

北京北安河地表沉积物的岩石磁学特征及环境意义

王红强, 张世红, 李海燕

中国地质大学(北京)地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083;

中国地震局地球物理研究所, 北京 100081

E-mail: wanghq@cugb.edu.cn

2007-09-26 收稿, 2008-03-04 接受

国家重点基础研究发展计划(批准号: 2006CB701400)、中国博士后科学基金(批准号: 20060390091)和教育部新世纪优秀人才支持计划(批准号: NCET-04-0727)资助项目

摘要 地表沉积物的磁性能够记录自然环境变化以及人类活动对环境的影响。北京北安河地表沉积物的类型为全新世洪积、湖积粉砂和黏土。岩石磁学研究表明这些沉积物中的磁性矿物以磁铁矿、赤铁矿和磁黄铁矿为主。该剖面磁参数变化特征和已报道的北京其他区域的典型污染剖面显著不同, 例如, 磁化率和饱和等温剩磁随剖面深度增大而逐渐减小, 表明研究剖面的沉积物中磁性矿物的浓度从地表向深处逐渐降低。ARM/SIRM 等指示磁性矿物粒度的磁参数的值从上往下逐渐增大, 表明磁颗粒粒度向下逐渐变细。磁黄铁矿从 22 cm 深度处往下突然出现, 指示了沉积剖面中存在氧化-还原界面。因此, 北安河地区地表沉积物的磁性变化受控于还原成岩作用和成壤作用两种地质过程。这为在北京地区利用磁性来调查污染状况提供了一个可供参考的“基准点”。

关键词
环境磁学
还原成岩作用
成壤作用
地表磁性增强
北京

环境磁学通过研究磁性颗粒的生成、转化以及在地球不同圈层之间的迁移规律来揭示过去的环境变化以及人类活动对环境的影响。地表及水下沉积物、土壤、大气尘埃等是环境磁学研究的重要对象 [1-4]。对近代沉积物的环境磁学研究可以揭示历史时期的环境变迁和古文明的兴衰 [2,5,6], 例如, Yancheva 等人 [5] 通过研究华南 Huguang Maar 湖沉积物的磁性特征, 探讨了中、晚全新世东亚冬季风的变化, 并结合洞穴沉积物所反映的东亚夏季风的演化特征, 推测唐朝和古玛雅文明的衰落与热带雨带的迁移以及全球气候变化有关。此外, 对城市及周边地区大气粉尘和地表沉积物的磁学调查则用于揭示和监控环境污染状况 [7-11]。

近年来, 在北京市区开展的磁性调查表明, 含有污染物的市区尘土中磁性矿物的含量高于邻近的表土 [12], 高速公路旁大约 2 m 范围内的树叶上磁性矿物的浓度明显升高, 指示了交通污染的存在及其产生的颗粒物的主要影响范围 [13], 在钢厂等工矿企业附近, 经风力搬运沉降的磁性矿物和重金属对土壤

的污染集中在地表 3 cm 以内, 最大可以向下渗透到 10 cm 的深度 [14], 污染过程伴随着磁化率的升高, 同时, 来自污染源的磁性颗粒比自然过程产生的磁性颗粒偏粗 [12-14]。以上研究多集中在北京市区和工业污染区, 对北京地区近现代沉积和土壤剖面尚缺乏系统研究。

通过对北京西部和北部郊区开展广泛的地表磁性调查, 本文选择了位于海淀区西北角、北安河村附近的近代沉积物和土壤剖面进行深入的环境磁学研究。这里远离市区和工矿企业, 并且处于北京市的上风上水方位, 基本不受工业生产和城市交通等过程产生的污染物的影响。该区域广泛分布的全新世泥炭沉积, 为了解还原环境中磁性矿物的分布变化提供了良好的研究条件。剖面揭示的环境磁学参数变化特征与典型污染剖面显著不同, 为污染状况的调查提供了一个可供参考的“基准点”。

1 研究区地质概况

采样点(40.07°N, 116.13°E)位于北京西山东麓、

西北六环路以外, 距离西山约 3 km. 采点周围出露全新世洪积物和湖积物, 采样剖面表层为耕作层和草皮.

在方圆约 1000 m² 范围内开采 10 条垂向剖面 (B1~B10), 深度为 60~100 cm 不等, 所有剖面的地层充填序列基本一致, 可分为 3 层, 以 B2 剖面为例从上到下依次为: () 灰褐色耕作土, 具团粒结构, 富含有机质, 0~20 cm; () 灰黄色黏土质粉砂, 发育水平层理, 含小螺壳化石, 20~52 cm; () 灰黑色黏土, 含小螺壳化石, 52~100 cm.

该地层序列与位于采样剖面东南约 15 km 的北京市全新统代表剖面-海淀区肖家河钻孔剖面上部的上全新统刘斌屯组的岩性分层十分相似 [15], 表明所研究的地层序列具有区域代表性. 在 B2 剖面 45 cm 处获得较为可靠的光释光测年结果((1.1 ± 0.1) ka), 这个年龄表明研究的剖面由千年级的近现代沉积物组成.

2 样品采集与实验方法

在野外以 1 cm 为间距测量体积磁化率, 所用的仪器为由捷克 ZH 仪器公司研制的 SM-30 型便携式磁化率仪. 10 条剖面的岩性变化一致, 野外磁化率随深度变化的趋势也十分相似. 因此, 本文选择了其中具有代表性的 4 条剖面(B2, B4, B9 和 B10)进行采样, 以 2 cm 为间距, 共采集样品 116 个. 样品在实验室自然风干后, 装入体积为 8 cm³ 的无磁塑料盒中, 进行岩石磁性测量.

使用 KLY-4S 型卡帕桥测量样品的质量磁化率 (χ), 并用 Bartington MS2B 双频磁化率仪分别测量样品的低频 (0.47 kHz) 和 4.7 kHz 磁化率, 进行质量归一化以后得到频率磁化率的绝对值 $\chi_{fd} = \chi_{0.47\text{kHz}} - \chi_{4.7\text{kHz}}$ 和相对值 $\chi_{fd}\% = 100\% \times ((\chi_{0.47\text{kHz}} - \chi_{4.7\text{kHz}}) / \chi_{0.47\text{kHz}})$ [16,17], 本文仅涉及前者. 使用基于 GSD-1 交变退磁仪改造而成的装置对样品施加非磁滞剩磁 (ARM), 最大交变场为 80 mT, 附加的直流场为 50 μ T, 剩磁在 2G-755R 岩石超导磁力仪上进行测量. 以 75 mT 交变场对 ARM 进行退磁后, 使用美国 ASC 公司研制的 IM10-30 型脉冲磁化仪使样品获得等温剩磁, 挑选占总数 1/10 的代表性样品进行详细的等温剩磁获得和反向场退磁实验, 对其他样品只是先后在 300 mT 和 1 T 磁场下获得等温剩磁(分别为 IRM_{300mT} 和 SIRM), 剩磁测量在 JR-6A 型旋转磁力仪上完成, 然

后计算 S-ratio (S-ratio = IRM_{300mT}/SIRM) 和 HIRM (HIRM = 0.5 × (SIRM - IRM_{300mT})) [18,19]. 另外, 使用 KLY-4S 卡帕桥及其 CS-3 温控系统对全岩和磁选样品进行了磁化率随温度变化曲线的测量, 最高加热温度为 700 , 为避免样品在高温状态下发生氧化反应, 加热过程在氩气中进行.

以上实验表明 4 个剖面的岩石磁性是相似的, 因此本文进一步选择 B2 剖面为代表. 使用低温磁性测量系统 (MPMS) 对典型样品进行了室温下 SIRM 的低温循环实验. 对总量约 1/3 的样品进行了 Lowrie 三轴退磁实验 [20], 3 个轴向的外加磁场强度分别为 2.4, 0.5 和 0.05 T. 用 MicroMag 2900 型变梯度磁力仪对样品进行磁滞回线的测量, 所用的最大外加场强度为 1 T.

样品的磁选分离采用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研制的 MMSS-A1 型磁性矿物分选仪, 仪器对可吸出磁性矿物的提取率最高可达 99% 以上. 首先将样品稀释在水溶液中, 然后在加入了强磁性永磁铁的密闭水路中不断循环, 水溶液中的磁性矿物就被永磁铁吸取出, 通过反复多次吸取, 直至分选完毕. 先后对 4 个样品进行了磁选分离, 对每个样品磁选的持续时间约为一周, 选出部分占总体的质量百分比约为 3%~5%.

3 实验结果分析

3.1 岩石磁性随深度的变化特征

χ 的大小是样品中磁性矿物含量多少的粗略量度, 饱和等温剩磁 (SIRM) 则反映样品中所有具有携带剩磁能力的磁性颗粒的含量 [3]. 粒度接近于超顺磁和单畴边界的黏滞性超顺磁颗粒 (VSP, 对于磁铁矿为 ~20 nm) 对外加磁场的频率反应敏感 [3,16,17,21]. 频率磁化率可以用绝对值 χ_{fd} ($\chi_{fd} = \chi_{0.47\text{kHz}} - \chi_{4.7\text{kHz}}$) 和相对值 $\chi_{fd}\%$ ($\chi_{fd}\% = 100\% \times (\chi_{0.47\text{kHz}} - \chi_{4.7\text{kHz}}) / \chi_{0.47\text{kHz}}$) 来表示 [16,21]. 一般情况下, 粒径分布范围加宽, $\chi_{fd}\%$ 会减小. 当样品中的磁性矿物以磁铁矿为主时, 非磁滞剩磁 (ARM) 对单畴和较小的准单畴颗粒反应敏感 [22,23], 但同时会受到携磁矿物含量的影响 [24], 而比值 ARM/SIRM 则可以消除含量因素的影响, 大致反映磁性颗粒粒度的相对变化, 比值越大指示粒度越细 [2]. S-ratio 值反映了低矫顽力的“软”磁性矿物的相对含量, 而 HIRM 则可以指示高矫顽力的“硬”磁性矿物的绝对含量 [3].

在 B2 剖面上, 磁化率和 SIRM 上部高、下部低, 呈渐变趋势(图 1(a)和(c)), 表示剖面中磁性矿物含量

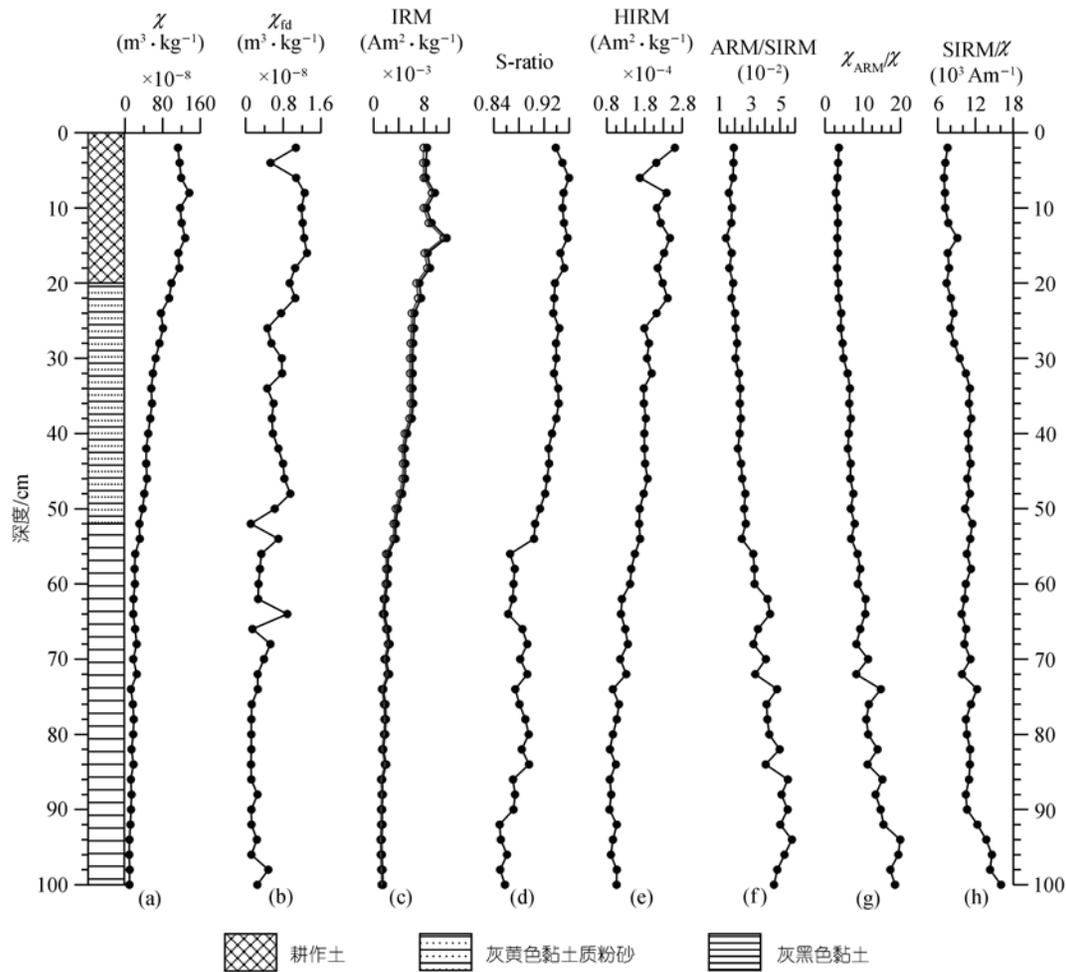


图 1 北安河剖面磁性参数随深度的变化特征

(c)中左侧空心圆代表 IRM_{300 mT}, 右侧实心圆代表 SIRM

的变化从上往下逐渐减少。 χ_{fd} 在剖面上部明显增大 (图 1(b)), 表明超顺磁颗粒的含量增多。 IRM_{300 mT}, IRM 和 S-ratio 值都是上部大、下部小(图 1(c)~(e)), 表明低矫顽力的软磁成分和高矫顽力的硬磁成分的绝对含量以及软磁成分的相对含量都是上部高、下部低, 而硬磁成分的相对含量则是上部低、下部高。 所有样品的 S-ratio 值都大于 0.85 (图 1(d)), 并且剖面上、中和下部 3 个代表性样品在 300 mT 脉冲磁场作用下分别获得其饱和等温剩磁的 94.2%, 92.6%和 88.9%, 剩磁矫顽力分别为 35.8, 47.3 和 55.4 mT(图 2), 表明样品中以软磁性的亚铁磁性矿物为主。

3.2 磁化率随温度变化特征

温度的改变会影响磁性矿物的磁性和矿物相 [25], χ -T 曲线能灵敏地反映热处理过程中磁性矿物的转

化特征 [26,27]。 在高温下磁性矿物的热扰动提高, 当温度超过其解阻温度以后, 磁畴的有序排列被打乱, 磁性颗粒变为超顺磁性从而导致磁化率的明显升高; 而当温度达到其居里温度时, 电子自旋的定向排列被破坏, 磁性颗粒由铁磁性变为顺磁性, 导致其磁化率大幅降低到接近于零 [25,27]。 在加热过程中还会引起矿物相的转变, 比如磁赤铁矿 ($\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$) 在 250 以上转变为赤铁矿 ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$), 反铁磁性的六方晶系磁黄铁矿 (Fe_9S_{10}) 在 ~200~265 之间转变为亚铁磁性(即 λ 转换) [25]。

全岩样品的 χ -T 曲线显示在 580 附近磁化率大幅降低到接近于零(图 3(a)~(f)), 表明主要的磁性矿物是磁铁矿。 深度在 22 cm 以下的样品当加热到 240~280 之间时磁化率出现了急剧升高(图 3(b)~(f)), 可能对应于六方晶系磁黄铁矿 (Fe_9S_{10}) 的 λ 转换, Fe_9S_{10}

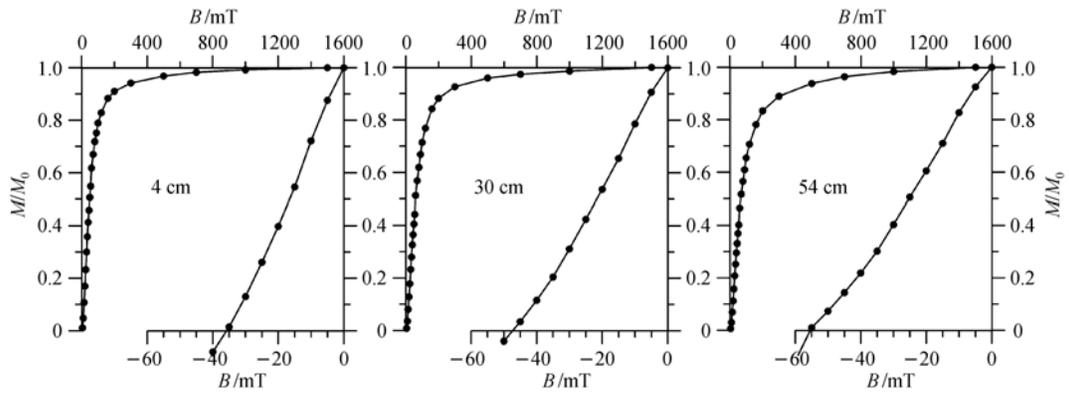


图2 代表性样品的等温剩磁获得曲线和反向场退磁曲线

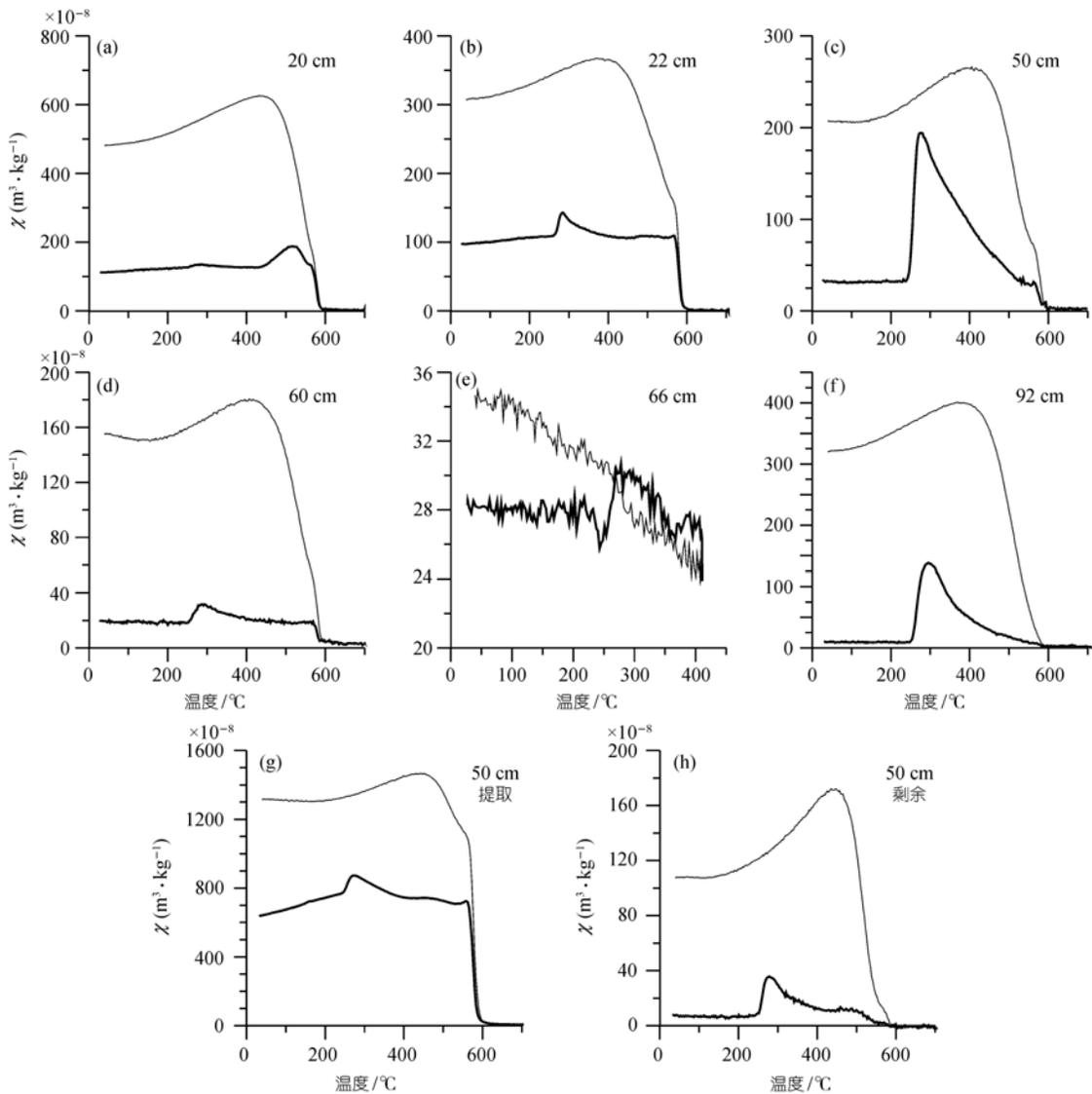


图3 代表性全岩样品(a)~(f)和深度为50 cm处样品的磁选(g)和残留部分(h)的 χ - T 曲线
粗(细)线分别代表加热(冷却)曲线

在常温下为反铁磁性,但在其 λ 转换温度点与居里温度之间($\sim 200\sim 265$)则呈现亚铁磁性 [25]。样品的冷却曲线形态都很相似,明显高于加热曲线,在 580 以下磁化率急剧升高,在大约 450 左右达到峰值,随后逐渐降低(图 3),这表明在热处理过程中新生成了磁铁矿。冷却曲线上不再出现 λ 转换,可能意味着磁黄铁矿在加热过程中转化成了磁铁矿 [28]。赤铁矿对磁化率的贡献不大。

在磁选样品和磁选后残留样品的 χ - T 曲线上都出现了比较显著的 λ 转换(图 3(g)和(h)),表明一部分磁黄铁矿可以被磁选过程吸附出来,而其余的则赋存于残留样品中,与黏土或其他非铁磁性颗粒伴生。

3.3 代表性样品的 Lowrie 实验结果

在 Lowrie 三轴退磁实验中(图 4),软磁和中等磁分量的退磁曲线在 300 左右出现明显的转折,可能与磁黄铁矿的解阻有关。软磁和中等磁分量在 580 左右只剩下初始值的不到 20%和大约 25%,表明磁

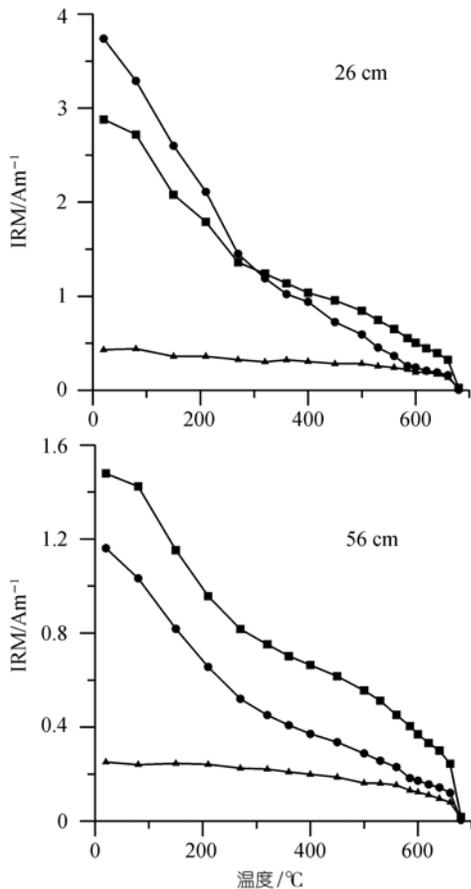


图 4 代表性样品的 Lowrie 三轴退磁实验结果, , 分别代表软、中、硬磁分量

铁矿对剩磁的贡献很大。当加热到赤铁矿的 Neel 温度点 675 时 3 个分量都出现了剩磁的显著解阻,表明赤铁矿对剩磁的贡献也很重要。

3.4 代表性样品的低温磁性特征

低温实验中(图 5),在 230 K 左右出现的 Morin 转换指示了赤铁矿的存在,110 K 左右出现的 Verwey 转换则证实了磁铁矿的存在,50 K 以下剩磁的大幅降低可能与磁黄铁矿有关 [28,29],表明磁黄铁矿对剩磁的贡献较大。这与 Lowrie 三轴退磁实验结果一致。

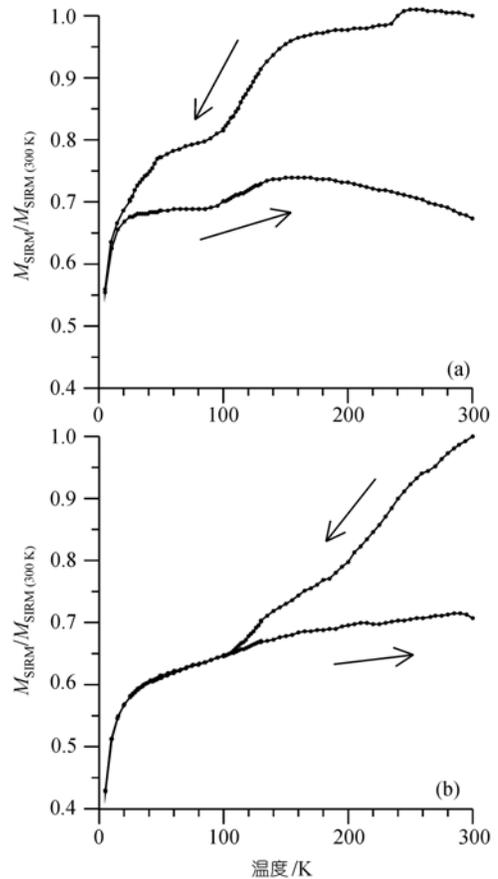


图 5 深度 50 cm 处的样品(a)和经 275 热处理之后的样品(b)的 RTSIRM 低温循环曲线 箭头指示加热和冷却过程

4 讨论

4.1 磁性矿物的组成

χ - T 曲线的显著特征是在 580 附近磁化率急剧降低到接近于零(图 3),表明对磁化率的主要贡献者是磁铁矿,低温循环曲线上明显的 Verwey 转换 [30]也是磁铁矿存在的证据(图 5)。在 Lowrie 三轴退磁实验中,可以见到软磁和中等磁分量大部分在 580 之前

发生解阻(图 4), 表明其磁性载体主要是磁铁矿. 如果去除磁黄铁矿的影响, 可以发现, χ - T 曲线没有明显的Hopkinson峰值. 同时低温实验表明经过低温旋回, 样品的室温SIRM被退磁 30%以上. 这两种现象都暗示, 样品中的磁铁矿处在假单畴以及多畴粒径范围. 因此, 我们研究的沉积物中磁铁矿应该是原生的碎屑磁性矿物.

HIRM曲线指示了硬磁性矿物的绝对含量随深度的变化(图 1(e)), 等温剩磁获得曲线显示样品在 1 T 甚至更高的外磁场中才达到饱和, 表明了硬磁性矿物的存在(图 2). 在低温实验中, 当温度降低到大约 230 K 时出现了剩磁的明显降低(图 5), 可以对应于赤铁矿的Morin转换 [25]. Lowrie退磁实验的 3 个分量在高温阶段(650 K 以后)都可以看到剩磁的显著降低(图 4), 表明赤铁矿是重要的载磁矿物, 并且在从 <50 mT 到 2.4 T 的磁场中都能获得剩磁. 赤铁矿的剩磁获得矫顽力的变化范围是 28~769 mT, 平均值为 270 mT [31]. 对于同一种磁性矿物, 矫顽力的大小与磁性颗粒的粒度直接相关. 样品中赤铁矿的矫顽力谱较宽, 表明其粒度变化范围较大, 可能既包含单畴的细颗粒也包含粗颗粒如假单畴和多畴, 颗粒较粗可能与沉积区离物源区较近有关(研究区位于西山山前仅约 3 km), 细颗粒可能与沉积之后的风化作用有关, 而粗颗粒的赤铁矿则为原生矿物.

在加热到大约 240~280 K 时, 磁化率急剧升高(图 3(b)~(h)), 可对应于六方晶系磁黄铁矿(Fe_9S_{10})的 λ 转换. 常温下为反铁磁性的六方晶系磁黄铁矿在 200 K 与其居里点 265 K 之间会转变为亚铁磁性, 具体表现为磁化率的急剧升高 [25]. 在自然界中, 六方晶系和单斜晶系的磁黄铁矿通常是伴生的 [25], 在低温循环曲线上 50 K 以下剩磁的突然降低是单斜晶系磁黄铁矿存在的证据(图 5). 样品经过在氩气中 275 K 的热处理之后, 再进行低温循环实验(图 5(b)), 结果表明加热之后磁铁矿的相对含量增多, 而磁黄铁矿所占比例减少, 可能是热处理过程中发生了磁黄铁矿向磁铁矿的转化; 并且经过热处理以后的低温循环曲线的可逆性明显提高, 可能与 λ 转换形成的磁黄铁矿粒度较细有关 [29].

4.2 磁性参数随深度变化的环境意义

剖面上部磁性较强, 下部较弱, χ 和SIRM曲线呈渐变趋势(图 1(a)和(c)), 其他各种磁性参数曲线也基本呈渐变趋势(图 1), 这种变化是剖面上所含磁性矿

物的种类、含量和粒度变化的综合反映. 与典型的地表污染土壤剖面相比 [14], 无论从表层磁性矿物的富集程度, 还是污染物质沿剖面分布的剧烈变化以及下渗深度都有显著的差别. 污染土壤的磁化率一般都大于 $400 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ [14,32], 且其频率磁化率与磁化率呈负相关 [32], 而本文的剖面中地表土壤的磁化率都小于 $140 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$, 并且磁化率和频率磁化率都比深层的要大(图 1(a)和(b)), 因此, 可以认为这种磁性的渐变和在地表的增强不是由污染物质的排放引起的.

地层剖面中的铁磁性矿物有两种来源: 沉积时由外源输入的和沉积以后经矿物相的转化而形成的. 如果不考虑外源磁性矿物输入量的变化对剖面磁性分布特征的影响, 即假定外源输入的磁性矿物不随时间而变化, 那么这种磁性的渐进式变化可能是在沉积之后的成岩作用下形成的. 事实上, 成岩作用对于沉积物磁性的改造程度可能是显著的, 不论是成壤作用 [33]或是还原成岩作用 [34]. χ - T 曲线(图 3(b)~(h))和低温实验(图 5)都表明剖面中下部包含磁黄铁矿, 指示成岩环境(曾经)为还原环境 [35,36]. 剖面下部发育的灰黑色黏土也表明还原环境的存在. 在还原环境中会发生铁氧化物的溶解和铁硫化物的形成, 还原环境越强, 这种变化越迅速 [34,36]. 在北安河剖面中软磁和硬磁成分的绝对含量都是向下减小的(图 1(c)中 $\text{IRM}_{300 \text{ mT}}$ 和图 1(e)), 可能与磁铁矿和赤铁矿的溶解有关, 若论相对含量, 则软磁和硬磁成分分别向下减少和增多(图 1(d)), 这可能与磁铁矿和赤铁矿不同的溶解速率有关 [34]. 强磁性的磁铁矿发生溶解并生成磁性较弱的磁黄铁矿, 可能是导致剖面磁性向下减弱的原因之一.

频率磁化率(χ_{fd})在剖面上部明显增大(图 1(b)), 表明超顺磁颗粒含量的增加, 代表了成壤作用的加强, 并导致表层土壤和沉积物的磁性增强 [16,33]. 随着沉积环境的变化, 即从湖沼相转变为湖滨相到最终露出水面发育土壤, 表现在岩性上为从灰黑色黏土到发育水平层理的黏土质粉砂, 到顶部转变为耕作土壤. 由于失去了水体的保护, 沉积和成岩的还原环境被破坏, 其氧化-还原界面逐渐下移, 在有氧环境中随着微生物的活跃成壤作用逐渐加强, 越靠近地表成壤作用越强, 生成的细颗粒磁性矿物越多, 从而导致其磁性越强. 结合 χ_{fd} 在 20 cm 以上明显增大(图 1(b))和磁黄铁矿含量从 38 cm 向上逐步减少(见 4.3 节)

的事实进行推断,成壤作用在 20 cm 以上主要表现为超细粒磁性颗粒的生成,在 20 cm 以下则促成磁黄铁矿的氧化并伴随着氧化-还原界面的下移.地表磁性增强现象是还原成岩作用和成壤作用共同促成的结果.

反映磁颗粒粒度的 ARM/SIRM, χ_{ARM}/χ , SIRM/ χ 等比值参数 [22,23] 从上往下都是逐渐增大的(图 1(f)~(h)),反映剖面上磁颗粒粒度向下逐渐变细,由磁滞参数构成的 DAY 图 [37,38] 也显示最上部的样品集中于 MD 一端,往下的样品依次整体向 MD 含量减少即粒度变小的方向移动(图 6).磁颗粒粒度的向下变细可能是还原环境中磁性矿物发生溶解的结果.

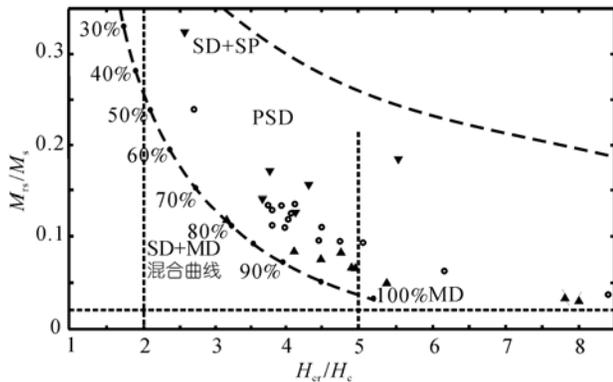


图 6 北安河样品在 DAY 图上的投点及与理论混合曲线的对比

▲, ▼ 分别代表 2~18, 20~48 和 50~60 cm 深度段的样品. SP, SD, PSD 和 MD 分别代表超顺磁、单畴、假单畴和多畴磁性颗粒,根据 Dunlop [38] 的图 3 修改

4.3 磁黄铁矿含量随深度的变化及其环境意义

铁的硫化物大多形成于热液环境中 [39],沉积物中铁硫化物的来源可分为外源和自生两种,由于硫化物容易被氧化,所以在剥蚀、搬运和沉积的过程中不易保留下来 [39],但在距物源区较近、快速搬运和埋藏的沉积物中也可以发现外源性磁黄铁矿的碎屑颗粒 [40,41],外源碎屑的形状为棱角发育的不规则状或扁平的六方晶形 [40,41].磁黄铁矿一般形成于还原环境中,且在氧化环境中不易保存 [39].在还原性成岩环境中,沉积物中的铁氧化物会发生溶解并出现黄铁矿化,其最终产物为黄铁矿 [35,36],黄铁矿化在水下沉积物中比较常见 [34,36,42,43].一般在低渗透性的细粒沉积物中可以形成一个相对封闭的体系,受有机质和硫酸盐供应的限制,铁的氧化物不能完全转化为黄铁矿,于是形成中间产物如磁黄铁矿、胶黄铁矿

等 [35,43].在实验室中对黄铁矿进行热处理之后,最终转化为稳定的磁黄铁矿,揭示了铁硫化物之间相互转化的一种新途径 [44].

前人研究表明来自于外源碎屑的磁黄铁矿一般颗粒较粗,能够被磁选过程分离出来 [40,41].磁选及其残留样品的 χ - T 曲线表明(图 3(g)和(h)),磁黄铁矿只有一部分被磁选分离出来,表明其颗粒较粗或与粗颗粒的外源碎屑伴生,相当一部分磁黄铁矿仍然保存在磁选后残留的样品中,与黏土等非铁磁性颗粒伴生在一起.外源性磁黄铁矿的保存和自生磁黄铁矿的形成和保存都需要在还原环境中实现.因此,磁黄铁矿的出现指示了沉积环境(曾经)为还原性的,而剖面底部出现的灰黑色黏土也表明当时的沉积环境为还原环境.

以 χ - T 曲线上 λ 转换的出现作为六方晶系磁黄铁矿存在的标志,参数 $\chi_{280}-\chi_{240}$ 和 $(\chi_{280}-\chi_{240})/\chi_{240}$ 可以作为这种在常温下表现为反铁磁性的磁黄铁矿含量的粗略量度(其中 χ_{280} 和 χ_{240} 分别为 χ - T 加热曲线上 280 和 240 时的磁化率值),分别代表其绝对和相对含量(图 7).磁黄铁矿在剖面顶部 20 cm 以内没有出现,

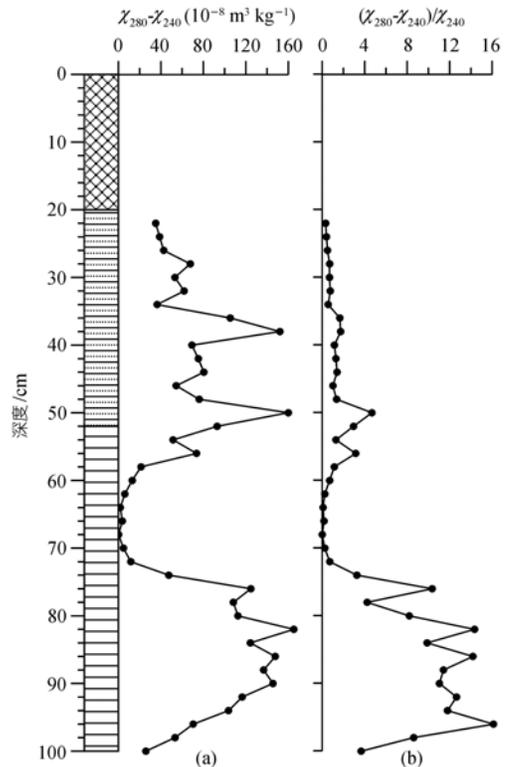


图 7 参数 $\chi_{280}-\chi_{240}$ 和 $(\chi_{280}-\chi_{240})/\chi_{240}$ 随深度变化曲线

χ_{240} 和 χ_{280} 分别是 χ - T 加热曲线上 240 和 280 时的磁化率值

从 22 cm 往下则突然出现(图 7), 可能标志着(曾经的)氧化-还原界面的位置, 22~56 cm 之间磁黄铁矿含量较多, 指示还原环境. 在 38 和 50 cm 处存在 2 个峰值, 从 50 cm 往下和 38 cm 往上都出现减小的趋势(图 7(a)). 从 38 cm 往上磁黄铁矿含量的逐渐减少可能是由于沉积物暴露地表以后, 氧化/还原界面下移, 新界面以上的磁黄铁矿被氧化所致. 在 58~72 cm 之间磁黄铁矿的含量很少或几乎没有, 从 $\chi-T$ 曲线上也看不到胶黄铁矿、黄铁矿等铁硫化物存在的迹象, 表明这段沉积物所经历的氧化-还原环境发生了变化, 比其上、下层段的环境较为氧化. 从 74 cm 开始磁黄铁矿的含量又显著增多, 在 76~90 cm 之间维持含量的高值, 往下又再度减少(图 7), 磁黄铁矿含量的变化表现出一定的周期性, 可能与沉积和成岩过程的氧化-还原环境的变化有关.

5 结论

北安河地区地表沉积物的环境磁学研究表明其磁性参数随地层剖面深度发生渐变, 与典型污染剖面显著不同. 沉积物中的磁性矿物有磁铁矿、赤铁矿和磁黄铁矿. 在剖面上, 磁化率和饱和等温剩磁从上往下逐渐减小, 表明地层中磁性矿物浓度的相应降低, ARM/SIRM 等指示粒度变化的比值参数从上往下逐渐增大, 表明地层中磁颗粒粒度向下逐渐变细. 磁黄铁矿出现于剖面中下部, 表明曾经历了还原成岩作用. 表层沉积物的频率磁化率增大与成壤作用有关. 地表磁性增强与还原成岩作用和成壤作用两种地质过程有关. 磁黄铁矿从 22 cm 处往下突然出现, 可能指示了曾经的氧化-还原界面的位置. 磁黄铁矿含量的周期性变化可能指示了沉积和成岩过程中氧化-还原环境的变化.

致谢 岩石磁学实验在中国地质大学(北京)古地磁与环境磁学实验室和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完成. 本文第一作者衷心感谢这两个实验室全体同仁的支持与帮助. 光释光测年在地震动力学国家重点实验室测试完成.

参考文献

- 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(1-2): 248—259[[doi](#)]
- Evans M E, Heller F. *Environmental Magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetics*. New York: Academic Press, 2003. 1—299
- Thompson R, Oldfield F. *Environmental Magnetism*. New York: Allen & Unwin, 1986. 1—227
- Verosub K L, Roberts A P. Environmental magnetism: Past, present, and future. *J Geophys Res*, 1995, 100: 2175—2192[[doi](#)]
- Yancheva G, Nowaczyk N R, Mingram J. Influence of the intertropical convergence zone on the East Asian monsoon. *Nature*, 2007, 445: 74—77[[doi](#)]
- 刘椿, 刘东生, 金增信, 等. 北京颐和园昆明湖近代沉积物的环境磁学初步研究及意义. *科学通报*, 1994, 39(21): 1989—1991
- Heller F, Strzyszc Z, Magiera T. Magnetic record of industrial pollution in forest soils of Upper Silesia, Poland. *J Geophys Res*, 1998, 103(B8): 17767—17774[[doi](#)]
- Chan L S, Ng S L, Davis A M, et al. Magnetic properties and heavy-metal contents of contaminated seabed sediments of Penny's Bay, Hong Kong. *Mar Pollut Bull*, 2001, 42(7): 569—583[[doi](#)]
- Hu S, Wang Y, Appel E, et al. Magnetic responses to acidification in Lake Yangzonghai, SW China. *Phys Chem Earth*, 2003, 28: 711—717
- Hoffmann V, Knab M, Appel E. Magnetic susceptibility mapping of roadside pollution. *J Geochem Explor*, 1999, 66: 313—326[[doi](#)]
- Spasov S, Egli R, Heller F, et al. Magnetic quantification of urban pollution sources in atmospheric particulate matter. *Geophys J Int*, 2004, 159: 555—564[[doi](#)]
- 郑妍, 张世红. 北京市区尘土与表土的磁学性质及其环境意义. *科学通报*, 2007, 52(20): 2399—2406
- 张春霞, 黄宝春, 李震宇, 等. 高速公路附近树叶的磁学性质及其对环境污染的指示意义. *科学通报*, 2006, 51(12): 1459—1468
- 沈明洁, 胡守云, Blaha U, 等. 北京石景山工业区附近一个污染土壤剖面的磁学研究. *地球物理学报*, 2006, 49(6): 1665—1673
- 北京市地质矿产局. 北京市区域地质志. 北京: 地质出版社, 1991. 248—251

- 16 Dearing J A, Dann R J L, Hay K, et al. Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials. *Geophys J Int*, 1996, 124: 228—240[[doi](#)]
- 17 Mullins C E, Tite M S. Magnetic viscosity, quadrature susceptibility, and frequency dependence of susceptibility in single-domain assemblies of magnetite and maghemite. *J Geophys Res*, 1973, 78: 804—809[[doi](#)]
- 18 Maher B A. Characterisation of soils by mineral magnetic measurements. *Phys Earth Planet Int*, 1986, 42: 76—92[[doi](#)]
- 19 Robinson S G. The late Pleistocene paleoclimatic record of North Atlantic deep-sea sediments revealed by mineral magnetic measurements. *Phys Earth Planet Int*, 1986, 42: 22—47[[doi](#)]
- 20 Lowrie W. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophys Res Lett*, 1990, 17(2): 159—162[[doi](#)]
- 21 Liu Q S, Yu Y J, Pan Y X, et al. Determining the grain size distribution of pedogenic magnetic particles in Chinese loess and its significance on pedogenesis. *J Geophys Res*, 2005, 110, B11102 [[doi](#)]
- 22 Banerjee S K, King J, Marvin J. A rapid method for magnetic granulometry with applications to environmental studies. *Geophys Res Lett*, 1981, 8: 333—336[[doi](#)]
- 23 Deng C L, Vidic N J, Verosub K L, et al. Mineral magnetic variation of the Jiaodao Chinese loess/paleosol sequence and its bearing on long-term climatic variability. *J Geophys Res*, 2005, 110, B03103 [[doi](#)]
- 24 Yamazaki T, Ioka N. Cautionary note on magnetic grain-size estimation using the ratio of ARM to magnetic susceptibility. *Geophys Res Lett*, 1997, 24: 751—754[[doi](#)]
- 25 Dunlop D J, Özdemir Ö. *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. Cambridge: Cambridge University Press, 1997. 1—573
- 26 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[[doi](#)]
- 27 Liu Q S, Deng C L, Yu Y J, et al. Temperature dependence of magnetic susceptibility in an argon environment: Implications for pedogenesis of Chinese loess/paleosols. *Geophys J Int*, 2005, 161(1): 102—112[[doi](#)]
- 28 Rochette P, Fillion G, Mattéi J L, et al. Magnetic transition at 30-34 Kelvin in pyrrhotite: Insight into a widespread occurrence of this mineral in rocks. *Earth Planet Sci Lett*, 1990, 98: 319—328[[doi](#)]
- 29 Dekkers M J, Mattei J L, Fillion G, et al. Grain-size dependence of the magnetic behavior of pyrrhotite during its low temperature transition at 34 K. *Geophys Res Lett*, 1989, 16: 855—858[[doi](#)]
- 30 Özdemir Ö, Dunlop D J, Moskowitz B M. The effect of oxidation on the Verwey transition in magnetite. *Geophys Res Lett*, 1993, 20(16): 1671—1674[[doi](#)]
- 31 Peters C, Dekkers M J. Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size. *Phys Chem Earth*, 2003, 28(16-19): 659—667
- 32 旺罗, 刘东生. 污染土壤的磁化率特征. *科学通报*, 2000, 45(10): 1091—1094
- 33 Zhou L P, Oldfield F, Wintle A G, et al. Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess. *Nature*, 1990, 346: 737—739[[doi](#)]
- 34 Emiroglu S, Rey D, Petersen N. Magnetic properties of sediment in the Ría de Arousa (Spain): Dissolution of iron oxides and formation of iron sulphides. *Phys Chem Earth*, 2004, 29: 947—959
- 35 Berner R A. Sedimentary pyrite formation: An update. *Geochim Cosmochim Acta*, 1984, 48: 605—615[[doi](#)]
- 36 Canfield D E, Berner R A. Dissolution and pyritization of magnetite in anoxic marine sediments. *Geochim Cosmochim Acta*, 1987, 51: 645—659[[doi](#)]
- 37 Day R, Fuller M, Schmidt V A. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence. *Phys Earth Planet Inter*, 1977, 13: 260—267[[doi](#)]
- 38 Dunlop D J. Theory and application of the Day plot (M_{es}/M_s versus H_{cr}/H_c) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils. *J Geophys Res*, 2002, 107, B3 [[doi](#)]
- 39 赵珊茸, 边秋娟, 凌其聪. *结晶学及矿物学*. 北京: 高等教育出版社, 2004. 265—285
- 40 Horng C-S, Roberts A P. Authigenic or detrital origin of pyrrhotite in sediments?: Resolving a paleomagnetic conundrum. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 241(3-4): 750—762[[doi](#)]
- 41 Shi C D, Zhu R X, Suchy V, et al. Identification and origins of iron sulfides in Czech loess. *Geophys Res Lett*, 2001, 28(20): 3903—3906[[doi](#)]
- 42 李海燕, 张世红, 方念乔, 等. 孟加拉湾 MD77-181 岩芯磁学记录及其古环境意义. *科学通报*, 2006, 51(18): 2166—2174
- 43 Roberts A P, Turner G M. Diagenetic formation of ferrimagnetic iron sulfide minerals in rapidly deposited marine-sediments, South-Island, New-Zealand. *Earth Planet Sci Lett*, 1993, 115(1-4): 257—273[[doi](#)]
- 44 李海燕, 张世红. 黄铁矿加热过程中的矿相变化研究——基于磁化率随温度变化特征分析. *地球物理学报*, 2005, 48(6): 1384—1391