

PGL

Letters

第1期 (总第十五期)



爱丁堡 (摄影: 葛坤朋)

2012

Paleomagnetism and Geochronology Laboratory in Beijing

古地磁与年代学实验室 Paleomagnetism and Geochronology Laboratory in Beijing



古地磁与年代学实验室科研人员结构图

**中国科学院地质与地球物理研究所古地磁和年代学实验室
毕业学生情况一览表**

名字	性别	毕业时间	学位或者职位	现工作地点	职业或工作部门
白立新	男	1997	博士	北京国家地震局	高工
杨革联	男	1997	硕士	北京中国石油大学	助教
肖文交	男	1997	博士后	本所	研究员, 杰青
郭斌	男	1998	博士	澳洲	矿业咨询师
潘永信	男	1998	博士	本所	研究员, 杰青
刘青松	男	1999	博士	本所	研究员, 百人
邓成龙	男	2000	博士 (联合)	本所	研究员
田莉丽	女	2001	博士	北京	地震学报编辑
史瑞萍	女	2001	博士	加拿大	博士后
王非	男	2002	博士后	本所	研究员
刘健	男	2003	博士	青岛海洋地质研究所	研究员
施光海	男	2003	博士后	中国地质大学 (北京)	教授
任收麦	男	2003	博士 (联合)	国土资源部	副教授
王永成	男	2004	博士	北京地质大学	科研管理
刘涛	男	2004	硕士	北京	公司
贺怀宇	女	2004	博士后	本所	副研究员
王红强	男	2005	博士	中国地震局地球物理研究所	副研究员
姚海涛	男	2005	博士	地科院地质力学所	助研
葛淑兰	女	2005	博士	国家海洋局第一研究所	副研究员
常燎	男	2005	硕士	荷兰	博士后
吕连清	男	2006	博士后	中国科学院	副处长
赵翔	男	2006	硕士	英国/澳大利亚	博士
张睿	男	2006	硕士	西北大学	副教授
肖波	男	2006	硕士	北京	公司
詹晓雅	男	2006	硕士	美国	博士后
王华沛	男	2007	学士	美国	博士
李欣	男	2007	硕士	中海油	博士后
刘贺	男	2007	硕士	北京	自主创业
张春霞	女	2007	博士	本所	副研
杨晓	女	2007	硕士	锐浪石油技术有限公司	工程师
王磊	男	2008	硕士	北京中石化集团	国际部
田兰香	女	2008	博士	本所	副研
刘平	女	2008	博士	中国科学院研究生院	讲师
秦华峰	男	2008	博士	本所	副研
敖红	男	2009	博士	中科院地球环境研究所	副研
孙丽莎	女	2009	硕士	青岛海洋地质研究所	助研
杨列坤	男	2009	博士	本所	博士后
杨赛红	女	2010	硕士 (联合)	本所	实验室工作
陈军山	男	2010	博士	中科院南海海洋研究所	博士后
王海龙	男	2010	硕士	中石油勘探开发研究院西北分院	工程师
乔庆庆	女	2010	博士	本所	博士后
李金华	男	2010	博士	本所	博士后
李震宇	男	2010	博士	中国科学院青藏高原研究所	博士后
刘彩彩	女	2010	博士	中国地震局地质研究所	博士后
林巍	男	2010	博士	本所	博士后
李陞	男	2011	博士	本所	科研管理
曹长乾	男	2011	博士	本所	博士后
纪新林	女	2011	博士	长安大学	讲师
易治宇	男	2011	博士	本所	博士后
成洪江	男	2011	硕士 (联合)	山西	公司
左天文	男	2011	硕士	天津市地震局	工程地震
靳春胜	男	2012	博士后	本所	副研

期刊首语

春光乍泄，龙马精神。

转眼间，PGL Letters 步入了创刊以来的第五载。俗话说：“一元复始，万象更新”，希望大家一如既往地支持我们的期刊，提出您宝贵的建议，让我们的期刊能不断创新，不断前进。藉此新春之际，本期也以“新”为主题，为您带来科学的盛宴。

专题介绍将把目光投向前沿领域的研究对象——黄土记录磁性倒转的机制，木卫三发电机和对流机制以及特提斯构造带。如果您也在从事或有意愿进行这些领域的研究，本版块将是一个良好的参考。

环境磁学的发展有力地推动了过去气候环境变化的研究，近年来，海洋沉积物成为环境磁学研究新的热点。本期的重点连载将为您详细阐述环境磁学在海洋沉积物研究中的应用以及我国海洋环境磁学研究的展望。

本期文献导读的主题是“老问题，新解释”。如果您想了解降雨与磁性信号究竟存在什么关系，Day 图到底能否有效鉴别磁

畴信息，泥河湾盆地动物与石器遗址到底揭示了连续繁盛抑或短暂人类活动，ARM 获得曲线可否检测微细热磁转化以及岩石磁学，磁性地层学在反演古环境中的最新应用，本期文献导读将是您不二的选择。

在享受了科学盛宴后，文化动态将为您带来古老而又生机勃勃的爱丁堡体验，希望这美丽文字能给您带来春天般温暖与释然的感受，放飞心情，享受生活。

该刊物宗旨：大家刊物大家办，办好刊物为大家！

该刊物的定位：融知识性与趣味性为一体，在拓宽知识面的同时，加强研究深度探讨。

征稿方式：该刊物将由我们实验室所有人员参与创作，同时欢迎同行人员投稿。

发行对象：向本实验室内部人员，及国内外古地磁界的同行（参考资料）。

发行方式：电子版本（彩色）和纸质版本（黑白）。

栏目设置：详见本刊最后页。

PGL Letters

第1期

2012年4月

目 录

人物介绍

靳春胜.....1

专题介绍

中国黄土记录的古地磁转换带.....1

关于木卫三发电机和对流机制的研究.....4

小议特提斯构造带.....6

重点连载

环境磁学在海洋沉积物研究的应用简述.....7

文献导读

高降雨量条件下铁氧化物的变化.....18

估算Day氏图中最佳的二元混合拟合曲线19

磁化率可以准确反映降水量么？——来自世界范围数据的研究和探讨.....20

华北早更新世泥河湾盆地：连续繁盛或不连续，稀有的，短暂的活动.....21

陆源和生物成因磁性矿物组分在冰期-间冰期的变化：东太平洋热带辐合带（ITCZ）的古位置变化.....22

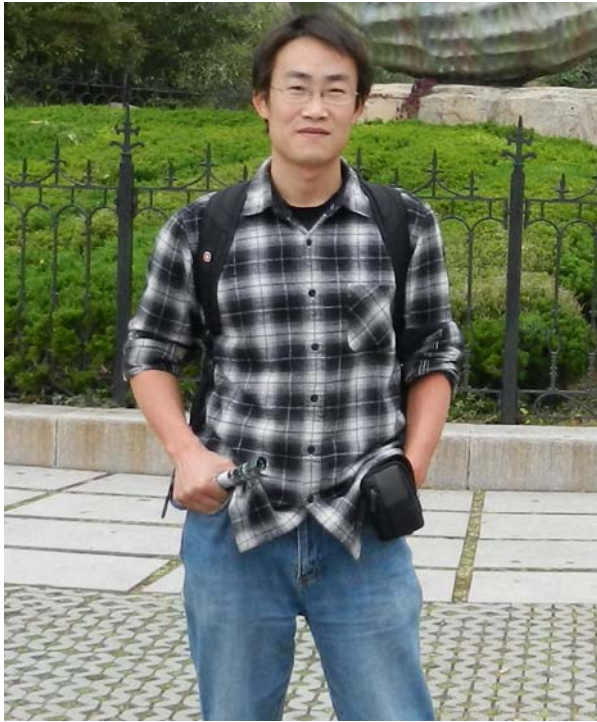
塔里木盆地东部罗布泊钻孔记录的晚新生代以来的磁性地层和古环境变化.....23

探索ARM获得曲线用来检测微细热磁转化的可能性.....23

文化动态

爱丁堡初体验.....25

人物介绍



靳春胜，中国科学院地质与地球物理研究所副研究员，1981 年 10 月生于江苏省邳州市。1999—2003 年于吉林大学获学士学位，地质学专业。2003—2008 于中科院地质地球所获博士学位，第四纪地质学专业。此后于中科院地质地球所古地磁实验室从事博士后研究工作。2012 年 1 月受聘为副研究员。

自研究生始，一直从事中国黄土岩石磁学、环境磁学及古地磁学研究。主要围绕黄土中记录的古地磁极性倒转界线开展工作，包括倒转带的持续地层厚度、精确的地层位置以及磁记录的可靠性问题。目前研究兴趣为尝试性量化黄土天然剩磁记录的锁定深度，以期为黄土天文轨道调谐时间标尺提供更加准确的年龄控制点，细化海陆古气候对比方案。除此之外，近年来逐渐拓展研究方向，开展青藏高原新生代沉积物古气候记录研究，探究新生代气候事件的沉积响应及动力机制。

目前主持国家自然科学基金委青年科学基金项目“中国黄土天然剩磁记录的可靠性与剩磁锁定深度研究”（2011-2013）。

专题介绍

中国黄土记录的古地磁极性转换带

靳春胜

中国黄土具有均一性、高沉积速率和相对连续性的特点，蕴含了丰富的晚新生代陆相古气候信息（Liu et al., 1985）。它不仅记录了长尺度的气候变化，更以连续的地层序列记录了高分辨率短尺度的古气候快速波动。轨道周期的冰期—间冰期旋回以及千年和构造尺度古气候信息的提取，使中国黄土成为联系亚洲古季风演化、青藏高原隆升和极地冰盖演化等全球重大地质事件的纽带。

除此之外，中国黄土也记录了丰富的古地磁信息，其最初的年代便依据磁性地层学建立。上世纪 80 年代，Heller 和 Liu Tungsheng 等一系列成果奠定了中国黄土的磁性地层框架（Heller and Liu, 1982, 1986; Heller et al., 1987）。而后，一系列黄土磁性地层的报道，揭示中国黄土记录了第四纪以来的主要古地磁极性事件以及极性漂移，如 Blake, Laschamp, Cobb mountain 等。这些极性界线为高精度黄土时间标尺的建立提供了良好的年龄控制点，且高分辨率古地磁极性倒转信息的提取更为探讨地球内部动力学过程提供了良好的材料。其中，松山—布容古地磁极性倒转（Matuyama-Brunhes, 简称 MB）作为距今最近的一次倒转事件，在中国黄土研究中备受关注。但是 MB 倒转在黄土高原不同剖面间的横向对比上，尚存诸多问题，包括它在黄土剖面中所处的地层位置、倒转持续地层厚度和相应的持续时间以及倒转期间的古地磁场形态学等方面：

（1）不同黄土剖面间 MB 倒转所处的地层位置存在差异。前人研究表明，除了少数剖面的 MB 界线（MB boundary, MBB）位于第 8 层古土壤（S8）顶部以外，大部分剖面的 MBB 位于第 8 黄土层 L8 的中下部。根据以黄土—古土壤磁化率曲线与深海氧同位素曲线建立的传统海洋和陆地古气候对比方案，L8、S8 应分别对应于深海氧同位素的第 20 阶（MIS20）、21 阶（MIS21）（Heller and Evans, 1995）。深海沉积物记录的 MBB 位于 MIS19，属间冰期（Taxue et al. 1996），而中国黄土记录的 MBB 大多位于 L8（冰期）之中。具全球近等时性的同一古地磁极性倒转在海洋和陆地上的记录存在明显差异。MBB 在中国黄土中所处层位的不确定性直接影响了海陆古气候信息的精确对比。

(2) 不同黄土剖面记录的 MB 倒转持续地层厚度和相应的持续时间存在差异。前人工作显示, 不同黄土剖面记录的 MB 倒转持续地层厚度自几十厘米至两米多不等, 即使同一地区所得结果也不尽相同。根据不同黄土剖面的沉积速率计算得出的 MB 倒转持续时间也存在明显差异。

(3) 不同黄土剖面记录的 MB 倒转期间古地磁场形态学存在差异, 明显表现于转换期间古地磁场快速倒转次数和虚地磁极 (VGP) 轨迹上。前人对火山熔岩和海洋沉积物的研究表明, MB 倒转并非一次性直接完成, 而是包含多次快速的高频倒转 (e.g., Coe et al., 2004)。这一特点于中国黄土中亦得以体现, 只是不同剖面记录的快速倒转次数存在差异。另外, 西峰地区西部剖面的记录显示 MB 倒转期间 VGP 轨迹在经度上主要分布于美洲、大西洋和非洲 (Sun et al., 1993), 而东部剖面的记录显示倒转期间 VGP 位置主要分布于地球南北极 (Zhu et al., 1993)。渭南剖面显示 MB 倒转期间 VGP 主要沿两条经向带分布, 一是东亚至西澳洲带, 另一是太平洋至美洲带 (Zhu et al., 1994)。在段家坡剖面 VGP 则主要分布于非洲大陆 (Guo et al., 2001)。尽管极性转换期间地磁场时空结构具复杂性, 然而根据海洋沉积物的大量实验研究和地球磁场倒转理论模型 (Jacobs, 1994; Meeril et al., 1996), 在黄土高原的有限范围内不同采样点所记录的同一极性转换过程中地球磁场的形态应该是一致的, 而事实并非如此。

以上分析表明 MBB 所处地层位置、倒转期间古地磁场形态学在黄土高原不同剖面间的记录确实存在明显不一致性。曾有研究者提出中国黄土对天然剩磁的记录存在大尺度剩磁锁定 (Lock-in) 深度, 借以解释 MBB 在不同剖面间的分层位置异同 (e.g., Zhou and Shackleton, 1999; Heslop et al., 2000; Spassov et al., 2003)。他们认为 MBB 应位于第 7 古土壤层 (S7)。而亦有观点认为中国黄土的剩磁 Lock-in 效应很小 (例如 Zhu et al., 1994; Zhu et al., 1998; Yang et al., 2008; Liu et al., 2008 等)。最近研究显示黄土沉积环境的区域性差异 (Wang et al., 2006; Yang et al. 2010) 以及黄土地层的古气候界线划分标准不同 (Liu et al., 2008) 可能是导致 MBB 所处地层位置差异的原因。

黄土—古土壤序列的形成涉及粉尘搬运、堆积及后期成土作用等一系列过程, 其剩磁获得过程相当复杂 (Zhou and Shackleton, 1999)。最近的实验室沉积模拟显示, 黄土的天然剩磁获得可能是沉积剩磁、沉积后剩磁以及化学剩磁共同作用的结果

(Zhao and Roberts, 2010)。黄土—古土壤序列遭受的后期成壤作用可能造成原生载磁矿物的相转变以及新磁性矿物的生成, 这些均可能改造黄土记录的原生剩磁并影响沉积后剩磁的记录。综上诸多关于中国黄土 MB 倒转的报道所带来的不一致性让我们不禁疑问, 中国黄土沉积物究竟能在多大程度上忠实的记录地磁场倒转期间的古地磁快速变化信息?

本人博士后研究期间与合作导师刘青松研究员通过对陕西洛川和河南邙山黄土剖面记录 MBB 的可能层位进行了详细的岩石磁学和古地磁学研究。通过统计分析多套平行样品的测试结果, 最终确定了这两个剖面 MBB 持续地层厚度, 且发现倒转带以外平行样品间磁记录基本一致, 而倒转带内却差异很大。我们认为地磁倒转期间, 较低的地磁场强度值未能促成黄土中的碎屑载磁颗粒沿当时地磁场方向进行高效的排列, 因此造成这两个剖面所记录的极性转换带古地磁信息的混乱, 同时表明并非所有的黄土剖面均可以较好的记录快速变化的古地磁场信息。但是, 古地磁极性倒转带却得以清晰的界定。

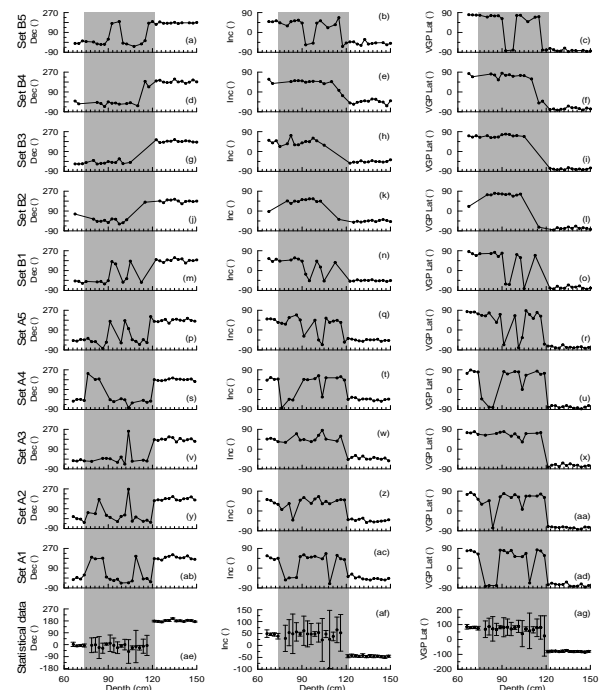


图 1 洛川剖面 (L8+S8) 10 套平行样品的热退磁结果。阴影为松山—布容古地磁极性倒转带

通过邙山和洛川剖面 L8+S8 的气候学参数对比, 结合野外地层划分, 充分表明这两个剖面的 MB 倒转带均位于 L8 和 S8 的过渡地带, 具很好的一致性。空间上的对比表明 MB 倒转带并非单纯的位于 L8 或 S8, 而是一部分属于 S8, 一部分属于 L8。

这个结论可较好地解释 MB 界线所处地层位置不确定这一现象, 即前人报道的 MB 界线有时位于 L8 中下部, 有时位于 S8 顶部。我们认为一方面是采样分辨率的问题, 导致没有准确、全面地识别出 MB 倒转带 (前人采样间距大多大于 20 cm, 我们的为 2.5 cm), 另一方面是 L8、S8 成土地层和气候地层的划分标准问题。

最近笔者于 S8 下部识别出一段约 50 cm 厚的磁性异常带。通过估算布容期黄土沉积速率, 以及 MBB 至贾拉米洛时期黄土平均沉积速率, 计算得出此极性异常带对应于 MB 倒转的前驱事件 (MB precursor), 进一步表明了该事件的全球分布性。另外, 此事件记录于 S8 下部, 结合 MBB 记录于 L8、S8 的过渡位置, 将它们与深海沉积中相应极性事件的记录对应, 可以初步推断 L8、S8 应该分别对应于 MIS18、19, 并非传统认为的 20、21 阶。此项成果进一步调整了海陆古气候对应关系。

参考文献:

- Coe R S, Singer B S, Pringle M S, et al. Matuyama-Brunhes reversal and Kamikatsura event on Maui: paleomagnetic directions, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and implications. *Earth Planet Sc Lett*, 2004, 222: 667-684.
- Guo B, Zhu R X, Florindo F, et al. Pedogenesis affecting the Matuyama-Brunhes polarity transition recorded in Chinese loess. *Chin Sci Bull*, 2001, 46(12): 975-981.
- Heller F and Evans M E. Loess magnetism. *Rev Geophys*, 1995, 33: 211-240.
- Heller F and Liu T S. Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China. *Nature*, 1982, 300: 431-433.
- Heller F and Liu T S. Palaeoclimatic and sedimentary history from magnetic susceptibility of loess in China. *Geophys Res Lett*, 1986, 13(11): 1169-1172.
- Heller F, Beat M, Wang J D, et al. Magnetization and sedimentation history of loess in the central loess plateau of China. *Aspects of loess research*. Liu T S. Beijing, China Ocean Press, 1987.
- Heslop D, Langereis C G, Dekkers M J. A new astronomical timescale for the loess deposits of Northern China. *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, 184: 125-139.
- Jacobs J A. *Reversals of the Earth's Magnetic Field*. New York: Cambridge Univ Press, 1994: 69-125.
- Liu Q S, Roberts A P, Rohling E J, et al. Post-depositional remanent magnetization lock-in and the location of the Matuyama-Brunhes geomagnetic reversal boundary in marine and Chinese loess sequences. *Earth Planet Sc Lett*, 2008, 275: 102-110.
- Liu et al., Loess and the environment, China Ocean Press, Beijing, 1985.
- Meeril R, McElhinny M, McFadden P. *The magnetic field of the earth: Paleomagnetism, the core, and the deep mantle*. San Diego: Academic Press, 1996: 98-203.
- Spassov S, Heller F, Evans M E, et al. A lock-in model for the complex Matuyama-Brunhes boundary record of the loess/palaeosol sequence at Lingtai (Central Chinese Loess Plateau). *Geophysical Journal International*, 2003, 155: 350-366.
- Sun D H, Shaw J, An Z S, et al. Matuyama/Brunhes(M/B) transition recorded in Chinese loess. *J Geomag Geoelectr*, 1993, 45: 319-330.
- Tauxe L, Herbert T, Shackleton N J, et al. Astronomical calibration of the Matuyama-Brunhes boundary: Consequences for magnetic remanence acquisition in marine carbonates and the Asian loess sequences. *Earth Planet Sc Lett*, 1996, 140: 133-146.
- Wang X S, Yang Z Y, Løvlie R, et al. A magnetostratigraphic reassessment of correlation between Chinese loess and marine oxygen isotope records over the last 1.1 Ma. *Phys Earth Planet Inter*, 2006, 159: 109-117.
- Yang T S, Hyodo M, Yang Z Y, et al. Latest Olduvai short-lived reversal episodes recorded in Chinese loess. *J Geophys Res*, 2008, 113: B05103, doi:05110.01029/02007JB005264.
- Yang T S, Hyodo M, Yang Z Y, et al. Multiple rapid polarity swings during the Matuyama-Brunhes (M-B) transition from two high-resolution loess-paleosol records. *J Geophys Res*, 2010, doi:10.1029/2009JB006301, in press.
- Zhao X and Roberts A P. How does Chinese loess become magnetized? *Earth Planet Sc Lett*, 2010, 292:112-122.
- Zhou L P and Shackleton N J. Misleading positions of geomagnetic reversal boundaries in Eurasian loess and implications for correlation between continental and marine sedimentary sequences. *Earth Planet Sc Lett*, 1999, 168: 117-130.
- Zhu R X, Ding Z L, Wu H N, et al. Details of magnetic polarity transition recorded in Chinese loess. *J Geomag Geoelectr*, 1993, 45: 289-299.
- Zhu R X, Laj C and Mazaud A. The Matuyama-Brunhes and Upper Jaramillo transitions recorded in a loess section at Weinan, north-central China. *Earth Planet Sc Lett*, 1994, 125(1-4): 143-158.
- Zhu R X, Pan Y X, Guo B et al. A recording phase lag between ocean and continent climate changes: constrained by the Matuyama/Brunhes polarity boundary, *Chin. Sci. Bull.* 1998, 43, 1593-1598.

关于木卫三发电机和对流机制的研究

詹晓雅

1. 简介

木卫三是太阳系中已知的唯一的一颗具有磁层的卫星, 其磁场的来源一直备受研究者关注。伽利略号在数次飞掠中所测定的木卫三本身较低的无量纲转动惯量 (0.3105 ± 0.0028) 表明其地层结构已经充分分化, 并拥有一颗金属核心 (Schubert et al., 2004)。木卫三本身固有的磁场则与其富铁的、流动的核心紧密相关, 拥有高电导率的液态铁的对流是产生磁场的最合理方式 (Schubert et al., 1996; Kivelson et al., 2002)。

与地核类似, 木卫三的核由 Fe 和 FeS 的合金构成。这样认为的理由在于, 硫元素是太阳系形成初期广泛存在的一种亲铁元素。然而, 我们对木卫三早期的分化演变过程中其核的氧化程度缺乏了解, 所以木卫三核中硫元素的具体含量无法得知, 并且不能确定核里面 Fe 和 FeS 共晶成分是位于富含 Fe 的一端, 还是富含 FeS 的另一端。而 Fe 和 FeS 含量的相对比率被认为对核内对流驱动的机制有着重大影响。

实验研究表明, 当压强小于 19GPa (接近木卫三核内压强) 时, Fe-FeS 系统的共晶熔融温度随着压强的增大而减小 (Fei et al., 1995, 1997, 2000), 这一点与地球的情况相反, 在地核的内部压强下 (远大于 19GPa), Fe-FeS 系统的共晶熔融温度随着压强的增大而增大。在详细分析了在木卫三的核内压强下, Fe-FeS 合金的熔融行为后, Hauck et al. (2006) 提出了两种新颖的驱动其核内对流的方式: Fe 沉降和 FeS 上浮。前一种方式在硫元素在核里面的含量小于 3% 时有效, 在这种情况下, Fe 先在核幔边界附近析出, 由于其密度较液态共晶为大, 会在重力作用下沉降, 释放势能来驱动对流; 后一种方式发生在核内硫的含量大于 22% 时, 在这种情况下, FeS 会在核中部或者深部析出, 并上浮, 随之带起液体的流动。当硫元素的含量非常小时, 核近似由纯铁构成, Fe 可能会先在深部凝结, 导致固态内核的成长, 此时, 核内对流是一种传统的对流方式, 即与内核成长相关的成分对流, 这也是地球外核对流的方式。

行星发电机的偶极子场作为其能被直接观测到, 也是最主要的组成部分, 一直以来集中了研究者的兴趣。人们试图了解它是怎样被星体内部的动力学过程所影响的。大量的数值模拟表明, 对流的驱动机制在决定发电机过程产生的磁场是由偶极

子场主导还是由非偶极子场主导的方面, 具有很大的影响 (Krutznner and Christensen, 2000, 2002; Olson and Christensen, 2006)。例如, 底部加热的发电机通常有偶极子场占主导地位的特性, 而内部热源加热的发电机通常是非偶极子场主导的。在 FeS 上浮或者内核生长所驱动的对流中, 浮力源处于对流区域的底部, 表明与之对应的发电机与底部加热发电机类似。与 Fe 沉降形成的对流相对应的发电机则应该类似于内部热源加热发电机, 因为 Fe 沉降时, 会维持一个稳定的成分梯度, 这个梯度在核幔边界处取得最大值, 与内部热源加热发电机所中的温度梯度在核幔边界处取得最大值的情况类似。由此, 我们可以预计到, 木卫三现在的由偶极子主导的磁场并不是由 Fe 沉降过程产生的。

为了加深我们对木卫三深部磁场产生过程的了解, 我们构造了一些发电机模型, 这些模型分别以内核生长, Fe 沉降以及 FeS 上浮作为驱动对流的机制。我们以这些模型为基础, 研究不同的对流机制是怎么影响到发电机的特性的。结合观测到的磁场的数据, 我们可以做出一些关于木卫三核的对流组织形式的论断。

2. 模型概述

Fe 沉降, FeS 上浮以及内核生长均能驱动对流, 后两者的共同点在于轻物质在底部边界被释放, 并随之上浮, 在此过程中发生了对流, 并且轻物质被混合到整个区域里。很自然的, 我们可以将后两者归为一个类型, 以 FeS 上浮作为这个类型的代表。虽然不清楚木卫三里面是否存在内核, 用球壳来代表发电机过程发生的区域还是十分合适的, 因为在其核内部, 由于对称性, 有效对流的区域表现为球壳状。这里我们仅考虑由成分差异引起的对流, 因为单纯的热对流在维持木卫三的发电机方面没有起到很大的作用, 这样考虑包括了两个因素: 一是纯热对流不能高效的为发电机提供能量 (Gubbins et al., 2003), 二是木卫三向外部散发的热量很容易沿绝热温度梯度传导出来 (Hauck et al., 2006)。

3. 数值模拟

表 1 整合了本研究中 12 个模型的详细数据。在所有模型中, 半径比率 χ 均为 0.4, Prandtl 数固定为 1, Ekman 数的范围为, 磁 prandtl 数变化范围是 215, Rayleigh 数 Ra 最高为 10 倍对流发生时的临界 Rayleigh 数。

由于计算能力的限制, 跟所有的发电机模型一样, 我们无法采用真实观测到控制参数的值。但是

我们的模型还是包括了必要的因素, 如快速旋转效应, 对流机制。希望随着计算能力的发展, 这一缺点能得到克服。

E	Ra	Pm	E_{mag}	Rm	f_{dip}	P/T
FeS 上浮						
1×10^{-3}	260	5	842	115	0.68	1.15
1×10^{-3}	320	5	1164	163	0.67	1.21
3×10^{-4}	350	3	3560	125	0.58	1.08
3×10^{-4}	550	3	4200	198	0.49	1.17 A
1×10^{-4}	900	2	19470	214	0.55	1.13
1×10^{-4}	1200	2	21530	289	0.43	1.26
Fe 沉降						
1×10^{-3}	260	5	25	133	0.006	1.02
1×10^{-3}	320	5	200	189	0.01	1.08
3×10^{-4}	350	3	160	130	0.008	0.96
3×10^{-4}	550	3	700	216	0.005	0.92 B
1×10^{-4}	900	2	1320	234	0.012	0.89
1×10^{-4}	1200	2	1556	302	0.007	0.95

表 1 发电机模拟数据

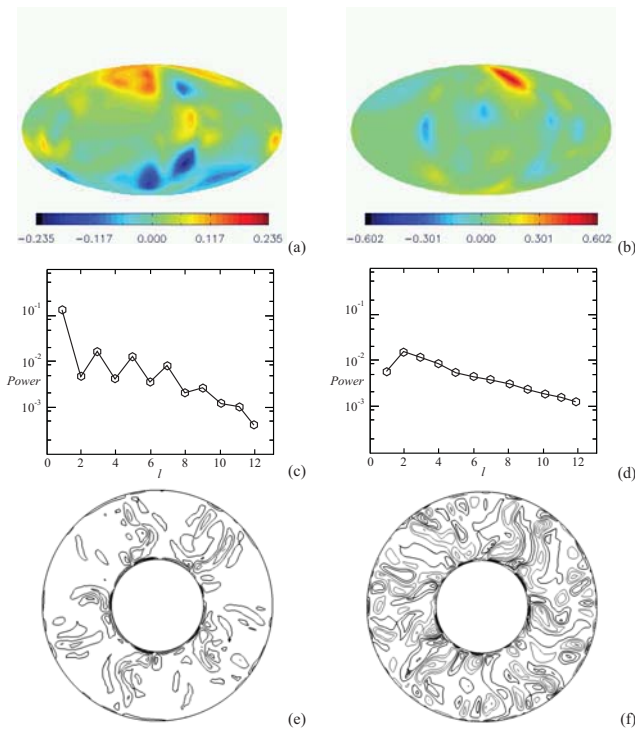


图 2 (a) 模型 A 在 $r=r_0$ 上的磁场的径向分量 B_r , (b) 模型 B 在 $r=r_0$ 上的磁场的径向分量 B_r , (c) 模型 A 在处的磁场功率谱, (d)模型 B 在处的磁场功率谱, (e) 模型 A 赤道面上涡量的 z 分量 $(\nabla \times u)_z$, (f) 模型 B 赤道面上涡量的赤道面上涡量的 z 分量 $(\nabla \times u)_z$ 。

三个结论可以从表 1 中概括出来:

(i) 所有的 P/T 值都接近 1, 表明极性场和环形场对磁场的贡献较为平均

(ii) 从所有的 f_{dip} 值, 我们得知 Fe 沉降不能维持以偶极子为主的发电机, 而以 FeS 上浮作为对流机制时, 均能找到偶极子占优的发电机解;

(iii) 在所有的 Fe 沉降模型中, 磁场的能量非常小, 尽管磁 Reynolds 数 Rm 很大, 也意味着这种对流方式不是一种有效的给发电机供能的方式, 在这一点上它十分类似于内部热源加热的对流方式。

我们从表 1 中选出模型 A 和 B 来展示对流机制怎样影响磁场性质的。

从图 2(a)(b)中可以看到, 在 $r=r_0$ 处, 模型 A 激发的磁场具有的特征为磁通量斑点集中在中纬度区域, 并且带有相反极性斑点关于赤道面对称, 在模型 B 给出的磁场中, 磁通量斑点的尺度要小很多, 而且任何一个半球上都有相反极性的斑点同时存在。图 2(c)(d)给出了在 $r=r_0$ 处, 与球谐阶数 l 相关的磁场的功率谱, 其中 $l=1$ 的数值, 代表偶极子场的相对强弱。我们从中可以发现模型 A 的发电机具有显然的偶极子主导的性质, 而模型 B 的发电机是由非偶极子占优的。图 2c 中, 功率谱在 $l=1$ 时取得最大值, 并且随着 l 的增大而衰减, 而在图 2d 中, 功率谱具有一个较宽的最大值区域位于 l 等于 2 和 6 之间, 在更高阶处, 功率谱衰减的极为缓慢, 偶极子成分对磁场的贡献较小。

不同的磁场形态主要是由于不同的对流结构造成的。虽然, 每个模型中, 对流在快速旋转效应的约束下, 都以准柱状的形态呈现。但是, 在 Fe 沉降引起的对流中, 对流胞的数目要多很多, 涡量 z 分量的等值线图清楚的表现了这一点。并且在 Fe 沉降对流中, 对流胞较均匀的分布在整個对流区域, 而在 FeS 上浮对流中, 对流胞倾向于集中在内边界附近, 那里也是成分梯度取得最大值的方。正是高度集中的准二维柱状的对流胞, 有效地激发了偶极子占优的磁场, 而那些分布在外边界的对流胞大大增强了外部被观测磁场中的非偶极子场成分, 也是 Fe 沉降对流不能维持偶极子为主的发电机的直接原因。

4. 结论

我们展示了不同对流发生机制能显著影响所生成的磁场的形态。由 FeS 上浮驱动的对流能维持偶极子占主导地位的发电机, 而由 Fe 沉降形成的对流则不能作为偶极子占主导地位的发电机的能量来源。对照木卫三现在的磁场, 这也是一个以偶极子为主的磁场, 我们认为它核内对流主要是由 FeS 上浮或者是内核成长机制发动并维持的。但是, 木卫三核内的实际的对流状态是由其核中硫元素的含量和核幔边界的温度所决定的, FeS 上浮和 Fe 沉降可同时存在, 并作为浮力的来源, 与此类似的是, Fe 沉降和内核生长亦可同时存在, 共同驱动对流。我

们研究并没有排除 Fe 沉降这一过程在木卫三核内的存在性, 只是指出如果它存在, 它并不是发电机的主要能量来源, 而 FeS 上浮过程或者内核生长真正为星体发电机提供了绝大部分能量。

参考文献:

Braginsky, S.I., Roberts, P.H. (1995) Equations governing convection in Earth's core and the geodynamo. *Geophys. Astrophys. Fluid Dynam.*, 79, 1-97.

Fei, Y., C. T. Prewitt, H. K. Mao, and C. M. Bertka (1995) Structure and density of FeS at high pressure and high temperature and the internal structure of Mars, *Science*, 268, 1892-1894.

Fei, Y., C. M. Bertka, and L. W. Finger (1997) High-pressure iron sulfur compound, Fe₃S₂, and melting relations in the Fe-FeS system, *Science*, 275, 1621-1623.

Fei, Y., J. Li, C. M. Bertka, and C. T. Prewitt (2000) Structure type and bulk modulus of Fe₃S, a new iron-sulfur compound, *Am. Mineral.*, 85, 1830-1833.

Gubbins, D., Alfe, D., Masters, G., Price, G. D., and Gillan, M. J. (2003) Can the Earth's dynamo run on heat alone? *Geophys. J. Int.*, 155(2), 609-622.

Hauck, Steven A. II, Aurnou, Jonathan M. and Andrew J. Dombard (2006) Sulfur's impact on core evolution and magnetic field generation on Ganymede, *J. Geophys. Res.*, 111, E09008.

Kivelson, M. G., K. K. Khurana, and M. Volwerk (2002) The permanent and inductive magnetic moments of Ganymede, *Icarus*, 157, 507-522.

Kono, Masaru and Roberts, P. H. (2001) Definition of the Rayleigh number for geodynamo simulation, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 128, 13-24.

Kutzner, C. and Christensen, U. (2000) Effects of driving mechanisms in geodynamo models, *Geophysical Research Letters*, 27, 29-32.

Kutzner, C. and Christensen, U. (2002) From stable dipolar towards reversing numerical dynamos, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 121, 29-45.

Olson, P. L., and U. R. Christensen (2006) Dipole moment scaling for convection-driven planetary dynamos, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 250, 561-571.

Schubert, G., K. Zhang, M. G. Kivelson, and J. D. Anderson (1996) The magnetic field and internal structure of Ganymede, *Nature*, 384, 544-545.

Schubert, G., J. D. Anderson, T. Spohn, and W. B. McKinnon (2004) Interior composition, structure and dynamics of the Galilean satellites, in *Jupiter: the Planet, Satellites, and Magnetosphere*, edited by F. Bagenal, T. Dowling, and W. B. McKinnon, pp. 281-306, Cambridge Univ. Press, New York.

小议特提斯构造带

孙露

一般情况下, 特提斯洋(Tethys Ocean)是指中生代侏罗纪时形成的新特提斯洋 (Neo-Tethys Ocean), 以区别于古生代时形成的古特提斯洋 (Paleo-Tethys Ocean)。相应的特提斯构造带贯穿现今欧亚大陆南部, 略呈东西走向, 是欧亚大陆与冈瓦纳大陆闭合碰撞、特提斯洋消失后形成的一条巨型构造带(图 1)。

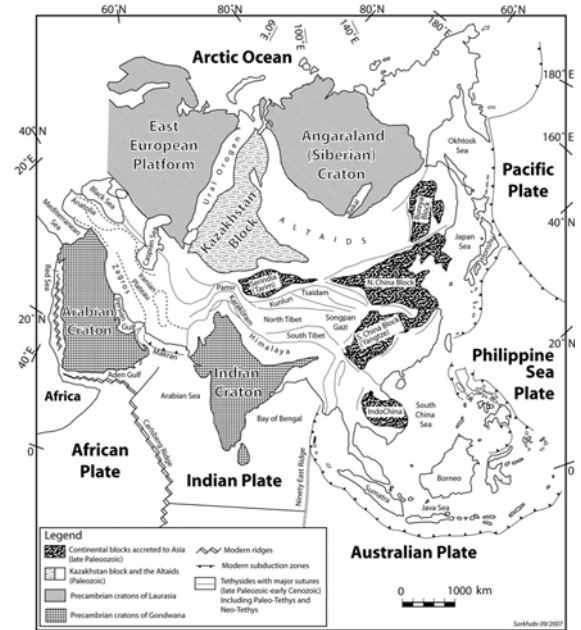


图 1 亚洲构造简图 (Sorkhabi and Heydari, 2008)

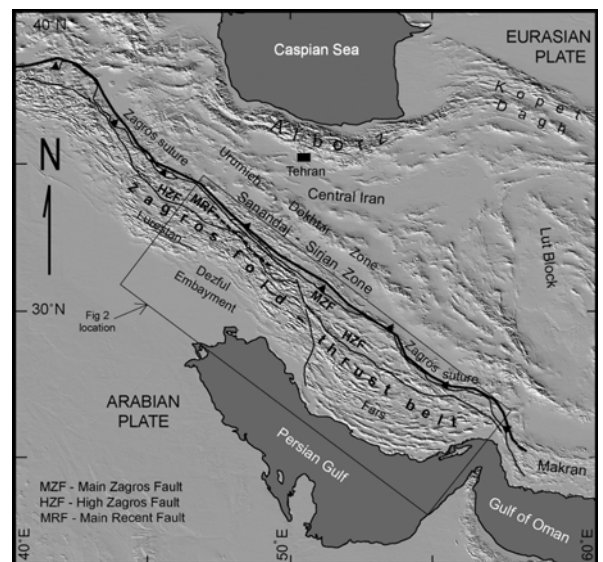


图 2 Zagros 褶皱断层带与阿拉伯-欧亚板块碰撞区内分布的前陆盆地(Guest et al., 2006)

位于特提斯构造带中部的 Zagros 造山带是阿拉伯高原与波斯高原碰撞的结果, 大致呈南东-北西走向(图 2)。陆块碰撞和缩短的过程使得该地区覆盖

有巨厚的、遭受不同程度变形作用的沉积物。对这些同构造前陆盆地中的沉积物进行定年可以为了解该造山带褶皱-断层系统发育的时间提供线索。

Homke et al.(2004)利用磁性地层学方法对山前挠曲带(Mountain Front Flexure, MFF)厚约 2800m 的集剖面进行定年, 结果显示这些陆相沉积物在该地区的起始堆积时间不会晚于约 12Ma, Push-e-Kush Arc 造山弧前地层的变形时间约为 8.1-7.2Ma 之间, 并且该处的构造变形在之后的至少 5Ma 内都有活动的迹象。

随后 Fakhari et al.(2008)研究了该地区前陆盆地和褶皱断层带内呈席状广泛分布的粗粒沉积物(称为 Bakhtiyari 组)的年代, Bakhtiyari 组一直被认为是阿拉伯与欧亚板块碰撞后引起的 Zagros 地区抬升在地层学上的标志, 之前的研究普遍认为其年龄约为晚上新世, 前文中 Homke et al.(2004)从 Zagros 造山带南部地区得到该组底部的大致年龄也为 3Ma 左右。此外 Bakhtiyari 组的堆积也被认为与该地区快速的褶皱生长同时发生, 造山带腹地(NE)与前陆地区(SW)之间的变化有限。然而新的构造地质学、地层学与古生物学资料表明(Fakhari et al., 2008), 在靠近内陆腹地的 High Zagros 地区, Bakhtiyari 组的年龄可能为早中新世甚至是渐新世。这一发现表明, High Zagros 地区的构造演化可以追溯到早中新世甚至渐新世, 这与前人在造山带变形前缘得到的 Bakhtiyari 组年龄之间的显著差异暗示了构造变形向前陆延伸发展的时间可能很长(>20Ma)。

前陆盆地在造山带演化的研究中扮演着重要的角色, 特别是在碰撞背景下, 最古老的前陆盆地沉积物的年龄、来源、结构关系等信息能为我们提供大陆初始碰撞的第一手资料。这种研究手段不但被应用于 Zagros 地区, 在欧亚大陆西部的阿尔卑斯与东部的喜马拉雅地区都被广泛应用于造山带演化的研究, 并发挥了关键性作用。同时我们也要看到, 特提斯构造带的演化只是特提斯洋演化的一部分, 重塑特提斯洋的演化史仍然有很长的路要走。

参考文献:

- Sorkhabi, R., Heydari, E., Asia out of Tethys: Foreword. *Tectonophysics*, 2008. 451: 1-6.
- Homke, S., Vergés, J., Garcés, M., Emami, H. & Karpuz, R., Magnetostratigraphy of Miocene-Pliocene Zagros foreland deposits in the front of the Push-e Kush Arc (Lurestan Province, Iran). *Earth and Planetary Science Letters*, 2004. 226: 397-410.

Fakhari, M. D., Axen, G. J., Horton, B. K., Hassanzadeh, J. & Amini, A., Revised age of proximal deposits in the Zagros foreland basin and implications for Cenozoic evolution of the High Zagros. *Tectonophysics*, 2008. 451: 170-185.

Guest, B., Stockli, D.F., Grove, M., Axen, G.J., Lam, P.S., Hassanzadeh, J., Thermal histories from the central Alborz Mountains, northern Iran: implications for the spatial and temporal distribution of deformation in northern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 2006. 118: 1507-1521.

重点连载

环境磁学在海洋沉积物研究的应用简述

段宗奇

摘要:磁性矿物能敏感地记录气候及环境的变化信息, 通过环境磁学测量可以确定磁性矿物的形成、搬运、沉积和演化及其与气候环境变化间的相互关系。海洋沉积物是当前环境研究的主要领域之一。本文在系统介绍环境磁学理论的基础上, 着重回归了环境磁学在近几十年内在海洋沉积物的应用及其所取得的重要进展。

关键词: 环境磁学、海洋沉积物、磁性矿物

环境磁学是一门介于磁学、地球科学和环境科学之间的新兴交叉学科, 形成于 20 世纪 80 年代初期。磁学参数是环境磁学的核心技术手段[1], 通过结合矿物学等非磁学分析手段, 可以确定磁性矿物的种类、粒度和含量, 进而确定磁性矿物的形成、搬运、沉积和演化及其与气候环境变化间的相互关系。

磁学测量方法因具有高分辨率、快速、无破坏性等优点, 目前已被广泛地应用于全球变化和地球科学的诸多领域。同黄土沉积物一样, 海洋沉积物是探讨全球变化研究的理想场所之一。磁化率等参数测量已成为研究海洋沉积物的一种基础性数据[2], 如利用磁化率曲线进行沉积物对比和定年, 识别冰期-间冰期旋回等气候周期。本文拟在简要阐述环境磁学原理的基础上, 介绍其在海洋沉积物的应用。

1 环境磁学的基本理论与方法

1.1 磁性矿物的种类

岩石磁学是环境磁学的理论基础, Dunlop 和

Özde (1997) 所著的《Rock Magnetism-Fundamentals and Frontiers》一书中系统地阐述了与剩磁 (Remanent Magnetization) 相关的基本理论, 从而为深入理解环境磁学提供了坚实的岩石磁学理论基础[1]。磁性是物质的一种重要属性, 根据物质对外加场的反应, 可将物质分为铁磁性 (ferromagnetic)、顺磁性 (paramagnetism) 和抗磁性 (diamagnetism) 三大类型。环境磁学中主要研究几种天然矿物的磁性, 属于铁磁性的特殊亚种, 包括亚铁磁性 (如磁铁矿、磁赤铁矿、磁黄铁矿等) 和不完全反铁磁性矿物铁磁性矿物 (如赤铁矿、针铁矿)。磁性矿物的识别和矿物磁学性质的认识是应用磁学方法进行环境研究的关键。

天然矿物中的亚铁磁性 (如磁铁矿和磁赤铁矿) 和反铁磁性 (如针铁矿和赤铁矿) 起因于第一跃迁系列元素 (特别是铁和锰) 未填满的 3d 壳层中由交换力形成的电子自旋磁矩的有序排列。亚铁磁的特征取决于它们特殊的晶体结构, 一般都是具有尖晶石 (close-packed face-centred cubic: 密堆积的面心立方系) 结构的氧化铁, 包含磁矩大小不等并且反平行排列的两种磁晶格, 从而有一净磁矩。这种晶格磁矩的不平衡, 可能是两种晶格上离子数的不同所致, 也可能是两种磁晶格之间结晶不一致所致。其特点在于: 在某一特定的临界温度 (称为居里温度或尼尔温度) 上, 铁磁性的有序排列为热能所破坏, 磁性骤然改变, 表现为顺磁性, 而在此温度下, 它们可以具有很强的剩余磁化强度。铁磁性矿物的磁化率较大, 为正值。

另外, 磁性矿物的磁学性质与它所处磁畴状态密切相关。所谓磁畴, 是指磁性材料内部的一个个小区间, 每个区间都沿某一个方向自发地被磁化, 但相邻区间的原子磁矩排列方向不同。磁畴是一个假定的概念, 磁畴之间的交界面称为磁畴壁。磁性颗粒按磁畴结构可分为: 多畴 (multidomain, MD), 单畴 (single-domain, SD), 假单畴 (pseudo-single-domain, PSD) 和超顺磁性 (superparamagnetic, SP)。严格意义上讲, SP 颗粒也属于 SD 颗粒, 只不过是在室温条件下, 其热扰动很强, 并克服其内在磁能, 从而处于一种热扰动无序状态, 故 SP 在室温情况下不能记录剩磁。对于磁铁矿而言, SD 颗粒上边界约在 80-100 nm 之间, 下边界在 20-25 nm 之间, 其下为 SP 颗粒。赤铁矿的 SD 颗粒的上边界可能在十几个微米, 所以, 天然样品中的, 几乎所有的赤铁矿都在 SD 范围。

1.2 主要的环境磁学参数与理论意义

天然样品中 (主要是各种沉积物), 磁性矿物的形成、搬运、沉积和转化与所处气候和环境密切相关。因此, 沉积物的岩石磁学性质可以作为环境变化和气候过程的有效代用指标^[3]。样品中的磁性特征主要由磁学参数来反映, 不同的参数及组合反映磁性矿物的种类、含量及粒径等信息。

1.2.1 指示磁性矿物含量的磁性参数

在众多环境磁学参数中, 通常用磁化率 (体积磁化率 k 、质量磁化率 χ)、饱和等温剩磁 (SIRM) 和饱和磁化强度 (M_s) 来表征沉积物中磁性矿物的总含量。

磁化率是指样品在外场中获得的感应磁化强度与所加磁场强度的比值, 是衡量物质被磁化难易的量, 常看作是亚铁磁性矿物含量的粗略量度, 主要反映了样品中亚铁磁性矿物的富集程度^[4]。

等温剩磁 (isothermal remanent magnetization, IRM) 是样品在常温下置于恒定外加磁场中而获得的剩余磁化强度。IRM 随设置的恒定磁场的增加而增大。当样品的磁化至完全饱和时, 如果在有场下测得的磁化强度, 称之为饱和磁化强度 (M_s)。如果它是在外加磁场取消后测得, 则被成为饱和等温剩磁 (SIRM)。在环境磁学中, 通常是指样品在 1T 磁场中磁化后所保留的剩磁, 主要由亚铁磁性和不完全反铁磁性矿物所贡献。SIRM 与磁性矿物的含量成正比, 可粗略地表征磁性矿物含量的大小。需要注意的是, 无论是磁化率还是饱和等温剩磁都会受到磁性矿物粒径及种类的影响, 在用作指示磁性矿物含量时需对其粒径和种类进行分析。相比 χ 和 SIRM, M_s 不受粒径因素的影响^[4]。

另外, 很多磁性参数可以反映矿物的相对含量。S 比值的大小与样品中低矫顽力磁性矿物与高矫顽力磁性矿物含量的相对比例成正比, 可以指示样品中亚铁磁性矿物软磁成分和硬磁成分的比例^[5]。例如, 低矫顽力磁性矿物 (如磁铁矿) 的 S_{300} (-IRM_{300 mT}/SIRM) 的值接近于 1, 而高矫顽力磁性矿物 (如赤铁矿) 的 S_{300} 的值低于 0.5。另外, Thompson 和 Oldfield[6] 定义了 $HIRM = (SIRM + IRM_{300 mT})/2$, 其用来对样品中高矫顽力的反铁磁性矿物的含量进行估算。

1.2.2 指示磁性矿物粒径的磁性参数

磁性矿物的粒径可以通过磁畴状态进行划分, 也可以通过不同磁学参数间的比值来进行相对粗细及绝对粗细的比较。

磁性矿物的性质与磁畴状态密切相关。铁磁性物质的磁滞回线 (指磁性颗粒置于循环的外加磁场

时, 随磁场变化的磁化强度曲线) 的形状可以粗略地体现磁性矿物的磁畴状态。但磁滞回线有时除了反映磁畴的类型, 还受样品磁性成分组合的影响, 如细腰磁滞回线主要是由矫顽力差异较大的两种磁成分引起, 磁性矿物的颗粒大小差异和成分差异都可以造成这种矫顽力的差异^[7]。

利用磁滞参数饱和和剩余磁化强度 (M_{rs}) 与饱和磁化强度 (M_s) 之比和剩磁矫顽力 (H_{cr}) 与矫顽力 (H_c) 之比, 即 M_{rs}/M_s 和 H_{cr}/H_c 构成的 Day 图^[8-10] 进行投点, 可以用来确定亚铁磁性矿物的磁畴状态。天然样品的 Day 图经常落在 PSD 区域, 而 SP 和 MD 的混合也可以在 Day 图中产生 PSD 效应。为了更加详细研究磁性矿物的磁畴状态, 通常对样品进行 Forc 图测量。SD 颗粒间存在相互作用时, 通常会导致闭合等值线有较大的垂直展布。SP 和细 MD 颗粒都表现出较大垂直分布的不闭合等值线, 但 SP 颗粒引起的垂直分布通常小于 10 mT, 且较陡、不对称, 而细 MD 引起的垂直分布通常大于 30 mT, 且相对较缓^[11]。较粗 MD 颗粒可能会产生几乎与 H_u 平行的等值线^[12]。PSD 颗粒的 FORC 图同时具有 SD 和 MD 的特征——中间存在 (SD) 闭合等值线, 外面的等值线存在 (MD) 较大的垂直分布^[13]。另外, Forc 图中还可以反映颗粒间的相互作用和矫顽力的大小。

频率磁化率 ($\chi_{fd}\%$), 即 $\chi_{fd}\%=(\chi_{lf}-\chi_{hf})/\chi_{lf}\times 100\%$, χ_{lf} 和 χ_{hf} 分别为低频和高频磁化率, 对 SP 颗粒非常敏感, 可以有效地估计样品中是否存在 SP 颗粒, 并进行半定量估计^[14]。

当磁性矿物由磁铁矿占主导时 ARM/SIRM (ARM 即非磁滞剩磁)、ARM/ χ 、SIRM/ χ 的比值可以反映磁性矿物颗粒的相对大小。与细颗粒 (SD 或者较细的 PSD) 磁铁矿相比, 粗颗粒 (较粗的 PSD 或 MD) 磁铁矿的 ARM/SIRM、ARM/ χ 、SIRM/ χ 比值相对较小。ARM 和 χ 还可能分别受磁颗粒间相互作用和超顺磁性成分的影响, 因此当样品中磁铁矿颗粒存在较强相互作用和大量超顺磁性成分时, ARM/SIRM 和 SIRM/ χ 变化反映的信息就比较复杂^[15]。

1.2.3 指示磁性矿物种类的磁性参数

利用矿物的居里点 (T_c , 如磁铁矿居里点为 $\sim 580^\circ\text{C}$ 、赤铁矿为 $\sim 675^\circ\text{C}$) 可以识别不同的磁性矿物。 χ -T 曲线 (磁化率随温度的变化曲线) J-T 曲线 (饱和磁化强度随温度变化特征) 都可以通过磁性矿物的居里点进行区分, 二者所不同的是: χ -T 曲线除反映矿物种类的不同, 还受粒径变化的影响,

如加热过程中, SD 颗粒转变成 SP 颗粒, 其磁化率会随之突然升高产生的霍普金斯峰 (Hopkinson Peak)^[16-18]。值得注意的是, 天然样品在加热时经常发生矿物转化, 故这两种曲线的拐点不都总代表 T_c , 它也可能是由一些化学变化过程造成的。另外, 整个曲线形态也可以反映出某些磁性矿物或多种磁性矿物的存在。

三轴等温剩磁法也是根据热退磁曲线上的突变点来鉴别磁性矿物, 与热磁曲线不同的是, 它利用的阻挡温度 (T_B)。 T_B 同样受多种参数控制 (磁性类型、粒径分布等), 它也不能总是对样品中的磁性矿物给出唯一的解释, 尤其是那些含有相变的复杂矿物。

对于高温热不稳定的矿物, 低温实验是理想的选择。它主要测量磁性矿物的低温转换点, 如磁铁矿的 Verwey 转变 ($110\text{K}\sim 120\text{K}$)^[19], 赤铁矿的 Morin 转变 ($\sim 250\text{K}\sim 260\text{K}$)^[20] 和磁黄铁矿的 34K ^[21] 转变。另外, 低温测量也可以判断磁性颗粒的大小尤其是超顺磁颗粒的存在及其含量^[7]。

2 环境磁学在海洋沉积物研究中的应用

磁性矿物普遍存在于自然界中, 海洋沉积物中的磁性矿物主要分为由大气或和水及冰为载体输入的外源物质、海洋内生物合成的铁氧化物及铁硫化物及还原成岩作用对原始磁性矿物的改造。能够提取环境及气候变化信息的主要是外缘输入的磁性矿物, 外缘物质包括火山碎屑物、土壤、基岩及其风化碎屑以及宇宙成因的微粒。研究表明, 火山碎屑物和宇宙成因的微粒与环境变化之间相互关系不显著^[22,23]。下面主要就来源于土壤、基岩及风化碎屑的海洋沉积物所反映的主要环境研究进行简述。

2.1 国外海洋磁学研究进展

过去的 20 年里, 环境磁学被广泛的应用于海洋沉积物的研究中, 磁学参数测量已经成为 ODP 及 IODP 初始报告的一种基础性数据。下面按照外缘物质进入海洋的载体对国外的研究进展作一简述

2.1.1 海洋中冰筏碎屑物事件

冰筏沉积是负载沉积物的浮冰进入海洋或湖泊中, 冰块融化导致沉积物卸载形成的^[24]。海洋中的冰筏沉积物 (ice rafted debris, 简称 IRD) 往往成层出现, 其特点为: 粗颗粒的组分较多且伴随着生物碳酸盐含量的减少, 与粘土等细颗粒层互层出现。

在古气候研究中, Heinrich events (HE) 备受关

注。HE 最初由 Heinrich 于 1988 年在北大西洋沉积物中发现, 其特点为冰筏沉积物的异常出现^[25]。Bond 等^[26]及 Broecker 等^[27]研究发现 HE 与冰芯中记录的气候异常在时间上存在一致性。尽管, HE 的发生机制尚未解决, 毫无疑问的是这种千年尺度上的气候事件肯定与地球各圈层间的相互作用有关。在过去的研究中, 磁学方法在识别 HE 及探讨其成因发挥着重要作用。

环境磁学可以快捷的识别出 HE 事件及其范围。早在 1986 年, Robinson^[28]对北大西洋八个柱状样的研究时发现, 表征磁性矿物含量的磁化率或饱和等温剩磁(SIRM)指标的高低分别对应着冰期的泥灰土和间冰期的含微化石的石灰石。冰期时, 磁性矿物含量增高与碳酸岩产生受限和 IRD 广泛发育有关, 同时与北大西洋极锋的北移有关, 反之, 间冰期亦然。SIRM/ χ 在冰期/间冰期也存在着很大的差异, 反映磁性矿物组分的不同, 这可能与磁性矿物在不同时期的来源有关。在此基础上, Grousset E 等^[29]利用 χ 对 HE 的时空分布进行了研究, 指出 HE 可以分成两种类型: H1, H2, H4 和 H5 分布在冰川极锋的北部边界; H3 主要限制在北大西洋的东部 (H1-H5 对应从新到老的 5 次 Heinrich events)。Dowdeswell 等^[30]利用北大西洋 50 根海洋钻孔的磁化率划定了 H1 和 H2 的范围与厚度, 发现二者的厚度都具有明显的“东向衰减”趋势, 可能表明 H1 和 H2 具有相似的漂移路径。Levreiro 等^[31]在 Tore 海岭柱状沉积物中识别出 HE 事件, 表明冰筏沉积物曾向南融入加那利海流从而进入较南的 Tore 海岭。虽然拉布拉多深海钻孔 P-094 中快速沉积的碎屑层部分对应着 HE 事件, 但 Stoner 等^[32]对碎屑碳酸盐层和低碎屑碳酸盐层的磁性矿物种类、粒径及含量进行精确厘定后, 发现二者在磁学方面的相似性表明冰筏沉积物可能不是最主要的沉积机制, 可能还受控于浊流的悬浮沉积物。

虽然 HE 的形成机制尚不明确, 但详细的环境磁学分析具有潜在的应用价值。在北大西洋的 17 根更新世钻孔中, 通过对 χ , ARM 及 $1/ARM$ 的综合比较研究, Robinson 等^[33]发现 HE 事件的磁化率变化不仅受碳酸盐稀释影响, 还与受磁性颗粒的来源、含量密切相关, 基于此重建了 HE 事件的模式并对当时气候变化进行了讨论。1998 年, Stoner 等^[34]率先利用古地磁相对强度对拉布拉多海域的柱状样 (P-013 孔, P-012 及 P094 孔) 进行定年, 新的年龄标尺表明: 大西洋表面温度低, HE 事件和

χ_{ARM} / χ 的相互关系可能是劳伦冰盖不稳定性的表现。利用环境磁学参数 (NRM, 及 IRM) 和 X

射线等参数确定了北大西洋几根钻孔中晚始新世到早渐新世沉积物中的坠石为冰川造成的 IRD 沉积, 排除了海冰造成的影响, 因此, Eldrett 等^[35]认为早在较温暖的古新世期间, 北半球就存在着大陆冰川。Walden 等^[36]对北大西洋 OMEX-2K 孔中 H1 和 H2 段的沉积物进行了详细的岩石磁学研究, 磁学结果不但可以识别 HE 事件, 而且磁性矿物种类及含量在 H1、H2 事件和 H2 前奏中存在着显著地不同, 这揭示着磁性矿物的来源存在差异, 可能与 IRD 物质来自与不同的大陆冰架有关。其研究表明环境磁学手段在确定 IRD 物质源区具有广阔的应用前景。

Cofaigh 等^[37]对南极半岛西部与威德尔海及舍海的沉积物开展研究, 磁化率及其他参数表明间冰期的 IRD 增多可能是低沉积速率和水流分选的结果, 而非区域性的冰筏增加, 这可能意味着南极半岛西部沿岸的冰架在晚第四纪以来并未发生大的崩塌。但是, ODP1094 孔全岩芯的磁化率及 X 射线衰减密度等物理参数清楚地反映出 IRD 的变化, Kanfoush 等^[38]认为这种千年尺度上的变化可能反映威德尔海区冰架的不稳定性。对南大洋海域的表层样品的磁化率及 IRD 研究发现, 不同区域的冰筏物质受不同因素影响, 如底层流、浊流及水流分选等。Pirrung 等^[39]这可能是南大洋沉积物 IRD 记录复杂性的原因。

2.1.2 河流输入物

河流输送是海洋沉积物的主要来源, 现在全球每年河流输送的泥沙量为 20000 Tg 左右。然而, 环境磁学很少应用于这类沉积物, 其原因是海洋中河流源的沉积物还受控于气候外的其他因素 (潮汐、构造运动等)。

在众多的磁学参数中, 磁化率在这类沉积物中的应用最为广泛。Stein 等 (2004) 对全新世以来极地喀拉海沉积物变化进行研究时, 发现磁化率的差异可以很好区分叶尼塞河和鄂毕河的泥沙输送物质, 且北部的 BP-9904/7 孔的磁化率记录暗示着西伯利亚地区的气候和河流输送量在百年至千年尺度上存在周期性变化, 可能与极地涛动及北大西洋涛动有关^[40]。又如, 葡萄牙陆架钻孔中近 250 年以来沉积物的磁化率、中值粒径与北大西洋涛动的相关关系表明, 磁性矿物的变化可能主要受控于河流输送的细颗粒物^[41]。同样的, 在比利亚南部泥盆纪海洋沉积物中, 磁化率的周期性变化可能反映受岁差影响的物源输入量的变化^[42]。但是, 来自于河流输送的海洋沉积物的气候信息并不只是与河流的输送量有关, 可能还与源区的干旱化相关^[43]。Colin

等^[44]对孟加拉和安德曼海的钻孔进行高分辨率的环境磁学及地球化学分析发现, 磁性矿物的粒径变化受控于其源区 (即布拉马普特拉河和伊洛瓦底江流域) 的夏季风强度变化。亚马逊扇 ODP942 孔中, 环境磁学及地球化学指标表明亚马逊盆地在 Younger Dryas 期间气候干旱, 亚马逊河流输送量低, 且亚马逊河输送关闭的事件大概发生在距今 ~9500 年左右^[45]。Weber 等^[46]在孟加拉扇的几个钻孔中, 同样发现, 源于恒河布拉马普特拉河的沉积物, 其磁化率等物理参数具有与极地低温有关的次轨道周期。

Abrajevitch 等^[47]利用磁学手段对孟加拉扇的沉积物进行时, 发现: 海洋沉积物中的针铁矿和赤铁矿的比例不能简单地用作于反演碎屑物质源区流域的降水, 需要排除还原成岩作用的影响。另外, 在远洋的某些特定沉积环境中, 生物作用产生的剩磁可能是沉积物磁性获得的主要贡献之一^[48]。而磁学手段可以准确的识别还原成岩及生物成因的磁性矿物, 存在广泛的应用价值。

2.1.3 粉尘输入物

与冰筏沉积和河流输送相比, 海洋中粉尘输送的陆源碎屑物质比重较轻, 但这部分物质的磁化率往往高出沉积区的背景值, 磁学方法因而广泛地应用于海洋沉积物粉尘物质变化的研究。早在 1986 年, Robinson 就利用磁学方法对北大西洋深海沉积物进行过研究, 他认为磁性矿物的变化可能反映着陆源 (粉尘输送) 的变化^[49]。Doh 等 (1988) 在 LL44-Gpc3 孔中进行磁性地层研究时发现, 磁学参数的主要变化与古海洋中其他气候代用指标具有相似性, 暗示着磁学方法可能成为研究粉尘活动的代用指标^[50]。东赤道大西洋的晚第四纪钻孔中, 磁学参数的变化与氧同位素的变化和碳酸盐的含量密切相关, 因此, Bloemendal J 等^[51]认为: 磁学手段可能很好的补充古海洋研究中的传统方法。Bloemendal J 和 Demenocal P 成功地将磁化率的变化应用于古海洋研究, 发现阿拉伯海和东赤道太平洋地区气候变化具有明显的轨道周期性; 2.4 Myr 以后主周期的变化, 可能与冰盖面积迅速增长致使季风输送物质的变化有关^[52]。位于阿拉伯海 ODP117 孔中, 充分的验证了环境磁学可以用于古海洋的研究, 该孔的磁学参数具有很强的轨道周期, 且能反映粉尘输入的浓度和通量变化^[53]。在此基础上, 进而可以探讨粉尘与气候变化的相互关系。例如, X 射线荧光及环境磁学数据表明, 磁学参数可以作为红海沉积物中粉尘含量的指标, 其变化与海

平面的变化在相位上具有明显的不同, Rohling 等据此认为, 海平面在氧同位素 3 阶段大幅度的变化与南极环境变化极其相似^[54]。Trauth 等^[55]将海洋沉积物磁化率通过回归模型换算出粉尘通量, 并结合孢粉等气候指标对非洲上新世-更新世的气候变化进行了探讨, 推测热带非洲的水文循环与低纬地区热量影响的季风变化有关。详细的环境磁学研究表明, 地中海地区 LC07 和 LC10 孔在冰期时粉尘通量增加, 可能与非洲粉尘输入增加有关^[56]。

一般认为, 高矫顽力含量 (HIRM) 可以反映陆源粉尘的输入量。在塞内加尔大陆边缘钻孔中, 沉积物中的 HIRM 在千年尺度上的变化与北大西洋 HE 冰退的时间相符; 且 ARM/IRM 暗示着磁性矿物粒径变粗, 结合 Ti/Al 及 Si/Al 的变化表明冰期时大气环流较强, 从而增强风的搬运能力^[57]。在确定 82PCS01 孔 (位于亚速尔群岛东北部的深海平原) 的磁性矿物为针铁矿的基础上, Maher 和 Dennis^[58]利用 HIRM 反映粉尘的含量 (即深海沉积物中的元素铁含量), 并结合其他气候指标进行探讨, 其结果不支持南大洋 Termination II 阶段存在受粉尘控制的“铁营养化”。另外, 粉尘来源的海洋沉积物中不同组合可能与其物源变化有关。与前人研究结果不同, Hounslow 等在 ODP Leg 117 孔中发现, 亚铁磁性的信号仅在该孔上部 7m 占统治地位, 可以反映源区的干旱化; 而其下部的磁学信号受控于顺磁性的物质, 磁化率与反映风力强度的 Ti/Al 的解耦, 可能反映粉尘源区的变化^[59]。

通过对北太平洋 5 个钻孔详细的环境磁学分析, Yamazaki 和 Ioka^[60]发现: 风尘来源的高矫顽力物质相对含量自 2.5Ma 以来明显降低, 同时伴随着磁性矿物含量 (χ 和 SIRM) 的减少, 这一现象对应着北半球冰期和中国黄土沉积开始的时间; 并且 S-ratio 具有明显的 400ky 的偏向率周期, 表明 S-ratio 及 等可以有效地研究亚洲风尘的变化。因此, 海洋沉积物中粉尘物质还可以成为海陆间气候对比的良好载体。

2.1.4 底层流的影响

无论是冰筏物质, 还是粉尘或者河流输送的物质在海洋形成沉积物后, 都可能会受到底层流的影响, 包括改变原有的物理属性及沉积信息等。经过底层流改变形成的沉积物称之为平流沉积或漂流沉积, 其分布特点与纬度位置无关^[61]。

Kissel 等^[62]在 SU90-33 孔中发现, 磁化率及蒙脱石含量变化具有明显的冰期/间冰期旋回; 而该孔中的磁化率各项异性 (AMS) 可能揭示着底层流强

度的变化,即间冰期时较强、冰期时较弱。同样的,MD95-2010 孔中, χ 、ARM 和 SIRM 的谷(峰)值对应的暖(冷)期,AMS 和 AARM 显示磁性颗粒为椭圆形,且各项异性的变化的强弱与气候的暖冷对应^[63]。因此,北大西洋的这两个孔中磁学所反映的相似信息,可能揭示沉积物中的磁性颗粒结构与底层流存在一定的关系^[63]。进而,Kissel 等^[64]推测(大西洋)北欧海到百慕大隆起的七个深海钻孔中磁性参数在氧同位素 3 阶存在短期的波动可能与从源到汇过程中底层流的搬运能力有关,即在氧同位素 3 阶时深层海水活动具有强弱变化。

结合环境磁学和地球化学数据可以区分腐泥形成过程中底层海水流动性和海水生产力的相对贡献,而磁学性质对底层海水流动性变化较敏感,故此,Larrasona 等^[65]利用磁学手段研究了 ODP996 孔自~4.0Ma-2.0Ma 的底层海水流动的变化情况,其结果表明底层海水的流动性受偏心率变化调节。尽管底层流的活动性与气候变化的之间的响应机制尚不明确,前人研究结果显示这似乎和太阳活动变化有关。Mazaud 等南印度洋 D94-103、MD94-104 及 MD88-769 孔中沉积物研究时,发现对应于 H4 和 H5 时的磁性矿物沉积达到峰值,暗示着当北大西洋深层水减弱时,存在较强的南极绕流,南北半球具有“跷跷板”效应^[69]。

根据北大西洋漂移沉积物的磁组构,Hassold 等^[70]成功地分析了 10 My 以来 Feni Drifts 和 Gardar Drifts 深海流的演化。而 Parés 等^[71]利用沉积物的特征剩磁(ChRM)方向将 AMS 的主轴旋转至地理坐标下,从而恢复出古海洋环流的方向,其与该地区(南极半岛)沉积物漂移的形态相一致。这暗示着沉积物的 AMS 等磁学性质还可以用来研究底层流的历史。Kissel 等(2009)对北大西洋一系列的钻孔进行了详细的岩石磁学分析,在确定磁性矿物来源的基础上,粒径和浓度参数自北向南都存在减小趋势,从而成功地识别出底层流的运移轨迹^[72]。又如,在南半球,Hassold 等^[73]和 Mazaud 等^[74]利用沉积物的磁学性质分别对南极绕流自晚中新世和第四纪以来不同时间尺度上的变化进行了成功的解释。

2.1.5 混合源区

全球海洋沉积物中,各种陆源组分具有大致的纬度地带性特征,在一定的区域各组分存在着交叉混合。在低纬地区,沉积物的变化经常受河流输和所携带的粉尘共同作用,如东地中海沉积物的磁化率和地球化学指标进行对比研究时,Larrasona 等(2008)发现该区域的磁性矿物除了来自于传统认

识上的撒哈拉沙漠的粉尘,还主要混有欧亚大陆河流及尼罗河的泥沙输送^[75]。Itambi 等^[76]对非洲西北部的 3 个陆架钻孔进行了详细的环境磁学、地球化学和 DRS 分析,北部钻孔(如 GeoB9516-5)沉积物的变化主要受控于风成粉尘的输入量;而南部的 GeoB9527-5 则主要反映河流输入量的变化。进一步的研究表明,GeoB9516-5 孔中的磁性矿物受河流输入和粉尘共同影响,位于两种物源共同控制的混合区^[77]。同样的,西非海域也存在着河流输入和粉尘共同影响的沉积区,如 GeoB 4906-4 孔^[78]。

在中高纬海域,冰筏沉积物同粉尘等来源的物质交互影响沉积物的组合。北大西洋八根深海沉积物钻孔中,磁性矿物种类和粒径的变化受气候影响较弱,Robinson 等^[79]结合 X 射线衍射等参数得出,磁性矿物主要是反映了冰期间冰期陆源物质的源区变化:冰期时,陆源物质主要来自于高纬地区的冰筏物质,并混有一定量低纬度粉尘;间冰期反之。在北欧海表面沉积物的磁化率和冰筏物质的相互关系分析的基础上,Pirring M 等认为全新世冷期时,来自冰岛的冰筏物质并未受阻截,在亚极地涡旋作用下同其他局地非冰筏物源混合^[80]。南大洋中的大西洋区域的表层沉积物磁化率的空间分布表明:该区域的磁性矿物来源复杂,包括毛德皇后地的镁铁质火成岩、冰期输入的碎屑及底层流和浊流造成的再沉积,以及风尘颗粒的输入^[81]。源区的复杂性无疑增加了提取气候信息的难度,如在南印度洋凯尔盖台东部钻孔中,Mazaud 等^[82]发现磁化率在氧同位素 3 阶段时同样呈现“锯齿状”的增高,但 ARM/IRM 所表征的粒径却变细,可能与海平面波动导致的沉积物源区变化有关,使绕南极流强度变化及南北半球间的气候响应机制的解释变得复杂。

2.2 国内海洋磁学研究进展

同国际上相比,我国在海洋科学方面起步较晚,研究主要集中于滨海沉积及边缘海沉积物。上世纪 80 年初开始,我国学者开始利用磁学对海洋沉积物进行研究,其发展可以分为三个阶段。

第一阶段:上世纪 80 年代至 90 年代初,主要利用磁性地层进行定年。如,丛友滋等^[83]对黄海两钻孔岩芯进行古地磁分析(LAM-24 无定向磁力仪),并利用沉积物中泥炭层 ¹⁴C 的年龄测定,发现在这两个钻孔的沉积物中有与拉尚事件相对应的层位,并基于此估算该海域的沉积速率。这一时期,磁性地层在渤海湾^[84]、南黄海滨岸沉积^[85]、长江三角洲^[86]、及黄海^[87,88]中得到广泛的应用。

第二阶段:上世纪 90 年代初至上世纪末,国内

学者在磁性地层及各种定年的基础上, 开始进行环境磁学分析。如, 南中国海 SCS01 孔的研究中, 陈锡东等^[89]利用古地磁方法及氧同位素曲线识别出布容期的五次负极性事件, 这些事件很好地对应着南海的冰期, 磁学信号 (χ 和天然剩磁 NRM) 有着很好的天文轨道周期。在众多参数中, χ 最为常用。侯红明等利用奇异谱分析方法对南海北部 SO-50-59KL 孔测得的 χ 进行研究, 发现该孔中的变化存在着明显的地球轨道偏心率、岁差及岁差半周期, 较好地响应古气候的变化^[90]。南黄海 QC2 孔沉积物的磁化率研究表明, χ 的变化特征整体反映气候变化的总趋势, 同时也反映出气候变化的诸多细节, 可以为该区气候变化研究提供重要的依据^[91]。随着《Rock Magnetism-Fundamentals and Frontiers》的问世, 国内学者开始在海洋研究中进行多参数的环境磁学分析。刘健等^[92]对南黄海东北陆架 YSDP105 孔冰消期以来的沉积物的磁学特征研究表明, 该孔磁性矿物的粒径受控于沉积环境, 反映了沉积水动力的大小; 高矫顽力磁性矿物的含量自冰消期以来逐渐降低, 表明进入黄海的风尘物质逐渐减少。

第三阶段: 上世纪末至今, 环境磁学结合其他参数对周边海域的环境变化已经取得初步的认识, 按照海域可以分为:

渤海: 姚政权等利用磁性地层获得了渤海湾海陆交互相沉积 BZ1 和 BZ2 孔的年龄, 其磁性界限之间的平均沉积速率揭示了渤海湾及黄骅拗陷区的构造趋势^[93]。

黄海: 刘健等^[94]从磁学性质的角度分析了南黄海北部 YA023 柱状样, 结果表明该沉积物的磁性矿物的特点明显不同于中国风成黄土, 而属于末次冰期河流的洪泛沉积。南黄海东南部冷涡泥质沉积区 YSDP103 孔中, 除上表层外均遭受了还原成岩作用, 导致磁性矿物的含量和低矫顽力组分比例显著降低, 进而探讨该海域环境变化对磁性矿物成岩过程的控制^[95]。同样的, 葛淑兰等^[96]对来自南黄海表层沉积物磁化率研究表明, 该海域的表层沉积物受控于物源和沉积环境两方面。因此, 不能像在黄土或者湖泊沉积物直接用作气候待用指标。南黄海中部平原的钻孔 EY02-2 磁性地层研究揭示了 M/B 极性界线, 并识别出布容期内和松山期的多次极性漂移。磁化率和沉积物的粒度可以揭示一些大的环境转换界面。但是, 二者可能由于半封闭陆架海复杂的沉积物源和冰期-间冰期沉积动力的变化复杂导致不能简单地作为气候变化指标与深海氧同位素曲线进行对比^[97]。

东海:

根据东海陆架表层沉积物的岩石磁学结果, 刘健等^[98]认为沉积物主要来源于古黄河沉积物的侵蚀和长江的卸载。在对东海内陆架 EC2005 孔沉积物的研究中, 孟庆勇等发现该孔和平均粒径总体上呈正相关, 磁性颗粒主要赋存在粗颗粒物中, 这种相关关系与水动力强弱有关^[99]。东海内陆架 EC2005 孔沉积物的 χ 受多种因素制约, 徐方建等发现该孔不同层位的主要控制因素不同, 应用 χ 作为气候代用指标应用时需要谨慎^[100]。在东海北部外陆架 EY02-1 孔中, 葛淑兰等识别出两次确定的磁极性漂移或倒转事件^[101]。

南海: 李华梅和杨小强在南海 93-5 钻孔得到了可靠的古地磁年龄^[102], 杨小强等进而对该孔中的 χ 和 ARM 进行了研究, 发现 χ 的变化与氧同位素曲线有着良好的对应关系, 其大小变化反映了南海南部 200ka 以来气候的暖、冷旋回^[103]。进一步研究该孔记录的地球磁场相对强度, 杨小强等^[104]发现千年尺度上该孔的相对强度曲线与全球是可以进行对比。在南海北部陆坡 DSH-1C 柱状样的研究中, 罗祎等^[105]发现该孔中磁性参数的变化与冰期和间冰期的气候变化有关。汤贤赞等对南沙群岛海区 NS97-13 柱样沉积物进行了 AMS 分析, 重建了研究海区的故水流方向、沉积物的沉积形式, 并从 χ 中识别出 Heinrich 层中冷事件 H1-H6^[106]。张江勇等^[107]对南海西沙群岛附近陆坡、南海南部陆坡以及东沙群岛附近陆坡第四纪的 χ 变化特征进行了综合对比, 并初步分析了 χ 与碳酸钙百分含量变化间的关系。其结果表明磁化率在南海地区的地层划分方面有一定的应用前景, 但需谨慎对待划分结果。

这一时期, 国内学者开始对邻近海域进行研究。李萍等^[108]对冲绳海槽 4 个沉积环境的代表性样品进行了粒度分离并获得了多个磁学参数, 得出磁性矿物以假单畴的磁铁矿为主, 在物源上表现出有一定联系。但在其他环境因素影响下, 又体现出不同的磁性特征。刘健等从磁学特征差异的角度探讨了黄东海陆架和朝鲜海峡物源不同^[109]。

西菲律宾海两个连续岩芯的相对强度很好与全球地磁场相对强度曲线 Sint800 进行对比, 磁性矿物的粒度变化具有冰期-间冰期的旋回, 且记录着太平洋海区及其他海区普遍出现的中布容事件^[110]。在东菲律宾海 F090102 柱样中, 识别出松山反极性时的贾拉米洛和奥杜威正极性亚时; 岩石磁学结果表明: 磁性矿物主要是陆源碎屑成因, 可以反映沉积环境和古气候的变化^[111]。李海燕等成功在孟加拉扇^[112]和东帝汶海^[113]钻孔进行环境磁学分析, 发现都

存在还原成岩作用对沉积物磁记录的影响。

另外,磁化率异常还能寻找海底天然气区提供判断依据。陈忠等^[114]对南中国海的 145 个表层沉积物的 χ 分析发现, χ 的高值与铁氧化物的含量无关,而与自生的硫化物(胶黄铁矿等)有着良好的对应关系,其推测这是由于甲烷的渗透导致的还原环境所致。在南海北部白云凹陷 08CF7 岩心沉积物中,陈忠等同样发现钻孔下部的磁化率异常可能是海底天然气渗漏还原生成顺磁性的黄铁矿所致,从而提供了一种识别南海北部天然气水合物的间接方法^[115]。

3 中国海洋环境磁学发展展望

国际综合大洋钻探计划(Integrated Ocean Drilling Program, IODP)即将结束,新的 IODP(International Ocean Discovery Program)于 2013 年即将实施,必将推动海洋科学和地学的发展。一方面,我国的海洋学家需要把握时机,积极参加到新的计划,同各国学者共同推进 IODP 的发展,通过对深钻计划钻取洋壳样品的研究,进一步研究海洋磁异常带的磁性物质来源及性质,并在海洋沉积物开展详细的环境磁学研究,进一步完善关于沉积后还原成岩过程等问题的认识,结合其它方法获得全球及地区的气候演化规律。

另一方面,还需要进一步加强对中国近海的研究,中国近海属西太平洋边缘海中部,沉积了巨厚的中生代地层,成为探讨亚洲季风变化、洋流演变等气候信息及地区构造演化的重要场所。但这部分沉积物常面临定年的难题,如在探讨氧同位素 3 期(MIS 3)是否存在大规模的海侵时,近海沉积物中有机碳在比较匮乏,且超过 4 万年定年常存在因老碳效应,难以得到可靠的 ^{14}C 年龄。地磁场的长期变有可能用于建立千年以内的地层格架,但需仔细研究沉积间断造成的复杂性。磁化率可能成为地层间对比的有效参数之一,帮助识别沉积间断等问题。沉积速率达每千年几个厘米到几十个厘米的沉积环境,很可能成为研究磁性矿物氧化还原过程的提供天然的研究区域。同其他方法环境研究方法交叉研究近海区域的气候问题,获得其演化规律及对全球变化的响应。

参考文献:

[1] Dunlop D J, Özdemir Ö. Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers. Cambridge : Cambridge University Press Cambridge, 1997.
[2] Walden J. Environmental magnetism: principles

and applications of enviromagnetics. Quaternary Science Reviews, 2004, 23: 1867-1870

- [3] 邓成龙,袁宝印,胡守云,等.环境磁学某些研究进展评述.海洋地质与第四纪地质,2000,20(2): 93-101
[4] Evans M E, Heller F. Environmental Magnetism: Principle and Application of Enviromagnetics. New York: Academic Press, 2003, 1-299
[5] King J W, Channell J E T. Sedimentary magnetism, environmental magnetism and magnetostratigraphy. Reviews of Geophysics, 1991, 29: 358-370
[6] Thompson R, Oldfield F. Environmental Magnetism. London: Allen &Unwin, 1986.
[7] Roberts 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
[8] Dunlop D J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Bcr/Bc) 1.Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. Journal of Geophysical Research, 2002a, 107(B3): 2056, doi:10.1029/2001JB000486
[9] Dunlop DJ. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2.Application to data for rocks, sediments, and soils. Journal of Geophysical Research, 2002b, 107(B3): 2057, doi: 10.1029/2001JB000487
[10] 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
[11] Roberts AP, Pike CR, Verosub K L. First-order reversal curve diagrams: A new tool for characterizing the magnetic properties of natural samples. Journal of Geophysical Research, 2000, 105 (B12): 28461-28476
[12] Pike C R, Roberts A P, Dekkers M J, et al. An investigation of multi-domain hysteresis mechanisms using FORC diagrams. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2001, 126: 11-25
[13] Muxworthy AR, Dunlop DJ. First-order reversal curve(FORC) diagrams for pseudo-single-domain magnetites at high temperature. Earth and Planetary Science Letters, 2002, 203(1): 369-382
[14] Dearing J A, Dann R J L, Hay K, et al. Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials. Geophysical Journal International, 1996, 124(1): 228-240
[15] Yamazaki T, Ioka N. Environmental rock-magnetism of pelagic clay: Implications for Asian eolian input to the North Pacific since the Pliocene. Paleoceanography, 1997, 12(1): 111-124
[16] Hopkinson J. Magnetic and other physical properties of iron at a high temperature. Philosophical Transactions of the Royal Society

- of London, 1889, 180: 443-465
- [17] Collinson D W. *Methods in Rock Magnetism and Paleomagnetism: techniques and instrumentaton.* London: Chapman and Hall, 1983
- [18] 刘青松, 邓成龙. 磁化率及其环境意义. *地球物理学报*, 2009, 52(4): 1041-1048
- [19] Verwey EJW. Electronic conduction of magnetite (Fe_3O_4) and its transition point at low temperature. *Nature*, 1939, 144: 327-328
- [20] Morin FJ. Magnetic susceptibility of $\sim \text{Fe}_2\text{O}_3$ and $\sim \text{Fe}_3\text{O}_4$ with added titanium. *Physical Review*, 1950, 78: 819-820
- [21] Rochette P, Fillion G, Mattèi JL, et al. Magnetic transition at 30~34 Kelvin in pyrrhotite: insight into a widespread occurrence of this mineral in rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 1990, 98: 319-328
- [22] Itambi, A. C., T. von Dobeneck, M. J. Dekkers, and T. Frederichs (2010a), Magnetic mineral inventory of equatorial Atlantic Ocean marine sediments off Senegal – glacial and interglacial contrast, *Geophys. J. Int.*, 183, 163–177.
- [23] Straub, S. M., and H. U. Schmincke (1998), Evaluating the tephra input into Pacific Ocean sediments: Distribution in space and time, *Geol. Rundsch.*, 87, 461–476.
- [24] Frakes LA, Francis JEA. A guide to Phanerozoic cold polar climate from high-latitude ice-rafting in the Cretaceous. *Nature*, 1988, 33: 547-549
- [25] Heinrich H. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130000 years. *Quaternary Research*, 1988, 29: 143-152
- [26] Bond G, et al. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period. *Nature*, 1992, 365: 143-147
- [27] Broecker WS. Massive iceberg discharges as triggers for global climate change, *Nature*, 1994, 372: 421-424
- [28] Robinson, 1986 The late Pleistocene palaeoclimatic record of North Atlantic deep-sea sediments revealed by mineral-magnetic measurements. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1986, 42: 22-47
- [29] Grousset FE, Labeyrie L, Sinko JA, et al. Patterns of icerafted detritus in the glacial North Atlantic (40 – 55°N). *Paleoceanography*, 1993, 8(2): 175–192
- [30] Dowdeswell JA, Maslin MA, Andrews JT, et al. Iceberg production, debris rafting, and the extent and thickness of Heinrich layers (H1, H2) in North Atlantic sediments. *Geology*, 1995, 23: 301-304
- [31] Lebreiro SM, Moreno JC, McCave IN, et al. Evidence for Heinrich layers off Portugal (Tore Seamount: 39°N, 12°W). *Marine Geology*, 1996, 131: 47-56
- [32] Stoner JS, Channell JET, Hillaire-Marcel C. The magnetic signature of rapidly deposited detrital layers from the deep Labrador Sea: Relationship to North Atlantic Heinrich layers. *Paleoceanography*, 1996, 11: 309-325
- [33] Robinson SG, Maslin MA, McCave IN. Magnetic susceptibility variations in Upper Pleistocene deep-sea sediments of the NE Atlantic: Implications for ice rafting and paleocirculation at the last glacial maximum. *Paleoceanography*, 1995, 10: 221-250
- [34] Stoner JS, Channell JET, Hillaire-Marcel C. A 200ka geomagnetic chronostratigraphy for the Labrador Sea: Indirect correlation of the sediment record to SPECMAP. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 159:165-181
- [35] Eldrett JS, Harding IC, Wilson PA, et al. Continental ice in Greenland during the Eocene and Oligocene. *Nature*, 2007, 446: 176-179
- [36] Walden J, Wadsworth E, Austin W, et al. Compositional variability of ice-rafted debris in Heinrich layers 1 and 2 on the northwest European continental slope identified by environmental magnetic analyses. *Journal of Quaternary Science*, 2007, 22: 163-172
- [37] Cofaigh C, Dowdeswell J. Late Quaternary iceberg rafting along the Antarctic Peninsula continental Rise and in the Weddell and Scotia Seas. *Quaternary Research*, 2001, 56: 308-321
- [38] Kanfoush SL, Hodell DA, Charles CD, et al. Comparison of ice-rafted debris and physical properties in ODP Site 1094(South Atlantic) with the Vostok ice core over the last four climatic cycles. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2002, 182: 329-349
- [39] Pirrung M, Hillenbrand CD, Diekmann B, et al. Magnetic susceptibility and ice-rafted debris in surface sediments of the Atlantic sector of the Southern Ocean. *Geo-Marine Letters*, 2002, 22: 170-180
- [40] Stein R, Dittmers K, Fahl K, et al. Arctic (palaeo) river discharge and environmental change: evidence from the Holocene Kara Sea sedimentary record. *Quaternary Science Reviews*, 2004, 23: 1485-1511
- [41] Alt-Epping U, Stuut JBW, Hebbeln D, et al. Variations in sediment provenance during the past 3000 years off the Tagus River, Portugal. *Marine Geology*, 2009, 261: 82-91
- [42] Vleeschouwer DD, da Silva AC, Boulvain F, et al. Precessional and half-precessional climate forcing of Mid-Devonian monsoon-like dynamics. *Climate of the Past Discussion*, 2011, 7: 1427-1455
- [43] Zhang YG, Ji JF, Balsam WL, et al. High resolution hematite and goethite records from ODP 1143, South China Sea: Co-evolution of monsoonal precipitation and El Niño over the past 600000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 2007, 264: 136-150
- [44] Colin C, Kissel C, Blamart D, et al. Magnetic properties of sediments in the Bay of Bengal and

- theAndaman Sea: impact of rapid North Atlantic Ocean climatic events on the strength of the Indian monsoon. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 160: 623-635
- [45] Maslin MA, Durham E, Burns SJ, et al. Palaeoreconstruction of the Amazon River freshwater and sediment discharge using sediments recovered at Site 942 on the Amazon Fan. *Journal of Quaternary Science*, 2000, 15: 419-434
- [46] Weber ME, Wiediche-Hombach M, Kudrass HR, et al. Bengal Fan sediment transport activity and response to climate forcing inferred from sediment physical properties. *Sedimentary Geology*, 2003, 155: 361-381
- [47] Abrajevitch A, Van der Voo R, Rea DK. Variations in relative abundances of goethite and hematite in Bengal Fan sediments: Climatic vs diagenetic signals. *Marine Geology*, 2009, 267: 191-206
- [48] Abrajevitch A, Kodama K. Biochemical vs. detrital mechanism of remanence acquisition in marine carbonates: A lesson from the K-T boundary interval. *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, 286: 269-277
- [49] Robinson RG. The late Pleistocene palaeoclimatic record of North Atlantic deep-sea sediments revealed by mineral-magnetic measurements. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1986, 42: 22-47
- [50] Doh SJ, King JW, Leinen M. A rock-magnetic study of giant piston core LL44-Gpc3 from the central North Pacific and its paleoceanographic implications. *Paleoceanography*, 1988, 3, P89
- [51] Bloemendal J, King J, Hunt A. Paleoenvironmental implications of rock-magnetic properties of Late Quaternary sediment cores from the eastern equatorial Atlantic. *Paleoceanography*, 1988, 3, P61
- [52] Bloemendal J, Demenocal P. Evidence for a change in the periodicity of tropical climate cycles at 2.4 Myr from whole-core magnetic susceptibility measurements. *Nature*, 1989, 342: 897-900
- [53] Bloemendal J, King J, Hunt A, et al. Origin of the sedimentary magnetic record at Ocean Drilling Program sites on the Owen Ridge, western Arabian Sea. *Journal of Geophysical Research*, 1993, 98: 4199-4219
- [54] Rohling EJ, Grant K, Hemleben Ch, et al. New constraints on the timing of sea level fluctuations during early to middle Marine Isotope Stage 3. *Paleoceanography*, 2008, 23, P3219
- [55] Trauth MH, Larrasoana JC, Mudelsee M. Trends, rhythms and events in Pilo-Pleistocene African climate. *Quaternary Science Reviews*, 2009, 28: 399-411
- [56] Dinarès-Turell J, Hoogakker BA, Roberts AP, et al. Quaternary climatic control of biogenic magnetite production and eolian dust input in cores from the Mediterranean Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2003, 190: 195-209
- [57] Itambi AC, Dobeneck TV, Mulitza S, et al. Millennial-scale northwest African droughts related to Heinrich events and Dansgaard-Oeschger cycles: Evidence in marine sediments from offshore Senegal. *Paleoceanography*, 2009, 24, P1205
- [58] Maher BA, Dennis PF. Evidence against dust-mediated control of glacial-interglacial changes in atmospheric CO₂. *Nature*, 2001, 411: 176-180
- [59] Hounslow MW, Maher BA. Source of the climate signal recorded by magnetic susceptibility variations in Indian Ocean sediments. *Journal of Geophysical Research*, 1999, 104: 5047-5061
- [60] Yamazaki T, Ioka N. Environmental rock-magnetism of pelagic clay: Implications for Asian eolian input to the North Pacific since the Pliocene. *Paleoceanography*, 1997, 12: 111-124
- [61] Faugeres JC, Stow DAV. Bottom-current-controlled sedimentation: a synthesis of the contourite problem. *Sedimentary Geology*, 1993, 82: 287-297
- [62] Kissel C, Laj C, Lehman B, et al. Changes in the strength of the Iceland-Scotland Overflow Water in the last 200000 years: Evidence from magnetic anisotropy analysis of core SU90-93. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, 152: 25-36
- [63] Kissel C, Laj C, Mazaud A, et al. Magnetic anisotropy and environmental changes in two sedimentary cores from the Norwegian Sea and the North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 164: 617-626
- [64] Kissel C, Laj C, Labeyrie L, et al. Rapid climatic variations during marine isotopic stage 3: magnetic analysis of sediments from Nordic Seas and North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, 171: 489-502
- [65] Larrasoana JC, Roberts AP, Stoner JS, et al. A new proxy for bottom-water ventilation in the eastern Mediterranean based on diagenetically controlled magnetic properties of sapropel-bearing sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2003, 190: 221-242
- [66] Andrews JT, Hardadottir J, Stoner JS, et al. Decadal to millennial-scale periodicities in North Iceland shelf sediments over the last 12000 cal yr: long-term North Atlantic oceanographic variability and solar forcing. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003a, 210: 453-465
- [67] Andrews JT, Giraudeau J. Multi-proxy records showing significant Holocene environmental variability: the inner N. Iceland shelf (Húnaflói). *Quaternary Science Reviews*, 2003b, 22: 175-193
- [68] Rouse S, Kissel C, Laj C, et al. Holocene centennial to millennial-scale climatic variability:

- Evidence from high-resolution magnetic analyses of the last 10 cal kyr off North Iceland (core MD99-2275). *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, 242: 390-405
- [69] Mazaud A, Kissel C, Laj C, et al. Variations of the ACC-CDW during MIS3 traced by magnetic grain deposition in midlatitude south Indian ocean cores: connections with the northern hemisphere and with central Antarctica. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2007, 8, Q05012
- [70] Hassold NJC, Rea DK, van der Pluijm BA, et al. Late Miocene to Pleistocene paleoceanographic records from the Feni and Gardar drifts: Pliocene reduction in abyssal flow. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2006, 236: 290-301
- [71] Parés JM, Hassold NJC, Rea DK, et al. Paleocurrent directions from paleomagnetic reorientation of magnetic fabrics in deep-sea sediments at the Antarctic Peninsula Pacific margin (ODP Sites 1095, 1101). *Marine Geology*, 2007, 261-269
- [72] Kissel C, Laj C, Mulder T, et al. The magnetic fraction: A tracer of deep water circulation in the North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, 288: 444-454
- [73] Hassold NJC, Rea DK, van der Pluijm BA, et al. Mid-pliocene to recent abyssal current flow along the Antarctic peninsula: results from ODP Leg 178, Site 1101. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2009, 284: 120-18
- [74] Mazaud A, Kissel C, Laj C, et al. Variations of the ACC-CDW during MIS3 traced by magnetic grain deposition in midlatitude south Indian ocean cores: connections with the northern hemisphere and with central Antarctica. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2007, 8, Q05012
- [75] Larrasoana JC, Roberts AP, Rohling EJ. Magnetic susceptibility of eastern Mediterranean marine sediments as a proxy for Saharan dust supply. *Marine Geology*, 2008, 254:224-229
- [76] Itambi AC, Dobeneck TV, Mulitza S, et al. Millennial-scale northwest African droughts related to Heinrich events and Dansgaard-Oeschger cycles: Evidence in marine sediments from offshore Senegal. *Paleoceanography*, 2009, 24, PA1205
- [77] Itambi AC, von Dobeneck T, Dekkers MJ, et al. Magnetic mineral inventory of equatorial Atlantic Ocean marine sediments off Senegal-glacial and interglacial contrast. *Geophysical Journal International*, 2010, 183: 163-177
- [78] Itambi AC, von Dobeneck T, Adegbe AT. Millennial-scale precipitation changes over Central Africa during the late Quaternary and Holocene: evidence in sediments from the Gulf of Guinea. *Journal of Quaternary Science*, 2010, 25: 267-279
- [79] Robinson SG. The late Pleistocene palaeoclimatic record of North Atlantic deep-sea sediments revealed by mineral-magnetic measurements. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1986, 42: 22-47
- [80] Pirrung M, Fütter D, Grobe H, et al. Magnetic susceptibility and ice-rafted debris in surface sediments of the Nordic Seas: implications for Isotope Stage 3 oscillations. *Geo-Marine Letters*, 2002a, 22: 1-11
- [81] Pirrung M, Hillenbrand CD, Diekmann B, et al. Magnetic susceptibility and ice-rafted debris in surface sediments of the Atlantic sector of the Southern Ocean. *Geo-Marine Letters*, 2002b, 22: 170-180
- [82] Mazaud A, Michel E, Dewilde F, et al. Variations of the Antarctic Circumpolar Current intensity during the past 500ka. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2010, 11, Q08007
- [83] 丛友滋, 李素玲, 程国良等. 黄海两钻孔岩芯的古地磁分析. *地震地质*, 1980, 2: 65-69
- [84] 李华梅, 王俊达. 渤海湾北岸平原钻孔岩心的古地磁研究. *地球化学*, 1983, 2: 196-204
- [85] 丛友滋, 李文勤, 徐家声等. 南黄海滨岸一沉积岩芯磁性地层及气候地层的分析结果. *地理学报*, 1984, 39: 105-114
- [86] 邢历生, 徐树金, 张景鑫. 长江三角洲地区第四纪磁性地层划分. *中国地质科学院地质力学研究所所刊*, 1986, 8: 89-95
- [87] 周墨清, 李旭. 黄海全新世地磁极漂移及地质意义. *海洋地质与第四纪地质*, 1989, 9:35-40
- [88] 周墨清, 葛宗诗. 南黄海及相邻陆区松散沉积层磁性地层的. *海洋地质与第四纪地质*, 1990, 10: 21-33
- [89] Chen Xidong, Douglas F. Williams, Yuan Youren, et al. Paleomagnetism and paleoclimate change in the South China Sea since the late Pleistocene. *Acta Oceanologica Sinica*, 1992, 11: 573-581
- [90] 侯红明, 王保贵, 汤贤赞. 南海北部沉积物磁化率对古气候非线性变化的响应. *热带海洋*, 1996, 15: 1-5
- [91] 葛宗诗. 南黄海 QC2 孔磁化率研究. *海洋地质与第四纪地质*, 1996, 16: 35-42
- [92] 刘健, 李绍全, 王圣洁, 等. 南黄海东北陆架 YSDP105 孔冰消期以来沉积层序的磁学特征研究. *海洋地质与第四纪地质*, 1997, 17: 13-24
- [93] 姚政权, 郭正堂, 陈宇坤, 等. 渤海湾海陆交互沉积的磁性地层学. *海洋地质与第四纪地质*, 2006, 26: 9-15
- [94] 刘健, 朱日祥, 李绍全. 南黄海北部末次冰期棕黄色细粒沉积物的磁学特征及其地质意义. *海洋地质与第四纪地质*, 2002, 22: 15-20
- [95] 刘健, 朱日祥, 李绍全, 等. 南黄海东南部冰后期泥质沉积物中磁性矿物的成岩变化及其对环境变化的影响. *中国科学 D 辑*, 2003, 33: 583-592

- [96] Ge Shulan, Shi Xuefa, Han Yibing. Distribution characteristics of magnetic susceptibility of the surface sediments in the southern Yellow Sea. *Chinese Science Bulletin*, 2003, 48: 37-41
- [97] Ge Shulan, Shi Xuefa, Zhu Rixiang, et al. Magnetostratigraphy of borehole EY02-2 in the southern Yellow Sea and its paleoenvironmental significance. *Chinese Science Bulletin*, 2006, 51: 855-865
- [98] 刘健, 朱日祥, 李绍全, 等. 南黄海东南部冰后期泥质沉积物中磁性矿物的成岩变化及其对环境变化的影响. *中国科学 D 辑*, 2003, 33: 583-592
- [99] 孟庆勇, 李安春, 靳宁, 等. 东菲律宾海柱样沉积物的磁性特征. *海洋地质与第四纪地质*, 2006, 26: 57-63
- [100] 徐方建, 李安春, 李铁刚, 等. 末次冰消期以来东海内陆架沉积物磁化率的环境意义. *海洋学报*, 2011, 33: 91-97
- [101] 葛淑兰, 石学法, 吴永华, 等. 东海北部外陆架 EY02-1 孔磁性地层研究. *海洋学报*, 2008, 30: 51-61
- [102] 李华梅, 杨小强. 南海南部海域 93-5 钻孔岩心古地磁结果和哥德堡短期漂移事件. *现代地质*, 1999, 13.
- [103] 杨小强, 李华梅, 周永章. 南海南部 NS93-5 孔沉积物磁化率特征及其对全球气候变化的记录. *海洋地质与第四纪地质*, 2002, 22: 31-36
- [104] 杨小强, 张贻男, 高芳蕾, 等. 近 130 ka 以来地球磁场相对强度变化: 南海南部 NS93-5 钻孔记录. *热带地理*, 2006, 26: 1-17
- [105] 罗伟, 苏新, 陈芳, 等. 南海北部 DSH-1C 柱状样晚更新世以来沉积物磁性特征及其环境意义. *现代地质*, 2010, 24: 521-527
- [106] 汤贤赞, 陈木宏, 刘建国, 等. 南海群岛海区 NS97-13 柱样沉积物磁化率各向异性研究. *海洋学报*, 2009, 31: 69-76
- [107] 张江勇, 高红芳, 彭学超, 等. 南海陆坡晚第四纪沉积物磁化率的对比及其古海洋学意义. *海洋地质与第四纪地质*, 2010, 30: 151-164
- [108] 李萍, 李培英, 张晓龙, 等. 冲绳海槽沉积物不同粒级的磁性特征及其与环境的关系. *科学通报*, 2005, 50: 262-268
- [109] 刘健, 秦华峰, 孔祥淮, 等. 黄东海陆架及朝鲜海峡泥质沉积物的磁学特征比较研究. *第四纪研究*, 2007, 27: 1031-1039
- [110] 葛淑兰, 石学法, 杨刚, 等. 西菲律宾海 780ka 以来气候变化的岩石磁学记录: 基于地磁场相对强度指示的年龄框架. *第四纪研究*, 2003, 27: 1040-1052
- [111] 孟庆勇, 李安春, 靳宁, 等. 东菲律宾海柱样沉积物的磁性特征. *海洋地质与第四纪地质*, 2006, 26: 57-63
- [112] 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: 2166-2174
- [113] 李海燕, 张世红, 方念乔. 东帝汶海 MD98-2172 岩芯磁记录与还原成岩作用过程. *第四纪研究*, 2007, 27: 1023-1030
- [114] Chen Zhong, Yan Wen, Tang Xianzan, et al. Magnetic susceptibility in surface sediments in the Southern South China Sea and its implication for sub-sea methane venting. *Journal of Earth Science*, 2009, 20: 193-204
- [115] 陈忠, 陈翰, 颜文, 等. 南海北部白云凹陷 08CF7 岩心沉积物的磁化率特征及其意义. *现代地质*, 2010, 24: 515-520

文献导读

高降雨量条件下的铁氧化物的变化 刘志锋

土壤和沉积物中的铁氧化物含量受风化作用和成土作用控制, 可以用来指示气候变化。前人研究发现在中低降雨量条件, 土壤中成土作用亚铁磁性矿物的含量与降雨量正相关, 而高降雨量条件下两者之间的关系相反。Long Xiaoyong 等采集降雨量梯度带 (1440-2020 mm) 残积土样品, 通过采样点的选择避免温度, 地形和植被等因素对土壤的影响, 使得影响土壤性质唯一的因素为降雨量。他们通过研究发现土壤剖面中 layer I 和 layer II 铁氧化物随降雨量变化行为相似。全铁含量和溶解铁含量随降雨量变化保持不变, Hm 及 Hm/(Hm + Gt) 随降雨量的升高而减少, 而 Gt 的含量随降雨量的升高而增加。指示亚铁磁学矿物含量的参数 χ_{lf} , χ_{ped} , χ_{fd} 及 $\chi_{fd}\%$ 均随降雨量的升高而降低。据此他们提出铁氧化物随气候变化的模型 (图 1), 溶解铁含量随降雨量的升高而增加 (图 1a), Hm/(Hm + Gt) 随降雨量的升高而降低 (图 1b), Hm (Mg) 含量随降雨量增高先升高后降低, 这个变化存在一个临界点, 这个临界点在不同气候条件下各不相同 (图 1c)。

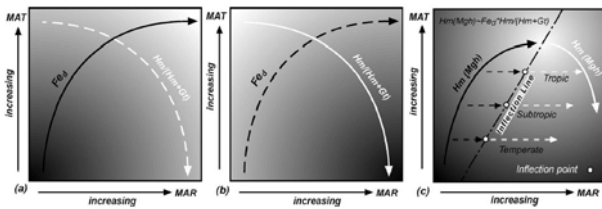


图 1 成土作用生成的铁氧化物与气候直接的关系, (a) 溶解铁含量与降雨量及温度之间的关系; (b) $Hm/(Hm+Gt)$ 与降雨量及温度直接的关系; (c) 在氧气充足土壤中 Hm (Mgh) 含量与降雨量及温度直接的关系。颜色从黑到白的变化表示值增加, 虚线表示 $Hm/(Hm+Gt)$ 与溶解铁含量相对应的趋势, 曲线的箭头表示在温度不考虑情况下随降雨量的变化

Long, X., Ji, J., Balsam, W., 2011. Rainfall-dependent transformations of iron oxides in a tropical saprolite transect of Hainan Island, South China: Spectral and magnetic measurements. *J. Geophys. Res.* 116, F03015.

估算 Day 氏图中最佳的二元混合拟合曲线 胡鹏翔

Day 图是鉴别磁性矿物磁畴状态的有效方法, 根据不同的 M_{rs}/M_s , H_{cr}/H_c 值, 可以将 Day 图分为不同的区域, 分别代表 SD, PSD 和 MD 的磁畴状态。然而, 更为深入的研究表明, 当两种磁畴状态以不同比例混合时, 会产生磁化强度和矫顽力比值的大幅变化, 从而使 Day 图的解释变得复杂。著名的例子就是, 即使完全不含 PSD 颗粒, SD 颗粒和 MD 颗粒的混合物也会落在 PSD 区域里。Dunlop (2002a,b) 的文章是代表性的正演工作, 给出了两种磁畴状态混合的理论曲线。然而这种正演的模型不能根据测量数据进行优化, 我们也不能仅凭数据点靠近某条理论曲线就判断其真正的磁畴状态。这篇文章中, 作者提出了一种基于已知磁滞数据计算最佳二元混合拟合曲线的方法。这种拟合曲线的估算将有助于我们鉴别和量化两种磁畴状态的混合, 并判断 Day 图中的数据趋势是二元混合磁畴状态还是多元混合磁畴状态。

反演模型建立的基本依据是线性混合理论, 即混合物的磁化强度等于每种组分磁化强度和其比例分数的叠加: $M(B)=f_c M_c(B)+f_D M_D(B)$ 。模型的数据库是经过顺次矫正的磁滞回线和退磁曲线。为了使他们符合叠加原则, 磁滞回线和退磁曲线都需要进行归一化。归一化后, 我们得到了对于一个样品的

r_1 个磁滞回线参数和 r_2 个退磁曲线参数。也就是说, 每一个样品对应于 $(r_1 + r_2)$ 维坐标系中的一个点。这个坐标系的原点, 就是数据库的中心。理想的二元线性混合模型应该是连接两个端元的直线。但对于自然样品来说, 两个端元是未知的。因此, 我们需要根据已知数据估算混合曲线及其端元。这篇文献中, 作者是通过计算经过 $(r_1 + r_2)$ 维坐标系原点的最大变化线来估算混合曲线。计算最大变化线实际上就是计算数据矩阵的特征向量。当特征向量计算出来后, 再将特征向量上的点反算回去, 就得到了反演的磁滞回线和退磁曲线的数据, 进而将他们投影在 Day 图上得到模拟曲线。简略的计算流程如下, 具体的计算步骤详见文献。

设数据矩阵 $X_1(n \times r_1)$ 包含归一化的磁滞回线数据, n 行代表 n 个样品, r_1 列代表对于 r_1 的场的磁化强度。矩阵 $X_2(n \times r_2)$ 包含归一化退磁曲线数据, r_2 代表对于退磁曲线中 r_2 个场强下的磁化强度。为了简化计算过程, X_1 和 X_2 预先进行归心计算, 即矩阵每一列的平均值均被设为零。例如, X_1 的归心矩阵 $C_1 = X_1 - (I_n * I_n^T X_1) / n$, 其中 I_n 为单位矩阵。由于通常磁滞回线数据远多于退磁曲线数据, 为了使这两个数据矩阵的权重平衡, 要对两个矩阵做权重平衡的计算, 即两个矩阵要除以各自的 F 范数: $W_1 = C_1 / (\text{tr}(C_1 C_1^T))^{1/2}$, 其中 $\text{tr}()$ 代表对矩阵取迹。对 W_1 和 W_2 进行奇异值分析来因子化:

$$US \begin{bmatrix} V_1 \\ V_2 \end{bmatrix}^T = [W_1 W_2] = W, \text{ 其中 } U \text{ 是 } WW^T \text{ 的特征向量, } V \text{ 是 } W^T W \text{ 的特征向量, } S \text{ 矩阵的非零对角向量是 } WW^T \text{ 和 } W^T W \text{ 特征向量的平方根。} W \text{ 组合矩阵}$$

的最小平方近似值为 \hat{W} , 其与 W 之间的差异就代表了数据与理想二元混合的偏差。通过最小平方近似对 X_1 进行去归一化和去心化从而可以得到重建的磁滞回线参数值和退磁曲线参数值。为了检测二元混合模型的适用性, 作者利用部分矩阵数据进行多次仿真演算, 如果仿真曲线显示出不合理的轨迹, 那么反演模型则是不适用的。如果仿真曲线和理想二元混合曲线存在一定偏差, 则说明样品有可能不能完全用二元混合模型来解释。

基于以上方法, 作者用理论 SD 和 MD 颗粒的数据创造了一系列无噪声的二元混合数据。拟合结果表明, 该反演模型能够给出准确的二元混合曲线。

但对于三元混合的样品, 拟合结果很差。接着, 作者对一系列自然样品进行了模型的检验。意大利克罗斯托洛河的沉积物中, 磁性矿物主要是 SP 和

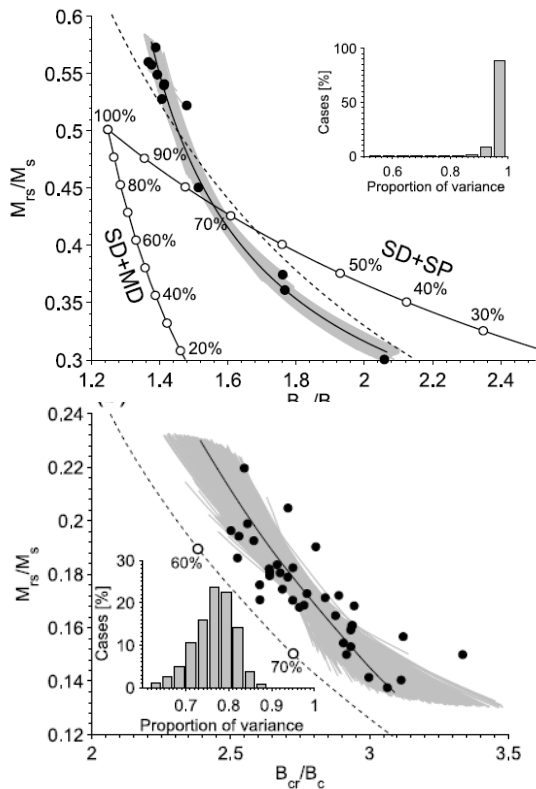


图 1 意大利克罗斯托洛河沉积物 (上) 和大洋钻探 883 孔海洋沉积物 (下) 的二元线性混合拟合曲线 (黑色实线), 仿真迭代 (灰色区域)。子图表示的是, 每条仿真曲线拟合度的分布 (X 轴值表示最小平方近似和原始值的差异, 越接近 1 表明近似越好, 详见文献)。

SD 颗粒自生胶黄铁矿。在 Day 图中, 投点接近 SP 和 SD 的理论混合曲线。反演模型给出的二元拟合曲线能够良好的拟合原始数据, 但是如果没有 Dunlop (2002a,b) 的正演理论曲线, 反演模型很难判断二元的真正组成是 SP+SD 还是 SD+MD (图 1 上)。第二个例子来源于深海大洋钻探 883D 孔沉积物, 该孔沉积物主要载磁矿物为粒径相对均一的磁铁矿, 在 Day 图上集中于 PSD 的区域。值得指出的是, 该据中包含了一个火山灰异常数据。除去该异常数据后, 反演模型给出了接近 SD, MD 混合的拟合曲线, 仿真迭代点基本覆盖了数据点的范围 (图 1 下)。但如果包含异常数据进行反演, 则会给出偏向异常点的拟合曲线, 说明数据中的异常点将对反演产生显著的偏差。作者最后对多元混合的自然样品进行了反演模型的检验。北加利福尼亚州 Butt 谷的更新世湖泊沉积的主要磁性矿物为钛磁铁矿, 磁赤铁矿, 赤铁矿和自生胶黄铁矿。在 Day 图中, 样品显示出经典的从 SD 到 MD 区域的对角线分布。由于样品复杂的磁性矿物组成, 二元线性混合模型

不能给出很好的拟合结果 (图 2)。但反过来说, 二元线性反演可以判断自然样品是否可以用二元混合模型来解释。

综上所述, 二元线性反演拟合能够帮助识别二元混合样品, 但该方法受到异常数据和磁相互作用的影响, 在使用中需谨慎。

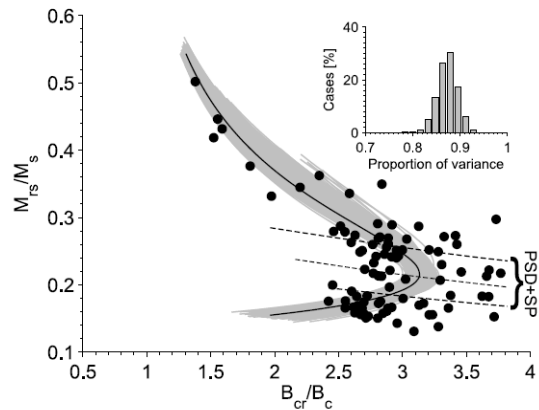


图 2 北加利福尼亚州 Butt 谷的更新世湖泊沉积的二元线性拟合 (黑色实线), 仿真迭代 (灰色区域)。

Heslop, D and Roberts, AP, Estimating best fit binary mixing lines in the Day plot, Journal of Geophysical Research, Vol.117, B01101

磁化率可以准确反应降雨量吗?——来自世界范围数据的研究和探讨

王寅昭

在目前全球变暖大环境趋势下, 探讨这种异常气候变化的根本原因显得愈发必要。虽然气候模型能够为气候变化提供可靠数据, 但仔细解读过去的气候事件(如降雨量)可以为气候系统内的相互作用提供潜在依据。土壤磁化率与降雨量的关系已经被许多业界学者所证明。在这项研究中, 作者收集了全球范围内 272 个样品的数据来确定磁化率和降雨量的关系。通过这些数据希望能够解答两个问题: 其一、磁化率和降雨量在全球范围内是否有可计量的关系? 其二、如果有, 那么可信度是多少? 如果磁化率和降雨量存在一个正相关, 那么磁化率值如何作为一个代表更好的评估降雨量呢?

当前, 在世界范围内, 磁化率与降水量仅有比较粗略的关系($r^2=0.265$), 在降雨量为 200mm/yr 至 1000-1200mm/yr 范围内, 磁化率会随着降雨量的增加而增加; 在降雨量为 1200mm/yr 至 2000mm/yr 范围内, 磁化率会随着降雨量的增加而降低。当将热带数据和温带数据单独分析时, 磁化率和降雨量的关系则会显著提高。在相同降雨量的情况下, 随着

季节的变化, 热带数据的分析结果显示出较低的磁化率, 这可能是和土壤环境多变有关. 使用摩洛哥和玛里的数据, 作者证明了使用了地方性方程计算得到的磁化率可以得到一个可信的结果(摩洛哥 $r^2=0.700$; 马里 $r^2=0.611$). 但是对于一个独立的变量并不能整体评估一个复杂多变的土壤系统. 对于地方性方程, 作者又加入了扩散反射光谱数据(DRS)、x 射线衍射(XRD)和 x 射线荧光分析(XRF). 这些额外的变量显著提高了预测的准确性($r^2>0.9$).

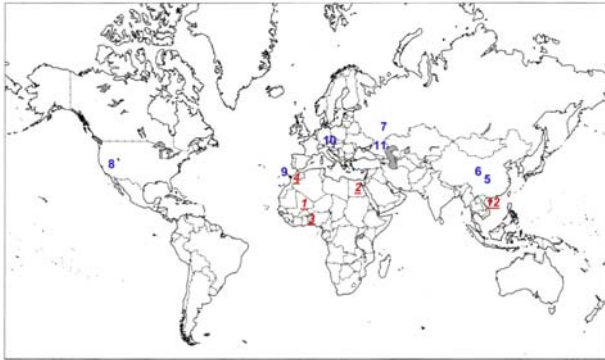


图 1 全球范围内磁化率数据采集点分布图.蓝色数字代表已发表数据; 红色数字代表本文中首次报道的数据.数字分别代表(1)马里, (2)埃及, (3)尼日尔、贝宁和多哥, (4)摩洛哥, (5)中国, (6)中国, (7)俄罗斯、乌克兰和阿塞拜疆, (8)美国西部, (9)摩洛哥, (10) 欧洲和英国, (11)俄罗斯大草原, (12) 中国海南

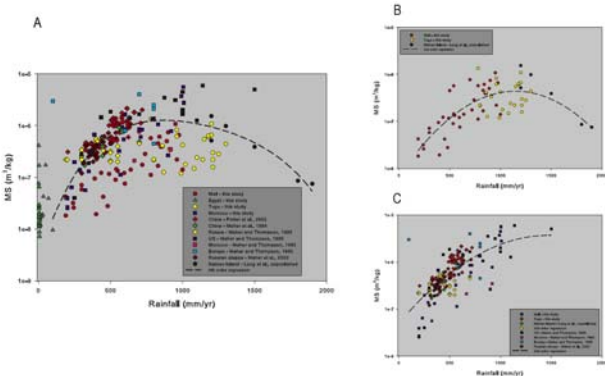


图 2 A.来自世界范围内 272 个地点的降雨量和磁化率相关性分析图; B. 热带降雨量和磁化率相关性分析图; C. 温带降雨量和磁化率相关性分析图。

结论:

- 1 在全球范围内大致存在磁化率和降水量的关系;
- 2 当降雨量在 200mm/yr, 亚铁磁性矿物的成土产物出现; 当降雨量超过大约 2200mm/yr 时则停止;
- 3 由于土壤的地方性差异较大, 故使用世界范围适用方程来评估降雨量和磁化率的关系并不准确, 地方性方程的使用会极大的增加评估的准确性;
- 4 在磁化率和降雨量的多元线性回归分析当中

增加 DRS 光谱数据会显著提高评估的准确性; 而增加了 XRD 和 XRF 数据的分析会使分析的准确性进一步提高.

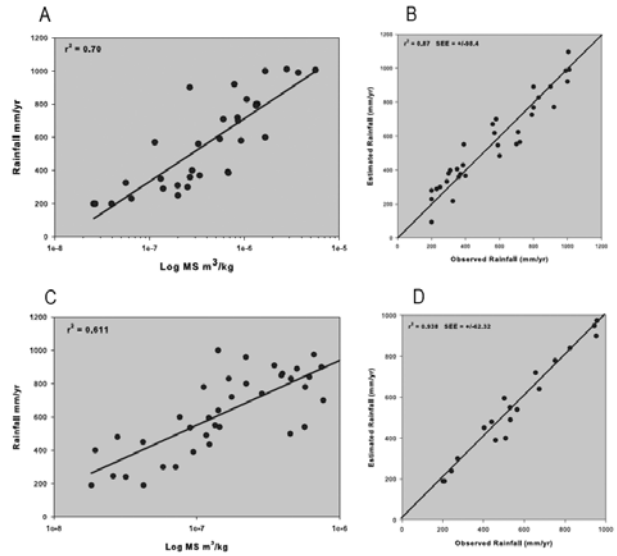


图 3 A.摩洛哥断面磁化率与降雨量数据线性回归分析; B. 摩洛哥断面磁化率和 DRS 与降雨量数据多元线性回归分析; C. 马里断面磁化率与降雨量数据线性回归分析; D. 马里断面磁化率和 DRS、XRD 和 XRF 与降雨量数据多元线性回归分析。

Balsam WL, Ellwood BB, Ji J, Williams ER, Long X, El Hassani A. 2011. Magnetic susceptibility as a proxy for rainfall: Worldwide data from tropical and temperate climate. *Quaternary Science Reviews* 30: 2732–2744.

华北早更新世泥河湾盆地: 连续繁盛或不连续、稀有的, 短暂的活动?

李仕虎

泥河湾盆地因含有大量的哺乳动物化石与旧石器遗址而成为古人类学家、地质学家关注的焦点. 近些年来, 大量化石点和旧石器遗址年代的建立为理解早期人类在华北甚至欧洲的迁徙演化具有重要的意义. 在最近一期的 *Quaternary International* 上, Dennell 提出一个关于早期人类是连续的长期居住于这片广袤的地区或者仅仅短暂停留. 尤其是考虑到人类活动的范围在亚洲到达北纬 40°, 而在西欧到达北纬 53°. 这些地区常年受控于季节性气候, 冬天温度长期低于零度. 早更新世时期冬季气候比现在还要恶劣, 早期人类能否或者如何适应寒冷的冬季气候?

作者首先评述了近些来泥河湾盆地旧石器遗址年代的研究进展, 文中重点提出我们实验室近年

来的工作, 并且认为我们提出了早期人类能够长期适应高纬度寒冷的气候。作者接着分析了马圈沟、小长梁、仙台(大长梁)、东谷坨以及马梁等地发掘的化石, 认为这些化石或指示了温暖湿润的气候, 或者不能证明早期人类能够猎食、制作衣服以抵御寒冬。作者对黄土高原古气候记录的分析表明早更新世期间冰期冬季的气候比现在要冷, 冰期比现在更冷且时间更长, 在黄土高原发现的化石显示直到晚中更新世人类才能适应寒冷的气候。最后作者分析了欧亚大陆其他地点古人类遗址的化石出露以及北京古气候, 作者认为这些古人类遗址出现的时期也都在温暖湿润的间冰期, 直到 0.5 Ma 欧洲才首次出现能够适应寒冷气候的人类化石。

根据以上证据, 作者认为早期人类在泥河湾盆地是短暂的, 不连续的, 仅仅在气候适宜时期短暂在此“做客”。

Robin W. Dennell, The Nihewan Basin of North China in the Early Pleistocene: continuous and flourishing, or discontinuous, infrequent and ephemeral occupation? Quaternary International, in press

陆源和生物成因磁性矿物组分在冰期-间冰期的变化: 东太平洋热带辐合带(ITCZ)的古位置变化 姜兆霞

在沉积物中, 不同来源的磁性组分通常是混合的, 很难研究某个组分的特征, 所以, 对这些组分进行区分是环境磁学研究的一个重要问题。Yamazaki (2012) 利用近来发展的指标, 对赤道太平洋东部 IODP U1337 孔上段 12 m 的沉积物进行了详细的环境磁学研究。该段沉积物位于铁氧化还原界线之上, 年龄为~800 k.y. BP. 该孔位于热带辐合带(ITCZ)的南部边界处(图 1), 所以对 ITCZ 的位置变化十分敏感。

利用 FORC 曲线可得到具有相互作用的磁性组分(I, 陆源成因)与非相互作用组分(N-I, 生物成因)的比值。 $\kappa_{ARM}/SIRM$ 与 I/N-I 的相关图(图 2)表明, $\kappa_{ARM}/SIRM$ 与 I/N-I 具有很好的相关性, 这说明 $\kappa_{ARM}/SIRM$ 受相互作用强度的控制, 该比值的大小可以反映非相互作用的生物成因组分与具有相互作用的陆源组分的相对含量。该孔样品点主要位于左上部分, $\kappa_{ARM}/SIRM$ 的高值表明, 该孔沉积物主要以生物成因的磁化石组成, 陆源组分很少。

由于赤道太平洋, 冰期的生产率高于间冰期, 逐

渐增加的碳酸盐对沉积物磁性起到了稀释作用, 所以磁化率在冰期表现为低值(图 3A)。另外, 高生

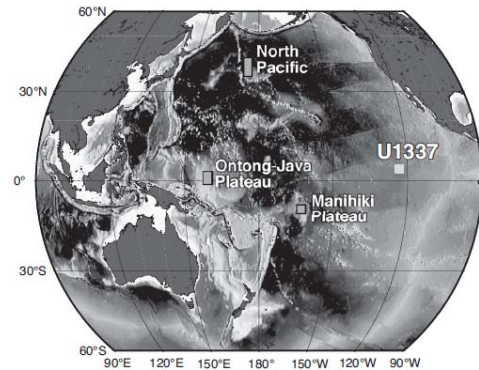


图 1 钻孔 IODP U1337 的位置图

产率会使得沉积环境逐渐趋于厌氧, 这种环境比较利于拉长状磁细菌的生长。所以代表该组分含量的参数 L2 在冰期表现为高值(图 3B)。其次, 在 MIS 10 (ca. 250 ka) 以及更早时期, $\kappa_{ARM}/SIRM$ 和 S-ratio 在冰期减小, 但是这种特征在 MIS 8 之后消失。这种明显的冰期-间冰期变化特征表明, 在 250 ka 之前, 热带辐合带位于现今位置的南部。在赤道太平洋东部, ITCZ 的北面, 沉积物中的陆源组分主要来源于亚洲粉尘, 其通量在冰期增强。而在 ITCZ 南面, 粉尘主要来源与美国中部和南部, 其通量在间冰期增强。ITCZ 的北移会将二者在冰期-间冰期的作用抵消, 使得 $\kappa_{ARM}/SIRM$ 和 S-ratio 在 250 ka 之后的变化收到压制。所以, 根据赤道太平洋地区不同成因的磁性矿物组分在冰期-间冰期的变化特征可以反演当时 ITCZ 古位置的变化。

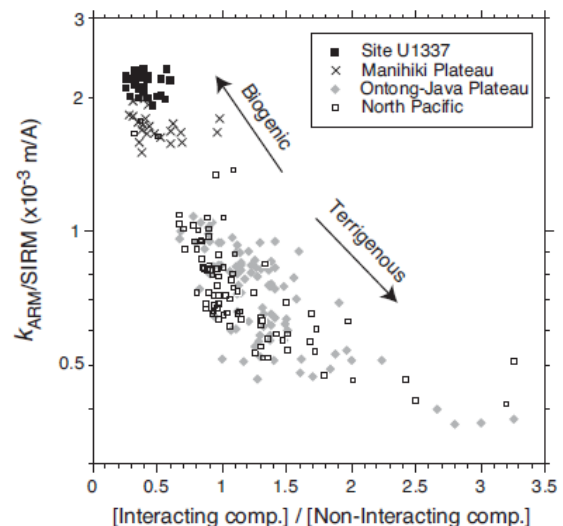


图 2 $\kappa_{ARM}/SIRM$ 与 I(相互作用组分)/N-I(非相互作用组分)的相关图

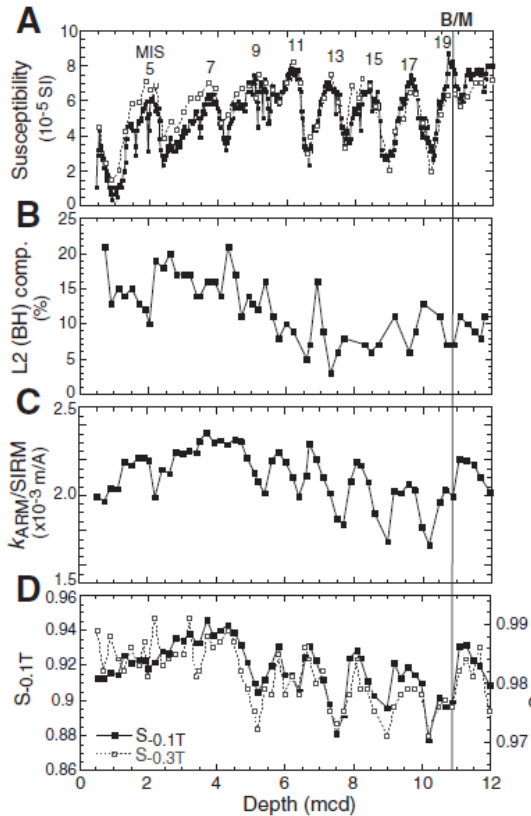


图3 环境磁学参数随深度变化曲线

Yamazaki, T. (2012), Paleoposition of the Intertropical Convergence Zone in the eastern Pacific inferred from glacial-interglacial changes in terrigenous and biogenic magnetic mineral fractions, *Geology*, 40(2), 151-154.

塔里木盆地东部罗布泊钻孔记录的晚新生代以来的磁性地层和古环境变化

李倩

我国西北部的塔里木盆地是世界上最大的内陆盆地之一。它南邻青藏高原，自新生代以来一直处于沉积环境之中。对盆地中的沉积物的系统研究，有利于认识青藏高原的隆升过程和亚洲内陆古气候的演化历史。为了探讨我国内陆干旱区干旱化的过程及其可能的动力学机制，作者在我国极端干旱的塔里木盆地东部罗布泊地区进行了环境科学钻探取芯。

Ls2钻孔岩芯长1050.6m，该钻孔共分为706个U-channel岩芯样品和236个独立样品。剩磁测试在磁屏蔽室中(<150nT)用2G低温超导磁力计(755R)测试。所有岩芯柱用系列交变退磁法退磁，236个独立的样品用TD-48热退磁炉进行系统热退磁，每次

增温为10-50°C，逐步加热到680°C。低频磁化率的测试以20cm为间隔，用Bartington仪器公司生产的MS2型磁化率仪在470Hz频率下测试。此外，还进行了χ-T和J-T的测试。

岩石磁学研究结果表明，磁性矿物包括磁铁矿、赤铁矿和针铁矿。以热退磁和交变退磁结合的方法甄别出原生剩磁，大部分特征剩磁方向是基于独立样品的交变退磁的结果建立的。结果显示存在14个正磁极性带(N1-N14)和13个反磁极性带(R1-R13)。通过与标准极性年表对比分析，它们对应于C3Bn到C1n(图1)。

磁性地层结果显示岩芯记录了7.1Ma以来的环境变化历史。其中，中新世/上新世分界和上新世/第四纪分界分别位于746.7m和225.6m处。以磁性地层年龄为基础得到的沉积速率显示，1.77 Ma沉积速率下降，这可能与塔里木盆地在上新世之后的构造变形有关。另外在(7.07-6.567 Ma)-(6.567-5.894 Ma)和(5.894-3.58Ma)-(3.58-3.04Ma)期间两次沉积速率的增加可能与塔里木盆地在7-6 Ma和3.6-3 Ma中处于前陆盆地的环境有关。

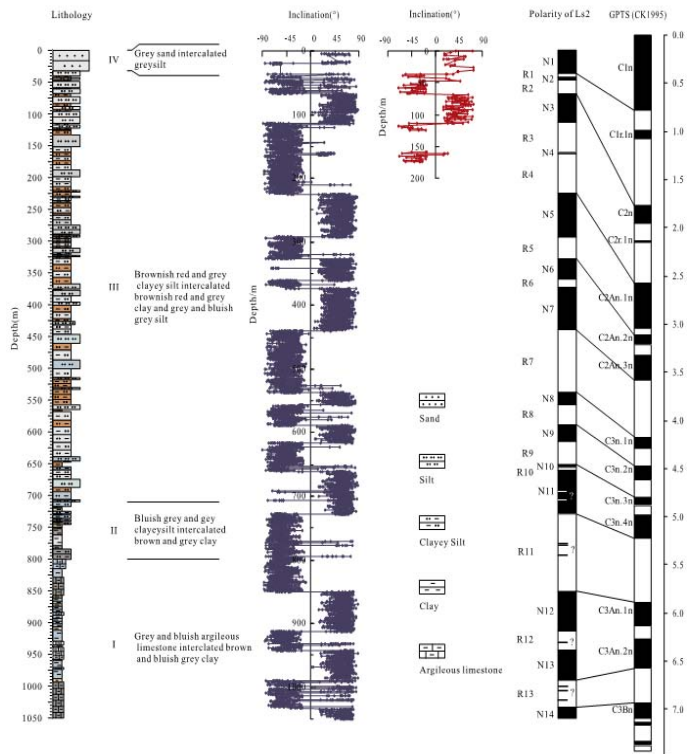


图1. 塔里木东部罗布泊古湖钻孔Ls2的岩性和磁性地层结果及其与地磁极性年表的对比。红点和红线是热退磁的结果，蓝点和蓝线是交变退磁的结果。

在塔里木盆地,降水量增加导致成土作用加强,成土作用中生成的亚铁磁性矿物使磁化率增高,因此磁化率的变化主要受降水强度的控制,磁化率增高反映古降水量增加,反之亦然。磁化率在5.6-5.1Ma

之后下降,这说明了塔里木盆地晚中新世/上新世分界开始干旱化趋势日益加重。塔里木盆地的干旱化可能和北半球的变冷和青藏高原的隆升有关。

Chang, H., An, Z.S., Liu, W.G., Qiang, X.K., Song, Y.G., Qiang, X.K., 2012. Magnetostratigraphic and paleoenvironmental records for a Late Cenozoic sedimentary sequence drilled from Lop Nor in the eastern Tarim Basin. *Global and Planetary Change* 80-81,122-131

探索 ARM 获得曲线用来检测微细热磁转化的可能性

蔡书慧

长期以来,学者们致力于测定地磁场绝对强度方法的研究,在经典Thellier-Thellier方法基础上提出许多修正模式,如Coe-Thellier, IZZI, 斜长石单晶, Shaw类型方法,微波加热法,多样品方法等,其中许多方法被用于现代火山岩强度实验以验证其可靠性。荷兰学者Lennart等对来自Mt. Etna, La Palma和Hawaii三个火山群的8个最近喷发的熔岩流进行了MSP-DSC(多样品方法+磁畴校正)强度实验,并提出用加热前后ARM获得曲线变化来检测实验过程中的微细热磁转化,从而判断强度结果的可靠性。

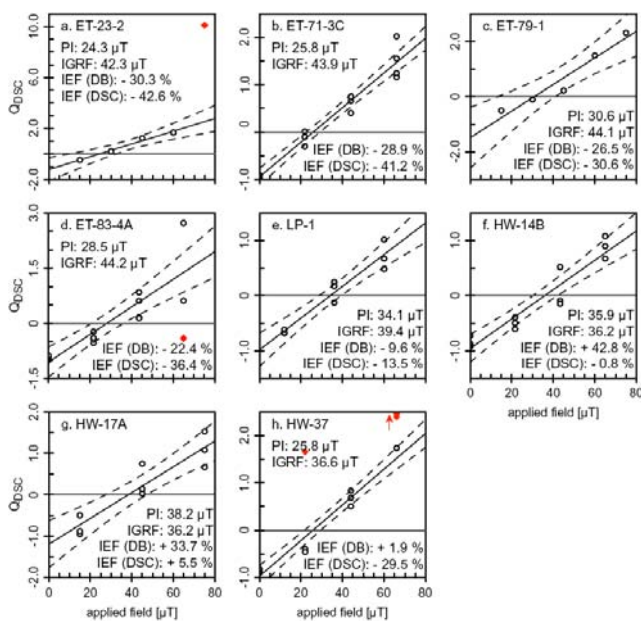


图1 MSP-DSC强度实验结果。图中PI为实验结果,IGRF为观测得到的真实强度值,IEF(DB)为未经磁畴状态校正(MSP-DB方法)强度结果与真实值误差,IEF(DSC)为磁畴状态校正(MSP-DSC方法)后强度结果与真实值误差。

MSP-DSC方法是将样品每次加热到同一温度,在不同的外加场中冷却,在逐渐增强的外加场中,使得在该设置温度获得的pTRM与退去的NRM值相等的场值就是古强度值。因此该方法的关键是如何选择一个合适的温度,使得在该温度既能保证有一定比例的NRM被退去,样品又没有发生转化。文中通过磁化强度、磁化率随温度变化等热磁曲线分析确定样品的转化温度,通过逐步热退磁实验等确定样品的解阻温度谱,从而确定MSP-DSC强度实验的设置温度。用于强度实验的设置温度都选在样品发生热转化之前,但得到的强度结果却与IGRF值相差很大,变化范围在-42.6%~+5.5%,大部分样品得到了偏低的强度估计值(图1)。作者认为实验过程中可能发生了热磁曲线分析检测不到的非化学变化——磁畴状态改变。由于ARM对粒径变化敏感且许多性质可与TRM类比,被认为可以有效检测磁畴变化且ARM获得能力的改变可以反应TRM获得能力的改变。因此文中试图通过样品加热前后ARM获得曲线的变化来解释强度实验结果的偏差。文中提出了两种ARM的测定方法:一种方法称为AF demagnetized state,是先将NRM进行三轴交变退磁,再沿最后一个退磁轴方向加直流场使样品获得ARM,这样可以直接测定获得的ARM值,但缺点是在测定ARM之前进行交变退磁可能会把加热引起的磁畴变化等信息退去,降低ARM的检测能力;另一种方法称为NRM starting state,是在NRM状态测定ARM,这里也提出了两种方法,一种是Aligned ARM acquisition,即分别将样品沿平行和反平行于外加场的方向放置,通过向量加减分别获得剩余NRM和获得的ARM,另一种是Single-core ARM acquisition,即将样品先在交变场+零直流场中进行单轴退磁,再在交变场+直流场中使其获得ARM,两次测量结果之差即为ARM值。ARM获得曲线实验结果如图2所示。图中所有加热后ARM值变高的样品都对应对应着偏低的强度估计值,而ARM值没有明显变化的样品则获得了基本准确的强度估计值(HW-14B, HW-17A),这是因为ARM获得能力增强反应TRM获得能力增强,导致强度估计值偏低。图中还显示采用AF demagnetized state方法检测不出ARM的这种变化,说明交变退磁可能把加热过程中样品变化的信息退去了(ET-23-2除外)。

强度实验过程中的磁转化可能既包括化学变化又包括磁畴状态的变化,而磁化强度和磁化率等随温度变化曲线只能反应化学变化,检测不到磁畴状态的改变,而ARM获得曲线则可以有效检测这种

变化。本文提出,除热磁曲线分析外,ARM获得曲线可作为检测强度实验过程中微细热磁转化的一种有效途径,用于判断强度实验结果的可靠性,如果进一步深入研究,ARM获得曲线或许还可以用于强度结果校正。

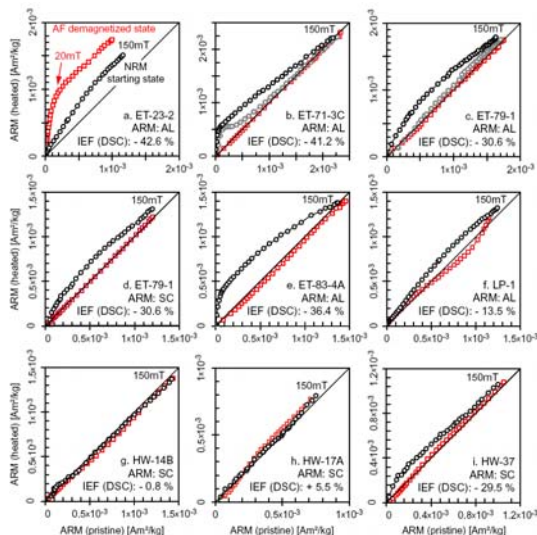


图2 ARM获得曲线实验结果。图中红色曲线代表AF demagnetized state方法,黑色代表NRM starting state方法,灰色代表由于样品各向异性较强未参与黑色曲线平均值计算的样品,ARM测定方法中AL代表Aligned,SC代表Single-core。

Lennart V. de Groot, Mark J. Dekkers and Tom A.T. Mullender. Exploring the potential of acquisition curves of the anhysteretic remanent magnetization as a tool to detect subtle magnetic alteration induced by heating. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 194-195(2012), 71-84.

文化动态

爱丁堡初体验 葛坤朋

没有伦敦的现代,巴黎的浪漫和马德里的疯狂,爱丁堡是沉睡的不列颠,古老的欧罗巴。

在市中心,几百年的老建筑和街道随处可见。矗立在城中死火山岩顶的爱丁堡城堡更是历经千年沧桑。高耸的中世纪哥特式建筑,可以在城市的任何角落被看到。连居民的房屋很多都有百年以上的历史,不及走近,便能感受到一片宁静与安详。

无论到哪,晴朗的天空总会有三色飞鸟,黑色的乌鸦、灰色的鸽子和白色的海鸥。爱丁堡市布满了大大小小的平缓山丘。山丘上高高的青草随风倒伏,而山坡本身就是一个天然的高尔夫球场。从山丘上可以俯瞰整个市区,连远处的大海也能尽收眼底。天高云淡旭日清风,着实是游目骋怀,畅叙幽情的好去处。城市临近海湾,受海风吹拂雨量充沛,所以灰尘极少,空气清新。郊外和公园绿草如茵,花木繁盛。似有一年常春,一日常晨的感觉。

著名的爱丁堡大学就位于这座城市的中心。她始建于1583年,是一所饱含科学精神与人文情怀的学府。建校数百年来涌现了很多杰出校友,如文史哲学界的大卫·休谟、柯南·道尔,科学技术界的达尔文、麦克斯韦,政治经济界的亚当·斯密、戈登·布朗等等不可胜数。

爱丁堡杂居着来自英国各地的人群,所以爱丁堡的性格仍是典型的英国性格。礼貌、矜持、保守、内向,很像是传统的中国人。我想这可能并不是暮气沉沉的表现,大概但凡有历史的文明都有这种性格吧。

身为旧日的日不落帝国成员并且拥有着持续领先现代文明,使每一个英国人的内心都会有深深的自负。但在交际中其彬彬有礼的绅士风度和自嘲式的幽默感常常能把这种自负掩盖起来。英国人喜欢安静和井然有序,所以他们习惯上车排队,习惯下车说声谢谢。在这里,冲动和暴躁被认为是肤浅和没有修养的表现。所以英国虽是允许居民持枪的国家,但像爱丁堡这样传统的地方却相对很安全。英国人讲究诚信,商店都是明码标价,并且没有人讲价。也正因为这种正直诚信,很多公平竞赛的现代竞技运动都是由英国人创立的。

既然保守,就少不了古板。大街上的人群形影不声色,多数是衣着黑色或白色风衣。彩色的衣服并不多,连小孩子也是如此。不过穿着类似成人的衣服,有时还更显可爱呢。作为与中国接触最早的国家之一,英国人养成了使用瓷器和喝茶的习惯。但与中国人相比,英国人的厨艺堪称拙劣,和同学一起去过几次西餐馆,味道一般而且价格昂贵。

英国是一个讲究个人主义的国度。人们的独立性很强并且极少谈论私事,见面寒暄来去的不过是晴雨不定的天气。但英国人实际上只是内向而非冷漠,如果你能热情招呼,他也会热情有礼貌的回答。因为自由,英国率先完成了工业革命。随着机器与程式的运用,人被不断地解放着,“游手好闲”的人们便去创造新奇的职业,就这样一脉相承并逐渐演变为现代化的生产和生活方式。如今,繁冗重复的工作几乎

都由机器或程序代替,使用人力的地方就变得非常昂贵,这也间接促进了人权的提高。即使非常大的超市,也只有四五个服务人员,连结账台都是自助的。英国人生活工作分明而且节奏不快,朝九晚五,很悠闲以至于懒散,连扫大街和修马路的工人都戴着耳麦。

英国是个“倒行逆施”的国家,车辆都是右舵左行。爱丁堡的道路没有东西南北的分辨,到处是月牙形状的道路,以至初来乍到很容易迷路。公交车很贵而且车次不多,但是很准时,因为城市里很少堵车。爱丁堡的房价也不便宜,但要好过国内。超市百货齐全,有各种加工食品,其中以甜品和油炸食品居多。英国人不怕冷,即使是冬季,也有很多小孩穿短裤上学。此外,英国人还爱养宠物,几乎每个英国人都养狗,甚至是路边的乞丐。

爱丁堡也有很多地道的苏格兰人,与传统英国人相比,他们更加热情和活泼。他们自称苏格兰人或不列颠人,而不是英格兰人。运气好的话,每逢周末或者假日,常能听到悠扬婉转的苏格兰风笛声,常能看到美丽勇敢的苏格兰格子裙,仿佛又回到那个在苏格兰高地上为自由而战的年代。直到后来,经过一系列复杂的政治联姻后,英伦三岛终于以和平方式合为一体,但苏格兰人的自由一直都在伴随着他们。

这是一座古老而有生机的城,一群传统而有活力的人。

编后语

PGL-Letters 期刊为古地磁与年代学实验室季刊,为非正式发行,仅供同行业人员内部讨论交流。所刊内容,稿件作者负责。本刊面向同行业人员进行征稿,同时欢迎其它科研小组来信来稿。

《PGL-Letters》将包括以下栏目:

期刊首语

人物介绍 (在地磁学方面做出贡献的专家以及实验室人员介绍)

专题介绍 (每期设置一主题)

文献导读 (地学领域最新文献简介)

研究进展 (包括本实验室最新的研究进展,成果总结等)

Seminar 专栏 (包括来访报告者及其报告内容简介等)

实验专栏 (包括仪器使用,方法改进,实验心得等)

重点连载 (包括教学专栏,文献综述的

连载等)

疑难问答 (主要是专业问题的交流探讨)

文化动态 (该部分内容较为灵活,包括实验室组织的活动图片,生活感悟等抒发胸臆或看法等方面的小篇幅文字)

责任编辑: 刘青松 邓成龙 张春霞

美工: 张春霞

本期特约编辑: 胡鹏翔

电话: 010-82998365, 82998087, 82998010

Email:

qslu@mail.iggcas.ac.cn;

cldeng@mail.iggcas.ac.cn

cxzhang@mail.iggcas.ac.cn

实验室网页:

<http://www.paleomag.net>

PGL-Letters 电子版下载地址:

打开实验室网页 www.paleomag.net

然后点击左下角 进入中文版>>>, 在网页中下部的‘知识与资料’专栏中, 点击‘PGL-Letters 期刊’

联系地址:

北京市北土城西路 19 号

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 北京

邮编: 100029

