单畴和多畴磁铁矿合成样品的部分非磁滞剩磁研究

刘青松[①②③] YU Yongjae[④] 潘永信[②] 朱日祥[②] 赵西西[③]

(① Institute for Rock Magnetism and Department of Geology and Geophysics, University of Minnesota, Minneapolis, MN55455, USA; ②中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029; ③ Department of Geosciences and Institute of Geophysics and Planetary Geophysics, University of California, Santa Cruz, CA, USA; ④ Geosciences Research Division, Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, CA, USA. E-mail: liux0272@yahoo.com)

摘要 应用部分非磁滞剩磁(pARM)谱, 对单畴和多畴亚铁磁性矿物携带的磁信息研究表明, 多畴颗粒明显具有软的矫顽力谱, 高于 20 mT 的 pARM 可以有效地压抑多畴颗粒的信息. 此外, pARM 的比值, 如pARM(5, 10 mT)/pARM(0, 5 mT), 与单畴和多畴亚铁磁性矿物的相对含量呈正相关. 因此, 利用这些新参数能够快速地判断岩石或沉积物中单畴亚铁磁性矿物的相对含量, 从而有助于沉积物的古气候和古地磁学研究.

关键词 部分非磁滞剩磁 单畴磁铁矿 古气候 古地磁 岩石磁学

矿物磁学是古地磁学和环境磁学的重要研究内容. 自然界岩石和沉积物样品中的磁信息受控于样品中所含磁性矿物的类型, 粒径大小和含量. 譬如, 天然样品的磁信息一般既包含了亚铁磁性矿物(磁铁矿和磁赤铁矿) 的贡献, 又包含了反铁磁性矿物的贡献, 这些磁性矿物又往往具有很宽的粒度分布谱. 另外, 识别和分离细菌成因的单畴磁铁矿组分具有非常特殊的意义. 因此, 为了精确地解释沉积物记录的古气候信号, 必须对这些不同磁性矿物所携带的信息进行有效的分离.

Thompson 和 Oldfield[1] 建议用高场等温剩磁 HIRM＝0.5×(SIRM + IRM_{-300mT}) (其中SIRM是饱和等温剩磁, IRM_{-300mT}是饱和磁化后施加反向 300 mT 后获得的剩磁) 来分离赤铁矿/针铁矿以及磁铁矿和磁赤铁矿的信息. HIRM反映了样品中所含的赤铁矿/针铁矿的绝对含量变化. 然而, HIRM方法有其局限性, 因为它涉及两步试验. 当铁磁性矿物的背景很强时, 实验误差的影响就不能忽略. 为了避免这些缺点, Liu等[2]提出一种新的方法. 该方法首先使样品获得SIRM, 然后用直流场退磁. 与该方法类似, Larrasoaña 等[3]提出用交变场对SIRM退磁分离磁铁矿和针铁矿的信息. 此外, 应用数学方法对IRM获得曲线进行谱分离, 也能够有效地提取具有不同矫顽力谱的磁性矿物的信息[4,5]. 样品中即使只有一种磁性矿物占主导, 一般情况下, 它仍可能包含了不同的粒径组成. Banerjee 和 Hunt[6]应用低温磁测量技术分离了超顺磁(SP)、单畴(SD)、以及多畴(MD) 磁性颗粒的信息. Liu 等[7]则结合非磁滞剩磁 (ARM) 和低场磁化率区分了SD和SP颗粒携带的信息.

ARM是实验室获得的一种剩磁, 在衰减的交变磁场上施加一个偏置直流场(通常使用 0.05 mT)的条件下获得. ARM对SD的颗粒非常敏感[8], 因此它已经被广泛地用来测定样品中SD组分的相对变化[9]. ARM还经常被用来模拟热剩磁[10~12], 对部分非磁滞剩磁(pARM) 的叠加性进行了系统的研究. 在此基础之上, 本文对应用pARM谱分离不同粒径亚铁磁性矿物的可行性进行了探讨.

1 样品及实验过程

实验所用的合成磁性矿物包括: 磁赤铁矿(~50 nm, 样品代号 4200)、SD磁铁矿(68±37 nm, 样品代号 4000[11,12])、细粒MD 磁铁矿(16.9±8.3 μm, 样品代号 041183)、以及粗粒MD 磁铁矿(为 35~40 μm, 样品代号 112982[13]). 前人对这些样品粒径的估计并不一致[11,12,14~16], 但是样品号 4000 和 112982 则毫无疑问地为SD和MD颗粒. 因此, 本文应用这两种粒径合成磁铁矿进行实验分析. 按照一定的百分比, 把两种磁性矿物均匀地混和在无磁性材料氟化钙中(见表 1). 磁性矿物的体积百分比一般小于 1%.

表 1 实验所用样品中单畴和多畴磁铁矿含量

样品代号	m_{SD}/mg	m_{MD}/mg	f, 质量比/%
S1	0	20.0	0
S2	3.53	20.0	15.0
S3	6.32	20.0	24.0
S4	14.48	20.0	42.0
S5	20.0	20.0	50.0
S6	37.14	20.0	65.0

ARM 获得在 Dtech D2000 上完成. 使用最大交流场为 100 mT, 直流外加场为 0.05mT. pARM (H1, H2) 为在两个交流场 H1 和 H2 之间获得的 pARM. pARM (>H1) 则是在 H1 和最大交流场之间获得的 pARM. 为了获得 pARM 谱, 交流场 H1 和 H2 逐渐增大(H2-H1=5 mT) . 例如本文设定的 H1 和 H2 参数为 (0 mT, 5 mT), (5 mT, 10 mT), …, (95 mT, 100 mT).

2 结果与讨论

图 1 显示了 pARM 的矫顽力谱. 对于 MD 磁铁矿(图 1(a), (b)), 其 pARM 矫顽力小于 20 mT. 而 SD 颗粒则具有高的 pARM 矫顽力(图 1(c), (d)). 显然对于不同粒径的磁性颗粒, 其获得 ARM 的物理机制存在差异.

图 2 显示了归一化后的含有不同含量 SD 和 MD 磁铁矿样品的 pARM 谱. 定义 SD 颗粒相对于样品中的磁性矿物含量的质量百分比为 f ($=m_{SD}/(m_{SD}+m_{MD})\times 100$), 其中 m_{SD} 和 m_{MD} 分别是 SD 和 MD 颗粒的质量) . 随着 f 的增加, 样品的 pARM 谱逐渐向高矫顽力区移动. 同时, pARM(5, 10mT)/pARM (0, 5 mT) (图 3(a)), 样品的 ARM (图 3(b)), 和 pARM (>20 mT) (图 3(c)) 也都系统地增加. 对于 ARM 来说, 当样品中 SD 的含量为零时, 其值并不为零(图 3(b)). 这主要由 MD 的背景值引起. 图 3(d)进一步显示了这一背景值对 ARM 的影响. 然而对于 pARM, 当样品中不含有 SD 颗粒时, 其值也近乎为零, 从而有效地压抑了 MD 的背景值(图 3(d)). 由此, pARM (>20 mT) 与样品中所含 SD 的绝对质量成正相关(图 4(a)). 而 ARM 和 SD 颗粒的绝对质量虽然也相关, 但是其相关曲线并不过原点(图 4(b)).

ARM对SD颗粒非常灵敏[8], 因此被广泛地应用于各种沉积物的古气候研究中[9]. 然而, ARM包含了细颗粒和粗颗粒两种磁性矿物的贡献. 当粗颗粒的磁性矿物含量比较高时, 其影响不能被忽略. 本文的研究表明, pARM (>20 mT) 能够有效地压抑粗颗粒磁性矿物的影响, 进一步突出细颗粒, 比如SD颗粒

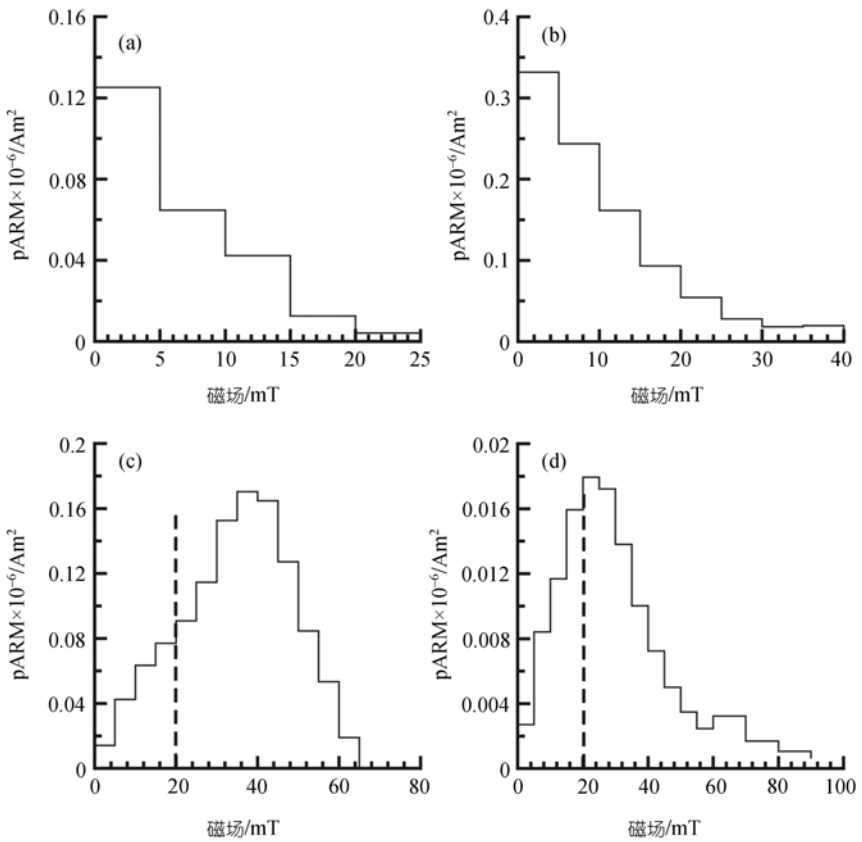


图 1 不同样品的 pARM 谱

(a)~(d) 分别为: 粗粒多畴磁铁矿, 细粒多畴磁铁矿, 单畴磁铁矿, 单畴磁赤铁矿. 虚线表示区分 SD 和 MD 的 pARM 的临界值

的贡献，从而对 SD 颗粒的含量更加灵敏.

根据实验结果，pARM (5, 10 mT)/pARM (0, 5 mT) 反映了 SD 颗粒的相对含量 f (图 3(a)). 然而，我们注意到这个比值与 f 并不成线性关系. 此外，与 HIRM 方法类似，它需要测量两个 pARM，实验误差有可能被放大. 尽管如此，我们认为可以用它来半定量地分析样品中 SD 颗粒相对于粗颗粒的相对含量 (图 3(a)).

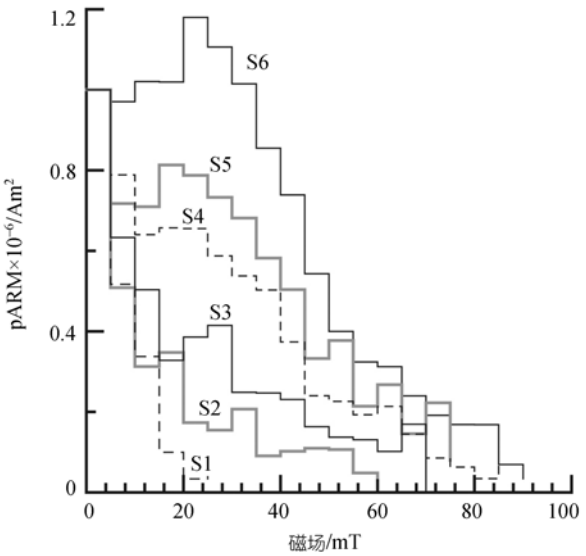


图 2　合成样品的归一化 pARM 谱

应用pARM (>20 mT)参数的优点在于，(1) 它只需要一步测量；(2) 它代表高矫顽力成分的信息，与低矫顽力成分的贡献无关. 因此，pARM可以有效地压抑MD颗粒的贡献，从而突出SD颗粒的信息. 与之等效的一种方法是对ARM进行 20mT的AF退磁[2,3]. 虽然这两种方法从物理角度看有细微差别[12]，但是从实践角度看，二者几乎等效.

需要指出，在许多情况下自然界不论沉积物还是岩石中的磁性矿物成分和粒径大小比上述实验样品更为复杂. 结合其他磁学参数，pARM 谱能够更有效地帮助判别亚铁磁性矿物的磁畴状态和相对含量变化. 同时还需要指出，当样品中的磁性颗粒含量比较大时，磁性颗粒间的相互作用会影响 ARM 和 pARM 的值. 但是，天然样品中磁性颗粒的含量一般

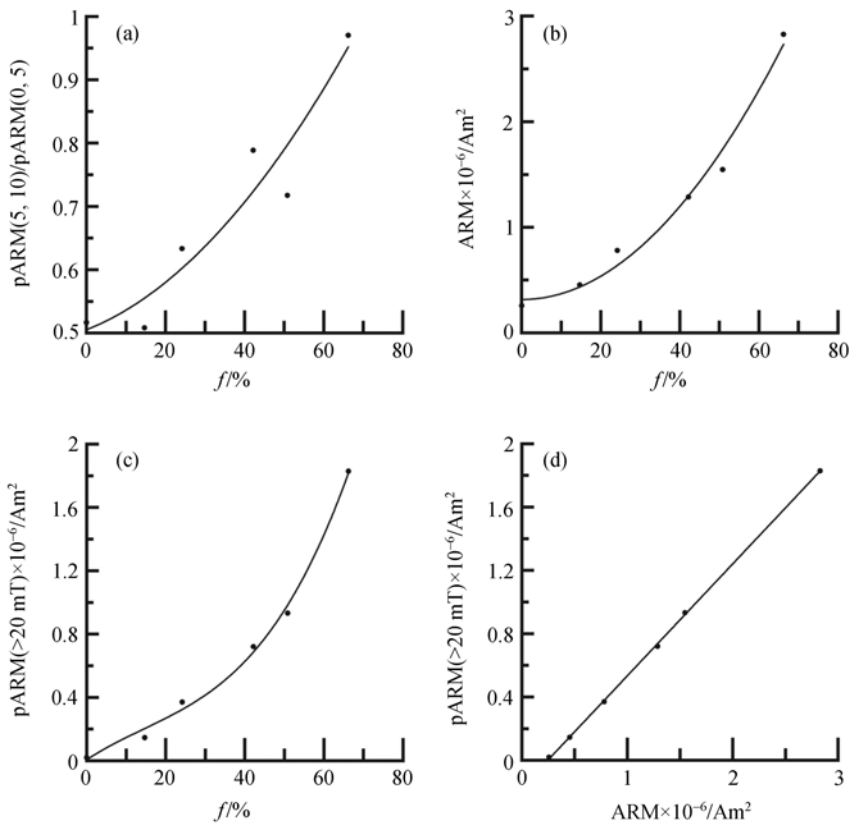


图 3　各种参数与 SD 颗粒相对含量的相关图

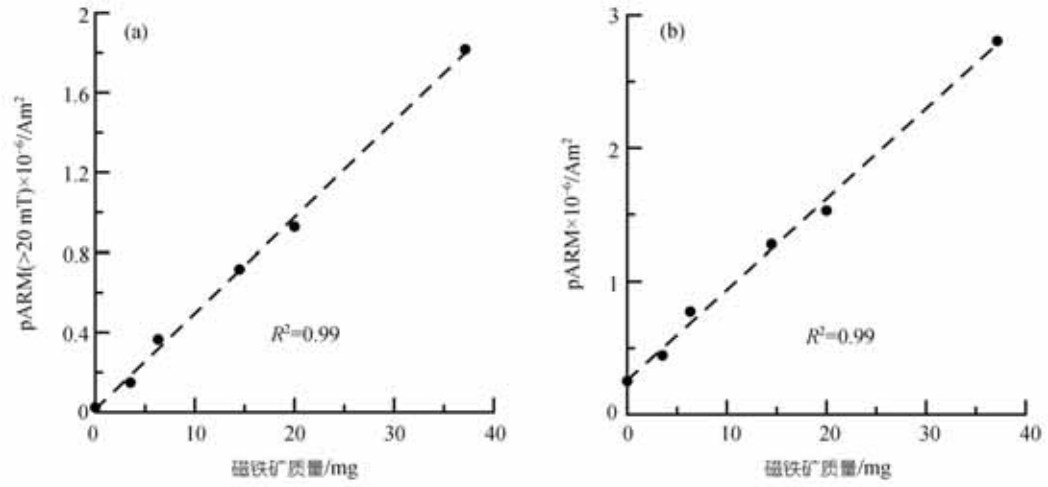


图 4 pARM 和 ARM 与 SD 颗粒质量的相关图

小于几个百分比. 因此磁性颗粒间的这种相互作用可以忽略. 对于赤铁矿和针铁矿, 由于具有较高的矫顽力, 它们很难获得 ARM. 因此, 这些高矫顽力磁性矿物的影响也可以忽略不计.

致谢 所有测量在明尼苏达大学岩石磁学实验室进行, 特此致谢. 本研究工作受国家自然科学基金项目(批准号: 40325011, 40221402)以及美国 OCE 0327431 共同资助.

参 考 文 献

1 Thompson R, Oldfield F. Enviroemental Magnetism. London: Allen and Union, 1986. 1~229

2 Liu Q S, Banerjee S K, Jackson M J, et al. A new method in mineral magnetism for the separation of weak antiferromagnetic signal from a strong ferrimagnetic background. Geophys Res Lett, 2002, 29: 1565, [DOI]

3 Larrasoaña J C, Roberts A P, Rohling E J, et al. Three million years of monsoon variability over the northern Sahara. Climate Dynamics, 2003, 21: 689~698[DOI]

4 Heslop D, Dekkers M J, Kruiver P P, et al. Analysis of isothermal remanent magnetization acquisition curves using the expectation-maximization algorithm. Geophys J Int, 2002, 148: 58~64[DOI]

5 Egli R. Analysis of the field dependence of remanent magnetization curves. J Geophys Res, 2003, 108(B2): 2081.[DOI]

6 Banerjee S K, Hunt C P. Separation of local signals from the regional paleomonsoon record of the Chinese Loess Plateau: a rock-magnetic approach. Geophys Res Lett, 1993, 20: 843~846

7 Liu Q S, Banerjee S K, Jackson M J, et al. Mechanism of the magnetic susceptibility enhancements of the Chinese loess. J Geophys Res, 2004, 109: B12107.[DOI]

8 Maher B A. Magnetic properties of some synthetic sub-micron magnetites. Geophys J, 1988, 94: 83~96

9 Hunt C P, Banerjee S K, Han J M, et al. Rock-magnetic proxies of climate change in the loess-paleosol sequences of the western loess plateau of China. Geophys J Int, 1995, 123: 232~244

10 Rimbert F. Contribution à l'étude de l'action de champs alternatifs sur les aimantations rémanentes des roches, Applications géophysiques. Rev Inst Fr Pét, 1959, 14: 123~155

11 Yu Y, Dunlop D J, Özdemir Ö. Partial anhysteretic remanent magnetization in magnetite 1. Additivity. J Geophys Res, 2002, 107(B10): 2244.[DOI]

12 Yu Y, Dunlop D J, Özdemir Ö. Partial anhysteretic remanent magnetization in magnetite 2. Reciprocity. J Geophys Res, 2002, 107(B10): 2245.[DOI]

13 Jackson M, Gruber W, Marvin J, et al. Partial anhysteretic remanent and its anisotropy: Applications and grain-size-dependence. Geophys Res Lett, 1988, 15: 440~443

14 Levi S, Merrill R T. Properties of single domain, pseudo-single-domain and multidomain magnetite. J Geophys Res, 1978, 83: 309~323

15 Özdemir Ö, Banerjee S K. A preliminary magnetic study of soil samples from west central Minnesota. Earth Planet Sci Lett, 1982, 59: 393~403[DOI]

16 Jackson M, Worm H -W, Banerjee S K. Fourier analysis of digital hysteresis data: Rock magnetic applications. Phys Earth Planet Inter, 1990, 65: 78~87[DOI]

(2005-05-25 收稿, 2005-06-30 收修改稿)