中国科学: 地球科学 2013 年 第 43 卷 第 1 期: 97 ~ 107
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

福建永泰晚白垩世石帽山群火山岩的古地磁结果及其意义

黄晟[①②], 潘永信[③], 朱日祥[①*]

① 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029;
② 中国科学院研究生院, 北京 100049;
③ 中国科学院地质与地球物理研究所地球深部研究重点实验室, 北京 100029
* 联系人, E-mail: rxzhu@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2012-03-02; 接受日期: 2012-07-02
国家自然科学基金项目(批准号: 40821091, 40634024)资助

摘要 福建永泰晚白垩世石帽山群由玄武岩、安山岩和流纹岩等组成. 对石帽山群凤际-二楼-云山剖面的岩石磁学研究显示, 样品中磁性矿物为假单畴-多畴的磁铁矿和赤铁矿. 通过系统热退磁实验, 19 个采样点共 383 块样品获得了稳定特征剩磁分量, 得到剖面的古地磁极位置为 83.1°N, 152.6°E(N=19, A_{95}=3.9°), 散度 S_B 为 9.0. 剖面采样点的虚地磁极(VGP)呈 Fisher 分布、散度 S_B 与白垩纪正极性超时(CNS)纬度散度关系的理论值在 95%置信水平上一致, 表明剖面所得古地磁极已消除了地磁场长期变的影响. 该古地磁极与欧亚大陆 90 Ma 古地磁参考极比较, 二者在 95%置信水平上一致, 不支持白垩纪以来华南块体与欧亚大陆在纬向上存在明显的南向运动. 此外, 文中还讨论了 CNS 期间地磁场长期变特征.

关键词
华南块体
晚白垩世
火山岩
地磁场长期变
古地磁极

华南块体位于欧亚大陆东南缘, 是中国大地构造的重要组成部分. 华南与华北块体晚二叠世时在大别苏鲁地区先发生碰撞, 经过自东向西的缝合对接, 于晚侏罗世之前拼合成整体[1~5](图 1(a)). 随着古亚洲洋和鄂霍次克海的闭合, 它们在早白垩世前与欧亚大陆主体连接成一体[6~9]. 然而, 华南块体是否曾在白垩纪发生南向运动仍存在争议[10~16]. Morinaga 和 Liu[13]对华南东部的浙江、福建和广东地区白垩纪红层的研究, Zhu 等[14]对湖南麻阳和沅凌盆地红层的研究都认为块体没有发生纬向相对运动. Enkin 等[12,15]对华南西部四川盆地飞仙关地区白垩纪红层的研究则发现华南块体在晚白垩世曾存在显著南向运动. 此外, 湖北宜昌、湖南衡阳及江西吉水等地区晚白垩世红层的古地磁研究结果, 也显示了其古纬度显著低于同时期欧亚大陆的期望古纬度[10,11,16]. 红层的倾角变浅问题可能导致古纬度估计值偏低, 造成南向运动的误判. 实验室模拟研究显示, 沉积岩在记录古地磁方向时, 存在倾角变浅的可能[17,18], 在压实作用下, 含有细颗粒矿物的沉积岩将会遭受严重的倾角浅化[19~22]. 例如, Gilder 等[23]发现中亚地区第三纪红层记录的磁倾角比期望值低了约 20°.

中国东南沿海地区广泛分布晚中生代火山岩,

中文引用格式: 黄晟, 潘永信, 朱日祥. 福建永泰晚白垩世石帽山群火山岩的古地磁结果及其意义. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 97–107
英文引用格式: Huang S, Pan Y X, Zhu R X. Paleomagnetism of the Late Cretaceous volcanic rocks of the Shimaoshan Group in Yongtai County, Fujian Province. Science China: Earth Sciences, 2013, 56: 22–30, doi: 10.1007/s11430-012-4519-8

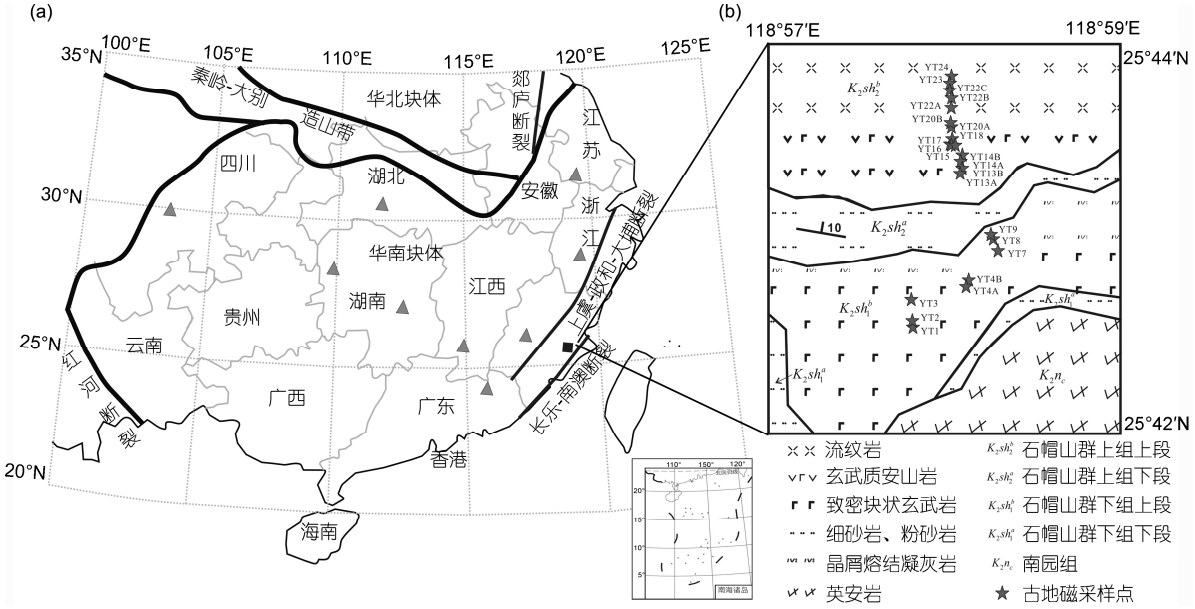


图 1　研究区构造背景及地质简图

(a) 华南块体的构造简图, 三角形为晚白垩世红层样品的采样剖面位置, 方块为本文的采样剖面位置; (b) 采样区地质简图与采点位置

形成了出露面积达 40 多万平方公里的火山岩带, 岩浆活动可能与古太平洋板块的西向俯冲有关[24~27]. 最近, 王非等[28]采用高分辨 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年代学研究, 基本厘定了浙东磨石山群和福建石帽山群等岩浆活动时代, 其中福建永泰地区石帽山群火山岩的年龄为 87.9~88.6 Ma, 处于白垩纪正极性超时(CNS)晚期. 与沉积岩不同, 火山岩快速冷却, 不存在倾角变浅问题. 本文报道永泰县凤际-二楼-云山剖面的岩石磁学和古地磁学研究结果, 在此基础上, 讨论了华南块体在晚白垩世的古地理位置, 并探讨了 CNS 期间地球磁场的长期变特征.

1　采样情况

福建永泰县凤际-二楼-云山剖面(25.7°N, 119°E)是石帽山群建组剖面, 岩性以玄武岩、安山岩、流纹岩交互出现为特点, 属于双峰式火山岩组合特征, 自下而上由致密块状玄武岩、晶屑熔结凝灰岩、细砂岩-粉砂岩、玄武质安山岩、灰绿色和紫灰色流纹岩组成, 石帽山群之下为南园组和藩坑组火山岩[28,29](图 1(b)). 王非等[28]采自该剖面上部流纹岩的阶段升温坪年龄为(87.9±0.6) Ma, 与剖面中部玄武岩的阶段升温坪年龄(88.1±0.8) Ma在误差范围内没有差别, 认为石帽山群火山沉积地层可能是在很短的时间内形成的(< 1 Ma).

使用手提式汽油钻机沿公路采集了凤际-二楼-云山剖面 23 个采点, 共 418 块古地磁定向样品(表 1). 所有样品使用磁罗盘进行定向, 可能情况下同时使用太阳罗盘进行定向, 二者的结果一致, 表明采样区没有局部磁异常. 剖面从下向上, 采样点的岩性依次为致密块状玄武岩(YT1-YT4B)、晶屑熔结凝灰岩(YT7-YT9)、玄武质安山岩(YT13A-YT18)和灰绿色流纹岩(YT20A-YT24). 室内将样品加工成高 2.2 cm, 直径 2.54 cm 的圆柱状样品, 部分样品加工成高约 1 cm, 直径 2.54 cm 的短柱状样品. 挑选部分新鲜样品, 研磨成粉末, 用于岩石磁学研究.

2　实验结果

2.1　岩石磁学

为确定载磁矿物种类, 对 34 块代表性样品进行了岩石磁学研究. 样品的磁滞回线、等温剩磁(IRM)获得及反向场退磁曲线在可变场磁天平(VFTB)上测定; 低场磁化率(κ)随温度(T)变化曲线在 KLY-3 卡帕桥上完成, 为防止样品氧化, 加热和冷却过程都在氩气环境中进行. 结果显示样品可分为两类, 第一类样

表 1　福建永泰剖面古方向结果 [a)]

编号	采样位置		n/N	D_g(°)	I_g(°)	D_s(°)	I_s(°)	α_{95}/A_{95}	k	磁极位置	
	经度(E)	纬度(N)								经度(E)	纬度(N)
YT1	118.9641°	25.7092°	17/18	5.6	46.1	6.1	36.1	2.6	184.8	253.0°	82.0°
YT2	118.9641°	25.7097°	23/23	12.1	50.1	11.6	40.1	2.8	114.4	221.7°	79.0°
YT3	118.9640°	25.7115°	12/12	13.8	64.1	12.5	54.1	4.0	120.7	166.4°	76.0°
YT4A	118.9694°	25.7132°	30/35	4.3	58.9	5.3	48.9	3.0	78.7	166.5°	83.8°
YT4B	118.9694°	25.7132°	17/17	13.6	53.9	12.8	44.0	2.5	209.2	205.8°	78.5°
YT7	118.9722°	25.7157°	7/7	10.0	58.3	9.8	48.3	2.3	720.0	184.3°	80.6°
YT8	118.9718°	25.7167°	8/8	13.7	61.3	12.6	51.3	2.4	525.4	176.5°	77.3°
YT9	118.9715°	25.7171°	17/17	9.6	65.5	9.4	55.5	1.2	855.6	154.7°	76.9°
YT13A	118.9687°	25.7233°	14/14	352.2	50.4	354.9	40.8	1.3	899.5	3.2°	84.8°
YT13B[a]	118.9687°	25.7233°	18/18	0.5	56.8	2.2	46.9	1.8	350.7		
YT14A[a]	118.9687°	25.7233°	13/13	2.3	57.8	3.7	47.8	2.0	429.3		
YT13B-14A			31/31	1.3	57.2	2.8	47.3	1.3	382.8	160.6°	86.3°
YT14B	118.9688°	25.7242°	31/37	1.1	61.8	3.0	51.8	2.4	115.4	139.6°	82.8°
YT15	118.9682°	25.7247°	23/27	21.1	58.5	18.6	48.6	5.2	34.7	191.6°	73.1°
YT16[b]	118.9678°	25.7247°	26/27	355.1	60.0	358.2	50.2	2.9	95.4		
YT17[b]	118.9678°	25.7251°	14/15	351.9	58.8	355.6	49.2	2.6	233.2		
YT16-17			40/42	354.0	59.6	357.3	49.9	2.1	120.7	94.2°	84.5°
YT18	118.9679°	25.7253°	19/21	356.2	63.8	359.4	54.0	1.5	518.7	115.8°	81.1°
YT20A	118.9678°	25.7263°	11/12	4.5	74.0	6.2	64.0	9.7	23.1	131.4°	69.4°
YT20B	118.9678°	25.7263°	17/20	337.5	62.5	345.0	53.7	3.5	103.4	65.9°	74.5°
YT22A	118.9679°	25.7278°	19/20	348.3	63.2	353.3	53.7	1.7	414.4	86.4°	79.7°
YT22B	118.9678°	25.7286°	7/7	350.6	59.9	354.7	50.2	2.7	502.5	78.7°	83.0°
YT22C[c]	118.9677°	25.7294°	13/14	5.8	65.7	6.7	55.7	4.2	100.1		
YT23[c]	118.9673°	25.7299°	14/23	7.6	66.1	8.0	56.1	4.2	91.9		
YT24[c]	118.9661°	25.7306°	13/13	10.1	66.3	9.8	56.3	3.3	161.3		
YT22C-23-24			40/50	7.8	66.0	8.1	56.0	2.1	115.0	149.6°	77.1°
古地磁极								3.9	76.5	152.6°	83.1°

a) $D_g(D_s)$和 $I_g(I_s)$分别为地理(地层)坐标系下磁偏角和磁倾角, n/N 为获得特征剩磁样品数/热退磁实验样品数, $\alpha_{95}(A_{95})$和 k 分别为 Fisher 统计 95%置信区间和精度参数. 符号 a, b, c 代表古地磁上相关的采样点. 整个剖面采用的地层校正产状为 9°∠10°

品的特征是矫顽力(B_c)较低, 其磁滞回线在小于 150 mT 的外场中闭合(图 2(a)), 等温剩磁在低于 300 mT 的外场下达到饱和(图 2(c)), 指示它们的载磁矿物以软磁性成分为主. 磁化率随温度变化曲线显示, 其磁化率在~580℃显著降低(图 2(e)), 表明载磁矿物主要为磁铁矿. 剩磁矫顽力与矫顽力的比值(B_{cr}/B_c)在 3.0~8.1 之间, 饱和剩磁强度与饱和磁化强度的比值(M_{rs}/M_s)在 0.04~0.36 之间, Day 图上落在假单畴和多畴区域[30,31]. 第二类样品的矫顽力较高, 其磁滞回线在外场达到600 mT时仍未闭合(图2(b)), 等温剩磁在外场小于 150 mT 时随外场强度增大而迅速上升, 但在外场增大到 1 T 后仍未饱和(图 2(d)), 指示软磁性成分和硬磁性成分同时存在. 这类样品的磁化率在~580℃显著下降, 但直到~680℃仍有降低(图 2(f)), 表明其载磁矿物可能为磁铁矿和赤铁矿混合.

2.2　古地磁学

系统热退磁实验温度在 500℃前采用 50℃间隔, 500℃后以 10~25℃为间隔. 第一类样品以 15~17 步最高加热至 585℃, 第二类样品以 19~21 步加热至 680℃. 热退磁实验利用美国 ASC 公司的 TD48 型热退磁炉, 剩磁测量采用美国 2G 公司的 2G755 超导磁力仪, 所有实验均在磁屏蔽空间内(小于 300 nT)完成[32].

热退磁矢量图(图 3)显示, 样品在现代地磁场获得的粘滞分量在低温退磁阶段可被清洗, 大部分样品的退磁曲线表现为单分量的特征, 完全退磁温度分别出现在 585℃(磁铁矿)和 680℃(赤铁矿), 这与岩石磁学分析得出的载磁矿物种类一致. 同时注意到, 磁铁矿和赤铁矿记录的剩磁方向没有差异, 表明这两种矿物可能都是火山喷发时形成的. 部分样品存

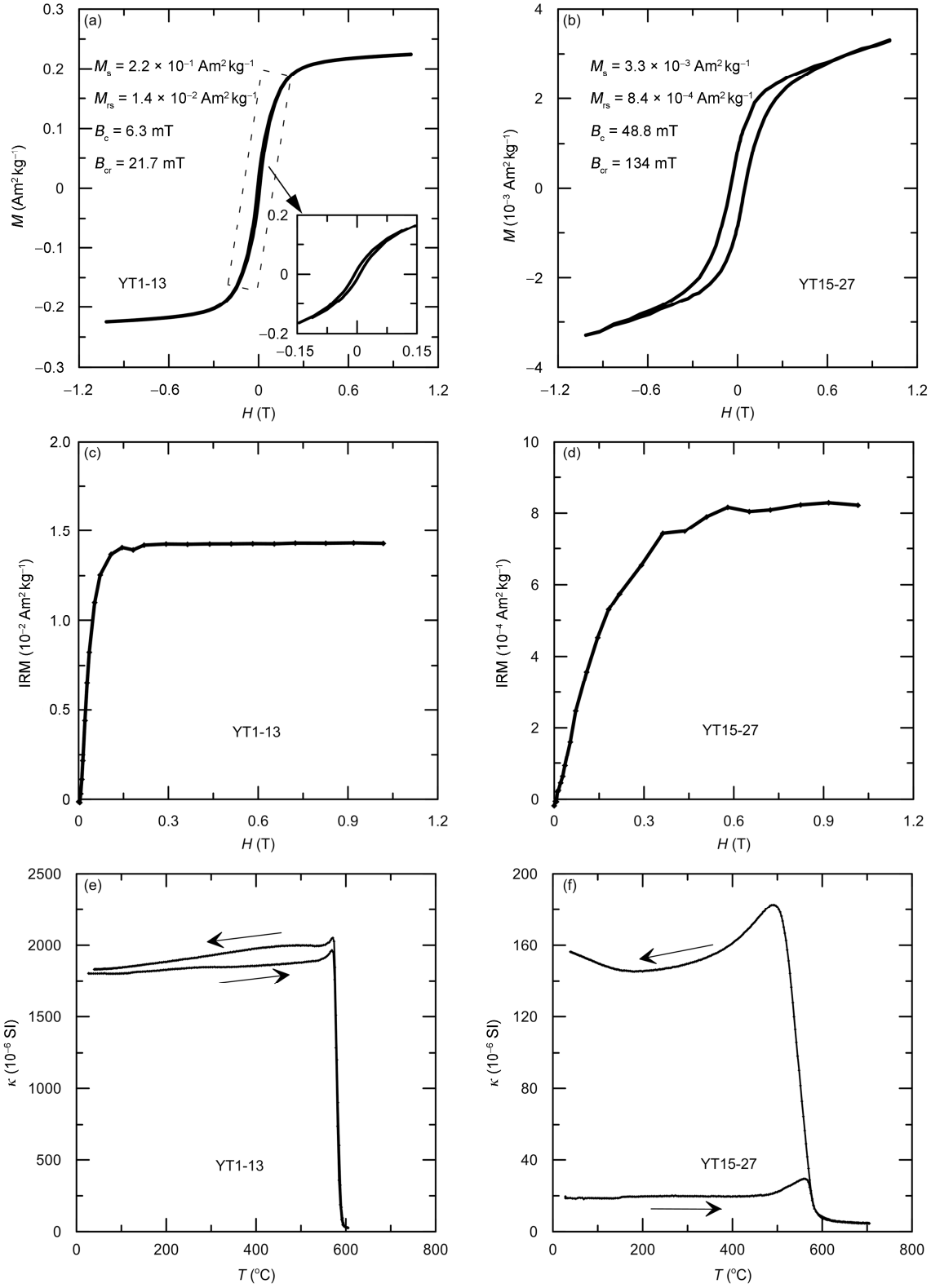


图 2　典型样品的磁滞回线((a), (b))、等温剩磁(IRM)获得曲线((c), (d))及氩气中的 *κ*-*T* 曲线((e), (f))

M, 磁化强度; M_s, 饱和磁化强度; M_{rs}, 饱和剩余磁化强度; B_c, 矫顽力; B_{cr}, 剩磁矫顽力; *H*, 外加磁场

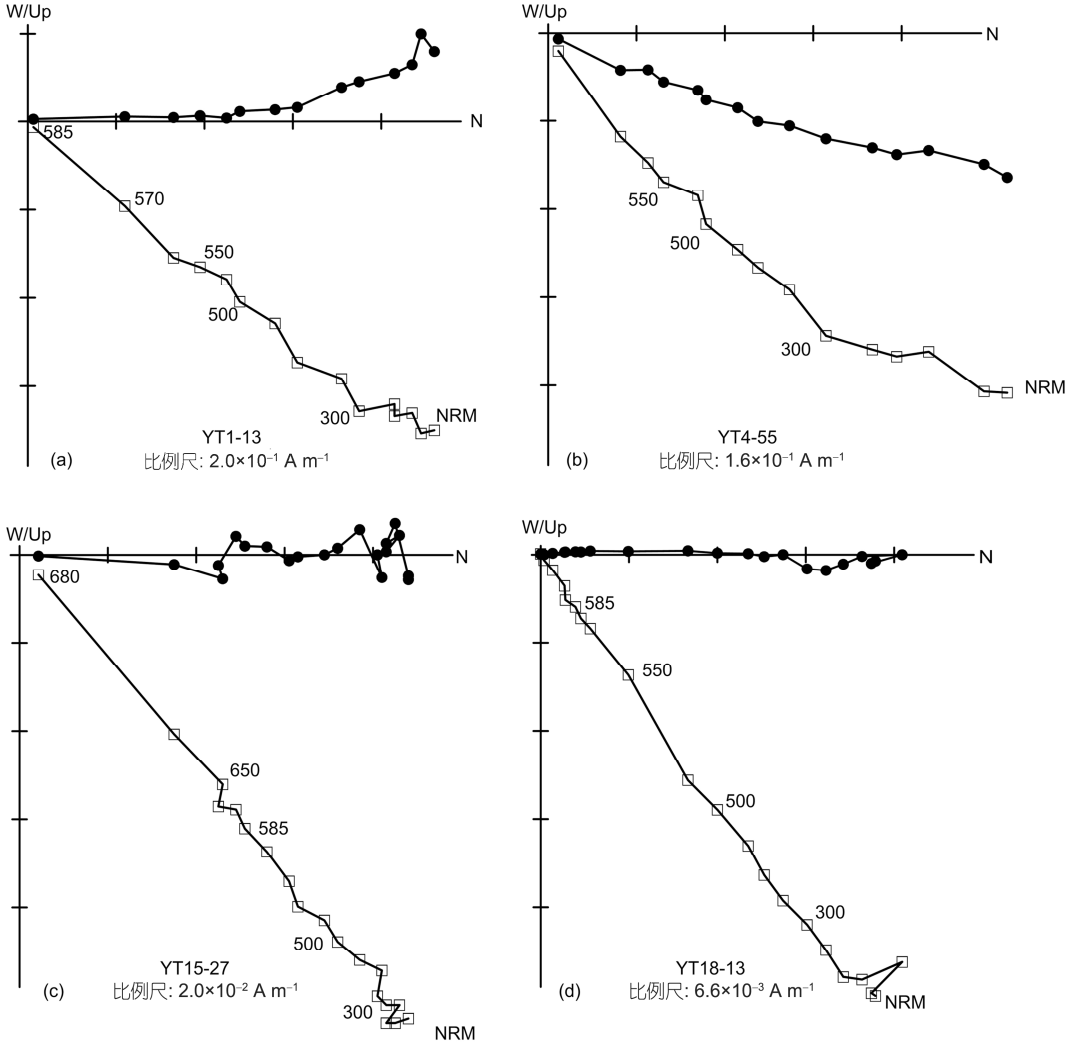


图 3　典型样品的系统热退磁正交投影图(地层坐标系下)

实心圆圈和空心方块分别代表水平和垂直面上的投影, 热退磁步骤的单位为℃

在一个与高温分量不同的中温分量(图 3(b)), 如采点 YT4B 样品的中温分量(200~500℃)的平均方向(D_g/I_g=3.9°/38.1°, α_{95}=6.1°, N=15)与高温分量(>500℃)的平均方向(D_g/I_g=13.6°/53.9°, α_{95}=2.5°, N=17)明显不同, 可能为后期重磁化的结果. 因此, 本研究中采用高温分量(>500℃)作为特征剩磁分量. 利用主向量分析法[33]对退磁结果进行分析, 选择标准为: 拟合特征剩磁方向的温度点不少于 5 个, 最大角偏差(MAD)小于 5. 结果显示, 共有 383 块样品获得了特征剩磁分量. 22 个采点的实验成功率超过了 80%, 其中 18 个采点的成功率在 90%以上, 只有采点 YT23 的成功率仅 61%, 可能与样品受到强烈蚀变有关. 利用球面单位矢量的 Fisher 统计[34]计算得到采点平均方向, 如表 1 所示.

石帽山群的 23 个采点全部记录了正极性, 与剖面年龄(87.9~88.6 Ma)处于 CNS 晚期一致. 在地理坐标系下, 剖面的平均古地磁偏角和倾角为 D_g/I_g=3.0°/60.5° (α_{95}=3.0°, N=23), 与现代地磁场的方向(D/I=0°/43.9°)明显不同(图 4(a)), 表明样品未受到现代地磁场重磁化影响. Watson 等[35]显著性检验表明, 采点 YT13B 和 YT14A, YT16 和 YT17, YT22C 和 YT23, YT24 在古地磁上不独立, 合并后得到 19 个古地磁相互独立采点(图 4(b)). 利用独立采点虚地磁极(VGP)计算得到对应古地磁极位置为 83.1°N, 152.6°E(A_{95}=

3.9°, N=19), 与欧亚大陆 90 Ma 古地磁参考极[36] (82.2°N, 202.1°E, A_{95}=5.2°)在95%置信水平上一致(图4(c)).

3 讨论

3.1 地磁场长期变化

地心轴向偶极子场模型是古地磁学的基本假设之一, 该模型假设, 地磁极与地理极重合, 而瞬时地磁极并不一定与地理极重合, 只是消除了地球磁场在万年甚至数十万年时间尺度上的长期变化影响, 其平均地磁极在统计学意义上才与地理极一致[37]. 如果一组古地磁数据消除了地磁场长期变的影响, 其 VGPs 将遵循呈 Fisher 分布[38,39]和散度 S_B 随纬度变化[40]等统计规律.

采用直观的分位数-分位数方法[41]可以检验剖面的 VGP 是否呈 Fisher 分布. 该方法能够分别检测 VGP 关于其平均值的经度分布是否呈均匀分布, VGP 关于其平均值的余纬分布是否呈指数分布. 若 VGP 同时服从上述两个分布, 则呈 Fisher 分布. 首先将本剖面 19 个独立采样点的 VGP 转换为相对于其平均值(即古地磁极)的经度和余纬; 然后, 将 VGP 对应的经度和余纬的分位数值与均匀分布和指数分布的理论分位数值进行比较, 得到分位数-分位数图(图 5). 图中对应的分位数点近似落在一条直线上, 表明 VGP 对应的经度服从均匀分布、VGP 对应的余纬服从指

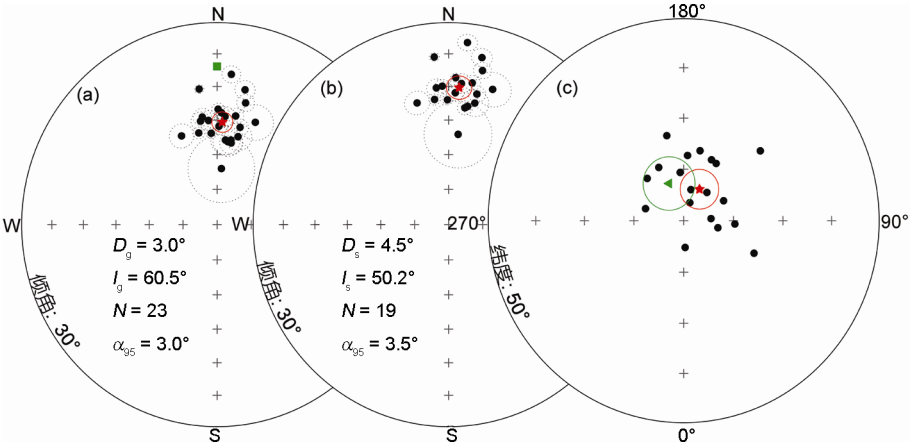


图 4 福建永泰剖面各采点的平均磁化方向((a), (b))及对应虚地磁极(c)等面积投影图

(a) 地理坐标系; (b) 地层坐标系; 方块为现代地磁偶极子场方向, 实心圆代表上半球投影, 五角星代表总平均方向. (c) 五角星代表古地磁极, 三角形代表欧亚大陆 90 Ma 古地磁参考极

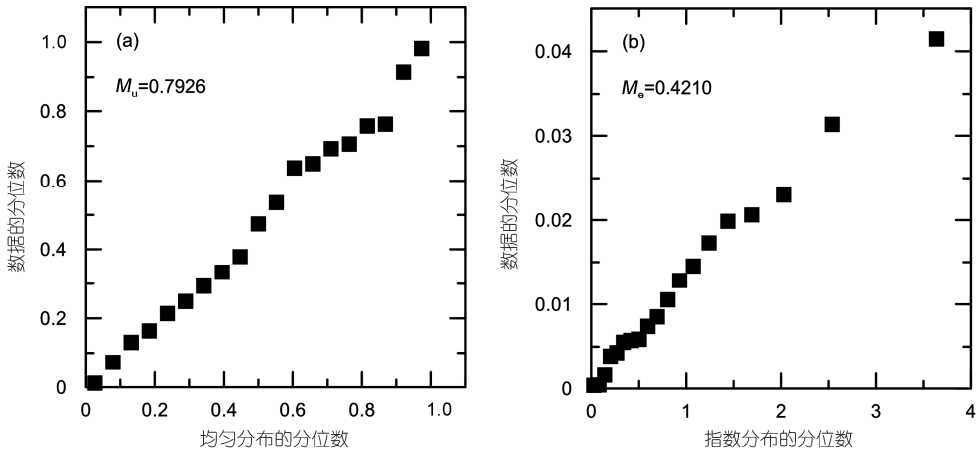


图 5 剖面虚地磁极对应的经度(a)和余纬(b)的分位数-分位数图

数分布. 通过计算数据呈均匀分布的统计参数 M_u 和呈指数分布的统计参数 M_e, 可以定量判别数据是否服从均匀分布和指数分布[41]. 计算结果显示, 永泰剖面的 VGP 对应经度的 M_u 为 0.7926, 低于呈均匀分布的 95%临界值 1.207; VGP 对应余纬的 M_e 为 0.4210, 低于呈指数分布的 95%临界值 1.094, 进一步证实了 VGP 对应的经度和余纬分别服从均匀分布和指数分布. 因此, 本剖面的 VGP 呈 Fisher 分布, 指示所获得的古地磁极可能消除了地磁场长期变的影响.

地磁场古长期变(PSV)本身也具有重要的地球动力学含义. 散度 S 是表征地磁场 PSV 特征的一个统计指标, 表示不同时期或者不同地理位置对应的 VGP 与地理北极夹角的标准差. 实际应用中, S 一般由两部分组成: 一部分(S_B)客观反映地磁场长期变化特征, 另一部分(S_w)反映计算采点平均方向的误差, 主要由岩石剩磁记录机制引起的. McFadden 等[40]通过分析近代地磁场观测资料(IGRF65)发现 S_B 与纬度存在如下关系:

$$S_B^2 = (b\lambda)^2 + a^2, \tag{1}$$

式中的 a 和 b 分别反映了地磁场的对称项组分和非对称项组分.

McFadden 等[42]利用古地磁数据库获得了不同地质时代的 S_B 随纬度变化的理论参数 a 和 b. 对于一组古地磁数据, 可以通过比较其 S_B 值与理论值的差别来判断是否消除了地球磁场长期变化. 一般利用从 S 中减去 S_w 部分来计算 S_B, 公式为

$$S_B = \left[\frac{1}{N-1}\sum_{i=1}^{N}\left(\Delta_i^2 - \frac{S_{w_i}^2}{n_i}\right)\right]^{1/2}, \tag{2}$$

式中 N 为采点数目, Δ_i 为第 i 个采点的 VGP 与古地磁极的夹角. 为获得稳定地磁场状态下的散度, 一般不使用地磁漂移和倒转过程中的 VGP, 要求 Δ_i 小于某一固定的阈值, 本文的阈值选择为 45°. n_i 为第 i 个采点样品数目, S_{w_i} 可以利用第 i 个采点 Fisher 统计精度参数 k 和所在古纬度 λ 计算得到[43]:

$$S_w = \frac{81}{\sqrt{K}}, \tag{3}$$

$$K = k\left[\frac{1}{8}(5+18\sin^2\lambda+9\sin^4\lambda)\right]^{-1}. \tag{4}$$

根据表 1, 计算得到本剖面对应的古纬度为 31.4°N, S_B 为 9.0, 95%置信区间为(7.2, 10.8). 该结果与 CNS 期间纬度散度关系的理论值[44]在 95%置信水平上一致(图 6), 进一步表明得到的古地磁结果平均掉了地磁场的长期变化.

地球动力学模拟结果[45]显示, 在地磁极性稳定期间, 地磁场对称项组分较弱, 非对称项组分较强, 地磁场高度不对称. Biggin 等[44]对 CNS 已有的古地磁数据按如下标准进行筛选: (1) 所有数据均来自熔岩流或熔结火山岩; (2) 需要经过逐步退磁处理并且成功分离特征剩磁分量; (3) 独立的采点需大于 7. 利用筛选的数据计算不同纬度的散度 S_B, 拟合出 CNS 期间散度 S_B 随纬度 λ 变化的关系曲线, 拟合得到参数 a=9.9, b=0.26[44]. 与 0~5 Ma 期间(倒转频率约 4.0 Ma^{-1})S_B 随 λ 变化参数(a=14.6, b=0.20)[44]相比, CNS 期间, 反映对称项组分的 a 值较小, 而反映非对称项组分的 b 值较大, 与地球动力学模拟结果一致. 然而, 在中低纬度(<40°), S_B 随 λ 变化并不明显.

本文的古地磁数据满足上述筛选条件. 另外, 利用 Zhu 等[46]在中国内蒙古苏宏图地区 CNS 期间(110~114 Ma)满足上述标准的火山岩数据, 计算得到其古纬度为 39.3°N, S_B 为 10, 95%置信区间为(8.5, 11.4). 将这两个数据投影到 CNS 期间 S_B 与 λ 关系图上, 结合 λ<40°的 S_B 数据, 拟合得到 S_B 随 λ 的变化参

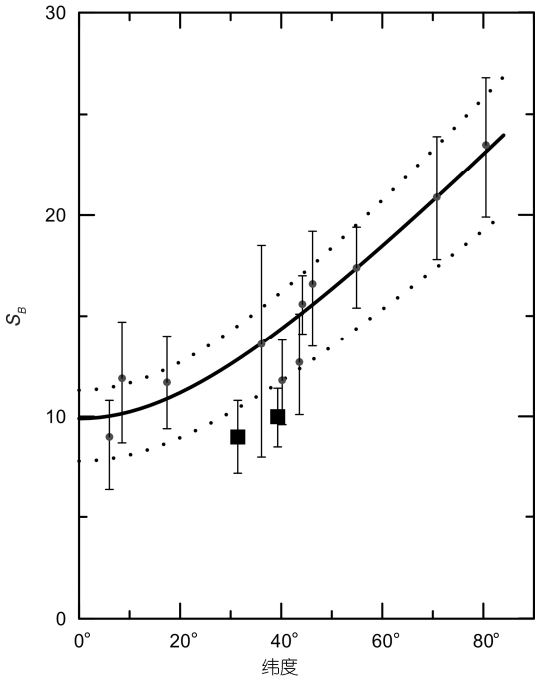


图 6 白垩纪正极性超时期间散度 S_B 与纬度关系图

实线和点线为 Biggin 等[44]拟合的 S_B 和纬度关系曲线及其 95%置信区间, 方块为本文的散度数据

数 a=10.7, b=0.09, 表明中低纬度的 S_B 主要由地磁场对称项组分贡献; 利用 λ>40°的 S_B 数据, 拟合得到 S_B 随 λ 的变化参数 a=7.7, b=0.28, 表明中高纬度的 S_B 是地磁场对称项组分和非对称项组分共同贡献的产物. S_B 在低纬和高纬具有不同的变化规律, 可能与地球内部动力学状态的差异有关, 也可能是由 CNS 期间 S_B 数据有限引起的, 有待于进一步研究.

3.2 华南块体在晚白垩世的古地理位置

凤际-二楼-云山剖面得到的古地磁极位置与欧亚大陆 90 Ma 古地磁参考极[36]一致, 表明晚白垩世采样地点相对欧亚大陆没有发生明显的南向运动. 为了进一步验证, 考虑到火山岩不存在倾角变浅的问题, 我们利用 Li 等[47]香港约 80 Ma 岩墙的古地磁极位置(69.3°N, 211.2°E, A_{95}=8.9°, N=4)和王非等[28]浙东 109~118 Ma 火山岩的古地磁极位置(76.3°N, 194.5°E, A_{95}=7.6°, N=15), 以永泰(25.7°N, 119°E)为参考点, 计算得到华南块体白垩纪纬度随时间变化曲线(图 7). 与欧亚大陆的期望古纬度比较发现, 它们在 95%置信水平上均没有差别. 这表明白垩纪以来, 华南块体相对欧亚大陆没有显著的纬向运动.

如上所述, 从华南块体红层获得的晚白垩世古地磁极[10~16,48~55]却与欧亚大陆古地磁极之间有较大差异. 造成这些差异的原因可能有构造运动的影响、采样地层年龄有误、古地磁数据不可靠(如采样点少和红层的倾角浅化)等. 重新审视华南红层古地磁结果对理解造成纬度差异的原因有帮助. 为避免构造运动的影响, 不考虑遭受过局部旋转的采样区. 如在华南西部, 仅采用了 Enkin 等[12,15]在四川盆地观音剖面(N=7)和经过逆时针 8°旋转校正的飞仙关剖面(N=9)的古地磁极(72.8°N, 241.1°E, A_{95}=6.3, N=16). 为降低年龄差异的影响, 只采用晚白垩世的数据. 为约束古地磁数据质量, 仅采用采点数大于 5 的结果. 符合上述条件的华南块体在晚白垩世的古地磁极列于表 2.

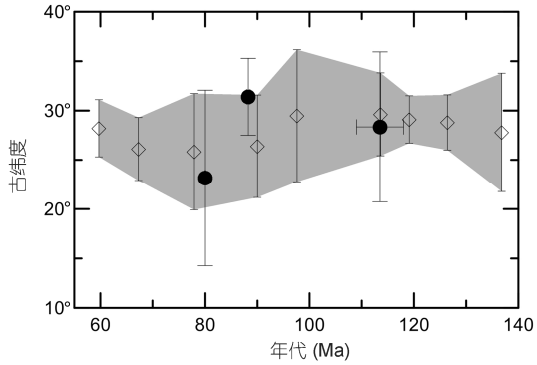


图 7 华南块体和欧亚大陆白垩纪古纬度对比

圆圈代表华南块体, 菱形代表欧亚大陆, 古纬度数据以(25.7°N, 119°E)为参考点计算

利用表 2 中所列参考极(红层)计算华南块体中西部和东部在晚白垩世古地磁极(其中, 由于湖南沅麻盆地的古地磁极与华南块体中西部的其他参考极显著不同, 未参与计算), 分别为 73.0°N, 239.7°E (A_{95}=4.2, N=4)和 79.9°N, 189.7°E(A_{95}=4.7, N=4). 以永泰(25.7°N, 119°E)为参考点, 计算得到华南中西部和东部的偏角分别为 15.2°±4.4°和 10.9°±5.4°; 倾角分别为 30.3°±6.8°和 47.5°±5.6°. 可以看到, 华南中西部和东部的偏角在 95%置信水平上一致, 表明晚白垩世以来, 其东部和中西部之间可能不存在明显的相对

表 2 华南块体晚白垩世的古地磁极 a)

采样地区	采样位置		N	古地磁极		A_{95}	古纬度(N)	参考文献
	经度(E)	纬度(N)		经度(E)	纬度(N)			
浙江	119.9°	28.4°	19	214.3°	81°	6.4	24.5°	[13]
江苏	119°	32°	10	172.6°	76.3°	10.3	33.2°	[48]
福建	117.8°	26.4°	22	201.7°	79.7°	5.8	26.6°	[13]
广东	115.8°	24.1°	9	177.7°	80.8°	8	30.2°	[13]
湖南	109.9°	27.9°	17	168.1°	83.5°	4	29.8°	[14]
江西	114.9°	25.9°	14	225.1°	74.4°	5.2	20.5°	[11]
湖南	112.6°	26.9°	26	236.3°	71.9°	4.7	16.5°	[10]
湖北	111.7°	30.7°	18	254.1°	71.7°	5.6	12.2°	[16]
四川	102.9°	30°	16	241.1°	72.8°	6.3	15.8°	[15]
福建	119°	25.7°	19	152.6°	83.1°	3.9	31.4°	本研究
欧亚大陆参考极(70~100 Ma)				198.5°	81.5°	2.2	26.9°	[36]

a) 古纬度数据以(25.7°N, 119°E)为参考点计算. 除本研究数据外, 其他数据皆来自于红层

旋转. 而倾角的变化范围较大. 表 2 中所列参考极相对参考点(25.7°N, 119°E)的古纬度(表 2)分布离散, 位于 12.2°~33.2°N 之间, 其中有 3/5 采样地区的古纬度估计值低于欧亚大陆晚白垩世(70~100 Ma)参考极[36]的期望古纬度(26.9°N). 在排除构造运动和年龄等影响因素外, 偏低的古纬度很可能由红层的倾角浅化引起的. 对江西吉水地区红层样品等温剩磁各向异性分析, Wang 和 Yang[11]发现该地区的红层样品确实遭受了沉积后压实作用引起的倾角浅化. 华南地区的红层倾角浅化问题值得进一步研究.

4 结论

(1) 风际-二楼-云山剖面 23 个采样点 383 块样品获得了特征剩磁分量. 19 个古地磁独立的采样点 VGP 呈 Fisher 分布, 散度 S_B 为 9.0, 95%置信区间为 (7.2, 10.8), S_B 与 CNS 期间纬度散度关系的理论值[44]在 95%置信水平上一致, 消除了地磁场长期变化的影响. 该剖面得到的古地磁极位置为 83.1°N, 152.6°E (A_{95}=3.9°).

(2) 华南块体白垩纪火山岩的古地磁极与欧亚大陆视极移曲线相对参考点(25.7°N, 119°E)的古纬度在 95%置信水平上一致, 表明白垩纪以来华南块体与欧亚大陆在纬向上不存在显著的相对运动.

(3) 散度 S_B 数据分析表明, 在 CNS 期间偶极子场稳定, 中低纬度 S_B 随纬度变化小, 主要由对称项组分贡献; 而中高纬度 S_B 随纬度变化幅度大, 是对称项组分和非对称项组分共同贡献的结果.

致谢 中国科学院地质与地球物理研究所杨列坤、纪新林在野外工作提供帮助; 刘成英、李仕虎在论文撰写过程进行讨论, 并提出建议; 审稿专家提出宝贵意见, 在此一并致谢.

参考文献

1 朱日祥, 杨振宇, 吴汉宁, 等. 中国主要地块显生宙古地磁视极移曲线与地块运动. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1998, 28(增刊): 1–16
2 Yang Z Y, Besse J. New Mesozoic apparent polar wander path for South China: Tectonic consequences. J Geophys Res, 2001, 106: 8493–8520
3 Ames L, Zhou G Z, Xiong B C. Geochronology and isotopic character of ultrahigh-pressure metamorphism with implications for collision of the Sino-Korean and Yangtze cratons, central China. Tectonics, 1996, 15: 472–489
4 Gilder S, Courtillot V. Timing of the North-South China collision from new middle to late Mesozoic paleomagnetic data from the North China Block. J Geophys Res, 1997, 102: 17713–17727
5 黄宝春, 周炼秀, 朱日祥. 从古地磁研究看中国大陆形成与演化过程. 地学前缘, 2008, 15: 348–359
6 Cogne J P, Kravchinsky V A, Halim N, et al. Late Jurassic-Early Cretaceous closure of the Mongol-Okhotsk Ocean demonstrated by new Mesozoic palaeomagnetic results from the Trans-Baikal area (SE Siberia). Geophys J Int, 2005, 163: 813–832
7 Zhao X X, Coe R S, Zhou Y X, et al. New paleomagnetic results from northern China: Collision and suturing with Siberia and Kazakhstan. Tectonophysics, 1990, 181: 43–81
8 Zhang S H, Zhao Y, Song B, et al. Contrasting Late Carboniferous and Late Permian-Middle Triassic intrusive suites from the northern margin of the North China Craton: Geochronology, petrogenesis, and tectonic implications. Geol Soc Am Bull, 2009, 121: 181–200
9 Zheng Z, Kono M, Tsunakawa H, et al. The apparent polar wander path for the North China Block since the Jurassic. Geophys J Int, 1991, 104: 29–40
10 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, 2006, 111: B03101, doi: 03110.01029/02004JB003455
11 Wang B, Yang Z Y. Late Cretaceous paleomagnetic results from southeastern China, and their geological implication. Earth Planet Sci Lett, 2007, 258: 315–333
12 Enkin R J, Chen Y, Courtillot V, et al. A Cretaceous pole from South China, and the Mesozoic hairpin turn of the Eurasian apparent polar wander path. J Geophys Res, 1991, 96: 4007–4027
13 Morinaga H, Liu Y Y. Cretaceous paleomagnetism of the eastern South China Block: Establishment of the stable body of SCB. Earth Planet Sci Lett, 2004, 222: 971–988
14 Zhu Z M, Morinaga H, Gui R J, et al. Paleomagnetic constraints on the extent of the stable body of the South China Block since the Cretaceous: New data from the Yuanma Basin, China. Earth Planet Sci Lett, 2006, 248: 533–544

15 Enkin R J, Courtillot V, Xing L, et al. The stationary Cretaceous paleomagnetic pole of Sichuan (South China Block). Tectonics, 1991, 10: 547–559
16 Narumoto K, Yang Z Y, Takemoto K, et al. Anomalously shallow inclination in middle-northern part of the South China block: Palaeomagnetic study of Late Cretaceous red beds from Yichang area. Geophys J Int, 2006, 164: 290–300
17 King R F. The remanent magnetism of artificially deposited sediments. Geophys J Int, 1955, 7(Suppl): 115–134
18 Tauxe L, Kent D V. Properties of a detrital remanence carried by haematite from study of modern river deposits and laboratory redeposition experiments. Geophys J R Astron Soc, 1984, 76: 543–561
19 Jackson M J, Banerjee S K, Marvin J A, et al. Detrital remanence, inclination errors, and anhysteretic remanence anisotropy: Quantitative model and experimental results. Geophys J Int, 1991, 104: 95–103
20 Kodama K P, Sun W W. Magnetic anisotropy as a correction for compaction-caused palaeomagnetic inclination shallowing. Geophys J Int, 1992, 111: 465–469
21 Sun W W, Kodama K P. Magnetic anisotropy, scanning electron microscopy, and X ray pole figure goniometry study of inclination shallowing in a compacting clay-rich sediment. J Geophys Res, 1992, 97: 19599–19615
22 Tan X D, Kodama K P, Fang D J. 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: 475–486
23 Gilder S, Chen Y, Sen S. Oligo-Miocene magnetostratigraphy and rock magnetism of the Xishuigou section, Subei (Gansu Province, western China) and implications for shallow inclinations in central Asia. J Geophys Res, 2001, 106: 30505–30522
24 Gilder S A, Gill J, Coe R S, et al. Isotopic and paleomagnetic constraints on the Mesozoic tectonic evolution of south China. J Geophys Res, 1996, 101: 16137–16154
25 舒良树, 周新民. 中国东南部晚中生代构造作用. 地质评论, 2002, 48: 249–260
26 Zhou X M, Sun T, Shen W Z, et al. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in south China: A response to tectonic evolution. Episodes, 2006, 29: 26–33
27 Charvet J, Lapierre H, Yu Y W. Geodynamic significance of the Mesozoic volcanism of southeastern China. J Asian Earth Sci, 1994, 9: 387–396
28 王非, 杨列坤, 王磊, 等. 中国东南晚中生代火山沉积地层界线时代——$^{40}Ar/^{39}Ar$ 年代学及磁性地层研究. 中国科学: 地球科学, 2010, 40: 1552–1570
29 邱检生, 王德滋, 周金城. 福建永泰云山晚中生代双峰式火山岩的地球化学及岩石成因. 岩石矿物学杂志, 1999, 18: 97–107
30 Day R, Fuller M, Schmidt V A. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence. Phys Earth Planet Inter, 1977, 13: 260–267
31 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, 2002, 107: 2056, doi: 2010.1029/2001JB000486
32 朱日祥, 黄宝春, 潘永信, 等. 岩石磁学与古地磁实验室简介. 地球物理学进展, 2003, 18: 177–181
33 Kirschvink J L. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. Geophys J R Astron Soc, 1980, 62: 699–718
34 Fisher R A. Dispersion on a sphere. Proc R Soc London Ser A, 1953, 217: 295–305
35 Watson G S, Beran R J. Testing a sequence of unit vectors for serial correlation. J Geophys Res, 1967, 72: 5655–5659
36 Besse J, Courtillot V. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. J Geophys Res, 2002, 107: 2300, doi: 2310.1029/2000JB000050
37 Opdyke N, Henry K. A test of the dipole hypothesis. Earth Planet Sci Lett, 1969, 6: 139–151
38 Kono M. Distributions of paleomagnetic directions and poles. Phys Earth Planet Inter, 1997, 103: 313–327
39 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? In: Channell J E T, Kent D V, Lowrie W, et al, eds. Timescales of the Paleomagnetic Field. Washington DC: American Geophysical Union, 2004. 101–115
40 McFadden P L, Merrill R T, McElhinny M W. Dipole/quadrupole family modeling of paleosecular variation. J Geophys Res, 1988, 93: 11583–11588
41 Fisher N L, Lewis T, Embleton B J J. Statistical Analysis of Spherical Data. NewYork: Cambridge University Press, 1987
42 McFadden P L, Merrill R T, McElhinny M W, et al. Reversals of the Earth's magnetic field and temporal variations of the dynamo families. J Geophys Res, 1991, 96: 3923–3933
43 Cox A. Latitude dependence of the angular dispersion of the geomagnetic field. Geophys J R Astron Soc, 1970, 20: 253–269
44 Biggin A J, van Hinsbergen D J J, Langereis C G, et al. Geomagnetic secular variation in the Cretaceous Normal Superchron and in the

Jurassic. Phys Earth Planet Inter, 2008, 169: 3–19
45 Coe R S, Glatzmaier G A. Symmetry and stability of the geomagnetic field. Geophys Res Lett, 2006, 33: L21311, doi: 21310.21029/22006GL027903
46 Zhu R X, Pan Y X, He H Y, et al. Palaeomagnetism and $^{40}Ar/^{39}Ar$ age from a Cretaceous volcanic sequence, Inner Mongolia, China: Implications for the field variation during the Cretaceous normal superchron. Phys Earth Planet Inter, 2008, 169: 59–75
47 Li Y X, Ali J R, Chan L S, et al. New and revised set of Cretaceous paleomagnetic poles from Hong Kong: Implications for the development of southeast China. J Asian Earth Sci, 2005, 24: 481–493
48 Kent D V, Xu G, Huang K, et al. Paleomagnetism of upper Cretaceous rocks from South China. Earth Planet Sci Lett, 1986, 79: 179–184
49 Huang K N, Opdyke N D. Paleomagnetic results from Cretaceous and Jurassic rocks of South and Southwest Yunnan: Evidence for large clockwise rotations in the Indochina and Shan-Thai-Malay terranes. Earth Planet Sci Lett, 1993, 117: 507–524
50 Gilder S A, Coe R S, Wu H R, et al. Cretaceous and Tertiary paleomagnetic results from Southeast China and their tectonic implications. Earth Planet Sci Lett, 1993, 117: 637–652
51 Liu Y Y, Morinaga H. Cretaceous palaeomagnetic results from Hainan Island in South China supporting the extrusion model of Southeast Asia. Tectonophysics, 1999, 301: 133–144
52 Funahara S, Nishiwaki N, Murata F, et al. Clockwise rotation of the Red River fault inferred from paleomagnetic study of Cretaceous rocks in the Shan-Thai-Malay block of Western Yunnan, China. Earth Planet Sci Lett, 1993, 117: 29–42
53 Zhai Y J, Seguin M K, Zhou Y X, et al. New paleomagnetic data from the Huanan Block, China, and Cretaceous tectonics in Eastern China. Phys Earth Planet Inter, 1992, 73: 163–188
54 Otofuji Y, Liu Y Y, Yokoyam M, et al. Tectonic deformation of the southwestern part of the Yangtze Craton inferred from paleomagnetism. Earth Planet Sci Lett, 1998, 156: 47–60
55 Huang K N, Opdyke N D. Paleomagnetism of Cretaceous to lower Tertiary rocks from southwestern Sichuan: A revisit. Earth Planet Sci Lett, 1992, 112: 29–40