

艾 莉, 强小科, 宋友桂等. 青海湖晚更新世沉积物中胶黄铁矿的发现及其环境指示意义. 地球物理学报, 2011, 54(9): 2309~2316, DOI: 10.3969/j.issn.0001-5733.2011.09.014

Ai L., Qiao X K., Song Y G., et al. Identification of greigite in the late Pleistocene sediments of Lake Qinghai and its environmental implications. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2011, 54(9): 2309~2316, DOI: 10.3969/j.issn.0001-5733.2011.09.014

青海湖晚更新世沉积物中胶黄铁矿的发现 及其环境指示意义

艾 莉^{1,2}, 强小科¹, 宋友桂¹, 敖 红¹, 安芷生¹

1 黄土与第四纪地质国家重点实验室, 中国科学院地球环境研究所, 西安 710075

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

摘 要 对青海湖南盆沉积中心钻取的一根长 18.6 m 的高取芯率沉积岩芯(1F)进行磁化率测试显示, 该岩芯在 8.15~8.96 m 和 15.50~17.28 m 两沉积段具有非常高的磁化率. 详细的岩石磁学测量和矿物分析表明这两段沉积物中有大量的胶黄铁矿存在, 其磁畴特征主要以单畴(SD)为主, 并显示少量超顺磁(SP)颗粒特征, 这是导致磁化率大幅升高的主要原因. 胶黄铁矿的生成与硫酸盐还原作用密切相关, 1F 沉积岩芯中胶黄铁矿的发现表明青海湖在晚更新世具有非常适宜胶黄铁矿生成的硫酸盐还原环境.

关键词 青海湖, 湖泊沉积物, 胶黄铁矿, 岩石磁学, 环境磁学

DOI: 10.3969/j.issn.0001-5733.2011.09.014

中图分类号 P318

收稿日期 2010-10-12, 2011-01-17 收修定稿

Identification of greigite in the late Pleistocene sediments of Lake Qinghai and its environmental implications

AI Li^{1,2}, QIANG Xiao-Ke¹, SONG You-Gui¹, AO Hong¹, AN Zhi-Sheng¹

1 State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences, Xi'an 710075, China

2 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

Abstract Lake Qinghai, the largest lake in China, is situated in an important climate-sensitive zone on the northeastern margin of Tibetan Plateau. In this study, the magnetic mineralogy of a late Pleistocene sediment core (1F, 18.6 m long) from the southern sub-basin deposition center of Lake Qinghai was studied using multiple rock-magnetic and non-magnetic measurements. There are two distinct magnetic susceptibility peaks at the depths of 8.15~8.96 m and 15.50~17.28 m. High- and low-temperature magnetic measurements, coupled with scanning electron microscopy (SEM) and energy dispersive X-ray (EDX) analyses, suggest that the sediments from these two intervals contain a large number of single domain (SD) and some superparamagnetic (SP) greigite particles, which is the primary cause for the enhancement of magnetic susceptibility. Greigite particles are mainly formed due to sulfate reduction, an early stage of diagenesis. Therefore, the occurrence of greigite in 1F core implies that the Lake Qinghai could

have experienced two intervals favorable for early diagenesis during the late Pleistocene.

Keywords Lake Qinghai, Lake sediment, Greigite, Rock magnetism, Environmental magnetism

1 引言

青海湖位于青藏高原东北隅(图 1),是中国最大的内陆封闭性微咸水湖.湖泊面积约 4400 km²,流域面积约 3 万 km²,海拔 3200 m 左右^[1].湖区地处东亚季风、印度季风和西风急流三者的交汇地带,对气候变化非常敏感.青海湖沉积了较厚的晚新生代湖泊沉积物,为研究东亚季风、印度季风和西风急流以及全球气候相互作用提供了理想材料.对青海湖湖泊沉积物记录的古气候信息进行深入研究对认识东亚季风、印度季风、西风急流和全球气候的演化以及亚洲内陆干旱化具有重要的意义.因此,青海湖的研究历来受到了广泛的关注,不少学者对其进行了第四纪—全新世尺度的环境演变研究^[1~5].

磁性矿物(主要包括铁的氧化物和硫化物)是沉积物中普遍存在的矿物,它们的形成、搬运、沉积和改造与环境变化和气候过程密切相关.因此,利用沉积物的岩石磁学性质来提取环境变化和气候演化过程信息已成为全球气候变化研究领域的重要手段之一.一些学者已对青海湖全新世湖泊沉积物的磁化率进行了报道,认为沉积物磁化率的变化与物源变化以及碳酸盐的释稀作用有关^[6,7].本文以国际大陆钻探计划(International Continental Drilling Program, ICDP)青海湖项目^[8]钻探取得的 1F 孔岩芯(长 18.6 m)为研究对象,通过系统岩石磁学测量,以及扫描电镜和能谱分析,发现更新世沉积物在 8.15~8.96 m 和 15.50~17.28 m 处磁化率的急剧升高与沉积物中胶黄铁矿的生成有关.

2 实验材料与方法

青海湖 1F 钻孔(36°48′40.7″N, 100°08′13.5″E, 海拔 3200 m)位于青海湖南盆沉积中心(图 1),岩芯实际钻进 20.2 m,取芯 19.3 m,取芯率为 95%.1F 孔岩芯校正深度为 18.6 m,是目前在青海湖钻取的最长岩芯.自上而下的岩性表现为:0~5 m 沉积物主要为灰色、灰黑色和浅棕色泥和粉砂质泥,可见水平层理;5~9 m 主要为灰、灰黄色含粉砂层的粉砂质泥,其中在 8.15~8.96 m 含灰黑色粉砂质泥条带;9~18.61 m 为浅棕色、灰色粉砂质泥,底部含有

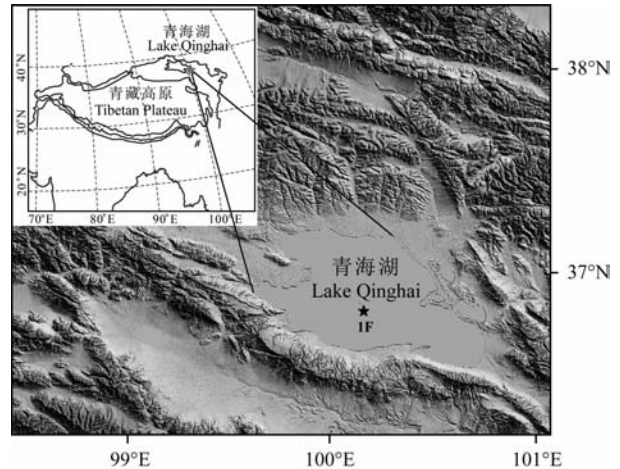


图 1 青海湖及 1F 孔位置

Fig. 1 Lake Qinghai and location of 1F core site

极细砂层,其中在 15.50~17.28 m 含灰黑色粉砂质泥条带(图 2a).我们以 1 cm 的间隔对整个岩芯进行取样,共获取 1861 个样品.样品在低温(38 °C)下烘干后以备测量.所有样品称重后利用英国制造的 Bartington MS2 型双频磁化率仪测量低频(470 Hz)和低频(4700 Hz)磁化率(χ_{lf} , χ_{hf}),并计算相应的频率磁化率 χ_{fd} , $\chi_{fd} = (\chi_{lf} - \chi_{hf})$ 及百分比频率磁化率 $\chi_{fd}\%$, $\chi_{fd}\% = (\chi_{lf} - \chi_{hf}) / \chi_{lf} \times 100\%$.磁化率的测试在中国科学院地球环境研究所环境磁学实验室完成.饱和磁化强度随温度变化(M_s-T)曲线在中国科学院地质与地球物理研究所古地磁学与地质年代学实验室采用磁天平(VFTB)在 1 T 的磁场下测量,加热速率为 30 °C/min,整个加热过程在氩气环境中进行.FORC 图利用美国普林斯顿仪器公司生产的 MicroMag 3900 型振动样品磁力仪(VSM)进行测量.每块样品的 FORC 图都测量 140 条一阶反转曲线.低温磁学实验在 MPMS-XL5 低温磁性测试系统上完成.先将样品在零场(Zero Field Cooling, ZFC)或有场(2.5 T, field cooling)状态下从室温(300 K)冷却至 10 K,然后施加 2.5 T 的磁场使其获得剩磁,在零场状态下测量该剩磁从 10 K 升温至 300 K 过程中的变化曲线.FORC 图和低温磁性测量都在日本高知大学海洋岩芯研究中心古地磁实验室完成.扫描电镜及能谱分析在西北大学地质系利用 Quanta 400 FEG 热场发射环境扫描电子显微镜及 OXFORD 能谱仪(INCA350)完成.

3 实验结果

3.1 低频磁化率与频率磁化率的变化

青海湖 1F 孔的低频磁化率在深度上的变化如图 2b 所示. 磁化率在 8.15~8.96 m(命名为 Peak-1)和 15.50~17.28 m(命名为 Peak-2)处显著升高, 磁化率值高达 $290 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, 而其他层位的磁化率值通常都小于 $50 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. 整个 1F 孔的

频率磁化率在深度上的变化(图 2c)与磁化率在深度上的变化一致, 二者具有明显的相关性(图 3a). 除在 Peak-1 和 Peak-2 处的值亦显著升高外, 频率磁化率整体相对较低, 0~5 m 的频率磁化率值基本处于 $1 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ 左右, 5 m 以下的频率磁化率值略有升高, 但仍小于 $2 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. 1F 孔的百分比频率磁化率整体与磁化率在深度上的相关性较差(图 3b), 在 Peak-1 与 Peak-2 段没有对应的升高. 整段百分比频率磁化率都小于 3%, 5 m 以下的百分

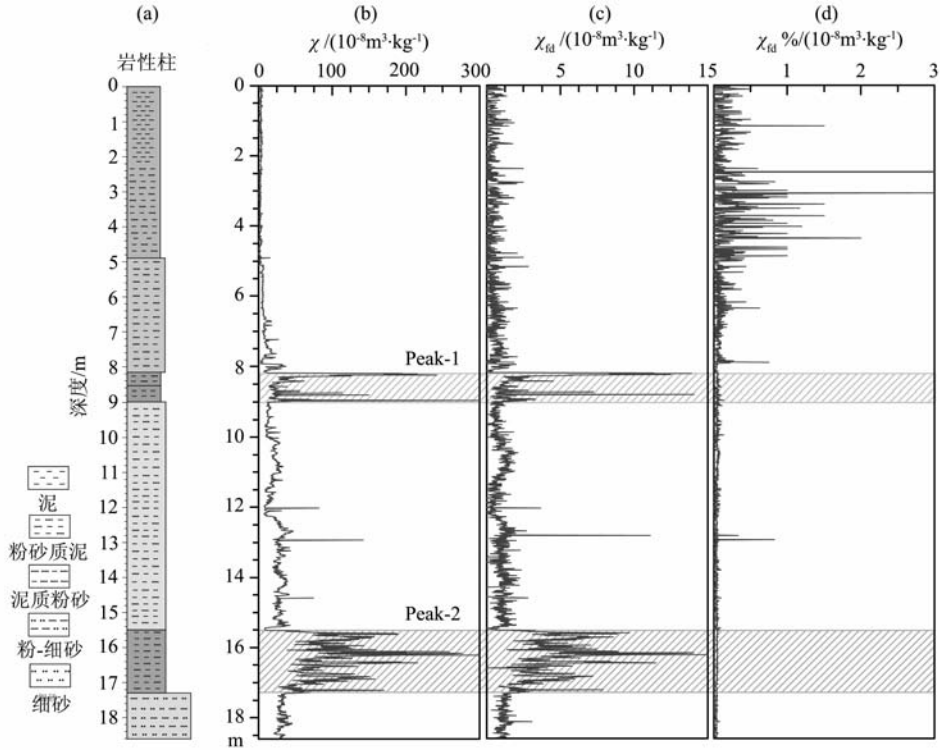


图 2 (a)青海湖 1F 孔岩性;(b)磁化率 χ ;(c)频率磁化率曲线 χ_{fd} ;(d)百分比频率磁化率曲线 $\chi_{fd}\%$

Fig. 2 (a)Lithology;(b)Magnetic susceptibility (χ); (c)Frequency dependent magnetic susceptibility (χ_{fd}); (d)Percentage frequency dependent magnetic susceptibility ($\chi_{fd}\%$) of Lake Qinghai 1F core

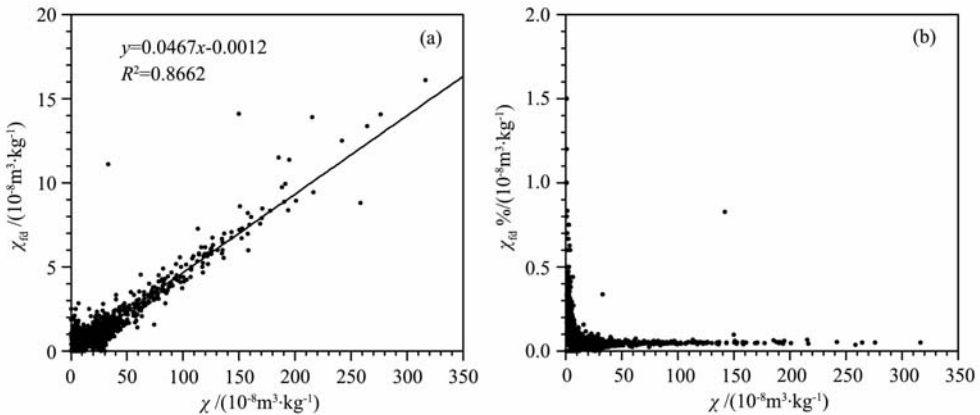


图 3 (a)磁化率 χ 与频率磁化率 χ_{fd} 相关分析,(b)磁化率 χ 与百分比频率磁化率 ($\chi_{fd}\%$) 相关分析

Fig. 3 Correlation analysis between (a) magnetic susceptibility (χ) and frequency dependent magnetic susceptibility (χ_{fd}), (b) magnetic susceptibility (χ) and percentage frequency dependent magnetic susceptibility ($\chi_{fd}\%$)

比频率磁化率甚至小于 0.1%. 1F 孔频率磁化率与百分比频率磁化率表明 Peak-1 和 Peak-2 两个沉积段的沉积物含有细小的磁性颗粒, 且 SP 颗粒并非主导.

3.2 饱和磁化强度随温度变化曲线

青海湖 1F 孔 Peak-1 和 Peak-2 两沉积段内样品的 M_s-T 曲线的变化特征基本一致(图 4). 加热曲线都高于冷却曲线, 表明样品在加热过程中发生磁性矿物的转变. 加热曲线在 300 °C 左右急剧降低, 到 400 °C 后又急剧升高, 并在 500 °C 左右出现一个峰值, 然后逐渐降低, 最终在 580 °C 左右减小到接近零. 这些特征与典型胶黄铁矿的 M_s-T 曲线相似^[9]. 胶黄铁矿是热不稳定矿物, 在加热到 300 °C 以上时会生成磁黄铁矿和黄铁矿, 导致饱和磁化强度降低^[10]. 继续加热到 400 °C 以上时这新生成的硫化物

会逐渐转化为磁铁矿, 从而导致饱和磁化强度增加^[11].

3.3 低温磁性测试

某些磁性矿物在低温下存在明显的相变现象, 如磁铁矿在 100~120 K 存在 Verwey 转变, 赤铁矿在 250~260 K 存在 Morin 转变, 磁黄铁矿在 ~34 K 的转变等^[12]. 胶黄铁矿在低温下不具有相变现象^[9]. 因此可以通过测量样品在低温下的磁学性质鉴别样品中包含的磁性矿物种类. 青海湖 Peak-1 内样品在 10~300 K 间都不存在明显的相变现象(图 5a), 表明样品中磁铁矿、赤铁矿和磁黄铁矿的含量较少, 与主要包含胶黄铁矿颗粒一致. Peak-2 内样品在低温下表现出与 Peak-1 内样品相似的磁性特征, 仅在 120 K 附近饱和磁化强度有所降低(图 5b), 但幅度不大, 表明有少量磁铁矿的存在.

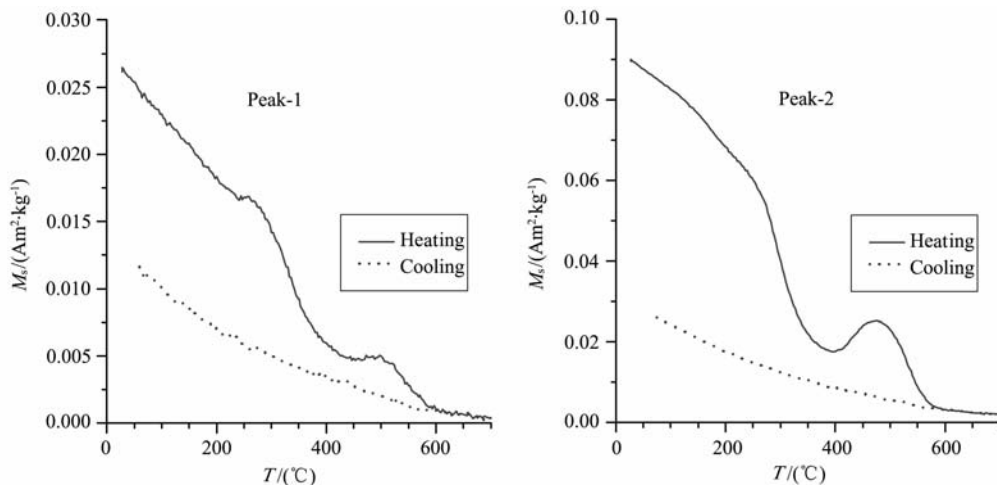


图 4 青海湖 1F 孔 Peak-1 和 Peak-2 处典型样品 M_s-T 曲线
实线为加热曲线, 虚线为降温曲线.

Fig. 4 M_s-T plot of typical samples from Lake Qinghai 1F core Peak-1 and Peak-2

Solid line is heating curve, dashed line is cooling curve.

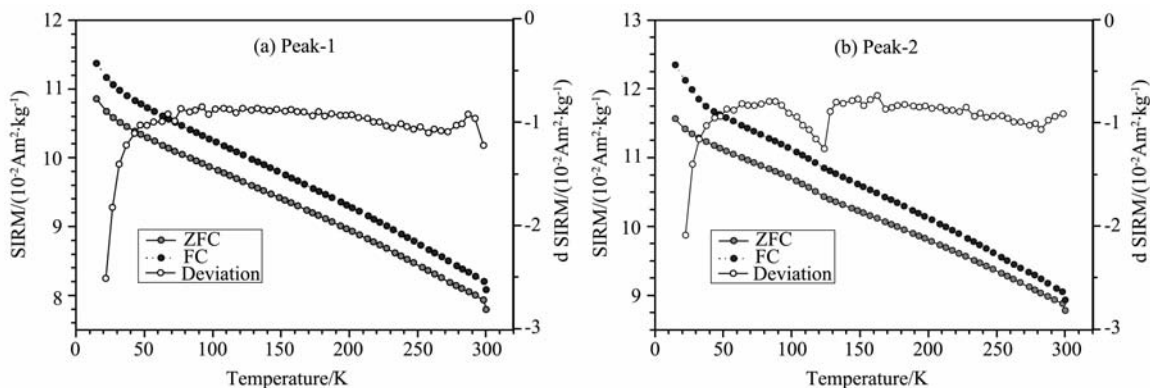


图 5 青海湖 1F 孔 Peak-1(a)与 Peak-2(b)样品零场降温(ZFC)、有场降温(FC)低温曲线及 ZFC 的求导曲线

Fig. 5 Zero field cooling (ZFC) curve (gray dotted line), field cooling (FC) curve (black dotted line) and ZFC deviation curve (hollow dotted line) of Lake Qinghai 1F core Peak-1 (a) and Peak-2 (b) samples during low temperature magnetism measurement

3.4 FORC 图和 Day 图

研究表明自然界中的胶黄铁矿颗粒通常较小,一般小于几百纳米,呈簇状聚集^[13].单畴(SD)胶黄铁矿颗粒的 FORC 图具有显著特征,其等值线呈同心圆状分布,中心对应的矫顽力一般在 40~80 mT,等值线在 Y 轴上有较明显的拓展,这是由于 SD 胶黄铁矿颗粒之间较强的相互作用所致^[13~15].青海湖 1F 孔 Peak-1 内样品的 FORC 图与具有相互作用的 SD 胶黄铁矿颗粒的 FORC 图一致^[15],主要表现为闭合的等值线,在 B_0 轴上具有较宽的垂直分布,等值线中心对应的矫顽力约 60 mT(图 6).与 Peak-1 内样品类似,Peak-2 内样品也主要体现 SD 胶黄铁矿的特征,但等值线中心相对向左移动,降低至 50 mT 附近.虽然胶黄铁矿颗粒增大会导致其矫顽力降低, FORC 图等值线中心左移^[13],但准单畴(PSD)或多畴(MD)胶黄铁矿 FORC 图等值线分布在低矫顽力区域扩散的特征并未出现在青海湖 Peak-2 样品上,因此 Peak-2 内样品 FORC 图显示的矫顽力降低可能归因于混有 SP 胶黄铁矿颗粒^[15].

利用磁滞参数构成的 Day 图在古地磁学和环

境磁学研究中被广泛应用于快速检查磁性矿物颗粒的磁畴状态^[16,17].青海湖 1F 孔岩芯样品的 Day 图(图 7)显示,Peak-1 内样品几乎全都位于 SD 区域内,进一步表明 Peak-1 内样品以 SD 颗粒为主;Peak-2 内样品非常靠近 SD 区域,与它们在 FORC 图中体现的 SD 特征一致.与 Peak-1 内样品相比,Peak-2 内样品 SD 颗粒含量有所下降,SP 颗粒含量有所增加,因为 SP 颗粒的出现会降低 M_{rs}/M_s 和升高 B_{cr}/B_c 比值^[18].同时,Peak-2 内样品位于 SD 区域之外也可能由于此段混有的磁铁矿(通常为 MD 颗粒)所致.图 7 显示尽管含有 SP 或 MD 颗粒,Peak-2 内 SD 颗粒仍占 80% 以上.

3.5 扫描电镜和能谱分析

胶黄铁矿常以聚集的颗粒出现,其 Fe 元素与 S 元素比值约 57:43^[19].因此扫描电镜观察和 X 射线能谱分析是鉴别胶黄铁矿的常用手段.由于 1F 孔内粘土矿物较多,遮蔽了大部分矿物的形态特征,因此我们使用了经过磁选样品进行扫描电镜实验和 X 射线能谱分析(EDX, Energy Dispersive X-ray spectroscopy).能谱分析表明青海湖 1F 孔 Peak-1 和 Peak-2 沉积段的磁选样品主要包含了 Fe 和 S 两

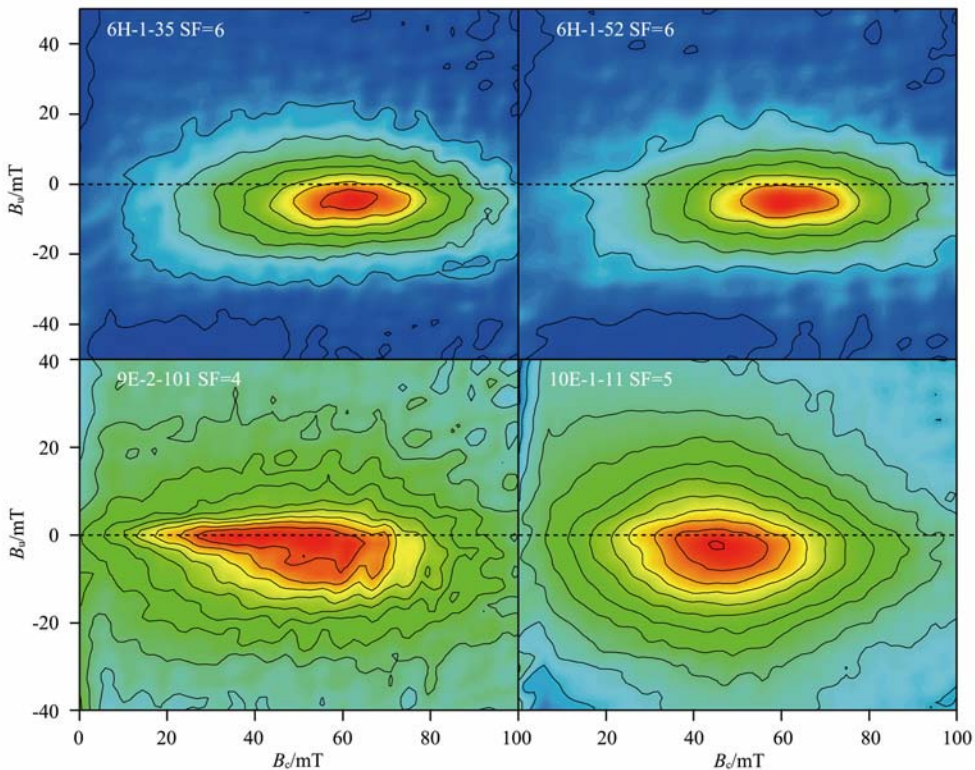


图 6 青海湖 1F 样品 FORC 图

6H-1-35 与 6H-1-52 选自 Peak-1,平滑因子(SF)为 6.9E-2-101 与 10E-1-11 选自 Peak-2,SF 分别为 4 和 5.

Fig. 6 FORC diagrams of 1F core samples

6H-1-35 and 6H-1-52 are from Peak-1,smoothing factor (SF)=6.9E-2-101 and 10E-1-11 are from Peak-2,SF is 4 and 5 respectively.

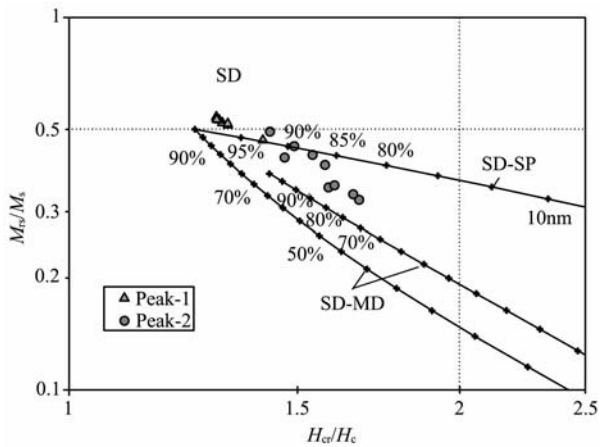


图7 青海湖 1F 样品磁滞参数在 Day 图^[17]中的投影
实心三角和实心圆分别代表 Peak-1 和 Peak-2 样品。曲线附近的
数值为 SD 颗粒相对于 SP 或 MD 颗粒的百分含量。

Fig. 7 Day plot^[17] of 1F core samples

Triangles and circles stand for samples from Peak-1 and Peak-2 respectively. Numbers along curves are volume fractions of the SD component in mixtures with SP or MD grains.

种元素,其中 Fe 元素与 S 元素比值为 0.75,与胶黄铁矿的组成一致.扫描电镜表明这些胶黄铁矿颗粒小于 $1\ \mu\text{m}$,附着于铁硫酸盐上(图 8b),或含铁硫酸盐上(图 8c),它们成团聚集(图 8a)或生长于层理空隙中(图 8d).

4 讨论

湖泊沉积物中胶黄铁矿的形成通常与早期成岩过程中的硫酸盐还原作用密切相关.在水下环境,表层沉积物经历早期成岩作用改造,并根据有机质分解程度的不同,自上而下一般形成氧化还原作用带,如有机质氧化带、锰氧化物还原带和铁氧化物还原带^[20,21].通常富含有机质和硫的沉积物才能到达硫酸盐还原阶段^[22],铁硫化物即为铁氧化物经过硫酸盐还原作用的产物.在此阶段,微生物(细菌)利用有机质作为还原剂对孔隙水中含有的硫酸盐进行还

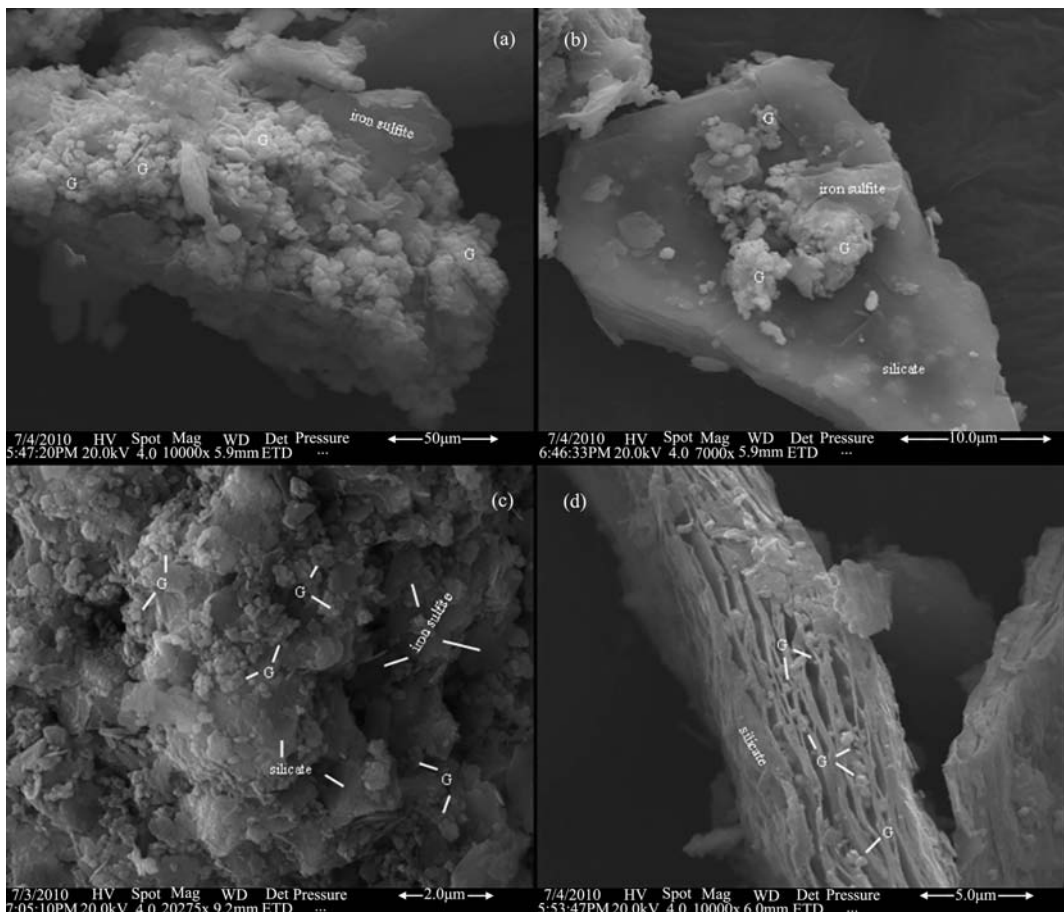


图8 青海湖 1F 孔 Peak-1、Peak-2 样品扫描电镜及能谱分析结果
G 为胶黄铁矿, (a), (b), (d) 选自 Peak-1, (c) 选自 Peak-2.

Fig. 8 SEM and EDX results of 1F core samples

(a), (b), (d) from Peak-1, (c) from Peak-2. G stands for greigite.

原,在还原过程中可依次生成磁黄铁矿、胶黄铁矿和黄铁矿^[23]。胶黄铁矿作为黄铁矿的前身,它的出现取决于沉积物中有机质、 H_2S 及可供反应的铁三者在特定条件下的平衡。即铁源充足,有机质相对不足,孔隙水内的 H_2S 被迅速耗尽,不足以生成黄铁矿时,中间产物胶黄铁矿等就会被保存下来^[24]。青海湖 1F 孔内 Peak-1, Peak-2 段内并未发现黄铁矿,而主要为硫酸盐还原过程中的中间产物胶黄铁矿,表明 1F 孔内进行的黄铁矿化尚未充分进行,处于黄铁矿化作用的中间状态。

在硫酸盐还原过程中,最先出现的胶黄铁矿通常是 SP 颗粒,随着还原作用的进行,这些 SP 颗粒又逐渐生长成为 SD 颗粒^[24, 25]。青海湖样品内胶黄铁矿的颗粒大小反映了其生长状态,Peak-2 样品以 SD 颗粒为主导,含有一定 SP 颗粒,Peak-1 内胶黄铁矿生长的更加充分,几乎全部生成成为 SD 颗粒,表明青海湖在晚更新世具有非常适宜胶黄铁矿生成的沉积环境。胶黄铁矿与磁铁矿的原子结构类似,具有与磁铁矿相当的磁化强度。最近的研究表明,胶黄铁矿的磁化强度为 $59 \text{ Am}^2/\text{kg}$ ^[26], 仅稍低于磁铁矿 ($92 \text{ Am}^2/\text{kg}$)。因此 Peak-1, Peak-2 内大量胶黄铁矿的生成,是青海湖 1F 岩芯磁化率在此两段形成高峰的根本原因。

5 结 论

系统的岩石磁学分析、扫描电镜观察和 X 射线能谱分析表明青海湖 1F 孔 Peak-1, Peak-2 处沉积物中有大量的胶黄铁矿存在,其磁畴特征主要以单畴(SD)为主,并显示少量超顺磁(SP)颗粒特征。大量胶黄铁矿的生成是青海湖晚更新世沉积物磁化率大幅升高的根本原因。这些胶黄铁矿的生成与硫酸盐还原作用密切相关,1F 沉积岩芯中胶黄铁矿的存在表明青海湖在晚更新世具有非常适宜胶黄铁矿生成的硫酸盐还原环境。

致 谢 感谢中国科学院地质与地球物理研究所古地磁学与地质年代学实验室、日本高知大学海洋岩芯研究中心古地磁实验室、西北大学地质系提供实验时间。感谢朱日祥研究员、邓成龙研究员、小玉一人教授,鸟居雅之教授、Andrew Roberts 教授、山本裕二博士、常燎博士及龚虎军教授对本工作的完成提供的热情帮助。

参考文献 (References)

[1] 王苏民, 窦鸿身. 中国湖泊志. 北京: 科学出版社, 1998

- Wang S M, Dou H S. Lakes in China (in Chinese). Beijing: Science Press, 1998
- [2] Kelts K R, Chen K Z, Lister G S, et al. Geological fingerprints of climate history: a cooperative study of Qinghai Lake, China. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 1989, **82**(1): 167~182
- [3] Shen J, Liu X Q, Wang S M, et al. Palaeoclimatic changes in the Qinghai Lake area during the last 18, 000 years. *Quaternary International*, 2005, **136**(1): 131~140
- [4] Colman S M, Yu S Y, An Z S, et al. Lake Cenozoic climate changes in China's western interior: a review of research on Lake Qinghai and comparison with other records. *Quaternary Science Reviews*, 2007, **26**(17-18): 2281~2300
- [5] Henderson A C G, Homes J A. Palaeolimnological evidence for environmental change over the past millennium from Lake Qinghai sediments: a review and future research prospective. *Quaternary International*, 2009, **194**(1-2): 134~147
- [6] 吴瑞金. 湖泊沉积物的磁化率、频率磁化率及其古气候意义——以青海湖、岱海近代沉积为例. *湖泊科学*, 1993, **5**(2): 128~135
- Wu R J. Magnetic susceptibility (χ) and frequency dependent susceptibility (χ_{fd}) of lake sediments and their paleoclimatic implication. *Journal of Lake Sciences* (in Chinese), 1993, **5**(2): 128~135
- [7] Yu J Q, Kelts K R. Abrupt changes in climatic conditions across the late-glacial/Holocene transition on the N. E. Tibet-Qinghai Plateau: evidence from Lake Qinghai, China. *Journal of Paleolimnology*, 2002, **28**(2): 195~206
- [8] An Z S, Ai L, Song Y G, et al. Lake Qinghai scientific drilling project. *Scientific Drilling*, 2006, **1**: 20~22
- [9] Roberts A P. Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe_3S_4). *Earth and Planetary Science Letters*, 1995, **134**(3-4): 227~236
- [10] Skinner B J, Erd R C, Grimaldi F S. Greigite, the thio-spinel of iron: a new mineral. *American Mineralogist*, 1964, **49**: 543~555
- [11] Krs M, Krsová M, Pruner P, et al. A petromagnetic study of Miocene rocks bearing micro-organic material and the magnetic mineral greigite (Sokolov and Cheb Basins, Czechoslovakia). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1990, **63**(1-2): 98~112
- [12] Torii M, Fukuma K, Horng C S, et al. Magnetic discrimination of pyrrhotite-and greigite-bearing sediment samples. *Geophysical Research Letters*, 1996, **23**(14): 1813~1816
- [13] Chang L, Roberts A P, Muxworthy A R, et al. Magnetic characteristics of synthetic pseudo-single-domain and multi-domain greigite (Fe_3S_4). *Geophysical Research Letters*, 2007, **34**: L24304, doi: 10.1029/2007GL032114
- [14] Pike C R, Roberts A P, Verosub K L. Characterizing interactions in fine magnetic particle systems using first order reversal curves. *Journal of Applied Physics*, 1999, **85**(9):

6660~6667

- [15] Roberts A P, Liu Q S, Rowan C J, et al. Characterization of hematite ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$), goethite ($\alpha\text{-FeOOH}$), greigite (Fe_3S_4), and pyrrhotite (Fe_7S_8) using first-order reversal curve diagrams. *Journal of Geophysical Research*, 2006, **111** (B12), B12S35, doi: 10.1029/2006JB004715
- [16] 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**(4): 260~267
- [17] Dunlop D J. Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils. *Journal of Geophysical Research*, 2002, **107** (B3): EPM 5-1, doi: 10.1029/2001JB000487
- [18] Robert A P, Cui Y L, Verosub K L. Wasp-waisted hysteresis loops: mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems. *Journal of Geophysical Research*, 1995, **100**(B9): 17909~17924
- [19] Roberts A P, Weaver R. Multiple mechanisms of remagnetization involving sedimentary greigite (Fe_3S_4). *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, **231**(3-4): 263~277
- [20] Berner R A. Early Diagenesis. Princeton: Princeton University Press, 1980
- [21] Karlin R, Levi S. Diagenesis of magnetic minerals in recent haemipelagic sediments. *Nature*, 1983, **303** (5915): 327~330
- [22] 刘健. 磁性矿物还原成岩作用述评. 海洋地质与第四纪地质, 2000, **20**(4): 103~107
Liu J. Reductive diagenesis of magnetic minerals: a review. *Marine Geology & Quaternary Geology* (in Chinese), 2000, **20**(4): 103~107
- [23] Berner R A. Sedimentary pyrite formation: An update. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1984, **48**: 605~615
- [24] Rowan C J, Roberts A P. Magnetite dissolution, diachronous greigite formation, and secondary magnetizations from pyrite oxidation: Unravelling complex magnetizations in Neogene marine sediments from New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, **241**(1-2): 119~137
- [25] Roberts A P, Chang L, Rowan C J, et al. Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe_3S_4): An update. *Review of Geophysics*, 2010, **49**: RG1002, doi: 10.1029/2010RG000336
- [26] Chang L, Roberts A P, Tang Y, et al. Fundamental magnetic parameters from pure synthetic greigite (Fe_3S_4). *Journal of Geophysical Research*, 2008, **113**: B06104, doi: 10.1029/2007JB005502

(本文编辑 何燕)