

PGL

Letters

第3期 (总第九期)



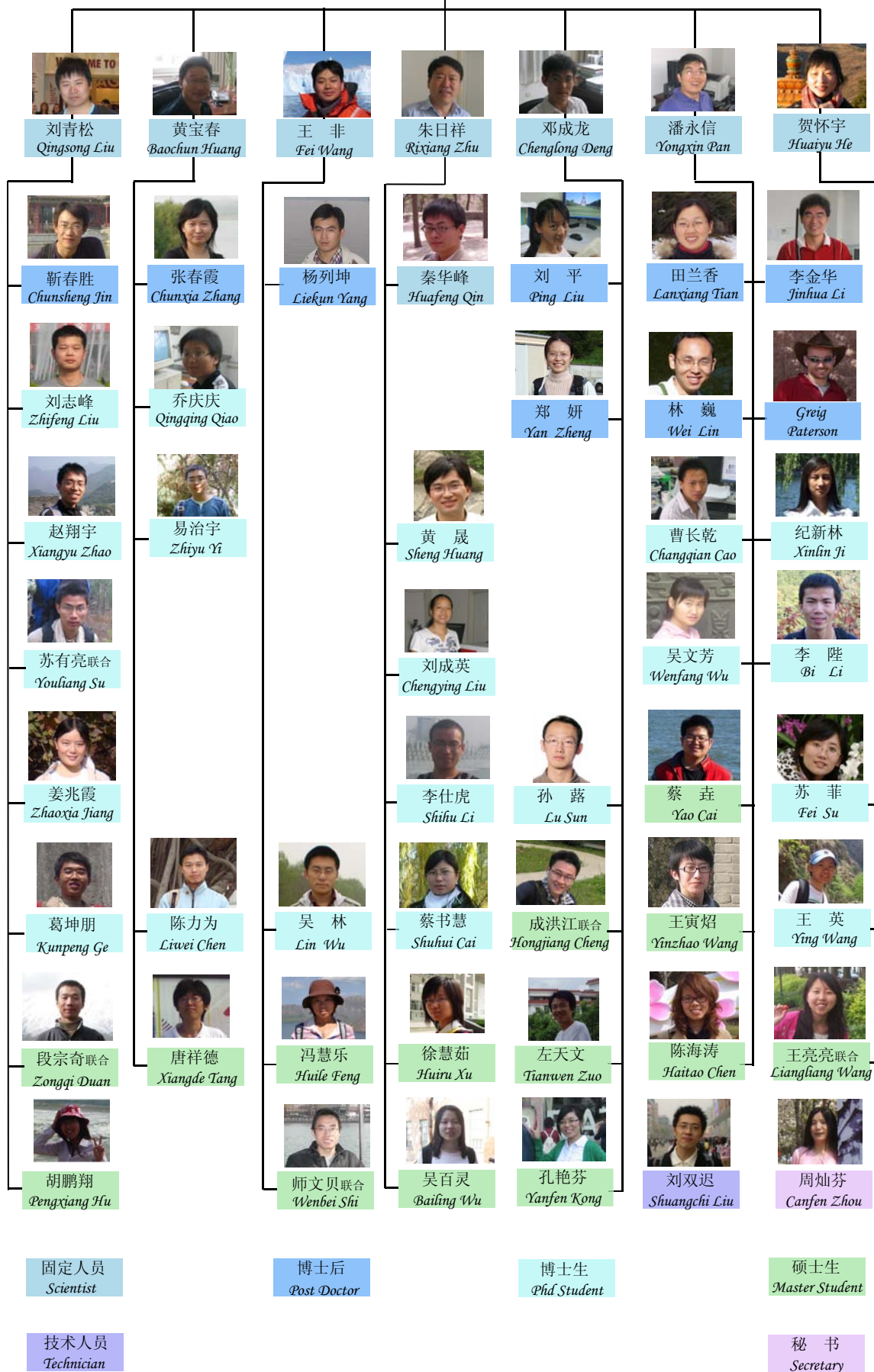
云南香格里拉纳帕海 (摄影: 黄晟)

2010

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

期刊首语

又逢秋高气爽时节，试着放慢自己匆忙的步伐，停留片刻，深深吸口气，让身心充分地去感受这个季节的多姿多彩。希望我们本期的内容，带给您不一样的感受。

不同地质历史时期地球磁场强度及其变化，是我们探索地球深部过程的窗口。近年来，涉及古强度研究的论文占近十年所有论文总数的40%以上。面对数量如此浩瀚的数据，您可能会认为我们现在已经清楚地掌握了地球磁场长期变化的行为，而事实上却让人无法乐观，古强度研究迄今为止依然是困难重重，不但耗时，且成功率极低。尽管如此，古强度研究者们充分发扬了不抛弃不放弃的大无畏精神，从方法、材料和技术等多方面着手，力图区分究竟哪些数据才是真正可靠的古强度数据。通过“绝对古强度，我们究竟能看到什么？”大概这是我们大家共同的疑问。如想知道答案，那就带着如此的疑问一起来关注本期的专题介绍中 Paterson 博士的文章吧。

磁场并不是地球所独有，其他类地行星，如水星，金星，火星等也存在磁场。行星磁场的产生与演化，对研究地球磁场具有很强的借鉴意义。因

为这些行星现今的状态，可能就是若干年后地球磁场的状态。本期的文献导读特别推出关于火星和水星磁场研究的综述文章。

土壤，是磁学研究的重要载体，从中可以提取气候等诸多信息。但土壤磁学性质极为复杂，这在一定程度上制约了其发展。而土壤漫反射光谱方法为我们提供了一种识别土壤矿物的有效途径。为了更好地了解该方法的原理、操作方法及应用，本期将专题介绍漫反射光谱学。

动物地磁导航一直是生物地磁学交叉研究的热点问题。动物是否携带磁受体，是解决该问题的关键。本期将向您详细介绍蝙蝠头部磁受体的研究进展。

重点连载部分继续连载关于细菌等纳米磁性矿物的研究方法—纳米磁性矿物研究中常用的 TEM 技术。

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3期

2010年10月

目 录

人物介绍

邓成龙.....1

专题介绍

Absolute Paleointensities: What can we really see?.....1

漫反射光谱学.....6

文献导读

Brief review of recent studies on the magnetic field of Mars and Mercury16

研究进展

动物地磁导航研究新进展：蝙蝠头部含有磁铁矿颗粒20

重点连载

纳米磁性矿物的研究方法.....21

文化动态

中-法生物矿化与纳米结构联合实验室挂牌26

第二届趋磁细菌与生物矿化国际研讨会在京召开.....27

实验室新闻.....27

人物介绍



邓成龙

1994 年毕业于长春地质学院地质系，获学士学位；1997 年在中国地质大学（北京）获沉积学硕士学位，2000 年在中国科学院地质与地球物理研究所获地质学博士学位。毕业后留所工作至今。1998-1999 年和 2001 年在美国加州大学 Davis 分校做访问学者，2004-2005 年受英国皇家学会资助在 Liverpool 大学进行合作研究。2006 年获国家自然科学基金二等奖（个人排名第四）和中国地球物理学会傅承义青年科技奖，2009 年获中国地质学会第十二届青年地质科技奖“金锤奖”。2009 年获国家杰出青年科学基金。现为中国科学院地质与地球物理研究所研究员、博士生导师。

主要从事磁性地层学、岩石磁学、沉积地质学等方面的研究。近年来致力于中-新生代沉积盆地进行定年、新生代陆生哺乳动物年代学、早期人类演化与环境变化的关系以及粉尘堆积与环境变化的岩石磁学指标等科学问题的研究。

承担科研项目情况：

- 1、国家杰出青年科学基金（#40925012），2010-2013 年
- 2、科技部科技基础性工作专项《中国古人类遗址、资源调查与基础数据采集、整合》二级课题：“中国古人类遗存年代框架的整理与若干遗址群精确年代序列的建立”（项目编号：2007FY110200），第二负责人，2007-2012 年
- 3、国家自然科学基金创新研究群体项目，地球磁场与地球外核动力学（#40221402, 40821091），研究骨干，2003-2011 年

专题介绍

Absolute Paleointensities: What can we really see?

Greig A. Paterson

1 Introduction

Obtaining reliable and accurate estimates of the strength of the geomagnetic field through time has been a paleomagnetic pursuit for over a century (Folgerhaite, 1899; Thellier, 1938; Coe, 1967; Paterson et al., 2010b). In recent years paleointensity efforts have grown considerably with over 40% of all studies being published in the last ten years. Given the longevity and recent increase of in paleointensity studies, one would hope that we are now at the stage of producing the data necessary to make clear and reliable statements about long-term geomagnetic field behaviour. Sadly, paleointensity studies are still notoriously difficult and time consuming, with high failure rates common. Despite this, the paleointensity community remains positive, vibrant and innovative; pushing forward the frontiers of methods, materials and our understanding of the mechanisms involved in producing both reliable and unreliable paleointensity data. This range of innovation and enthusiasm must be maintained if we are to answer the questions that we have set out for ourselves and to provide the necessary constraints required by others who seek to use paleomagnetic data to better understand the mechanisms governing the geodynamo. Following the

most recent Beijing Earth and Planetary Interior Symposium held here in July, now seems like an appropriate time to ask what can we say about paleomagnetic field behaviour using paleointensity data.

2 The most recent paleointensity database

In this article I will refrain from giving an in-depth history of paleointensity studies and the current incarnations of experimental procedures and criteria, a topic that is extensively covered elsewhere (*Tauxe, 2010*). The considerations I will make here are with respect to what data are currently available in the most recent version of the IAGA paleointensity database (*Biggin et al., 2009; Biggin, 2010*).

Currently, PINT08 contains 3765 data entries covering the globe and with ages ranging from 41 ka to 3.458 Ga; younger data are available through the archeomagnetic database GEOMAGIA (*Korhonen et al., 2008*). The design of the PINT08 database is such that each entry represents the average paleointensity estimate from an individual cooling unit obtained from n specimens. Strong biases exist in PINT08, with tendencies for entries to come from datasets with small n (Figure 1) and the data are spatially and temporally biased (Figures 2 and 3).

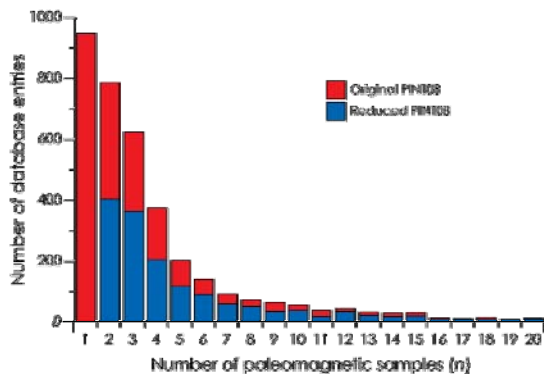


Figure 1: Histogram of paleointensity data entries from the PINT08 database *Biggin (2010)*. Over 70% of the data entries have $n \leq 4$. An additional 71 entries do not report n . The reduce database (blue) is described in the text.

The most striking feature of the geographical distribution of the data in Figure 2 is the heavy bias toward the northern hemisphere with 84% of intensity data coming from north of the Equator. Areas such as Africa, the Middle East, Australia & Antarctica, and South America are poorly represented in the global distribution. The oceans contribute heavily to the distribution with 44% of available data. Within each

region, there is a further bias to locations with well exposed, easily sampled material. In the oceans, most intensity measurements are restricted to islands with accessible exposures. For example, of the data from the Pacific region, 52% are from Hawaii, which makes up more than 10% of the entire database. The spatial coverage of the global paleointensity database is therefore sparse.

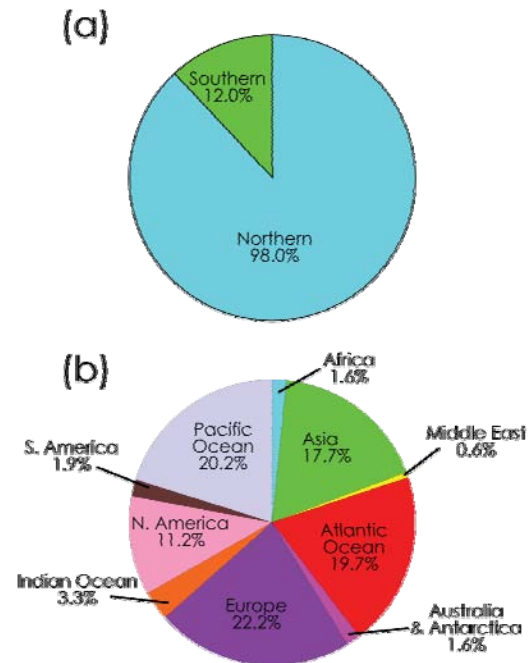


Figure 2: The geographic distribution of data in the paleointensity database compiled by *Biggin (2010)*. (a) The hemispheric distribution indicates strong northern hemisphere bias. (b) The geographical distribution indicates a large concentration of data from the Pacific and Atlantic Oceans, and Europe. Biases exist within these region: The majority of the data from the Pacific region are from Hawaii, which further reduces the geographic distribution of data

The temporal resolution of the current global paleointensity database is shown in Figure 3; the plot is restricted to data from the Phanerozoic for clarity. The temporal distribution is heavily biased to the recent past and is sparse for time periods beyond 1 Ma. About 95% of the data are from the last 200 Myr, with 60% from the last 1 Myr. *Perrin and Schnepf (2004)* point out that at least a few thousand data points per million years are required to average secular variation. The only time period for which this is possible is the period extending back to 100 ka (0.1 Ma) and this is likely to require the inclusion of an archeomagnetic database, such as GEOMAGIA. There is a general trend of decreasing data with age, which can be attributed to three main factors: the decreasing availability of exposures, the greater likelihood of chemical alteration and thermoviscous overprinting, and difficulty in dating older rock specimens. Alongside these biases other issues

concerning the reliability of the data exist, and in order to undertake any meta-analysis of PINT08 we must select data that can be deemed reliable.

2.1 Rejecting poorly constrained estimates

Great debate exists over how we quantify and exclude poor data from the database (*Selkin and Tauxe, 2000*; *Thomas and Biggin, 2003*), with most studies using unique sets of selection criteria. Variable acceptance of different experimental methods, the use of checks for non-ideal behaviour, and how much scatter of data from one cooling unit is acceptable are some of the issues still in debate. Typically, each study will use its own criteria and thresholds for excluding data at both the specimen and site levels. Recently, *Paterson et al. (2010a)* undertook a theoretical study of the threshold values of the within-site scatter ($\delta B\%$) defined by the ratio of the estimated standard deviation to the estimated mean, expressed as a percentage value. Although this type of criteria provides no guarantee of accuracy, in one sense it can be viewed as an estimate of the fidelity of a paleomagnetic recorder with poorer recorders producing a larger scatter of results. *Paterson et al.* illustrated that the uncertainty associated with $\delta B\%$ is large when n is small and that thresholds values must be stricter than those typically applied. Their proposed solution was a modified criterion that accounts for small data sets and their inherent uncertainty. *Paterson et al.* used a relaxed maximum acceptable within-site scatter of less than 25% and applied it to the data in PINT08. Applying this criterion and specifying that $n > 1$, and that both n and $\delta B\%$ are reported results in the “reduced” database shown in Figures 1, 3, and 4. While applying this stricter selection does not generally change the long-term trends of paleointensity variations (Figures 4), it does significantly reduce the number of data available (Figures 1 and 3): 56% of the data in the database are excluded. Therefore, the current state of affairs is that, using only a single, and somewhat relaxed, selection criterion we have only 1556 paleointensity data points spanning over 3 Gyrs of the Earth’s history. We must also note, however, that both temporal and spatial bias still exist within this reduced data set.

2.2 Can we say anything about the paleomagnetic field?

Given the lack of available data, are there still features of paleomagnetic field that we can still identify? If we take the reduced database and consider only data from studies that test for thermal alteration during the

experiment the remaining data can be used for a more detailed analysis. Where database entries have also recorded inclination we can determine the paleolatitude of the sample site. A plot of paleointensity against paleolatitude during the Phanerozoic is shown in Figure 5a. The averaged data (averaged in 5° latitude bins) have a latitudinal dependence on field intensity that fits well with that predicted from an axial dipole with a virtual dipole moment (VDM) equivalent to the average over the Phanerozoic ($6.18 \times 10^{22} \text{ Am}^2$). The paleointensity data confirm that the long-term paleomagnetic field is dipolar in nature, at least over the last 520 Myr.

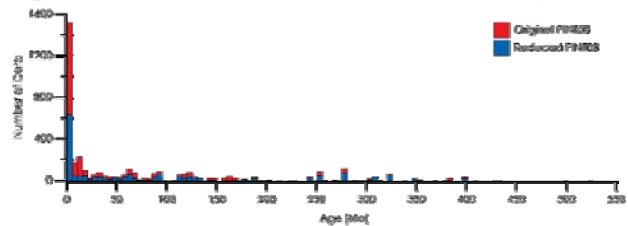


Figure 3: Histogram of the temporal distribution of data entries from PINT08 (red) during the Phanerozoic and from the reduced database (blue) during the same period.

Another feature of the geomagnetic field is that the intensity drops during magnetic polarity reversals. This feature is clearly seen in sedimentary records of relative paleointensity (*Guyodo and Valet, 1999*; *Valet et al., 2005*; *Roberts, 2008*). These records are globally distributed, the decrease in intensity is seen in both full reversals and excursions (*Roberts, 2008*), and, in addition, sedimentary relative paleointensities do not suffer from many of the problems associated with absolute estimates: The decrease of field strength during reversals is a reliable feature of the geomagnetic field. Histograms of VDM are shown in Figure 5b for data with defined normal or reverse polarity, and for data with transitional polarity. Like sedimentary records, absolute paleointensities from transitional polarities are lower than during periods of stable polarity: The average transitional VDM is $3.51 \times 10^{22} \text{ Am}^2$, compared to the average stable polarity VDM of $6.60 \times 10^{22} \text{ Am}^2$. The Kolmogorov-Smirnov (KS) test confirms that the stable polarity and transitional polarity data are from different distributions at the 0.01 significance level ($p \ll 0.01$). An interesting point to note is that, on average, reverse polarity intensities are lower than normal polarity intensities, mean VDMs of 5.99 and $6.84 \times 10^{22} \text{ Am}^2$, respectively. The KS test rejects the hypothesis that the normal and reverse polarity data are from a common distribution ($p \ll 0.01$). One may expect this difference to be due a bias in the data during the Cretaceous Normal Superchron (CNS), which makes up about 20% of the normal polarity data. It is thought

that during this 35 Myr period of stable paleomagnetic polarity the field strength was higher than average (*Tarduno et al.*, 2001). However, if the CNS data are excluded the difference remains, which suggests that either another bias exists in the data or that the paleomagnetic field is fundamentally different during periods of normal or reverse polarity.

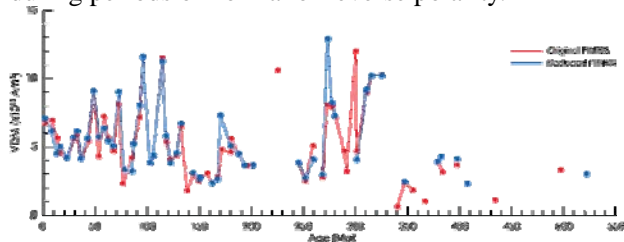


Figure 4: Average VDM during the Phanerozoic determined from the PINT08 data set (red) and after reduction (blue). Average VDMs are calculated for 5 Myr bins. Lines indicate consecutive bin averages. Modified after *Paterson et al.* (2010a).

Despite the paucity of absolute paleointensity data, key features of the paleomagnetic field can still be identified. The time-averaged paleointensity data fit well with the geocentric axial dipole hypothesis, confirming what has been seen in directional paleomagnetic data. Sedimentary records of relative paleointensity data decreasing during periods of transitional polarity agree well with the absolute paleointensity data available. These two examples should give paleointensity researchers encouragement that their efforts are producing useful data that provide insight into the paleomagnetic field. Yet it is clear that questions remain unanswered, both with respect to the fidelity of the data and to the features of the ancient geomagnetic field.

3 Concluding remarks

Paleointensity studies are difficult, and at times a frustrating endeavour. We have collected data for decades, yet we still have so little to work with. Paleomagnetists should not be disheartened by such a stark realization of just how few data we have. If we take a critical, and, importantly, a statistical view of the data that we do have, consistent features of the paleomagnetic field can be clearly identified. Low field strength during polarity transitions and the dipolar nature of the paleomagnetic field are just two examples given here. Granted, much work needs to be done to improve the number, the quality, and the spatial-temporal resolution of the data, but pushing to improve methods (*Yamamoto et al.*, 2003; *Yu et al.*, 2004; *Dekkers and Böhm*, 2006) and new materials (*Pick and Tauxe*, 1993; *Cottrell and Tarduno*, 1999; *Ben-Yosef et al.*, 2008; *Paterson et al.*, 2010b) will

allow us to achieve this goal and keep the paleointensity community vibrant.

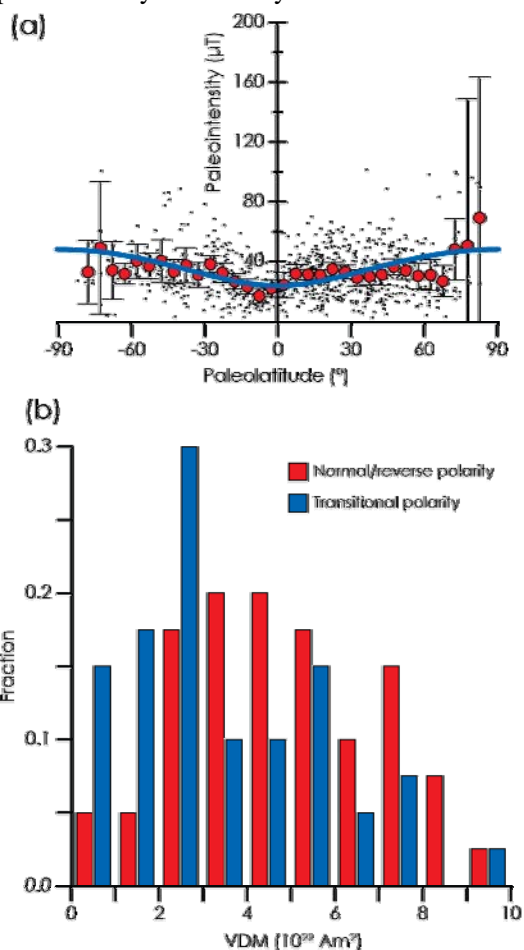


Figure 5: (a) Paleointensity as a function of paleolatitude during the Phanerozoic. Black dots are the individual paleointensity estimates from PINT08; red circles are the averaged values using 5° latitudinal bins, the error bars are the 95% confidence intervals; the blue line is the predicted variation for an axial dipole using the average VDM during the Phanerozoic. The currently available data support the hypothesis that the long-term average geomagnetic field is a dipole. (b) Histogram of paleointensity estimates according to recorded polarity. Transitional polarity data tend to produce lower paleointensity estimates.

References

- Ben-Yosef, E., H. Ron, L. Tauxe, A. Agnon, A. Genevey, T. E. Levy, U. Avner, and M. Najjar (2008), Application of copper slag in geomagnetic archaeointensity research, *J. Geophys. Res.*, *113*, B08,101, 10.1029/2007JB005235.
- Biggin, A. J. (2010), Palaeointensity database updated and upgraded, *Eos, Trans., AGU*, *91*, 15.
- Biggin, A. J., G. H. M. A. Strik, and C. G. Langereis (2009), The intensity of the geomagnetic field in the late-Archaean: New measurements and an analysis of the updated IAGA palaeointensity database, *Earth Planets Space*, *61*, 9–22.

- Coe, R. S. (1967), Paleo-intensities of the Earth's magnetic field determined from Tertiary and Quaternary rocks, *J. Geophys. Res.*, 72, 3247–3262, 10.1029/JZ072i012p03247.
- Cottrell, R. D., and J. A. Tarduno (1999), Geomagnetic paleointensity derived from single plagioclase crystals, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 169, 1–5, 10.1016/S0012-821X(99)00068-0.
- Dekkers, M. J., and H. N. Böhnel (2006), Reliable absolute palaeointensities independent of magnetic domain state, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 248, 508–517, 10.1016/j.epsl.2006.05.040.
- Folgerhaiter, G. (1899), Sur les variations séculaires de l'inclinaison magnétique dans l'antiquité, *J. Phys.*, 8, 660–667.
- Guyodo, Y., and J.-P. Valet (1999), Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr, *Nature*, 399, 249–252, 10.1038/20420.
- Korhonen, K., F. Donadini, P. Riisager, and L. J. Pesonen (2008), GEOMAGIA50: An archeointensity database with PHP and MySQL, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q04,029, 10.1029/2007gc001893.
- Paterson, G. A., D. Heslop, and A. Muxworthy (2010a), Deriving confidence in paleointensity estimates, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10.1029/2010GC003071.
- Paterson, G. A., A. R. Muxworthy, A. P. Roberts, and C. Mac Niocaill (2010b), Assessment of the usefulness of lithic clasts from pyroclastic deposits for paleointensity determination, *J. Geophys. Res.*, 115, B03,104, 10.1029/2009JB006475.
- Perrin, M., and E. Schnepf (2004), IAGA paleointensity database: Distribution and quality of the data set, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 147, 255–267, 10.1016/j.pepi.2004.06.005.
- Pick, T., and L. Tauxe (1993), Geomagnetic palaeointensities during the Cretaceous normal superchron measured using submarine basaltic glass, *Nature*, 366, 238–242, 10.1038/366238a0.
- Roberts, A. P. (2008), Geomagnetic excursions: Knowns and unknowns, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L17,307, 10.1029/2008gl034719.
- Selkin, P. A., and L. Tauxe (2000), Long-term variations in palaeointensity, *Phil. Trans. R. Soc. London*, 358, 1065–1088, 10.1098/rsta.2000.0574.
- Tarduno, J. A., R. D. Cottrell, and A. V. Smirnov (2001), High geomagnetic intensity during the mid-Cretaceous from Thellier analyses of single plagioclase crystals, *Science*, 291, 1779–1783.
- Tauxe, L. (2010), *Essentials of Paleomagnetism*, University of California Press.
- Thellier, E. (1938), Sur l'aimantation des terres cuites et ses applications géophysiques, *Ann. Inst. Phys. Globe Univ. Paris*, 16, 157–302.
- Thomas, D. N., and A. J. Biggin (2003), Does the Mesozoic Dipole Low really exist? , *Eos, Trans., AGU*, 84, 103–104, 10.1029/2003EO110002.
- Valet, J.-P., L. Meynadier, and Y. Guyodo (2005), Geomagnetic dipole strength and reversal rate over the past two million years, *Nature*, 435, 802–805, 10.1038/nature03674.
- Yamamoto, Y., H. Tsunakawa, and H. Shibuya (2003), Palaeointensity study of the Hawaiian 1960 lava: Implications for possible causes of erroneously high intensities, *Geophys. J. Int.*, 153, 263–276, 10.1046/j.1365-246X.2003.01909.x.
- Yu, Y. J., L. Tauxe, and A. Genevey (2004), Toward an optimal geomagnetic field intensity determination technique, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 5, Q02H07, 10.1029/2003GC000630.

漫反射光谱学

José Torrent and Vidal Barrón,
University of Córdoba, Spain

翻译: 胡鹏翔 校对: 姜兆霞

土壤各组分和入射光之间的相互作用决定了土壤的外观。颜色和土壤外观的其他属性敏感地反应了土壤性质, 各组分比例, 颗粒大小, 形态以及土壤矿物和有机质的空间结构。事实上, 用土壤颜色来获得土壤性质信息, 从而描述区分土壤类型的研究已有 75 年的历史。

1949 年美国土壤勘测计划和 1959 年国际土壤学会应用 Munsell 符号建立了描述土壤颜色的标准方法 (1949 年, 美国土壤勘测计划利用 Munsell 标记法建立了描述土壤颜色的标准方法, 10 年后, 该方法被国际土壤学会采用。)。之后, 土壤学家开始广泛利用 Munsell 土壤比色表。然而, 由于各种心理学和物理学因素, 视觉上对土壤颜色的估计很容易产生本质上的错误。因此, 色度计和分光光度计作为准确和精确测量土壤颜色的方法, 被科学家所广泛接受。与此同时, 不同类型分光光度计的使用可以从不同角度来阐述光照下土壤反射光谱的特性。

反射系数, 即反射辐射通量 (能量) 和入射辐射通量 (能量) 之间的比值, 是描述反射过程的基本参数 (Wyszecki and Stiles, 1982)。一般来说, 土壤在任何波长下的反射都由两部分组成: 镜面反射 (定向反射) 和漫反射 (不定向反射)。反射系数的野外测量通常在相对较大的面积上进行的 (>10cm²)。因此, 无论是镜面反射还是漫反射对土壤表面的总反射都有贡献, 贡献的大小取决于土壤的颗粒大小, 结构, 微地貌和其他属性,

这些属性称为土壤的表面状态 (Escadafal, 1989)。然而在实验室中, 土壤反射系数的测量是在相对小的面积上进行 ($<10\text{cm}^2$), 测量使用的土壤也经过了研磨过筛。此时, 漫反射系数占主导地位, 而它主要和土壤的组成有关。

本章介绍了实验室中记录土壤漫反射光谱的方法以及如何运用已有信息来识别土壤矿物。本章只讨论可见光区和邻近的紫外和红外光谱区。

原理

本节简明地介绍漫反射的理论原理。有兴趣的读者可以参考以下教材做深入了解: Wendlandt and Hecht (1966), Kortüm (1969), Wyszecki and Stiles (1982), Hapke (1993)。

根据光学几何定律 (源于菲涅尔等式), 当光束抵达一个内部晶体尺寸大于射线束截距的平滑表面时, 光束部分被镜面反射, 部分被折射。对于吸收介质, 被吸收的辐射通量服从著名的 Lambert 吸收定律:

$$I = I_0 e^{-Kx} \quad [1]$$

其中, I_0 是原始通量, x 是介质厚度, K 是透射过程中的吸收系数, I 是最终通过介质的辐射通量。

当颗粒小于射线束截面, 但大于光的波长时, 还会发生衍射。因为射线撞击并穿过颗粒会导致元波之间的干涉。如果颗粒是随机取向的, 部分入射光会从各个角度反射到光源的半圆内。对比于平滑边界的镜面反射, 这种由随机取向的颗粒造成的反射, 折射, 衍射并且吸收的现象称为漫反射。在理想的漫反射中, 反射光的角分布和入射角度无关, 并遵守 Lambert 余弦定理。此定理说明了单位表面, 单位立体角反射的辐射量正比于入射角 i 的余弦和观测角 e 的余弦。虽然并不存在所谓的理想漫反射, 但是对于紧实的粉末样品, 通常可以观察到接近理想 Lambert 漫反射的行为。

如果颗粒大小接近于或者小于波长, 那么反射, 折射和衍射所产生的辐射强度和角分布会非常接近从而难以区分。这种现象称为“散射”。许多理论通过分离吸收或者非吸收的各向同性颗粒的分子提供了一种合理的原

理来阐述单次散射。然而, 随着颗粒间距减小, 单次散射逐渐被多次散射所取代, 多次散射在压实的晶体粉末或者颜料混合物中是主要的散射方式。

单颗粒散射光的角分布绝非等方向的。另一方面, 半定量的研究显示, 当有足够多的大颗粒和足够厚的介质时, 样品中颗粒最终会出现等方向的分布 (Kortüm, 1969)。本质上, 这对应于粗颗粒组成的紧实介质的漫反射, 这种情况下, 反射, 折射, 衍射和吸收定理仍然成立。而实验则证明了细小颗粒多次散射 Lambert 余弦定理的正确性, 为此假设提供了依据。

目前还没有针对多次散射的定量解决办法。因此, 单纯现象学的理论被应用于描述系统的属性。有些理论以两个常数为基础来描述单位层厚介质的吸收和散射。这所谓的吸收系数和散射系数通常被认为是照射层的属性, 并通常假定照射层是连续统一的, 且实验可行。

Kubelka-Munk 理论

Kubelka-Munk 理论假设一个面平行的, 厚度为 X 的介质层接受 x 轴方向单色的弥散辐射通量 I (图 13-1), 同时发生了散射和吸收。介质层的面积无限大, 并且可分为无限多的厚度为 dx 的子层。在负 x 方向和正 x 方向的漫射通量分别定义为 I 和 J 。当负向通量 I 通过子层时, 被吸收了 $KI dx$, 被散射了 $SI dx$ 。正向的通量 J 也是如此。因此可以建立如下等式:

$$\frac{-dI}{dx} = -(K + S)I + SJ$$

$$\frac{dJ}{dx} = -(K + S)J + SI$$

其中 K 和 S 分别是样品的吸收和散射系数。

Kubelak (1948) 建立了此等式明确的双曲线解, 详细记述于 Wyszecki and Stiles (1982) 的文章中。最为普遍的解为:

$$R = \frac{1 - R_g(a - b \coth bSX)}{a - R_g + b \coth bSX}$$

这里 R 是位于反射系数为 R_g 的背景子层上的

子层反射系数, $\coth bSX$ 是 bSX 的双曲余切, X 是层厚, $a=1+K/S$, $b=(a^2-1)^{0.5}$ 。

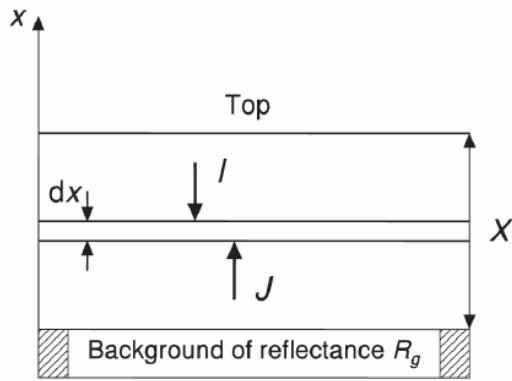


图 13-1 样品层横截面图

通常, 测量都是在足够厚的层上进行, 从而保证厚度增加不会改变反射系数。在这些条件下, 反射系数可以用 R_∞ 代替, 这时等式 [4] 变为:

$$\frac{K}{S} = \frac{(1 - R_\infty)^2}{2R_\infty} = F(R_\infty)$$

其中, $F(R_\infty)$ 称为 Kubelka-Munk ($K-M$) 函数或者 *remission* 函数。

值得注意的是, 任何波长的反射系数都是 K/S 的函数而不是 K 或者 S 绝对值的函数。因此, 从等式 [5] 不能得出 K 和 S 的绝对值。

利用有色玻璃进行实验, 验证了等式 [5] 的正确性, 有色玻璃的散射系数独立于波长。实验测量了 K 和 K_T , 发现 K 和 K_T 成比例, 并且在所有波长下的比例系数都非常相近 (Kortüm, 1969)。因此, 将对数坐标下的反射光谱进行垂直偏移便和透射光谱一致。鉴于此, 无论是 $F(R_\infty)$ 还是表面吸收率 $[\log(1/R_\infty)]$ 都是实际吸收光谱的替代指标。这个重要的结论已经应用于识别矿物的吸收光谱带 (Sherman and Waite, 1985; Burns, 1993)。

由上述, 只有在散射系数不随波长变化时, 利用反射系数测量得到的典型的吸收光谱才能反映真实的吸收光谱。而这种情况只有在平均粒径大于波长时才会出现。否则, 散射系数通常随波长的增加而减小。但是, 极粗的颗粒会产生其他的问题 (混合物的异质和显著的镜面反射), 这会极大地缩小吸收曲线上最大值和最小值的差异。因此, 粒径

在 $0.1-1 \mu m$ 之间的细颗粒样品较为合适, 尽管散射系数随着波长增加而减小的现象会使典型的色度曲线在趋近于紫外线区时变得平坦, 并且在最大值处产生一个向红色区的偏移。

$K-M$ 函数或者表面吸收率 $[\log(1/R_\infty)]$ 与颗粒大小的关系十分复杂, 尤其对于那些混合物, 例如地面土壤, 因为它们的粒径范围以及吸收系数的变化范围都很大。吸收系数 (K 或者 K_T) 在有效粒径范围内总是随着粒径的增大而减少, 光谱也随之变得平坦。然而, 尽管吸收系数主要和粒径有关, 强吸收介质和弱吸收介质之间的差异依然存在。在强吸收介质中, 对于粒径小于波长的颗粒, 吸收率随着颗粒的减小而增加, 吸收也随之增强。对于粒径大于波长的颗粒, 吸收通常随着颗粒的变大而减小。原因有二: 1) 颗粒的增大导致镜面反射的增加; 2) 如 Fresnel 等式所预测, 在强吸收介质中, 镜面反射占有很大的比例。而在弱吸收介质中, 大于波长范围内的粒径的增加导致了吸收的增加, 因为 S 的减小使得 K 的减小发生偏移 (这个偏移和粒径的倒数成比例)。由于 K 较小, 光可以更加深地渗入样品从而增加吸收。

总之, 根据 $K-M$ 理论, 我们可以测量吸收性矿物或矿物混合物的典型吸收光谱, 但是我们必须考虑影响曲线的因素。实际上, 当 $R_\infty < 0.6$ 时, 该理论会出现严重偏差。因此, 建议利用白色标样稀释样品进行测量, 因为该标样各波长对应的反射系数是已知的。此时, 基于已证明的假设——稀释样品的散射系数可以通过稀释剂的散射系数来估计, 从 $K-M$ 函数中我们可以计算出 K 值。而在反射系数 $R_g=0$ 的情况下测量包含标样薄层的薄片可以得到 S 的绝对值。然后我们可以通过计算它们和厚度 X 构成曲线的斜率来得到 S :

$$SX = \frac{1}{b} \coth^{-1} \frac{1 - aR_0}{bR_0}$$

其中 a 和 b 的定义同等式 [4] 相同, R_0 是黑色背景反射系数。

$K-M$ 理论同时也在如下几个方面受到了质疑: 由于 K 和 S 相互依赖, 对他们的解释是不正确的; 由于反射系数可以用不同方法测量, 因此这样得来的反射系数缺乏物理意义; 对 S 的定义很不明确。同时, 利用白色

标样稀释样品以防止 *remission* 函数饱和的方法并不可行 (Hapke, 1993)。

最新的理论

20世纪80年代早期,科学家建立了一些新的理论来解决复杂微粒介质的辐射传递问题。其中,最为简单的是 Hapke (1981, 1993) 所创立的理论。其认为,反射系数的主量并不是 *remission* 方程,而是颗粒单次散射的反照率, w 。这说明了光子在与单颗粒的交互作用中的生存概率(总散射能量和入射总能量的比值)。对于微粒介质,单次散射的体积反照率 \bar{w} , 是所有颗粒单次散射的平均反照率。这个理论的建立是从辐射传输公式开始的,这个公式可用来确定电磁波在复杂介质传导过程中,强度是怎样被散射,吸收,发射过程所改变的。Hapke 将辐射传输方程进行最简单的二维分解得到的反射系数定义为漫反射系数。而这个漫反射系数是没有物理意义的(实际上, K-M 是漫反射系数的一种形式),并且建立在一种假设上。这种假设认为辐射抵达一个相当于 $z=0$ 的平面,将整个空间分为一个空的上半空间和一个充满颗粒进而散射和吸收光的无限厚的下半空间。而这个假设在漫反射系数的概念中可以表达为入射辐射量并不穿过介质,而是被上边界向各个方向均匀的散射,犹如在上边界上有一层看不见的薄膜,并且介质中不存在任何辐射源。因此问题变成了确定介质中的辐射量以及从 $z=0$ 的平面向上半空间发射的散射量。在二维近似中,立体角完全被向上和向下的半球所占据。

1981年, Hapke 建立了颗粒单次散射的反照率,复杂的折射指数,颗粒粒径和一个散射参数之间的关系来描述有缺陷颗粒内的散射中心。对于各向同性散射体的体积单次散射率, Hapke 建立了不同情况下的近似的反射系数(相对于白色标样进行测量)。漫反射系数的表达式如下:

$$\bar{w} = \frac{4R}{(1+R)^2}$$

由于漫反射系数缺乏物理意义,这个公式只用于快速半定量地估计 \bar{w} 。由于分光光度计

的测量依赖于光源或者探测器发射光束的平行度,因此产生了很多不同的反射类型,通常有直线型,圆锥型和半球形。Hapke 在 1993 年指出,所有测量到的反射都是双锥型的,因为实践中不可能达到完美的平行反射或者散射。对于直线-半球型的反射(物体被高度平行光源照射,测量进入上半球的散射光总量), \bar{w} 可按下式计算:

$$\bar{w} = \frac{R^2(4\cos^2 i - 1) + R(4\cos i + 2)}{(1 + 2R\cos i)^2}$$

其中 i 是入射角。当 $i=0$ 时,公式[8]简化为:

$$\bar{w} = \frac{3R^2 + 6R}{(1 + 2R)^2}$$

式[8]和式[9]已经被成功运用于估计矿物的吸收系数和一些定量的分析,本章的后面小节会进行详细讨论。

混合粉末的分析

Duncan 在 1940, 1949 年的研究显示,混合物的吸收和散射系数是混合物各组成组分(用重量百分比表示)相应系数的简单叠加。因此,混合物的 K-M 函数可以写为:

$$F(R_M) = \frac{(1 - R_M)^2}{2R_M} = \left(\frac{K}{S} \right)_M = \frac{\sum C_i K_i}{\sum C_i S_i}$$

其中下标 M 表示混合物, R_M 是混合物的 R_∞ , C_i 是组分 i 的质量分数, K_i , S_i 是对应的吸收系数和散射系数。

式[10]常用于定量计算,如果混合物中有大量稀释剂时,散射系数被稀释剂的散射系数所替代,因此,式[10]可以简化为:

$$F(R_M) = \frac{1}{S} \sum C_i K_i$$

式[10]同样可以用于获得单矿物或多矿物的 K 值和 S 值, K_p 和 S_p 。测量时,样品和不同量的白标准样(ST)进行混合,白标准的反射率设定为 1(根据式[5],对应的 K_{ST} 为 0)。这时,式[10]变为:

$$F(R_M) = \frac{(1 - R_M)^2}{2R_M} = \frac{C_p K_p + C_{st} K_{st}}{C_p S_p + C_{st} S_{st}} = \frac{C_p K_p}{C_p S_p + C_{st} S_{st}}$$

[12]

即:

通过做出不同混合物的 C_{st}/C_p 比值和式[10]

$$\frac{2R_M}{(1-R_M)^2} = \frac{S_p}{K_p} + \frac{C_{st}}{C_p} \frac{S_{st}}{K_p} \quad [13]$$

等式左边表达式的相关图, 建立回归曲线, 我们可以得到 S_{st}/K_p 的值以及 S_p/K_p 的截距。为了简化计算, 通常令 $S_{st}=1$, 得到 S_p 的相对值而不是绝对值。这样, 通过式[13], 我们可以得到任意波长下 K_p 和 S_p 的值。

另外一种基于单次散射体积反照率的方法可以避免 K-M 函数的缺陷。根据 Hapke (1981), 多矿物表面变量 \bar{w}_M 的值可用下式计算:

$$\bar{w}_M = \frac{\sum(C_i w_i / \rho_i d_i)}{\sum(C_i / \rho_i d_i)}$$

其中 i 表示第 i 个组分, C_i 是质量分数, ρ_i 是矿物密度, d_i 是平均颗粒直径, w_i 是第 i 个组分的单次散射反照率。

颜色符号与计算

1993年, Torrent 和 Barrón 简明介绍了土壤颜色及其实验室测量。1982年, Wyszecki 和 Stile 全面介绍了色度概念。现在, 大量证据表明, 可见光区的漫反射光谱可以从数量上描述土壤或者矿物混合物的颜色。

简单地说, 颜色符号是基于经验的三色归纳。从心理物理学角度来说, 任何颜色都可以用三种颜色刺激值来标识, 一个颜色刺激值是一个特定强度和光谱组成的辐射能量进入人眼后产生的颜色的感观。因此, 任何进入观察者眼睛的光谱可以转化成所谓的三色刺激值, 即 X, Y 和 Z 。为此, CIE 在 1931 年建立了所谓的标准观察者, 即理想观察者。三色刺激值是照明光源光谱下被观测物体的反射光谱的综合。而 X, Y 和 Z 必须参考标准发光体来定义。

颜色可以由 X, Y, Z 或者色度坐标定义。 $x = X / (X + Y + Z)$, $y = Y / (X + Y + Z)$ 和 Y 在三维空间定义了一个有明确界限的区域或者颜色实体。一般来说, 我们采用了另外一些心理物理学角度更统一的颜色空间, 它们的坐标是从 X, Y, Z 计算而来的(相应的, 也是从反射光谱计算而来的)。土壤学家以及其他地球科学家使用 Munsell 土壤色表, 它反映了部分的 Munsell 颜色空间(Munsell Color, 1975)。

这个颜色系统的坐标是由我们熟悉的色度, 明度, 彩度定义。另一种常用的体系是 CIE 1976 ($L^*a^*b^*$) 颜色空间 (Commission Internationale de L' Eclairage, 1978), 这种色空间是建立在明度 (L^*), 红度-绿度 ($+a^* \rightarrow -a^*$), 黄度-蓝度 ($+b^* \rightarrow -b^*$)。

方法 仪器

漫反射光谱的测量通常是用紫外-可见分光光度仪配备可以收集反射通量的漫反射装置(积分球仪)来实现。目前, 研究用的高性能分光光度仪可以装配一种集成的球检测模块, 这种模块替代了测量室中进行传输测量所使用的吸收池架。美国康涅狄格的珀金埃尔默分析仪器, 马里兰的日本岛津科学仪器联合公司, 加利福尼亚的瓦里安联合公司可提供这种分光光度仪。而英国新汉普郡的蓝菲光学和其他公司可提供装载在不同光度仪上的积分球。

一个积分球本质上就是一个空心球体, 内部包覆着漫反射系数接近于 1 的白色材料。积分球体有一些辐射光束可通过的孔径, 一些安放样品或标准样品以及适当探测器的端口。商用的积分球的直径从 50mm 到 250mm 不等, 内部包覆高扩散的聚四氟乙烯 (PTFE) 或者硫酸钡。积分球的性能随着直径的增大和端口比例的减少而提高。通常来说, 端口所占面积应小于积分球表面积的 5%。

由上述, K-M 或者其他形式的漫反射系数都是严格的数学计算式并没有直接的物理意义。然而在实践中, 反射系数的测量都是在特定几何条件下进行的。例如, 在图 13-2a 所描述的特定的半球方向性反射系数的条件下, 反射系数的测量是通过对样品进行漫射光的照射(漫射光是由一束入射光照射在球面上的一个区域所产生的), 样品表面法向方向和所观测光束的轴之间的夹角不超过 10° 。大部分商用的光度仪都是测量半球方向性反射系数, 由此照射样品的光束的轴离开样品表面法线不超过 10° , 并且积分球所收集的反射辐射直接通向探测器(图 13-2b)。有些仪器拥有环状集成表面, 测量是在 45/0 或者 0/45 的条件下进行的, 和图 13-2 所描述的 diff/0(漫反射照明 0 度接收)或 0/diff (0 度照明漫反射接收)条件相似, 不同的是

照射光束或者观测光束离开样品表面法线 $45 \pm 5^\circ$ 角。在积分球中,样品和被照射或者观测的球表面通常有小的挡板。这些挡板防止直接反射光叠加在被照射的样品上或者被观测的表面区域上。

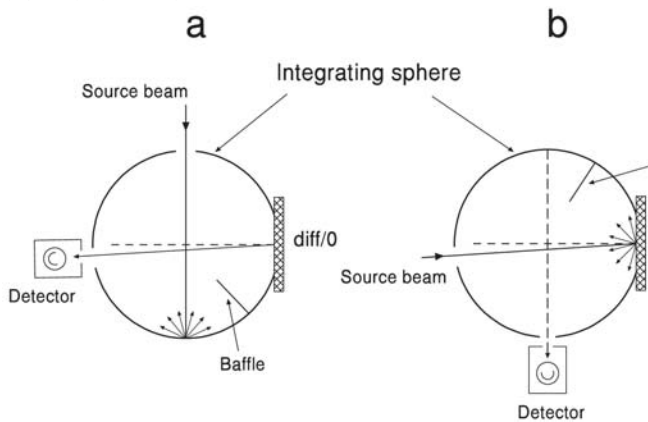


图2 积分球中的观测几何图形和 a) diff/0, b) 0/diff 标准照明体的示意图

标准

自然界中不存在理想的漫反射体,即反射系数为 1 的均匀漫反射体,因此用于漫反射测量的白色标样是一个次级标样,该标样的反射系数是通过特殊的校准程序得到的 (Wyszecki and Sites, 1982)。

多年来,熏制的氧化镁一直作为一中标样,因为它在可见范围内的绝对反射系数接近 0.98。目前,CIE 认为硫酸钡和聚四氟乙烯是合适的标样选择。默克公司生产的符合德国标准 5033 的硫酸钡粉末标样的绝对反射系数在 380nm 到 750nm 波长范围内是 0.973-0.988,在 750nm 到 1500nm 波长范围内大于 0.95。当作为光度计标样使用时,硫酸钡粉末必须被研磨至 $2\text{g}/\text{cm}^3$ (ASTM, 1973)。二氟二氯甲烷在压力下是微晶结构并且有良好的反射特性。蓝菲公司生产的名叫 ‘Spectralon’ 的小块压制的二氟二氯在 400 到 1500nm 的波长范围内反射系数超过 0.99,在 250 到 2500nm 的波长范围内,也大于 0.95,并且可以清洗。

一些适合工作的标准物质包括乳白玻璃,陶瓷片和多种粉末混合物。然而,由于粉尘,湿度和接受暴露辐射会改变他们的光学性质,因此,这些标准物质需要周期性的校准。

实践中,在大多数应用中,使用下面所要阐述的硫酸钡作为标样是比较方便合适的。

样品准备

漫反射光谱对于土壤或者矿物混合样品的制备方法十分敏感。然而,并没有统一的最佳制备流程。因此,实验员必须仔细考虑那些影响光谱的潜在因子从而得到有用的信息。

在研磨过程中,土壤颜色发生戏剧性的变化说明,颗粒粒径是反射系数最强烈的影响因素。从前面几节讨论的结果来看(主要是样品的非均质性和镜面反射),使用小粒径颗粒得到的结果最好,因此,建议测量前将样品研磨至较小的粉末 ($<10\ \mu\text{m}$)。对于砂质的样品,研磨会导致明度的剧减和色调的暗淡,因为带色物质被研磨过程中产生的小颗粒所稀释。除了这个缺点外,大多数我们所关注的光谱特征不会被研磨所破坏。

研磨的过程和强度影响了最终样品的光谱。由于超过某一特定的研磨力度,一些矿物将会发生转化(例如针铁矿会变成赤铁矿),同时矿物表面也会产生非晶态的表层,所以一般不推荐使用快速高效的球磨机。使用玛瑙研钵粉碎样品可以保存样品的光谱特性得到一致的实验结果,并且使矿物处在体散射的区域。Barrón 和 Torrent (1986) 在玛瑙研钵中对 0.5g 的样品进行了十分钟的研磨,发现更长时间的研磨所造成的样品光谱特性的改变是微小的。

样品制备过程中必须避免层状硅酸盐矿物中(偶尔其他的矿物,例如长石)颗粒的方向优选性,因为方向的优选会导致镜面反射,破坏了漫反射定律。因此,土壤粉末一般在粗糙的表面上进行压制(例如毛玻璃或者未上釉的纸张)。用硫酸钡标样稀释样品通常也可以把方向优选性降低到一个可以接受的水平。另一方面,方向的优选性有利于检测低比例的板状矿物(在 X 射线衍射中可以看到定向增长),然而,实际工作中很少会用到。

湿润的土壤样品偶尔会被用到,特别是对于那些关心湿度变化如何引起土壤颜色变化的土壤学家。根据先前测量的不同水压对应的水含量的不同,向土壤样品中加入一定量

的水来制备湿润的糊状样品。由于测量过程中水分的丢失是造成误差的主要来源,因此要在不定间隔测量样品的光谱从而估测水分损失。Bedidi 等 1992 年的研究表明,随着土壤含水量的增加,漫反射光谱发生了非线性的转变。因此,显著湿润土壤的光谱特征不能根据它们相应的干燥土壤放入光谱特征得到。

样品架

仪器生产商提供了大量适合不同积分球和环状采样器的样品端口的样品架。为了防止当样品端口垂直或者水平安装在积分球顶端时,松散的粉末会掉进甚至破坏积分球,一些样品架配有玻璃盖片。由于玻璃盖片会产生一定量相对于 K-M 理论的偏差 (Kortum, 1969),所以只有特殊的原因才能证明他们的使用是合理的。因此,对于垂直端口,唯一合适的选择是使用自我支撑的压制粉末柱。制备这些粉末柱需要细颗粒的粉末并且样品架上的小孔面积要相对小。通常来说长宽为 8~10mm 和 12~16mm 的矩形或者椭圆形小孔是比较合适的。理论上讲,最小面积是光度计的观测面积,而对于大多数仪器来说,这个面积是几十个平方毫米。Fernandez and Schulze (1987)的研究中,所使用的样品架是 44×44×13mm 的有机玻璃架,上面有 20×8mm 的小孔,小孔被制作成圆形末端从而防止样品卡在转角处并且方便清洗。这些放置在端口区指定区域并带有合适大小小孔和外形的样品架可以从多种透明塑料材料上切割而成。通常更倾向于使用表面缺乏光泽的材料,也可以使用金刚砂来打磨表面。

便携式的分光光度计可以快速测量土壤原始表面或者表层土壤的反射系数而不需要特别的制备工序。然而,这种光度计一般测量大范围波长下的反射系数。而这限制了特定带谱的分析和定量的计算。

反射光谱的获得

材料

- 60-70mm 的玛瑙研钵
- 参考标样 (Spectralon 圆盘或者压制的硫酸钡)
- 标准硫酸钡粉末 (默克德国标准 5033 或

者近似型号)

- 两个样品架和匹配样品架上小孔的活塞
- 5.2g 研磨至 2mm 下的土壤或者矿物样品

流程

将漫反射配件放入分光光度计的样品隔间,用塞子将其塞住。根据操作手册对齐光学系统使仪器预热几分钟。设置测量程序:需要的波长范围,选择模式 (反射模式或者吸收模式),双射光束和扫描速度。

当仪器准备好后,将一个参考标样放在样品端口,将另一个放在参照端口。或者准备两个硫酸钡的标准粉末样品。先将样品架放在毛玻璃或者平展的未上釉的纸上,在小孔中分层加入要求计量的硫酸钡粉末并使其分布均匀。用塞子压紧粉末达到要求的填充密度 (>2g/cm³) 和厚度 (>3mm)。拿出塞子,确保粉末表面平整,这是为了最大限度减少相位角的影响。将样品架放入仪器之前缓慢地通入的干燥空气清除残存的颗粒物质。

记录标样的扫描基线,用土壤样品替代标样装在样品端口。取 2g 土壤样品用玛瑙研钵研磨 3 分钟,磨至小于 2mm。然后,取 200 到 500mg 的平行样 (具体重量取决于样品架上孔的大小),研磨 8 到 10 分钟,直到看不到任何明显的砂粒,并且继续研磨没有颜色的变化为止。将研磨好的粉末放入样品架上的孔中,对于硫酸钡粉末,最小的厚度是 3mm。将样品架放入样品端口中,记录光谱。

除非获得光谱的时间有限制,否则根据大多数研究的需求,对于波长带宽为 2nm 的仪器而言,光谱获得的步长是 0.5-1nm。这样对于大部分仪器可见光部分 (380-750) 的测量需耗时 10-20 分钟,可见-近红外区测量需耗时 20-30 分钟。

注意

如果使用硫酸钡作为标样,建议在每次测量前准备新鲜的硫酸钡粉末。使用永久的标样圆盘虽然节省时间,但随着使用时间的增长和不可避免的清洗或者打磨,这些标样会逐渐失去他们的反射特征。

必须保证没有玻璃盖片的垂直放置的样品柱保持稳定。

反射光谱的参数化和分析

数据储存

现代的分光光度计都是计算机化的,可以将反射系数数据以及各种经过数学计算的结果以不同的格式进行储存。ASC II 文件是适合大多数应用的格式并且容易被转化为各种软件所需要的文件格式。

颜色的定量计算

利用光谱的可见光部分,用配色方程的值乘以反射系数值就可以得到三刺激色值, Wyszecki 和 Stiles 在 1982 年列出了不同照明体的配色方程值。过去,这些工作都是人工完成的,而现在光度计制造商提供了各种软件使计算更加快速。许多软件包还提供了从 X, Y, Z 值到 Munsell 和 CIE 1976 (L*a*b) 符号之间的转换。从 Gretagmacbeth & Munsell 颜色网站可以下载实现上述转换的免费软件 (纽约新温莎; www.gretagmacbeth.com/index/products/product_s_color-standards.htm [verified 26 Mar. 2007])。

吸收谱带分析

根据前边小节介绍,可以用吸收系数,即 K-M 函数中的 K,来估计典型土壤样品的吸收光谱。当我们获得添加白标样的混合样品的反射系数时,可以用公式 (13) 来计算 K。我们可以选用吸收系数 (\log_1/R_∞) 或者 K-M 函数 [i. e., $F(R_\infty) = (1-R_\infty) / 2R_\infty$] 作为典型吸收光谱的替代指标。虽然这两种方法都可以识别土壤矿物特征,但是后一种更有理论性。

吸收系数 K, 或者 K-M 波谱可以用高斯函数来反褶:

$$\varphi(\lambda) = \sum_{i=1}^n h_i \exp \left[4 \ln(2) \left(\frac{\lambda - \lambda_i}{FWHH_i} \right)^2 \right] \quad [15]$$

这里 $\varphi(\lambda)$ 是波谱函数; λ 是波长 (或者用波数替代); h_i , λ_i 和 $FWHH_i$ 是在第 i 个波段 1/2 高度时的高度,位置和宽度。Scheinost 等在 1999 年成功将 Marquardt (马夸特) 非线性回归 (SAS Institute, 1988) 应用于计

算不同波长下的吸收谱。Sunshine 等在 1990 年发现了一种改良的高斯模型比经常使用的高斯模型更适用于反褶混合辉石和橄榄石的复杂混合物的吸收谱。

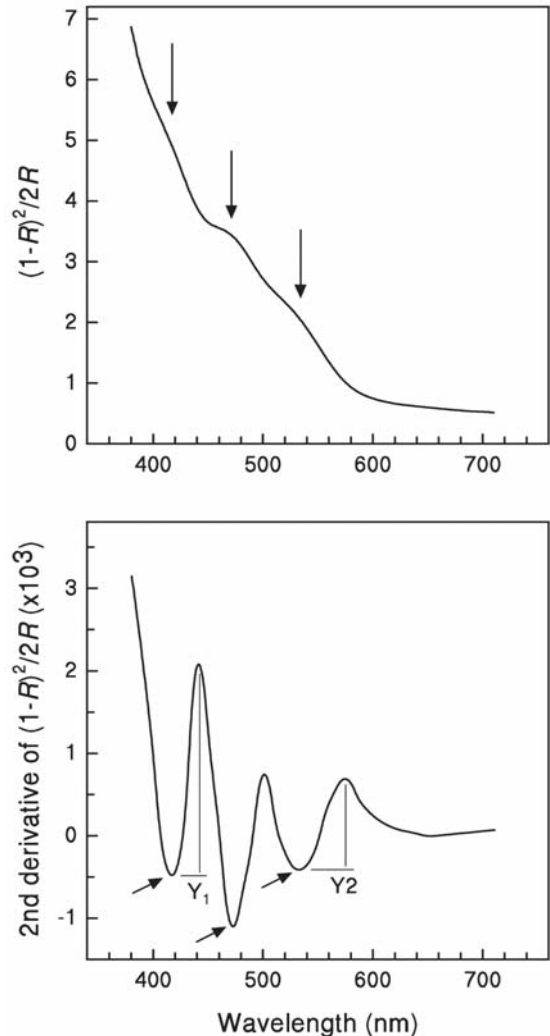


图 13-3 图中用于测试的土壤为含有针铁矿和赤铁矿的巴西氧化土, 上图为 K-M 函数光谱, 下图为 K-M 函数的二阶导数图。上图中不太明显的吸收带在二阶导数图中显示了明显的低值。Y₁ 代表在最小值 415nm 处和最大值 445nm 处之间谱带的振幅; Y₂ 代表最小值 535nm 和最大值 580nm 之间谱带的振幅。它们可以用于这两种矿物的定量计算。

Clark 和 Roush 在 1984 年在谱分析成功使用了“连续统一体”这一概念, 分离了特定的吸收特征。所谓连续统一体是一种背景吸收, 其他吸收特征叠加在这个背景上, 表示某一特定矿物经历不同过程的吸收特征, 或者表示混合物中不同矿物的吸收特征。连续统一体可以用经过不同矿物的平均光路径长度来模拟, 公式如下:

$$\exp[-k\bar{l}] = \exp\left[-\sum_{i=1}^i k_i \bar{l}_i\right] \quad [16]$$

其中 k 和 \bar{l} 是等效的吸收系数和平均光路径长度; 如果将矿物表面看作一个整体, k_i 表示在均匀混合物的多矿物表面中, 有平均光路径长度 \bar{l}_i 的第 i 个矿物 (或第 i 个过程) 的吸收系数。正是这样的定义, 使得我们必须从表面吸收和发射谱中减去这个背景值, 得到的反射光谱要除以这个背景。

由于很难直接分辨吸收谱, 因而经常假设一些特定条件。在实践中, 对波谱进行不同的数学转换可简化波谱分析。最常用的转换关系是求一阶导数和二阶导数。高斯波谱的一阶导数在原波谱最大值的左边和右边获得最大值和最小值。纵坐标的最大值和最小值之间的差异和波带的振幅成正比。不幸得是, 当波谱之间互相叠加时, 导数为 0 时的波谱位置相对于真正的波谱位置会发生偏移, 或者导数根本达不到 0。

二阶导数曲线在原始吸收波带的最大值处显示最小值。二阶导数曲线比一阶导数曲线提供的信息更加丰富, 因为即使原始波带互相叠加显示不出真正的吸收峰值 (反射低值), 二阶导数曲线上也可以显示出低值。图 13-3 描述了针铁矿和赤铁矿为主要染色矿物的土壤的二阶导数曲线的这一特性 (可见光区)。因此二阶导数漫反射光谱成为了鉴定有色土壤矿物的有力工具 (Kosmas et al., 1984; Scheinost et al., 1998)。

由于波谱是逐步获得的, 因此需要进行光滑后逐步求导。很多运算法则应运而生。三次样条拟合过程 (Press et al., 1992) 包含了连接邻近的三次多项式片段。每一个片段都是建立在一定数量的邻近的数据点上, 限制条件是在数据点处必须存在连续的一阶导数和二阶导数。1964 年, Savitzky 和 Golay 运用最小二乘法拟合了一组 (13 到 31 个) 连续数据的多项式曲线, 计算了位于横坐标 (波长) 中间值的纵坐标的值, 通过移动这组数据中的一点得到新的多项式曲线。对于每个多项式, 横坐标中间值处的坡度就是导数值。每组数据的多少是所有过程中最关键的输入参数。拟合度随着数据点的减少而增加, 光滑度随着数据点的减少而减少, 因此这两者

之间必须采取折中方法。

1999 年, Gálve 等发现, 当将三次样条过程应用于以 0.5nm 为步长记录的光谱中时, 22 个数据点能够给出最好的结果。仪器制造商可以提供光滑和求导计算的软件, 并且不要求使用者具有较高的数学水平。

应用

矿物种类的鉴别

一般的土壤可以通过吸收波段或者 K-M 函数光谱的特征来鉴别。USGS (2003) 的光谱库提供了土壤中常见的矿物的反射光谱。

迄今为止, 铁氧化物是土壤中研究程度最高的矿物。这是因为铁氧矿物和有机物是土壤中最重要色素来源。由于 Fe^{3+} 离子 $3d^5$ 轨道内存在电子迁移, 铁氧化物在紫外和近红外区表现出吸收光谱特性, 具体来说, 主要有以下三种电子迁移: 1) Fe^{3+} 离子配位场跃迁; 2) 邻近晶位磁耦合 Fe^{3+} 阳离子的迁移; 3) 配体对金属离子的电荷迁移。基于晶体场理论, Sherman 和 Waite 在 1985 年指出了对应以下配位场跃迁的三个吸收带: ${}^6\text{A}({}^6\text{S}) \rightarrow {}^4\text{T}({}^4\text{G})$, ${}^6\text{A}({}^6\text{S}) \rightarrow {}^4\text{T}({}^4\text{G})$, and ${}^6\text{A}({}^6\text{S}) \rightarrow {}^4\text{E}; {}^4\text{A}({}^4\text{G})$ 。第四个吸收带对应于电子对迁移或者 ${}^6\text{A}({}^6\text{S})$ 双激子 $2({}^6\text{A}) \rightarrow 2[{}^4\text{T}({}^4\text{G})]$ 。这个双激子过程产生了最强的吸收带, 对色调产生了决定性的影响。因此, 针铁矿显示黄色而赤铁矿显示红色正是因为他们对应的吸收带落在不同的波长范围中, 前者波长较短 ($\sim 480\text{nm}$), 后者波长较长 ($\sim 535\text{nm}$)。

Scheinost 等在 1988 年利用 K-M 函数的二阶导数研究了 176 个合成和天然铁氧化物以上四个能带的强度。结果表明, 所研究的八种矿物之间甚至一种矿物的不同样品之间吸收带的位置和强度都存在显著差异。差异主要由以下几个方面造成: 1) $\text{Fe}(\text{O}, \text{OH})_6$ 八面体不同的连接方式; 2) 八面体不断降低对称性的扭曲和因此产生的配位场和吸收带位置的变化; 3) 铁原子距离的不同以及八面体占有率的不同, 这很可能影响邻近磁耦合的三价铁离子从而改变了双激子吸收带的强度。这些因素结合起来导致了大量氧化物吸收带的叠加 (如图 13-4)。因此, Scheinost 等 1996 年发现: 1) 很难区分纯针铁矿, 磁赤铁矿和斯沃特曼铁矿; 2) 判别函数至少可

以正确区分 80% 的纯四方纤铁矿, 水铁矿, 赤铁矿, 纤铁矿和六方纤铁矿的样品; 3) 对于含有多种氧化物的土壤混合物, 只有赤铁矿和磁铁矿可以被区分。吸收带的叠置阻碍了利用漫反射光谱来鉴别铁氧化物。例如, 吸收带的叠置和较低的光谱分辨率使得火星土壤和粉尘中铁氧化物鉴别工作不能得出很好的结果。

漫反射光谱二阶导数的检出限要低于其他铁氧化物的鉴别技术。因此, 我们可以从土壤混合物中鉴别出 < 0.1% 的针铁矿和赤铁矿 (Scheinost et al., 1998), 对于钛的氧化物也得出了同样的结果 (Malengreau, et al., 1995)。而用传统的 X 射线衍射方法, 检出限是例如漫反射光谱的 10 倍多。此外, 漫反射光谱的一阶导数也可以提供较低的检出限 (Deaton and Balsam, 1991)。

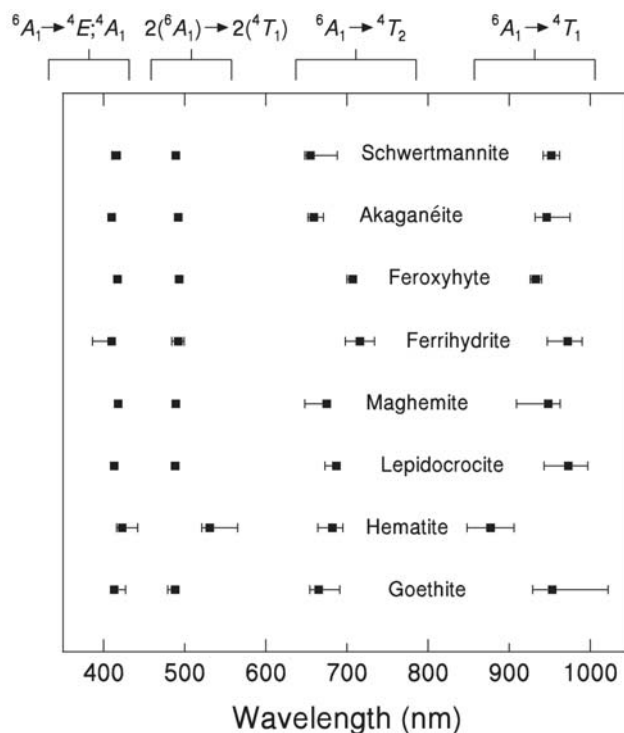


图 13-4 从二阶导数最小值估计的晶体场带的范围和中值。改编自 Scheinost et al. (1998)。

晶体性质的说明

研究证明了晶体参数对很多矿物吸收谱带位置和强度有决定性的影响 (Burns, 1993)。相比之下, 很少有研究关注土壤矿物的这项研究。因此, 很多有价值的信息都是从纯的自然矿物或者合成矿物的研究中得出

的。

通常, 晶体场理论和配位场理论被用来解释不同矿物的光谱特性。具体来说, 含铁矿物不同的光谱特性归咎于 Fe(O, OH)₆ 八面体的变形和连接方式的不同从而导致的配位场的改变。而铝替代铁是这些不同最普遍的来源。例如, 当铝进入合成针铁矿的结构中时, 950nm 处 ${}^6A_1 \rightarrow {}^4T_1$ 的迁移偏移到了一个更低的能量处 (更大波长处) (Buckingham and Sommer, 1983; Scheinost et al., 1999b)。这是由于 Al 替代引起了 Fe-(O, OH) 距离的缩小, 这种情况同样出现在赤铁矿的研究中 (Morris et al., 1992)。Scheinost 等人 1996 发现, Fe-(O, OH) 距离发生了 0.2pm 的改变, 正好比延伸 X 射线吸收精细结构光谱仪的敏感性小了一个数量级。然而, 另一方面, 谱带的位置和 Al 替代的程度对于天然矿物来说, 并没有必然的联系 (Malengreau et al., 1997)。

Gálvez 等利用漫反射光谱仪阐述了铁氧化物的结构特性, 他们在磷酸盐的存在下制备了合成赤铁矿。X 射线衍射, 近红外光谱仪和酸溶解实验都可以反映赤铁矿结构中磷的存在。而漫反射光谱在典型的赤铁矿吸收谱带 (~538nm) 上叠加了一个典型的针铁矿的吸收峰 (~488nm)。这个针铁矿的成分和赤铁矿中磷的含量成正比, 当纯赤铁矿表面吸附了磷酸时, 则检测不出这个组分的存在。上述证据支持了磷是结构性的, 很有可能占据四面体配位位置并导致了缺陷阳离子结构的假设。

在铁氧化物和其他矿物中的过渡元素 (Co, Cr, Ni, Mn, V) 的同晶替代现象极大的改变了漫反射光谱, 提供了有价值的地球化学信息。Scheinost (2000) 指出, 由于某些三价阳离子晶体场的迁移以及这些离子和 Fe 之间的电荷转移导致针铁矿中发生了过渡元素的同晶替代, 显示出了一些叠加的光谱特性。但是, 除非铁氧化物的含量非常高, 否则在土壤中我们观测不到上述的现象。

漫反射光谱还被用来描述纳米级表面沉淀物的特性。Scheinost 等 1999 年研究了不同硅酸盐矿物和水铝矿的 Ni 二次沉降, 发现当目标矿物含有 Al 时, ${}^3A_{2g} \rightarrow {}^3T_{1g}$ 转移将偏移 to 更短的波长范围内。这说明 Al 从吸着剂上溶解, 替代了类水镁石氢氧化物沉淀相层中

的 Ni, 因此缩短了 Ni-O 之间的距离, 增大了晶体场分裂能。

定量分析

式[11]通常用来进行定量分析。基于此, 在任何波段, 只要 S 值是常数, 一个含白色或无色土壤矿物基质和少量有色矿物的混合物的 K-M 函数依赖于或者成比例于矿物的含量。通常情况下, 在白色或无色矿物基质和低比例的有色矿物的混合物中, S 值变化很小。在实践中, 可以用大量白色矿物或者白色标准物来稀释样品, 从而使 S 值恒定。如果样品中有多种有色矿物, K-M 函数和他们的加权含量成比例。

只要已知样品中有色矿物含量, 就可以利用式[11]精确地定量分析很少量的有色矿物的 K, S 值。然而, 这通常很难做到, 因为需要有一个效率较高的分离单矿物的方法。我们用矿物-白色标准混合物, 通过式[13]来获得 K, S 值。更多数情况下, 我们需要获得外部标准下的 K, S 值。而对于合成针铁矿和赤铁矿 (Barrón and Torrent, 1986) 以及很多天然和合成的铁氧化物 (Scheinost et al., 1998; Scheinost and Schwertmann, 1999), 事实是, 大多数矿物的 K, S 值是粒径, 形状, 表面和结晶特性的函数。当只是比较那些属性相差不大的土壤样品时, 我们可以使用平均 K, S 值。而 Barrón 和 Torrent 在 1986 年的研究中, 使用了大量土壤来获得针铁矿和赤铁矿的平均 K, S 值。

如果第 i 个矿物的 ρ_i , d_i 和 w_i 已知, 则可以利用式[14]的逆运算来进行定量分析 (Clark, 1999)。定量计算也可以通过在 K-M 光谱曲线或者二阶导数曲线中测量每种矿物特征吸收带的强度来进行。用此方法, Scheinost 等人发现当加入小于 2% 的脱铁基质时, 二阶导数曲线中典型针铁矿和赤铁矿带谱的幅度和矿物含量成比例。任何超出这一水平的矿物含量的增加会导致小于此含量增加比例的带谱幅度的增加。由上述, 饱和问题可以向样品中加入白标准来缓解。

定量研究中的基质效应表明, 估测有色矿物在土壤或者矿物混合物中的相对值比求它的绝对含量要合理, 尽管矿物具有特征谱带, 甚至非重叠谱带。例如, 有些土壤中大量针

铁矿和赤铁矿是仅有的铁氧化物。基于此, Scheinost 等用二阶导数曲线中, 约 415~445nm 的带谱代表针铁矿(图 13-3 中 Y_1), 用约 535~580nm 的带谱代表赤铁矿来估计赤铁矿和针铁矿的比值。在 40 种不同属性的土壤中, 赤铁矿/(赤铁矿+针铁矿) 的值和 $Y_2/(Y_1+Y_2)$ 的值有很好的相关性(图 13-5)。实际上, 如果存在一种方法可以得到赤铁矿和针铁矿总和含量, 那么当含量比值已知时, 我们就可以得到两种矿物的绝对含量。对于针铁矿和赤铁矿, 用连二亚硫酸/柠檬酸/重碳酸混合物 (Mehra and Jackson, 1996) 以及酸式草酸盐 (Schwertmann, 1964) 提取 Fe 量的差可以反映二种矿物中的总铁。

从 Torrent 等 1980 年建立的“红度分级”开始, 基于不同颜色符号系统的简单指示物作为土壤中赤铁矿含量估计方法已经被应用了 20 多年。读者可以参考 Torrent and Barrón (1993) 了解那些指示物和他们的用途。这些指示物有一个优势, 即可以从视觉上或者借助三色源色度计获得颜色符号而不需要用光谱仪来记录漫反射光谱。

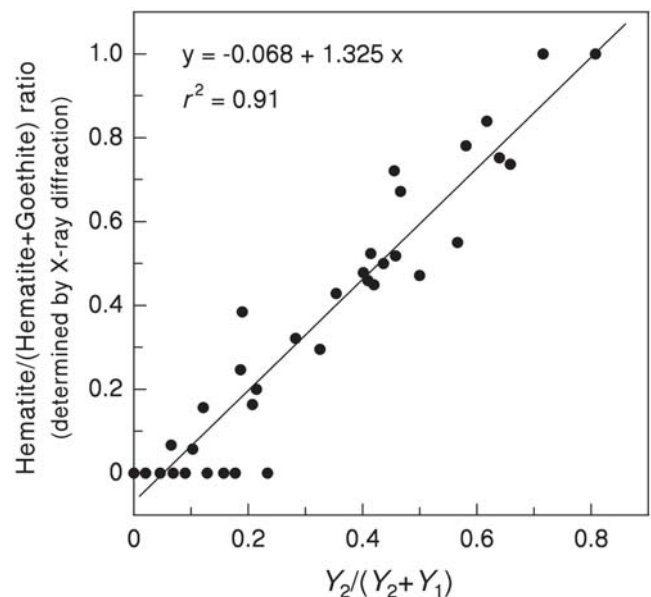


图 13-5 X 射线衍射得到的赤铁矿/(赤铁矿+针铁矿) 的比值和漫反射光谱得到的 $Y_2/(Y_2 + Y_1)$ (图 13-3) 的相关关系。 Y_1 代表在最小值 415nm 处和最大值 445nm 处之间谱带的振幅; Y_2 代表最小值 535nm 和最大值 580nm 之间谱带的振幅。改编自 Scheinost et al. (1998)。

文献导读

Brief review of recent studies on the magnetic field of Mars and Mercury

Yifan Hu

University of Florida, U.S.A

E-mail: huyifan925@ufl.edu

Abstract

How the magnetic fields of terrestrial planets (Mercury, Venus, Earth, Mars) are generated and evolved is of interest to Earth and Planetary scientists. In order to understand these two fundamental questions, many research efforts have been made to study both geochemical and geophysical aspects of these geologically differentiated planets, from their formation to the present day. Among the broad spectrum of these research topics, the origin of the magnetic field and the timing of dynamo onset as well as how the field intensity of these planets relates to the composition and states of their iron-dominated cores have been heavily investigated in recent decades.

Key words: terrestrial planets, magnetic field, core

A consensus has been achieved over many years that the heterogeneity of the Earth's core, composed of a liquid outer layer and a solid inner sphere, plays a central role in producing the magnetic field. Also, the physical and chemical condition of the Earth's deep interior is of importance to the planet's magnetic field. Scientists have long studied the convective state of lower mantle and the influence of core mantle boundary (CMB) conditions using numerical modeling integrating seismic data (Glatzmaier and Olson, 2005; Coe and Glatzmaier, 2006) and experimental simulation (Kageyama and Sato, 1997) to understand magnetic field generation maintained by the fluid motion in the liquid outer core on our own planet. Detailed studies have critical implications essential to understand the interior

structures, bulk compositions and dynamic histories of our own planet (Olson *et al.*, 2008).

Mercury

Currently, besides the Earth, other terrestrial planets possess similar internally-generated magnetic fields, such as Mercury, whose magnetic intensity is revealed to be one or two orders of magnitude weaker than that of the current Earth (~ 0.5 to $5 \mu\text{T}$) on the basis of several spacecraft flyby observations (Mariner 10, MESSENGER; Korth *et al.*, 2004; Anderson *et al.*, 2008; Purucker *et al.*, 2009). Scientists have suggested that the field of Mercury may also be dominated by an axial-dipole, yet its core conditions could differ markedly from that of the Earth (Aharonson *et al.*, 2004). Though its dynamo driving mechanisms remain enigmatic and the intensity measured by spacecraft could not be perfectly incorporated into numerical models applicable to the Earth (Stanley *et al.*, 2005), there are a few hypotheses that have been proposed recently. Researchers from University of Illinois at Urbana-Champaign suggested that a storm of falling iron particles (Figure 1, iron precipitates) circulating as liquid in Mercury's partially molten core may be responsible for the origin of this planet's anomalously faint magnetic field (Chen *et al.*, 2008). Dharmaraj *et al.*, 2009 and Vilim *et al.*, 2009 have incorporated this experimental result into the latest models of simulating Mercurian dynamo and found that as long as this "snow zone" is placed mid way from the surface to the core mantle boundary, numerical simulations are consistent with the weak observed magnetic field. However, this experimental method has serious shortcomings that can significantly affect the result: the sphere is approximately 6 orders of magnitude smaller than Mercury, and many of the features being modeled cannot be assumed to scale linearly with size (e.g., Ekman value which reflects the ratio of Coriolis to buoyant forces and Hartmann number calculated as the ratio of Lorentz to viscous forces). Thus, this experimental method can shed light on some aspects of core fluid flow of Mercury, but the usefulness is temporarily limited.

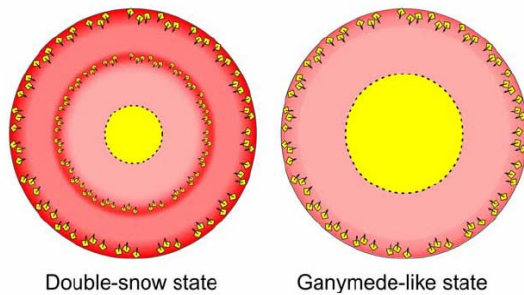


Figure 1: Schematic illustrations of the likely states of Mercury's core at the present time with different levels of sulfur concentration (Chen *et al.*, 2008).

Mars

Numerical and experimental simulation

Unlike Mercury, which currently has a magnetic field, Mars has been missing its magnetic field for at least several billion years (Acuna *et al.*, 1999). There are quite a few hypotheses concerning this spectacular phenomenon (Stevenson, 2001; Elkins-Tanton *et al.*, 2005; Stanley *et al.*, 2008). One of the most popular models was proposed by researchers from ETH Zurich, suggesting that the inner core of Mars may still be molten, and cannot form an outwardly crystallizing iron-rich inner core, as does Earth. This could possibly explain why the magnetic field does not exist (Stewart *et al.*, 2007). Others (Nimmo, 2008) implied that Mars was collided with a giant asteroid, and its mantle beneath the northern hemisphere as well as part of the core is significantly depleted after being rejected to the outer space (Figure 2). As a consequence of this severe impact event, the dynamo of the Mars ceased to operate. Subsequently, intense solar wind was able to erode the atmosphere of the planet completely in the absence of protection from its magnetic field. The most recent hypothesis is made by Buffett, 2009 claiming that the high thermal conductivity of liquid iron results in a substantial fraction of heat loss from the core, and therefore slows down the cooling of overlying mantle due to convection. This leads to the result that little of the heat flow through the core contributes directly to the generation of magnetic field. Also, Buffett stated that the low ratio of viscosity of liquid iron to its magnetic diffusivity could lead to a barrier to generation

of the magnetic field simply because the magnetic diffusion overwhelms the effects of magnetic induction.

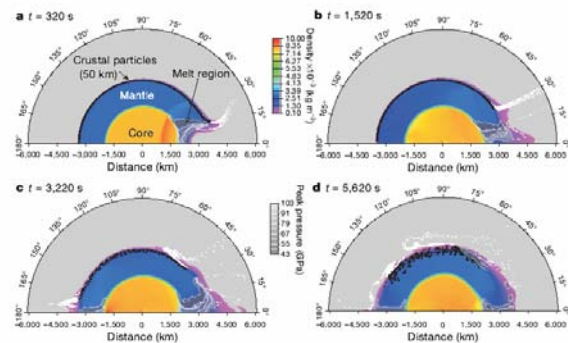


Figure 2: Snapshots of results from typical axially symmetric simulation using Zeus hydrocode to display Martian core-mantle equilibration after impact over time (Nimmo, 2008).

Paleomagnetism

Other than numerical and experimental simulation, Earth and Planetary scientists are also interested in integrating paleomagnetic records as surface expression of the dynamo evolution across all time scales into current radioactive isotope model as further observational constraints to study the core behavior of these planets (Weiss *et al.*, 2002; Antretter *et al.*, 2003). Documentation of remanence magnetization from distant geological record on the red planet can offer tantalizing views of the ancient field extending back to roughly 4 billion years ago (Bouvier *et al.*, 2009). This approach is necessary prior to initiating a comparative study of the dynamo behavior between terrestrial planets to understand a variety of physical and chemical mechanisms within the cores.

The discovery of martian crustal magnetic anomaly in 1999 (Figure 3 Acuna, 1999) opened up a window for all martian scientists, especially paleomagnetists and rock magnetists. Several studies have been done since then striving to understand the origin of the Southern Highland Magnetic Anomaly (SHMA). Mapping, and interpretation tools described with an unprecedented level of temporal and spatial accuracy are continually developed and improved to make this possible. For instance,

InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar), a remote sensing technique that uses radar satellite images as radar satellites shoot constantly beams of radar waves towards the Mars and record them after they bounced back off the surface (Richards, 2007).

An ancient, but transient, global dynamo magnetic field (about a few to a few hundred million years of Mars history) was then assumed to be a very plausible candidate for generating these anomalies (Dunlop *et al.*, 2000). Antretter *et al.*, 2003 have integrated rock magnetism, geochronology, as well as petrology, to interpret the paleomagnetic signals from martian meteorites (e.g., SNC meteorites, ALH84001) in order to constrain the ancient dynamo behavior of this planet (Weiss *et al.*, 2002; Antretter *et al.* 2003). They suggested that the ancient field intensity back to 4.0 Ga is probably one order of magnitude weaker than the present geomagnetic field by normalizing the intensity of Natural Remanence of Magnetization (NRM) to the Saturation Isothermal Remanence of Magnetization (SIRM), which may not be strong enough to generate high-intensity Martian magnetic anomalies. This result contradicts to the former statement by Dunlop, 2000. Gilder *et al.*, 2008 believes that these crustal anomalies are irrelevant to the dynamo field and they are simply indicative of high deformation of rocks containing magnetic minerals (e.g., titanomagnetite) whose magnetizations are permanently elevated when subjected to either ultra-high static stress or ultra-high dynamic stress (>6 Gpa).

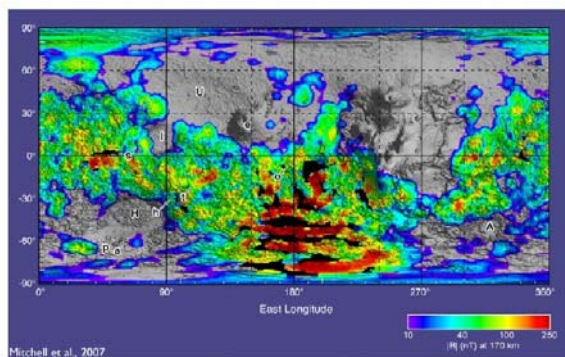


Figure 3: Mapping of Mars magnetic crustal anomalies as detected by the Mars Global Surveyor (Acuna *et al.*, 1999)

However, acquisition of reliable paleomagnetic

data is not always successful due to the lack of appropriate samples, as many of which have experienced a variety of terrestrial alterations (e.g., thermal heating, aqueous alteration and metamorphism) in addition to collision after landing on the Earth (Rochette *et al.*, 2006; Gattacceca *et al.*, 2008), these samples are not suited for paleomagnetic analysis. Furthermore, the Martian core is believed to have formed faster than the core of the Earth (Williams and Nimmo, 2004). The sparsity of proper geological records that can offer insight into the earliest history of Mars (4.5-4.0 Ga) hinders exploration of the timing of dynamo initiation (Schubert *et al.*, 2000) and the onset of core formation. In addition to that, the core age of Mars calculated by Re-Os and Hf-W systematic remains highly controversial (Williams and Nimmo, 2004), neither cosmochemical nor geophysical arguments have so far constrained the timing of dynamo initiation and the onset of core formation.

CONCLUSIONS

Research in magnetic field study of Mercury and Mars is expanding at an astonishing pace on a variety of fronts, only very few of which are described in this article. Scientists are adopting tools from complementary disciplines (e.g. Material Science, Astronomy, Geodesy) as they explore the effects from micro-scale mineral structures on magnetic behavior to macro-scale magnetic field behavior of these two terrestrial planets. Although several NASA explorations have already opened the door to this exciting area, the studies of magnetic field on Mars and Mercury remain in the period of infancy.

I am hoping that this short article conveys some of the excitement in the area of magnetic field studies on two relatively familiar planets and demonstrates the complexity of this research topic. Possibly in future, we are able to reach a higher level of understanding the fundamental principle and mechanism behind magnetic field of terrestrial planets.

REFERENCE

- Acuna, M. H., Ness, N. F., Connerney, J., Wasilewski, P., Mazelle, C., Sauvaud, J., Vignes, D., d'Uston, C., Reme, H., Lin, R., Mitchell, D. L., McFadden, J., Curtis, D., Cloutier, P., & Bauer, S. J. (1999). MGS magnetic fields and electron reflectometer investigation: Discovery of paleomagnetic fields due to crustal remanence. *Moon and Mars*, 23(11), 1879-1886.
- Aharonson, O., Zuber, M. T., & Solomon, S. C. (2004). Crustal remanence in an internally magnetized non-uniform shell: A possible source for mercury's magnetic field? *Earth and Planetary Science Letters*, 218(3-4), 261-268. doi:10.1016/S0012-821X(03)00682-4 ER
- Anderson, B. J., Acuna, M. H., Korth, H., Purucker, M. E., Johnson, C. L., Slavin, J. A., Solomon, S. C., & McNutt, R. L. (2008). The structure of mercury's magnetic field from MESSENGER's first flyby. *Science*, 321(5885), 82-85. doi:10.1126/science.1159081 ER
- Antretter, M., Fuller, M., Scott, E., Jackson, M., Moskowitz, B., & Solheid, P. (2003). Paleomagnetic record of martian meteorite ALH84001. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 108(E6) doi:10.1029/2002JE001979
- Bouvier, A., Blichert-Toft, J., & Albarede, F. (2009). Martian meteorite chronology and the evolution of the interior of mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 280(1-4), 285-295. doi:10.1016/j.epsl.2009.01.042 ER
- Buffett (2009). Generation of Magnetic Fields in Terrestrial Planets, *Eos Trans. AGU*, 90(22), Jt. Assem. Suppl., Abstract GP24A-02
- Chen, B., Li, J., & Hauck, S. A. (2008). Non-ideal liquidus curve in the Fe-S system and mercury's snowing core. *Geophysical Research Letters*, 35(7) doi:10.1029/2008GL033311 ER
- Coe, R. S., & Glatzmaier, G. A. (2006). Symmetry and stability of the geomagnetic field. *Geophysical Research Letters*, 33(21), L21311. doi:10.1029/2006GL027903
- Dharmaraj, G., Stanley, S., (2009), Effects of Inner Core Conductivity on Planetary Magnetic Field Reversal Frequency, *Eos Trans. AGU*, 90(22), Jt. Assem. Suppl., Abstract DI11A-05
- Dunlop, D. J., & Arkani-Hamed, J. (2000). Magnetic minerals in the martian crust. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 110(E12), 1-11. doi:10.1029/2005JE002404
- Elkins-Tanton, L. T., Zaranek, S. E., Parmentier, E. M., & Hess, P. C. (2005). Early magnetic field and magmatic activity on mars from magma ocean cumulate overturn. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1-2), 1-12. doi:10.1016/j.epsl.2005.04.044 ER
- Gattacceca, J., Rochette, P., Gounelle, M., & Van Ginneken, M. (2008). Magnetic anisotropy of HED and martian meteorites and implications for the crust of vesta and mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 270(3-4), 280-289. doi:10.1016/j.epsl.2008.03.047 ER
- Glatzmaier, G. A., & Olson, P. (2005). Probing the geodynamo. *Scientific American*, 292(4), 50-57.
- Gilder, S. A., & Le Goff, M. (2008). Systematic pressure enhancement of titanomagnetite magnetization. *Geophysical Research Letters*, 35(10), L10302. doi:10.1029/2008GL033325
- Kageyama, A., & Sato, T. (1997). Generation mechanism of a dipole field by magnetohydrodynamic dynamo. *Physical Review E*, 55(4), 4617-4626.
- Korth, H., Anderson, B. J., Acuna, M. H., Slavin, J. A., Tsyganenko, N. A., Solomon, S. C., & McNutt, R. L. (2004). Determination of the properties of mercury's magnetic field by the MESSENGER mission. *Planetary and Space Science*, 52(8), 733-746. doi:10.1016/j.pss.2003.12.008 ER
- Nimmo, F., Hart, S. D., Korycansky, D. G., & Agnor, C. B. (2008). Implications of an impact origin for the martian hemispheric dichotomy. *Nature*, 453 (7199), 1220-U32. doi:10.1038/nature07025 ER
- Olson, P.L., Coe, R.S., Driscoll, P.E., Glatzmaier, G.A., Roberts, P.H. (2008) Geodynamo Reversal Frequency and Heterogeneous Core-Mantle Boundary Heat Flow, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, doi:10.1016/j.pepi.2010.02.010.
- Purucker, M. E., Sabaka, T. J., Solomon, S. C., Anderson, B. J., Korth, H., Zuber, M. T., & Neumann, G. (2009). Mercury's internal magnetic field: Constraints on large- and small-scale fields of crustal origin. *Earth and Planetary Science Letters*, 285(3-4), 340-346. doi:10.1016/j.epsl.2008.12.017
- Richards, M. A. (2007). A beginner's guide to interferometric SAR concepts and signal processing. *IEEE Aerospace and Electronic Systems Magazine*, 22, 5-29.
- Rochette, P., Gattacceca, J., Chevrier, V., Mathe, P. E., Menvielle, M., Brauer, P., Dussouliet, P., Fabron, C., Hood, L., Jensen, P. A., Langlais, B., Larsen, L. A., Madsen, M. B., Merayo, J., Musmann, G., Newsom, H., Petrovsky, E., Primdahl, F., Saracco, G., Vadeboin, F., & Vennerstrom, S. (2006). Magnetism, iron minerals, and life on mars. *Astrobiology*, 6(3), 423-436.
- Schubert, G., Russell, C. T., & Moore, W. B. (2000). Geophysics - timing of the martian dynamo. *Nature*, 408(6813), 666-667.
- Stanley, S., Bloxham, J., Hutchison, W. E., & Zuber, M. T. (2005). Thin shell dynamo models consistent with mercury's weak observed magnetic field. *Earth and Planetary Science Letters*, 234(1-2), 27-38. doi:10.1016/j.epsl.2005.02.040 ER
- Stanley, S., Elkins-Tanton, L., Zuber, M. T., & Parmentier, E. M. (2008). Mars' paleomagnetic field as the result of a single-hemisphere dynamo. *Science*, 321(5897), 1822-1825. doi:10.1126/science.1161119 ER
- Stevenson, D. J. (2001). Mars' core and magnetism. *Nature*, 412(6843), 214-219.
- Stewart, A. J., Schmidt, M. W., van Westrenen, W., & Lieske, C. (2007). Mars: A new core-crystallization regime. *Science*, 316(5829), 1323-1325. doi:10.1126/science.1140549 ER
- Vilim, R., Stanley, S., Hauck, S., (2009), Dynamo models Incorporating Iron "Snow Zones" Consistent with Mercury's Weak Observed Magnetic Field, *Eos Trans. AGU*, 90(22), Jt. Assem. Suppl., Abstract DI71A-02
- Weiss, B. P., Vali, H., Baudenbacher, F. J., Shuster, D. L., Stewart, S. T., & Kirschvink, J. L. (2002). Records of the ancient martian magnetic field and climate in ALH84001. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 66(15A), A827-A827.
- Williams, J. P., & Nimmo, F. (2004). Thermal evolution of the martian core: Implications for an early dynamo. *Geology*, 32(2), 97-100. doi:10.1130/G19975.1 ER

研究进展

动物地磁导航研究新进展：蝙蝠头部含有磁铁矿颗粒
田兰香，潘永信

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。当前,生物地磁学研究的主要科学问题包括,磁受体的定位和工作机制、生物体内铁矿的矿化等,最终研究目标是揭示地磁场对生物圈的影响。

蝙蝠作为唯一会飞行的哺乳动物,普遍具有超声定位的能力。但研究显示蝙蝠超声定位的作用距离很有限(约20米),不能为其迁徙或长距离飞行提供导航参考。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。

针对蝙蝠磁导航机制科学问题,地质地球所地球深部结构与过程研究室博士后田兰香与合作导师潘永信研究员等,利用多种岩石磁学技术对6种蝙蝠(迁徙性和非迁徙性各3种)进行了详细分析,目的是研究蝙蝠体内是否存在铁磁性矿物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(图1 a, b)。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(图1 c, d)。

目前研究人员已经在从细菌到高等动物中先后发现了磁性矿物,如信鸽、虹鳟鱼、蜜蜂、趋磁细菌、藻类等,甚至人脑海马组织中含有磁铁矿颗粒。这些发现为揭示生物地磁导航工作机制提供了依据。哺乳类动物备受人们关注,但由于视觉、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。该研究成果发表在近期出版的生物电磁领域知名杂志 *Bioelectromagnetics* (Tian et al. Bat head contains soft magnetic particles: Evidence from magnetism. *Bioelectromagnetics*, 2010, 31: 499-503)。

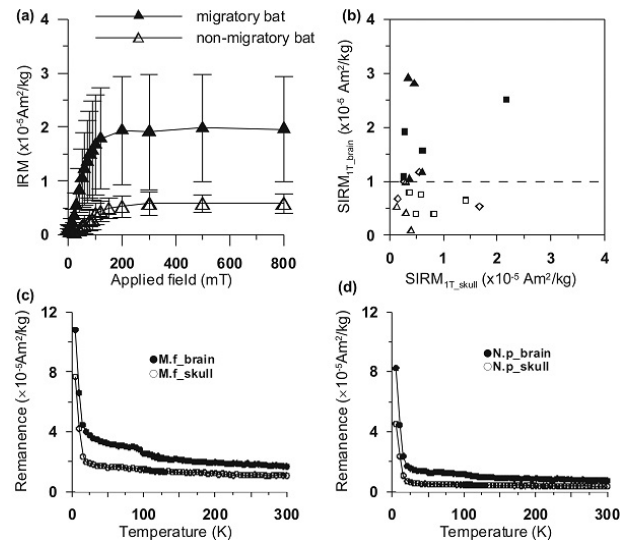


图1 (a) 迁徙性蝙蝠和非迁徙性蝙蝠脑组织样品的等温剩磁(IRM)平均值比较图;(b) 迁徙性蝙蝠(实符号)与非迁徙性蝙蝠(虚符号)脑组织样品的饱和等温剩磁(SIRM)分布图;(c)和(d) 迁徙性蝙蝠和非迁徙性蝙蝠脑组织样品的剩磁升温曲线,在15 K 之下的剩磁衰减表明大量超顺磁性颗粒的存在,在 ~ 100 K 附近剩磁衰减表明含有磁铁矿。

重点连载

纳米磁性矿物的研究方法

李金华, 潘永信

3 纳米磁性矿物研究中常用的 TEM 技术

电子显微镜是用一束电子照射到样品上并将其表面或内部结构细节放大成像的显微镜。现代电子显微学已经发展的相当完备,从与固体样品的作用方式上,电子显微技术可分为扫描电子显微镜(scanning electron microscopy, SEM)、TEM 和扫描透射电子显微镜(scanning transmission electron microscopy, STEM);从放大能力上看,高分辨透射电子显微镜(HRTEM)的放大倍数可达100万余倍,点分辨率能达到0.1 nm 以下,电子束的能力分辨率低于0.1 eV,能直接观测物质的超精细结构、原子或原子团的排列及其所处的空间位置等;从功能上看,携带X射线能谱仪和电子能量损失谱仪等附件的分析型TEM,可以进行微区晶体形态、成分和结构的分析。此外,近年来还发展了电子全息术(electron holograph),在纳米尺度上研究磁性矿物的内势场和磁场分布等信息。电

子显微技术能直接获取磁性矿物的微观形貌、化学成分、晶体结构和微磁结构等信息,弥补了岩石磁学测量的间接性和多解性等不足,因而在矿物磁学研究具有不可替代的作用。

3.1 TEM 成像和分析基础

电子显微观测中,入射电子束与组成试样物质的原子核及其核外电子相互作用后,导致其电子方向和能量改变,有时还发生电子消失、重新发射或产生别种粒子等,这种现象统称为电子的散射。根据散射中能量是否发生变化,可将散射分为弹性散射(碰撞后电子只改变方向而无能量改变)和非弹性散射(电子方向和能量均会改变)。弹性散射是电子衍射谱、电子衍射像和电子显微成像的基础,而电子在非弹性散射中损失的能量被转变为热、光、X射线(X-ray)、二次电子(secondary electron)、背散射电子(backscattered electron)、俄歇电子(auger electron)、阴极荧光(cathodoluminescence)和透射电子等,是SEM像、STEM像、能谱分析(energy dispersive spectroscopy, EDS)和电子能量损失谱(electron energy loss spectroscopy, EELS)分析的基础。电子显微分析技术就是使用不同的电子光学探测仪器对这些散射信号加以搜索、整理和分析,从而得出试样的微观形貌、晶体结构和化学成分等信息(章晓中, 2006; 叶恒强 and 王元明, 2003)。

TEM成像是由于试样对入射电子束的作用后,使透射电子束强度发生变化,从而在荧光屏上形成强度不均匀的衬度像。试样因质量厚度差异造成透射束强度差异而形成的衬度相为质厚衬度,晶体材料因各部分对入射电子的衍射能力不同而产生的衬度像为衍射衬度。质厚衬度和衍射衬度都是由于样品不同区域散射能力有差异而形成的。电子显微像上透射电子振幅和强度的变化,同属振幅衬度像,前者多用于样品的形貌研究,而后者多用于晶体结构研究。另一类衬度是相位衬度,当试样很薄时(一般小于10 nm),电子可以穿过样品,透射电子束的振幅变化可以忽略,成像来自于相位的变化。高分辨像是一种相干的相位衬度像,原子序数衬度像(Z contrast image)是非相干的相位衬度像。

相位衬度和振幅衬度可以同时存在,当试样厚度大于10 nm时,以振幅衬度为主;而当试样厚度小于10 nm时,以相位衬度为主。

SEM的结构特点是聚焦电子束在样品表面上作面扫描,最常用的成像信息是二次电子,因此对样品表面状态非常敏感,对显示表面的微观结构非常有效。然而,与TEM相比,由于在试样上方安置探测器,SEM的分辨率一般较低,而且对试样内部的精细结构探测能力较弱。从一定程度上讲,STEM同时具有SEM和TEM的特点,采用很细的电子束在薄试样上做扫描,在透射方向安置二次电子探测器就可以使样品位置移到距物镜较近的地方,显著提高二次电子像的分辨率。STEM另外一个特点是薄试样下方安置环形探测器接受大角度散射的透射电子,形成高角环形暗场(high-angle annular dark field, HAADF)像。HAADF像是一种相位衬度像,其分辨率比使用同一透镜的明场STEM图像或TEM图像的分辨率要高。

近年来,随着电子显微技术的发展,在TEM和STEM中添加多种电子和X射线探测器,使其变成一个集成普通形貌观察、微区成分和微区晶体结构分析的有力工具。例如,将电子束聚焦到样品上,不但能观察微区的组织形貌细节,还可以从X射线能谱分析及电子能量损失谱中得出这个微小区域的化学成分,从微区电子衍射得到它的晶体结构资料。这是近几年来电子显微学中发展较快的领域,称为分析电子显微学(analytical electron microscopy, 简称为AEM)。

3.2 常规 TEM 与形貌分析

光学显微镜下无法看清小于0.2 μm的细微结构,这些结构常称为亚显微结构或超微结构。要想看清这些结构,就必须选择波长更短的光源,以提高显微镜的分辨率。TEM采用电子束作光源,用电磁场作透镜,因此其放大倍数最高可达近百万倍,分辨率可达0.1 nm以下。由于电子束的穿透力很弱,因此TEM样品厚度通常要低于50-100 nm。

在纳米磁性矿物的研究中,通常首先选用SEM或TEM观察其形貌、尺寸和排列方式等。SEM可以获得样品表面特征,TEM还能获得样品内部结构特征,而且一般具有比

SEM 更高的分辨率。然而, TEM 图像为二维平面投影图, 并不能完全反映试样的立体形貌和空间排列。实践中, 需要观察多个样本进而准确了解试样的形貌、尺寸和排列方式等信息。

3.3 HRTEM 与晶体结构分析

HRTEM 是相位衬度显微技术, 它能使大多数晶体材料中的原子列成像。目前生产的 TEM 一般都能做 HRTEM, 但这些 TEM 被分成两类: 高分辨型和分析型的。两者的区别是, 前者配备了高分辨物镜极靴和光阑组合, 这使得样品台的倾转角很小, 从而可获得较小的物镜球差系数; 而后者为了做各种分析, 需要有较大的样品台的倾转角, 因而物镜极靴较大, 然而降低了分辨率。目前, HRTEM 的分辨率已经达到 $1-2 \text{ \AA}$ (如果采用球差色差校正技术, 分辨率可达到亚埃尺度)。

HRTEM 像有两种: 一维晶格像和二维晶格像(二维结构像)。一维晶格像是使电子束从某一组晶面产生反射而成像的, 从中可以直接测量该组晶面的晶面间距, 观察孪晶、晶粒界面和长周期层状晶体的结构。二维晶格像是采用一个晶带的反射而成像的, 要求有一个沿晶带轴的准确入射方向。二维晶格像和实际晶体中原子或原子团的配置有很好的对应性, 可以用来研究晶体结构、晶型和位错等晶格缺陷。

衍射也是研究纳米晶体材料物相和晶体结构的有效手段。常用的衍射方法有选区衍射(SAED)、会聚束衍射(convergent beam electron diffraction, CBED)和微衍射(nano-area electron diffraction, NED)。SAED 是将平行的电子束入射到试样表面上, 透射束和衍射束在物镜后焦面形成(000)透射点和(hkl)衍射斑点。在CBED中, 入射电子束以足够大的会聚角, 入射到试样表面上, 会在物镜后焦面形成(000)透射盘和(hkl)衍射盘。这些透射盘和衍射盘包含比SAED花样更为丰富的结构信息。现代的电镜(特别是场发射电镜)可以把电子束斑做的很细(10-50 nm), 不必再用光阑来选区域, 直接使用平行光束的微小区域进行NED。

通过倒易点阵可以把晶体的电子衍射斑点直接解释成相应晶面的衍射结果。因此, 对HRTEM图像进行FFT转换理论上可以获

得颗粒的电子衍射花样。

HRTEM 和衍射分析相结合, 在纳米晶体材料的物相鉴定和晶体结构研究方面具有很大的作用。

3.4 分析 TEM 与微区分析

目前, 微区成分分析的仪器主要有 X 射线谱仪和电子能量损失谱仪。如果入射的电子具有足够的能量, 射到原子内壳层, 例如 K 层, 将一个电子激发出去(使原子电离), 留出一个空穴, 这时上层的电子会跳下来填充这个空穴, 而产生特征 X 射线。特征 X 射线被用于 X 射线能谱分析(EDS), 可以检测所分析的物质中含有什么元素。EDS 一般可用于检测原子序数大于或等于 4 的元素。而电子能量损失谱(EELS)的理论是基于原子中处于不同能级的电子的激发过程。入射电子透过试样时, 与样品发生非弹性散射将损失一部分能量, 对透过的电子按其损失的能量进行统计计数, 便得到电子的能量损失谱。通过 EELS 谱, 可以对试样进行化学成分、化学键态、价态、电子结构、配位原子数及配位距离等分析。与 EDX 相比较, EELS 可以分析从 1 号到 92 号元素, 特别对轻元素敏感; EELS 的分辨率为 $\sim 1 \text{ eV}$, 远高于 EDX 的 $\sim 130 \text{ eV}$ 。

近年来, 将 X 射线谱仪和电子能量损失谱仪与 STEM 组合, 不仅实现了将微区结构分析和微区化学分析相结合, 还能对试样进行元素分布图(elements mapping)的点、线、面扫描分析, 大大的提高了化学分析的空间分辨率和准确性(Cave et al., 2006)。

3.5 电子全息术与微磁结构分析

传统的HRTEM是利用散射电子束与透射电子束的相位差来产生衬度的, 却丢失了电子束的相位信息。电子全息术是利用物体所产生的菲涅耳衍射与相干本底叠加而成的干涉, 所得到全息图并不像物体, 但它包含了重现物体所需要的全部信息: 振幅和相位。通过对电子全息图的重构可以将透射电子波函数的相位和振幅分离开, 分别得到单独的相位衬度像和振幅衬度像。振幅衬度像与普通的TEM明场像相同, 而相位衬度像给出了试样下表面透射电子波阵面的形状。试样的内势场分布是决定材料物理性能的重要因

素。入射电子束透过试样时会受到其内势分布的调制,如果受到静电场吸引力(排斥力)的作用,试样下表面的透射电子束的相位将比真空中沿同一方向传播的参考电子波的相位超前(落后)。入射电子束如果透过磁性材料时,会受到洛伦兹力的作用,透射电子束的相位也会改变。因此,通过对透射电子束相位的测量可以获得试样高空间分辨率的内势场、磁场等信息(McCartney and Smith, 2007)。

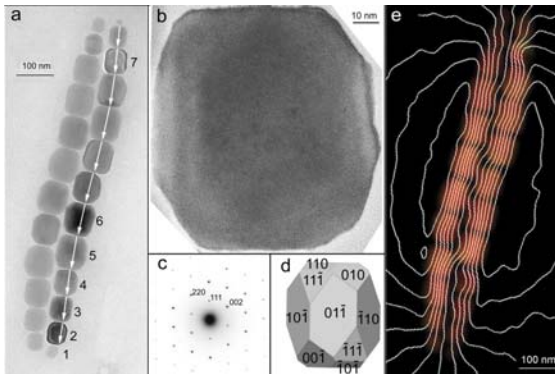


图4 电子全息术研究磁小体链的磁力线分布。(a) 趋磁细菌双链磁小体的 TEM 图像,磁小体链平行交错排列,箭头指向磁铁矿晶体的[111]方向;(b) 单个磁小体的 HRTEM 图像;(c) 单个磁小体的 SAED 花样;(d) (a) 图中磁小体 4 的三维晶体结构图样;(e) 离轴电子全息术(off-axis electron holography)展示(a)图中磁小体链的磁力线分布图。图片来自文献(Simpson et al., 2005)

Fig. 5 Combined TEM technique studying the crystal orientation and micro-magnetic structure of a double chain of magnetite magnetosomes

近年来,电子全息术在纳米磁性矿物研究方面有很大的发展,主要用来研究磁性矿物颗粒内部的磁畴分布、磁记录介质中磁的分布和磁小体链中的磁力线分布等(Dunin-Borkowski et al., 1998; Dunin-Borkowski et al., 2001; Harrison et al., 2002; Harrison and Feinberg, 2009; Kasama et al., 2006; Simpson et al., 2005)。图4是Simpson等人对一株趋磁细菌合成的磁小体进行系统的TEM和电子全息研究(Simpson et al., 2005)。结果表明,这株趋磁细菌合成磁铁矿型磁小体,组装成双链,相互平行交错排列,磁小体呈拉长棱柱形,拉长轴和磁小体链方向均平行于磁铁矿晶体的[111]方向,尺寸较小的磁小体位于链的末端。磁力线分布显示,整个磁小体链等效为一个拉长的SD颗粒,链

末端的小磁小体受到相邻磁小体的约束而仍表现为SD状态。

4 结论

矿物磁学的核心问题,就是研究各种磁性矿物的物理特征(形貌和尺寸)、晶体结构、化学组成和磁学性质,并应用于解决地球科学、环境科学和生命科学等领域中的科学问题。岩石磁学测量技术能从宏观层面给出样品中磁性矿物的基本磁学性质和多种磁学参数,综合使用这些参数,可以确定样品中磁性矿物的成分和纯度、尺寸和磁畴状态、颗粒间的静磁相互作用等信息;而TEM技术能从微观层面直接观测和分析磁性矿物的成分和纯度、形貌和尺寸、晶体结构和微磁结构等信息。二者在矿物磁学研究中各具优势,岩石磁学技术具有快速、灵敏、经济和对样品无损等优点,而且能准确提供样品的整体信息等;TEM技术具有直观、准确和提供信息量大等优势。将岩石磁学技术与TEM技术配合使用,是目前提高纳米磁性矿物研究效率和准确性的重要手段。

References

- Allen P.D., St. Pierre T.G., Street R. Magnetic interactions in native horse spleen ferritin below the superparamagnetic blocking temperature. *J. Magn. Mater.*, 1998(177-181(2)): 1459-1460
- Antonov V.N., Harmon B.N., Yaresko A.N. Electronic structure and x-ray magnetic circular dichroism in Fe_3O_4 and Mn-, Co-, or Ni-substituted Fe_3O_4 . *Phys. Rev. B*, 2003(67(2)): 024417-024430
- Aragón R., Buttrey D.J., Shepherd J.P., Honig J.M. Influence of nonstoichiometry on the Verwey transition. *Phys. Rev.*, 1985(31(1)): 430-436
- Balkwill D.L., Maratea D., Blakemore R.P. Ultrastructure of a magnetic spirillum. *J. Bacteriol.*, 1980(141(3)): 1399-1408
- Bazylinski D.A., Frankel R.B. Magnetosome formation in prokaryotes. *Nat. Rev. Microbiol.*, 2004(2(3)): 217-230
- Bazylinski D.A., Frankel R.B., Konhauser K.O. Modes of biomineralization of magnetite by microbes. *Geomicrobiol. J.*, 2007(24(6)): 465-475
- Belov K.P. Nature of low-temperature transformation in magnetite. *JETP*, 1996(110(6)): 2093-2099
- Blakemore R.P. Magnetotactic bacteria. *Science*, 1975(190(4212)): 377-379
- Blakemore R.P. Magnetotactic bacteria. *Annu. Rev. Microbiol.*, 1982(36(5)): 217-238
- Brabers V.A.M., Walz F., Kronmüller H. Impurity effects upon the Verwey transition in magnetite. *Phys. Rev. B: Condens. Matter* 1998(58(21)): 14163-14166
- Brem F., Stamm G., Hirt A.M. Modeling the magnetic behavior of horse spleen ferritin with a two-phase core structure. *J. Appl. Phys.*, 2006(99(12)):

- doi:10.1063/1061.2206101
- 12 Carvalho C., Muxworthy A.R., Dunlop D.J., Williams W. Micromagnetic modeling of first-order reversal curve (FORC) diagrams for single-domain and pseudo-single-domain magnetite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003(213(3-4)): 375-390
 - 13 Carvalho C., Özdemir Ö., Dunlop D.J. First-order reversal curve (FORC) diagrams of elongated single-domain grains at high and low temperatures. *J. Geophys. Res.*, 2004(109(B04105)): doi:10.1029/2003JB002539
 - 14 Carvalho C., Hickey S., Faivre D., Menguy N. Formation of magnetite in *Magnetospirillum gryphiswaldense* studied with FORC diagrams. *Earth Planets and Space*, 2009(61(1)): 143-150
 - 15 Cave L., Al T., Loomer D., Cogswell S., Weaver L. A STEM/EELS method for mapping iron valence ratios in oxide minerals. *Micron*, 2006(37(4)): 301-309
 - 16 Chen A.P., Egli R., Moskowitz B.M. First-order reversal curve (FORC) diagrams of natural and cultured biogenic magnetic particles. *J. Geophys. Res.*, 2007(112(B8)): doi:10.1029/2006JB004575
 - 17 Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1977(13(4)): 260-267
 - 18 Dearaujo F.F.T., Pires M.A., Frankel R.B., Bicudo C.E.M. Magnetite and magnetotaxis in Algae. *Biophys. J.*, 1986(50(2)): 375-378
 - 19 Ding Y., Li J.H., Liu J.N., Yang J., Jiang W., Tian J.S., Li Y., Pan Y.X., Li J.L. Deletion of the *ftsZ*-Like Gene Results in the Production of Superparamagnetic Magnetite Magnetosomes in *Magnetospirillum gryphiswaldense*. *J. Bacteriol.*, 2010(192(4)): 1097-1105
 - 20 Dunin-Borkowski R.E., McCartney M.R., Frankel R.B., Bazylinski D.A., Pósfai M., Buseck P.R. Magnetic microstructure of magnetotactic bacteria by electron holography. *Science*, 1998(282(5395)): 1868-1870
 - 21 Dunin-Borkowski R.E., McCartney M.R., Pósfai M., Frankel R.B., Bazylinski D.A., Buseck P.R. Off-axis electron holography of magnetotactic bacteria: magnetic microstructure of strains MV-1 and MS-1. *Eur. J. Mineral.*, 2001(13(4)): 671-684
 - 22 Dunlop D.J., Özdemir Ö. *Rock magnetism: Fundamentals and Frontiers*. London: Cambridge University Press, 1997.
 - 23 Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils. *J. Geophys. Res.*, 2002a(107(B3)): doi: 10.1029/2001JB000487
 - 24 Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *J. Geophys. Res.*, 2002b(107(B3)): doi:10.1029/2001JB000486
 - 25 Egli R., Chen A.P., Winklhofer M., Kodama K.P., Horng C.S. Detection of noninteracting single domain particles using first-order reversal curve diagrams. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2010(11(
 - 26 Evans M.E., Heller F. *Environmental magnetism*. California: Academic Press, 2003.
 - 27 Faivre D., Schüler D. Magnetotactic bacteria and magnetosomes. *Chem. Rev.*, 2008(108(11)): 4875-4898
 - 28 Frankel R.B. Magnetotactic bacteria. *Mol. Cell. Biophys.*, 1982(1(5)): 293-310
 - 29 Gilles C., Bonville P., Rakoto H., Broto J.M., Wong K.K.W., Mann S. Magnetic hysteresis and superantiferromagnetism in ferritin nanoparticles. *J. Magn. Magn. Mater.*, 2002(241(2-3)): 430-440
 - 30 Gould J.L., Kirschvink J.L., Deffeyes K.S. Bees have magnetic remanence. *Science*, 1978(201(4360)): 1026-1028
 - 31 Guigue-Millot N., Keller N., Perriat P. Evidence for the Verwey transition in highly nonstoichiometric nanometric Fe-based ferrites. *Phys. Rev. B*, 2001(64(1)): 012402-012405
 - 32 Harrison R.J., Dunin-Borkowski R.E., Putnis A. Direct imaging of nanoscale magnetic interactions in minerals. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 2002(99(26)): 16556-16561
 - 33 Harrison R.J., Dunin-Borkowski R.E., Kasama T., Simpson E.T., Feinberg J.M. Properties of rocks and minerals. in: Gerald, S. (Ed) *Treatise on Geophysics*. Amsterdam: Elsevier, 2007. 579-630
 - 34 Harrison R.J., Feinberg J.M. FORCinel: an improved algorithm for calculating first-order reversal curve distributions using locally weighted regression smoothing. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2008(9(5)): doi:10.1029/2008GC001987
 - 35 Harrison R.J., Feinberg J.M. Mineral magnetism: providing new insights into geoscience processes. *Elements*, 2009(5(4)): 209-215
 - 36 Honig J.M. Analysis of the Verwey transition in magnetite. *J. Alloy. Compd.*, 1995(229(1)): 24-39
 - 37 Huang D.J., Lin H.J., Okamoto J., Chao K.S., Jeng H.T., Guo G.Y., Hsu C.H., Huang C.M., Ling D.C., Wu W.B., Yang C.S., Chen C.T. Charge-orbital ordering and verwey transition in magnetite measured by resonant soft X-ray scattering. *Phys. Rev. Lett.*, 2006(96(9)): 096401
 - 38 Jeng H.T., Guo G.Y., Huang D.J. Charge-orbital ordering in low-temperature structures of magnetite: GGA+U investigations. *Phys. Rev. B*, 2006(74(19)): 195115
 - 39 Kakol Z., Sabol J., Stickler J., Honig J.M. Effect of low-level titanium (IV) doping on the resistivity of magnetite near the Verwey transition. *Phys. Rev.*, 1992(46(4)): 1975-1978
 - 40 Kasama T., Pósfai M., Chong R.K.K., Finlayson A.P., Buseck P.R., Frankel R.B., Dunin-Borkowski R.E. Magnetic properties, microstructure, composition, and morphology of greigite nanocrystals in magnetotactic bacteria from electron holography and tomography. *Am. Mineral.*, 2006(91(8-9)): 1216-1229
 - 41 King J.G., Williams W. Low-temperature magnetic properties of magnetite. *J. Geophys. Res.*, 2000(105(B7)): 16427-16436
 - 42 Kirschvink J.L., Kobayashikirschvink A., Diazricci J.C., Kirschvink S.J. Magnetite in human tissues - a mechanism for the biological effects of weak Elf magnetic-fields. *Bioelectromagnetics*, 1992(Suppl. 1()): 101-113
 - 43 Kobayashi A., Kirschvink J.L., Nash C.Z., Kopp R.E., Sauer D.A., Bertani L.E., Voorhout W.F., Taguchi T. Experimental observation of magnetosome chain collapse in magnetotactic bacteria: Sedimentological, paleomagnetic, and evolutionary implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006(245(3-4)): 538-550
 - 44 Kopp R.E., Weiss B.P., Maloof A.C., Vali H., Nash C.Z., Kirschvink J.L. Chains, clumps, and strings: Magnetofossil taphonomy with ferromagnetic resonance spectroscopy. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006(247(1-2)): 10-25
 - 45 Kopp R.E., Kirschvink J.L. The identification and biogeochemical interpretation of fossil magnetotactic bacteria. *Earth-Sci. Rev.*, 2008(86(1-4)): 42-61
 - 46 Li J.H., Pan Y.X., Chen G.J., Liu Q.S., Tian L.X., Lin W. Magnetite magnetosome and fragmental chain formation of *Magnetospirillum magneticum* AMB-1: Transmission electron microscopy and magnetic observations. *Geophys. J. In.*, 2009(177(1)): 33-42

- 47 Li J.H., Pan Y.X., Liu Q.S., Qin H.F., Deng C.L., Che R.C., Yang X.A. A comparative study of magnetic properties between whole cells and isolated magnetosomes of *Magnetospirillum magneticum* AMB-1. *Chin. Sci. Bull.*, 2010a(55(1)): 38-44
- 48 Li J.H., Pan Y.X., Liu Q.S., Yu-Zhang K., Menguy N., Che R.C., Qin H.F., Lin W., Wu W.F., Petersen N., Yang X.A. Biomineralization, crystallography and magnetic property of bullet-shaped magnetosomes in giant rod magnetotactic bacteria. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2010b(Accepted)
- 49 Lin W., Pan Y.X. Uncultivated Magnetotactic Cocci from Yuandadu Park in Beijing, China. *Appl. Environ. Microbiol.*, 2009(75(12)): 4046-4052
- 50 Lowenstam H.A. Magnetite in denticle capping in recent chitons (polyplacophora). *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1962(73(4)): 435-438
- 51 Lowenstam H.A. Minerals formed by organisms. *Science*, 1981(211(4487)): 1126-1131
- 52 McCartney M.R., Smith D.J. Electron holography: phase imaging with nanometer resolution. *Annu. Rev. Mater. Res.*, 2007(37()): 729-767
- 53 McEnroe S.A., Fabian K., Robinson P., Gaina C., Brown L.L. Crustal magnetism, lamellar magnetism and rocks that remember. *Elements*, 2009(5(4)): 241-246
- 54 McKay D.S., Gibson E.K., ThomasKeptra K.L., Vali H., Romanek C.S., Clemett S.J., Chillier X.D.F., Maechling C.R., Zare R.N. Search for past life on Mars: Possible relic biogenic activity in Martian meteorite ALH84001. *Science*, 1996(273(5277)): 924-930
- 55 Moskowitz B.M., Frankel R.B., Bazylinski D.A. Rock magnetic criteria for the detection of biogenic magnetite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1993(120(3-4)): 283-300
- 56 Moskowitz B.M., Frankel R.B., Walton S.A., Dickson D.P.E., Wong K.K.W., Douglas T., Mann S. Determination of the preexponential frequency factor for superparamagnetic maghemite particles in magnetoferritin. *J. Geophys. Res.*, 1997(102(B10)): 22671-22680
- 57 Moskowitz B.M., Bazylinski D.A., Egli R., Frankel R.B., Edwards K.J. Magnetic properties of marine magnetotactic bacteria in a seasonally stratified coastal pond (Salt Pond, MA, USA). *Geophys. J. Int.*, 2008(174(1)): 75-92
- 58 Muxworthy A.R., McClelland E. Review of the low-temperature magnetic properties of magnetite from a rock magnetic perspective. *Geophys. J. Int.*, 2000(140(1)): 101-114
- 59 Muxworthy A.R., Williams W., Virdee D. Effect of magnetostatic interactions on the hysteresis parameters of single-domain and pseudo-single-domain grains. *J. Geophys. Res.*, 2003(108(B11)): doi:10.1029/2003JB002588
- 60 Muxworthy A.R., Heslop D., Williams W. Influence of magnetostatic interactions on first-order-reversal-curve (FORC) diagrams: a micromagnetic approach. *Geophys. J. Int.*, 2004(158(3)): 888-897
- 61 Newell A.J. A high-precision model of first-order reversal curve (FORC) functions for single-domain ferromagnets with uniaxial anisotropy. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2005(6(5)): doi:10.1029/2004GC000877
- 62 Özdemir Ö., Dunlop D.J., Moskowitz B.M. The effect of oxidation on the Verwey transition in magnetite. *Geophys. Res. Lett.*, 1993(20(16)): 1671-1674
- 63 Özdemir Ö., Dunlop D.J., Moskowitz B.M. Changes in remanence, coercivity and domain state at low temperature in magnetite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002(194(3-4)): 343-358
- 64 Pósfai M., Kasama T., Dunin-Borkowski R.E. Characterization of bacterial magnetic nanostructures using high-resolution transmission electron microscopy and off-axis electron holography. in: Schüler, D. (Ed) *Magnetoreception and Magnetosomes in Bacteria*. Berlin: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2007. 197-225
- 65 Pósfai M., Dunin-Borkowski R.E. Magnetic nanocrystals in organisms. *Elements*, 2009(5(4)): 235-240
- 66 Paasche O., Lovlie R., Dahl S., Bakke J., Nesje A. Bacterial magnetite in lake sediments: late glacial to Holocene climate and sedimentary changes in northern Norway. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004(223(3-4)): 319-333
- 67 Pan Y.X., Deng C.L., Liu Q.S., Petersen N., Zhu R.X. Biomineralization and magnetism of bacterial magnetosomes. *Chin. Sci. Bull.*, 2004(49(24)): 2563-2568
- 68 Pan Y.X., Petersen N., Winklhofer M., Davila A.F., Liu Q.S., Frederichs T., Hanzlik M., Zhu R.X. Rock magnetic properties of uncultured magnetotactic bacteria. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005(237(3-4)): 311-325
- 69 Piekarz P., Parlinski K., Oles A.M. Mechanism of the Verwey Transition in Magnetite. *Phys. Rev. Lett.*, 2006(97(15)): 156402-156404
- 70 Piekarz P., Parlinski K., Oleś A.M. Origin of the Verwey transition in magnetite: group theory, electronic structure, and lattice dynamics study *Phys. Rev.B*, 2007(76(16)): doi: 10.1103/165124
- 71 Pike C.R., Roberts A.P., Verosub K.L. Characterizing interactions in fine magnetic particle systems using first order reversal curves. *J. Appl. Phys.*, 1999(85(9)): 6660-6667
- 72 Pike C.R., Roberts A.P., Verosub K.L. First-order reversal curve diagrams and thermal relaxation effects in magnetic particles. *Geophys. J. Int.*, 2001(145(3)): 721-730
- 73 Prozorov R., Prozorov T., Williams T.J., Bazylinski D.A., Mallapragada S.K., Narasimhan B. Magnetic irreversibility and Verwey transition in nano-crystalline bacterial magnetite. *Phys. Rev. B*, 2007(76(5)): doi:10.1103/physRevB1176.054406
- 74 Ramasesha S.K., Mohan M., Singh A.K. High-pressure study of Fe₃O₄ through the Verwey transition. *Phys. Rev.*, 1994(50(18)): 13789-13791
- 75 Roberts A.P., Cui Y., Verosub K.L. Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems. *J. Geophys. Res.*, 1995(100(B9)): 17909-17924
- 76 Roberts A.P., Pike C.R., Verosub K.L. First-order reversal curve diagrams: a new tool for characterizing the magnetic properties of natural samples. *J. Geophys. Res.*, 2000(105(B12)): 28461-28476
- 77 Rochette P., Weiss B.P., Gattacceca J. Magnetism of extraterrestrial materials. *Elements*, 2009(5(4)): 223-228
- 78 Rozenberg G.K., Pasternak M.P., Xu W.M., Amiel Y., Hanfland M., Amboage M., Taylor R.D., Jeanloz R. Origin of the Verwey transition in magnetite. *Phys. Rev. Lett.*, 2006(96(4)): 045705-045704
- 79 Schumann D., Raub T.D., Kopp R.E., Guerquin-Kern J.L., Wu T.D., Rouiller I., Smirnov A.V., Sears S.K., Lucken U., Tikoo S.M., Hesse R., Kirschvink J.L., Vali H. Gigantism in unique biogenic magnetite at the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 2008(105(46)): 17648-17653
- 80 Shepherd J.P., Koenitzer J.W., Aragón R., Spal/ek J., Honig J.M. Heat capacity and entropy of

- nonstoichiometric magnetite $\text{Fe}_{3(1-\delta)}\text{O}_4$: The thermodynamic nature of the Verwey transition. *Phys. Rev. B*, 1991(43(10)): 8461-8471
- 81 Simpson E.T., Kasama T., Pósfai M., Buseck P.R., Harrison R.J., Dunin-Borkowski R.E. Magnetic induction mapping of magnetite chains in magnetotactic bacteria at room temperature and close to the Verwey transition using electron holography. *J. Phys.: Conf. Ser.*, 2005(17(108-121)
- 82 Snowball I., Zillen L., Sandgren P. Bacterial magnetite in Swedish varved lake-sediments: a potential bio-marker of environmental change. *Quat. Int.*, 2002(88(1)): 13-19
- 83 Snowball I.F. Bacterial magnetite and the magnetic properties of sediments in a Swedish lake. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1994(126(1-3)): 129-142
- 84 Stoner E.C., Wohlfarth E.P. A mechanism of magnetic hysteresis in heterogeneous alloys. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A.*, 1948(240(826)): 599-642
- 85 Sukumaran P. Magnetotactic bacteria, magnetofossils and the antiquity of life. *Curr. Sci.*, 2005(88(6)): 879-885
- 86 Tarduno J.A. Geodynamo history preserved in single silicate crystals: origins and long-term mantle control. *Elements*, 2009(5(4)): 217-222
- 87 Tauxe L., Mullender T.A.T., Pick T. Pothellies, wasp-waists, and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *J. Geophys. Res.*, 1996(101(B1)): 571-583
- 88 Thomas-Keprta K.L., Bazylinski D.A., Kirschvink J.L., Clemett S.J., McKay D.S., Wentworth S.J., Vali H., Gibson E.K., Jr., Romanek C.S. Elongated prismatic magnetite crystals in ALH84001 carbonate globules: potential Martian magnetofossils. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2000(64(23)): 4049-4081
- 89 Thomas-Keprta K.L., Clemett S.J., Bazylinski D.A., Kirschvink J.L., McKay D.S., Wentworth S.J., Vali H., Gibson E.K., Romanek C.S. Magnetofossils from ancient Mars: a robust biosignature in the Martian meteorite ALH84001. *Appl. Environ. Microbiol.*, 2002(68(8)): 3663-3672
- 90 Verwey E.J.W. Electronic conduction of magnetite (Fe_3O_4) and its transition point at low temperatures. *Nature*, 1939(144(3624)): 327-328
- 91 Walcott C., Gould J.L., Kirschvink J.L. Pigeons have magnets. *Science*, 1979(205(4410)): 1027-1029
- 92 Walker M.M., Kirschvink J.L., Chang S.-B.R., Dizon A.E. A candidate magnetic sense organ in the Yellowfin Tuna, *Thunnus albacares*. *Science*, 1984(224(4650)): 751-753
- 93 Walz F. The Verwey transition—a topical review. *J. Phys.*, 2002(14(12)): R285-R340
- 94 Winklhofer M., Petersen N. Paleomagnetism and magnetic bacteria. in: Schüler, D. (Ed) *Magnereception and magnetosomes in bacteria*. Berlin: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2007. 255-273
- 95 Winklhofer M., Dumas R.K., Liu K. Identifying reversible and irreversible magnetization changes in prototype patterned media using first- and second-order reversal curves. *J. Appl. Phys.*, 2008(103(7)): doi:10.1063/1061.2837888
- 96 Zhu K.L., Pan H.M., Li J.H., Yu-Zhang K., Zhang S.-D., Zhang W.-Y., Zhou K., Yue H.D., Pan Y.X., Xiao T., Wu L.-F. Isolation and characterization of a marine magnetotactic spirillum axenic culture QH-2 from an intertidal zone of the China Sea. *Rev. Microbiol.*, 2010(In Press)
- 97 Zuo J.M., Spence J.C.H., Petuskey W. Charge ordering in magnetite at low temperatures. *Phys. Rev.*, 1990(42(13)): 8451-8464
- 98 李金华, 潘永信, 刘青松, 秦华峰, 邓成龙, 车仁超, 杨新安. 趋磁细菌 *Magnetospirillum magneticum* AMB-1 全细胞和纯化磁小体的磁学比较研究. *科学通报*, 2009(54(21)): 3345-3351
- 99 李金华. 趋磁细菌 AMB-1 的生物矿化和磁学研究. 中国科学院地质与地球物理研究所博士学位论文, 2010
- 100 宛德福, 马兴隆. 磁性物理学. 北京: 电子工业出版社, 1999.
- 101 秦华峰, 刘青松, 潘永信. 一阶反转曲线 (FORC) 图的原理及应用实例. *地球物理学报*, 2008(51(3)): 743-751
- 102 敖红, 邓成龙. 磁性矿物的磁学鉴别方法回顾. *地球物理学进展*, 2007(22(2)): 432-442
- 103 章晓中. 电子显微分析. 北京: 清华大学出版社, 2006.
- 104 衡阳, 朱洁. 一阶回转曲线 (FORC) 图谱法——研究滞后效应的新方法. *物理测试*, 2007(25(5)): 37-41
- 105 刘青松, 邓成龙. 磁化率及其环境意义. *地球物理学报*, 2009(52(1041-1048)):
- 106 叶恒强, 王元明. 透射电子显微学进展. 北京: 科学出版社, 2003.

文化动态

中-法生物矿化与纳米结构联合实验室挂牌

2010年9月6日, 在中国科学院地质与地球物理研究所举行了“中-法生物矿化与纳米结构联合实验室 (Laboratoire International Associe Franco-Chinois de Bio-Mineralisation et Nano-Structures, 简称 LIA_BioMNSL)”第一届科学指导委员会会议暨实验室揭牌仪式。中-法生物矿化与纳米结构联合实验室由中国科学院、中国农业大学与法国国家科研中心、法国原子能总署的9个实验室联合成立。

中法联合实验室的成立不仅进一步加强中-法双方在科技文化领域的交流合作, 而且有利于推动地球科学与生命科学的交叉发展, 中-法生物矿化与纳米结构联合实验室的成立, 有利于双方发挥科学优势互补, 在这个交叉学科新领域取得突破, 为推进中法两国的交流合作做出新贡献。

在今后的工作中, 联合实验室应加强生物纳米磁性颗粒在地学、资源环境、医学和纳米技术领域的应用研究, 促进实验室之间的横向合作, 应特别重视交叉学科的青年学者

和研究生培养工作。

中-法生物矿化与纳米结构联合实验室的中方成员实验室包括：地质与地球物理所古地磁与年代学实验室、海洋所海洋微生物实验室、电工所生物电磁学实验室、中国农业大学农业生物技术实验室、福建物质结构所纳米尺度化学与生物学实验室。法方成员实验室包括：法国科研中心马赛地中海微生物所细菌化学实验室、图卢兹系统分析和结构实验室、法国能源总署生物环境和生物技术所细胞生物能源实验室、巴黎地球物理所古地磁学与矿物学实验室。

第二届趋磁细菌与生物矿化国际研讨会在京召开

2010年9月1日至4日，第二届趋磁细菌与生物矿化国际研讨会(The 2nd International Symposium on Magnetotactic Bacteria and Biomineralization)在北京中国科学院地质与地球物理研究所顺利召开。

与生命科学的交叉已经成为21世纪地球科学发展的趋势。理解地球生物圈与其他圈层的相互作用是地球系统科学的重要研究内容。生物矿化作用研究对理解地球无机-有机过程及其作用机理，以及开发新型生物纳米材料至关重要。趋磁细菌磁小体是生物控制矿化的典范，已成为研究生物矿化过程和机制、生物感知地磁场机理、早期地球或地外生命等重大科学问题的焦点。趋磁细菌还在元素地球化学循环、沉积剩磁、古环境重建和现代生物医学等方面具有重要的科学研究价值。本次会议的主题为“趋磁细菌与生物矿化”，会议主席由中国科学院地质地球所潘永信研究员担任，会议共同主席由法国科研中心地中海微生物所吴龙飞研究员和德国慕尼黑大学Dirk Schüler教授担任。来自美国、德国、法国、英国、日本、以色列、匈牙利、巴西和印度等国家的50多名学者，与来自中国科学院地质与地球物理所、电工所、海洋所和福建物质结构所、中国农业大学、山东大学、北京大学、清华大学、复旦大学、天津大学、香港中文大学、中国疾病预防控制中心等单位的40多名专家，以及30多名研

究生参加了会议。会议通过口头报告和展板形式，就趋磁细菌与生物矿化研究的最新进展进行了广泛深入的交流，内容包括趋磁细菌资源多样性与环境，趋磁细菌遗传学、基因组学和细胞生物学，磁小体生物矿化机制，生物纳米磁性矿物合成与应用等。随着多种新技术的成功应用，近几年中科学家们在趋磁细菌新菌种纯培养、地磁响应机理、磁小体合成基因组学及生物矿化过程、生物纳米磁性颗粒的功能化改造与应用研究等方面都取得了许多重要进展。这对于最终阐明以磁小体为代表的控制型生物矿化机理、认识生物地磁响应机制、揭示化石磁小体的古地磁和古环境意义，以及开发新型生物纳米磁性材料等都具有重要科学意义。会议期间，与会代表还参观了地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室等。

趋磁细菌与生物矿化国际研讨会是该领域最高水平学术会议，本次会议进一步提升了我国在该研究领域的国际地位和影响。此外，与会代表还通过举手表决，第三届趋磁细菌与生物矿化国际研讨会将于2012年在美国加州大学伯克利分校举行。

实验室新闻

国际及国内学术交流

1. David Dunlop 和 Özden Özdemir 教授来访

来自加拿大多伦多大学的Dunlop和Özdemir教授是国际著名的岩石磁学专家。应中国地质大学(张世红教授)和中科院地质地球物理研究所古地磁与年代学实验室(刘青松研究员)的联合邀请，两位教授于九月下旬来访，并在中国地质大学开设了精品课程。中科院和地质大学共有30多名学生参加了这次培训。

2. Wyn Williams 教授来访

应中科院地质地球物理研究所古地磁与年代学实验室(刘青松研究员)的邀请，英国艾丁伯格大学的Wyn Williams教授于10月底来访。Williams教授的研究领域主要为微磁模拟(Micromagnetic Modeling)。通过这次访问，加强了两个研究组的合作，今后在磁铁矿物

的微观磁学机理方面开展全面的合作。

3. 7月21-30号,刘青松研究员与博士生姜兆霞参加了MONOCIR2航次,研究人员还包括法国Carlo Laj教授、Catherrine Kissel博士以及同济大学的翦知泯教授和其研究生等。该航次的工作区域为印尼海域,主要科研目的是研究该区的热盐演化历史,探讨太平洋与印度洋在不同时间尺度上如何耦合过程。此外,还将探讨该区表层海洋沉积物中的磁细菌的特征及其环境意义。

4. 8月29-9月4日,博士后张春霞参加了在捷克举办的“12 Castle Meeting on Paleo, Rock and Environmental Magnetism 2010”国际会议,并作了题目为“Magnetic properties of clay minerals and environmental significance”的口头报告。

5. 9月13-10月8日潘永信研究员到美国麻省理工学院(MIT)进行了为期一月的学术访问。

6. 10月28日,博士后张春霞应兰州大学西部环境与气候变化研究院夏敦胜教授邀请,在兰州大学做了题目为“环境磁学及其在城市环境污染监测中的应用”的学术报告。

7. 10月29-11月1日博士生苏有亮参加了在日本筑波举办的“第三届中日研究生学术论坛”并作了口头报告。“中日研究生学术论坛”是中国科学院研究生院、日本筑波大学、北京大学、清华大学、中国农业大学、北京师范大学、中国地质大学等高校和有关研究所联合倡议举办的,目的是加强中日青年环境保护方面交流,激励中日青年献身环境保护事业,每年举行一次,本次论坛主题为:生命、环境与资源。

8. 实验室9名同学参加了2010年地球物理年会,具体内容包括:

易治宇,藏南早古近纪古地磁再研究及其对印度与欧亚大陆碰撞的制约

黄晟,福建永泰石帽山群火山岩的古地磁结果及其构造意义

刘成英,云南下三叠统飞仙关组重磁化机制及古地磁意义探讨

张春霞,含hematite和Fe的样品在加热过程中磁性增强机制研究

纪新林,月球陨石SaU169样品磁学性质的研究

姜兆霞,西北太平洋ODP882A孔沉积物的磁学特征及其古气候意义

郑妍,东海内陆架泥质沉积物的磁学特征及古气候意义

乔庆庆,中国北方地区大气降尘磁性物质与重金属来源分析

李仕虎,青藏高原东南缘大理盆地晚新生代磁性地层研究

指南针优秀学生论文奖



黄宝春研究员向大家介绍评奖情况



获奖者与评委老师合影

(从左至右依次为：黄宝春，周晓权，姜兆霞，
郑连弟，杨振宇，张世红)

本实验室博士生姜兆霞和南京大学博士生郑连弟在26届地球物理年会上获得了本年度的“指南针优秀学生论文奖”，向她们表示最热烈的祝贺！

实验室成员获国家基金委基金资助情况：

1. 王非和刘青松研究员获得国家杰出青年资助

目前，实验室获得杰青的成员有：朱日祥院士、潘永信研究员、黄宝春研究员、邓成龙研究员、刘青松研究员以及王非研究员。形成了多学科交叉的优秀群体。

2. 实验室其他成员获自然基金资助情况如下：

黄宝春研究员获面上基金“拉萨地块中西部林子宗群的 Ar-Ar 年代学和古地磁学研究”；

靳春胜获青年基金“中国黄土天然剩磁记录的可靠性与剩磁锁定深度研究”；

李金华获青年基金“子弹头形磁小体生物矿化和磁学研究”；

秦华锋获青年基金“磁性矿物粒度对古强度实验影响”

文体快报



2010年10月24日实验室成员秦华锋参加了2010北京马拉松全程马拉松赛，成绩为4小时6分26秒。上图为组委会所发证书。



图为颁发奖牌时的照片

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

电话: 010-82998365, 82998087, 82998010

Email:

qsliu@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

