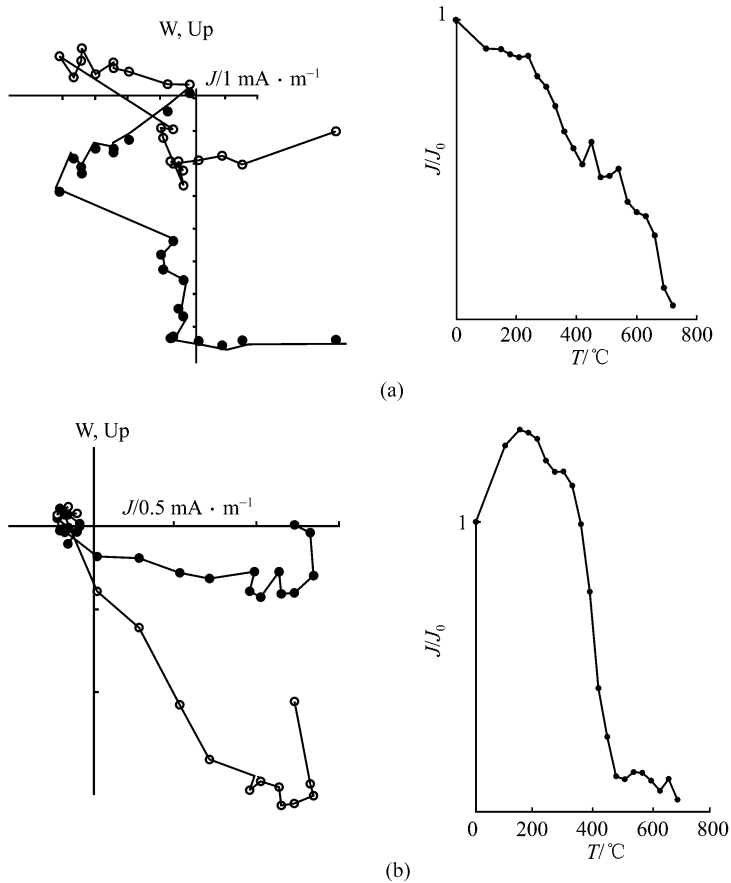


图 1 代表样品的热退磁矢量图(左)和剩磁强度衰减图(右)  
(a) 样品号 W-165; (b) 样品号 W-126. 空心圆和实心圆分别代表水平和垂直投影

## 1.2 等温剩磁-矫顽力测量

剩磁矫顽力是在受恒定直流场的作用下由获得等温剩磁(IRM)曲线而求得的. 本次实验中磁场强度的获得是由 2 个独立的仪器 Solenoid(强度可达 180 mT)和 Pulse magnetizer (Redcliffe)(可达 4 T)来完成的. 对 122 个采至东西两个对比剖面的样品进行的测量结果显示出两类等温剩磁曲线: 第 1 类(约 40%的样品)在 300 mT 就可达到饱和(图 2(c)); 而第 2 类样品则需要 3 T 的强磁场才能饱和(图 2(d)). 一般来说, 多畴磁铁矿需要 100 mT 就达到饱和, 而磁赤铁矿和单畴磁铁矿至多需 300 mT 也可以饱和. 因而第 1 类样品中的铁磁性矿物为磁铁矿/磁赤铁矿, 大多数样品的反向退磁场曲线轨迹为一曲线, 则可能反映了铁磁性矿物处于同一磁性状态; 第 2 类样品的等温剩磁曲线则是强磁性的磁铁矿/磁赤铁矿和赤铁矿共同作用的结果, 同时反向退磁场曲线由两个不同的斜率段构成也充分说明了这一事实.

## 1.3 低温磁化率测量

低温下磁化率的测量是借助一计算机辅助程序“KLYTIME”并通过 KLY-2 型卡帕桥来进行的. 具体操作如下: 先把样品放到盛有液态氮的容器中直到充分冷却到液态氮温度( $-196.1^{\circ}\text{C}$ ) (约需要 10 min), 然后拿出样品并开始对其以大约 16 s 的时间间隔进行磁化率的连续测量(卡

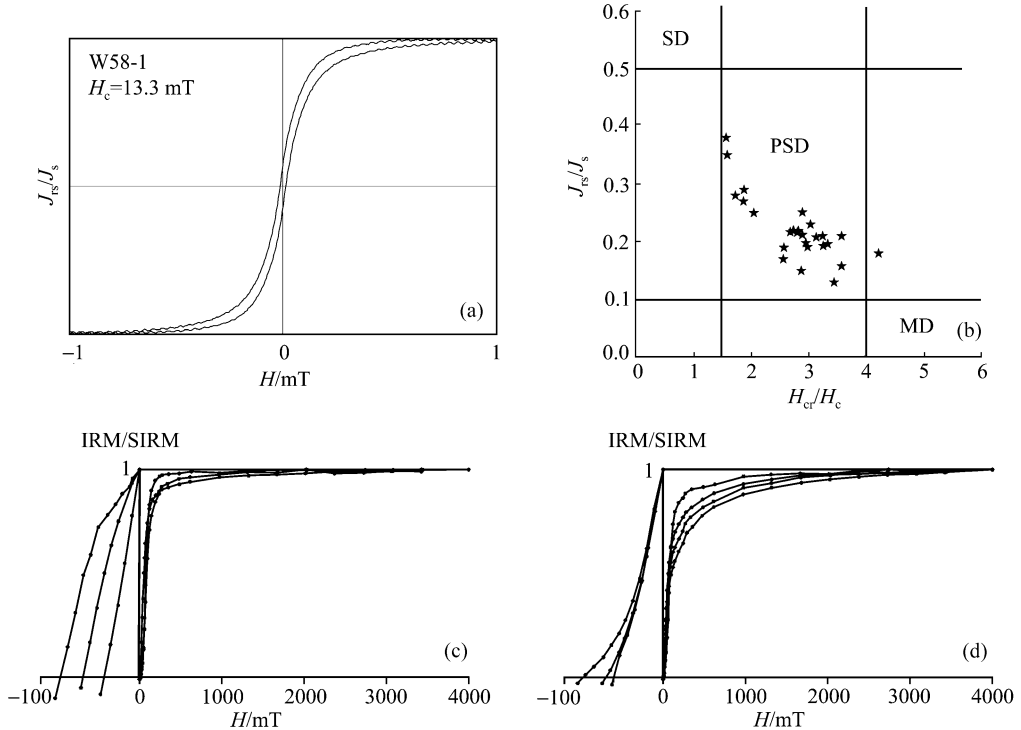


图 2 磁滞回线((a))、磁滞回线参数的 Day 投影图((b))和两类特征的等温剩磁曲线((c), (d))

帕桥需要一定的时间来调零), 直到样品又回到室温下才停止测量. 单个样品需要的经验时间约 15 min. 这样先确定了样品在逐渐升温过程中时间和磁化率的关系(图 3(a)~(c)). 然后, 在此非常相近的物理条件下, 在代表性的样品冷却到液态氮温度后的升温过程中, 借助另一辅助程序“OMEGA”来决定时间和温度的关系(图 3(d)). 这样通过转换函数就可得出较可靠的温度-磁化率关系. 期间所开展的一系列辅助实验(包括磁铁矿粉末和相邻控制样品的低温实验)也进一步证实了图 3(b), (c)中出现的峰值代表的磁铁矿的低温转换——Verwey 转换.

对来自东西两剖面共 184 个样品进行的低温磁化率测量结果显示: 与先前报道的低温磁化率曲线相比较, 第 1 类曲线反映了磁性颗粒的顺磁性行为(图 3(a)); 而第 2 类曲线则显示了多畴甚至较粗的单畴(SD)磁铁矿颗粒的存在(图 3(b), (c))<sup>[10]</sup>. 由于 Verwey 转换被认为是低温情况下多畴甚至部分较粗的单畴磁铁矿颗粒存在的典型标志<sup>[11~13]</sup>, 因而实验结果证实了泥河湾沉积物中磁铁矿的大量存在. 低温磁化率曲线类型在深度上的变化如图 4 所示.

### 1.4 低温下等温剩磁测量

低温条件下等温剩磁的测量是由低温旋转磁力仪系统(Cold Spin)来完成的. 它可以对样品在室温和液态氮温度范围内进行连续的测量. 实验步骤如下: 在室温条件下对样品在任一指定方向上加 3 T 的强场来获得饱和等温剩磁(SIRM), 然后在其垂直方向上加 10%(300 mT)的磁场来获得 10%的饱和等温剩磁. 之后, 在无磁空间中把样品由室温逐渐冷却到液态氮温度. 在冷却过程中, 对两个方向上的剩磁进行连续测量(选用的记录间隔为 15 s).

在被测试的 33 个样品中, 22 个样品在两个方向上或仅在 10%饱和等温剩磁方向上出现了 Verwey 转换, 这一结果进一步证实了磁铁矿是许家窑沉积物的主要载磁矿物. 实际测得的低

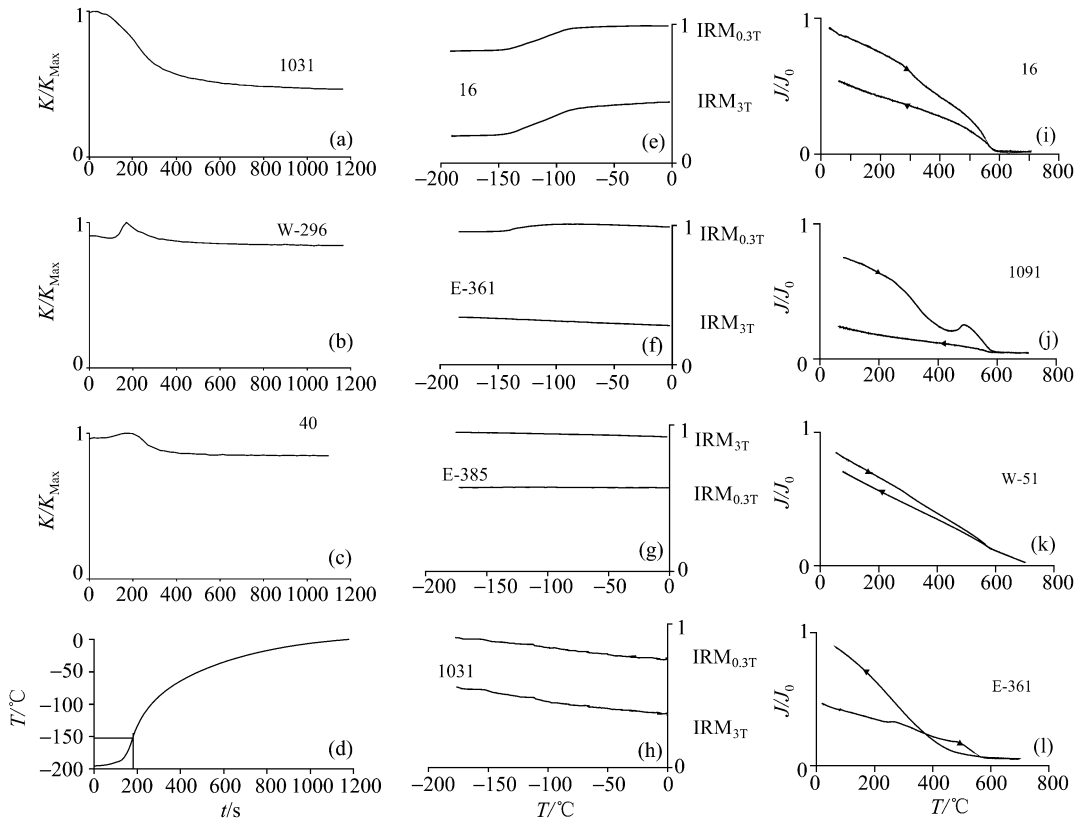


图 3 典型的时间-磁化率关系曲线((a)~(c))、时间-温度关系曲线((d))、低温条件下的等温剩磁曲线((e)~(h))和热磁分析曲线((i)~(l))

温剩磁曲线基本上可以划分为 4 类(图 3(e)~(h)): (1) 当温度接近  $145^\circ C$  (Verwey 转换温度)时, 由于粗粒磁铁矿的晶体结构由立方晶系变为斜方晶系, 磁结晶各向异性突变为零<sup>[14,15]</sup>, 从而导致所记录的两个方向上剩磁强度值迅速下降. (2) 只在 10% 的饱和剩磁方向上记录了微弱的 Verwey 转换, 而在饱和等温剩磁方向上表现为剩磁逐渐缓慢增加, 这可能是由于超顺磁颗粒的存在而导致剩磁不断阻挡的结果. 此外, 在 10% 饱和剩磁方向上的剩磁强度要比在饱和剩磁方向上的剩磁强度大得多, 这也进一步说明磁铁矿为主要的磁性载体(磁铁矿在 300 mT 的磁场下就达到饱和). (3) 此类(共 6 个)样品的剩磁强度与温度变化并无明显的关系, 这可能是由于样品所含的铁磁性矿物量太少的缘故. (4) 极个别样品的剩磁强度随温度的降低而逐渐增加, 且初始剩磁强度与前 3 类样品的初始剩磁强度相比要低得多, 表明此类样品的超顺磁颗粒占了绝对优势.

### 1.5 热磁分析

对 93 个样品(未经磁分选)的热磁分析是在可自动记录的水平居里平衡仪上进行的, 绝大多数样品表现出了明显的不可逆特征(图 3(i)~(l)). 热磁曲线大体上可分为 4 类: (1) 以此类曲线最为常见. 在加热到  $300^\circ C$  左右时, 曲线的斜率发生或多或少的变化, 由此可以推断样品中含有热不稳定矿物——磁赤铁矿<sup>[16]</sup>. 在加热和冷却曲线上都记录了非常特征的磁铁矿的居里点(约  $580^\circ C$ ). 所有的冷却曲线明显低于加热曲线, 表明磁赤铁矿已转变为赤铁矿, 或部分磁

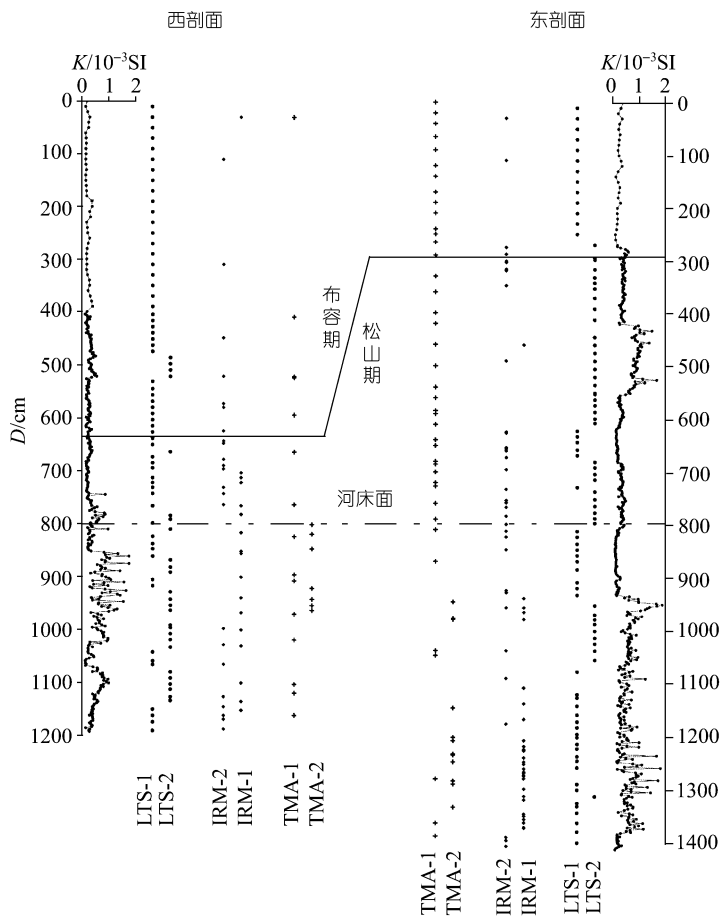


图 4 东西剖面上磁化率变化曲线和各种岩石磁学参数曲线类型图示

LTS-1: 未出现 Verwey 低温转换的类型(图 3(a)所示); LTS-2: 有明显 Verwey 低温转换的类型(图 3(b), (c)所示).  
IRM-H-1: 低矫顽力类型(图 2(c)所示); IRM-H-2: 低矫顽力与高矫顽力混合类型(图 2(d)所示). TMA-1: 第 1 类热磁曲线(图 3(i)所示); TMA-2: 第 2 类热磁曲线(图 3(j)所示)

铁矿正氧化为赤铁矿<sup>[16,17]</sup>. (2) 这类曲线大都来自剖面的底部. 与第 1 类曲线类似, 此类曲线也反映出 300℃左右不稳定的铁磁性矿物(磁赤铁矿或胶黄铁矿)的分解. 不同的是当继续加热到 450℃左右时, 磁化强度开始逐渐增加, 并在 500℃左右形成一高峰. 此后磁化强度又开始减小, 并在 580℃左右记录了磁铁矿的居里温度. 当加热到 700℃后, 冷却曲线只记录了很微弱的磁铁矿的居里温度, 这可能是由于磁铁矿的充分氧化所导致的. (3) 此类曲线并不常见. 其显著特征为加热曲线呈线性衰减, 表现出很微弱的磁铁矿的居里温度. (4) 仅有 4 个样品可归为此类. 与第 2 类曲线相似, 在加热到 500℃左右时出现一高峰. 不同的是在随后冷却到 450℃左右时出现先前未曾有过报道的磁性阶段(居里点). 对于此现象产生的原因还有待进一步的研究.

总的看来, 绝大多数样品的热磁曲线并未记录下赤铁矿的居里温度(680℃), 这可能是由于几种磁性矿物共存, 而导致弱磁性的赤铁矿在高温阶段的剩磁组分被掩盖的缘故.

## 2 结果与讨论

先前的交变退磁和热退磁结果显示: 一些样品存在 2~3 个剩磁分量, 大多数样品的低温正向分量(<350℃)叠加于中、高温负向或正向分量(>350℃)之上, 表明形成于磁场反向时的沉积物经历了地磁场由反向向正向的转化. 从退磁过程中剩磁强度的衰减曲线上可看出, 一部分样品在 680℃左右, 剩磁强度才逐渐衰减到接近于零, 表明赤铁矿为高温剩磁分量的载体<sup>[7]</sup>. 相比之下, 部分样品的剩磁强度的衰减曲线并没有显示很明显的磁铁矿的阻挡温度.

此次工作选定的东西对应剖面位于阳高县许家窑村东南 1 km 梨益沟两岸的断崖上, 东西剖面距 500 m, 采样厚度分别为 14 m 和 12 m, 其中穿过河床面向下采样的厚度分别为 6 m 和 4 m(图 4). 从岩石磁学参数的曲线类型在东西剖面上的变换图 4 可看出, 除了东剖面底部样品外, 磁化率的增加往往伴随 Verwey 转换温度的出现. 因而, SD/MD 磁铁矿颗粒为主要的载磁矿物, 且 SD/MD 磁铁矿的大量存在是许家窑沉积物磁化率增强的主要原因之一. 等温剩磁测量结果显示: 东剖面底部样品的主要载磁矿物为具有低矫顽力的铁磁性矿物. 由于这一深度上的低温磁化率结果并不支持 SD/MD 磁铁矿的大量存在, 而磁赤铁矿、磁黄铁矿和胶黄铁矿又具有与磁铁矿相类似的矫顽力特征, 因而此低矫顽力矿物可能为磁赤铁矿、磁黄铁矿或黄铁矿. 随后进行的热磁分析则排除了磁黄铁矿的存在. 此外, 从大多数热磁分析曲线可看出, 在 300°~400℃范围内亚稳定的铁磁性矿物在高温下向更稳定的赤铁矿转变. 剖面的中下部部分样品的热磁曲线在高温加热过程中甚至出现磁化强度增加, 并在 500℃左右形成一峰值(图 3(j)). 这可能是由于剩磁分量的叠加或磁性矿物物相变化的结果. 由于此类曲线与第 1 类热磁曲线(图 3(i))在 400℃以下曲线的形态很相似, 结合先前报道的胶黄铁矿具有较大的剩磁比值( $J_{rs}/J_s \approx 0.5$ ), 与磁赤铁矿相比具较低的热分解温度(282℃)的事实<sup>[18,19]</sup>, 对许家窑样品退磁过程中低温正向剩磁分量在 400℃以下即可被清洗的情况, 可认为, 这种亚稳定的铁磁性矿物主要为磁赤铁矿, 但同时也不排除胶黄铁矿存在的可能性. 因而可以认为: 在松山期间形成的沉积物经历了磁场的反向和后期的热力作用或化学作用, 从而形成次生的正向分量, 而大量存在的磁赤铁矿是这种低温剩磁分量的主要载体, 它是原生的磁铁矿充分氧化的结果. 对于次生的磁赤铁矿是由于沉积后进行的普通风化过程, 还是归因于这一地区更新世火山频繁活动而造成区域升温而氧化<sup>[20]</sup>, 从第 2 类热磁曲线基本上来自两个剖面的中下部的事实来看, 似乎前一种解释更为合理. 另外, 从低温下的等温剩磁实验结果来看, 低温氧化导致部分样品的磁铁矿在低温下的 Verwey 转换变得很模糊, 因而只在 10%的饱和剩磁方向上记录了微弱的 Verwey 转换温度, 而在饱和等温剩磁方向上的低温剩磁曲线则反映了超顺磁性矿物的存在. 这与先前研究得出的低温氧化对超顺磁磁赤铁矿的生成起重要作用的解释相符合<sup>[10,21,22]</sup>.

虽然部分样品的剩磁强度的衰减曲线并没有明显地显示出磁铁矿的阻挡温度, 但低温磁化率、低温剩磁分析和热磁分析却证实了磁铁矿亦为中、高温剩磁分量的主要磁性载体. 如果认为磁赤铁矿是低温正向分量的主要载体的话, 结合先前的退磁实验表明的中、高温分量可能是负向也可能是正向的事实来看, 磁铁矿和赤铁矿都应代表原生剩磁(因为在氧化环境下, 不可能选择性地某一阶段先形成赤铁矿而在更长的时间段内形成亚稳定的磁赤铁矿). 另外, 从热退磁曲线上也看不出中、高温退磁过程中剩磁方向的明显变化. 因而可以认为, 由磁铁矿和赤铁矿为主要载体的特征剩磁(ChRM)是在沉积物沉积过程中形成的, 它反映了沉积物形成

时的原始磁场, 而磁赤铁矿则代表了后生的化学剩磁(CRM).

### 3 结论

对许家窑泥河湾组沉积物的大量岩石磁学测试结果表明:

(1) 低温磁化率和低温剩磁测试为查明磁铁矿、磁赤铁矿化及超顺磁颗粒存在的非常有效的手段.

(2) 尽管在局部深度上部分磁铁矿可能经历了低温氧化, 但 SD/MD 磁铁矿颗粒仍为主要的磁性载体, 而且 SD/MD 磁铁矿颗粒的大量存在是磁化率增强的主要原因之一.

(3) 由 SD/MD 磁铁矿和赤铁矿为主要磁性载体的特征剩磁(ChRM)反映了沉积物形成时的原始磁场, 而磁赤铁矿则可能代表了叠加于原生剩磁上后生的化学成分.

**致谢** 王喜生在挪威期间的学习受挪威国家奖学金资助; 在样品测试过程中, 得到 H. Walderhaug 博士、H. Stockhausen 博士和 F. Hauge 博士的大力帮助; 杨振宇研究员对本文提出了宝贵的意见. 作者在此表示衷心的感谢.

### 参 考 文 献

- 1 刘锡清, 夏正楷. 关于泥河湾层的划分对比的意见. 海洋地质与第四纪地质, 1983, 3(1): 75~85
- 2 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, 1996, 26(1): 67~73
- 3 刘东生, 施雅风, 王汝建, 等. 以气候变化为标志的中国第四纪地层对比表. 第四纪研究, 2000, 20(2): 108~128
- 4 贾兰坡, 卫 奇. 阳高许家窑旧石器时代文化遗址. 考古学报, 1976, 2: 97~114
- 5 Liu C, Su P, Jin Z. Discovery of Blake episode in the Xujiayao Paleolithic Site, Shanxi, China. *Scientia Geologica Sinica*, 1992, 1: 87~95
- 6 Løvlie R, Su P, Fan X Z, et al. Revised paleomagnetic age of the Nihewan Group at Xujiayao Paleolithic Site. *Acta Anthropologica Sinica*, 2000, 19(supp): 270~278
- 7 Løvlie R, Su P, Fan X Z, et al. A revised paleomagnetic age of the Nihewan Group at the Xujiayao Paleolithic Site, China. *Quaternary Science Reviews*, 2001, 20: 1341~1353
- 8 Tauxe L, Mullender T A T, Pick T. Potbellies, wasp-waists, and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *Journal of Geophysical Research*, 1996, 101 (B1): 571~583
- 9 Day R, Fuller M, Schmidt V A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1977, 13: 260~267
- 10 Eyre J K, Shaw J. Magnetic enhancement of Chinese loess—The role of  $Fe_2O_3$ ? *Geophysical Journal International*, 1994, 117: 265~271
- 11 Özdemir Ö, Dunlop D J. The effect of oxidization on the Verwey transition in magnetite. *Geophysical Research Letters*, 1993, 20(16): 1671~1674
- 12 Van Velzen A J, Dekkers M J. The incorporation of thermal methods in mineral magnetism of loess-paleosol sequences: a brief overview. *Chinese Science Bulletin*, 1999, 44(supp): 53~63
- 13 Muxworthy A R, McClelland E. Review of the low-temperature magnetic properties of magnetite from a rock magnetic property. *Geophysical Journal International*, 2000, 140: 101~114
- 14 Kakol Z, Hong J M. Influence of deviation from ideal stoichiometry on the anisotropy parameters of magnetite  $Fe_{3-\delta}O_4$ . *Phys Rev*, 1989, 40: 9090~9097
- 15 Dunlop D J, Özdemir Ö. *Rock magnetism: Fundamentals and Frontiers*. London: Cambridge University Press, 1997
- 16 Liu X M, Hesse P, Rolph T. Origin of maghemite in Chinese loess deposits: aeolian or pedogenic? *Physics of the Earth and*

- Planetary Interiors, 1999, 112: 191~201
- 17 刘秀铭, 强小科, 安芷生, 等. 甘肃第三系红粘土磁学性质初步研究及古气候意义. 中国科学, D 辑, 2001, 31(3): 192~205
  - 18 Roberts A P. Magnetic properties of sedimentary greigite ( $\text{Fe}_3\text{S}_4$ ). Earth and Planetary Science Letters, 1995, 134: 227~236
  - 19 Snowball I F. Magnetic hysteresis properties of greigite ( $\text{Fe}_3\text{S}_4$ ) and a new occurrence in Holocene sediments from Swedish Lappland. Phys Earth Planetary Inter, 1991, 68: 32~40
  - 20 曹家欣. 大同盆地东南部的构造运动与火山活动. 中国第四纪研究, 1959, 2: 75~85
  - 21 Vandenberghe R E, Grave E D, Hus J J, et al. Characterization of Chinese loess and associated paleosol by Mössbauer spectroscopy. Hyperfine Interact, 1992, 70: 977~980
  - 22 Deng C L, Zhu R X, 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. Geophysical Research Letters, 2000, 27(22): 3715~3718