



# P G L

# Letters

第4期 (总第十四期)



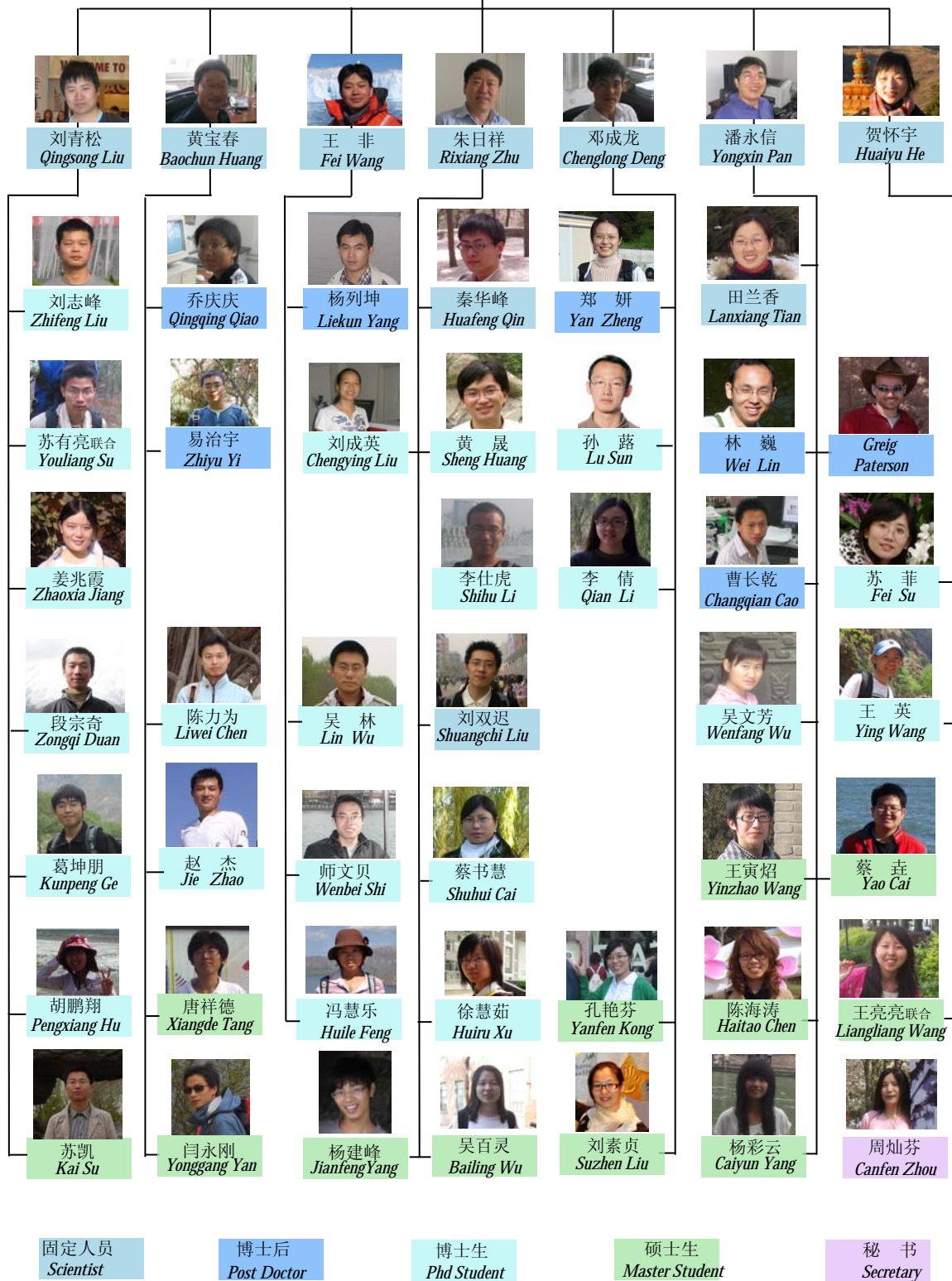
高处不胜寒 (摄影: 刘志锋, 夏初摄于太白山)

Paleomagnetism and Geochronology Laboratory in Beijing

# 2011

# 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

# 期刊首语

岁末之际，辞旧迎新。

回顾过去的一年，虽艰辛常在，却也硕果累累，让我们首先为自己又一年的奋斗，实验室更加茁壮的成长而喝彩！

新年新焦点，本期专题介绍将向您推出生物学与地磁学交叉的热点问题——动物地磁导航机理研究。该领域研究不仅有助于解释古地磁场与古生物演化的联系，还将为导航仪器的研发提供理论基础。

古地磁场强度测量的高难度和复杂性导致了目前全球强度数据的稀少。本期重点连载将为大家系统介绍各种古地磁场强度的测定方法的原理、步骤、优点以及局限性。

本期文献导读继续为大家奉上丰盛的科学大餐，无论你是从事古强度，磁性地层，环境磁学、岩石磁学还是微磁学研究，你都可以在此板块找到最新的学术“美食”。

科学的过程不仅是对知识的探究，真理的求索，也应该是对自我的认知。本期的文化动态中两位同学将向大家讲述他们对于“博士”和中西文化差异的认识。

2011虽然匆匆而过，但它却留给我们很多的经验和思考。本期实验专栏对实验室一年各个方面的发展进行

了深刻的总结，以激励大家在新的一年里再接再厉，共创辉煌。

时光荏苒，PGL Letters在大家的共同努力下，已走过了四年的风风雨雨，它不但是实验室的成长日记，承载着每一位成员的奋斗历程，是汗水、喜悦与荣誉的结晶，更是我们磁学同行交流的平台，感谢大家一直对于PGL Letters的关注与支持。就如我们的宗旨“大家刊物大家办，办好刊物为大家”，希望腾飞的龙年，大家一如既往，齐心协力，让我们的刊物，我们的科学一同展翅腾飞！

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，同时欢迎同行业人员投稿。

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4期

2011年12月

## 目 录

### 人物介绍

田兰香.....1

### 专题介绍

动物地磁导航机理研究.....1

### 重点连载

古地球磁场强度的测定方法.....3

### 文献导读

瑞典中部Hoting地区1.786 Ga辉长岩的强度研究.....9

阿舍利文化的更早起源.....10

以色列Lake Kinneret沉积物中钛磁铁矿和铁硫化物的溶解.....11

复杂表面形态磁铁矿的微磁学研究.....12

板块构造可以影响地磁倒转频率.....13

美国怀俄明州温德河岭土壤的磁学研究：对半干旱气候区磁性增强速率和路径的约束  
.....14

低温下钛磁铁矿畴壁的固定：MD Forc和AC磁化率的定量模拟.....14

基于高分辨率松山-布容转换记录的印尼爪哇直立人的年代学约束.....16

思考特提斯.....16

### 实验专栏

2011年实验室总结.....17

### 文化动态

什么是博士.....18

浅谈中西文化差异——美国学习有感.....19

实验室新闻.....20

2011年实验室发表文章汇总.....21

# 人物介绍



田兰香, 博士, 副研究员。中-法生物矿化与纳米结构联合实验室研究人员。

## 联系方式:

北京市朝阳区北土城西路 19 号  
中国科学院地质与地球物理研究所  
邮编: 100029  
电话: 010-82998418  
E-mail: tianlx@mail.igcas.ac.cn

## 学习经历:

1996—2000 山东师范大学生物系, 生物教育专业, 获学士学位。  
2000—2003 中国科学院动物研究所, 动物生态专业, 获硕士学位。  
2005—2008 中国科学院地质与地球物理研究所, 固体地球物理专业, 获博士学位。

## 工作经历:

2003—2004 中国科学院电工研究所, 项目聘用;  
2004—2005 中国科学院地质与地球物理研究所, 项目聘用;  
2008—2010 中国科学院地质与地球物理研究所, 博士后;  
2011—至今 中国科学院地质与地球物理研究所, 副研究员。

## 研究兴趣:

- 1、关注动物地磁导航机理。重点研究哺乳动物和水生动物的地磁响应行为学和解析动物体内“磁受体”的工作机制及磁信号神经传导通路;
- 2、蛋白质的仿生矿化研究。探究生物矿化的基本原理, 仿生矿化具有单分散性、高弛豫率的磁性纳米材料, 研究其独特磁学特性和医学应用。

## 承担项目:

- 1、青年基金项目: 超细磁铁矿颗粒的生物矿化机理研究, 2010—2012;
- 2、中国博士后科学基金: 蝙蝠头部磁性纳米颗粒的定位研究, 2010—2011;
- 3、地质地球所技术创新基金: 动物在磁场中的定向行为自动记录分析系统, 2011—2012。

## 研究成果:

- 1、建立磁学和生物学综合方法, 实行快速定位动物体内磁性颗粒, 成功应用于蝙蝠体内磁性颗粒的定位研究。
- 2、研发红外线自动监测动物行为装置, 可实行对人工磁场中动物行为活动的自动监测和记录。
- 3、参与建立仿生合成磁性铁蛋白纳米颗粒的实验方法, 并进一步改进和完善蛋白质仿生矿化的方法。

# 专题介绍

## 动物地磁导航机理研究

田兰香

动物地磁导航一直是生物地磁学交叉研究的热点问题。动物地磁导航机理的研究不仅能够揭示现代地球磁场是如何影响动物的, 而且有助于研究古地磁场与古生物进化之间的联系; 同时为将来仿生研制可用于人类社会和军事活动的精确定位和导航仪器提供重要的理论基础。生物体内矿化生成的磁性纳米颗粒是动物理想的感磁受体, 认识这些磁性颗粒的生物矿化机制也是动物地磁导航研究的重要内容之一。

近年来, 行为学研究揭示很多动物门类都具有

感知地磁场的能力,地磁场可能是动物定向和导航过程中一个重要的参考场。鸟类和昆虫是研究最为广泛和深入的动物门类。然而,高等哺乳动物的地磁导航研究极少。蝙蝠具有特殊的分类地位,它是唯一会飞行的哺乳动物,而且具有类似鸟类的迁徙、归巢等行为。已有研究发现蝙蝠超声定位的作用距离很有限(约20米)(Altringham, 1996, Kick, 1982),不能为其迁徙或长距离飞行提供导航参考。因此,蝙蝠的地磁导航机理研究具有非常重要的意义。中美学者的最新行为学研究发现,蝙蝠在其长距离的迁飞过程中能利用地磁场导航。但是蝙蝠体内的“感磁受体”并不清楚。生物体内磁性颗粒磁受体的定位一直是研究的难点,因为没有一种可以快速有效鉴定磁受体的方法。这也是制约地磁导航机理研究的瓶颈。我们针对磁受体难以准确定位的关键问题,创新性地建立了一套岩石磁学和生物组化的综合定位“磁受体”方法。利用该方法可以实行对生物体内磁性纳米颗粒的快速、精确定位。在此基础上,我们采集了6种蝙蝠(迁徙性和非迁徙性各3种),利用上述磁受体定位技术对样品进行了详细地分析,目的是研究蝙蝠体内是否存在磁性纳米颗粒作为感知地磁信号的受体。室温磁学研究结果清楚地表明,蝙蝠头部含有软磁性矿物颗粒;迁徙性蝙蝠脑组织内的磁性颗粒含量高于非迁徙性蝙蝠的。低温岩石磁学分析进一步揭示出该软磁性矿物为磁铁矿颗粒(Tian et al., 2010)。哺乳动物由于视觉、嗅觉和听觉受体高度发达,磁受体研究难度较大。该研究首次揭示出蝙蝠头部含有软磁性矿物,且矿物成分可能为磁铁矿。该磁性颗粒可能是蝙蝠地磁导航的重要磁受体,为认识哺乳类动物地磁导航的进一步研究奠定了重要基础。

同时,我们也极其关注这些磁性纳米颗粒在生物体内是如何矿化生成的。目前研究发现在某些低等细菌或其他高等动物体内,水铁矿(ferrihydrite)可能是磁性颗粒,例如:磁铁矿,矿化合成的重要前体。水铁矿是铁蛋白(ferritin)的内核成分。铁蛋白分布广泛,几乎存在于所有的生物体(包括动物、植物、微生物)细胞内,它是参与和维持生物有机体铁代谢的重要铁储存蛋白。铁蛋白具有笼型的蛋白外壳,内部空腔直径是8-9nm。铁蛋白通过自身的高级自组装笼型三维结构将机体中过剩的游离态铁离子矿化成7-8nm的水铁矿,水铁矿与少量磷酸盐分子一起组成非均匀的内核。水铁矿通常结晶度很差,甚至有很多无定形结构(Towe and Bradley 1967; Quintana et al., 2004)。在趋磁细菌磁小体的矿化研究中发现:与细胞膜结合的铁蛋白作

为环境中 $Fe^{3+}$ 结合的有机底物,向磁小体膜隔室内运送 $Fe^{3+}$ (Faivre et al., 2007)。Towe and Lowenstam (1967)研究证实多板类动物的赤舌内的磁铁矿是由水铁矿转化来的。这些生物源磁铁矿的形成可能来源于铁蛋白的水铁矿内核(Kirschvink et al., 1985; Dobson, 2001)。针对铁蛋白在生物磁学和岩石磁学研究中的重要价值,我们以马脾铁蛋白为研究对象,结合透射电子显微镜和低温磁学测量技术,研究马脾铁蛋白内核的磁学性质与温度、外加磁场大小、内核粒度以及观测频率之间的关系。磁滞回线、磁化率和剩磁结果都一致地表明,室温条件下铁蛋白纳米颗粒表现为超顺磁性,在低于其阻挡温度 $T_b$ (~12 K)时,由于纳米颗粒表面出现未补偿自旋磁矩或者由于内部晶格缺陷而产生未补偿磁矩,铁蛋白会呈现出寄生铁磁性和反铁磁性两种特征,因而具有载磁能力和磁滞现象,出现稳定单畴(SD)的性质。超顺磁性铁蛋白的热弛豫过程遵循Néel-Arrhenius方程,通过频率(AC)磁化率计算获得马脾铁蛋白颗粒的平均有效能垒 $E_a$ 为 $(5.52 \pm 0.16) \times 10^{-21}$  J;磁各向异性常数 $K_{eff}$ 为 $(4.65 \pm 0.14) \times 10^4$  J/m<sup>3</sup>;前指数频率因子 $f_0$ 为 $(4.52 \pm 2.93) \times 10^{11}$  Hz(田兰香等, 2010)。这些新结果对于深入理解纳米尺度的反铁磁性颗粒的磁性机制具有重要意义。我们进一步研究了不同合成温度对铁蛋白内核矿化产物的影响。对比磁学结果发现:随着合成温度的升高,铁蛋白内核的结晶度逐渐提高,颗粒表面未互补电子自旋数目减少,因而获得的感磁和剩磁的能力都降低。这表明合成温度是影响铁蛋白体外矿化的重要因素之一。同时也显示岩石磁学方法是表征纳米级反铁磁性颗粒非常有效的方法之一(Tian et al., 2011)。

当前,生物磁导航研究的主要科学问题包括,磁受体的定位和工作机制、生物体内磁性颗粒的矿化机理等,我们希望能够追踪研究上述机理问题,最终研究目标是揭示地磁场对生物圈的影响。

## 参考文献:

- Altringham JD. 1996. Bats: Biology and behaviour. Oxford, UK: Oxford University Press.
- Dobson J. 2001. On the structural form of iron in ferritin cores associated with Progressive Supranuclear Palsy and Alzheimer's disease. Cellular and Molecular Biology. 47: 49-50.
- Faivre D, Böttger LH, Matzanke BF and Schüler D. 2007. Intracellular magnetite biomineralization in bacteria proceeds by a distinct pathway involving membrane-bound ferritin and an iron(II) species.

- Angewandte Chemie International Edition. 46: 8495-8499.
- Kick SA. 1982. Target-detection by the echolocating bat, *Eptesicus Fuscus*. *Journal of Comparative Physiology A*. 145:431-435.
- Kirschvink JL, Jones DS and McFadden BJ. eds. 1985. *Magnetite Biomineralization and Magnetoreception in Organisms: A New Biomagnetism*. Plenum Press: New York.
- Quintana C, Cowley JM, and Marhic C. 2004. Electron nanodiffraction and high-resolution electron microscopy studies of the structure and composition of physiological and pathological ferritin. *Journal of Structural Biology*. 147:166-178.
- Tian L, Cao C, and Pan Y. 2011. The influence of reaction temperature on biomineralization of ferrihydrite cores in human H-ferritin. *BioMetals*. Doi:10.1007/s10534-011-9497-3.
- Tian L, Lin W, Zhang S, and Pan Y. 2010. Bat head contains soft magnetic particles: evidence from magnetism. *Bioelectromagnetics*. 31:499-503.
- Towe KM and Bradley WF. 1967. Mineralogical constitution of colloidal "hydrous ferric oxides". *Journal of Colloid and Interface. Science*. 24: 384-392.
- 田兰香,曹长乾,刘青松,潘永信. 2010. 马脾铁蛋白磁性纳米颗粒的低温磁学性质研究. *科学通报* 55: 2312-2320.

# 重点连载

## 古地球磁场强度的测定方法

刘成英

### 1. 引言

地球磁场伴随地球的演化产生存在了至少 25 亿年 (Tarduno, 2009)。地球磁场是人类能够直接观测的地球深部起源的地球物理场之一。研究地球磁场的方向和强度随时间的变化可以获得地球深部的动力学演化信息。人类对地球磁场方向的直接观测已有 400 多年历史; 对其强度的观测始于十八世纪的法国, 系统的测量始于十九世纪三十年代 (Tauxe, 2009)。要研究更长时间尺度上地球磁场的变化, 就需要利用考古材料和岩石样品。相比于古地球磁场的方向测量, 古地球磁场的强度 (简称古强度) 的

测量要复杂和困难得多, 是目前全球的古强度数据远小于方向数据的主要原因。

Giuseppe Folgerhaite (1899) 最早提出从历史材料和地质样品中获得人类和地质历史时期的地球磁场强度信息的想法 (Dunlop, 2011)。其基本依据是: 理想情况下, 实验材料的天然剩磁 (NRM) 与在现代地磁场下获得的热剩磁 (TRM) 的比值等于当时地磁场强度 ( $H_{anc}$ ) 与现代地磁场强度 ( $H_{pre}$ ) 的比值, 即:

$$H_{anc} / H_{pre} = NRM / TRM$$

要使得这一等式成立, 需要满足以下几个条件:

(1) NRM 与 TRM 应与获得时的外磁场强度呈正比 (2) 加热获得 TRM 的同时, 获得的 TRM 应完全替代原来相应的 NRM 部分 (3) NRM 和样品中的磁性矿物自形成时起就没有变化。

事实上, 要同时满足这三个条件很困难。条件 (1) 比较容易满足。理论和实验表明, 大部分火山岩和考古材料在弱磁场中 (如地球磁场强度量级的 10~100  $\mu T$ ) 获得的 TRM 强度大小与所加外磁场强度成正比。条件 (2) 不能经常得到满足。从二十世纪三十年代开始, 古强度实验的先行者

Koenigsberger 和 Thellier 夫妇等开始在实验中检验是否满足这一条件, 但多数结果都不符合。条件 (3) 最难满足。因为地质样品形成后一直处于地球磁场中, 天然剩磁很容易受到后期地球磁场的影响而获得粘滞剩磁。另外, 样品在加热过程中也很容易发生结构上和矿物上的变化 (Dunlop, 2011)。

Koenigsberger (1938) 实验的所有岩石都在加热过程中产生了磁学性质的变化, 因此不能获得古代地球磁场强度的估计, 这一令人沮丧的结果使他的研究兴趣转向了其他方面。比起 Koenigsberger 的古强度研究, Émile Thellier 要幸运。起初他也用岩石 (主要是火山岩) 开展古强度实验, 没能获得理想结果。后来, Thellier 采用古代高温烧制的陶器来进行实验。这些材料的 NRM 和 TRM 都相对简单。在第一次烧制时, 这些材料就基本完成了必要的化学-物理变化, 并获得了原始的 NRM, 与实验室中获得 TRM 过程极为相似。因此, Thellier 成功获得了古地球磁场强度估计, 为以后的古地球磁场强度的测定奠定了基础。Thellier 型方法是目前应用最广泛, 公认最可靠的古地球磁场强度的测量方法。五十多年来, 古强度的发展主要集中在以下几个方面, 一是针对 Thellier 方法的局限性, 如需多次加热, 加热过程可能产生物理化学变化等尝试新实验方法, 例如一次加热法、微波加热法等; 二是探讨各种因素, 如加热/冷却速率、实验室外场的大小和样

品的粒径等对古强度结果的影响, 进一步完善 Thellier 方法; 三是寻找符合 Thellier 方法理论模型的天然样品, 如利用单晶、海底玄武质玻璃等开展古强度实验; 四是探讨预选强度样品的标准以节约实验时间, 获得更多可靠的古强度数据。通过探讨古强度实验数据的可靠性和筛选标准以筛选获得可靠的全球古强度数据。五是利用积累的古强度数据探讨相关地球动力学问题, 如地磁场强度变化对核幔边界热流值变化的相关性等问题。本文重点介绍 Thellier 型方法的物理机制、发展及完善, 同时也简要介绍其他几种目前使用的古强度实验方法。

**2. Koenigsberger-Thellier 方法及 pTRM\*检验**

岩石在磁场中冷却时, 当温度低于岩石中磁性矿物的居里温度时, 岩石就能获得热剩磁。岩石获得的热剩磁强度的大小与冷却的温度区间有关。当冷却温度高于岩石中矿物的居里温度 ( $T_c$ ) 时, 岩石不能获得热剩磁。当冷却温度低于  $T_c$  时, 岩石在外磁场中冷却就可以获得 TRM。通常情况下, 随着冷却温度的降低, 岩石获得的 TRM 强度增加。在某一温度区间内获得的热剩磁称为部分热剩磁 (pTRM)。Néel (1955) 理论指出, 如果假设某一样品中只由无相互作用的单畴磁性颗粒组成, 那么这种颗粒的磁矩在外场中只有两种分布情况: 平行或反平行于外场方向, 这样的样品称为理想样品。理想样品具有几个特性: 一是在外场中获得 TRM 时, 当外场强度很小 (近地磁场量级时) 时, 在不同温度区间上获得的 pTRM 互不影响, 称为 pTRM 的独立性。因而, 从居里温度  $T_c$  冷却到室温  $T_0$  所获得的 TRM 等于在任意  $T_c$  到  $T_0$  的温度区间获得的 pTRM 总和, 可表示为:

$$J(T_c, T_i) + J(T_i, T_{i-1}) + \dots + J(T_2, T_1) + J(T_1, T_0) = J(T_c, T_0)$$

其中:  $T_c > T_i > T_{i-1} > \dots > T_2 > T_1 > T_0$  (下同)

这种现象称为 pTRM 可加性。理想样品的 pTRM 还具有可逆性, 是指在外场中小于居里温度  $T_c$  获得的 pTRM, 在加热到同一温度零场中降温后能完全清洗 (Thellier, 1938; Thellier and Thellier, 1959)。只有极少数天然样品是同时满足 pTRM 的独立性、可加性和可逆性的理想样品。Thellier 型方法是基于实验样品为理想样品假设的逐步加热方法。

Koenigsberger (1938) 尝试了利用在同一温度点两次加热 (磁场方向一正一反: 即将样品正向放在地磁场中, 下一步在将样品反向放在地磁场中)

并逐步升温加热的方法, 获得了不同温度点到室温的热剩磁。应用等式  $H_{anc} = (NRM / TRM) * H_{pre}$  时, 由于获得的 pNRM / pTRM 的比值不为常数, 无法估计地球磁场古强度的绝对值。Thellier 夫妇借鉴了 Koenigsberger 经验, 通过实验探索, 在利用考古材料开展的古强度实验中获得了很好的 NRM/TRM 比值, 将大部分的实验结果于 1959 年发表 (Thellier and Thellier, 1959)。其具体实验步骤如下: 初始 NRM 为  $M_{NRM,0}$ 。

(1) 将样品沿按一定方向 (正向, Direct, D) 在地磁场中加热到某一温度  $T_1$  并冷却到  $T_0$ , 测量样品的剩磁  $M_{D,1}$

(2) 将样品反向 (Inverse, I) 放置, 在地磁场中加热到  $T_1$  后冷却到  $T_0$ , 测量样品的剩磁  $M_{I,1}$

(3) 将样品正向加热到某一更高温度  $T_2$  后冷却到  $T_0$ , 测量样品的剩磁  $M_{D,2}$

(4) 将样品反向加热到某一更高温度  $T_2$  后冷却到  $T_0$  测量样品的剩磁  $M_{I,2}$

重复步骤 (3)、(4), 直至最高温度达到  $T_c$ 。那么:

$$M_{D,1} = M_{NRM,0} + M_{pTRM,1},$$

$$M_{I,1} = M_{NRM,0} - M_{pTRM,1};$$

$$M_{D,2} = M_{NRM,1} + M_{pTRM,2},$$

$$M_{I,2} = M_{NRM,1} - M_{pTRM,2}$$

$$\dots\dots, M_{D,i} = M_{NRM,i-1} + M_{pTRM,i},$$

$$M_{I,i} = M_{NRM,i-1} - M_{pTRM,i} \dots\dots$$

以上等式的两端表达式均为矢量, 下同。在这一逐步加热过程中, NRM 被逐步退磁, 同时在外场中逐步获得 pTRM。Thellier-Thellier 计算时假设在正向和反向磁场中获得的 pTRM 大小相等, 方向相反 (图 1)。由于实验技术条件的提高, 现用的 Thellier-Thellier 方法可以利用实验室可控磁场来进行正向和反向加热。

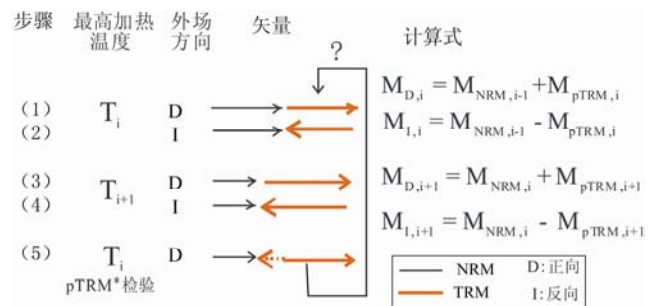


图 1 Thelli-Thellier 方法及 pTRM\*检验示意图



步骤 (1-4) 为基本 Thellier-Thellier 实验步骤, (5) 为 pTRM\*检验;  $T_i < T_{i+1} < T_c, i = 1, 2, \dots$

通过矢量运算, 可以求取 NRM 在不同温度点退磁后剩余的 NRM 强度 ( $pNRM = M_{NRM,i}$ ) 和从不同温度点到室温获得的 pTRM ( $M_{pTRM,i}$ ):

$$M_{NRM,i-1} = \frac{M_{D,i} + M_{I,i}}{2},$$

$$M_{pTRM,i} = \frac{M_{D,i} - M_{I,i}}{2}$$

在实验过程中, 为了检验样品是否发生了化学—物理变化, Thellier 引入了热剩磁检验 (pTRM\* 检验, 图 1)。即在加热到某一温度  $T_{i+1}$  反向场中冷却后 (图 1 步骤 4), 将样品加热到较低温度  $T_i$  并在正向场中降温 (图 1 步骤 5)。通过比较本次加热到  $T_i$  后获得的  $M_{pTRM,i}^*$  与第一次获得的  $M_{pTRM,i}$  的区别, 可以判断样品在加热到  $T_{i+1}$  以前获得 pTRM 的能力是否发生了变化。如果获得 pTRM 的能力发生了变化, 则暗示样品在加热到  $T_{i+1}$  后过发生了化学—物理变化。因此, 连续系统的 pTRM 检验样品产生化学或物理变化的最高温度。低于最高温度的温度区上暗示样品没有受到这些化学—物理变化影响, 因此可以用来估计古强度数据值。正是由于 Thellier-Thellier 方法的 pTRM 检验具有较好的自检性, Thellier 方法成为目前应用最广泛也最可靠的方法 (e.g., Perrin, 1998)。

将在不同温度点的 pNRM 和 pTRM 同时展示出来, 就是常用的表示古强度结果的 Arai 图 (Nagata, 1963)。利用理想样品 (其 pTRM 满足独立性、可加性和可逆性的样品) 开展 Thellier 实验就会得到理想的 Arai 图, 表现为各点位于一条直线上, 直线的斜率为 k, 即 pNRM/pTRM 的比值在任意温度区间内均为常数。如图 2 所示。

### 3. Thellier 型方法的发展和完善

#### 3.1 Coe-Thellier 方法和 MD 检验

在 Koenigsberger 和 Thellier 等开展古强度研究时期 (1930-60s), 受限于当时的技术水平, 实验室难以较好屏蔽地球磁场和产生精确控制的弱磁场, 因而 Thellier 等古强度实验的先行者多利用地磁场获得 pTRM。随着技术的发展, Coe (1967) 改进了 Thellier (1959) 的实验方法, 将样品先放置在零磁场 (zero field, Z) 中进行加热退磁, 在实验室产生的外场 (In field, I) 中获得 pTRM, 具体实验步

骤如下:

(1) 测量样品的 NRM,  $M_{NRM,0}$

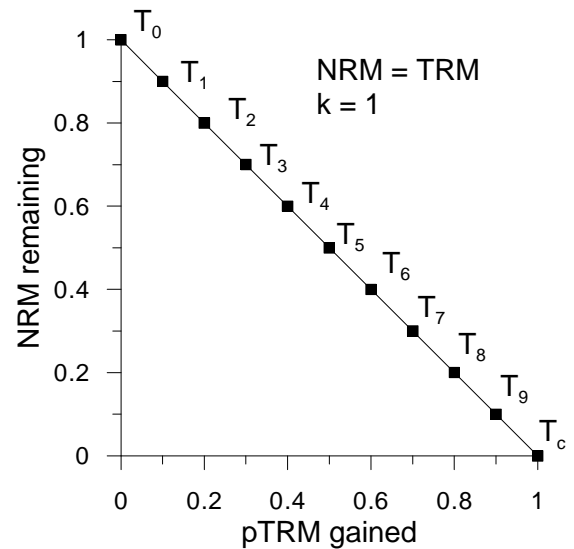


图 2 理想 Thellier 实验结果模拟 Arai 示意图

(2) 将样品沿按一定方向放置在实验室产生的零磁场中, 加热到某一温度  $T_1$  并冷却到  $T_0$ , 测量样品的剩磁  $M_{Z,1}$

(3) 不改变样品放置位置, 设置某已知的实验室磁场  $H$ , 将样品加热到  $T_1$  后冷却到  $T_0$ , 测量样品的剩磁  $M_{I,1}$

逐步提高最高加热温度并重复步骤 (2)、(3) 直到最高温度到达  $T_c$ 。

$$M_{I,1} = M_{Z,1} + M_{pTRM,1},$$

$$M_{I,2} = M_{Z,2} + M_{pTRM,2},$$

$$\dots\dots M_{I,i} = M_{Z,i} + M_{pTRM,i} \dots\dots$$

这一计算过程中假设在有场加热到较低温度  $T_i$  所获得的  $M_{pTRM,i}$  在下一步零场加热到更高温度  $T_{i+1}$  时被完全退磁 (图 3)。

应用 Coe 方法的好处在于, 可以直接得到不同温度下样品 NRM 在零场中退磁后的剩余的 pNRM ( $M_{NRM,i} = M_{Z,i}$ ), 使计算相应的 pTRM

( $M_{pTRM,i}$ ) 变得简单, 即  $M_{pTRM,i} = M_{I,i} - M_{Z,i}$  (图 3)。

在 Thellier-Coe 方法中, 也能进行系统的 pTRM\* 检验 (图 3, 步骤 8)。在某一温度  $T_{i+1}$  零场降温后 (图 3, 步骤 5 或 7), 增加一步加热到某一较低温度  $T_i$  并在有场中降温的步骤 (图 3, 步骤 8), 测量可得到  $M_{I,i}^* = M_{Z,i+1} + M_{pTRM,i}^*$ 。通过比较本

次获得的  $M_{pTRM,i}^*$  与第一次加热到  $T_i$  有场降温中 (图 3, 步骤 4) 获得的  $M_{pTRM,i}$  的差别, 也可以判断样品在加热到  $T_{i+1}$  前获得 pTRM 的能力是否发生了变化, 作为检验化学-物理转化的指标。

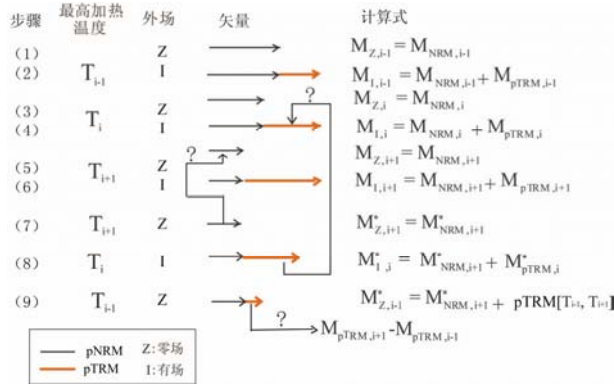


图 3 Thellier-Coe 测量方法以及 pTRM\* 检验、pTRM\*-tail 检验和叠加检验示意图 (其中步骤 1-6 示意基本 Thellier-Coe 方法测量步骤, 步骤 7 示意 pTRM\*-tail 检验, 步骤 8 示意 pTRM\* 检验, 步骤 9 示意叠加检验)

Coe-Thellier 方法的基础仍然是无相互作用的 SD 磁性矿物的 Néel 理论。其实验对象主要为火山岩和考古材料, 如窑、瓦和陶器等。大多数天然火山岩中都包含粒径较大的假单畴 (PSD) 和多畴 (MD) 的磁性矿物, 这些磁性矿物不能完全满足 pTRM 的独立性和可逆性。如 MD 颗粒的磁畴壁移动的不可重复性, 在实验过程中在低温阶段会表现出零场退磁的 pTRM 部分大于相应的有场中获得的 pTRM (Dunlop and Ozdemir, 2000), 在 Arai 图上表现为凹陷的曲线。仅靠系统的 pTRM\* 检验一定程度上可以检测这种影响, 但是无法校正这种由粒径造成的影响, 往往会导致高估古强度结果, 或者使一些原本可能获得合理古强度结果的数据被舍弃 (Riisager P & J, 2001)。Riisager P & J (2001) 在 Coe-Thellier 方法的基础上提出了一个 pTRM\*-tail 检验, 试图以此为依据来接受或拒绝非理想的含 MD 颗粒的样品。

pTRM\*-tail 检验可以很容易地插入到 Thellier-Coe 试验中 (图 3, 步骤 7): 在加热到温度  $T_{i+1}$  有场冷却后, 增加一步加热到同一温度零场冷却的步骤, 就获得  $M_{Z,i+1}^*$ 。如果 MD 颗粒携带了较大的  $pTRM^*[T_i, T_{i+1}]$ , 部分 pTRM 会在高于  $T_{i+1}$  的才会解阻, 造成  $M_{Z,i}^*$  与  $M_{Z,i}$  的差别就会较大。由此可以作为是否受到 MD 颗粒的影响的一项指标。Riisager P & J (2001) 指出, 应将系统的 pTRM\*

检验和 pTRM\*-tail 检验一起应用。标准的 pTRM\* 检验可以用来定义样品中的磁性矿物没有发生化学-物理转变的最高温度 ( $T_{max}$ )。小于  $T_{max}$  温度下的 pTRM\*-tail 检验也通过时, 暗示样品的载磁矿物在  $T_{max}$  温度下的 Thellier 实验结果基本符合其理论假设, 可以用来估计古强度值。

Kráska 等 (2003) 基于 Thellier-Coe 基本实验方法提出了另一种检验方法来检验 pTRM 是否满足其可加性原理和 MD 颗粒影响, 称为叠加检验。其实实验步骤是 Thellier-Coe 实验步骤中, 在从某一温度  $T_i$  有场中冷却后, 加入一步从较低温度  $T_{i-1}$  零场中冷却的步骤 (图 4, 步骤 9)。如果有 MD 颗粒携带了部分剩磁, 测量得到的在温度区间  $[T_{i-1}, T_i]$  上部分热剩磁 pTRM  $[T_{i-1}, T_{i+1}]$  应该等于由矢量计算 ( $M_{pTRM,i+1} - M_{pTRM,i-1}$ ) 得到的部分热剩磁。如果两者之间相差较大则说明 pTRM 不符合可加性假设, 样品中可能含有 MD 剩磁。另一原因也可能受化学-物理变化影响, 可与 pTRM\* 检验值一起判断。

### 3.2 IZ 和 IZZI 方法

Thellier-Coe 方法在加热到每一个温度点时先在零场 (zero-field) 中降温退磁, 然后在有场 (In-field) 中降温获得 pTRM (图 3), 称为 ZI 方法。应用这种实验顺序, 可能会受到剩磁的零场冷却记忆效应 (zero field memory effect) 的影响 (Aitken, 1988)。零场冷却效应是指一个样品在有场中从高于居里温度  $T_c$  冷却获得的初始 TRM, 小于经过 Thellier-Coe (ZI) 实验过程后从  $T_c$  冷却后获得的 TRM。原因在于: 有场冷却步骤中在某一个温度阻挡的剩磁, 只有部分, 如 90% 能在下一步骤的同一温度的零场冷却步骤中退磁。因此在每个温度点得零场退磁步骤后都有小部分 pTRM 残留。随着加热温度的逐步升高, 这部分未能完全退磁的 pTRM 会累积。Thellier-Coe 实验后从  $T_c$  有场冷却后测量得到的剩磁包含两部分, 一部分是实际上样品从  $T_c$  有场冷却获得的 TRM, 另一部分是累积的没能完全退磁的 pTRM。因此测量得到的 TRM 会大于初始的 TRM (Aitken, 1988)。Aitken (1988) 更改了 Thellier-Coe 中先零场后有场加热的顺序以消除这种影响, 改为每个温度点上先在有场中冷却获得 pTRM, 再在零场中冷却退磁, 称为 IZ 方法。

Yu et al., (2004) 和 Yu and Tauxe (2005) 比较 ZI 和 IZ 方法的差别和对古强度结果的影响, 认为单独使用 IZ 和 ZI 方法都可能使获得的 pTRM 受到实验室外场方向的影响致使强度结果不准确, 提出综合的 IZZI 方法比单独使用 ZI 或者 IZ 方法获得的

结果更加可靠。

## 4 其他古强度实验方法

### 4.1 垂直加热法和多样品法

Koenigsberger-Thellier 型方法的局限主要有两个方面, 一是需要逐步多次加热, 实验周期长, 加热过程容易引起化学-物理变化; 二是天然样品中能完全符合 Thellier 假设的样品极少, 往往受到 MD 剩磁的影响而使得其结果的可靠性受到怀疑。古强度实验方法发展的一个重要方面是通过减少加热次数来降低热变化几率, 提高实验效率。

Kono (1974) 提出了一个在一个温度点只加热一次的方法, 并进一步进行验证和完善 (Kono and Ueno ;1977)。实验时, 将外场设置成与样品的 NRM 方向垂直, 在每个温度点只进行单次加热。在每个温度点上获得的 pTRM 由矢量运算得出; 称为垂直加热法。相比于 Thellier 方法, Kono-Ueno 方法减少了一半加热步骤, 从理论上来说可以降低发生热变化的几率。然而, 本方法存在几个局限, 一是由于 pTRM 由矢量运算得出, 要求实验过程中外场方向与 NRM 方向严格垂直, 但在实际实验中很难做到, 也难以检测。这个要求也限制了每次实验的样品数量。另外, 实验中不能进行 pTRM\*检验, 无法检查是否有化学-物理变化产生。因此该方法的少有人使用(Dunlop, 2011)。

Hoffman et al. (1989)为了减少同一样品的加热次数和最高加热温度, 提出了一种利用多个平行样品进行实验的方法, 一般称为多样品法。后来经过 Hoffman 和 Biggin (2005) 以及 Dekkers 和 Bohnel (2006)的工作得到了进一步完善和发展。实验前需先选取合适的样品, 将一个样品 (sample) 加工成四个平行的样本 (specimen)。其中的一个样本用于岩石磁学实验, 另外三个用于古强度实验, 其具体实验步骤为 (Hoffman and Biggin; 2005):

(1) 将样品加热到较低温度  $T_0$ (能清除粘滞剩磁的最低温度, 如  $200^{\circ}\text{C}$ ), 在零场中冷却至室温  $T_0$ , 测量得到剩磁  $M_0$ , 用于样本间的归一化。

(2) 将样品加热到较高温度  $T_1$  (如  $300^{\circ}\text{C}$ ), 在零场中冷却至  $T_0$ , 获取  $M_1$ 。 $M_1$  代表样品的 NRM 中阻挡温度高于  $T_1$  的颗粒的剩磁  $M_{NRM,1}$ 。

(3) 将样品加热到更高温度  $T_2$  (如  $450^{\circ}\text{C}$ ) 后在零场中冷却至室温测量  $M_2$ 。 $M_2$  代表样品的 NRM 中阻挡温度高于  $T_2$  的颗粒的剩磁  $M_{NRM,2}$ 。

(4) 将样品加热到  $T_2$ , 在已知的实验室外场

( $H_{lab}$ ) 中冷却至  $T_0$ , 关闭磁场, 在零场中冷却进一步冷却到室温  $T_0$ , 可得到剩磁  $M_3$ 。 $M_3$  中包含了样品在温度区间  $[T_0, T_2]$  上获得的 pTRM, 即  $M_3 = M_{NRM,2} + pTRM(T_0, T_2)$ 。

(5) 将样品加热到  $T_1$  后在零场中冷却至  $T_0$  测量, 可获取  $M_4$ 。在第 (4) 步骤中获得的 pTRM ( $T_0, T_2$ ) 在这一步骤中阻挡温度小于  $T_1$  的部分被清洗,  $M_{NRM,2}$  不受影响, 因此

$$M_4 = M_{NRM,2} + pTRM(T_1, T_2)。$$

每个样本可在 Arai 图上给出两个数据点, 在  $T_1, T_2$  温度点的 pNRM 分别为  $M_1$  和  $M_2$ , pTRM 分别为  $(M_3 - M_4)$  和  $(M_3 - M_2)$ 。将 pNRM 和 pTRM 用  $M_0$  归一化, 就可以将不同样品的 pNRM vs pTRM 表示出来, 通过直线拟合获得斜率 (pNRM/pTRM), 获得古强度值。

多样品法测量具有快速测量的优点; 考虑到了平行样品间的一致性。更少的加热次数可能减少了加热转变的几率。但是也有一定局限性, 样品间的一致性检查少, 没有关于热转变的检验。

### 4.2 微波加热法

样品在加热过程中发生的化学-物理反应, 很大一部分是由于火山岩基质中的粘土矿物等因加热到较高温度 (如  $350^{\circ}\text{C}$ ) 而发生。相比 Thellier 型方法需要将整个样品都加热到较高温度, 微波激发加热法 (Shaw et al., 1996; Hill and Shaw, 2000) 只针对目标磁性矿物颗粒加热, 使样品的整体温度为小于  $\sim 150^{\circ}\text{C}$ 。

微波磁化时利用微波古强度系统产生二阶模式的微波, 即一个微波光子能产生两个波矢量大小相等相位相反的自旋波, 自旋波的波长为微波波长的一半。这种模式可以避免微波吸收, 因为磁振子不能吸收超过其粒径的半波长的波。30-35nm 的 SD 颗粒磁铁矿需要用很高频率的微波 ( $\sim 24$  GHz, Walton, 2002) 才能有效激发, 而实际中常用的微波频率为是 8.2 或 14.2 GHz。微波能量通常比热能更有效使样品磁化或退磁; 但由于其衰减方式是振荡衰减趋于零, 又往往比热能更难使样品完全退磁。传统的利用热能退磁的方法往往先清洗较小 SD 颗粒携带的剩磁, 微波方法则根据微波的波长, 只对一定粒径范围内的颗粒有效 (Dunlop, 2011)。

理论上讲, 微波加热法只是改变了 Thellier-Coe 方法中加热的方式, 因此具有 Thellier-Coe 方法的所

有优点,并且实验速度快,效率高,减小了因加热而发生化学物理变化的几率。然而,应用微波加热需要特殊微波古强度系统。另外,利用微波激发加热的理论系统也没有完全建立。磁性颗粒的解阻也没有利用热扰动解阻那么明确。因此,此方法仅在有限的实验室中开展,如英国利物浦大学。

#### 4.3 Wilson 方法和高温测量法

为了减少加热次数, Wilson (1961) 设计了只加热一次的方法,具体步骤为 (Muxworthy, 2010):

- (1) 将样品的 NRM 逐步热退磁
- (2) 将样品加热到高于居里温度,在实验室外场中冷却至室温,获得 TRM
- (3) 将获得的 TRM 采取与 (1) 相同的温度进行逐步热退磁

通过对步骤 (1) 和 (3) 中 NRM 与 TRM 的退磁曲线进行比较和拟合,可以估计古强度的值  $H_{anc} = (NRM / TRM) * H_{lab}$

应用 Wilson 方法可以快速测量获得结果,理论上不受颗粒磁畴状态的影响。但是由于加热产生的化学-物理变化主要取决于最高加热温度。Wilson 方法需要一次将样品加热到高于居里温度,又无法进行检验,因此应用有限。

Le Goff 和 Gallet (2004) 研制了一种三轴振荡样品磁力仪,可以在室温至 650°C 的温度范围内连续测量样品的强度。由于磁性颗粒的饱和磁化强度 ( $J_s$ ) 随温度会发生变化,因此需考虑在高温测量时的剩磁包含了  $J_s$  随温度变化自发衰减的剩磁部分,应予以扣除。假设在某一温度区间  $[T_1, T_2]$  获取古强度值,其实验步骤为 (Le Goff and Gallet; 2004)

- (1) 将样品放置在零场中,从室温加热到  $T_2$ ,测得升温过程的强度  $M_1(T)$
- (2) 将样品放置在零场中,从  $T_2$  冷却到  $T_1$ ,测得降温过程的强度  $M_2(T)$
- (3) 将样品放置在零场中,从  $T_1$  加热到  $T_2$ ,测得升温过程的强度  $M_3(T)$
- (4) 在到达  $T_2$  温度时,给样品加上某一磁场  $H_{lab}$ ,在  $H_{lab}$  中冷却,测量冷却过程中的强度  $M_4(T)$ 。
- (5) 在冷却到达  $T_1$  温度时,关闭磁场,在零场中加热到  $T_2$ ,测量加热过程的强度  $M_5(T)$ 。

其中步骤 1,3,5 采用相同加热条件,以消除或减小由于不同实验引起的误差。磁力仪 ~7s 测量一次,约 2.5 小时就能完成一个样品的全部测量步骤。

$M_1(T)$  曲线反映  $[T_1, T_2]$  区间上 NRM 在的退磁过程和  $J_s$  随温度变化的过程。 $M_3(T)$  反映阻挡温度高于  $T_2$  的部分 NRM 在  $[T_1, T_2]$  区间随温度变化

的过程。 $M_5(T)$  反映在  $[T_1, T_2]$  区间上新获得的 TRM 的退磁过程和  $J_s$  随温度变化的过程。因此,在  $[T_1, T_2]$  区间中任何一个温度点  $T_i$  的 pNRM 和实验室产生的 pTRM 可以分别由  $\Delta_1(T_i) = M_1(T) - M_3(T)$  和  $\Delta_5(T_i) = M_1(T) - M_3(T)$  计算得到。古强度值  $R(T_i) = (\Delta_1(T_i) / \Delta_5(T_i)) * H_{lab}$  计算得到。

Le Goff-Gallet 方法具有速度快的优点,还考虑了对冷却速率和各项异性影响的校正。其局限性则在于需要特殊的仪器装备(高温磁力仪)无法估计 MD 颗粒的影响

#### 4.4 Shaw 古强度方法

Shaw(1974)指出 Thellier 型方法中,由于实验室获得的 TRM 和 NRM 的矫顽力谱可能由于热转化等因素而不同,会造成古强度的估计很不准确,提出了基于非粘滞剩磁 (ARM) 的古强度测定方法 (e.g. Shaw, 1974, Van Zij et al., 1962a, 1962b; Kono, 1978; Rolph and Shaw, 1985; Tsunakawa and Shaw, 1994)。Shaw 方法比较加热前后获得的 ARM 来确定矫顽力没有发生变化的区域。TRM 由从高于居里温度在恒定磁场中冷却获得。具体实验步骤为 (Shaw, 1974):

- (1) 将 NRM 逐步交变 (AF) 退磁。测量每一 AF 退磁退磁后的剩磁。
- (2) 将样品置于步骤 (1) 中的最大交变磁场中获得 ARM(ARM1)。将 ARM1 以 (1) 中同样的过程逐步 AF 退磁并测量每步退磁后的剩磁。
- (3) 将样品加热到高于居里温度并在一恒定磁场中冷却,获得 TRM。将 TRM 以 (1) 中同样过程进行逐步 AF 退磁并测量每步退磁后的剩磁。
- (4) 将样品置于 (1) 中的最大交变磁场中获得 ARM(ARM2)。将 ARM2 以 (1) 中同样过程进行逐步 AF 退磁并测量每步退磁后的剩磁。
- (5) 以 AF 场大小为参数,将不同最大 AF 场下退磁得到的 ARM1、ARM2 的强度投影到同一幅图中。用直线拟合这些数据点,拒绝偏离 ARM1/ARM2 =1 的直线的点,直到所有剩余的点所在的 chi 方差在 95% 置信区间内都分布在直线上。指示直线上的这些在加热前后没有发生热转变。
- (6) 以 AF 场大小为参数,将 (5) 中的确定的 AF 范围内的 TRM 和 NRM 强度投影到同一幅图中。用直线拟合这些数据点,限制这条直线必须过原点;拒绝偏离较远的数据,直到所有剩余的点所在的 chi 方差在 95% 置信区间内都分布在这条直线上,获得最佳拟合的 TRM/NRM 值。

Shaw 方法测量速度快,利用了总 TRM,因此理论上讲不受颗粒磁畴状态的影响。然而,由于 ARM

的性质和 TRM 并不能完全等同,利用 ARM1/ARM2 值进行改正的物理机制尚未完全建立,因此其结果的可信度受到怀疑。

## 5. 小结

目前古地球磁场强度的测定方法还在探索和完善中。Thellier 型方法具有较好的理论基础,是目前应用最广泛、公认最可靠的古强度测定方法。然而,由于 Thellier 假设的理想样品在自然中很少存在, Thellier 理论有待进一步扩充其基础到可以应用更大粒径范围的 PSD 或 MD 颗粒的强度测定,或者寻找可靠校正 MD 剩磁影响的方法。垂直加热法对要求实验过程中外场方向与 NRM 方向严格垂直,但在实际实验中很难做到,也难以检测,应用前景有限。高温测量法和微波加热法需要特殊的实验装置,尚不能作为古强度常规测定方式,但是其发展前景值得关注。Shaw 方法受限于 ARM 理论尚不完善, ARM 和 TRM 的关系尚不明确,但是其进一步发展和完善值得关注。

## 参考文献:

- Dunlop, D.J., 2011. Physical Basis of the Thellier-Thellier and Related Paleointensity Methods. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 187, 118-138.
- Dunlop, D.J., zdemir, 2000. Effect of grain size and domain state on thermal demagnetization tails. *Geophys. Res. Lett* 27, 1311-1314.
- Hoffman, K.A., Biggin, A.J., 2005. A rapid multiple-sample approach to the determination of absolute paleointensity. *Journal of Geophysical Research* 110, B12108.
- Krásá, D., Heunemann, C., Leonhardt, R., Petersen, N., 2003. Experimental procedure to detect multidomain remanence during Thellier-Thellier experiments. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 28, 681-687.
- Le Goff, M., Gallet, Y., 2004. A new three-axis vibrating sample magnetometer for continuous high-temperature magnetization measurements: applications to paleo- and archeo-intensity determinations. *Earth and planetary science letters* 229, 31-43.
- Riisager, P., Riisager, J., 2001. Detecting multidomain magnetic grains in Thellier palaeointensity experiments. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 125, 111-117.
- Shaw, J., 1974. A new method of determining the magnitude of the palaeomagnetic field: application to five historic lavas and five archaeological samples. *Geophysical Journal*

of the Royal Astronomical Society 39, 133-141.

Yu, Y., Tauxe, L., 2005. Testing the IZZI protocol of geomagnetic field intensity determination. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 6, Q05H17.

Yu, Y., Tauxe, L., Genevey, A., 2004. Toward an optimal geomagnetic field intensity determination technique. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 5, Q02H07.

# 文献导读

## 瑞典中部 Hoting 地区 1.786Ga 辉长岩的强度研究

徐慧茹

Fabio Donadini, Sten-Ake Elming, et al., Paleointensity determination on a 1.786 Ga old gabbro from Hoting, Central Sweden. *Earth and Planetary Science Letters*, 309 (2011), 234-248.

前寒武时期地磁场强度数据很少,且目前所获得的数据多为低值。由于重磁化作用的普遍性,导致大家对这些强度数据的解释存在争议:是重磁化导致了强度较低还是当时地磁场确为低值。此外,由于早期地磁场强度可以作为研究早期地核动力学过程的载体,前寒武时期的强度数据有重要意义。目前对当时的强度认识有两种观点:1.自前寒武时期以来 VDM 一直呈线性上升的趋势;2.太古宙 VDM 相对较高(54ZAm<sup>2</sup>),元古宙 VDM 处于低值。为了解决以上问题,核心在于获得更多可靠的强度数据。

因此作者在瑞典中部 Hoting 地区采集约 1.786Ga 的辉长岩,共计 8 个采点,进行了磁学实验、光性矿物学实验和强度实验。强度实验分别在 Scripps 和 Lulea 大学进行,前者使用 IZZI 方法,外加场为 15 $\mu$ T,后者采用 Coe 方法,外加场为 50  $\mu$ T。转化检验和 tail 检验分别用来监测化学转化和多畴样品的影响。如果 pTRM 的方向偏离外加场方向(沿 Z 轴加场) 7°以上,则进行异向性矫正。由于采点 HT0805 的  $\kappa$ -T 曲线显示加热前后磁化率变化不大,热稳定性好;DAY 图和 FORC 显示样品偏 SD 特征;扫描电镜下观察样品保存较好,变质程度很小,没有次生磁性矿物,因而认为是受转化影响最小的样品。两种强度实验方法结果一致,经过“strict”标准的筛

选后, 由该采点获得的 VDM 为  $42.7 \pm 3.3 \text{ ZAm}^2$ , 考虑到冷却速率的影响进行了 40% 的参数校正后得到的 VDM 为  $25.6 \pm 3.3 \text{ ZAm}^2$ , 比从其他采点获得的 VDM 值略高。但无论是全采点的平均还是仅采用 HT0805 获得的 VDM, 都与 Biggin 等 (2009) 的研究结果一致, 元古宙时期 VDM 处于低值。

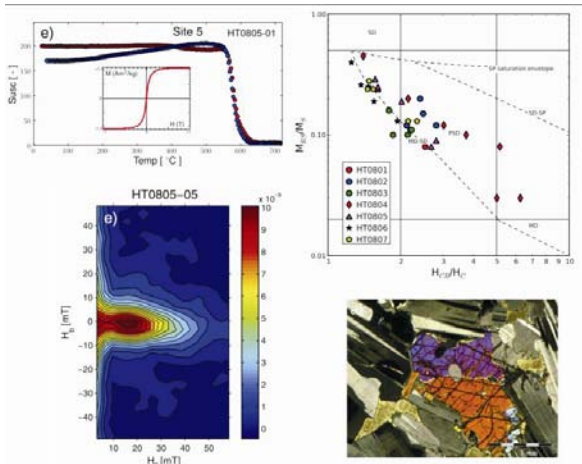


图 1 HT0805 样品的各项参数特征

### 阿舍利文化的更早起源

孔艳芬

Christopher J. Lepre1, Hélène Roche, Dennis V. Kent, et al., An earlier origin for the Acheulian, Nature, 477, 82-85, 2011

阿舍利文化是最早的史前工艺文化丛之一, 很可能起源于非洲, 以具一定形状双面石器为特征。很多学者认为阿舍利文化的起源与人类大脑演化中的重大变化息息相关, 这种变化造就了人类工艺的进步。然而由于可用于定年的 1.4Ma 年以前遗址少之又少, 阿舍利文化起源的时间一直是众多学者关注的焦点。本文综合 Nachukui 组 (肯尼亚, 西图尔卡纳, 图 1) 含有的特征阿舍利工艺的考古点 Kokiselei 4 (简称 KS4) 的岩石组合及地质背景, 推断阿舍利工艺的首次出现时间。

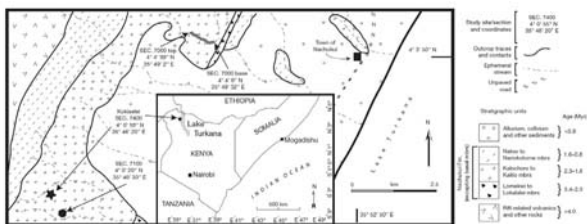


图 1 采样位置及地质背景图

Kokiselei 是肯尼亚图尔卡纳湖西北沿岸的众多

工艺文化丛之一, Kokiselei 的大多数考古点显示典型的奥尔德沃文化组合, 但是, KS4 的特殊岩性组合证明了奥尔德沃文化与阿舍利文化的共存。

阿舍利石器考古点 KS4 发掘于俗称为鸟崖滩杂岩 (BCBC) 的 15-20m 厚的砾石、砂和泥石夹层中, BCBC 属于基本连续的 Kalochoro 段和 Kaitio 段的地层的一部分, 沿图尔卡纳湖西北岸东北-西南向延伸超过 7Km。Nachukui 组的岩相由下部的河流相为主转变为更新世的湖泊相, 然后向上变粗, 并在 Kalochoro 段出现透镜状砾石和砂的集合体, 预示着 Kaitio 段 BCBC 的出现。虽然没有对 BCBC 直接的数字上的年龄限制, 但是区域地质填图以及火山灰地层学的研究表明 BCBC 位于 Koobi Fora 凝灰岩 ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  定年为  $1.4766 \pm 0.013 \text{ Ma}$ ) 层之下 150m 处。由 Kalochoro 和 KBS 凝灰岩年龄的线性外推法, 以及 KBS 和下 Koobi Fora 凝灰岩年龄的线性内推法可以大致的将 KS4 的阿舍利工艺限制在 1.72-1.81Ma 之间。但是由于图尔卡纳盆地 KBS 和下 Koobi Fora 凝灰岩中间缺乏其他凝灰岩层作为定年控制点, 为了缩小 KS4 的年龄范围, 本文在 KS4 考古点及其邻近露头区域共采集了三个剖面 (图 1, SEC.7000、SEC.7100 和 SEC.7400, 其中 SEC.7400 为 KS4 的挖掘剖面) 的 148 块定向样品做古地磁分析 (图 2)。

将 Kalochoro 凝灰岩层记为 0m, 由图 2 可见三个采样剖面共采连续地层约 105m, 并可见三个明显的极性区, 由下向上依次为: 从 7-63.5m 为一个反极性区, 63.5-100m 为一个正极性区, 100-105m 为一个反极性区。Kalochoro 凝灰岩 ( $\sim 2.33\text{Ma}$ ) 和 KBS 凝灰岩 ( $\sim 1.87\text{Ma}$ ) 的  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄为所研究的磁性地层与地磁年表对比提供了准确的依据。63.5m 可能为松山反极性时与 Olduvai 正极性亚时的界限, 继而在 100m 处极性发生反转, 因此在该区整个 Olduvai 正极性亚时对应的厚度为 36.5m, 这与用沉积速率计算的结果相一致。从 25m 到 31.5m, 可见两条正极性带 (各有一块样品), 但推测下部的正极性亚时可能为热退不彻底造成的, 因而选择上部的那条对应于 Reunion 正极性亚时。KS4 挖掘点位于 104.5m 处。然后基于三次样条曲线, 选用六个地层年龄点 (Kalochoro 凝灰岩、Reunion 正极性亚时、Olduvai 正极性亚时底部、KBS 凝灰岩、Olduvai 正极性亚时顶部、下 Koobi Fora 凝灰岩), 得出了其年龄模式 (图 3), 推测 KS4 的年龄大约为 1.76Ma。这比在埃塞俄比亚的 Konso 发现的阿舍利工艺早了 0.35Ma。另外, KNM-ER 3733 部分头骨的年龄也在 1.76Ma 附近, 有效的支持了该结论。



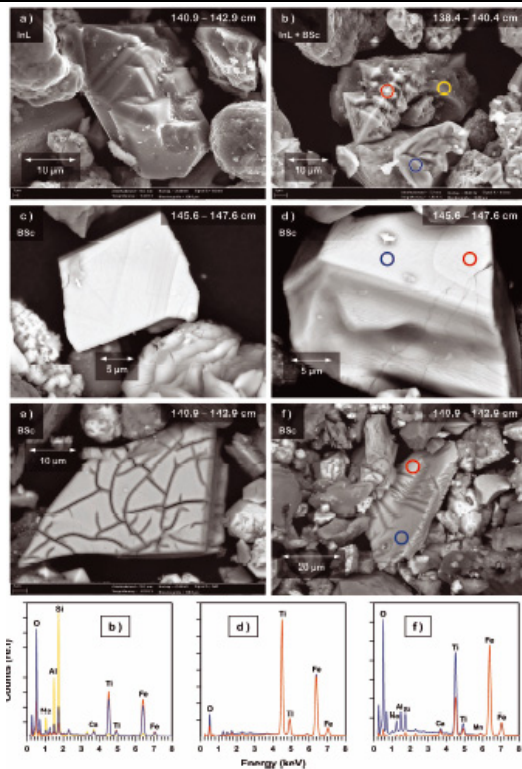


图 1 钛磁铁矿的镜下扫描及能谱分析

### 复杂表面形态磁铁矿的微磁学研究

葛坤朋

球形磁铁矿的模拟结果表明,在不考虑热波动影响的状态下,随着粒径的增加(图 1),磁铁矿矫顽力  $B_c$  首先保持不变 (SD 行为),在 70 nm 以后,矫顽力下降 (SD/PSD 边界颗粒行为),在 120 nm 以后缓慢上升 (稳定的 PSD 行为)。这是由于剩磁的主要部分集中在逐渐增长的旋涡核(vortex core)之中,而 PSD 颗粒的成核行为从逐步成核变化为核的一致反转。

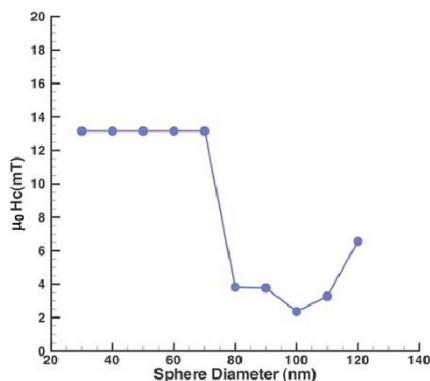


图 1 不同粒径球形磁铁矿的矫顽力变化图

通过调节锥形凸起的形状参数 ( $A, \vartheta$ ), (其中  $A$  为凸起幅度,  $\vartheta$  为凸起的分布角度),可以得到不同形态的磁铁矿颗粒 (图 2)。发现对于稳定 SD 颗粒,当  $A$  较大,  $\vartheta$  较大时,  $B_c$  值会较大。其

原因是由于在这种情况下,表面形态已经影响到了形状各向异性,使得  $B_c$  显著增加 (图 2b)。另外对于 SD/PSD 边界上的颗粒,当凸起幅度  $A$  增加时,  $B_c$  也会增加,原因是相比于同体积的球形磁铁矿颗粒,复杂形态的磁铁矿颗粒内部已经足够的小,不足以产生旋涡结构,而近似表现为 SD 的性质 (图 2b)。

少量的表面不规则形态起到一个成核中心的作用,使得  $B_c$  值降低。但是如果这种表面不规则形态足够大以至于引起形状各向异性能的增加,那会使  $B_c$  值变大。对于 SD、PSD 颗粒,其剩磁记录方向是一致的,都是沿着  $[111]$  方向。不同的是 SD 颗粒的剩磁方向是一致指向,而 PSD 颗粒的有效剩磁主要集中在旋涡中心 (vortex core) (图 3 (a))。位于难磁化轴的锥形凸起具有成核中心的作用,使得  $B_c$  减小 (图 4); 当其位于易磁化轴时,则提高了形状各向异性能,使得  $B_c$  增大。而对于位于 SD/PSD 界限的颗粒,剩磁记录是沿着难磁化轴即  $[100]$  方向排列 (图 3 (b)), 所以其  $B_c$  变化行为与 SD、PSD 行为相反。另外,表面不均一性对剩磁比  $M_{rs}/M_s$  的影响不大。

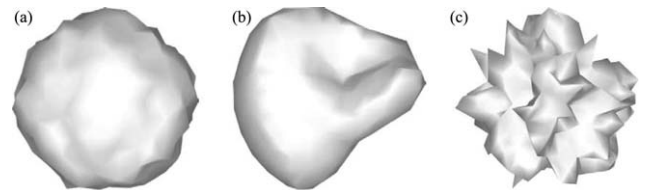


图 2 一些复杂形态的磁铁矿颗粒。对应的表面形态参数 ( $A, \vartheta$ ) 分别为: (a) (0.1,  $5^\circ$ ), (b) (0.9,  $90^\circ$ ), (c) (0.9,  $5^\circ$ )

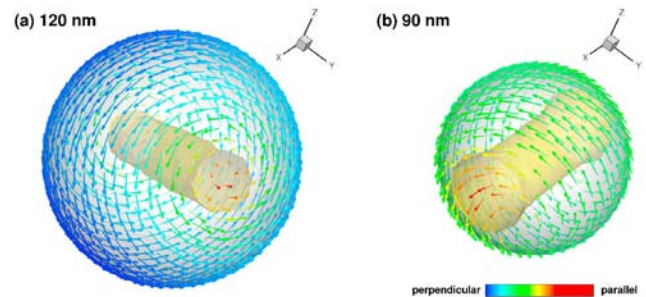


图 3 两种颗粒的模拟剩磁结构 (a) 120 nm 和 (b) 90 nm。半透明区域包含了夹角相差在  $22.5^\circ$  的所有磁矩,代表的旋涡中心



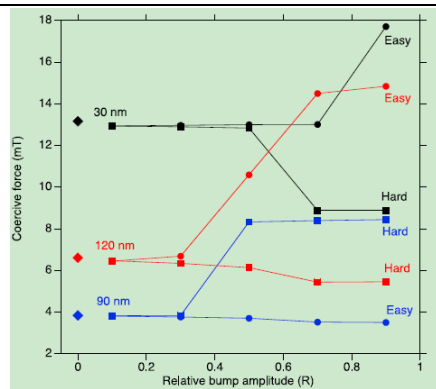


图 4 锥形凸起的相对幅度和矫顽力的关系

构建对称的四面体、十二面体、二十面体锥形凸起, 则能完全消除形状各向异性对磁性参数的影响。对此类形状的模拟发现, 复杂的表面形态对于 SD、SD/PSD 界限的颗粒  $B_c$  值得影响很小。然而对于 PSD 颗粒, 矫顽力随着凸起幅度增大而增大。这是因为对称的锥形凸起起到牵制中心 (pinning center) 的作用, 使得  $B_c$  值增大。这也表明 PSD 颗粒可在一定程度上能够记录稳定剩磁。

### 参考文献:

Williams, W., M. E. Evans, and D. Krása (2010), Micromagnetics of paleomagnetically significant mineral grains with complex morphology, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 11, Q02Z14, doi:10.1029/2009GC002828.

Williams, W., A. R. Muxworthy, and M. E. Evans (2011), A micromagnetic investigation of magnetite grains in the form of Platonic polyhedra with surface roughness, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 12, Q10Z31, doi:10.1029/2011GC003560.

## 板块构造可以影响地磁倒转频率

胡鹏翔

F. Pétrelis, J. Besse and J.-P. Valet, Plate tectonics may control geomagnetic reversal frequency, *Geophysical Research Letters*, 38, doi: 10.1029/ 2011GL048784, 2011

地磁倒转频率虽然展现出随机变化的特征, 但仍然受到一个长尺度机制的控制。三次超静磁期(包括一个可能的超静磁期) 是地磁倒转频率变化的节点, 它们两两相隔约 200Myr, 这可能暗示了地核发电机存在 200Myr 的变化机制。然而, 地球外核的湍流运动只有几百年的变化尺度, 地球内核的生长尺度却长达 10 亿年, 地球旋转的变化尺度也只有 20~100 千年。因此这种百万年的尺度可能和对流尺

度为 100Myr 的地幔以及核幔边界变化有关。

最近的一些研究显示, 地磁倒转频率与流体关于赤道对称性有关, 这个对称性本质上是偶极子磁场和四级子场的耦合关系。如果核幔边界条件的变化确实影响了地磁倒转频率和地幔对流, 那么受到地幔对流影响的板块构造应该也和地磁倒转频率有关。因此, 作者研究了板块的赤道对称性与地磁倒转频率的变化。

作者计算了各个时期大陆板块的凸包络线(大陆上连接所有点的所有片段的最小凸集) (图 1), 并通过  $D = R \int z dS/St$  计算大陆板块与赤道的静力矩作为不对称指标。 $D$  与 320Myr 来地磁倒转频率的变化有相似的曲线形状, 并在 260Myr 以来有良好的互相关性。在地磁倒转频率较大的时期, 板块的赤道不对称性也较高。

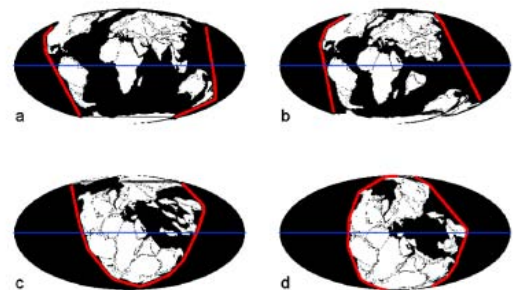


图 1 不同时期大陆板块的凸包络: a) 现今; b) 65Myr 前; c) 200Myr 前; d) 260Myr 前

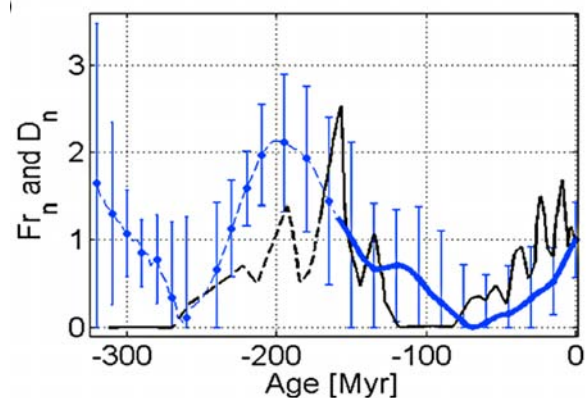


图 2 地磁倒转频率随时间的变化 (黑色线) 和不对称性指数  $D_n$  随时间的变化 (蓝色线) 的关系。粗线对应于 170Ma 来海底磁异常的记录, 误差线显示了板块重建的不确定性

板块关于赤道不对称性和地磁倒转频率的关系说明地幔动力对地核发电机有深远的影响从而暗示了地幔和上地核的关系。一种可能性为驱动下地幔热不均匀性的物质下降和上升带与不对称性打破有关。另一种可能为这种关联是通过地幔全球运动而实现的, 真极移也同样体现了这种全球运动。许

多数数值模型指出核幔边界的热通量不均一性对地磁场结构有影响,核幔边界热通量打破了赤道不对称性时,会有利于偶极子场和四极子场的耦合,从而产生倒转或者漂移,提高倒转的频率。

## 美国怀俄明州温德河岭土壤的磁学研究:对半干旱气候区磁性增强速率和路径的约束

胡鹏翔

Quinton, E. E., D. E. Dahms, and C. E. Geiss (2011), Magnetic analyses of soils from the Wind River Range, Wyoming, constrain rates and pathways of magnetic enhancement for soils from semiarid climates, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 12, Q07Z30, doi:10.1029/2011GC003728.

土壤磁性增强机制一直是环境磁学的热点问题。一些学者认为细颗粒亚铁磁性矿物主要生成于土壤中交替的氧化还原环境;而在干旱气候条件下,含铁的先质矿物(例如水铁矿)会直接氧化成为反铁磁性矿物,如赤铁矿和针铁矿(Dearing et al., 1996; Maher and Thompson, 1999)。但也有另外一些学者(Barrón and Torrent, 2002; Torrent et al., 2006)认为,亚铁磁性矿物只是含铁先质矿物在氧化形成赤铁矿途径中的中间产物。对非洲和地中海的土壤研究虽然证实了后者的观点,但显著磁性增强所需要的时间尺度却远大于我们观测到的土壤的年龄(全新世土壤)。因此,更多的来自不同气候区的土壤磁性研究就显得尤为必要,此外,土壤磁性增强的速率也较少被关注。因此,作者在文章中详细研究了处于半干旱气候区温德河岭的五个土壤剖面组成的年代序列,跨越<10 ka~730ka,旨在探究半干旱气候区土壤磁性增强机制和土壤磁性随土壤发育年龄的变化机制。

除全新世土壤剖面外,其余4个剖面都显示了在表层和钙积层的磁性增强和赤铁矿的富集。随着土壤年龄的增加,表层亚铁磁性矿物逐渐损失,而赤铁矿含量持续增加(图1)。此结果既可以支持亚铁磁性矿物是赤铁矿生成过程中的中间产物,也支持干旱环境下,赤铁矿大量生成,而缺少亚铁磁性矿物的模式。淀积层由于受到母质不同或者侵蚀作用而没有显现出系统的趋势。磁性参数 S-ratio, HIRM 和矫顽力谱都呈现良好的线性相关关系,说明都可以用来指示高矫顽力矿物的相对含量,尽管

各剖面的 L-ratio 变化较大。

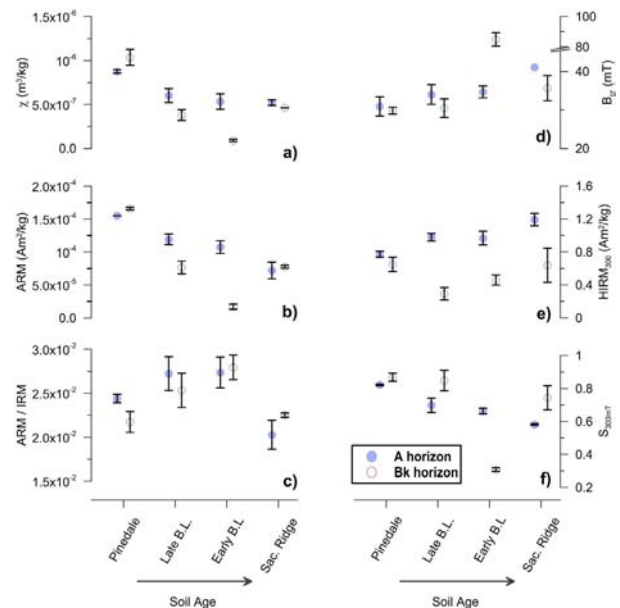


图 1 磁学参数随土壤年龄的变化

## 低温下钛磁铁矿磁畴壁的固定: MD Forc 和 AC 磁化率的定量模拟

姜兆霞

Church, N., J. M. Feinberg, et al. (2011). Low-temperature domain wall pinning in titanomagnetite: Quantitative modeling of multidomain first-order reversal curve diagrams and AC susceptibility. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 12(7), Q07Z27.

前人对富铁的多畴(MD)钛磁铁矿的研究发现,当温度低于 150 K 时,其磁学性质具有明显的变化,例如温度高于 50 K 时,AC 磁化率存在突然的上升,并且该变化依赖于外场频率。后来人们发现,MD 钛磁铁矿的低温剩磁在该温度段会有突然的下降,人们将其归因于各向同性点处磁畴壁的移动或者  $Fe^{2+}$  和  $Fe^{3+}$  之间电子跃迁引起的各向异性性能损失。但是,由于缺乏  $T < 77K$  时各向异性、磁弹性伸缩与温度及钛含量的相关关系测量,所以对于该特殊性质的起因还没有得到一致的结论。Church et al(2011)利用各种低温方法对低温下钛磁铁矿的磁畴壁固定以及弛豫进行了实验与模拟研究,从而得到这些磁学特性的物理机制。其研究对象是合成的多畴钛磁铁矿,  $0 \leq \chi \leq 0.6$ 。

不同温度点的低温钛磁铁矿 ( $\chi=0.4$ ) FORC 曲

线表明 (Figure 1), 当温度为 100 K 时, 主要是低矫顽力 ( $H_c \leq 5$  mT) 的信息, 随着温度的降低, 高矫顽力 ( $10 \leq H_c \leq 25$  mT) 的信息逐渐增强, 并且呈月牙形, 当温度等于 50 K 时, 低矫顽力的信息消失, 而高矫顽力信息主导。另外, 当  $0.3 \leq \chi \leq 0.5$  时, 钛铁矿的 FORC 曲线 (Figure 2) 也会呈现月牙形, 这说明月牙形的 FORC 信息是钛铁矿 ( $0.3 \leq \chi \leq 0.5$ ) 在低温下的一种固有性质, 即在 50 K 的时候, 磁畴壁固定能力急剧增强。

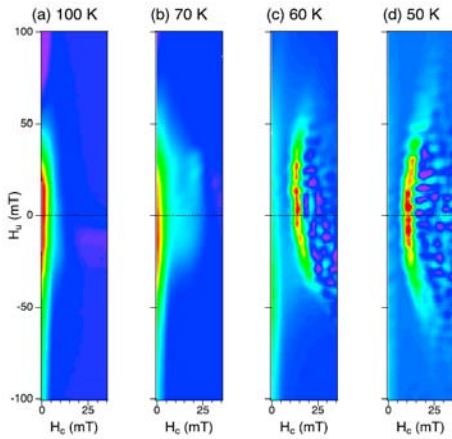


图 1 不同温度条件下钛铁矿 ( $\chi=4$ ) 的 FORC 曲线

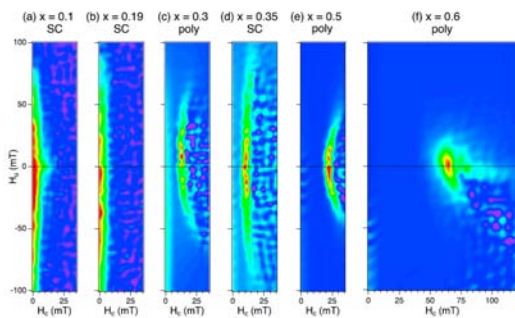


图 2 温度为 50 K 时, 钛含量不同的钛铁矿的 FORC 曲线

钛铁矿的 FC、ZFC 剩磁曲线 (Figure 3) 在 50 K 处也存在突然的变化, 曲线急剧下降。然而, AC 磁化率曲线的同相分量和异相分量在 50 K 处均会突然上升, 并在 70 K 左右达到峰值。那么引起这些特殊磁学性质的机制是什么?

Fresnel-mode Lorentz 透射电镜图像结果表明, 室温下磁畴壁不明显, 并且是扭曲的, 随着温度降低, 磁畴壁逐渐明显, 磁畴壁也沿着结晶方向趋于平直。这主要是低温下磁晶各向异性增加, 磁畴结构的变化会引起铁弹性杂晶的形成。对于剩磁的转化, 作者比较支持前人的观点, 在温度低于 50 K 时, 由于磁畴壁牢牢的固定住, 所以在外场的作用下样品可以获得一个很大的剩磁, 但是当温度在 50-70 K

之间时, 磁畴壁会通过移动来顺应退磁场, 于是剩磁会在这个过程中突然消失。为了进一步解决该机制问题, 作者对 Néel 理论进行了改进, 模拟了 MD 钛铁矿的 FORC 曲线和 AC 磁化率曲线, 发现在 50 K 左右两曲线都存在突变。结合模拟与实验结果, 作者认为温度低于 50 K 时, MD 钛铁矿 ( $0.3 \leq \chi \leq 0.5$ ) 存在一个固有的稳定组分, 在该组分中, 由于磁畴壁内磁晶各向异性的增强, 磁畴壁沿着长轴牢牢地固定住。而磁晶各向异性的增强则是由于低温下电子跃迁停止, 导致磁畴壁内  $Fe^{2+}-Fe^{3+}$  结构冻结引起的。另外, 磁晶各向异性的增强可以导致低温下磁畴壁的宽度变小以及 Döring 质量的增加。对于牢牢固定住的磁畴壁, 该质量增加使得 AC 磁化率测量对温度产生响应。

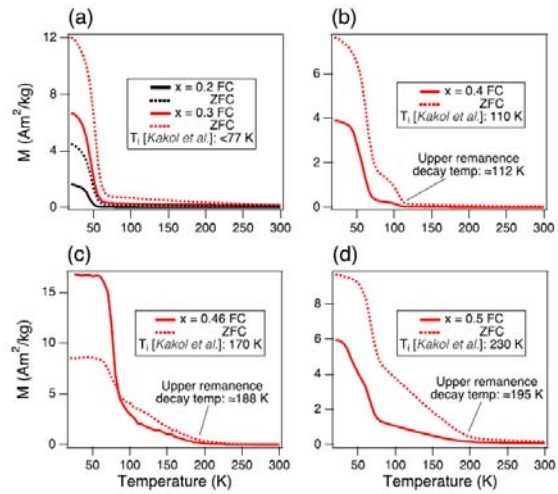


图 3 钛铁矿 ( $0.3 \leq \chi \leq 0.5$ ) 的 FC 和 ZFC 剩磁曲线 低温下 FORC 曲线的突变为地质样品中 MD 钛铁矿的存在提供了一个证据, 另外, 作者通过改进 Néel 理论对实验数据进行模拟, 为磁畴壁固定的物理机制提供了一个理想模型, 为进一步的研究拓宽了思路。

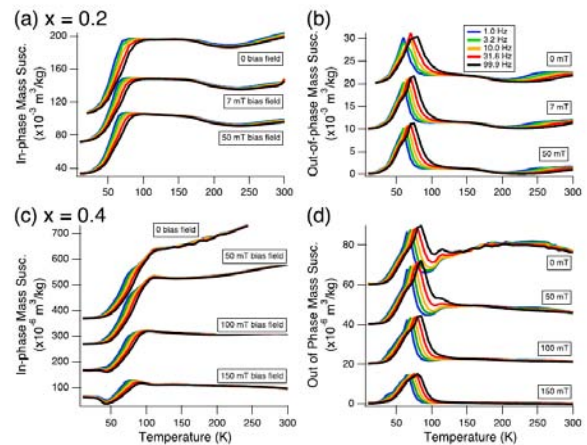


图 4 不同频率的 AC 磁化率曲线, 其中 (a, b)  $\chi=0.2$ , (c, d)  $\chi=0.4$

## 基于高分辨率松山-布容转换记录的印尼爪哇直立人的年代学约束

孙露

Hyodo M., Matsu'ura S., Kamishima Y., Kondo M., Takeshita Y., Kitaba I., Danhara T., Aziz F., Kurniawan I. & Kumai H., 2011. High-resolution record of the Matuyama-Brunhes transition constrains the age of Javanese *Homo erectus* in the Sangiran dome, Indonesia. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 108: 19563-19568

起源于非洲或南高加索地区的直立人(*Homo erectus*)在早更新世的卡拉布里亚期(Calabrian Age, 约为 1.8~0.8Ma)扩散到了亚洲并到达爪哇地区, 这里至今保留有多个产出直立人化石的地点, 并可与西亚及中国的化石点进行对比, 为研究人类演化提供了宝贵的材料. 其中一个地点 Sangiran 穹窿位于爪哇中部, 然而前人利用  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年代学及磁极性地层学方法得到的化石年龄之间并不吻合, 甚至相互矛盾. Hyodo et al. 试图为 Sangiran 穹窿的地层建立可靠的年代学框架, 他们的研究对象是研究程度相对较低的含人类化石层上部, 主要由河流相沉积物夹多层浮石, 火山灰及火山泥流组成, 地层学上被划分为 Bapang 组和 Pohjar 组, 其中含人类化石的层位从 Bapang 组的上凝灰岩层(Upper Tuff, UT)至其下覆的 Sangiran 组中第 11 层凝灰岩(Tuff 11). UT 层之上还有 3 个凝灰岩夹层, 分别为 UT0.5, UT1 和 UT2. 在其中一个剖面的 UT 层约 6m 之下还有另一层粉红色凝灰岩层 UMT(Upper Middle Tuff).

多个剖面的样品均以 10-至 30-cm 的间距采集, 室内以热退磁和交变退磁结合的方法甄别出原生剩磁. 热退磁结果显示样品的解阻温度在 500-580°C 及 680°C, 说明主要载磁矿物分别为磁铁矿(钛磁铁矿)和赤铁矿. 对极性过渡期和短期倒转期的样品的热磁分析也显示了相同的结果. 利用主分量分析法将逐步热退磁或交变退磁的结果进行计算, 得到大部分样品的特征剩磁方向, 少部分样品还利用了重磁化圆法进行分析.

结果显示了 3 个磁极性带: 底部为反极性带, 上部为正极性带, 二者之间为混合极性带(图 2). 该转换带包含 3 个短的反极性亚带, 其上部厚的正磁极性带经前人的裂变径迹及  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄证实为布容期, 这些特征与大阪湾(Osaka Bay)的海洋岩芯中记录的松山-布容(MB)转换期一致. 另外, 在 MB 主

界面之下有 4 个连续的过渡极性场(transitional polarity field), 它们在南太平洋西部的虚地磁极簇与来自 Hawaiian 和 Canary 岛火山熔岩的虚地磁极部分重合, 后者的  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄为  $776\pm 2\text{ka}$ . 因此剖面上部的正极性带对应于布容正极性时, 底部的反极性带对应于松山反极性时, 中部的混合极性带应为布容-松山极性转换带.

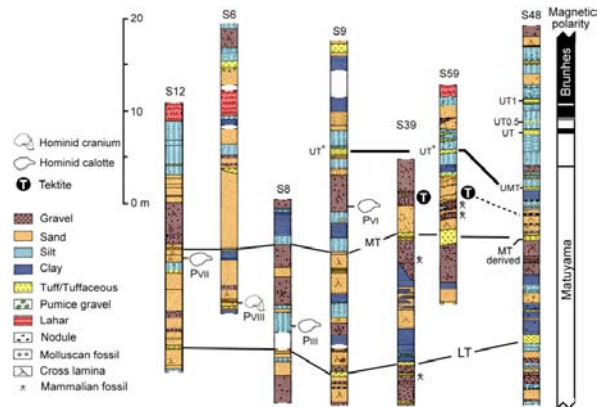


图 1 Bapang 组各剖面的地层对应关系及磁极性地层结果

经过对各个剖面的 Bapang 组中多个凝灰岩夹层的相互关系进行对比后发现, 人类化石最后出现的层位与 Sangiran 地区广泛分布的玻璃陨石产出的层位几乎吻合, 皆位于 UMT 之下, 属于松山反极性时. 这些特征也与从深海岩芯得到的陨石撞击事件发生于 MB 倒转之前约 12ka 的结论一致. 因此, MB 界线为 Sangiran 地区产出直立人化石的最高层位的年龄提供了约束, 为 0.79Ma.

## 思考特提斯

李仕虎

Hatzfeld, D., and P. Molnar (2010), Comparisons of the kinematics and deep structures of the Zagros and Himalaya and of the Iranian and Tibetan plateaus and geodynamic implications, *Rev. Geophys.*, 48, RG2005, doi:10.1029/2009RG000304. 注: 第二作者 P Molnar 是一位地质大家, 有很多经典的文章和综述.

特提斯缝合带是一条位于欧亚大陆南缘, 东西向长达 5000 km, 由一系列板块(印度次大陆、阿拉伯板块、非洲板块)向北俯冲和欧亚大陆碰撞造成的. 都是板块之间的碰撞, 为什么印度与欧亚大陆碰撞形成了巨大的青藏高原, 阿拉伯板块与欧亚大

陆的碰撞形成了伊朗高原,而非洲板块与欧亚大陆的碰撞仅形成了线状的阿尔卑斯?该文对比了喜马拉雅与扎格斯缝合带以及青藏高原和伊朗高原的地球动力学和深部结构的不同,指出了伊朗高原与青藏高原在大小、高度上差异的原因。相同方面,都形成了一个具有平坦面和陡峭边界的高原,具有加厚的地壳,高原内发育一系列逆冲断层。不同方面,从碰撞时间上来讲,印度与欧亚大陆开始于55-45Ma(作者观点),而阿拉伯与欧亚板块开始于35-23 Ma;从汇聚速率来讲,印度与欧亚大陆碰撞时速率高达20cm/yr,现今汇聚速率任然高达5cm/yr,而阿拉伯与欧亚板块碰撞时的速率仅2-3 cm/yr,现今的汇聚速率不足2 cm/yr。这种碰撞时间和速率的差别导致形态上青藏高原的平均海拔高达5000 km,地壳厚度厚达70公里,而伊朗高原的平均海拔1000-2000 km,地壳厚度不足50 km;青藏高原的地幔各向异性也远大于伊朗高原;印度与欧亚大陆碰撞后的缩短量达到2500-3500 km,阿拉伯与欧亚大陆碰撞后的缩短量仅500-800 km。这些现象都表明青藏高原的演化代表了一个更加晚期的演化阶段,但是两者的碰撞演化属于同一个过程。两个高原的莫合面地震波组都显示低值表明岩石圈都曾发生减薄,但是只在青藏高原发育南北向的正断层(减薄拉伸的结果),作者认为造成这种差异的原因是印度与欧亚大陆汇聚速率的变化比阿拉伯和欧亚板块汇聚速率大,从而造成更大的平衡力的变化作者最后总结说这两个区域的差别与由碰撞的时间、汇聚的速率不同所造成的印度与阿拉伯板块插入欧亚大陆量的不同有明显的关系。

# 实验专栏

## 2011年实验室总结

2011年,古地磁与年代学实验室坚持以求真务实的精神为指导,奋进创新的理念为己任,注重实验室制度规范与仪器创新,营造健康快乐的工作学习氛围,在实验室上下形成了良好的精神面貌,并使各个分支实验室特色得以发挥,促进了各项工作的顺利开展。在这一年里,实验室的测试工作稳定运行,仪器创新小有成就,人才发展形成梯队式成长,国际交流成果喜人。

## 实验室的第一要务——维护各台仪器的安全稳定运行

古地磁与年代学实验室实验手段齐全。为了维持仪器的安全稳定运行,其蕴含的工作量必然十分繁杂而细琐。我们延续了去年起开始实行的多项管理制度,同时又针对新出现的问题提出解决办法,将压力化为动力,实现了2011年全年,实验室仪器的无事故安全稳定运行,很多仪器如超导磁力仪、MPMS等仪器全天候、满负荷运转,产出了大量优质、可靠地数据,有力的保证了科研工作的顺利进行。

这么优异的工作成绩来之不易,总结起来主要有两方面的经验。一方面是对正确工作方法的贯彻:对“古地磁实验室安全条例”的严格执行,使得每位在实验室内工作的人员都产生了高度的责任感;对“仪器预约制度”的高度配合,既将机时安排醒目的标明,便于实验人员的时间安排,又将机时紧凑的利用起来,减少了浪费情况,同时便于仪器管理人员的监督,又为仪器的统计积累了第一手资料;对夜间门禁刷卡制度的坚决贯彻,使得实验室有信心使仪器在夜间开放工作;特别值得一提的是我们延续了对仪器的定期检测制度,如对超导磁力仪、热退磁炉的定期磁场、温度检测,使得我们可以对仪器的运行情况了然于心,无愧于朱老师将仪器交付于我们管理的叮嘱与信任。另一方面,师生之间、同学之间良好的经验交流也为实验室仪器的正常运行起了良好的作用。2011年初起,针对大家对仪器使用的高涨热情,实验室组织相关人员举行了仪器专题讲座,在一连串的汇报中,大家了解仪器工作原理,交流仪器使用心得,分享仪器操作技巧,排除仪器故障隐患,可以说,对实验室的大部分仪器进行了一个大规模深入浅出的学习了解。也正是因为有了这次理论上系统的交流与指导,才使得我们今年的仪器操作避免了很多无谓的失误,对维护仪器正常安全运行起到了保驾护航的作用。

## 实验室发展的灵魂——仪器创新

仪器创新是一个实验室能否保持旺盛生命力的关键所在,也是一个实验室发展的灵魂。因为仪器的创新与发展不可能是毫无根据,凭空设想的,而必定是为了解决科学研究中出现的一些问题而相应而生的,因此,一个对仪器创新提不出要求的实验室,在科学研究上也必然不能站在科学前沿。而我们实验室确实在仪器的创新研制上拥有自己的灵魂。针对热退磁炉在加热过程中,加热炉丝会产生磁场影响样品的测试结果这一问题,我们实验室自

主研发了无论在次生磁场, 样品承载量, 加热速率上都处于国际领先地位的热退磁炉。这台仪器的研制成功, 首先要归功于对科研需求的高度敏锐嗅觉和较深入的仪器现状调研及国外先进经验的引入; 其次, 对于技术细节坚持不懈的探索与钻研也使得我们攻克了一道又一道难关, 尤其像炉丝的缠绕方式、炉膛的制作工艺、隔热层屏蔽层材料的选择, 都倾注了研发人员大量的心血; 最后, 仪器的成功研发也和团队的精诚协作分不开, 为了研制热退磁炉, 我们实验室成立了以刘老师为组长的研发小组, 每周对仪器的进展工作做相应总结, “长开会而不开长会”, 使得研发工作得到了有序的进行。而这种团队作战的经验应该被我们所贯彻于借鉴, 在以后的工作中应该更多的得以应用。

除此之外, 为了减少以后对损耗类仪器的消耗, 实验室也开始涉及对损耗类仪器的研制。为此, 我们今年经过对多家企业的调研, 对仪器的详细设计, 试制了两台第一代的实验室自主研制采样钻机。此钻机在采样操作和性价比上都有很大程度的改善。我们拟在2012年对其制作材料选用更轻便的硬质铝合金, 会使钻机在重量上更易携带。

在仪器引进方面, 今年实验室引进了MFK、DRS等仪器, 使我们实验室在测量领域上又有所扩大。同时, 还购置了小型化的车床和铣床, 使得我们实验室也具备了自我制造特制零件的条件, 而不必受外部企业对我们特制零件数量的挟持, 这也为我们实验室仪器的自主创新能力提供了很好的硬件保障。在生物磁学研究方面, 购买了一台密理博纯水仪Milli-Q Integral 3型号; 一台振荡器(摇床); 一套Eppendorf微量移液取样器, 同时研发改造一台自动红外线监测动物行为装置。

在氩气实验室方面, 基于实验室工作的需求及实验技术面临的问题, 在很多方面也进行了改进, 为了解决红外激光样品盘本底过高问题, 我们在引进差异真空样品观察窗的同时, 也自行设计了一种可更换透光晶体的超高真空激光样品观察窗; 为了解决当前国内中子辐照横向不均匀及照射时样品容易受热的问题, 设计了一种用于快中子辐照自动旋转的装样装置; 为了解决了热年代学常规电阻炉在低温加热时样品实际受热温度准确度差的弊端, 设计了一个用于惰性气体扩散实验的超高真空聚焦炉装置, 对研究惰性气体在矿物中的扩散机制及其与温度的确切关系提供了很好的实验手段。

### 实验室的梯队建设——人才发展

如果说, 实验室的仪器维护开发工作是一个实

验室的硬实力的体现的话, 那么实验室的人才发展就是软实力的证明。今年, 我们实验室在人才发展上成果喜人, 形成了梯队化的发展趋势。黄老师荣升为二级研究员, 秦华锋, 靳春胜评为副研究员, 刘双迟晋级为工程师。

### 实验室的锦上添花——文体活动

紧张的工作学习生活之余, 实验室组织了大量的文化, 体育活动, 增强大家的集体向心力与凝聚力。青松乐队在建党90周年庆祝大会上表演受到了大家一致的好评, 已成为所里文艺活动的一块金字招牌。同时, 篮球队, 足球队, 攀岩队的活动也都顺利进行, 各项集体体育活动既锻炼了大家的体魄, 又增强了成员们对整个实验室的感知与认同。活动中, 教师与学生放下平日对学术的严肃与认真, 以娱乐的心态尽情投入, 增进了师生情感。

### 2012 展望

2012年, 将建立U-Th/He低温热年代学实验平台, 开拓全新的研究领域, 争取实验室能尽快在低温热年代学研究占有一席之地, 并在未来几年内能成为该领域国内一流国际知名的实验室。争取把新研制的退磁炉商业化、研制多频率磁化率仪、推进磁卫星检测平台的建设。

## 文化动态

### 什么是博士?

胡鹏翔

这问题有点像数学证明题, 关键不在于答案而在于求解过程。在古代, 博士大概有两种解释: 一是博学多才, 通晓古今的人; 二是对某种技艺或从事某种专业人的尊称。显然, 现在博士的意义更倾向于后一种。在这里, 我谨以一名博士研究生的身份谈谈我对博士的理解。

我认为博士最明显的特征是学术领域前沿中在某一点取得突破。这是博士的必要不充分条件, 但是如今, 貌似被当成了充分必要条件。想成为一个博士, 学术突破只是“博”的概念, 但首先是要成为一个“士”。士在封建社会中是最基础的贵族, 这里的“贵”并不是富有, 而是高贵。“士”本身是一种荣誉, 像是骑士, 武士。在中国, 知识分子为代表的士族, 在古代的话, 应以正心, 修身, 齐家, 治国,

平天下为己任。在现代社会中,治国,平天下似乎有点夸大,但正心,修身,齐家,我认为还是必须的。简单的说,我认为博士就是具有高贵的人格,在学术领域中有所突破有所贡献的人。

有人曾经提出 PhD 就是 Philosophy+Humour+Difference,即掌握指导科学的方法论,懂得幽默,有个性。类似这样的解释方法还有很多。在这里,我也提出了自己的 PhD 定义: Person+Honesty+Dedication.

Person 是指,博士首先是一个人,一个合格的人。成为博士要先学会做人。一个人格不完善的人即使学术再有成就,也称不上是博士。也许很多人认为,我们早在小学,初中,高中,大学早已学会了做人,但我认为实则不然。如何树立正确的价值观,如何与人相处,如何发展潜在的自我都是一生的课题。博士应不仅以要以成就服人,更要以人服人。做人首先要懂得尊重,尊重不是客气,而是心底里对他人的肯定,这就是为什么我们要在论文中对前人的工作加以引用,而不是只突出自己的贡献。做人还要懂得感激,自私自利的人可以成就很高,但终究很难称之为博士,这也是为什么论文中有一部分得是 Acknowledgements。做人还要实事求是,投机取巧往往利很短暂,弊却影响深远。做人还得学会交流,总是用害羞紧张当挡箭牌阻碍的只能是自己。然而纵观现在的学术界,尊重大多都在嘴上,感激大多都在纸上,实事求是更是被当做幼稚,交流也是障碍重重。因此,博士研究生的课程中绝对应该加上一条如何做人。

Honesty 是指正直诚实。这不仅是用来形容人,也可以用来形容研究。做正直的研究,做诚实的研究,做扎实的研究。对于地学来说,真实的数据至关重要。如果为了精彩的故事放弃了真实的数据,也许能硕果累累,但却无法在学术上去的真实的突破,也就自然不能成为真正的博士。诚实的实验,诚实的分析,做扎实的工作才是通向博士的唯一之路。

Dedication 是指确定自己的追求,并为之奋斗终身。这话听起来好像很俗套,但做好科研,当好博士就必须如此。博士的“博”虽原本是博才多学的意思,但处处浅尝辄止是无法取得突破的。“博”是要汲取众家之长,积累大量知识,才能帮助找到自己的方向。确定方向后,坚定信心也十分重要,坚定信心后更要为之努力。只有有了目标,dedication 才有动力,只有勤奋刻苦,dedication 才能长久。如果不是抱着一颗为科学奋斗的信仰,是实在难以成为博士的。因为即使有了博士学位,即使有了小的

成果,没有 dedication 的勇气和信念,一点点诱惑,一点点干扰就会让之前所有努力都付之东流。

综上所述,我认为博士是具有高贵人格,有明确的科学目标,勤奋科研,锲而不舍追求真理的人。学位只是对一个努力成为真正博士的人的肯定和勉励,不是终点而更是一个起点。最后,我还想回到我对“士”的理解,在我刚刚踏进科学研究这扇门槛时,曾经受到这样的勉励——要以作为博士感到荣耀。的确,每一个真正的“士”都是一个真正的“贵族”,都应该为自己感到骄傲。而又有多少人,可以以“贵族”来自勉,行“士”之所为,言“士”之所语。我们既然踏入了科学的殿堂,就有理由以己之力,保持它的荣耀。若干年后,当你真正以博士为荣,你自己也将真正成为一个博士。

## 浅谈中西文化差异——美国学习有感

蔡书慧

不知不觉中来美国已经三个月,回想初到情景,不禁感慨时光如梭。对于初次出国的我来说,一切都是新的,从到首都国际机场准备登机那一刻开始,就整装待发,时刻准备迎接新事物,而在这里的每一天也都打起十二分精神,努力适应着新环境。位于美国加州的 San Diego 果然名不虚传,依山傍水,气候宜人,风景秀美。这个城市给我的感觉是“城市的地方特别城市,自然的地方特别自然”,之所以这么说是因为这里屋子里的家居设施先进而齐全,人们的饮食起居也很讲究,特别都市化,但走出家门立刻就能找到置身大自然的感觉。我所经过的地方很少看到高楼林立,大多是矮小的别墅或公寓,零星地散落在高低起伏的山坡上,周围全是树木,虽然不够高大但也郁郁葱葱,傍晚时分看远处山坡上星星点点的灯光,别有一番韵味。Scripps 海洋研究所就位于太平洋沿岸的沙滩上。早晨辽阔的海面、凉爽的海风让人神清气爽;中午到海滩上散散步,看看海边尽情冲浪或享受沙滩阳光浴的人们还有专注地玩着泥巴的孩子,能够赶走前半天的疲惫;傍晚等公交车的间隙更可以将海面上落日美景尽收眼底。

这里虽然有诸多优点,但也有其不足。很怀念国内宿舍、办公室和实验室之间那仅仅几百米的距离,而在这儿起床之后至少要辗转 1 个半小时才能到办公室;很怀念在国内可以一天十几个小时泡在办公室或实验室(虽然不全是在工作),而在这里一

般只有早上9点到下午5点这8个小时可以利用, 大部分人过着朝九晚五的生活(当然也有人会加班); 很怀念在国内不用为诸如电脑故障, 软件使用等繁琐问题费心的日子, 因为总可以从组内那么多的兄弟姐妹中找到答案, 而在这里虽然也可以问别人, 但由于存在文化差异, 大部分情况还是需要自己解决; 很怀念国内宽敞而又设备齐全的实验室, 而这里一台旧超导, 两台48炉就是他们零磁屋里的全部装备。

随着中国综合国力的增强, 科学技术越来越受重视, 科研经费也很充足, 中国步入了科学研究的黄金时期。相比之下, 由于受经济危机的影响, 美国各方面都受到冲击, 科研经费不够充裕, 科学研究进入了“艰苦奋斗”的时期。尽管如此, 美国的研究成果在国际上依然是遥遥领先。一直都知道中国的研究成果和西方有差距, 但至于相差多少却没有明确概念, 看了2010年中国科技论文统计结果中的数字, 确实有些震惊。我国平均每篇论文被引用6.21次, 而世界平均值为10.71次; 中国2001~2011年10年段处于世界前1%的高被引论文数为5856篇, 而排在第一位的美国, 高被引论文数高达55953篇; 截至2011年11月, 中国热点论文数为196篇, 而美国最多, 为1070篇。差距如此之大, 究其原因, 我认为首先不能忽视历史因素的影响。中国历史文明虽然源远流长, 很多发明都最早出现在中国, 但却没能持续保持这种优势, 闭关锁国、多年战争及不符合国情的领导决策等导致了中国的落后, 而科学技术被重新提上日程也不过几十年的时间, 想在这几十年的时间内弥补过去几百年累积的差距, 当然不能一蹴而就。抛开历史因素, 单看近些年的发展情况, 中国的科研水平虽然也在提高, 但提升速度与科研条件的提高程度却不成正比。造成这种现象的原因我认为有以下几个方面。首先语言因素是我们不得不承认的一个客观原因, 虽然通过努力可以一定程度上克服这一不利因素, 很多中国人的英语水平也已经很高, 但总不如别人用母语讨论问题得心应手; 其次, 中西方的文化背景不同导致了我们的思维和思想的差异, 中国人几千年来保守内敛, 谨言慎行的思想根深蒂固, 太多的条条框框容易束缚人的思想, 使人墨守陈规, 抑制创新思维, 而西方人的思想则很“open”, 他们自由随性, 不拘小节, 有利于激发新思想; 再次, 中西方的行事习惯差别很大, 西方人很独立, 讲效率, 有计划, 做事情目的明确, 直截了当, 生活节奏快, 而中国人做事讲究含蓄委婉, 通常不喜欢太直接, 这无疑会影响效率和节奏。

在造成中国科研水平落后的诸多因素中, 有些是我们无法改变的, 比如历史因素, 历史已经形成, 不可能改写, 再比如几千年的传统思想, 我们跳不出生活环境也避免不了受其潜移默化地影响, 我们不可能像西方人一样“open”, 只能尽量放开思维, 摆脱束缚。有些因素是可以通过努力逐渐改善的, 比如语言, 现在国际交流的机会越来越多, 相信只要愿意努力, 就算不能达到别人母语的水平, 至少也可以不让语言成为进步的障碍。还有些因素是我们完全可以控制的, 比如做事习惯, 西方人独立、高效、有计划的行事习惯, 是很值得我们借鉴且通过努力可以做到的, 这一点对我们刚步入科研领域的学生尤其重要。我们是需要有人指导, 但也应该有自己的目标, 一直等着别人告诉你该做什么永远只能是个配角, 学会独立思考才能掌握航向标。学会提高时间利用效率同样很重要, 很多时候我们觉得在办公室或实验室待的时间越长越好, 但却没计算过真正用于工作的时间有多少, 与其这样熬时间倒不如学会驾驭时间, 提高效率让生活更紧凑, 把那些熬过去的时间释放出来, 这样才能做到游刃有余。人在漫无目的的情况下最容易浪费时间, 所以尝试着制定一周、一个月甚至更长时间的计划, 哪怕只有轮廓, 对自己也是一个很好的督促, 有了计划且常常让自己有一种紧迫感, 会让生活更充实。

西方文化固然有其优势, 但不能照搬全抄, 有些东西在中国找不到生存的土壤, 还是要结合自身情况, 取其精华, 好好把握目前的有利条件。在科研的春天里, 动起来, 我们就有希望!

由于认识水平有限, 以上观点如有不妥之处, 敬请见谅!

## 实验室新闻

段宗奇

“穷冬”, 兔年已尽, 龙年将至。国际合作交流是这一季度的热点

潘永信研究员于10月6日到9日应明尼苏达州大学教授 Michael J Jackson 的邀请赴美进行学术交流。

受刘青松研究员邀请, Instituto Geológico y Minero de España (Geological Survey of Spain)的 Juan Cruz Larrasoña 教授于10月12日至10月27日访问了实验室, 并作了“Magnetic properties of atmospheric dust: paleoenvironmental implication”、“Magnetic properties of marine sediments: a review of past accomplishments and future challenges”、



“Magnetostratigraphy as a dating tool: applications, problems and perspectives”等一系列报告。

明尼苏达大学 Institute for Rock Magnetism 的 Subir K. Banerjee 教授于 11 月 14 日对实验室进行了访问参观。

11 月 22 日-26 日应 Reidar Løvlie 教授之约前往挪威参加其课题组的论文评审并进行访问交流。

2011 年 11 月 28-29 日,由法国驻华大使馆主办的“中法公共联合科研机构-中法科技合作的优势资源交流会”在京召开。我组刘青松研究员、田兰香副研究员和所外事主管车建国应邀参加了会议。我们组与法方合作交流活跃,现有中-法生物矿化与纳米结构联合实验室 (LIA\_BioMNSL),以及即将成立的中法季风-海洋-气候联合实验室 (LIA\_MoNoCL)。会议上法方代表 Longfei Wu 教授和刘青松研究员分别就实验室工作进行了介绍,表示将继续做好实验室工作,促进中法科技合作。



朱日祥院士 (右) 与 AGU 主席合影

朱日祥院士、黄宝春研究员、刘青松研究员、郑妍博士、易治宇博士和姜兆霞博士于 12 月 4 日-10 日参加了在美国加利福尼亚 San Francisco 举办的 AGU Fall Meeting。朱日祥院士因在古地磁学领域开展的广泛而重要的研究成果及其在中国地球物理学界的杰出领导才能,荣获 2011 年 AGU Fellow (会士),成为中国大陆首位荣获此殊荣的地球科学家。这是实验室的骄傲,也是中国地球物理学界在国际上得到认可的标志。

12 月 9 日, Wiley 出版社的微生物学国际权威期刊《Molecular Microbiology》上发表了我国林巍博士和潘永信研究员应邀撰写的题为“Snapping magnetosome chains by asymmetric cell division in magnetotactic bacteria”的评论文章。此次应邀撰写评论文章,反映了我们实验室生物地磁学小组得到国际同行的认可,在该领域具有一定的影响力。

西历 2012 年 1 月 9 日,美国伍兹霍尔海洋研究

所资深研究员、著名的海洋学家林间教应朱日祥院士邀请,访问参观了实验室及研究所。并作了题为“国际深海科学技术新进展、挑战与机遇”的特邀报告。其报告振聋发聩,引发与会人员的共鸣与思考。

另外,2011 年中国第二十七届地球物理年会上,本实验室博士生吴文芳和易治宇荣获本年度“指南针优秀学生论文奖”;12 月底,易治宇博士顺利通过博士答辩;秦华峰、靳春胜和刘双迟分别顺利通过实验副研究员、副研究员和工程师的应聘答辩。在此,表示祝贺。

### 2011 年实验室发表文章汇总

1. Paterson, GA, A simple test for the presence of multidomain behavior during paleointensity experiments, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 2011, 116, B10104, DOI.10.1029/2011JB008369.
2. He HY, Deng CL, Pan YX, Deng T, Luo ZH, Sun JM, Zhu RX, New  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating results from the Shanwang Basin, eastern China: constraints on the age of the Shanwang Formation and associated biota, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2011, 187: 66-75.
3. He HY, Zhu RX, Saxton J, Noble gas isotopes in corundum and peridotite xenoliths from the eastern North China Craton: Implication for comprehensive refertilization of lithospheric mantle, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2011, 189: 185-191.
4. Jin CS, Liu QS, Revisiting the stratigraphic position of the Matuyama-Brunhes geomagnetic polarity boundary in Chinese loess, *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2011, 299: 309-317.
5. Jin CS, Liu QS, Remagnetization mechanism and a new age model for L9 in Chinese loess *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2011, 187: 261-275.
6. 李陞, 吴文芳, 李金华, 潘永信, 温度和电子传递体 AQDS 对铁还原细菌 *Shewanella putrefaciens* CN32 矿化产物的影响, *地球物理学报*, 2011, 54(10): 2631-2638.
7. Lin W, Pan YX, Snapping magnetosome chains by asymmetric cell division in magnetotactic bacteria, *Molecular Microbiology*, 2011, 82(6): 1301-1304.
8. Lin W, Jogler C, Schüler D, Pan YX, Metagenomic Analysis Reveals Unexpected

- Subgenomic Diversity of Magnetotactic Bacteria within the Phylum Nitrospirae, *Applied and Environmental Microbiology*, 2011, 77(1): 323-326.
9. Lin W, Li B, Pan YX, DMTB: A comprehensive online resource of 16S rRNA genes, ecological metadata, oligonucleotides, and magnetic properties of magnetotactic bacteria, *Chinese Science Bulletin*, 2011, 56(6): 476-478.
  10. Lin W, Li B, Pan YX, 全球趋磁细菌数据库的建立, *科学通报*, 2011, 56(1), 16-17
  11. Liu CY, Ge KP, Zhang CX, Liu QS, Deng Chonglong, Nature of remagnetization of Lower Triassic red beds in southwestern China, *Geophysical Journal International*, 2011, 187: 1237-1249.
  12. Liu QS, Torrent J, Barrón V, Quantification of hematite from the visible diffuse reflectance spectrum: effects of aluminium substitution and grain morphology, *Clay Minerals*, 2011, 46: 137-147.
  13. Pan YX, Hill MJ, Tauxe L, Special Issue: Planetary Magnetism, Dynamo and Dynamics Preface, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2011, 187: 77.
  14. Qiao QQ, Zhang CX, Huang BC, Piper JDA, Evaluating the environmental quality impact of the 2008 Beijing Olympic Games: Magnetic monitoring of street dust in Beijing Olympic Park, *Geophysical Journal International*, 2011, 187(3): 1222-1236.
  15. 乔庆庆, 张春霞, 李静, 李泓, 黄宝春, 北京市朝阳区大气降尘磁学特征及对空气污染物浓度的指示, *地球物理学报*, 2011, 54(1): 151-162.
  16. Qin HF, He HY, Liu QS, Cai SH, Palaeointensity just at the onset of the Cretaceous normal superchron, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2011, 187: 199-211.
  17. 王海龙, 黄宝春, 乔庆庆, 陈军山, 黑龙江东部白垩纪-古近纪古地磁初步结果及其构造意义, *地球物理学报*, 2011, 54(3): 793-806.
  18. Yi, ZY, Huang BC, Chen JS, LChen LW, Wang HL, Paleomagnetism of early Paleogene marine sediments in southern Tibet, China: implications to onset of the India-Asia collision and size of Greater India *Earth and Planetary Science Letters* 2011, 309: 153-165
  19. Zhan, XY, Zhang, KK, Zhu, RX, A full-sphere convection-driven dynamo: Implications for the ancient geomagnetic field, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2011, 187: 328-335.
  20. Zhu RX, Chen L, Wu FY, Liu JL, Timing, scale and mechanism of the destruction of the North China Craton, *Science China-Earth Sciences* 2011, 54(6): 789-797.
  21. 潘永信, 朱日祥, 生物地球物理学的产生与研究进展, *科学通报*, 2011, 56(17): 1335-1344.
  22. 段宗奇, 高星, 刘青松, 徐柏青, 苏有亮, 宁金岗桑冰芯不溶性微粒的岩石磁学性质及其环境学意义, *中国科学*, 2011, 41(10): 1477-1486.
  23. Kent D and Pan YX, Danamo, Domains, and Paleomagnetic Poles, *Eos*, Vol. 92, No. 19, 10 May 2011.
  24. Bailey I., Liu QS, Swann GEA, Jiang ZX, Sun YB, Zhao X, Roberts AP., Iron fertilization and biogeochemical cycles in the sub-Arctic northwest Pacific during the late Pliocene intensification of northern hemisphere glaciation, *EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS*, 2011, 307: 253-265.
  25. Roberts, AP, Rohling EJ, Grant KM, Larrasoana JC, Liu QS, Atmospheric dust variability from Arabia and China over the last 500,000 years, *Quat. Sci. Rev*, 2011, 30: 3537-3541.
  26. Zhang CX, Paterson GA, Liu QS, A new magnetic enhancement mechanism of hematite during heating: Role of clay minerals, *STUDIA GEOPHYSICA ET GEODAEITICA*, 2011, in press
  27. Zhang CX, Qiao QQ, Piper JDA, Huang BC, Assessment of heavy metal pollution from a Fe-smelting plant in urban river sediments using environmental magnetic and geochemical methods. *Environmental Pollution*, 2011, 159: 3057-3070.
  28. H. Gürsoy, O. Tatar, J.D.A. Piperb, F. Koçbuluta, Zafer Akpınarc, Baochun Huang,

- A.P. Roberts, B.L. Mesci, Palaeomagnetic study of the Kepezdağ and Yamadağ volcanic complexes, central Turkey: Neogene tectonic escape and block definition in the central-east Anatolides, 2011, 51(5): 308-326.
29. Tong YB, Yang ZY, Pan YX, Zheng LD, Sun ZM, Pei JL, Zhuang ZH, Geomagnetic polarity transitions recorded in the Miocene lavas of the Wuyu basin, Tibet, 2011, 54(4): 561-570.
30. Muxworthy AR, Ji XL, Ridley V, Pan YX, Chang L, Wang L, Roberts AP, Multi-protocol palaeointensity determination from middle Brunhes Chron volcanics, Datong Volcanic Province, China, 2011, 187(3-4): 188-198.
31. Fu XH, Zou YL, Zheng YC, He HY and Ouyang Z, Noble gas diffusion mechanism in lunar soil simulant grains: Results from  $^4\text{He}^+$  implantation and extraction experiments, 2011, 22(5): 566-577.
32. Charles, N, Chen Y, Augier R, Gumiaux C, Lin W, Faure M, Monié P, Choulet F, Wu F, Zhu R, Palaeomagnetic constraints from granodioritic plutons (Jiaodong Peninsula): New insights on Late Mesozoic continental extension in Eastern Asia, Phys. Earth Planet. Inter, 2011, 187(3-4): 276-291.

### 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](http://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

