

华南地块中三叠统巴东组红层磁倾角浅化效应

韩露 黄宝春[†] 赵千 薛艺 李能韬 Umar Farooq Jadoon

造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871; [†]通信作者, E-mail: bchuang@pku.edu.cn

摘要 对华南地块中三叠统巴东组红层样品进行系统的岩石磁学和古地磁学研究, 采用高场等温剩磁各向异性(hf-AIR)方法, 识别出巴东组红层的磁倾角浅化因子 $f=0.63$ 。岩石磁学研究结果显示, 巴东组红层的主要载磁矿物为赤铁矿和少量磁铁矿; 磁化率和高场等温剩磁各向异性组构均指示其具有典型沉积组构特征, 表明未遭受后期构造应力改造。高温特征剩磁分量为碎屑赤铁矿所携带, 具有单一负极性, 并在95%置信水平上通过褶皱检验, 与前人在同一剖面不同位置获得的以正极性为主的古地磁方向一致。该特征剩磁方向在地层校正后的平均方向为 $D_s=222.1^\circ$, $I_s=-27.2^\circ$ ($a_{95}=8.7^\circ$), 对应古地磁极为 48.1°N , 215.5°E ($A_{95}=8.4^\circ$)。对包括本文数据在内的华南中三叠世红层高质量古地磁极数据($Q\geq 5$)用 $f=0.63$ 进行统一校正后, 获得平均古地磁极为 48.5°N , 207.6°E ($A_{95}=10.7^\circ$)。对比华北地块同样经hf-AIR方法浅化校正后的早三叠世古地磁极, 两者在其东部参考点上的古纬度完全一致, 验证了前人提出的华南华北中生代剪刀式旋转拼合模型。

关键词 华南地块; 巴东组红层; 磁倾角浅化校正; 高场等温剩磁各向异性; 古纬度

Paleomagnetic Inclination Shallowing in Badong Formation Red Beds, Middle Triassic of South China Block

HAN Lu, HUANG Baochun[†], ZHAO Qian, XUE Yi, LI Nengtao, Umar Farooq Jadoon

Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution (MOE), School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871; [†] Corresponding author, E-mail: bchuang@pku.edu.cn

Abstract Paleomagnetic and rock magnetic studies are conducted on Middle Triassic Badong Formation red beds from the South China Block (SCB). The anisotropy of high-field isothermal remanent magnetization (hf-AIR) method indicates that the characteristic remanent magnetization (ChRM) is significantly affected by inclination shallowing with a flattening factor $f=0.63$. Rock magnetic analysis indicates that hematite is the main magnetic carrier with a subordinate contribution from magnetite. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) and hf-AIR results both show a typical depositional fabrics without significant distortion from tectonic stress. The ChRM, carried by detrital hematite, has a unique negative polarity and passes the fold test at the 95% confidence level. The ChRM yields a common mean direction with that previously reported from the same section. The ChRM yields a tilt-corrected mean direction of $D_s=222.1^\circ$, $I_s=-27.2^\circ$ ($a_{95}=8.7^\circ$) and a corresponding paleomagnetic pole at 48.1°N , 215.5°E ($A_{95}=8.4^\circ$). Combined with high quality published data ($Q\geq 5$) for the Middle Triassic, the mean paleomagnetic pole for the SCB is corrected to 48.5°N , 207.6°E with $A_{95}=10.7^\circ$ by using a flattening factor $f=0.63$. Comparing this inclination shallowing-corrected mean paleomagnetic pole with Early Triassic pole for the North China Block, which has also inclination shallowing-corrected by the hf-AIR method, it shows that paleolatitudes of these two blocks at their eastern reference points are exactly compatible. This further confirms that the South and North China blocks experienced a scissors-like rotational collision during the Mesozoic times, as proposed by previous researches.

Key words South China Block; Badong Formation red beds; inclination shallowing correction; anisotropy of high-field isothermal remanent magnetization (hf-AIR); paleolatitude

中生代是东亚大陆各主要陆块发生碰撞和拼合的主要时期^[1], 华南地块和华北地块是东亚大陆的主要陆块, 研究二者在中生代的古地理位置及碰撞、拼合的时限和模式, 有助于更好地了解东亚大陆的构造演化。前人在大量晚古生代以来的古地磁数据和地质证据支持下, 提出剪刀式旋转拼合模型^[2], 华南地块与华北地块晚二叠世开始由东向西剪刀式旋转拼合, 至晚侏罗世完全拼合。

华南与华北地块晚古生代至中生代古地磁数据主要来自于陆相碎屑沉积岩^[1]。然而, 天然沉积岩和重沉积模拟实验研究结果均表明, 以赤铁矿为载磁矿物的红层中, 记录的磁倾角普遍存在浅化现象^[3-7], 这对视极移曲线的建立和古地块位置的确定有显著影响^[8]。这一问题早在 20 世纪 50 年代就引起关注^[9-10], 经典的磁倾角浅化校对方程由此诞生: $\tan(I_o) = f(\tan(I_f))$, 其中 I_o 为观测的剩磁倾角, I_f 为外加磁场的磁倾角, f 为浅化因子^[9]。因此, 沉积岩磁倾角浅化效应的识别和校正, 其核心是确定不同地质条件下特定沉积序列的磁倾角 f 值。

目前, 识别和校正磁倾角浅化现象的方法主要有两种。一种是基于剩磁组构的解析, 如非磁滞剩磁各向异性法(anisotropy of anhysteretic remanent magnetization, AARM)^[11]、45°等温剩磁各向异性法(anisotropy of isothermal remanent magnetization acquired by application of magnetic field along 45° to the bedding, 45°AIR)^[12]和高场等温剩磁各向异性法(anisotropy of high-field isothermal remanent magnetization, hf-AIR)^[13]; 另一种是基于地磁场长期变化模型的 E/I (Elongation/Inclination, 拉长度/磁倾角)校正方法^[14-15]。AARM 方法对磁铁矿等低矫顽力矿物的剩磁各向异性测量较为有效。等温剩磁各向异性方法(45°AIR 和 hf-AIR)可应用于以赤铁矿等高矫顽力矿物为主要载磁矿物的红层中, 其中 45°AIR 对细颗粒样品较为有效, 但难以检测粗颗粒样品中由沉积作用引起的磁倾角浅化^[5]; hf-AIR 方法尽管实验步骤比较复杂, 需要专门的实验设备, 进行大量精细的岩石磁学实验(如利用离心机、JR6 双速旋转磁力仪和脉冲磁力仪等提取并测量单矿物的各向异性度等), 但由于该方法是直接测量高矫顽力碎屑赤铁矿所携带剩磁的各向异性, 所以是目前针对红层样品进行磁倾角浅化校正的最有效方法^[16]。另一方面, 尽管 E/I 校正方法不需要专门的岩石磁学实验, 但有效性取决于是否满足其先决条

件。首先, 该方法需要一个足够大的方向数据组(样品个数不小于 100)来保证仿真抽样的可靠性, 且假设所有样品具有相同的磁倾角浅化因子; 其次, 假设磁化方向的离散全部来自地磁场长期变化, 即任何构造因数导致的磁化方向数据的离散均可忽略不计^[15]; 此外, 该方法还假设地质历史时期的地磁场长期变化均服从 TK03.GAD 长期变化模型^[14]。

前人在进行古地理重建时, 普遍选用 $f=0.6$ 作为校正全球主要板块碎屑沉积岩古地磁数据磁倾角的浅化因子^[17-19], 东亚大陆的塔里木、华北和华南等地块也不例外^[18-19]。但是, 载磁矿物不同的沉积岩, 其浅化因子是不同的, 具有一定的变化范围^[8]。与此同时, 即使载磁矿物相同, 不同地区、不同时代以及不同岩性的岩石中, 磁倾角浅化效应也可能因不同的沉积和构造环境而不尽相同。因此, 在没有准确的实验数据情况下, 统一将 $f=0.6$ 作为浅化因子来校正东亚陆块沉积岩磁倾角数据有失偏颇。

前人对华北地块中生代红层进行磁倾角浅化校正之后, 华北地块古生代的古纬度普遍提高 10°左右^[19-20]。然而, 华南地区沉积岩磁倾角校正浅化因子多使用灰岩和国际上的建议值^[21-22], 缺少针对性和可靠性。因此, 亟待求解华南地块红层磁倾角浅化因子, 以便探讨华南地块与华北地块的相对运动。

本文对华南地块中三叠统巴东组红层进行系统的岩石磁学和古地磁学研究, 在补充其中三叠世古地磁数据的同时, 应用 hf-AIR 和 E/I 校正方法, 研究其磁倾角浅化效应, 以期正确地认识华南地块与华北地块之间的碰撞拼合时限。

1 地质背景与采样

众所周知, 华南地块是一个由西部的松潘-甘孜造山带、北部的秦岭-大别山造山带和东北部的郯庐断裂带围限的 L 型陆块^[23]。从古构造看, 华南地块中上带为稳定带, 中下带为褶皱断层广泛发育的构造活动带。湖北南漳地区属于华南克拉通中上带, 位于华南地块北缘一个南北宽约 70~225 km, 东西长约 1800 km 的稳定带内。Su 等^[24]对此区域进行了古地磁学研究, 获得可靠的结果。南漳地区地层相对齐全, 发育上志留统至下三叠统弱变质台地相碳酸盐岩、下三叠统中段至中三叠统浅海相碎屑沉积岩以及上三叠统陆相碎屑沉积岩, 其上被侏罗系整合覆盖^[24]。

本文采样剖面位于湖北襄阳市南漳县高河清村

X028 县道旁(图 1), 主要采集层位为中三叠统巴东组中下段紫红色厚层砂岩和青灰色泥灰岩。砂岩与灰岩互层产出, 指示海退、海进交替进行的水动力环境。岩石粒度普遍较细, 中三叠统在该区域的倾角范围在 $16^{\circ}\sim 44^{\circ}$ 之间^[24]。共布设 10 个采样点, 采集独立定向的岩芯样品 206 块, 定向手标本 4 块。在野外, 使用太阳罗盘和磁罗盘对样品进行定向。对比分析表明, 当地的平均地磁偏角约为东偏 4° 。

2 实验方法与结果分析

2.1 实验方法

用台式钻机在定向手标本上垂直钻取定向岩芯样品, 用切割机切割野外钻取和手标本上钻取的定向岩芯样品, 制成直径为 25 mm, 高 22 mm 的标准古地磁样品和直径为 9 mm, 高 7 mm 的小样品。部分样品碾成粉末, 以备岩石磁学实验之用。

为确定巴东组样品中的载磁矿物类型、特征剩磁方向及其剩磁组构, 对样品进行岩石磁学、磁化率组构(anisotropy of magnetic susceptibility, AMS)、高场等温剩磁组构(hf-AIR)实验^[13]、 E/I 校正^[14-15]和系统热退磁实验。

岩石磁学实验包括等温剩磁(isothermal remanent magnetization, IRM)获得曲线和磁滞回线的测量, 所用仪器为中国地质科学院地质力学研究所古地磁实验室的 MicroMag3900 型变梯度磁力仪。

AMS 使用 Agico MFK1 Kappabridge 测量。hf-AIR 实验中, 使用 ASC-IM-10-30 脉冲磁力仪获得饱

和等温剩磁, 使用美制 ASC-TD48SC 单腔热退磁炉和 ASC-D2000 交变退磁仪进行退磁, 使用 JR-6A 双速旋转磁力仪测量剩磁。hf-AIR 方法确定的磁倾角浅化因子主要与载磁矿物的剩磁组构以及单个磁性颗粒的各向异性度(a)有关^[6]。适用于载磁矿物为赤铁矿的磁倾角浅化校正公式如下:

$$f = \frac{K_{\min} \times (2a + 1) - 1}{K_{\max} \times (2a + 1) - 1}, \quad (1)$$

其中, K_{\max} 和 K_{\min} 分别为归一化后的高场等温剩磁各向异性椭球体的最大和最小主轴值, a 为单个磁性颗粒的各向异性度。

根据实际情况和实验精度, 本文实验中采用九向法测量高场剩磁组构, 采用分离和直接测量的方式获取单个磁性颗粒的平均各向异性度^[13,25]。

K_{\max} 和 K_{\min} 的测量步骤如下: 1) 用 JR-6A 双速旋转磁力仪测量小样品的天然剩磁; 2) 用美制 ASC-TD48SC 热退磁炉, 将 12 块标准小样品(9×7 mm)进行 150°C 热退磁, 完全消除针铁矿的影响; 3) 选择小样品对应的轴向方向, 逐步施加高达 5 T 的直流脉冲磁场, 使高矫顽力碎屑赤铁矿达到完全磁饱和; 4) 用 ASC-D2000 交变退磁仪进行峰值为 100 mT 的交流磁场退磁, 去除磁铁矿对样品等温剩磁的贡献; 5) 用 JR-6A 双速旋转磁力仪进行碎屑赤铁矿的饱和等温剩磁测量。最后, 根据九向法^[14]需要的方向, 重复上述步骤 9 次, 得到精细的 hf-AIR 张量。应用 Pmagpy 软件包, 求取 hf-AIR 张量的特征值和特征

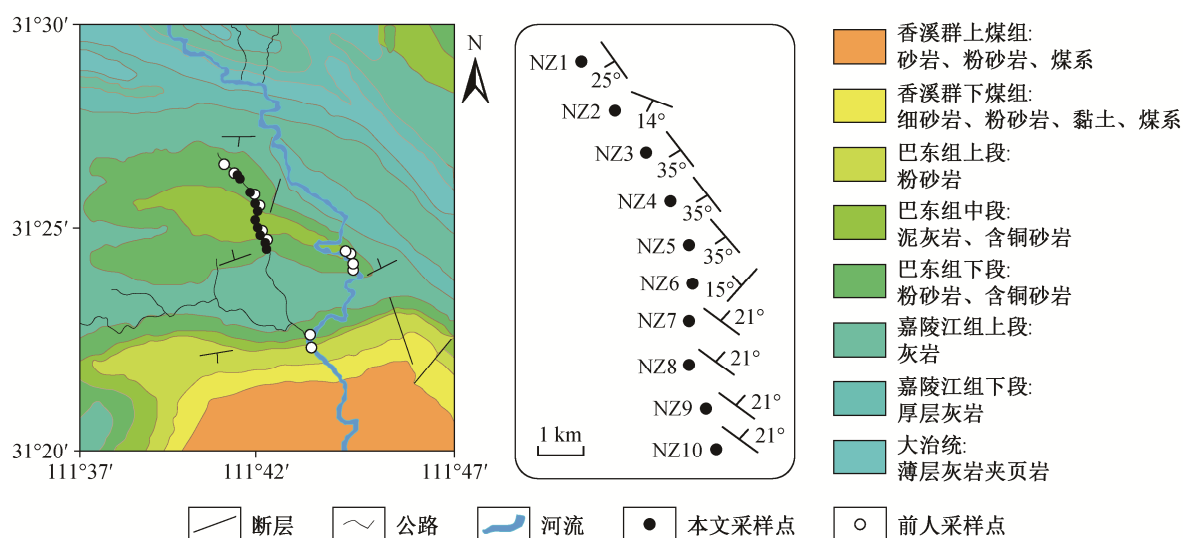


图 1 采样区域地质图(修改自文献[24])

Fig. 1 Geological map of sampling area (modified from Ref. [24])

向量(表 1)。

在超声波清洗机和离心机上进行磁性颗粒的分离。根据 Kodama^[25]提出的磁性颗粒分离方法,首先研磨红层样品,并用 63 μm 的样品筛对沉积物粉末进行筛选,将沉积物粉末与蒸馏水混合制成泥浆;然后将混合泥浆放置烧杯中,超声波沐浴 24 小时后,用离心机以 1000 转/分的频率进行 30 分钟的粒度分级^[26]。由于矿物之间重量和粒径的差异,泥浆出现分层,在离心管的底部产生一层致密的深色颗粒,即为分离出的碎屑赤铁矿。取出深色颗粒,添加蒸馏水,用磁铁吸取赤铁矿颗粒。将分离出的磁性矿物与树脂混合,在直流场中过夜干燥,利用 hf-AIR 方法测量树脂样品的剩磁各向异性。

古地磁样品的常规系统热退磁实验在 ASC-TD48SC 退磁炉和 2G-755 超导磁力仪上进行,剩磁测量等实验全部在磁屏蔽室内完成。低温阶段的温度间隔为 50~150 °C,高温阶段加密至 3~10 °C。所有样品均经历至少 16 个温度点的系统退磁,剩磁组分的分离采用主成分分析法^[27]。

2.2 岩石磁学实验与分析

对巴东组 3 块代表样品进行的 IRM 获得及反向场退磁曲线实验结果如图 2(a)~(c)所示。IRM 获得曲线显示,随着外加磁场的增加,IRM 迅速增加,直至外场达到 1 T,样品的 IRM 仍未饱和,反映高矫顽力磁性矿物(如赤铁矿)的存在。反向场退磁曲

线确定样品的剩磁矫顽力均大于 350 mT。对 IRM 获得曲线的主成分模拟结果(图 2(g))显示,载磁矿物主要由含量为 90%左右的高矫顽力矿物($B_{cr} \approx 570$ mT)和含量为 10%左右的低矫顽力矿物($B_{cr} = 90$ mT)组成。归一化的剩磁强度随温度变化曲线在 670 °C 左右较窄区域内的骤降谱(图 2(h))也指示该高矫顽力矿物为碎屑成因的赤铁矿。

巴东组红层样品的磁滞回线全部显示为复合型(图 2(d)~(f)),指示两种矫顽力差异较大的载磁矿物混合(如磁铁矿+赤铁矿)或同一种磁性矿物不同粒度的混合(如单畴+超顺磁的磁铁矿,或单畴+准单畴或多畴的磁铁矿)^[28-31]。赤铁矿的矫顽力一般可达数百毫特^[32],磁铁矿的矫顽力一般仅有数十毫特^[33]。巴东组红层样品的矫顽力均在 400 mT 左右。结合 IRM 获得曲线分析结果,我们认为巴东组磁滞回线形态主要由赤铁矿与磁铁矿混合所致。鉴于磁铁矿的磁化率是赤铁矿的 1000 多倍^[32],可推断载磁矿物以赤铁矿为主,兼有少量磁铁矿。

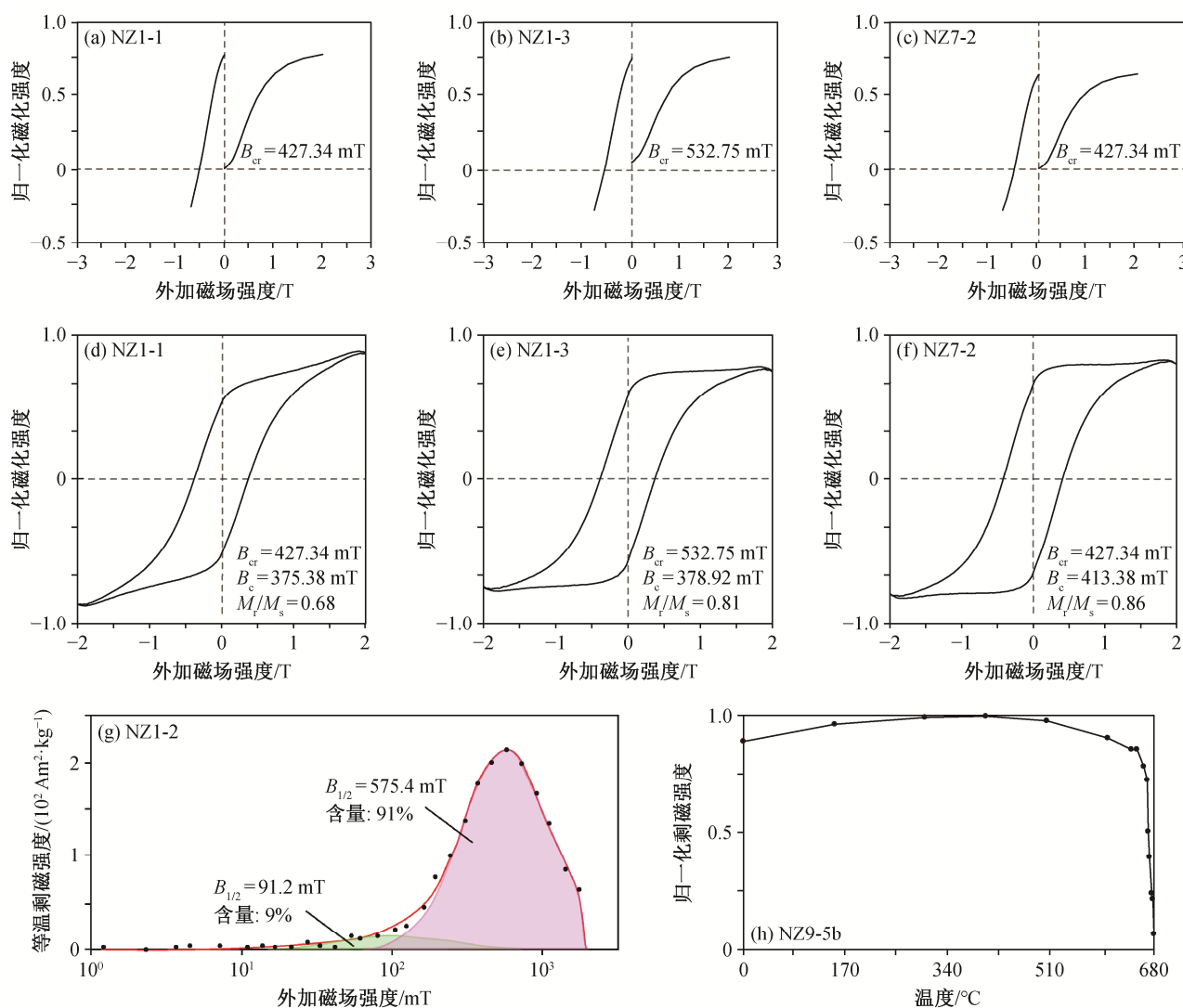
2.3 磁化率组构(AMS)分析

对 10 个采样点共 72 块样品进行岩石 AMS 测试,结果见图 3(a)~(c)。地层坐标系下,AMS 椭球体最小轴(K_3)位于投影中心,中间轴(K_2)轴和最大轴(K_1)轴沿基圆集中分布,表明采样剖面可能具有初始弱变形组构,或具有受水流(或斜坡)影响的典型沉积组构特征。进一步地,应用解鞋带法对 AMS

表 1 南漳地区巴东组红层高场等温剩磁各向异性张量的特征值和特征向量
Table 1 hf-AIR eigenvalues and eigenvectors of the Badong Formation in Nanzhang area

编号	最小特征值			中间特征值			最大特征值			%RMS	<i>L</i>	<i>F</i>
	K_{min}	Dec	Inc	K_{int}	Dec	Inc	K_{max}	Dec	Inc			
1-2	0.32460300	13.20	61.07	0.33136700	167.66	26.50	0.3440300	263.09	10.76	0.0078	1.0208	1.0382
1-5	0.31664458	14.88	43.98	0.33711034	224.22	42.09	0.3462451	120.04	15.17	0.0216	1.0646	1.0271
5-2	0.31622094	18.90	45.68	0.33214069	273.92	14.17	0.3516384	171.30	40.87	0.0129	1.0503	1.0587
5-4	0.31476299	352.08	56.14	0.33704117	225.90	21.61	0.3481958	125.39	24.71	0.0222	1.0708	1.0331
7-2	0.31758690	231.12	70.65	0.33738401	124.25	5.82	0.3450291	32.31	18.38	0.0101	1.0623	1.0227
7-5	0.30647460	199.28	56.36	0.34330260	79.54	18.27	0.3502228	339.78	27.18	0.0244	1.1202	1.0202
8-4	0.31114269	197.82	71.95	0.34693000	304.61	5.38	0.3419273	36.28	17.18	0.0093	1.1150	0.9856
8-5	0.32535548	180.98	53.58	0.33376652	6.52	36.29	0.3408780	274.57	2.65	0.0129	1.0259	1.0213
9-2	0.31779069	177.67	43.14	0.33628700	350.19	46.61	0.3459223	84.16	3.74	0.0360	1.0582	1.0287
9-9	0.31859400	183.54	13.75	0.33110500	306.83	65.97	0.3503010	88.62	19.30	0.0223	1.0393	1.0580
10-1	0.31881800	160.26	22.59	0.33014200	303.01	62.40	0.3510400	63.86	15.01	0.0063	1.0355	1.0633
10-2	0.30731500	323.93	87.53	0.33328900	185.76	1.84	0.3593960	95.71	1.64	0.0014	1.0845	1.0783

说明: K_{min} , K_{int} 和 K_{max} 分别是最小、中间和最大特征值, Dec 和 Inc 分别代表磁偏角和磁倾角; %RMS 为测量数据与二阶张量之间的均方根误差; *L* 和 *F* 分别是磁线理和磁面理。



(a)~(c) 等温剩磁(IRM)获得曲线; (d)~(f) 磁滞回线; (g) IRM 成分分析结果; (h) 剩余磁化强度随温度变化曲线

图 2 巴东组代表样品的岩石磁学实验结果

Fig. 2 Rock magnetic results for representative rock samples from the Badong Formation

椭球主轴方向进行解析的结果表明, AMS 椭球 K_1 和 K_2 主轴集中, K_3 主轴向 NEE 方向轻微偏斜, 很可能代表着一种水动力作用的结果, 即该组构很可能为典型的沉积组构。大部分样品的 AMS 椭球体形状因子 T 为正值, 表示椭球体为压扁状态, 小部分存在 T 为负值的情况, 表明岩石样品存在拉长状态。剖面样品平均各向异性度 $P_j=1.05$, 符合正常沉积岩的各向异性度水平^[34-36]。

2.4 高场等温剩磁各向异性(hf-AIR)矫正

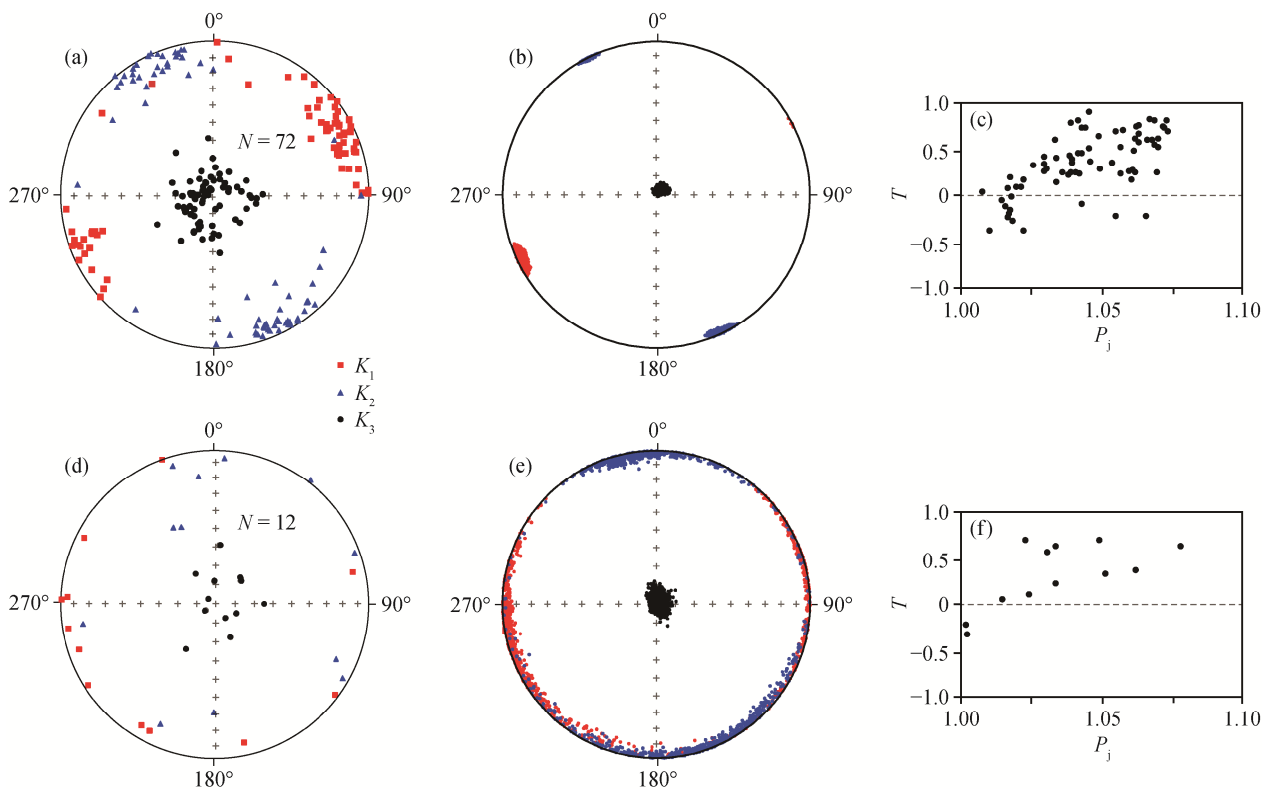
巴东组红层样品的高场等温剩磁各向异性椭球主轴分布如图 3(d)和(e)所示。对比 AMS 组构特征(图 3(a)和(b))可以发现, 除各向异性椭球最大主轴 K_1 和中间轴 K_2 在层面内的集中程度显著下降外,

两者几乎没有差别, 均揭示弱水动力条件下的原生沉积磁组构特征, 表明巴东组记录的原生剩磁未遭受同沉积区域构造应力场或后期构造变形影响。

对于单个磁性颗粒各向异性度 a 值的测量, 本次实验共制作 4 块树脂样品, 根据公式 $a=K_{\max}/K_{\min}$ 求出其平均 $a=1.40$, 然后通过式(1)计算得出巴东组红层的磁倾角浅化因子 $f=0.63$ 。

2.5 热退磁及特征剩磁方向

根据样品的主要载磁矿物为碎屑赤铁矿的特点, 对 135 块样品全部进行系统热退磁。依据其 Zijderveld 投影图^[37], 可将样品大致分为两类: 一类是具有明显低温分量和高温分量退磁曲线的样品, 另一类是低温分量和高温分量区分不明显的样



(a) 地层坐标系下 AMS 椭球主轴方向的赤平投影图; (b) 由(a)中数据, 用解靴带法计算得到的特征向量投影图; (c) Jelinek 图解; (d) 地层坐标系下 hf-AIR 椭球主轴方向的赤平投影图; (e) 由(d)中数据, 用解靴带法计算得到的特征向量; (f) hf-AIR 的 Jelinek 图解

图 3 巴东组红层样品的磁化率结构(AMS)和高场等温剩磁各向异性(hf-AIR)结构
Fig. 3 Magnetic fabrics (AMS and hf-AIR) for the red bed samples from the Badong Formation

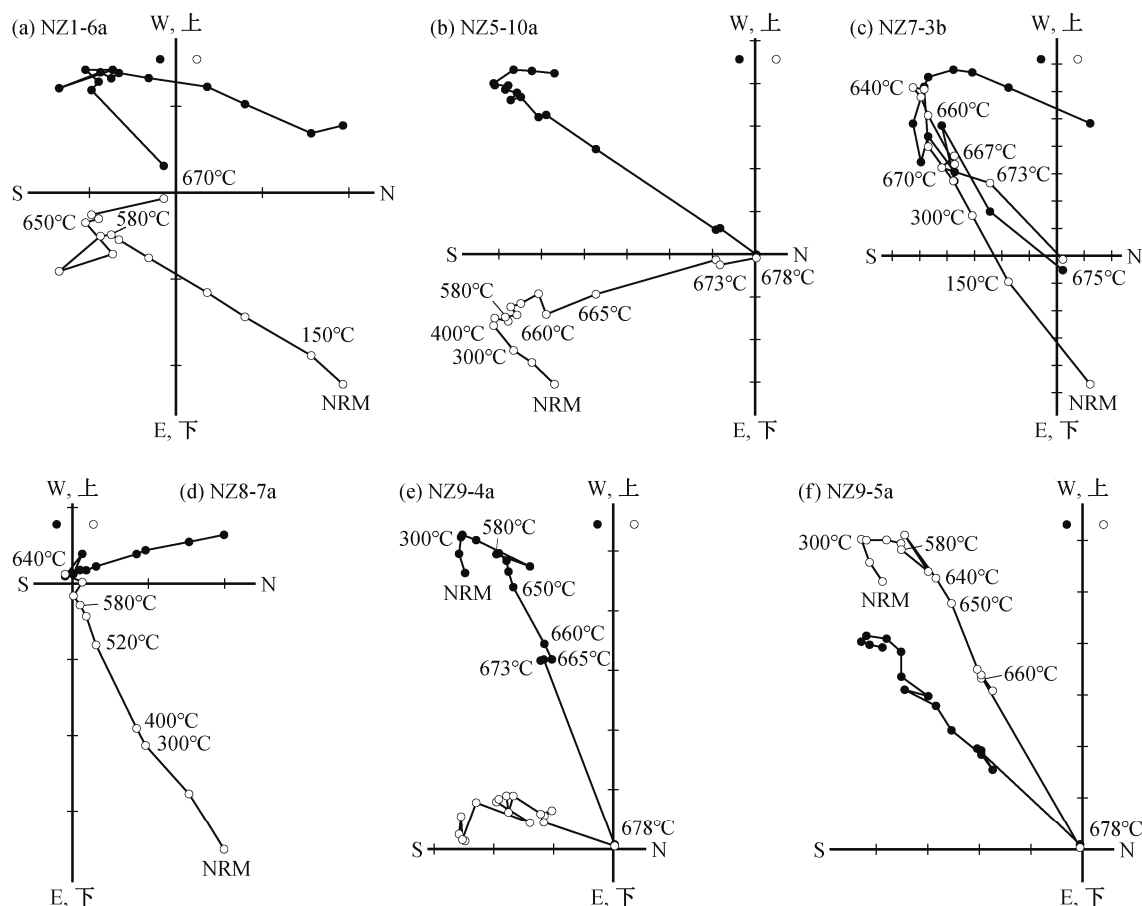
品, 两类样品的高温特征分量均显示为单一极性。此外, 部分样品由于高温阶段天然剩磁强度和方向极不稳定, 未能分离出稳定的高温特征分量。因此, 有效样品的低温分量由 400℃之前的退磁点拟合获得(图 4(a)、(c)和(d)), 然而高温特征分量大多由 650℃之后退磁点拟合获得, 且可分离出稳定高温特征分量样品的解阻温度均在 650℃以上(图 4(a)~(c)、(e)和(f))。所有分量参与拟合的有效退磁点均不少于 4 个。

低温分量从参与热退磁实验的 135 块样品中的 130 块分离获得(图 5(a)和(b))。经过 Fisher 平均后, 得到地理坐标系下的平均方向为 $D_g=12.2^\circ$, $I_g=51.2^\circ$, $k_g=19.9$, $\alpha_{95}=3.7^\circ$; 地层校正后, 其平均方向为 $D_s=17.8^\circ$, $I_s=46.8^\circ$, $k_s=11.6$, $\alpha_{95}=5.0^\circ$ 。显然, 低温分量在地理坐标系下更集中, 且与研究区域现今地磁场方向($D=355.9^\circ$, $I=48.8^\circ$)相近, 故应为现代地磁场黏滞剩磁或近代重磁化分量。

高温分量从参与热退磁实验的 135 块样品中的 124 块中分离获得。采样点 NZ13 和 NZ14 的样品未

能分离出稳定的高温分量, 故未纳入统计。实验结果显示, 全部采样点均表现为负极性。对各个采样点进行 Fisher 平均, 得到采样点的平均方向(表 2, 图 5(c)和(d)), 然后对每个采样点平均方向对应的虚地磁极(virtual geomagnetic pole, VGP)进行 Fisher 平均, 求出古地磁极, 最后通过古地磁极计算出采样点的古纬度。

地理坐标系下高温特征分量的平均方向为 $D_g=222.1^\circ$, $I_g=-31.9^\circ$, $k_g=8.6$, $\alpha_{95}=20.0^\circ$; 地层校正后的平均方向为 $D_s=222.1^\circ$, $I_s=-27.2^\circ$, $k_s=41.7$, $\alpha_{95}=8.7^\circ$ 。高温特征分量在地层坐标系下更集中, $k_s/k_g=4.85$, Watson 和 Enkin 褶皱检验^[38]结果显示, 当地层逐步展平至 111%时, 古地磁方向 Fisher 统计精度参数(k)最大, 95%置信区间为[107.2%, 114.8%](图 5(e)), 表明高温特征剩磁方向通过褶皱检验。我们注意到, 中三叠世东亚大陆普遍受到印支运动、燕山运动和喜马拉雅运动影响, 华南地块中部形成中生代褶皱冲断带^[24], 受此影响, 南漳地区地层形成褶皱。因此, 该褶皱检验结果很可能限定: 特征剩



实心圆圈和空心圆圈分别代表剩磁方向在水平面和铅垂面上的投影; (c)中刻度为 0.1 mA/m, 其余刻度均为 1 mA/m

图 4 地理坐标系下巴东组代表样品系统热退磁的 Zijderveld 正交矢量投影图

Fig. 4 Orthogonal (Zijderveld) vector plots of representative specimens from the Badong Formation (directions are plotted *in situ*)

磁是晚三叠世印支运动之前获得的。此外, 该特征剩磁方向还与 Su 等^[24]在同一剖面获得的以正极性为主的古地磁场方向 $D=38.2^\circ$, $I=25.1^\circ$ ($k_s=25.4$, $\alpha_{95}=6.4^\circ$) 在 95% 置信区间一致 (两组数据的 Watson 统计值 $V_w=0.9$, 小于其临界值 $V_{crit}=6.8$)。高温特征分量对应的古地磁极为 48.1°N , 215.5°E ($A_{95}=8.4^\circ$)。

应用浅化因子 $f=0.63$ 对华南地区中三叠统巴东组特征剩磁方向进行校正后的方向为 $D=221.9^\circ$, $I=-38.9^\circ$, 对应的古地磁极为 51.6°N , 204.8°E ($A_{95}=8.6^\circ$), 古纬度为 22.3°N 。巴东组红层样品磁倾角校正前为 -27.2° , 校正后为 -38.9° , 二者相差 11.7° , 对应的古纬度由 14.6°N 提高到 22.3°N 。

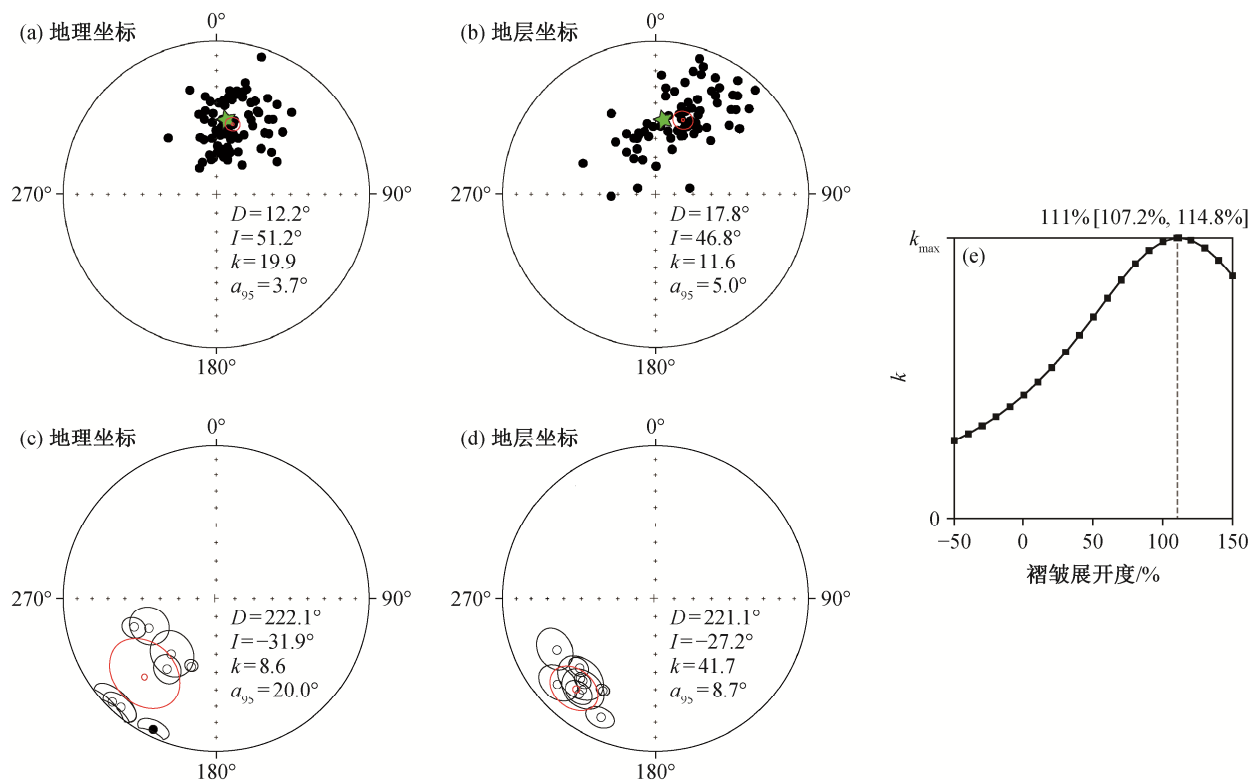
3 讨论

3.1 巴东组红层的磁倾角浅化效应

由于 hf-AIR 方法直接将发生磁倾角浅化的单个碎屑赤铁矿颗粒作为研究对象, 且在九向法测量

等温剩磁的过程中, 双向等温剩磁获得实验证明 5 T 的外加磁场足以完全消除前一测量方向的剩磁记录^[16], 因而测量的是碎屑赤铁矿完全饱和磁化后的剩磁各向异性张量。同时, 实验过程中每一测量方向饱和等温剩磁的获得, 均通过 150°C 的热退磁和峰值为 100 mT 的交变退磁处理, 尽可能地消除其他干扰矿物 (如磁铁矿、磁赤铁矿和针铁矿) 对高场等温剩磁的贡献, 能够准确地反映红层中高矫顽力碎屑赤铁矿所携带剩磁的各向异性椭球体形状。因此, 对以碎屑赤铁矿为载磁矿物的红层进行磁倾角浅化校正, hf-AIR 是最可靠的方法。

本文采用 hf-AIR 校正方法直接测量单个矿物的各向异性度后取平均值, 获得华南南漳地区中三叠统巴东组红层的磁倾角浅化因子 ($f=0.63$), 与薛艺等^[16]用同样方法获得的华北地块早三叠统刘家沟组红层磁倾角浅化因子 ($f=0.59$) 较为接近, 且与前人在全球范围内得到的以赤铁矿为主要载磁矿物



(a)和(b) 低温分量地层校正前/后的等面积投影图; (c)和(d) 高温特征剩磁分量地层校正前/后的等面积投影图; (e) Watson 和 Enkin 褶皱检验^[38]结果。五角星: 现在地磁场方向; 实心(空心)符号: 下(上)半球投影方向; 红色符号: 平均方向及其 95%置信椭圆

图 5 巴东组红层样品的古地磁结果

Fig. 5 Paleomagnetic results for the Badong Formation red bed specimens

表 2 南漳地区巴东组特征剩磁分量

Table 2 Site mean paleomagnetic directions of Badong Formation in Nanzhang area

编号	岩性	λ_s (°N)	φ_s (°E)	走向/(°)	倾角/(°)	n/n_0	D_g	I_g	D_s	I_s	k	α_{95}	λ_p (°N)	φ_p (°E)
NZ1	红层砂岩	31.4	111.7	126.0	25.0	19/19	221.4	-5.2	222.2	-30.0	51.3	4.8	48.8	213.4
NZ5	红层砂岩	31.4	111.7	131.0	22.0	18/19	205.2	4.0	204.5	-17.1	30.3	6.4	57.9	241.3
NZ7	红层砂岩	31.4	111.7	324.0	21.0	25/25	214.6	-43.4	218.8	-23.3	20.5	6.6	49.5	221.2
NZ8	红层砂岩	31.4	111.7	324.0	21.0	13/13	246.6	-50.2	243.2	-29.5	18.3	10.1	30.8	201.3
NZ9	红层砂岩	31.4	111.7	324.0	21.0	19/19	218.9	-51.2	223.1	-30.7	8.8	12.0	48.2	212.2
NZ10	红层砂岩	31.4	111.7	324.0	21.0	6/6	200.2	-51.2	209.5	-32.7	424.2	3.3	60.1	221.7
NZ11	红层砂岩	31.3	111.6	256.0	30.0	11/11	250.7	-42.9	227.3	-33.7	65.8	5.7	45.6	207.0
NZ12	红层砂岩	31.3	111.6	79.0	23.0	13/17	225.1	-5.0	229.0	-17.3	21.0	9.3	39.3	217.2
NZ13	红层砂岩	31.3	111.6	238.0	17.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NZ14	红层砂岩	31.3	111.6	266.0	15.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
平	地理坐标系					8/10	222.1	-31.9			8.6	20.0		
均	地层坐标系					8/10			222.1	-27.2	41.7	8.7	48.1	215.5

说明: λ_s/φ_s 为采样点的纬度和经度; n/n_0 为用来统计的样品个数/退磁样品个数; k 和 α_{95} 分别为 Fisher 统计精度参数和 95% 置信区间; D_g/I_g 和 D_s/I_s 分别为地理坐标系和地层坐标系下的磁偏角/磁倾角; λ_p/φ_p 为地层坐标系下剩磁方向对应虚地磁极的纬度和经度; 古地磁极的 Fisher 统计精度参数 $K = 44.3$, 95%, 置信圆锥半顶角 $A_{95} = 8.4^\circ$ 。

的沉积岩的浅化因子分布范围($f=0.4\sim0.83$)及平均值($f=0.59$)^[8]大致吻合。然而, 该浅化因子与赵千等^[7]在华南地块的四川盆地下白垩统红层中获得的

磁倾角浅化因子($f=0.80$)有显著的差别, 进一步说明在不同的地质构造背景和成岩环境下, 即使是同一构造单元, 即使沉积岩的岩性相差无几, 也可能

因碎屑沉积物粒度、地层厚度、埋藏深度等的差异而显示不同的磁倾角浅化效应,简单地应用平均磁倾角浅化因子可能导致显著的误差。例如, Bilardello 等^[8]在尝试应用全球以赤铁矿为载体磁矿物沉积岩的实测磁倾角浅化因子最小值($f=0.4$)、平均值($f=0.59$)和最大值($f=0.83$),对同一岩石单元(如西班牙 Vallès-Penedès 盆地中新世碎屑岩^[39])进行磁倾角浅化校正后发现,校正后的磁倾角三者之间分别相差 10° 和 20° 。诚然,就华南地块巴东组红层而言,应用全球平均的磁倾角浅化因子($f=0.59$)和实测的浅化因子($f=0.63$)进行校正后的磁倾角分别为 $-41.1.0^\circ$ 和 -39.2° ,两者相差无几。但是,如果用赵千等^[7]在白垩系碎屑岩中实测的浅化因子($f=0.8$)进行校正,校正后磁倾角则为 -32.7° 。显然,该校正值过低地估计了巴东组的磁倾角浅化效应。因此,华南地块和华北地块中生代沉积岩的磁倾角浅化问题迫切需要细化到以组为单位的岩石单元,应用剩磁各向异性方法,逐一确定其磁倾角浅化因子,以期获得令人信服的修正后的古地磁视极移曲线。

本文尝试应用 E/I 校正方法^[14],对华南地区中三叠统巴东组特征剩磁方向进行磁倾角浅化现象的识别和校正(图 6),得到 $f=0.74$,校正后的磁倾角为 -34.8° 。对比上述应用 hf-AIR 方法获得的浅化因子校正结果,其过低的校正量是显而易见的。究其原因,很可能与本文数据在 E/I 校正中的误差区间过大有关(图 6(c),对应浅化因子的误差区间为 $[0.56, 0.88]$);或者是 E/I 校正方法本身的严格先决条件所致。如前所述, E/I 校正方法假设采样点内及采样点间样品剩磁方向的离散均源自地球磁场的长期变化^[15],因此采样点间的构造变动以及野外测量和实验误差等带入的样品剩磁方向的离散,均有可能导致基于采样单元剩磁方向分布特征计算得到的磁倾角浅化因子的偏差。本研究获得的特征剩磁方向对应的 VGP 离散度($S=12.2^\circ$)与地磁场模型预测的过去 5 Ma 以来古纬度为 $20^\circ\sim 30^\circ$ 处的离散度($S=13^\circ\sim 14^\circ$ ^[40])大致相当,似乎表明有且仅有地磁场的长期变化导致特征剩磁方向离散,因此可以排除构造变动等因素对 E/I 校正结果的影响。然而,过去 5 Ma 以来的地磁场长期变化模型是否适用于中三叠世的地磁场长期变化,有待进一步研究。换句话说,即使古地磁方向数据集对应的 VGP 离散度满足过去 5 Ma 以来地磁场长期变化模型,也不能充分说明特

征剩磁方向的离散完全源于地球磁场的长期变化(即完全满足 E/I 校正方法本身的先决条件)。

3.2 华南地块中三叠世古地理位置

前人对华南地块中三叠世开展了一系列古地磁学研究,主要岩石样品为沉积岩,采样地点包括广西^[41]、安徽^[24]、南京^[24,42]、湖南^[43]和湖北^[24,43]等,但均未对相关沉积岩进行系统的磁倾角浅化识别与校正。为了精确地确定华南地块中三叠世的古地理位置,本文根据 Van der Voo^[44]提出的古地磁可靠性判据,挑选 $Q\geq 5$ 的由红层数据计算得出的古地磁极位置(表 3)进行分析。

对通过所有可靠数据及本文红层数据得到的原始古地磁极进行 Fisher 平均,得到华南地块中三叠世古地磁极位置 $45.2^\circ\text{N}, 216.9^\circ\text{E}$ ($A_{95}=10.9^\circ$)。从所有古地磁数据的分布来看,古地磁极位置没有显著的差别(图 7(a))。使用本文所得 $f=0.63$ 对华南地块中三叠世古地磁极数据进行统一校正后,再进行 Fisher 平均,得到其平均古地磁极位置为 $48.5^\circ\text{N}, 207.6^\circ\text{E}$ ($A_{95}=10.7^\circ$)(表 3)。

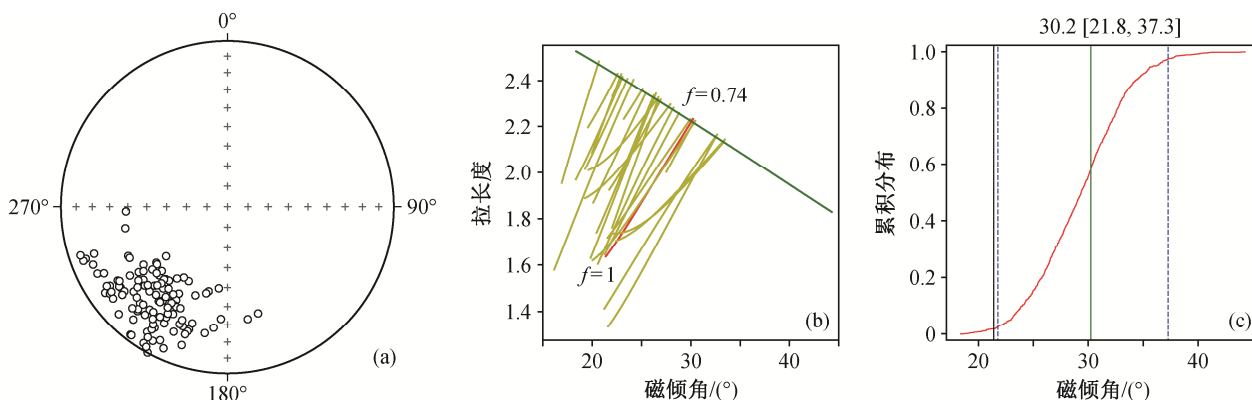
选取华南地块与华北地块缝合带东部参考点($32^\circ\text{N}, 116^\circ\text{E}$),通过计算获得华南地块中三叠世($f=0.63$)、华北地块早三叠世($f=0.59$)校正后的古纬度分别为 $22.4^\circ\pm 10.7^\circ\text{N}$ 和 $22.1^\circ\pm 5.8^\circ\text{N}$,两者之间无显著的纬向相对运动,指示早中三叠世时华南地块与华北地块的东部不存在显著的纬度差(图 8),二者已经完全对接拼合,进一步印证剪刀式旋转拼合模型^[2]的合理性。

4 结论

1) 岩石磁学实验表明,南漳地区中三叠统巴东组红层中的载磁矿物主要是碎屑赤铁矿,并有少量磁铁矿。磁化率各向异性(AMS)和高场等温剩磁各向异性(hf-AIR)均指示其具有典型沉积组构特征,磁性颗粒携带的原生剩磁未遭受构造应力的改造。

2) 对巴东组红层进行 hf-AIR 和单个颗粒剩磁各向异性度(a)平均值测量,结果表明巴东组红层中磁倾角浅化现象明显,浅化因子 $f=0.63$ 。hf-AIR 与 E/I 两种校正方法所得磁倾角浅化因子间的差异很可能是由于特征剩磁方向存在一定量的非地磁场长期变化的离散量,进一步指示应用 E/I 校正方法估算磁倾角浅化因子时,需要首先检验古地磁方向数据集是否满足其先决条件。

3) 本文新获得一个通过褶皱检验的华南地块



(a) 地层坐标系下高温特征剩磁方向的等面积投影图; (b) E/I 校正方法求解得到校正系数 $f=0.74$; (c) E/I 校正后的磁倾角及 95%置信区间

图 6 巴东组红层高温特征剩磁的 E/I 校正结果

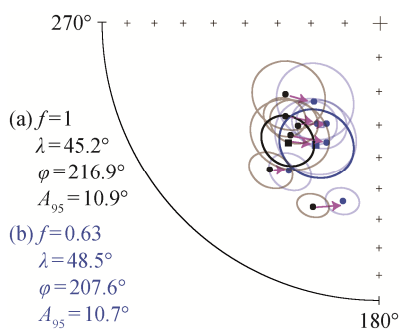
Fig. 6 Correction for the inclination error using E/I method for the high-temperature characteristic remanence

表 3 华南地块中三叠世古地磁极位置

Table 3 Summary of available Middle Triassic paleomagnetic poles for South China Block

编号	岩性	$\lambda_s/(^\circ)$	$\varphi_s/(^\circ)$	$S[N]$	$\lambda_p/(^\circ)$	$\varphi_p/(^\circ)$	$\lambda_p^*/(^\circ)$	$\varphi_p^*/(^\circ)$	$A_{95}/(^\circ)$	文献	Q
1	砂岩	31.5	111.7	21	51.0	220.9	54.7	210.4	7.6	[24]	5
2	砂岩	30.9	117.9	5	55.6	231.8	59.4	220.4	11.8	[24]	5
3	砂岩	32.0	118.9	8	50.2	225.2	54.0	213.8	6.8	[24]	5
4	红层	29.4	110.2	20[115]	29.8	200.0	32.9	191.7	4.6	[43]	6
5	红层	29.7	113.9	7[43]	33.8	215.8	35.8	211.4	6.1	[43]	6
6	红层	31.4	111.7	8[124]	48.1	215.5	51.6	204.8	8.4	本文	6
平均值($f=1$)					45.2	216.9			10.9		
平均值($f=0.63$)							48.5	207.6	10.7		

说明: $S[N]$ 为采样点数[样品数], λ_p^* 和 φ_p^* 分别表示使用浅化因子 $f=0.63$ 校正后的古地磁极纬度和经度, A_{95} 为 95%置信圆锥半顶角; Q 为 Van der Voo 等^[44]提出的古地磁数据可靠性指数。

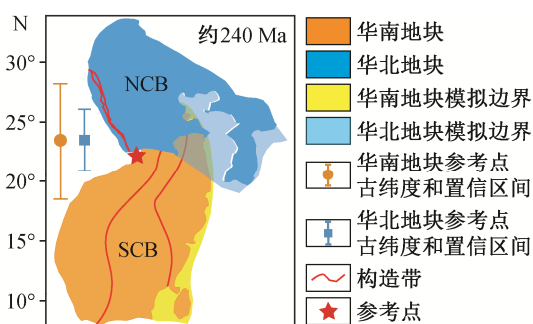


(a) 未经磁倾角浅化校正的古地磁极位置; (b) 使用浅化因子 $f=0.63$ 进行校正后的古地磁极位置。黑色(蓝色)符号: 校正前(校正后)极位置及其 95%置信椭圆; 方块: 平均极位置; 极位置序号同表 3

图 7 中三叠世华南地块古地磁极位置投影图

Fig. 7 Equal-area projection of Middle Triassic paleomagnetic poles for the South China Block

中三叠世的古地磁极: $48.1^\circ N, 215.5^\circ E (A_{95}=8.4^\circ)$ 。该结果与前人报道的同一剖面的结果在 95%置信区间内一致。应用巴东组红层 hf-AIR 浅化因子对华



修改自文献[45]; 圆点和方块分别代表华南地块(SCB)和华北地块(NCB)参考点(五角星)的古纬度及其 95%置信区间

图 8 早-中三叠世华南与华北地块碰撞过程示意图

Fig. 8 Simplified schematic diagram showing collisional process of the SCB and the NCB during the Early-Middle Triassic

南地块中三叠世 6 个以赤铁矿为载磁矿物的可靠古地磁极 ($Q \geq 5$) 进行校正后, 新获得校正后的平均古地磁极为 $48.5^\circ N, 207.6^\circ E (A_{95}=10.7^\circ)$ 。对比较正后

的华北地块早三叠世古地磁极,发现早-中三叠世时,华南地块与华北地块东部参考点的古纬度完全一致,进一步验证了前人提出的剪刀式旋转拼合模型的可靠性。

参考文献

- [1] Huang B C, Yan Y G, Piper J D A, et al. Paleomagnetic constraints on the paleogeography of the East Asian blocks during Late Paleozoic and Early Mesozoic times. *Earth-Sci Rev*, 2018, 186: 8–36
- [2] Zhao X, Coe R S. Palaeomagnetic constraints on the collision and rotation of North and South China. *Nature*, 1987, 327: 141–144
- [3] Tauxe L, Kent D V. Properties of detrital remanence carried by haematite from study of modern river deposits and laboratory redeposition experiments. *Geophys J Roy Astr Soc*, 1984, 76(3): 543–561
- [4] Gilder S A, Chen Y, Shen S. Oligo-Miocene magnetostratigraphy and rock magnetism of the Sishuigou section, Subei (Gansu Province, western China) and implications for shallow inclinations in central Asia. *J Geophys Res*, 2001, 106(B12): 30505–30521
- [5] Tan X, Kodama K P, Fang D. Laboratory depositional and compaction-caused inclination errors carried by haematite and their implications in identifying inclination error of natural remanence in red beds. *Geophys J Int*, 2002, 151(2): 475–486
- [6] Tan X, Kodama K P, Chen H L, et al. Paleomagnetism and magnetic anisotropy of Cretaceous red beds from the Tarim basin, northwest China: evidence for a rock magnetic cause of anomalously shallow paleomagnetic inclinations from central Asia. *J Geophys Res: Solid Earth*, 2003, 108(B2): 2107
- [7] 赵千, 王彬, 张浩东, 等. 四川盆地早白垩世红层磁倾角偏低研究. *地球物理学报*, 2017, 60(5): 1825–1837
- [8] Bilardello D, Kodama K P. Rock magnetic evidence for inclination shallowing in the Early Carboniferous Deer Lake Group red beds of western Newfoundland. *Geophys J Int*, 2010, 181(1): 275–289
- [9] King R F. The remanent magnetism of artificially deposited sediments. *The Monthly Notices of the Royal Astronomical Society, Geophysical Supplements*, 1955, 7(3): 115–134
- [10] Verosub K L. Depositional and postdepositional processes in the magnetization of sediments. *Rev Geophys Space Phys*, 1977, 15(2): 129–143
- [11] Jackson M. Anisotropy of magnetic remanence: a brief review of mineralogical sources, physical origins, and geological applications, and comparison with susceptibility anisotropy. *Pure Appl Geophys*, 1991, 136(1): 1–28
- [12] Hodych J P, Buchan K L. Early Silurian palaeolatitude of the Springdale Group redbeds of central Newfoundland: a palaeomagnetic determination with a remanence anisotropy test for inclination error. *Geophys J Int*, 1994, 117(3): 640–652
- [13] Bilardello D, Kodama K P. Measuring remanence anisotropy of haematite in red beds: anisotropy of high-field isothermal remanence magnetization (hf-AIR). *Geophys J Int*, 2009, 178(3): 1260–1272
- [14] Tauxe L, Kent D V. A simplified statistical model for the geomagnetic field and the detection of shallow bias in paleomagnetic inclinations: was the ancient magnetic field dipolar? // Channell J, Kent D, Lowrie W, et al. *Timescales of the paleomagnetic field*. Washington D C: American Geophysical Union, 2004, 145: 101–116
- [15] Tauxe L, Kodama K P, Kent D V. Testing corrections for paleomagnetic inclination error in sedimentary rocks: a comparative approach. *Phys Earth Planet Int*, 2008, 169: 152–165
- [16] 薛艺, 黄宝春, 赵千, 等. 基于剩磁各向异性方法对华北下三叠统红层磁倾角浅化效应的研究. *地球物理学报*, 2021, 64(3): 916–924
- [17] Torsvik T H, Van der Voo R, Preeeden U, et al. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Sci Rev*, 2012, 114(3/4): 325–368
- [18] Van der Voo R, van Hinsbergen D J J, Domeier M, et al. Latest Jurassic-earliest Cretaceous closure of the Mongol-Okhotsk Ocean: a paleomagnetic and seismological-tomographic analysis // Anderson T H, Didenko A N, Johnson C L, et al. *Kate Jurassic Margin of Laurentia: a record of faulting accommodating plate rotation*. *Geol Soc Am Special Paper*, 2015, 513: 589–606
- [19] Wu L, Kravchinsky V A, Potter D P. Apparent polar wander paths of the major Chinese blocks since the Late Paleozoic: toward restoring the amalgamation history of east Eurasia. *Earth-Sci Rev*, 2017, 171: 492–519
- [20] 周庭红, 黄宝春, 贾舒斐, 等. 华北地块沁水盆地三叠统刘家沟组古地磁倾角浅化研究. *北京大学*

- 学报(自然科学版), 2018, 54(3): 521–534
- [21] Sun Z M, Yang Z Y, Yang T S, et al. New Late Cretaceous and Paleogene paleomagnetic results from south China and their geodynamic implications. *J Geophys Res-Solid Earth*, 2006, 111(B3): 148–227
- [22] Wang B, Yang Z Y. Late Cretaceous paleomagnetic results from southeastern China, and their geological implication. *Earth Planet Sci Lett*, 2007, 258(1/2): 315–333
- [23] Meng Q R, Zhang G W. Timing of collision of the North and South China blocks: controversy and reconciliation. *Geology*, 1999, 27(2): 123–126
- [24] Su L, Yang Z Y, Sun Z M, et al. Regional deformational features of the South China Block inferred from Middle Triassic palaeomagnetic data. *Geophys J Int*, 2005, 162(2): 339–356
- [25] Kodama K P. Simplification of the anisotropy-based inclination correction technique for magnetite- and haematite-bearing rocks: a case study for the Carboniferous Glenshaw and Mauch Chunk Formations, North America. *Geophys J Int*, 2009, 176(2): 467–477
- [26] Dekkers M J, Linssen J H. Grain-size separation of haematite in the <5 μm range for rock magnetic investigation. *Geophys J Int*, 1991, 104(2): 423–427
- [27] Kirschvink J L. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys J Roy Astron Soc*, 1980, 62(3): 699–718
- [28] Channell J E T, McCabe C. Comparison of magnetic hysteresis parameters of unremagnetized and remagnetized limestones. *J Geophys Res*, 1994, 99: 4613–4623
- [29] Pick T, Tauxe L. Characteristics of magnetite in submarine basaltic glass. *Geophys J Int*, 1994, 119: 116–128
- [30] 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: Solid Earth*, 1995, 100(B9): 17909–17924
- [31] Muttoni G. “Wasp-waisted” hysteresis loops from a pyrrhotite and magnetite-bearing remagnetized Triassic limestone. *Geophys Res Lett*, 1995, 22(23): 3167–3170
- [32] Banerjee S K. New grain size limits for palaeomagnetic stability in Haematite. *Nature Phys Sci*, 1971, 232(27): 15–16
- [33] O’Reilly W. Rock and mineral magnetism. Glasgow: Blackie, 1984
- [34] Borradaile G J, Henry B. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Sci Rev*, 1997, 42(1/2): 49–93
- [35] Parés J M, van der Pluijm B A, Dinares-Turell J. Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain). *Tectonophysics*, 1999, 307(1/2): 1–14
- [36] Kodama P K. Paleomagnetism of sediments and sedimentary rocks: process and interpretation. Chichester: Wiley-Black-Well, 2012
- [37] Zijderveld J D A. A C demagnetization of rocks: analysis of results // Collinson D W, Creer K M, Runcorn S K. Methods on paleomagnetism. Amsterdam: Elsevier, 1967: 254–286
- [38] Watson G, Enkin R J. The fold test in paleomagnetism as a parameter estimation problem. *Geophys Res Lett*, 1993, 20(19): 2135–3137
- [39] Garces M, Pares J M, Cabrera L. Inclination error linked to sedimentary facies in Miocene detrital sequences from the Valles-Penedes Basin (NE Spain). *Geological Society London Special Publications*, 1996, 105(1): 91–99
- [40] Merrill R T, McElhinny M W. The earth’s magnetic field: its history, origin, and planetary perspective. London: Academic Press, 1983
- [41] Gilder S A, Coe R S, Wu H, et al. Triassic paleomagnetic data from south China and their bearing on the tectonic evolution of the western circum-Pacific region. *Earth Planet Sci Lett*, 1995, 131(3): 269–287
- [42] Opdyke N D, Huang K N, Xu G, et al. Paleomagnetic results from the Triassic of the Yangtze Platform. *J Geophys Res*, 1986, 91(B9): 9553–9568
- [43] Huang K N, Opdyke N D. Paleomagnetism of Middle Triassic redbeds from Hubei and northwestern Hunan provinces, South China. *Earth Planet Sc Lett*, 1996, 143: 63–79
- [44] Van der Voo R. The reliability of paleomagnetic data. *Tectonophysics*, 1990, 184(1): 1–9
- [45] Zhao J, Dong Y, Huang B. Paleomagnetic constraints of the Lower Triassic strata in South Qinling belt: evidence for a discrete terrane between the North and South China Blocks. *Tectonics*, 2020, 39(3): e2019T C005698