

张俊辉, 夏敦胜, 张英等. 干旱区高山泥炭磁学特性研究. 地球物理学报, 2013, 56(6):1974-1984, doi:10. 6038/cjg20130619.
Zhang J H, Xia D S, Zhang Y, et al. Magnetic investigation of peat sediments from the mountain in Arid Regions. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2013, 56(6):1974-1984, doi:10. 6038/cjg20130619.

干旱区高山泥炭磁学特性研究

张俊辉¹, 夏敦胜^{1,2}, 张 英¹, 刘宇航¹

1 兰州大学西部环境与气候变化研究院, 兰州 730000

2 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所沙漠与沙漠化重点实验室, 兰州 730000

摘 要 对干旱区高山—新疆阿尔泰山中段连续的泥炭沉积序列进行详细系统的磁学分析, 获得泥炭沉积物中磁性矿物的类型、含量以及粒径大小等磁学特性, 探讨了在富含大量有机质的氧化还原条件下磁性矿物的保存与变化机理. 岩石磁学结果表明沉积物中亚铁磁性矿物的富集程度低, 磁性较弱. 主要含有磁铁矿、赤铁矿、顺磁性矿物以及大量的抗磁性矿物组分, 并且证实泥炭沉积物中不可能含有生物成因的趋磁细菌. 沉积物的磁性颗粒主要以细颗粒为主, 但同时还存在粗颗粒成分. 研究结果指示在泥炭表层酸性的亚氧环境中, 亚铁磁性矿物在较短的时间内伴随着部分溶解和改造, 导致沉积物磁性浓度的降低和粒径的减小, 快速的沉积和埋藏之后, 长期处于缺氧的碱性还原环境下, 磁铁矿发生的变化很小或基本不会再次被改造.

关键词 泥炭沉积, 磁学, 磁铁矿, 氧化还原环境

doi:10. 6038/cjg20130619

中图分类号 P318

收稿日期 2012-07-12, 2013-05-14 收修定稿

Magnetic investigation of peat sediments from the mountain in Arid Regions

ZHANG Jun-Hui¹, XIA Dun-Sheng^{1,2}, ZHANG Ying¹, LIU Yu-Hang¹

1 Key Laboratory of Western China's Environmental Systems with the Ministry of Education, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China

2 Key Laboratory of Desert and Desertification, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Science, Lanzhou 730000, China

Abstract Detailed and systematic magnetic analysis was conducted on continuous peat depositional sequences from the Altay Mountains in arid regions, Northwest China. Based on magnetic properties, such as composition, concentration and grain-size, the magnetic-variation mechanism of these minerals can be discussed in peat sediments that are rich in organic matter under redox conditions. The results are showed as follows: The concentration of ferrimagnetic minerals has a low enrichment degree. Magnetite, hematite, a great deal of diamagnetic organic matter and some paramagnetic components have been identified in peat sediments, and there is no magnetotactic bacteria (MTB). The grain sizes are mainly fine particles, but meanwhile there are also coarse particles-multidomain (MD). The results further reveal that the major variations of ferrimagnetic minerals in the peat sediments occur during the short period of post-depositional processes. As for the possible mechanism, we argue that the pseudo single domain (PSD) and MD magnetite on the peatland surface are dissolved and refined in the acid waterlogged sub-oxic conditions, which results in low concentration and smaller grain sizes. Furthermore, we also speculate that no long-term burial-diagenetic dissolution processes take place in the peat

sediments and little magnetite dissolution happens under the condition of alkaline and reductive environments in which the peat is buried deeply.

Keywords Peat sediment, Magnetism, Magnetite, Redoxic conditions

1 引言

环境磁学广泛用于海洋、湖泊和黄土堆积序列的沉积过程、环境变化和区域地层对比研究中,取得了重要的成果^[1-4]. 然而,不同类型、不同环境条件下的沉积物、磁性矿物往往会经历不同形式、不同程度的成岩改造或溶解作用,其原生的一些信息会在一定程度上被改变甚至完全掩盖^[5-10]. 因此,全面识别不同沉积物中磁性矿物的特征,了解磁性矿物的来源和磁学参数的意义,明确磁学特征与环境条件的关系,理解磁性矿物沉积与保存过程,探明磁性矿物的变化机理是开展进一步研究工作的基础和关键.

泥炭作为过去大气降尘、人类活动和气候变化的良好信息载体^[11],在全球碳循环和生态发展等方面扮演着重要角色^[12-14]. 与黄土、湖泊、海洋等其它类型沉积物相比,泥炭是在氧气不足条件下由厌氧微生物缓慢分解后累积而成的,受大量的有机质、氧化还原条件、生物作用和水动力等多种复杂环境因素的影响,使得认识泥炭中的磁性矿物具有一定的难度. 前人运用泥炭的磁学参数开展了大气污染^[15-16]、人类活动^[17]以及气候变化^[18-19]等方面的研究工作,这些工作都是基于泥炭中的磁性矿物在沉积后没有发生变化或者铁磁性矿物溶解很慢能够被有效的保存下来为基础的. 然而,Williams^[20]对运用泥炭沉积物的磁性参数重建历史时期的工业污染提出了质疑,认为泥炭中的磁铁矿在滞水的环境中会很快发生溶解、消失. 相反,另外的研究结果则认为,泥炭沉积物中至少包含六种磁性矿物,除了顺磁性的矿物和抗磁性的有机成分,还有赤铁矿和(或)针铁矿,亚铁磁性的软磁成分以及磁性细菌的存在^[18]. 目前,对泥炭沉积的磁学特性及变化虽然有了初步的认识,但是相关工作开展的还较少,而且没有彻底弄清楚,仍亟需深入讨论.

湿地和沼泽地区丰富的植被能有效捕捉粉尘,尤其在干旱环境中,大气降尘的浓度相对较高^[21],更有利于磁学工作的开展. 本文选取位于干旱区的新疆阿尔泰山 ATM10-C7 钻孔连续的泥炭沉积序列样品作为研究对象,通过详细系统的磁学分析,结合泥炭沉积环境,探讨泥炭沉积物中磁性矿物的磁

学特征,如磁性矿物含量,类型以及粒径大小等,探讨在富含大量有机质的氧化还原条件下磁性矿物的保存与变化机理,为进一步运用泥炭沉积物的磁学参数作为大气降尘及古气候重建的代用指标具有重要意义和科学价值.

2 研究区与实验样品

阿尔泰山位于新疆的北部地区,属于寒温带干旱气候,夏季短冬季漫长,采样点(48°7′13.5″N, 88°21′26.4″E)位于哈拉沙子湿地阿尔泰山的中部(图 1),阿勒泰市克兰河上游,属于山间盆地冲积—洪积扇中下部,海拔 2380 m,泥炭发育面积约为 200 km²,属于典型的高寒草甸沼泽湿地,主要的水分补给有大气降水,冰雪融水以及地下水,年平均气温 3.9 °C,平均年降水量为 180.8 mm,现代主要的植物建群种为阿尔泰山苔草,伴生泥炭藓.

采用泥炭手钻采集到的 ATM10-C7 岩芯长度为 742 cm,其中 0~722 cm 为连续的泥炭沉积,723~742 cm 为灰绿色粘土沉积物. 为了避免氧化及污染,采集到的岩芯被分装在 50 cm 长的 PVC 管之后,迅速用保鲜膜包裹,确保在低温及不受扰动的前提下运回实验. 在实验室按照 1 cm 的厚度分割并在 -45 °C 冷干. 本文选取的代表性样品分别来自剖面的不同沉积层,并根据磁化率,非磁滞剩磁磁化率和饱和等温剩磁等磁学参数的变化分为磁性的高值和低值(表 1),磁性矿物浓度的高/低值相对于该剖面中的平均值而言.

3 实验方法

磁化率(χ_{if})值分别用 Bartington 公司生产的 MS2 型磁化率仪和 KLY-3S 卡帕乔测定. 共 191 个样品. 磁化率随温度的变化曲线(κ - T 曲线)在带 CS-3 温控系统的 KLY-3S 卡帕乔上完成,升温速率 11 °C/min,仪器灵敏度 2.5×10^{-8} SI. 在氩气环境中将样品一次性加热到最高温度为 700 °C 然后降温至室温,另取原样品逐步加热到最高温度分别为 100、200、300、400、500、600 °C 和 700 °C (加热到最高温度时所用的样品均为其前一个温度段的冷却

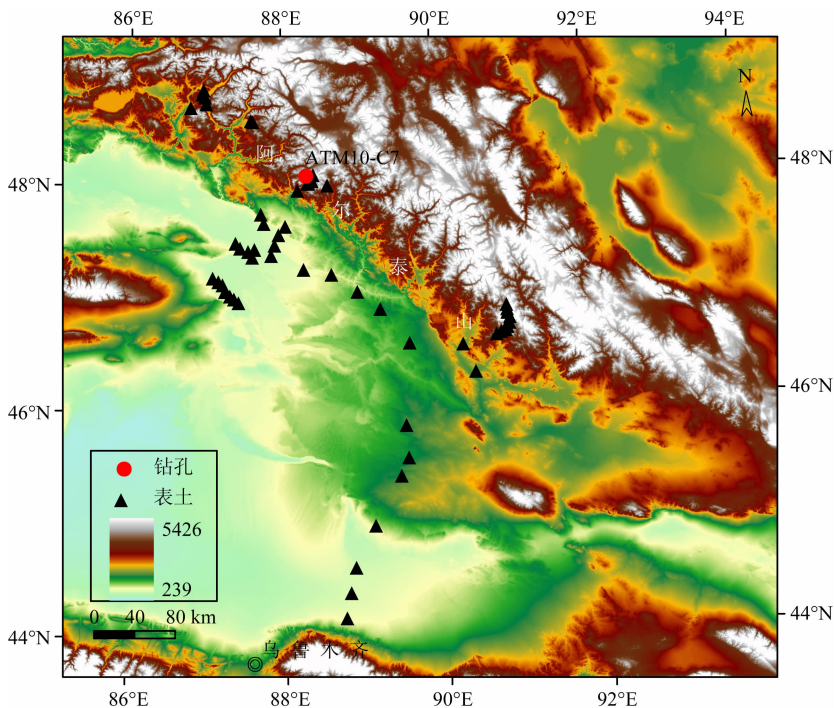


图 1 钻孔及表土样品的示意图

Fig. 1 Location of the core and surface soil samples

表 1 岩芯以及代表样品的磁学参数

Table 1 Magnetic parameters and lithologies of representative samples

样品名称	深度/cm	岩性	χ / $(10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1})$	χ_{arm} / $(10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1})$	SIRM / $(10^{-5} \text{ Am}^2 \cdot \text{kg}^{-1})$	B_{cr}/mT	磁性矿物浓度
C7-001	1	peat	4.09	299.31	41.48	43.18	高
C7-149	149	peat	3.04	80.94	26.13	31.46	较高
C7-209	209	peat	0.84	59.77	4.95	42.13	低
C7-709	709	peat	3.04	87.54	5.59	45.39	较高
C7-732	732	clay	9.2	52.42	18.62	58.63	—

样品),以观察样品及可能的中间产物及其热稳定性.用 Molspin 脉冲磁化仪和旋转磁力仪测量样品的等温剩磁(IRM)和饱和等温剩磁(SIRM),SIRM 外加磁场强度为 1000 mT.有机质用德国 ELEMENTAR 公司生产的 LiquiTOC 仪器完成,共测试 15 个样品.以上实验在兰州大学西部环境教育部重点实验室测试完成.

磁滞参数包括饱和磁化强度(M_s)、饱和剩余磁化强度(M_{rs})、矫顽力(B_c)、剩磁矫顽力(B_{cr})以及 FORC 图均用美国 Princeton Measurements 公司生产的 MicroMag 3900 型变梯度磁力仪测量.低温实验在 MPMS XP-5 型低温磁性测试系统上完成,具体实验步骤为:(1)样品在零场状态下从室温(300 K)冷却到 20 K,然后施加 5 T 的磁场使样品在低温状态下获得饱和等温剩磁(LSIRM);在零场状态下测

量 LSIRM 的升温曲线(20~300 K);(2)样品在有场(5 T)状态下从室温冷却到 20 K,重复(1)的 LSIRM 的升温曲线测量.以上实验在中国科学院地质与地球物理研究所古地磁与年代学实验室测试完成.

4 结果分析

4.1 等温剩磁曲线

如图 2 所示,所有代表性样品在 100 mT 外加磁场状态下可达饱和值的 70%~80%,在 300 mT 可达 90%以上,在 1000 mT 时已基本达到饱和(图 2a),并且剩磁矫顽力均小于 50 mT(表 1),表明软磁性的亚铁磁性矿物主导了泥炭样品的剩磁特征^[1].泥炭样品的 SIRM 与 χ_{if} 总体上呈较好的线性

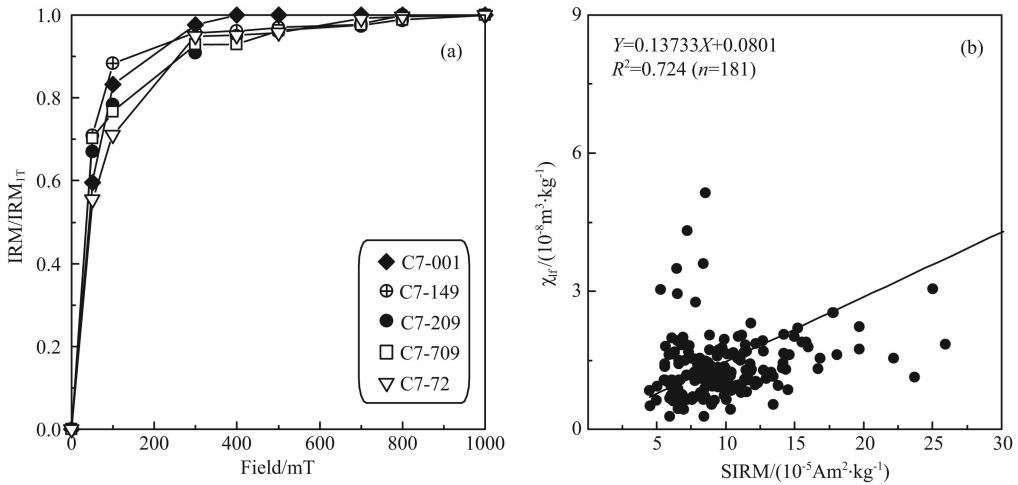


图 2 代表性样品的 IRM 曲线(归一化处理)(a), 钻孔剖面所有样品的 SIRM 和 χ_{ir} 相关性分析 (b)

Fig. 2 Isothermal remanent magnetization acquisition curves for selected samples (a), IRM are normalized to their 1 T values. Correlations between SIRM and χ_{ir} for all the samples (b)

相关(图 2b), 拟合曲线指向原点, 但同时有少量样品表现出分散的特征, 这表明除亚铁磁性矿物外还有少量顺磁性矿物的贡献^[1].

4.2 κ - T 曲线

沉积物的磁化率随温度变化(κ - T)曲线, 尤其是逐步加热的 κ - T 曲线, 可以指示磁性矿物在加热过程中物理化学变化^[22]. 所有代表性样品, 无论是磁性高值还是低值, 磁化率的加热和冷却曲线都在 580 °C 左右发生急剧的转折, 表明了磁铁矿的存在(图 3a—e), 而且, 在 580~680 °C 之间磁化率仍表现出继续下降的趋势, 表明样品中含有高浓度的赤铁矿. 然而, κ - T 曲线中反映出的磁铁矿既可能是样品中原生的也可能是由加热过程中新产生^[22]. 对于 C7-001 和 C7-732 样品来说(图 3a, e), 冷却曲线明显高于加热曲线, 磁化率都大幅升高, 尤其是表层的 C7-001 样品, 升高幅度超过一个数量级, 表明在加热过程中有大量新的强磁性矿物生成, 并显示了磁铁矿的特征, 进一步表明新生成的亚铁磁性矿物主要是磁铁矿. C7-149 和 C7-709(图 3b, d)冷却曲线略微低于加热曲线, 相差不大, C7-209(图 3c)冷却曲线与加热曲线基本完全重合, 反映了样品在加热过程中磁性矿物没有发生较大的化学变化, 表明原样品中含有磁铁矿.

逐步加热的 κ - T 曲线表明(图 3f—l), 在 300 °C 以前, 加热和冷却曲线基本重合, 表明加热过程中矿物成分、晶粒结构及磁畴等基本没有发生改变. C7-001 样品(图 3f—h), 在 400、600、700 °C 三个温度段磁化率的冷却曲线均高于加热曲线, 且变幅逐步增大, 表明样品在加热过程中可能有越来越多的强磁

性矿物生成, 而且 580 °C 的拐点指示这种强磁性的磁性矿物为磁铁矿. 弱磁性的 C7-209(图 3i—l)样品与强磁性的 C7-001 样品的 κ - T 曲线表现并不相同, 分段分别加热到 600、700 °C 后, 磁化率的加热曲线均高于冷却曲线, 表明没有新的强磁性矿物生成, 而 580 °C 的明显转折指示原样品中含有磁铁矿.

4.3 低温磁性特征

对于高温热不稳定矿物, 低温实验常常是理想的选择. 磁性矿物除了在加热过程中出现矿物转变现象和居里温度外, 某些磁性矿物在低温下还具有额外的转换点(如磁铁矿的 Verwey 转变, 赤铁矿的 Morin 转变和磁黄铁矿的 34 K 转变等). 单畴和多畴磁铁矿在 110~120 K 时都存在 Verwey 转变, 晶体结构由立方体对称的反尖晶石结构转变为单轴对称的单斜晶相结构, 据此能够准确的鉴别矿物中的磁铁矿^[23-24]. C7-001 和 C7-709 样品低温零场状态下的 SIRM 曲线较平滑(图 4a), 未见明显的转换点, 在 20~50 K 升温过程中, 60% 的等温剩磁被迅速退去, 然而从 50~300 K, 随着温度的升高退磁变得缓慢, 到 300 K 时, 剩磁分别大约退到初始值 8% 和 15%. 但是对于 C7-149 样品来说(图 4b), 其低温零场状态下的 SIRM 曲线上则是在 120 K 温度点附近 SIRM 快速降低, 而且一阶反导曲线在 113K 出现明显拐点, 这是磁铁矿存在的显著标志^[23-24]. C7-732 样品(图 4c)低温 SIRM 曲线表现出与 C7-001 和 C7-709 基本相似的变化特征, 在 20~50 K 升温过程中, 60% 的等温剩磁被迅速退去, 然而从 50~300 K, 随着温度的升高退磁变得缓慢, 到 300 K 时, 仅有 10% 左右的等温剩磁存在.

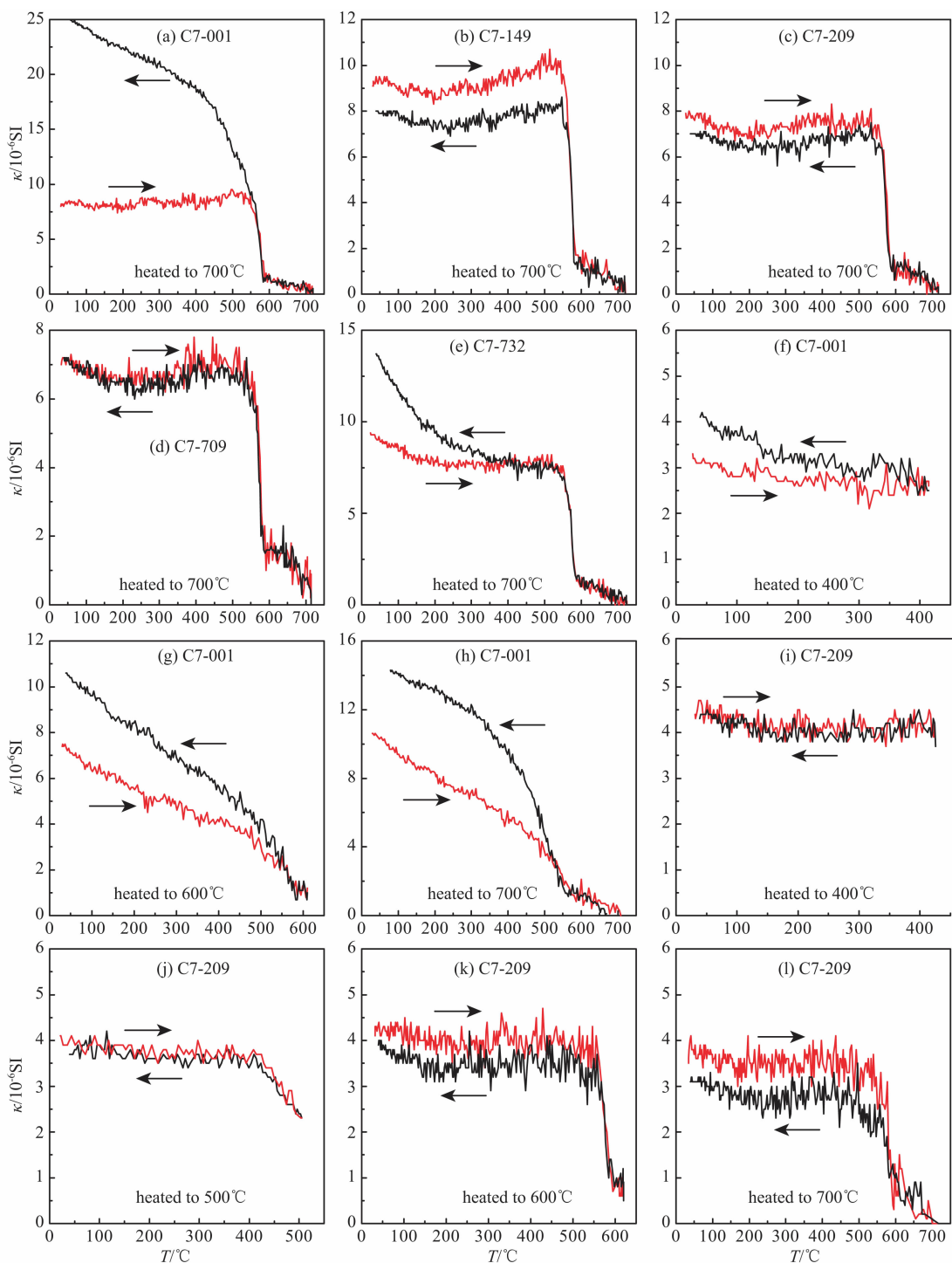


图3 代表性样品的 κ - T 曲线, 一次性直接加热到 700 °C (a—e), C7-001(磁性高值)和 C7-209(磁性低值)分段加热曲线(f—h, i—l)
 Fig. 3 κ - T curves of representative samples, directly heated to 700 °C (a—e), respectively. The C7-001 sample (high magnetic unit) and C7-209 sample (low magnetic unit) are stepwise heated to 700 °C (f—h, i—l)

4.4 FORC 图和 Day 图

FORC 图不但可以帮助区分磁性矿物的种类和磁畴状态, 而且还可以确定磁性矿物矫顽力的分布以及磁性矿物颗粒之间磁相互作用的强弱^[25-27]. C7-001、C7-709 和 C7-732 三个样品 FORC 图具有明显闭合的单峰特征(图 5a, c, d), 等值线分布中心对

应的矫顽力在 10 mT, 而且等值线沿着纵轴展布, 表现出一定的磁相互作用力, 因此, C7-001 和 C7-709 的 FORC 图谱近似符合具有一定相互作用的磁铁矿 SD 颗粒行为^[28]. C7-149(图 5b)等值线沿着纵轴具有大开口的特征, 且其中心矫顽力小于 10 mT, 表明 C7-149 样品中磁性矿物主要为 MD 磁铁矿颗

粒^[25-26]. 将经过顺磁校正的样品磁滞参数均投影到 Day 氏图中(图 5e), C7-001、C7-709 和 C7-732 三个样品均投影在 PSD 颗粒区域内, 而 C7-149 样品分布在 MD 颗粒区域内, 这与 FORC 图谱分析结果一致.

5 讨论

5.1 矿物的磁性特征

ATM10-C7 钻孔样品的 χ_{if} 平均值为 $1.38 \times$

$10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$, SIRM 平均值为 $10.46 \times 10^{-5} \text{ Am}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$, 表明整个泥炭剖面中亚铁磁性矿物富集程度较低, 表现出明显的弱磁性沉积物的特征. 根据对各种类型沉积物的研究发现, 沉积岩、某些变质和酸性火成岩, 以及泥炭等样品磁化率都落在弱磁测值区间, 属于弱磁性样品的范畴, 即室温磁化率小于或等于 $0.1 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ [29].

ATM10-C7 钻孔剖面典型样品的 SIRM 曲线、 $\kappa-T$ 曲线以及 FORC 图都表明泥炭沉积物中有亚

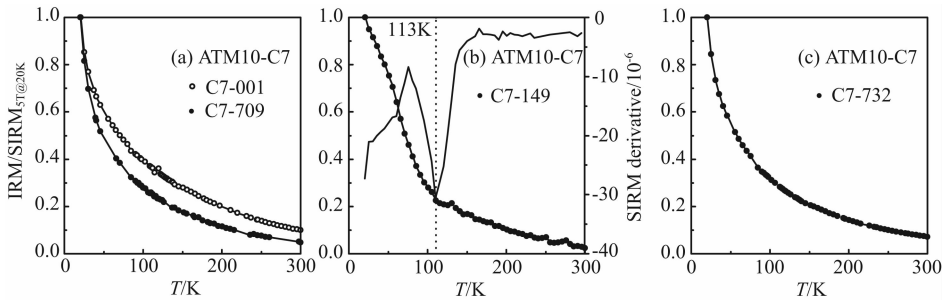


图 4 代表性样品(磁性高值)低温零场状态下饱和和磁化强度随温度的变化(归一化处理) C7-149 样品的一阶反导曲线(图 b)

Fig. 4 Low-temperature magnetic measurements for the high magnetic unit samples Thermal warming of IRM from 20 to 300 K after cooling in zero field (ZFC) and after cooling in a 5 T field (FC) from 300 K respectively; the first derivatives dM/dT (line) for the C7-149 sample (b)

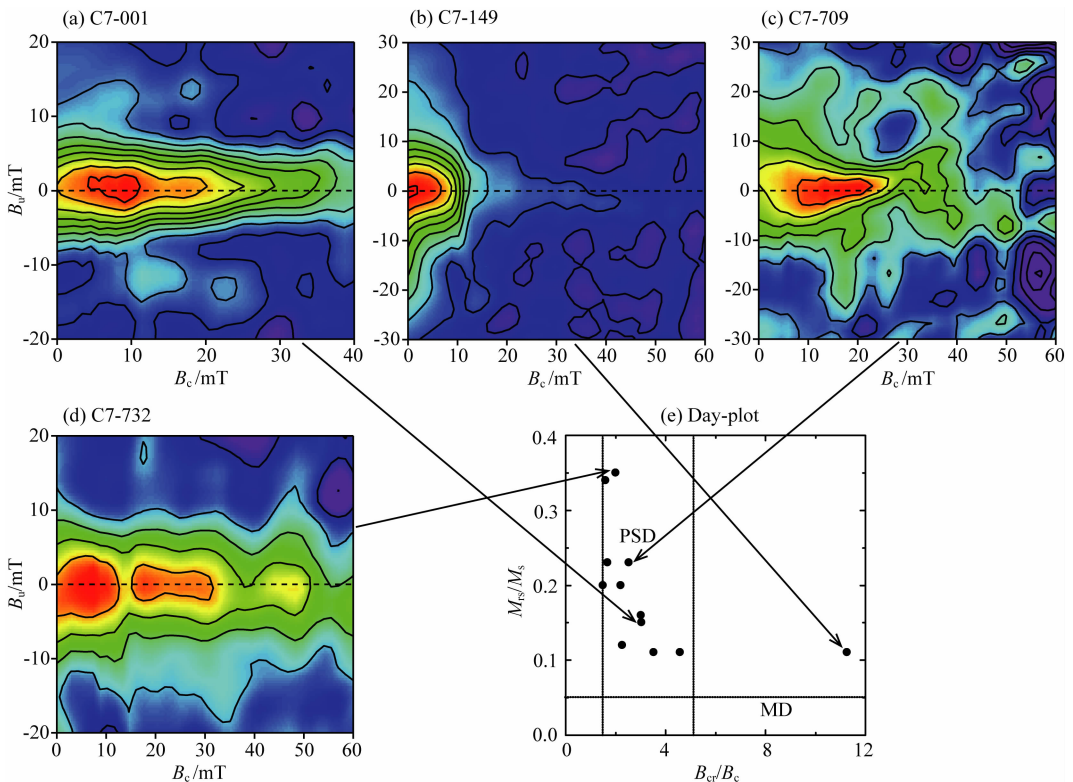


图 5 代表性样品(磁性高值)的 FORC 图(磁性浓度低取 7 点平滑)(a—d)和 Day 图(12 个样品)(e)

Fig. 5 FORC diagrams for the representative samples from the high magnetic units (a—d) derived with a smoothing factor of 7 because of low magnetic concentrations. Hysteresis ratios for more selected samples from ATM10-C7 cores plotted on a Day plot (e)

铁磁性矿物的存在,而且低矫顽力的磁铁矿是样品剩磁的主要载体,同时表明样品中含有高浓度的高矫顽力的磁性矿物赤铁矿.另外根据 $\kappa-T$ 曲线分析表明,C7-001,C7-732 冷却曲线均高于加热曲线,表明在加热过程中有含铁粘土矿物分解,生成了强磁性的磁铁矿,而阿尔泰山 ATM10-C5 钻孔泥炭表层样品研究结果证实样品中有含铁矿物绿泥石等顺磁性的矿物^[30].由于泥炭沉积物中含有大量有机质,一般泥炭沉积物的有机质含量超过 50% 以上,有机质属于抗磁性的矿物.

巴西的泥炭研究表明,泥炭沉积物中包含磁性细菌^[18].磁性细菌一般分布在有氧-厌氧过渡带上,在淡水、池塘、河流、海洋沉积物表层中都分离到各种形态的趋磁细菌,岩石磁学的研究表明,磁小体链具有显著的形状各向异性,其磁学行为等效为一个理想的单轴单畴颗粒(USD 颗粒).研究者提出了一系列岩石磁学方法和多个磁学参数来快速识别磁性细菌的存在^[31]:(1) $R_{df} \approx 0.5$ (R 代表颗粒间相互作用程度; df 指直流退磁场);(2) $R_{af} > 0.5$ (af 指交变退磁场);(3) $ARM/SIRM = 0.15 \sim 0.25$; (4) $\delta_{FC} / \delta_{ZFC} > 2$ (ZFC , 零场冷却; FC , 2.5T 有场冷却; $\delta = (J_{80K} - J_{150K}) / J_{80K}$, J_{80K} 和 J_{150K} 分别是在 80K 和 150K 时测量的剩磁强度).在 ATM10-C7 钻孔中选取的典型样品中,磁铁矿的磁畴并没有表现出非常明显的单畴特征,C7-001、C7-149、C7-209、C7-709 和 C7-732 五个样品的 ARM/SIRM 比值,分别为 0.30、0.12、0.53、0.66 和 0.12,均不在趋磁细菌的比值即 0.15~0.25 范围之内,其中 C7-001、C7-209 和 C7-709 三个样品的比值均大于 0.25,说明细颗粒的磁铁矿占主导成分^[3].磁小体的链状排列使得样品产生较高 $\delta_{FC} / \delta_{ZFC}$,被认为是识别化石磁小体最有效的岩石磁学判别标准.样品中仅有 C7-149 在低温退磁过程中表现出明显的 Verwey 转换特征,其 $\delta_{FC} / \delta_{ZFC}$ 的比值为 0.95,这与 δ 比值小于 1.5 含有混合链的无机磁铁矿相一致^[32],因此,进一步证实 C7-149 样品为原生的磁铁矿.由于沉积物中的趋磁细菌和趋磁细菌化石磁小体生长和保存的环境异常复杂,因此还有待于对泥炭的沉积过程与环境条件做进一步的调查和研究.

将样品的磁滞参数投影到 Day 图中,除 C7-149 样品属于 MD 磁性矿物颗粒之外,其它均落在了 PSD 区域内,然而,PSD 磁性矿物颗粒有可能是 SD 和 MD 的混合或者 SD 和 SP 的混合物^[33-34].室温的频率磁化率接近于 0,揭示出沉积物中磁畴近似于

SP 颗粒的磁性颗粒贡献非常小,但是 ARM/SIRM 比值表明细颗粒的磁铁矿占主导成分.FORC 图中 C7-149 样品属于投影在 MD 粒径范畴的磁铁矿,这符合 Day 图中的粒径分布以及与低温退磁曲线在 113 K 附近出现的明显的 Verwey 转换相一致.

C7-001、C7-709 和 C7-732 样品在低温条件下的 IRM 退磁曲线并没有表现出 Verwey 转换,而且剩磁在 20~50 K 表现出快速的下降,分别失去剩磁的 40%、50% 和 42% 左右.ATM10-C7 钻孔泥炭亚铁磁性矿物浓度很低,磁性矿物以细颗粒为主,而磁铁矿的 Verwey 转换程度与样品中磁铁矿的含量以及粒径紧密相关,含量越低,粒径越小,转换越不明显^[35-36].另外磁铁矿颗粒表面氧化反应程度也会对 Verwey 转变起到一定的抑制作用^[37].细颗粒磁铁矿的氧化表面相对于其较小纯磁铁矿内核而言影响 Verwey 转变的程度比较大,被氧化的精细磁铁矿颗粒表面壳体容易破裂形成超精细的颗粒,这种超精细颗粒有着非常低的 SIRM 解阻温度,引起磁铁矿颗粒所载剩磁在 5 K 至 40 K 的升温过程中显著减少,这种超顺磁效应的存在影响着 Verwey 转变的观察,因此细颗粒表面发生氧化会使得 Verwey 转变几乎观察不到^[38].纯磁铁矿和被氧化的磁铁矿经过低温循环后的磁记忆比率都随着颗粒度的减小而增大^[39],据此可以推断,C7-001 矿物颗粒的粒径要比 C7-709 的粒径更小.

5.2 磁性矿物的变化

磁性矿物的变化一般有几个方面的原因:(1)物源输入的变化;(2)沉积后的改造作用;物源的磁性矿物的种类和磁畴大小等影响和决定着沉积物的磁学特性.在阿尔泰山地区采集了 56 个代表性的现代土样品(图 1),样品来源范围广泛,纬度从 44°9'35.1" 到 48°49'40.5"N,经度从 86°55'26.9" 到 90°52'25.2" E,海拔高度从 500 到 2700 多米,几乎涵盖了干旱区所有的植被景观,荒漠、高山草原、灌丛、森林、湖泊和湿地.阿尔泰山表土中的磁性矿物主要以粗颗粒的 PSD+MD 和粗粒径的 SSD 为主(图 6),这与魏海涛等^[40]对北疆的表土和夏敦胜等^[41-42]对中国北方降尘磁学性质的研究结果一致.

ATM10-C7 钻孔沉积物的磁性特征在泥炭表层发生了重要变化:(1)与表土和大气降尘相比,整个泥炭剖面的 χ_{if} 和 SIRM 数值都很低(图 7c,d),最大值基本都位于表层位置,埋藏之后的磁学参数都较表层数值低,不同沉积深度表现出一定的波动变化,但是这种变化幅度并不是非常强烈,表明在不同

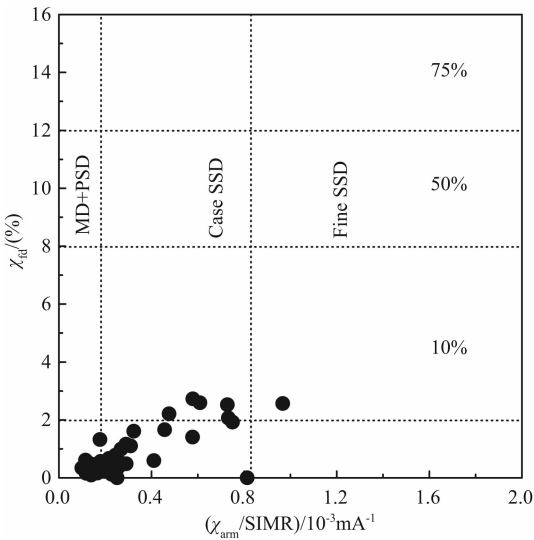


图 6 阿尔泰地区表土的 Dearing 图

Fig. 6 Dearing plot of the surface soils in Altay regions

的沉积层亚铁磁性矿物的富集程度都较低,而这不可能仅仅是由高浓度的有机质的稀释作用所引起,表明在泥炭表层沉积物中磁性矿物浓度已经发生了较大程度的溶解和改造作用;(2)泥炭剖面中的磁性矿物的粒径以细颗粒为主,同时伴有粗颗粒的磁性矿物存在,然而对表土和大气降尘研究的结果都证实磁性矿物颗粒以粗颗粒的为主导,先前的研究证明沉积物中细颗粒的磁性矿物首先被溶解,进而粗

颗粒的 PSD 和 MD 才可能被进一步破坏^[43-44]. 因此,在湿地表层亚氧的沉积环境中,PSD 和 MD 颗粒的磁铁矿则被改造. 由于沉积物的类型不同,溶解的方式以及环境的差异造成溶解的过程、速率及结果也各相庭径. 磁性矿物后期的沉积改造作用与有机质的浓度、沉积速率以及底部的水的氧化性和沉积物的作用力等有密切关系^[45].

有机质在堆积埋藏过程中发生的成岩作用会改变沉积物中磁性矿物和磁畴状态,使得磁颗粒变得不稳定^[3,46]. 根据其 pH 值和 EH 值的变化可以将 ATM10-C7 孔泥炭沉积物的堆积划分为不同的氧化还原带(图 7a). 泥炭沉积表层为弱氧化带,游离氧随着深度的增加含量减少甚至缺失,同时大量有机质残体的赋存使得沉积环境转变为还原环境. 在弱氧化带,赤铁矿和磁铁矿等磁性矿物可能与有机质发生反应,从而导致沉积物中磁性矿物含量降低. 随着深度增加,磁铁矿等磁性矿物受地球化学条件的还原作用增强,可能会发生矿物转变. 当沉积物中有大量硫化物存在时,硫酸盐被有机质还原为硫离子,使得磁铁矿开始溶解,当溶解的硫化物含量很高的情况下,磁铁矿会完全溶解,硫化,最终形成黄铁矿,然而,另一方面,如果硫化氢含量很少或者沉积速率较高时,磁铁矿很可能在沉积物中保存下来^[3,46].

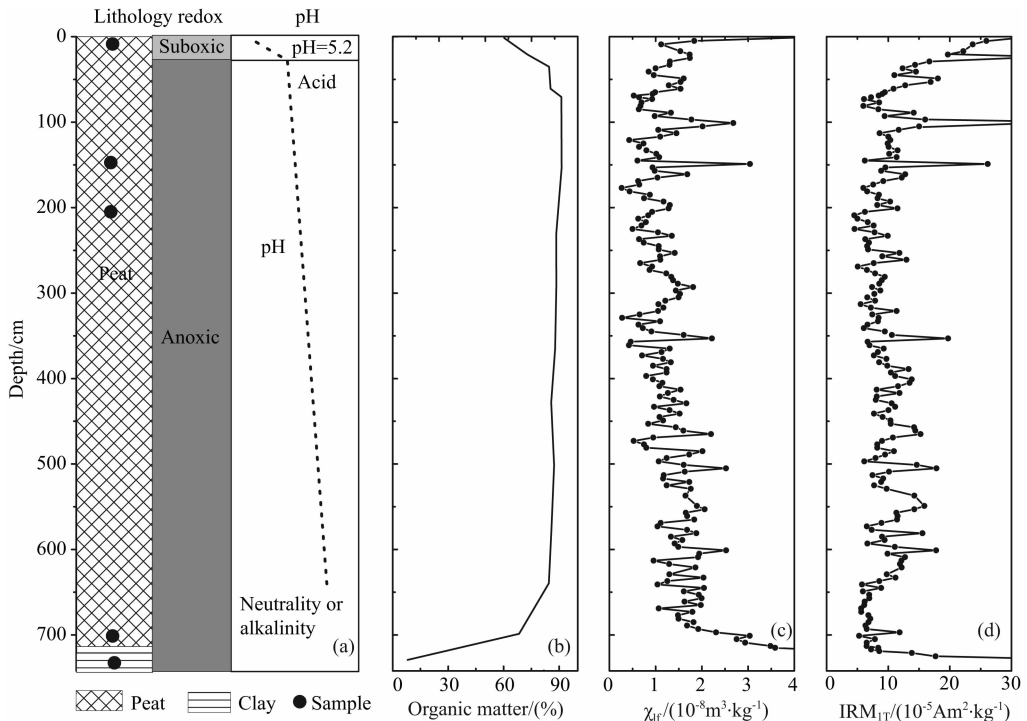


图 7 ATM10-C7 剖面岩芯、沉积环境(a)以及有机质(b)、 χ_{fd} (c)和 SIRM(d)随深度的变化曲线

Fig. 7 Lithology and sedimental environment of ATM10-C7 peat core (a); the curves of organic matter (b), χ_{fd} (c) and SIRM (d) with the depth

ATM10-C7 钻孔中有机质的含量达到 75% 以上(图 7b), 有机质的大量输入和缺氧环境形成, 为磁铁矿的保存提供了一定的环境条件。

泥炭表层是一个酸性弱氧化的滞水环境, 沉积物中的磁铁矿的溶解和改造可能会在较短的时间内发生, 磁铁矿被埋藏之后, 在还原环境中可能很少发生变化从而被保存下来: (1) ATM10-C7 泥炭沉积剖面中, 磁性矿物的浓度和粒径在不同的沉积层中并没有表现出强烈的变化(图 7c, d)。 χ_{it} 和 SIRM 的最大值仅是平均值的 1~2 倍, 同时, 在不同的沉积层, 磁铁矿的粒径发生变化, 整个剖面以细颗粒为主, 但是同时存在粗颗粒, 而且粗粒径的磁铁矿出现在剖面的中间层位。通过扫描电镜的方法也同样证实爱尔兰的泥炭剖面下部层位存在粗颗粒的磁铁矿^[11]。因此, 埋藏之后可能发生的成岩改造作用很弱, 使得这些不同粒径的磁铁矿在还原环境中才得以保存。(2) 铁尔沙汗湿地表层水的 pH=5.2(图 7a), 表明酸性环境, 随着深度的增加, 泥炭中水的 pH 值会逐渐增加到中性甚至碱性^[11], 人类活动所产生的磁铁矿在还原条件下很容易被溶解, 这主要是由于受到溶解的硫的影响^[20], 然而, 最新的研究结果认为, 随着沉积深度的增加, 孔隙水中所含的硫离子会逐渐缺失^[10]。Hodder 等^[11, 47] 认为泥炭中缺氧环境存在阻止了铁的氢氧化物的形成, 这也保护了磁性矿物进一步发生风化, 从厌氧的环境中挑出一个泥炭样品并暴露在空气中, 泥炭中的晶体会很快在酸性泥岩水中溶解, 当给溶液中添加 NaOH 溶液, 磁性矿物晶体很容易被保存下来。这些结果都表明磁铁矿的变化与 pH 值以及氧化还原条件是密不可分的。(3) 湿地中遍布的孔隙水, 大量的有机质对磁性矿物的组成以及粒径的改变等方面都起到了重要作用。泥炭表层水动力微弱, 随着深度的增加, 不但含水量越来越少而且水动力更加微弱甚至停滞, 因此对磁性矿物的影响也就越来越弱。由于大量有机质的产生, 高分子的腐殖化度会阻止磁性矿物晶体的溶解^[48], 而且有机质分子可以在磁性矿物表层形成一种有效的保护膜阻止原生的磁性矿物被溶解^[49]。另外, 不同离子间相互竞争也使得有机质阻止了纤铁矿的还原溶解^[50]。最近的研究成果认为有机质的沉淀析出强有力地抑制铁的氧(氢氧)化物的还原结晶作用^[51]。因此, ATM10-C7 泥炭钻孔高浓度的有机质产量和沉积速率也可能使得泥炭沉积中不同粒径的磁铁矿在埋藏后的还原条件中被保存下来。

6 结 论

本文以系统的环境磁学为主, 结合泥炭的沉积环境, 对位于干旱区高山—新疆阿尔泰山 ATM10-C7 钻孔剖面连续的泥炭沉积物进行了详细研究。结果表明沉积物中亚铁磁性矿物富集程度低, 磁性较弱。主要有磁铁矿、赤铁矿、顺磁性矿物以及大量的抗磁性矿物组分, 并且证实泥炭沉积物中不可能含有生物成因的趋磁细菌。沉积物的磁性颗粒主要以细颗粒为主, 但同时还存在粗颗粒成分。研究结果指示在泥炭表层酸性的亚氧环境中, 亚铁磁性矿物在较短的时间内伴随着部分溶解和改造, 导致沉积物磁性浓度的降低和粒径的减小, 快速的沉积和埋藏之后, 长期处于缺氧的碱性还原环境下, 磁铁矿发生的变化很小或基本不会再次被改造。

致 谢 感谢刘青松研究员、邓成龙研究员在数据分析过程中给予的有益建议, 感谢匿名审稿人对本文修改提出的宝贵意见, 对野外采样及实验工作的所有参与者提供的帮助在此一并表示谢意。

参考文献(References)

- [1] Thompson R, Oldfield F. Environmental Magnetism. London: Alen and Unwin Ltd, 1986.
- [2] Verosub K L, Roberts A P. Environmental magnetism: past, present and future. *J Geophy Res*, 1995, 100: 2175-2192.
- [3] Evans M E, Heller F. Environmental magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetics. New York: Academic Press (Elsevier), 2003.
- [4] Liu Q S, Deng C L, Torrent J, et al. Review of recent developments in mineral magnetism of the Chinese loess. *Quat Sci Rev*, 2007, 26: 368-385.
- [5] 刘秀明, 夏敦胜, 刘东生等. 中国黄土和阿拉斯加黄土磁化率气候记录的两种模式探讨. *第四纪研究*, 2007, 27: 210-220. Liu X M, Xia D S, Liu T S, et al. Discussion of two models of paleoclimatic records of magnetic susceptibility of Alaskan and Chinese Loess. *Quat Sci* (in Chinese), 2007, 27: 210-220.
- [6] Liu X M, Liu T S, Xia D S, et al. Two pedogenic models for paleoclimatic records of magnetic susceptibility from Chinese and Siberian loess Science. *Sci in Chin*, 2007, 37: 1382-1391.
- [7] Hu S Y, Deng C L, Appel E, et al. Enviromental magnetic studies of lacustrine sediments. *Chin Sci Bull*, 2002, 47(7): 613-616.
- [8] Ao H, Deng C L, Dekkers M J, et al. Magnetic mineral dissolution in Pleistocene fluvio-lacustrine sediments,

- Nihewan Basin (North China). *Earth Planet Sci Lett*, 2010, 292: 191-200.
- [9] Rowan C J, Roberts A P. Magnetite dissolution, diachronous greigite formation, and secondary magnetizations from pyrite oxidation: unraveling complex magnetizations in Neogene marine sediments from New Zealand. *Earth Planet Sci Lett*, 2006: 119-137.
- [10] Rowan C J, Roberts A P, Broadbent T. Reductive diagenesis, magnetite dissolution, Greigite growth and paleomagnetic smoothing in marine sediments: A new view. *Earth Planet Sci Lett*, 2009, 277: 223-235.
- [11] Martini I P, Cortizas A M, Chesworth W. Peatlands: evolution and records of environmental and climate changes. Oxford: Academic Press (Elsevier), 2006.
- [12] Blodau C. Carbon cycling in peatlands—A review of processes and controls. *Environ Rev*, 2002, 10: 111-134.
- [13] Frolking S, Roulet N. Holocene radiative forcing impact of northern peatland carbon accumulation and methane emissions. *Global Change Biol*, 2007, 13: 1079-1088.
- [14] Belyea L, Malmer N. Carbon sequestration in peatland: patterns and mechanisms of response to climate change. *Global Change Biol*, 2004, 10: 1043-1052.
- [15] Oldfield F, Tolonen K, Thompson R. History of particulate atmospheric pollution from magnetic measurements in dated Finnish peat profiles. *Ambio*, 1981, 10: 185-188.
- [16] Strzyszczyk Z, Magiera T. Record of industrial pollution in polish ombrotrophic peat bogs. *Phys. Chem. Earth*, 2001, 26: 859-866.
- [17] Mighall T M, Foster I D L, Crew P, et al. Using mineral magnetism to characterize ironworking and to detect its evidence in peat bogs. *J Archaeol Sci*, 2009, 36: 130-139.
- [18] Berquó T S, Thompson R, Partiti C S M. Magnetic study of Brazilian peats from São Paulo state. *Geoderma*, 2004, 118: 233-243.
- [19] 何报寅. 历史时期神农架地区气候变化的泥炭记录[博士论文]. 武汉: 武汉大学历史地理研究所, 2001.
He B Y. Climate change record in peat from Shennongjia, China in history period [PH D thesis]. Wuhan: Historical Geography Research Institute of Wuhan University, 2001.
- [20] Williams M. Evidence for the dissolution of magnetite in recent Scottish peats. *Quat Res*, 1992, 37: 171-182.
- [21] Prospero J M, Ginoux P, Torres O, et al. Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the NIMBUS7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) Aerosol Product. *Rev Geophys*, 2002, 40: 1-31.
- [22] 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/palaeosols. *Geophys. J. Int*, 2005, 161: 102-112.
- [23] Verwey E J W. Electronic conduction of magnetite (Fe_3O_4) and its transition point at low temperatures. *Nature*, 1939, 144: 327-328.
- [24] Otsuka N Sato H. Observation of the Verwey transition in Fe_3O_4 by high-resolution electron microscopy. *J Solid State Chem*, 1986, 61: 212-222.
- [25] Roberts A P, Pike C P, Verosub K L. First-order reversal curve diagrams: A new tool for characterizing the magnetic properties of natural samples. *J Geophys Res*, 2000, 105: 28461-28475.
- [26] Pike C R, Roberts A P, Dekkers M J, et al. An investigation of multi-domain hysteresis mechanisms using FORC diagrams. *Phys Earth Planet In*, 2001, 126: 11-25.
- [27] Muxworthy A R, King J G, Heslop D. Assessing the ability of first-order reversal curve (FORC) diagrams to unravel complex magnetic signals. *J Geophys Res*, 2005, 110: 1-11.
- [28] Dunlop D J, Özdemir Ö. Rock magnetism: Fundamentals and Frontiers. New York: Cambridge Univ Press, 1997.
- [29] Dearing J. Environmental magnetic susceptibility. Using the Bartington M. British; British Library Cataloguing in Publication Data, 1999.
- [30] 张俊辉, 夏敦胜, 张英等. 泥炭表层样品加热过程中磁学特性研究. 干旱区地理, 2012, 35(6), 938-945.
Zhang J H, Xia D S, Zhang Y, et al. Studies on magnetic properties during heating of the surface peat sediments. *Arid Land Geography* (in Chinese), 2012, 35(6), 938-945.
- [31] Kopp R E, Kirschvink J L. The identification and biogeochemical interpretation of fossil magnetotactic bacteria. *Earth-Sci Rev*, 2008, 86: 42-61.
- [32] Moskowitz B M, Frankel R B, Bazylinski D A. Rock magnetic criteria for the detection of biogenic magnetite. *Earth Planet Sci Lett*, 1993, 120: 283-300.
- [33] Roberts A P, Cui Y, Verosub K L. Wasp-waisted hysteresis loops: mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems. *J Geophys Res*, 1995, 100: 17909-17924.
- [34] Tauxe L, Mullender T A T, Pick T P. Wasp-waists, and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *J Geophys Res*, 1996, 101: 571-583.
- [35] Kosterov A. Low-temperature magnetization and AC susceptibility of magnetite; effect of thermomagnetic history. *Geophys J Int*, 2003, 154: 58-71.
- [36] Muxworthy A R, McClelland E. Review of the low-temperature magnetic properties of magnetite from a rock magnetic perspective. *Geophys J Int*, 2000, 140: 101-114.
- [37] Özdemir Ö, Dunlop D J. The effect of oxidation on the Verwey transition in magnetite. *Geophys Res Lett*, 1993, 10: 1671-1674.
- [38] Moskowitz B M. A comparison of magnetite particles produced anaerobically by magnetotactic and dissimilatory iron reducing bacteria. *Geophys Res Lett*, 1989, 16: 665-668.
- [39] Smirnov A V. Memory of the magnetic field applied during

- cooling in the low-temperature phase of magnetite: Grain size dependence. *J Geophys Res*, 2006, 111: 1-8.
- [40] 魏海涛, 夏敦胜, 陈发虎等. 新疆表土磁学性质及其环境意义. *干旱区地理*, 2009, 32: 676-683.
Wei H T, Xia D S, Chen F H, et al. Magnetic characteristics of surface soil and its significance in Xinjiang, China. *Arid Land Geography* (in Chinese), 2009, 32: 676-683.
- [41] Xia D S, Yang L P, Ma J Y, et al. Magnetic property of Lanzhou dustfall and its implication in urban pollution. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2007, 50: 1724-1732.
- [42] 王丽, 夏敦胜, 余晔等. 北疆地区城市大气降尘磁学特征及其环境意义. *中国沙漠*, 2010, 30(3): 699-705.
Wang L, Xia D S, Yu Y, et al. Magnetic Properties of Urban Dustfall in North Xinjiang and Its Environmental Significance. *Journal of Desert Research*, 2010, 30(3): 699-705.
- [43] Karlin R, Levi S. Diagenesis of magnetic minerals in recent hemipelagic sediments. *Nature*, 1983, 303: 327-330.
- [44] Karlin R, Levi S. Geochemical and sedimentological control of the magnetic properties of hemipelagic sediments. *J Geophys Res*, 1985, 90: 373-392.
- [45] Rao V P, Kessarkar P M, Patil S K, et al. Rock magnetic and geochemical record in a sediment core from the eastern Arabian Sea: Diagenetic and environmental implications during the late Quaternary. *Palaeoge, Palaeocl, Palaeoec*, 2008, 270: 46-52.
- [46] Maher B A, Thompson R. *Quaternary Climates, Environments and Magnetism*. London: Cambridge Univ Press, 1999.
- [47] Hodder A P W, De Lange P J, Lowe D J. Dissolution and depletion of ferromagnesian minerals from Holocene tephra layers in an acid bog, New Zealand, and implications for tephra correlation. *J Quatern Sci*, 1991, 6: 195-208.
- [48] Stumm W, Wehrli B, Wieland E. Surface complexation and its impact on geochemical kinetics. *Croatia Chem. Acta*, 1987, 60: 429-456.
- [49] Steinmann P, Shotyk W. Geochemistry, mineralogy, and geochemical mass balance on major elements in two peat bog profiles (Jura Moutains, Switzerland). *Chem Geol*, 1997, 138: 25-53.
- [50] O'Loughlin E J, Gorski C A, Scherer M M, et al. Effects of oxyanions, natural organic matter, and bacterial cell numbers on the bioreduction of lepidocrocite (γ -FeOOH) and the formation of secondary mineralization products. *Envi Sci & Tech*, 2010, 44: 4570-4576.
- [51] Henneberry Y K, Kraus T E C, Nico P S. Structural stability of coprecipitated natural organic matter and ferric iron under reducing conditions. *Org Geochem*, 2012, 48: 81-89.

(本文编辑 汪海英)