

# 南海南部 YSJD-86GC 孔沉积物磁性特征及其环境意义

欧阳婷萍<sup>①\*</sup>, 田成静<sup>①</sup>, 朱照宇<sup>①</sup>, 邱燕<sup>②</sup>, APPEL Erwin<sup>③</sup>, 付淑清<sup>④</sup>

① 中国科学院广州地球化学研究所边缘海地质重点实验室, 广州 510640;

② 广州海洋地质调查局, 广州 510075;

③ University of Tuebingen, Tuebingen 72076, Germany;

④ 广州地理研究所, 广州 510075

\* 联系人, E-mail: oyangtp@gig.ac.cn

2013-07-01 收稿, 2013-11-19 接受, 2014-06-05 网络版发表

国家自然科学基金(41272384, 40930106)、国家重点基础研究发展计划(2010CB833400)、中国科学院广州地球化学研究所“涂光炽”人才基金(GIG-08-0301)、海洋地质保障工程项目(GZH 200900504)和中国科学院青年创新促进会项目资助

**摘要** 选取位于南海南部的 YSJD-86GC(简称 86GC)孔沉积物柱状样进行环境磁学研究, 结合已发表的年代框架, 揭示 MIS3 阶段以来沉积物的磁学变化特征. 岩石磁学结果表明钻孔沉积物以低矫顽力的磁铁矿类矿物为主要携磁矿物, 同时存在部分赤铁矿. 反映磁性颗粒大小的 King 图和 Day 图表明沉积物中磁性矿物以细粒伪单畴为主. 磁学参数与地球化学指标剖面变化的对比分析表明 86GC 孔沉积物磁性特征反映的是陆源物质的信息; 研究钻孔沉积物的磁学性质同时受陆源物质输入量、物源区的氧化-还原条件及搬运环境和距离等多种因素共同影响. 全球气候变化引起的海平面升降是导致研究钻孔沉积物中磁性矿物含量和磁性颗粒大小变化的主要原因, 沉积物磁学性质的变化可间接指示本地区的海平面升降.

## 关键词

磁性特征  
海平面升降  
沉积环境  
南海南部

位于太平洋和亚洲大陆之间的南海是世界上最大的边缘海之一, 是海洋地质和古气候与古环境研究的重要场所, 被认为是我国研究全球气候变化的区域响应及其驱动力的另一个不可多得的天然试验场<sup>[1,2]</sup>, 在南海古海洋学、古环境演变等领域的研究成果在国际上产生了重要影响<sup>[3-7]</sup>.

近年来, 环境磁学方法因其快捷、经济及无破坏性被广泛应用于海洋沉积物记录的气候环境演变研究, 如利用磁学记录识别气候旋回周期和变迁特征、研究沉积物的来源、沉积环境的变化以及沉积后还原作用等<sup>[8-13]</sup>. 一些学者早在近 20 年前就开始了南海沉积物的磁学研究, 发现南海沉积物磁学性质变化曲线相对较复杂, 后续研究也证实南海各区域间存在较大差异, 各区域沉积物磁学性质变化的控制因素尚不明确<sup>[14-18]</sup>. 本文选取位于南海南部陆坡的

YSJD-86GC(简称 86GC)孔沉积物进行详细的环境磁学研究, 结合地球化学和沉积学数据探讨其磁学性质变化特征及其控制因素, 并讨论钻孔所在海域沉积物磁学性质对气候变化的响应以揭示其古环境意义.

## 1 材料和方法

研究样品 86GC 孔位于南沙海区永暑礁岛北部, 站位为东经 113°02.586', 北纬 10°18.174', 水深 2651 m. 采样点西南为古河道发育的巽他陆架, 自红河和湄公河输入的陆源物质被冬季洋流携带经巽他陆架最后在采样点位置海域沉积(图 1(a))<sup>[19]</sup>. 研究钻孔沉积物柱长 168 cm, 岩芯岩性较为均一, 主要为黏土质粉砂, 其中 0~3 cm 为黄褐色与灰黑色沉积互层; 3~49 cm 为浅灰色沉积; 49 cm 以下的沉积物总体呈现

**引用格式:** 欧阳婷萍, 田成静, 朱照宇, 等. 南海南部 YSJD-86GC 孔沉积物磁性特征及其环境意义. 科学通报, 2014, 59: 1881-1891

**英文版见:** Ouyang T P, Tian C J, Zhu Z Y, et al. Magnetic characteristics and its environmental implications of core YSJD-86GC sediments from the southern South China Sea. Chin Sci Bull, 2014, 59, doi: 10.1007/s11434-014-0438-8

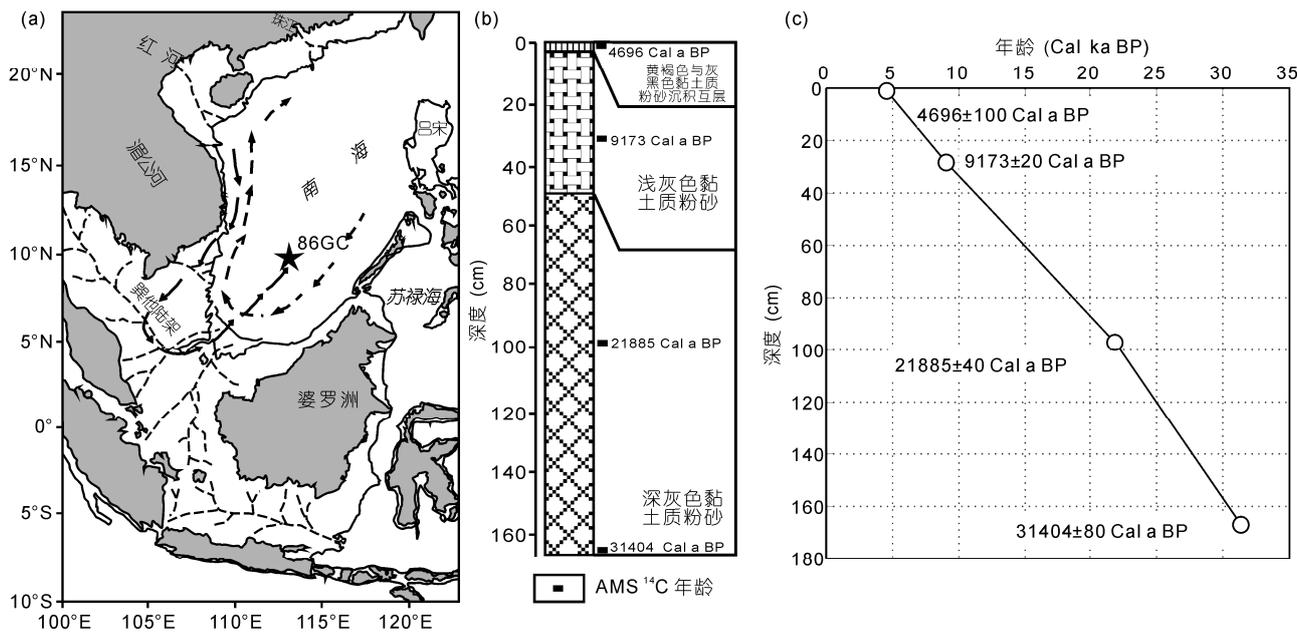


图1 采样点位置(a)、沉积物岩性(b)及年代框架(c)

虚线代表巽他陆架主要的古河道<sup>[19]</sup>, 实线和虚线箭头分别代表冬季和夏季洋流方向; 年代框架源自文献<sup>[20]</sup>

深灰色(图 1(b)). 付淑清等人<sup>[20]</sup>通过对浮游有孔虫氧、碳同位素组成和 AMS <sup>14</sup>C 测年的研究, 在 4 个时间控制点的基础上建立了 86GC 孔的年代框架(图 1(c)). 结果表明岩芯包括氧同位素 3 期(MIS3)晚期以来 31.4~4.7 Cal ka BP(4.7 Cal ka BP 以来的沉积物可能在取样过程中丢失)的沉积记录, 平均沉积速率达 6.29 cm/ka. 沉积物岩性及浮游有孔虫分布等研究表明钻孔所处的南海南部末次冰期以来一直处于稳定的陆坡-半深海沉积环境<sup>[21]</sup>.

用 2 cm 边长的无磁性立方盒以 2 cm 间隔连续取样, 共获取 84 个样品用于磁学分析测试. 磁学分析样品取出后, 以 1 cm 为间隔同时采集用于地球化学分析的散样, 在实验室以 3 cm 为间隔选取 56 个样品进行元素地球化学分析, 详细分析方法见文献<sup>[22]</sup>, 本文所用元素含量均为酸不溶的陆源碎屑部分的分析结果. 采用卡帕桥 MFK1-FA 测量沉积物的低频(976 Hz)和高频(15616 Hz)磁化率, 进行质量归一化后得到质量磁化率(分别用  $\chi_{lf}$  和  $\chi_{hf}$  表示), 并利用公式  $\chi_{fd}(\%) = [(\chi_{lf} - \chi_{hf}) / \chi_{lf}] \times 100$  计算频率磁化率系数; 非磁滞剩磁(ARM)的获得使用 2G-755 超导磁力仪, 峰值交变场和偏置稳定场分别设定为 100 和 0.1 mT. 应用 MMPM9 脉冲磁化仪逐步加场使样品获得等温剩磁(IRM), 并在 Molspin 旋转磁力仪完成测试, 假

定在峰值为 2.5 T 的磁场中获得的  $IRM_{2.5 T}$  为饱和等温剩磁(SIRM), 在 100 和 300 mT 的反向磁场中获得  $IRM_{-100 mT}$  和  $IRM_{-300 mT}$ , 定义  $S_{-300} = IRM_{-300 mT} / SIRM$ ;  $HIRM = (SIRM + IRM_{-300 mT}) / 2$ . 利用 MicroMag 2900 梯度磁力仪测量不同阶段典型样品的磁滞参数. 完成上述磁学分析后将样品从立方盒中取出并用电磁方法对不同阶段样品进行磁性组分分离, 磁选结果表明 MIS1 和 MIS2 阶段样品磁性矿物含量较高、磁性较强, MIS3 阶段样品以磁性较弱的电磁性矿物为主而磁性矿物含量很低. 用卡帕桥 MFK1-FA 测量不同阶段代表性原始样品和磁性分离出来的磁性和电磁性颗粒样品的热磁曲线( $\kappa$ -T 曲线). 大部分磁学测试在德国图宾根大学地球物理实验室完成, 热磁曲线和磁选颗粒的光学显微镜分析在中国科学院广州地球化学研究所完成.

## 2 实验结果

### 2.1 IRM 获得曲线及其高斯累积模型(CLG)分析

IRM 获得曲线是识别磁性矿物类型的重要手段, 最大场强为 2.5 T 的脉冲磁场下的 IRM 获得曲线(图 2(a))<sup>[23]</sup>表明, 100 mT 的场强可使样品获得饱和值的 70%~80%, 在 300 mT 达到饱和值的 80%以上, 表明

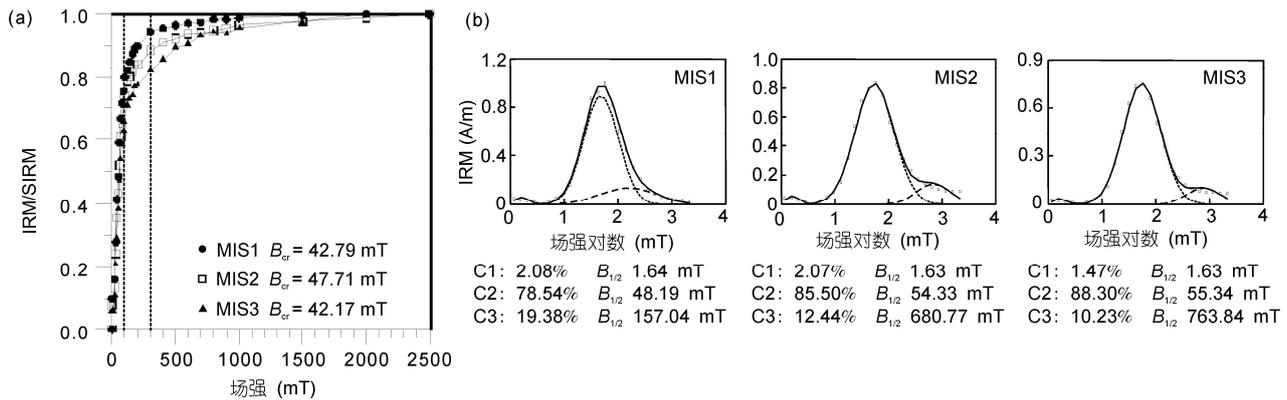


图2 各阶段样品(a)IRM获得曲线及其(b)CLG分析结果

MIS1, 深海氧同位素1阶段, 相当于全新世; MIS2, 深海氧同位素2阶段, 包括末次冰盛期和冰消期; MIS3, 深海氧同位素3阶段, 在南海表现为末次冰期中的弱暖期<sup>[23]</sup>, 本钻孔未见底

低矫顽力的软磁性矿物是样品中剩磁的主要载体, 同时也存在部分高矫顽力的硬磁性矿物<sup>[24,25]</sup>. 利用IRMUNMIX软件对IRM获得曲线进行磁性组分离结果(CLG模型分析)进一步证明了样品中的磁性矿物组成(图2(b)), 根据Heslop等人<sup>[26]</sup>2004年的研究结果认为, 由于弛豫时间的影响, CLG分析分离出来的矫顽力相当低的第一组分应该是超细颗粒的磁铁矿, 因此, 由此分离出来的第一、二组分均为磁铁矿; 各阶段样品中都包含磁铁矿(低矫顽力组分)和另一种高矫顽力组分2种磁性矿物, 其中MIS1阶段与MIS2和MIS3阶段样品中硬磁性组分矫顽力之间的差异可能源于磁性颗粒粒径的区别.

### 2.2 $\kappa$ -T 曲线

根据磁化率随温度的变化特征(热磁分析)可有效鉴定磁性矿物种类<sup>[27,28]</sup>, 不同阶段代表性原始样品和磁性组分的 $\kappa$ -T曲线如图3所示. 3个阶段沉积物原始样品的 $\kappa$ -T曲线变化特征基本一致, 加热曲线表明样品磁化率在200~400℃急剧升高并在磁铁矿的居里温度(585℃左右)急剧降低, 表明样品在加热过程中转化生成了大量磁铁矿, 冷却曲线在580℃以后磁化率的急剧上升也证明了加热过程中磁铁矿的形成. 前人对湖泊和海洋沉积物的研究认为磁化率在200~400℃急剧升高可能是样品中所含的铁硫化物或铁硅酸盐矿物或其他超顺磁矿物受热生成了强磁性的磁铁矿等铁磁性矿物<sup>[29,30]</sup>. 同时MIS2和MIS3阶段沉积物的加热曲线在600℃以后仍有明显下降(图3(a)), 表明CLG模型分析分离出的高矫顽力矿物是

赤铁矿. 仅用原始样品进行磁性分析难以确定其中的磁性矿物成分, 因此需要对样品进行磁性组分离后进行分析测试, 使用电磁方法对3个阶段的原始样品进行分选, 每个阶段均分选出弱磁性颗粒(主要为磁铁矿等铁磁性矿物)和电磁性颗粒(包括所有含铁矿物), 其中MIS2和MIS3阶段样品分选出来的弱磁性颗粒较少, 以电磁性颗粒为主.

经过电磁方法所分选出来的磁性组分样品的 $\kappa$ -T曲线变化特征MIS1阶段与MIS2和MIS3阶段之间存在一些差异, 而MIS2和MIS3阶段样品基本一致(图3(b)). MIS1阶段样品的热磁曲线表现为典型的细粒磁铁矿特征; MIS2和MIS3阶段磁性组分样品的加热曲线表明样品中磁铁矿的存在<sup>[31]</sup>. 由于研究钻孔沉积物粒度偏细, 利用电磁方法分离出的磁性组分纯度不高, 磁性组分和电磁性组分在显微镜下均可见长石等硅酸盐矿物, 但未见任何含硫矿物, 表明原始样品中不含还原成岩作用生成的铁硫化物, 原始样品热磁曲线在200~400℃的磁性增强应该是样品中的铁硅酸盐矿物或其他超顺磁矿物受热生成了强磁性的磁铁矿等铁磁性矿物所致. 3个阶段磁性组分样品的加热曲线在600℃以后仍有明显下降(图3(b)), 再次证明CLG模型分析分离出来的高矫顽力组分是赤铁矿. MIS2和MIS3阶段磁性组分样品磁化率在冷却至磁铁矿的居里温度后的大幅度上升可能归因于高温阶段(大于600℃)新的磁铁矿的生成<sup>[32,33]</sup>.

### 2.3 磁性颗粒光学显微镜分析

在显微镜下观察电磁方法分离出来的磁性组分,

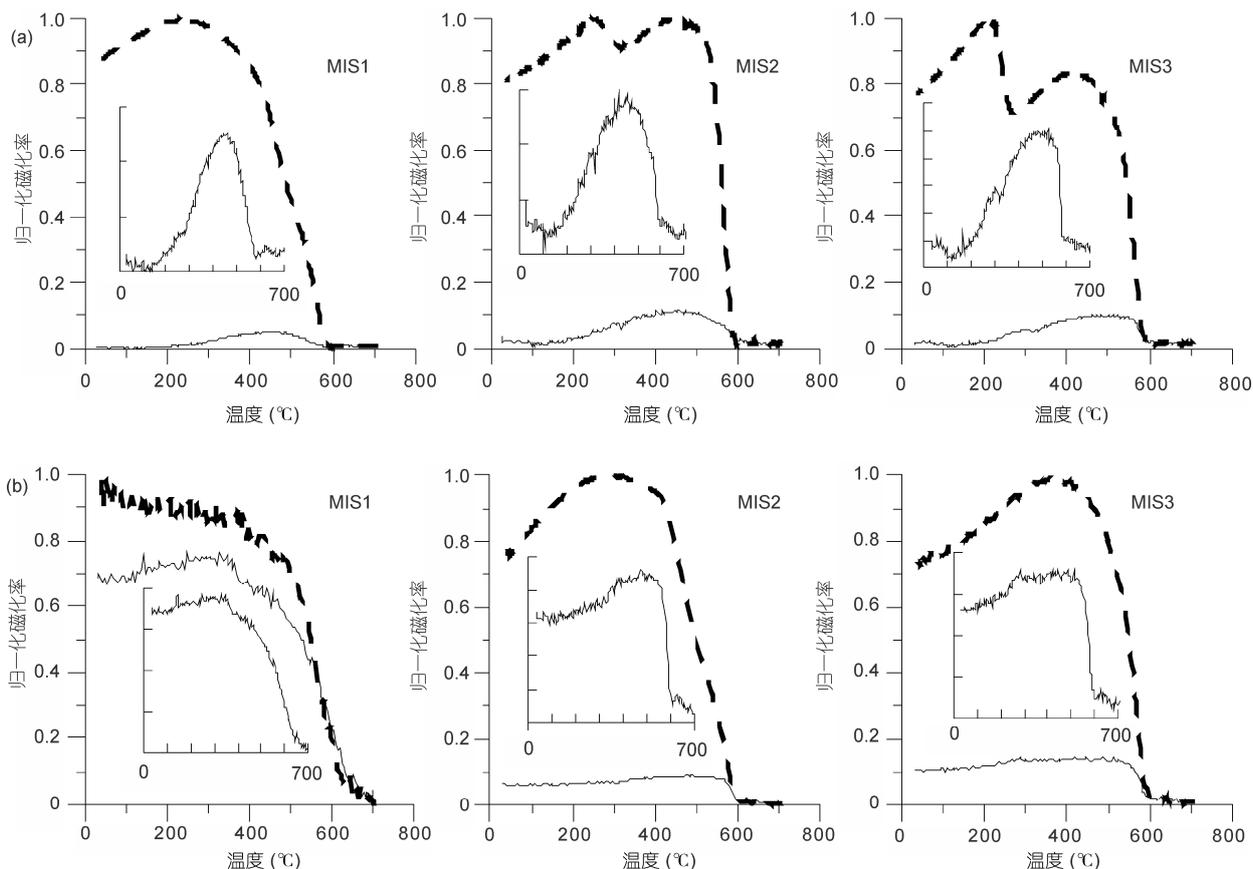


图3 各阶段代表性样品热磁曲线

实线为加热过程, 虚线为冷却过程. (a) 原始样品; (b) 磁性组分样品; 其中 MIS1 阶段为磁性颗粒, MIS2 和 MIS3 阶段磁性颗粒量太少, 此处所用为电磁性颗粒(各阶段解释见图 2)

发现其中除典型的磁性矿物外, 尚可见长石、石英、晶型完整的锆石等陆源碎屑矿物. 为了准确确定磁性矿物种类, 用酒精对上述磁性组分进行洗涤、富集后再利用光学体视显微镜选择透射光和反射光 2 种入射光进行光学分析并拍照, 3 个阶段磁性颗粒的光学照片如图 4 所示.

所有样品的透射光形态表明其为不透明矿物(图 4(a)), 而反射光下的显微照片表明 3 个阶段样品中的磁性颗粒主要为磁铁矿(图 4(b)). 同时, 光学显微照片表明 MIS1 阶段磁性颗粒比 MIS2 和 MIS3 阶段细得多(图 4).

#### 2.4 磁性矿物粒度

上述论述表明样品的主要载磁矿物为磁铁矿, 因此可以用以低频磁化率( $\chi_{lf}$ )为横坐标、非磁滞剩磁磁化率( $\chi_{ARM}$ )为纵坐标的 King 图和以剩余磁化强度

与饱和磁化强度的比值( $M_{rs}/M_s$ )为纵坐标、剩磁矫顽力与矫顽力的比值( $H_{cr}/H_c$ )为横坐标的 Day 图来判断磁性矿物的颗粒大小<sup>[34~36]</sup>. 本研究钻孔样品的 King 图表明所有样品中磁性颗粒均较细(小于 0.1  $\mu\text{m}$ ), 处在准单畴-单畴范围, 其中又以 MIS1 阶段样品磁性颗粒最细, MIS2 和 MIS3 阶段稍粗(图 5). 本次研究分析样品的 Day 图表明大部分样品中的磁性颗粒为准单畴(图 6)<sup>[35,37]</sup>.

#### 2.5 磁性参数剖面变化

磁化率( $\chi$ )和饱和等温剩磁(SIRM)是样品中磁性矿物种类、含量和颗粒大小的综合反映, 但磁铁矿等软磁性矿物和赤铁矿等硬磁性矿物对沉积物磁化率和剩磁的贡献存在显著差异, 如赤铁矿等硬磁性矿物对  $\chi$  的贡献很小, 但它携带剩磁的能力很强, 可对 SIRM 产生较大影响<sup>[38,39]</sup>. 在去除 MIS1 阶段的异常

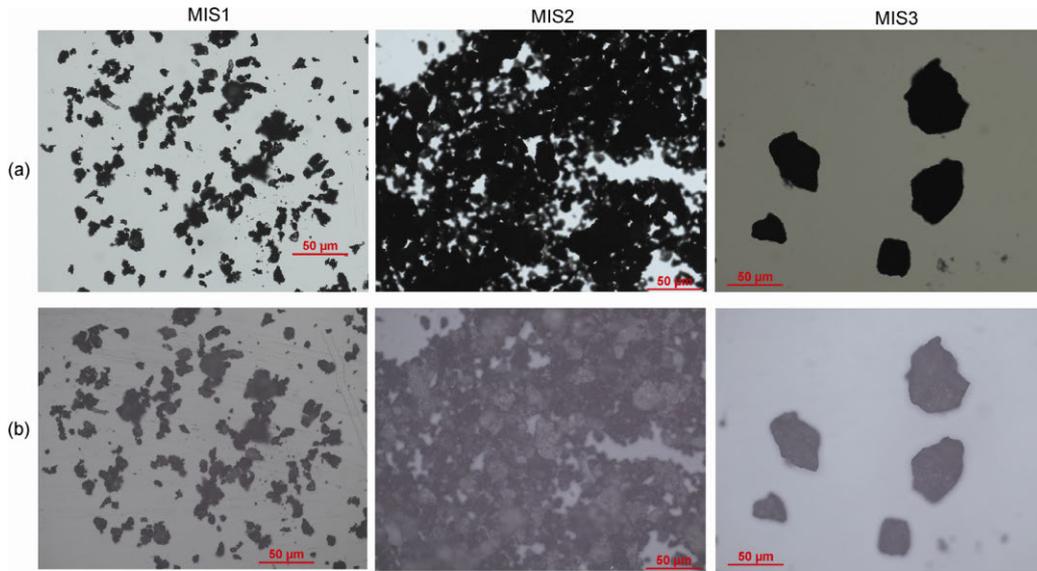


图 4 (网络版彩色)磁选颗粒光学显微照片  
(a) 透射光; (b) 反射光(各阶段解释见图 2)

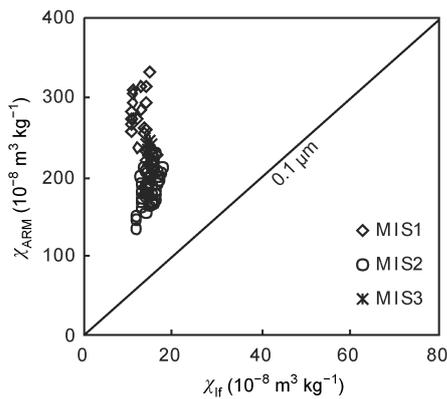


图 5 各阶段样品 King 图

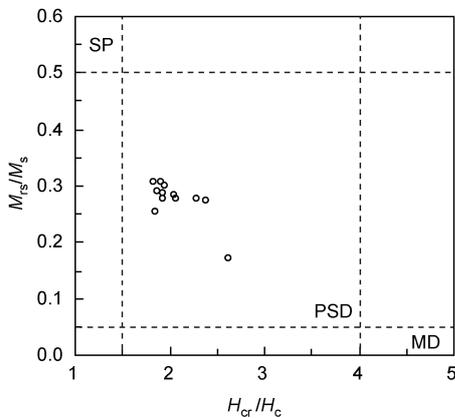


图 6 部分样品 Day 图

高值后, 钻孔沉积物的  $\chi$  和 SIRM 的最小值分别为  $10.45 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  和  $1355.20 \times 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$ , 最大值分别为  $17.70 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  和  $1752.60 \times 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$ , 相差不到 2 倍, 平均值分别为  $14.28 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  和  $1584.14 \times 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$ . 从图 7 所示的  $\chi$  和 SIRM 的剖面变化曲线来看, 两者具基本相同的变化趋势, 从 MIS3 到 MIS2 再到 MIS1 呈先略增后迅速降低的趋势<sup>[40]</sup>.  $S$  比值的大小可反映不完整反铁磁性矿物和(亚)铁磁性矿物含量的相对比例, 亚铁磁性矿物比值接近于 1, 随着反铁磁性矿物含量的增加, 比值减小<sup>[27]</sup>.  $S$  比值在本研究钻孔中从 MIS3 到 MIS2 再到 MIS1 呈先略减小后大幅增大的趋势, 表明 MIS1 阶段沉积物中(亚)铁磁性矿物的相对含量较 MIS2 和 MIS3 阶段高. 与此相反, 沉积物的硬剩磁(HIRM)反映的是样品中硬磁性矿物的绝对含量, 从图 7 所示结果来看, HIRM 从 MIS3 阶段到 MIS2 阶段略有升高, 而从 MIS2 到 MIS1 阶段大幅度降低.  $S$  比值和 HIRM 的这种剖面变化特征表明 MIS1 阶段沉积物中磁铁矿的相对含量较 MIS2 和 MIS3 阶段高, 而 MIS2 和 MIS3 阶段沉积物中赤铁矿的相对含量较 MIS1 阶段高.

非滞剩磁(ARM)也能反映磁性矿物含量的变化, 但其对粒度较细的单畴颗粒敏感, 因此, ARM 反映的主要是样品中细颗粒磁性矿物含量的变化. 与  $\chi$  和 SIRM 相反, ARM 表现为暖期高而冷期低的变化特征, 表明暖期沉积物中的细粒的磁性矿物比冷期多.

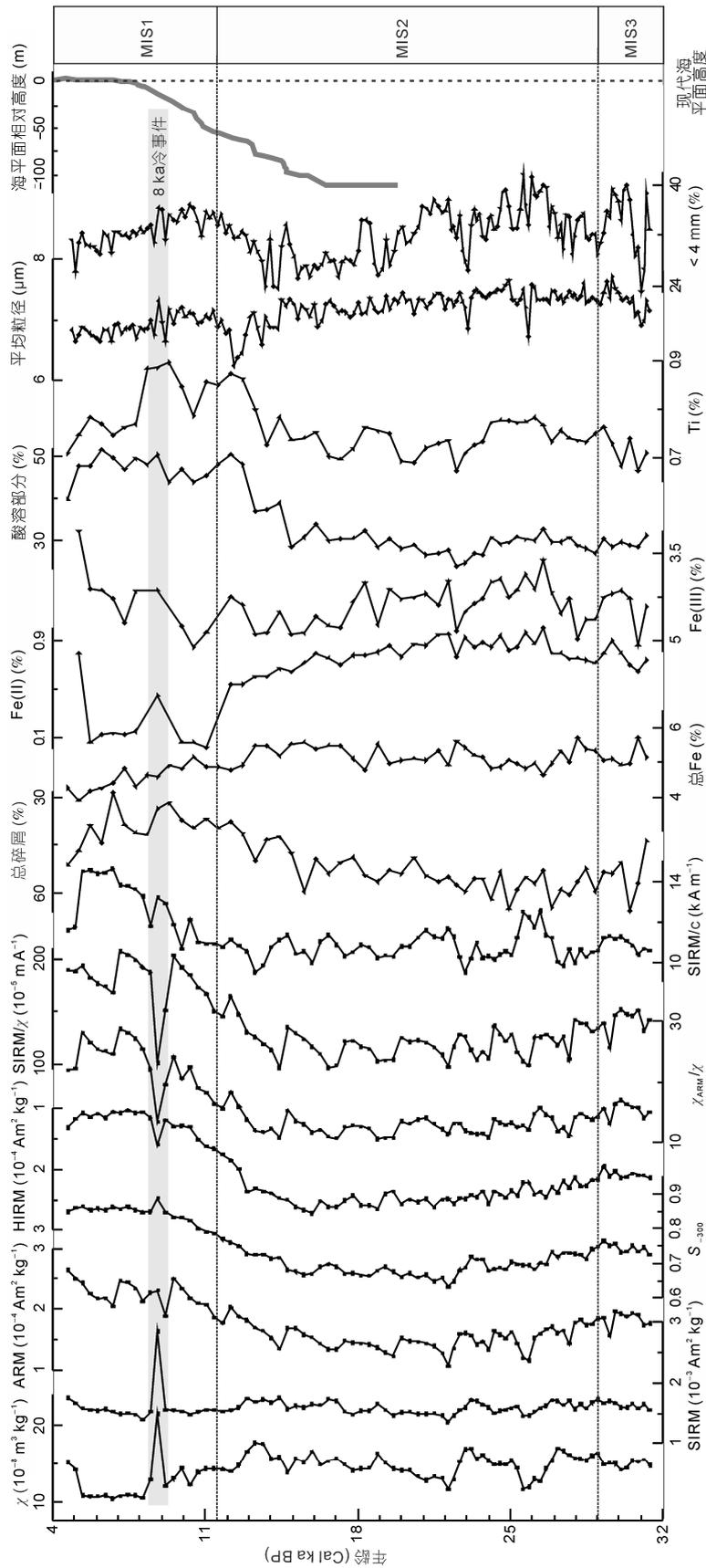


图7 磁性参数剖面变化及其与地球化学指标对比图  
元素含量变化和相对海面曲线分别根据文献[22,40]绘制

非磁滞剩磁磁化率( $\chi_{ARM}$ )是样品的 ARM 与其获得时的直流场的强度之比,因此,比值参数  $\chi_{ARM}/\chi$  可指示亚铁磁性矿物的颗粒大小,其大小与颗粒物粒径大小成反比,因为除超顺磁(SP)颗粒外,颗粒越小越容易获得剩磁(尤其是非磁滞剩磁)<sup>[41,42]</sup>。另外,比值参数  $\chi_{ARM}/SIRM$  和  $SIRM/\chi$  也能反映样品中磁性颗粒大小的变化<sup>[38,39]</sup>,但在本次研究的钻孔样品不同阶段矿物种类有所变化而且受到硬磁成分的影响,因此, $\chi_{ARM}/\chi$  比  $\chi_{ARM}/SIRM$  和  $SIRM/\chi$  更适合作为本钻孔沉积物磁性矿物粒度变化的代用指标。本研究钻孔  $\chi_{ARM}/\chi$  平均值为 15.60,最小值为 10.56,最大值为 28.70,两者相差接近 3 倍,表明沉积物中磁性颗粒大小存在较大变化。从剖面变化来看,反映磁性矿物颗粒大小的  $\chi_{ARM}/\chi$ ,  $\chi_{ARM}/SIRM$  和  $SIRM/\chi$  等比值参数从 MIS3 到 MIS2 再到 MIS1 阶段呈先略减小后迅速增大的趋势,指示磁性矿物的粒度先略变粗后大幅变细。

$\chi$  和 SIRM 在 MIS2 阶段呈周期性波动而在冰消期基本稳定但小幅度波动,与 S 比值的趋势完全一致,说明沉积物中磁铁矿等软磁性矿物的含量变化主导了这个时期沉积物  $\chi$  和 SIRM 的变化。在 MIS1 阶段,除异常高值期外, $\chi$  和 SIRM 的变化趋势与 S 比值相反,表明磁性矿物种类及其相对含量已不是  $\chi$  和 SIRM 的关键影响因素。

### 3 讨论

#### 3.1 磁性矿物类型及来源

研究钻孔沉积物样品的  $S_{-300}$  值介于 0.63 到 0.89 之间,平均值为 0.74,说明亚铁磁性矿物主导了样品的磁性特征,同时存在部分反铁磁性矿物。同时,前述 IRM 获得曲线及其 CLG 分析结果和热磁分析及磁选组分的光学显微镜分析都表明样品中的主要磁性矿物为磁铁矿和少量赤铁矿。与磁化率  $\chi$  相比,SIRM 更易受磁性颗粒形状、大小的影响,而且易受反铁磁性矿物(如赤铁矿)的干扰,因此,  $SIRM/\chi$  可用于区分磁性矿物类型。一般地,磁黄铁矿和胶黄铁矿等铁硫化物的值较高,高于 70 kA/m;而磁铁矿的值小于 20 kA/m,多集中于 10 kA/m<sup>[43~45]</sup>。本钻孔全部样品的  $SIRM/\chi$  值介于 9.48~14.62 kA/m 之间,平均值为 11.25 kA/m,表明沉积物的载磁矿物以磁铁矿为主,与 IRM 获得曲线分析及热磁曲线结果一致;较低的  $SIRM/\chi$  也表明钻孔沉积物中不含早期还原成岩作用

形成的铁磁性铁硫化物,说明早期还原成岩作用对本研究钻孔沉积物的影响非常有限。

当样品中磁性矿物以细粒磁铁矿为主时,其可能成因包括碎屑或生物 2 种<sup>[38]</sup>, Oldfield<sup>[46]</sup>利用湖泊和近岸海洋沉积物对细粒亚铁磁性矿物的成因进行了深入研究并提出以  $\chi_{ARM}/\chi$  和  $\chi_{ARM}/\chi_{fd}$  两个参数的组合判别磁铁矿的成因,认为如果  $\chi_{ARM}/\chi$  和  $\chi_{ARM}/\chi_{fd}$  都很大,尤其是后者大于  $1.0 \times 10^3$  时样品中的磁铁矿主要由细菌合成。86GC 孔沉积物的  $\chi_{ARM}/\chi$  介于 10.56~28.70 之间,平均值为 15.60,  $\chi_{ARM}/\chi_{fd}$  介于 84.76~318.85 之间,平均值为 139.52,两者都很低,特别是后者远低于其判别标准,可以认为 86GC 孔的磁性矿物为碎屑成因。

电磁方法分离出来的各阶段磁性组分的显微镜观察分析也表明本研究钻孔沉积物主要由陆源输入。各阶段磁性颗粒的显微镜光学分析也表明本研究钻孔沉积物中的主要磁性矿物为磁铁矿,并未发现铁硫化物的存在。

#### 3.2 磁性参数的控制因素

磁性参数是沉积物中磁性矿物种类、含量及颗粒大小的综合反映,如前所述,本研究钻孔的磁性矿物以碎屑因为主,也就是说陆源输入对磁性参数起重要作用。此外,磁化率与沉积物中  $<4 \mu\text{m}$  的细粒物质含量变化趋势一致,而与平均粒径呈反向变化(图 7),说明本研究钻孔沉积物的磁化率主要由其中的细粒物质贡献。沉积物中的 Ti 在大部分沉积环境中都较稳定而且不受成岩作用的影响,因而 Ti 含量通常用来反映盆地或海洋沉积物中的碎屑输入,本研究钻孔沉积物磁化率与陆源碎屑中 Ti 含量之间虽然不存在显著的相关关系,但它们总体变化趋势基本一致(图 7)。另外,图 7 所示的全岩粉晶 X 衍射(XRD)分析获得的总碎屑(除碳酸盐矿物和海绿石等自生矿物以外的其他矿物)含量较高,而且与磁化率  $\chi$  呈基本一致的变化趋势,同时,磁化率  $\chi$  与海洋成因的酸溶部分(以碳酸盐为主)含量呈反向变化(图 7);磁化率与总碎屑矿物和酸溶部分含量的相关分析(相关系数分别为 0.2335 和 -0.2718,显著性水平分别达到 90% 和 95%)也表明磁化率与总碎屑矿物含量呈正相关关系而与酸溶部分含量呈负相关关系(图 8),说明沉积物磁化率反映的是陆源输入物质的信息。因此,影响沉积物磁性特征的因素应包括陆源物质输入量、

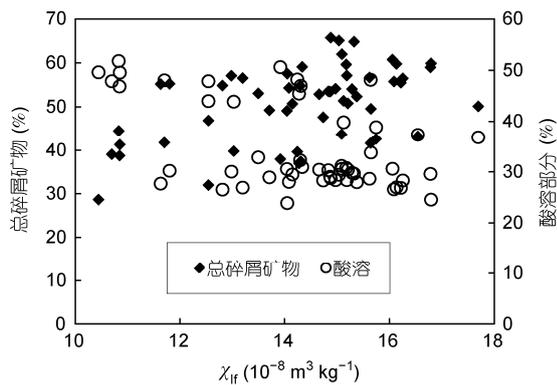


图8  $\chi_{fr}$ 与碎屑矿物和酸溶部分含量的相关关系

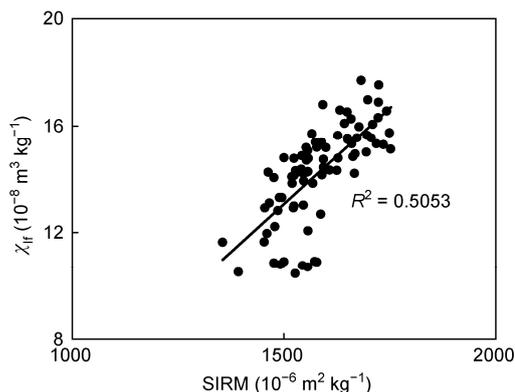


图9  $\chi_{fr}$ 与SIRM的相关关系  
不包括MIS1阶段的异常高值

物源区氧化-还原条件及搬运环境和距离等。

$\chi$ 与陆源碎屑中(酸不溶部分)总铁和二价铁含量变化一致, 56个样本的相关系数分别为0.4443和0.2388(显著性水平分别达到99.9%和90%), 而与三价铁含量呈相反趋势(图7); 陆源碎屑中三价铁的高含量表明其中赤铁矿等矿物含量高, 从而其磁化率偏低。所以, 可以推测本研究钻孔沉积物的 $\chi$ 反映的是物质来源区而非沉积区的氧化-还原环境。

如图7所示 $\chi$ 和SIRM等反映磁性矿物种类和含量的磁学参数呈冷期高暖期低的趋势, 而反映磁性颗粒大小的 $\chi_{ARM}/\chi$ ,  $\chi_{ARM}/SIRM$ 和 $SIRM/\chi$ 等比值参数呈冷期低暖期高即磁性颗粒冷期粗暖期细的趋势。气候变冷时, 侵蚀动力加强再加上周边大陆植被覆盖下降<sup>[47]</sup>, 导致陆源输入量大大增加并且输入物质颗粒度变粗, 从而 $\chi$ 和SIRM增大而 $\chi_{ARM}/\chi$ 和 $\chi_{ARM}/SIRM$ 等参数降低(即磁性颗粒变粗); 同时, 冷期时物源区风化物直接暴露于空气中被氧化, 赤铁矿含量增加, 磁铁矿相对含量减少, 从而S比值减小; 反之, 气候变暖, 磁铁矿相对含量增加, S比值增大。磁化率与饱和等温剩磁之间呈显著正相关关系(图9)(加上异常高值后,  $R^2$ 值为0.4277)表明两者大幅度的变化受磁性矿物种类和含量的共同影响。 $\chi$ 和SIRM在MIS2阶段的末次冰盛期呈周期性波动而在冰消期基本稳定但小幅度波动, 与反映沉积物中(亚)铁磁性和反铁磁性矿物相对含量的S比值的变化趋势一致, 说明沉积物中磁铁矿等软磁性矿物的相对含量变化主导了这一时期沉积物 $\chi$ 和SIRM的变化。这一时期气候的冷暖波动导致物源区及陆源输入物质在搬运过程中所处的氧化还原条件变化产生的赤铁矿多少导致了沉积物中磁铁矿等软磁性矿物相对含量的变

化。从MIS2阶段到MIS1阶段, 气候大幅度变暖,  $\chi$ 和SIRM明显下降, 而S比值则呈增大的趋势。在MIS1阶段, 除异常高值期外,  $\chi$ 和SIRM的变化趋势与S比值相反, 表明磁性矿物种类及其相对含量已不是影响 $\chi$ 和SIRM的关键因素。如前所述, CLG分析结果、热磁曲线和磁性颗粒光学分析都表明MIS1阶段沉积物中磁性矿物以超细颗粒的磁铁矿为主, 此时影响 $\chi$ 和SIRM的关键性因素为(亚)铁磁性矿物的绝对含量和颗粒大小。

值得指出的是, MIS2和MIS3阶段的磁性参数变化幅度不如MIS2到MIS1阶段变化幅度大, 这反映的可能是不同冰期-间冰期之间气候变化剧烈程度之间的差异, 究其原因, MIS1和MIS3尽管都是暖期, 但其内涵是完全不同的, MIS3和MIS2是属于同一个冰期(末次冰期)中的2个冰阶, 而MIS2与MIS1则分别属于末次冰期(最后一个冰期的最盛期, 即最冷期)和另一个新的间冰期(冰后期)。同时, 在MIS2阶段中有几个小的波动变化可能反映的是MIS2阶段中的几个次级的暖期-冷期变化, 但由于磁学参数的多解性, 在此暂不对这些次级波动作确切的归因, 尚需更多相关替代性指标的深入研究加以证实。

本研究钻孔的磁学记录在28~24 cm(9.17~8.48 Cal ka BP)处出现异常, 表现为磁化率高且呈凸峰,  $\chi_{ARM}/\chi$ 值则达全新世以来的最低值即磁性颗粒变粗, 与之对应, 陆源碎屑物质含量高且其中所含总Fe和Fe(II)量也增加(图7)。这很有可能是本研究钻孔沉积物对在全球大部分地区发生的8 ka冷事件的响应。在气候变暖过程中的这种突然降温事件导致正在经历强烈风化作用的陆源物质被迅速侵蚀搬运并在海

洋沉积, 由此带来的大量(亚)铁磁性矿物导致了沉积物磁化率的突然增加。

### 3.3 磁性特征对海平面升降的响应

本钻孔沉积物磁性矿物粒度变化的代用指标  $\chi_{ARM}/\chi$  与反映亚铁磁性相对含量的  $S_{-300}$  值之间的显著正相关关系(图 10)意味着亚铁磁性矿物颗粒的变细与其浓度的增加有同步关系, 两者受同一因素影响。影响钻孔沉积物磁学性质的这一因素存在多种可能性, 包括沉积环境、物质来源、全球气候变化等。本研究钻孔沉积物的岩性、浮游有孔虫及地球化学研究表明钻孔所处的南海南部末次冰期以来一直处于稳定的陆坡-半深海沉积环境且具有基本相同的物质来源, 湄公河输入的陆源物质经其西南面的巽他陆架最后沉积在本研究钻孔位置<sup>[22,48,49]</sup>。因此, 沉积环境和物质来源变化都不是影响本研究钻孔沉积物磁学性质的主要因素。那么, 影响本研究钻孔沉积物磁学性质的应该是全球气候相关的海平面变化导致的沉积位置离物源区的距离变化而表现的陆源碎屑(磁性矿物的主要来源)输入量和粒度变化。

气候变冷导致的海平面下降使得本研究钻孔沉积位置与物源区之间的距离缩短, 沉积速率加快, 沉积物粒度变粗, 反之, 海平面上升时期沉积速率减慢, 沉积物粒度变细<sup>[19]</sup>。有研究表明, 南海南部海平面在 MIS2 阶段存在较大幅度的升降, 其中 LGM 时期的大幅度下降导致其南邻的巽他陆架出露成陆<sup>[40,50]</sup>。本研究钻孔所在位置与物源区的距离在 MIS2 阶段尤其是其中的 LGM 时期大大缩短, 接受了较大量的、

颗粒较粗的磁性颗粒在此沉积; 到冰消期后期至 MIS1 阶段, 随着气候变暖、海平面上升, 巽他陆架再次被淹没, 86GC 孔所在位置离陆地物质源区的距离拉大, 导致了这一阶段的沉积物以细粒磁性物质为主。从图 7 所示的海平面相对高度与环境磁学参数的变化趋势看, 低海平面与  $\chi$  和 SIRM 的高值及低  $\chi_{ARM}/\chi$  值(磁性颗粒粗)对应, 反之, 高海平面与  $\chi$  和 SIRM 的低值及高  $\chi_{ARM}/\chi$  值(磁性颗粒细)对应。因此, 可以认为本区域海洋沉积物中磁性矿物粒度变细、浓度降低, 可能反映了海平面的上升过程, 反之则反映的是海平面下降过程。在磁性矿物类型基本相同的情况下, 反映沉积物中细粒磁性矿物浓度变化的比值参数  $\chi_{ARM}/\chi$  可以作为海平面升降变化的代用指标。

## 4 结论

86GC 孔沉积物从下到上的主要载磁矿物均为磁铁矿, 同时存在部分赤铁矿。2 种类型磁性矿物组成在 MIS3-MIS2-MIS1 气候变化过程表现出此消彼长的趋势, 从冷到暖, 低矫顽力的软磁性矿物含量逐渐增加而高矫顽力的硬磁性矿物渐减, 并在末次冰消期到全新世时发生大幅度变化。磁滞参数结果表明沉积物中磁性颗粒为伪单畴, 磁性颗粒从 MIS3 到 MIS2 再到 MIS1 先略变粗再迅速变细。研究结果表明 86GC 孔沉积物磁化率  $\chi$  主要由沉积物中的细粒物质贡献, 钻孔沉积物磁性特征反映的是陆源物质的信息, 同时受陆源物质输入量、物源区的氧化-还原条件变化及搬运环境和距离等多种因素共同影响。

全球气候变化引起的海平面升降是导致沉积物中磁性矿物含量和磁性颗粒大小变化的主要原因, 沉积物磁学性质的变化可间接指示本地区的海平面升降。从本研究钻孔沉积物磁学参数变化来看, MIS2 阶段特别是末次盛冰期, 海平面降低, 陆源输入的磁性矿物增多变粗; 进入 MIS1 阶段(全新世以来), 气候逐渐变暖导致海平面上升, 本研究钻孔所在位置离物源区的距离逐步拉大, 沉积的磁性矿物变少变细,  $\chi$  和 SIRM 下降而  $\chi_{ARM}/\chi$  增大。

86GC 孔沉积物的磁学性质在 28~24 cm(9.17~8.48 Cal ka BP)处发生突变, 表现为磁性矿物含量升高磁性颗粒变粗, 这可能是南海南部沉积物磁学性质对发生在全球大部分地区的 8 ka 冷事件的响应。

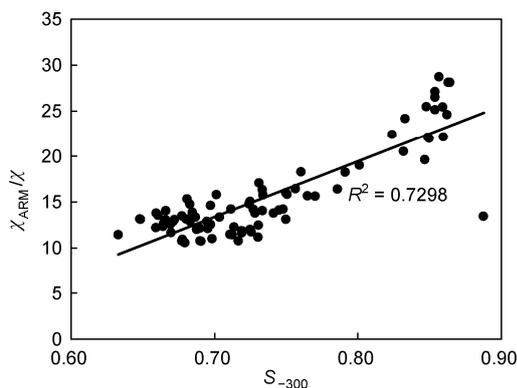


图 10  $\chi_{ARM}/\chi$  与 S 比值的相关关系

**致谢** 在实验和论文撰写过程中,中国科学院南京地理与湖泊研究所的胡守云研究员、中国科学院广州地球化学研究所的于学元研究员和李卫高级工程师以及中国科学院青藏高原研究所的张伟林博士给予了热情帮助和讨论,两位审稿人给予了中肯意见和建议,在此一并表示感谢。

## 参考文献

- 1 汉景泰, Fyfe W S. 大洋环流型式转换在冰期旋回中的作用及经典第四纪冰期理论质疑. 第四纪研究, 1995, 1: 89–95
- 2 汪品先. 南海——我国深海研究的突破口. 热带海洋学报, 2009, 28: 1–4
- 3 钱建兴. 晚第四纪以来南海古海洋学研究. 北京: 科学出版社, 1999
- 4 Kissel C, Laj C, Clemens S, et al. Magnetic signature of environmental changes in the last 1.2 Myr at ODP Site 1146, South China Sea. *Mar Geol*, 2003, 201: 119–132
- 5 金海燕, 翦知湣. 中更新世气候转型期南海北部和南部的气候变化差异. 第四纪研究, 2008, 28: 381–390
- 6 王良, 刘传联. 末次冰期以来南海南部千年尺度的古海洋学. 海洋地质与第四纪地质, 2008, 28: 85–91
- 7 Zhang Z G, Zhao W, Liu Q Y. Sub-seasonal variability of Luzon Strait transport in a high resolution global model. *Acta Oceanol Sin*, 2010, 29: 9–17
- 8 Robinson S G, Sahota J T S, Oldfield F. Early diagenesis in North Atlantic abyssal plain sediments characterized by rock-magnetic and geochemical indices. *Mar Geol*, 2000, 163: 77–107
- 9 Moreno E, Thouveny N, Delanghe D, et al. Climatic and oceanographic changes in the Northeast Atlantic reflected by magnetic properties of sediments deposited on the Portuguese Margin during the last 340 ka. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 202: 465–480
- 10 刘健, 朱日祥, 李绍全, 等. 南黄海东南部冰后期泥质沉积物中磁性矿物成岩变化及其对环境变化的响应. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33: 583–592
- 11 汤贤赞, 陈忠, 颜文, 等. 西太平洋暖池温区中心沉积物磁化率记录的 YD 和 Heinrich 冷事件. 科学通报, 2003, 48: 491–495
- 12 李海燕, 张世红, 方念乔, 等. 孟加拉湾 MD77-181 岩芯磁学记录及其古环境意义. 科学通报, 2006, 51: 2166–2174
- 13 孟庆勇, 李安春, 李铁刚, 等. 西菲律宾海沉积物的岩石磁学性质及其古环境意义. 自然科学进展, 2009, 19: 868–876
- 14 王保贵, 汤贤赞, 侯红明, 等. 南沙群岛海域磁性地层学初步研究. 热带海洋, 1993, 12: 53–60
- 15 汪品先. 十五万年来的南海. 上海: 同济大学出版社, 1995
- 16 侯红明, 王保贵, 汤贤赞. 南海北部沉积物磁化率对古气候非线性变化的响应. 热带海洋, 1996, 15: 1–5
- 17 陈忠, 陈翰, 颜文, 等. 南海北部白云凹陷 08CF7 岩心沉积物的磁化率特征及其意义. 现代地质, 2010, 24: 515–520
- 18 罗祎, 苏新, 陈芳, 等. 南海北部 DSH-1C 柱样晚更新世以来沉积物磁性特征及其环境意义. 现代地质, 2010, 24: 521–527
- 19 Steinke S, Kienast M, Hanebuth T J J. On the significance of sea-level variations and shelf paleo-morphology in governing sedimentation in the southern South China Sea during the last deglaciation. *Mar Geol*, 2003, 201: 179–206
- 20 付淑清, 朱照宇, 欧阳婷萍, 等. 南海南部浮游有孔虫氧碳同位素记录的末次冰期以来古环境变迁. 海洋地质动态, 2010, 26: 19–24
- 21 邱燕, 朱照宇, 钟和贤, 等. 南海南部末次冰期以来的古环境变化: YSJD-86GC 柱样的证据. 热带海洋学报, 2007, 26: 21–26
- 22 Fu S Q, Zhu Z Y, Ouyang T P, et al. Geochemical changes of the terrigenous sediments in the southern South China Sea and their paleoenvironmental implications during the last 31 ky. *J Oceanogr*, 2011, 67: 337–346
- 23 郑洪波, 杨文光, 贺娟, 等. 南海的氧同位素 3 期. 第四纪研究, 2008, 28: 68–78
- 24 Kruiver P P, Dekkers M J, Heslop D. Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation. *Earth Planet Sci Lett*, 2001, 189: 269–276
- 25 Heslop D, Dekkers M J, Kruiver P P, et al. Analysis of isothermal remanent magnetization acquisition curves using the expectation-maximization algorithm. *Geophys J Int*, 2002, 148: 58–64
- 26 Heslop D, McIntosh G, Dekkers M J. Using time- and temperature-dependent Preisach models to investigate the limitations of modeling isothermal remanent magnetization acquisition curves with cumulative log Gaussian functions. *Geophys J Int*, 2004, 157: 55–63
- 27 O'Reilly W. *Rock and Mineral Magnetism*. London: Chapman and Hall Ltd, 1984
- 28 Liu Q S, Deng C L, Yu Y J, et al. Temperature dependence of magnetic susceptibility in an argon environment: Implications for pedogenesis of Chinese loess/palaeosols. *Geophys J Int*, 2005, 161: 102–112
- 29 杨小强, Grapes R, 周厚云, 等. 珠江三角洲沉积物的岩石磁学性质及其环境意义. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2007, 37: 1493–1503
- 30 胡守云, 邓成龙, Appel E, 等. 湖泊沉积物磁学性质的环境意义. 科学通报, 2001, 46: 1491–1494
- 31 Roberts A P, Pillans B J. Rock magnetism of lower/middle Pleistocene marine sediments, Wanganui Basin, New Zealand. *Geophys Res Lett*, 1993, 20: 839–842

- 32 刘秀铭, 刘植, 吕候, 等. 塞尔维亚黄土的磁学性质及其环境意义. 科学通报, 2012, 57: 3173–3184
- 33 苏有亮, 高星, 刘青松, 等. 西藏纳木错全新世沉积物的环境磁学参数变化机理. 科学通报, 2012, 57: 2980–2990
- 34 King J, Banerjee S K, Marvin J, et al. A comparison of different magnetic methods of determining the relative grain size of magnetite in natural materials: Some results from lake sediments. Earth Planet Sci Lett, 1982, 59: 404–419
- 35 Day R, Fuller M, Schmidt V A. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence. Phys Earth Planet Inter, 1977, 13: 260–267
- 36 Dunlop D J. Theory and application of the Day plot ( $M_r/M_s$  versus  $H_{cr}/H_c$ ) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils. J Geophys Res, 2002, 107, doi: 10.1029/2001JB000487
- 37 Dunlop D J, Özdemir Ö. Rock Magnetism. Cambridge: University Press, 1997
- 38 Thompson R, Oldfield F. Environmental Magnetism. London: Allen & Imwin, 1986
- 39 Evans M E, Heller F. Environmental Magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetics. New York: Academic Press, 2003
- 40 Tanabe S, Hori K, Saito Y, et al. Song Hong (Red River) delta evolution related to millennium-scale Holocene sea-level changes. Quat Sci Rev, 2003, 22: 2345–2361
- 41 Egli R, Lowrie W. Anhysteretic remanent magnetization of fine magnetic particles. J Geophys Res, 2002, 107, doi: 10.1029/2001JB000671
- 42 Heider F, Zitzelsberger A, Fabian K. Magnetic susceptibility and remanent coercive force in grown magnetic crystals from 0.1  $\mu\text{m}$  to 6 mm. Phys Earth Planet Inter, 1996, 93: 239–256
- 43 Fassbinder J W E, Stanjek H. Magnetic properties of biogenic soil greigite ( $\text{Fe}_3\text{S}_4$ ). Geophys Res Lett, 1994, 21: 2349–2352
- 44 Peters C, Dekkers M J. Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size. Phys Chem Earth, 2003, 28: 659–667
- 45 Maher B A. Environmental magnetism and climate change. Contemp Phys, 2007, 48: 247–274
- 46 Oldfield F. Toward the discrimination of fine-grained ferrimagnets by magnetic measurements in lake and near-shore marine sediments. J Geophys Res, 1994, 99: 9045–9050
- 47 罗运利, 孙湘君. 末次冰期以来南海北部孢粉记录的植被演化及千年尺度气候事件. 科学通报, 2005, 50: 691–697
- 48 付淑清, 朱照宇, 欧阳婷萍, 等. 南海南部陆坡晚第四纪沉积物稀土元素及环境意义. 热带地理, 2010, 30: 24–29
- 49 汪品先, 卞云华, 翦知湣. 南沙海区第四纪的碳酸盐旋回. 第四纪研究, 1997, 4: 293–300
- 50 陈木宏, 涂霞, 郑范, 等. 南海南部近 20 万年沉积序列与古气候变化关系. 科学通报, 2000, 45: 542–548