广东黄坌早三叠世古地磁结果及其构造地质意义

沈忠悦 丁敬海 叶长贺 温军伟 王兆梁 陈志飞

(浙江大学地球科学系, 杭州 310027. E-mail: gs_zshen@zju.edu.cn)

摘要 对广东黄坌剖面早三叠世大冶组 122 个岩芯样品的岩石磁学和古地磁研究表明, 样品的载磁矿物以含钛的磁铁矿为主. 热退磁显示2~3组分量. 低温分量与现代地磁场方向一致, 100~400℃分离出一组叠加剩磁, 为燕山期的重磁化. 400~530℃退磁区间获得稳定的特征剩磁(层面坐标下 D=51.1°, I=15.3°, α_{95}=5.0°), 并通过了广义的褶皱检验和倒转检验, 表明高温分量为原生剩磁. 对应虚磁极位置: 38.5°N, 212.7°E, d_p=2.6, d_m=5.1. 它与扬子地块同时代的极位置在 95%的置信区间内重叠, 表明在早三叠世时, 南华地块与扬子地块已经拼贴. 已发表的南华地块上的早三叠世古地磁数据表明, 它们的磁倾角接近, 但偏角变化较大, 在投影图上早三叠世古磁极分布于一个以南华地块为中心的小圆上, 暗示了中国南方广泛存在的局部旋转导致各地的古地磁极不一致.

关键词 早三叠世 古地磁 南华地块 大冶组 扬子地块

中国大陆是由若干大小地块在不同地质时期拼合而成, 其中华南地块由三个构造单元组成: 扬子地块、江南褶皱带和东南沿海褶皱带(图 1(a)), 后二者又统称为南华地块(Huanan Block)[1]. 近年来, 对于南华地块的早三叠世古地磁研究取得一批数据[2~7]. 但是由于南华构造的复杂性, 尤其是多期次的构造变动和普遍的岩浆活动[8,9], 使得早中生代以前的数据, 不同的研究者有不同的结果, 因此, 据古地磁数据推测的扬子地块与南华地块的拼合也有不同的观点, 至今尚存在较大的分歧[2~4,7,10].

近年来, 我们在广西、广东、福建和浙江的下三叠统广泛地进行了古地磁研究, 在研究区获得的样品中, 只有广东黄坌剖面分离出了特征剩磁, 得到了较理想的结果, 其他剖面因严重重磁化而未获得原生剩磁. 本文报道广东黄坌早三叠世大冶组的古地磁新数据, 探讨南华地块与扬子地块的关系.

1 地质概况与采样

早三叠世大冶组主要分布于广东连县-阳山一带, 为浅海相碳酸盐岩为主含碎屑岩建造[11], 大冶组地层厚度有 500 多米, 与下伏晚二叠世碳酸盐岩和上覆中三叠世黄坌组褐紫色砂岩呈整合接触. 受印支造山运动的影响, 中三叠统与上三叠统地层为角度不整合接触. 大冶组灰岩下部产有典型的早三叠世瓣鳃类 *Claraia* sp., *C. wangi*, *C. stachei* 等化石, 其上段黄褐色泥质灰岩中则产有 *Claraia* sp., *C. cf. hunanica*, *Eumorphotis* sp., *Gervillia* sp. 等瓣鳃类化石, 时代上相当于 Induan 期至 Olenekian 期[12].

早三叠世大冶组样品取自广东连县至阳山公路黄坌段(图 1). 沿公路新开剖面及黄坌村北新建收费站开挖的新鲜岩石剖面进行样品采集, 确保了样品未受风化. 全部样品用便携式采样钻机钻取, 野外用磁罗盘定向, GPS 测定采样点地理坐标. 采点 1~8 为大冶组中下段灰黑色灰岩, 采点 9~10 为大冶组上段灰黄色至灰绿色泥质灰岩(表 1). 每个采点至少有 7 个独立定向岩芯. 自北向南, 早三叠世大冶组中分 11 个采点获得 122 个定向钻孔岩芯.

在实验室内, 每个样品切制成标准圆柱状标本 2~3 块, 供系统退磁与岩石磁学测试用.

2 古地磁结果

2.1 岩石磁学结果

为鉴定样品中磁性矿物的类型, 选择代表性样品进行岩石磁学研究. 11 块标本测定三轴等温剩磁的热退磁[13], 17 块标本测定了磁滞回线, 3 块标本测定了低温磁化率变化, 2 块标本测定了磁化率随温度变化. 三轴等温剩磁的热退磁是在国土资源部地质力学研究所古地磁实验室完成的. 低温磁化率和 14 个磁滞回线是在 Liverpool 大学古地磁实验室完成, 其他岩石磁学测试是在中国科学院地质与地球物理研究所古地磁实验室完成.

Lowrie 三轴等温剩磁的热退磁[13]显示, 样品的剩磁主要由软磁组分和中间磁组分构成, 三组磁成分均在 550℃左右强度大幅度降低. 软磁成分在

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

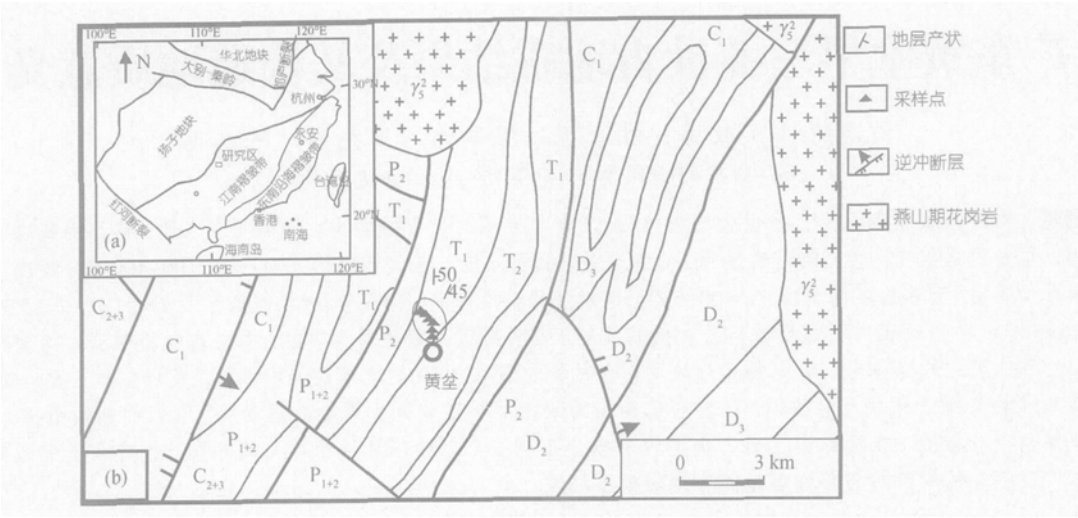

图 1

(a)华南地块构造分区; (b)研究区地质图及采样点分布

580℃附近解阻, 硬磁成分在 650℃左右完全退去(图 2(a), (b)), 显示了磁铁矿为主含少量赤铁矿的特征.

磁化率随温度变化(κ-T)曲线显示, 样品的居里点为 580℃(图 2(c), (d)). 无论是黑色灰岩还是泥质灰岩均在 450℃以下随着温度的升高而κ缓慢降低. 泥质灰岩在 500℃出现升高的拐点, 570℃达最高点后迅速下降至最低点(图 2(d)). 450℃前的下降可能与磁赤铁矿(γ-Fe_2O_3)部分转变为赤铁矿(α-Fe_2O_3)有关, 而 570℃达最大值表明可能是磁铁矿新相的形成和磁铁矿颗粒的 Hopkinson 效应[14,15]. 冷却曲线与加热曲线不一致, 冷却曲线在 585℃以下时磁化率迅速增高, 表明加热过程形成的磁铁矿在其居里点以下重新获得磁化能力. 350℃以下时缓慢降低, 可能是超顺磁颗粒的形成[16].

低温磁化率变化显示, 冷却到液氮温度后自然升温过程磁化率缓慢下降, 到常温时已降了 30%~45%(图 2(e), (f)), 为典型的含冷却时析离出片状钛铁矿的钛磁铁矿[17]. 238 K 出现的小峰可能为赤铁矿的莫林转变, 表明样品含有少量的赤铁矿.

样品的磁滞回线为细长瘦形(图 2(g), (h)), 磁性矿物的剩磁矫顽力在 26~49 mT 之间. 由饱和磁化强度(M_s)和饱和剩余磁化强度(M_{rs})以及矫顽力(H_c)和剩磁矫顽力(H_{cr})比值的关系可知, M_r/M_s值在 0.094~0.15 之间, H_{cr}/H_c 值在 2.24~7.12 之间, 表明样品的主要载磁矿物以假单畴颗粒为主[18].

基于上述的岩石磁学特征, 岩石的主要载磁矿物是以含钛的磁铁矿为主, 可能含少量赤铁矿的组合.

2.2 退磁结果

大部分样品的剩磁测定是在国土资源部地质力学研究所古地磁实验室用 2G-755 立式超导磁力仪完成, 系统退磁采用了 ASC-TD48 热退磁炉. 为比较不同实验室的剩磁测试结果, 我们将部分样品在中国科学院地质与地球物理研究所古地磁实验室测试, 采用 2G-755R 超导磁力仪配合 MMTD60 热退磁炉进行系统退磁与剩磁测试. 同一样品的两块标本分别在 2 个实验室测试的结果相同. 逐步热退磁过程中, 低温阶段间隔 100℃, 高温阶段为 10~15℃. 各剩磁分量的分离采用了主向量分析法[19]和重磁化弧法[20], 然后对每块样品的各标本剩磁方向进行 Fisher 统计或 McFadden[20]的平均基础上, 对采点内样品统计平均, 最后获得所有采点的平均剩磁组分方向.

样品热退磁结果显示 2~3 组磁成分. 在 NRM~200℃的退磁阶段, 有一可能为现代地磁场的黏滞剩磁被退去; 采点 1~8 的样品在 100~400℃得到一组中温组分(图 3(a), (d)), 它与现代的地磁场方向不同, 也与特征剩磁方向不一致. 在地理坐标下中温组分(D_g=5.1, I_g=44.6, κ_g=36.8, α_{95}=10.1, n=7)集中, 倾斜校正后(D_s=53.5, I_s=28.4, κ_g=28.3, α_{95}=13.6, n=7)分散, 为典型的叠加剩磁组分. 在 400~565℃可揭示出一逐步趋向于正交矢量投影图原点的稳定剩磁分量(图 3(e), (f), (g)). 采点 1 和采点 4 的部分样品

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

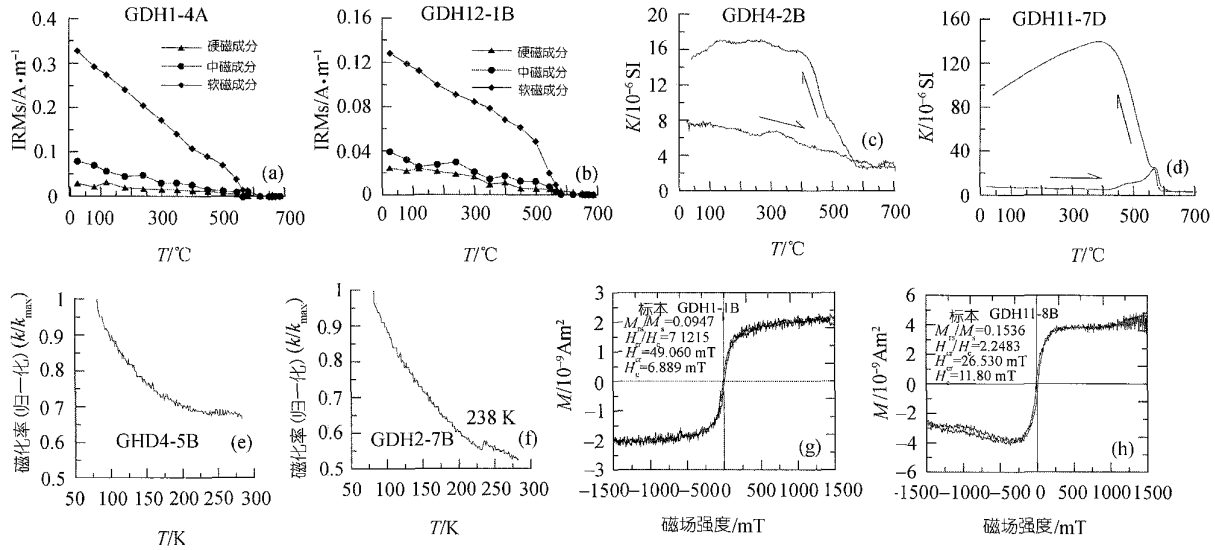

图 2

(a), (b)三轴等温剩磁热退磁曲线; (c), (d)磁化率随温度变化(κ-T)曲线; (e), (f)低温磁化率曲线; (g), (h)磁滞回线

及采点 6 全部样品退磁过程因稳定分量未通过原点, 采用重磁化弧法获得特征剩磁分量[20](图 3(c)). 部分样品在热退磁至 530℃后, 磁化率上升, 剩磁方向混乱. 在 400~530℃间绝大部分样品均可分离出稳定的高温分量(图 3(e)). 经倾斜校正后, 特征分量采点平均方向的集中程度有很大的提高, 同时精度参数由 21.0 提高到 83.5, κ_s/κ_g=3.976>F(2,20)=3.5, 在 95%置信水平下通过了广义的 McFadden 褶皱检验[21]. GDH7 采点为反极性, 事实上 GDH6 采点也可能为反极性(图 3(c)), 若考虑这二个采点均为反极性, 则通过了 McFadden 的 C 类水平下的倒转检验[22]. 因此, 我们认为高温特征剩磁可能为原生剩磁. 黄垒剖面早三叠世特征剩磁方向在地理和层面坐标下分别为: D_g=24.6°, I_g=35.7°, κ_g=21.0, α_{95}=10.2°; D_s=51.1°, I_s=15.3°, κ_s=83.5, α_{95}=5.0°. 层面坐标下明显集中(图 4). 由上述地层坐标下的平均方向对应的虚地磁极位置为: 38.5°N, 212.7°E, d_p=2.6, d_m=5.1, 古纬度 7.3°±2.6°N.

3 讨论

3.1 重磁化时代的厘定

在采点 1~8 中, 经逐步热退磁均可分离出中温分量, 它们的解阻温度在 100~400℃(图 3(a), (d), (e)). 地理坐标下剩磁方向集中, 倾斜校正后趋于分散. 显然它是一组褶皱后的叠加剩磁. 采点 9~12 未分离出这一中温分量. 中温分量在地理坐标下的平均虚磁极位置 85.1°N, 183.0°E, α_{95}=10.1° (d_p=12.7, d_m=8.0), 它与扬子地块白垩纪的古地磁极位置[23~25]接近. 因此, 可认为这一重磁化发生于燕山晚期.

Kent 等最早报道了宜昌和南京地区古生代至早三叠世的台地碳酸盐受到晚中生代至现代的重磁化[26], 湖北、江苏、浙江、安徽等地也有类似的重磁化结果, Wang 等人推测华南普遍遭受到了晚中生代的重磁化[27].

Enkin 等人[28]在四川盆地东南部二叠至三叠纪地层中分离出特征分量, 它在 50%展平时获得精度最高, 置信圆半角最小, 并怀疑是未彻底分离出特征剩磁的中生代褶皱前组分与褶皱后的现代地磁场的叠加结果或同褶皱剩磁. Yang 等人[25]在扬子地块的早中三叠世古地磁研究时, 发现了类似的方向: 在 60%展平时κ达到最大值, 且在早中三叠世地层均发现相同的结果. 计算获得的同褶皱的虚磁极位置为 76.5°N, 174.1°E, α_{95}=3.7°. Huang 等人[29]对贵阳附近早、中三叠世碳酸盐岩的古地磁研究, 发现了早三叠世古地磁数据在地理坐标下与采点的地磁场方向一致, 且未通过褶皱检验, 认为华南的纯碳酸盐岩易于受后期的改造, 发生上述重磁化的时代为燕山晚期[25]. 本文采点 1~8 为灰黑色纯灰岩且见有密集方解石细脉穿插, 尽管野外采样时尽量避免方解石细脉, 还是可以分离出叠加组分. 而未分离出叠加剩磁

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

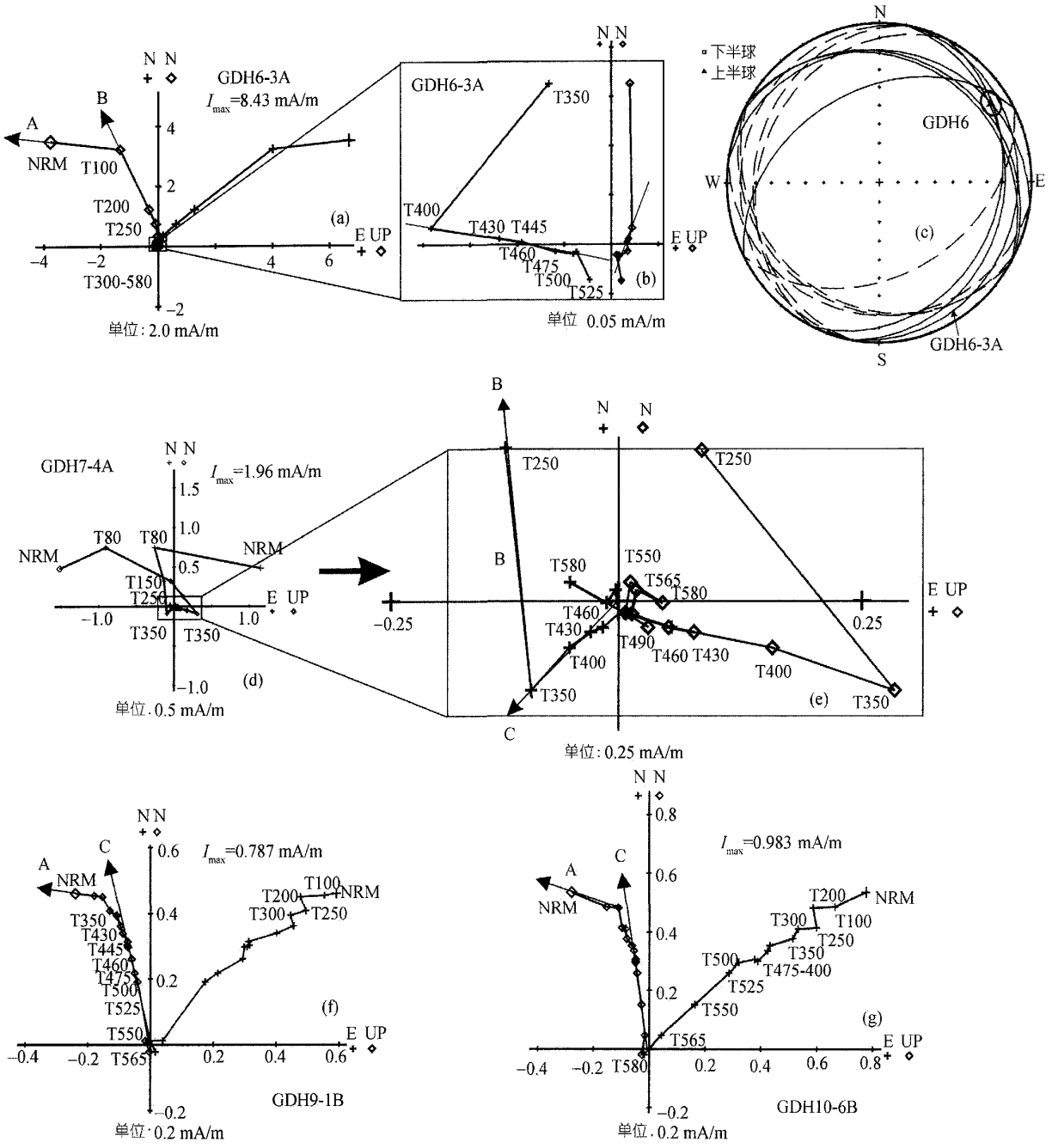

图 3 代表性样品的热退磁图(层面坐标下)

(a)GDH6-3A 的热退磁矢量; (b)为(a)局部放大; (c)采点 GDH6 样品退磁大圆弧的等面积投影; (d)GDH7-4A 的热退磁矢量; (e)为(d)的局部放大; (f)GDH9-1B 的热退磁矢量; (g)GDH10-6B 的热退磁矢量

组分的采点 9~12 为泥质灰岩, 可能与泥质碳酸盐岩密闭性阻止了流体的渗入有关[30].

从地质上看, 本研究区晚三叠世地层角度不整合于中三叠世地层之上[11]. 华南地块广泛地受印支造山运动(晚三叠世)和燕山运动(侏罗-白垩纪)的影响. 印支运动使得华南地块上泥盆纪至三叠纪沉积

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

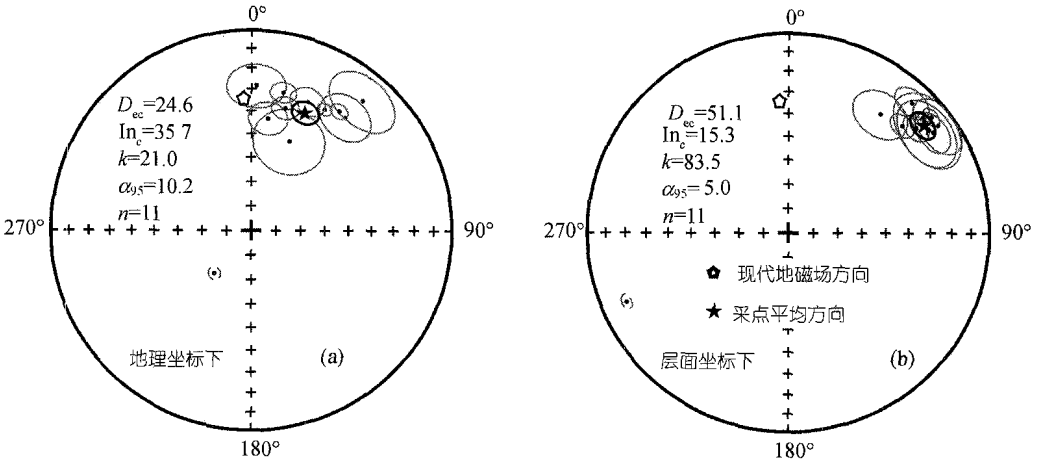

图 4　采点平均特征剩磁方向的等面积投影

(a) 地理坐标下; (b) 地层坐标下

岩褶皱变形, 并伴随着花岗岩和花岗闪长岩体的侵入. 燕山运动则以广泛的中酸性火山喷发作用和侵入作用为特征[9], 形成了东南沿海火山岩带. 研究区以北有较大面积的燕山期花岗岩岩基侵入(图 1(b)), 其晚期活动性强的热液流体贯入, 可能是这一叠加组分形成的重要原因.

早三叠世以来南华地块经历了多期次的构造事件. 我们的古地磁结果显示至少有 2 次变形事件: 岩石发生褶皱并产生重磁化. 早三叠世大冶组的古地磁偏角为 51°, 表明三叠纪以来发生了约 50°的顺时针旋转.

3.2　南华地块早三叠世古地磁结果对比:局域旋转的证据

岩石磁学和系统热退磁实验表明, 黄垒剖面的早三叠世大冶组样品的主要载磁矿物为含钛的磁铁矿, 含少量的赤铁矿. 从 11 个采点中分离出来的稳定特征分量通过了广义的 McFadden 褶皱检验, 表明特征分量是岩石发生倾斜前获得的原生剩磁. 在置信区间内, 特征分量的正反二个极性基本对趾, 通过了 C 水平的倒转检验.

从早三叠世的磁极性来看应该是正反交替的极性为主. 其下部为典型的正反交替, 但其上段应该是

表 1　广东黄垒剖面早三叠世大冶组古地磁数据表

采样点	走向/倾角	n/n_0	地理坐标		地层坐标		κ	α_{95}/(°)
			D_g/(°)	I_g/(°)	D_s/(°)	I_s/(°)		
GDH1	2°/56°	(6)1/7	22.9	50.0	53.3	14.2	25.6	13.9
GDH2	42°/53°	(3)3/7	40.6	15.9	54.0	15.6	34.8	12.3
GDH4	18°/60°	(5)3/10	1.9	28.5	37.6	25.9	33.9	10.3
GDH5	18°/61°	8/9	15.5	36.7	50.3	18.7	118.4	5.1
GDH6	12°/74°	(7)/9	8.5	42.8	54.9	13.3	105.7	7.3
GDH7	358°/56°	10/11	220.5	-67.1	246.6	-13.5	374.4	2.5
GDH8	24°/61°	(11)/12	13.1	30.0	46.4	23.0	116.2	4.7
GDH9	20°/45°	12/13	36.3	27.0	50.7	9.1	175.9	3.3
GDH10	23°/45°	13/14	39.6	27.4	54.1	9.1	18.6	9.9
GDH11	20°/46°	15/18	31.1	30.0	49.2	13.1	201.5	2.7
GDH12	13°/51°	10/12	23.6	30.6	43.3	11.3	57.5	6.4
平均特征剩磁		11	24.6	35.7			21.0	10.2
		11			51.1	15.3	83.5	5.0

n/n_0: 参加统计的样品数(重磁化弧法样品数)/磁洗清样品数; D/I: 剩磁偏角/倾角(g 和 s 分别代表地理坐标下和地层坐标下); κ: Fisher 统计的精度参数; α_{95}: 95%置信圆锥半顶角. 采样剖面的地理位置: 24.69°N, 112.67°E . 虚地磁极位置: 38.5°N, 212.7°E, α_{95}=5.0(d_p=2.6, d_m=5.1). 古纬度: (7.3°±2.6°)N

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

正极性[31]. 我们的样品采自于下三叠统大冶组的中上段, 可能是这一原因使得正极性为主, 仅有一个采点为反极性. 然而, 采点 6 为重磁化弧法得到的特征分量, 从高温分量的趋势看, 可能是一个反极性的(图 3(b)). 此外, 11 个采点的样品取自黄垒剖面长达 1500 m 的下三叠统的一段, 各采点分别独立地代表了地磁场的点记录, 平均统计结果足以平滑地磁场的长期变的影响. 因此, 我们认为, 黄垒剖面的早三叠世古地磁结果是原生剩磁.

一直以来, 南华地块的早三叠世古地磁数据存在较大的分歧[7]. 本次工作获得的结果与前人的古地磁方向也有较大的差异. Tan 等的结果通过了褶皱检验, 又有详细的岩石磁学证据[7], 获得了比较可靠的早三叠世古地磁结果; Gilder 等在福建永安地区的早三叠世溪口组中, 4 个采点中的 2 个具有北西向上的剩磁方向, 数据通过了褶皱检验[4]. Dobson 等也在福建永安研究了早三叠世溪口组, 获得了与 Gilder 类似的结果[6]. 但 Tan 认为这是一组重磁化的数据[7]. 由于溪口组岩石的部分角岩化, Gilder 也认为需要有侏罗白垩纪的数据来排除其重磁化的可能[4]. Zhai[32]在该地区获得的方向(D=335.5º, I=4.9º, α_{95}=7.9º)是未完全分离叠加剩磁方向的结果[4]. 陈海泓获得的早三叠世数据[2]与 Tan 的 JT 数据[7]在同一小区内, 但偏角相差了 100º. 这些数据表明, 至今, 南华地块早三叠世的古地磁数据尚无一致结果.

将现有的南华地块早三叠世数据计算出的古地磁极投影在等面积图上, 这些古磁极正好沿着以南华地块为中心的小圆分布(图 5), 表明早三叠世南华地块的极分布于以南华地块为转轴的平面上, 这暗示着南华地块内各个小区在作相对旋转运动. 南华地块内断块盆地极为发育, 断裂活动使局部微地块产生了绕垂直轴的旋转运动, 可能是造成南华地块内早三叠世数据不一致的原因.

3.3 南华地块与扬子地块在早三叠世时已拼贴

关于南华地块与扬子地块拼贴时限有多种观点. 一是从地质资料分析认为是加里东造山运动使华南地块与扬子地块拼合[33,34]. 二是基于南华地块内广泛发育的中生代逆冲断裂和对晚前寒武板溪群的解释, 认为其碰撞拼合于中生代[35]; 三是对南华地块不同地区早三叠世的古地磁研究, 认为南华地块是由若干个小块体组成, 它们在早三叠世时分离于古特提斯洋中[2]; Gilder 对广西和福建等地的早三叠世古地磁研究认为, 早三叠世时, 西部已与扬子地块拼合, 而东部则在晚三叠世才拼合[4].

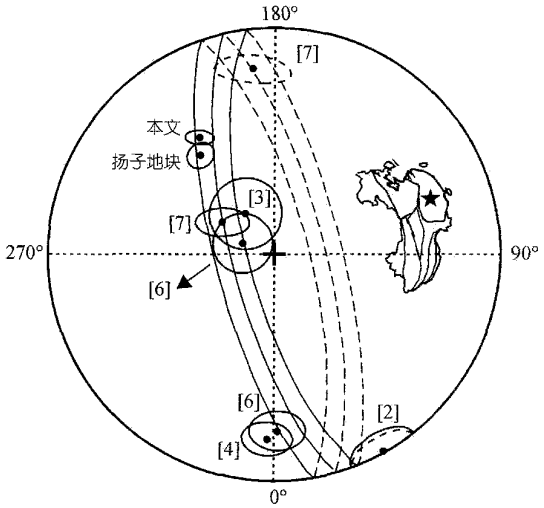

图 5 南华地块早三叠世古地磁极的等面积投影
括号中的数据为该磁极的参考文献序号; 五角星为本文采点位置

本文的早三叠世的极与同时代扬子地块的极在 95%置信圆内互相重叠(图 5), 表明二地块在早三叠世时已拼合, 研究区所在的南华地块已是华南地块(SCB)的一部分. 从我们的古地磁极数据上看, 早三叠世以来南华地块与扬子地块间没有明显的相对纬向构造变动(F=0.0°±3.8°), 相对于扬子地块, 南华地块可能有 R=6.7°±4.7°不明显的顺时针旋转. 这种地块整体地顺时针旋转可能是受东南沿海地体的增生或太平洋板块俯冲的影响. 类似的顺时针旋转运动在中国西南部的青藏高原东部[36]和华南的东部地区[37]同样可观察到, 即使在相对稳定的华北地块内部也都有所表现[38].

致谢 感谢黄宝春研究员与两位评审人对文稿进行的详细评审和提出的建设性意见. 本项研究受国家自然科学基金资助(批准号: 40274014).

参 考 文 献

1 Hsu K J, Li J L, Chen H H, et al. Tectonics of South China: key to understanding west Pacific geology. Tectonophy, 1990, 183: 9—39
2 陈海泓, 孙枢, 李继亮, 等. 华南与扬子板地早三叠世分隔的古地磁证据. 科学通报, 1992, 37(6): 537—539
3 陈海泓, 孙枢, 李继亮, 等. 华南早三叠世的古地磁学与大地构造. 地质科学, 1994, 29(1): 1—9
4 Gilder S A, Coe R, Wu H N, 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:

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

269—287
5 Dobson J, Heller F. Remagnetization in southeast China and collision and suturing of the Huanan and Yangtze Blocks. Earth Planet Sci Lett, 1992, 111: 11—21
6 Dobson J, Chen H H, Heller F. Triassic paleomagnetic results from the Huanan Block, SE China. Phys Earth Planet Inter, 1999, 112: 203—210
7 Tan X D, Kodama K P, Wang P Y, et al. Paleomagnetism of early Triassic limestones from the Huanan Block, south China: no evidence for separation between the Huanan and Yangtze Blocks during the early Mesozoic. Geophys J Int, 2000, 142(1): 241—256
8 Xu X, O'Reilly S Y, Griffin W L, et al. Relict Proterozoic basement in the Nanling Mountains (SE China) and its tectonothermal overprinting. Tectonics, 2005, 24, TC2003, doi: 10.1029/2004TC001652
9 王德兹. 华南花岗岩研究的回顾与展望. 高校地质学报, 2004, 10(3): 305—314
10 沈忠悦, 方大钧, 叶瑛, 等. 江山-绍兴碰撞带的磁组构特征及其构造地质意义. 科学通报, 1999, 44(10): 1093—1098
11 广东省地质矿产局. 广东省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1988. 177—178
12 Tong J, Yin H. The Lower Triassic of south China. J Asian Earth Sci, 2002, 20: 803—815
13 Lowrie W. Identification of ferromagnetic minerals in a rock coercivity and unblocking temperature properties. Geophys Res Lett, 1990,17: 159—162
14 Jeleńska M, Agopsowicz A N, Kopcewicz B, et al. Magnetic properties of the profiles of polluted and non-polluted soils. A case study from Ukraine. Geophys J Int, 2004, 159: 104—116
15 Dunlop D J. Thermal enhancement of magnetic susceptibility. J Geophys, 1974, 40: 439—451
16 Zhu R X, Matasova G, Kazansky A, et al. Rock magnetic record of the last glacial-interglacial cycle from the Kurtak loess section, southern Siberia. Geophys J Int, 2003, 152: 335—343
17 Senanayake W E, McElhinny M W. Hysteresis and susceptibility characteristics of magnetite and titanomagnetites: interpretation of results from basaltic rocks. Phys Earth Planet Inter, 1981, 26: 47—55
18 Day R M, Fuller M, Schmidt V A. Hysteresis properties of titanomagnetic: grain size and compositional dependence. Phys Earth Planet Inter, 1977, 13: 260—267
19 Kirschvink J L. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. Geophys J R Astron Soc, 1980, 62: 699—718
20 McFadden P L, McElhinny M W. The combined analysis of remagnetization circle and direct observation in paleomagnetism. Earth Planet Sci Lett, 1988, 87: 161—172
21 McFadden P L. A new fold test for paleomagnetic studies. Geophys J Int, 1990, 103: 163—169
22 McFadden P L, McElhinny M W. Classification of the reversal test in paleomagnetism. Geophys J Int, 1990, 103: 725—729
23 朱日祥, 杨振宇, 吴汉宁, 等. 中国主要地块显生同古地磁视极移曲线与地块运动. 中国科学, D 辑, 1998, 28(增刊): 1—16
24 吴汉宁, 朱日祥, 白立新, 等. 扬子地块显生宙古地磁视极移曲线及地块运动特征. 中国科学, D 辑, 1998, 28(增刊): 69—78
25 Yang Z Y, Besse J. New Mesozoic apparent polar wander path for south China: Tectonic consequences. J Geophys Res, 2001, 106 (B5): 8493—8520
26 Kent D V, Zeng X S, Zhang W Y, et al. Widespread Late Mesozoic to recent remagnetization of Paleozoic and Lower Triassic sedimentary rocks from south China. Tectonophysics, 1987, 139: 133—143
27 Wang Z M, van der Voo R. Pervasive remagnetization of Paleozoic rocks acquired at the time of Mesozoic folding in the South China Block. J Geophy Res, 1993, 98: 1729—1741
28 Enkin R J, Courtillot V, Leloup P, et al. The Upper Permian record of Uppermost Permian, Lower Triassic rocks from the South China Block. Geophys Res Lett, 1992, 19: 2147—2150
29 Huang K N, Opdyke N D. Severe remagnetization revealed from Triassic platform carbonates near Guiyang, Southwest China. Earth Planet Sci Lett, 1996, 143: 49—61
30 叶瑛, 沈忠悦, 方大钧. 塔里木盆地早奥陶世白云岗组灰岩中的磁铁矿及其在地磁意义. 科学通报, 1996, 41(24): 2254—2256
31 Heunemann C, Krása D, Soffel H C, et al. Directions and intensities of the Earth's magnetic field during a reversal: results from the Permo-Triassic Siberian trap basalts, Russia. Earth Planet Sci Lett, 2004, 218: 197—213
32 Zhai Y, Sequin M K, Zhou Y, et al. Paleomagnetism evidence for the existence of Nanpanjiang Sea between the Yangtze and Huanan block, China. EOS, Trans. AGU(Abstr), 1994, 125: 75
33 Yang Z Y, Cheng Y Q, Wang H Z. The Geology of China, Oxford: Clarendon Press, 1986
34 Li Z X. Tectonic history of the major East Asian lithospheric blocks since the mid-Proterozoic: a synthesis in mantle dynamics and plate interactions in East Asia. Geodyn Ser, 1998, 27: 221—243
35 Hsu K J, Li J L, Chen H H, et al. Mesozoic thrust tectonics in south China. Geology, 1988, 16: 418—421
36 张培震, 沈正康, 王敏, 等. 青藏高原及周边现今构造变形的运动学. 地震地质, 2004, 26 (3): 367—377
37 Su L, Yang Z Y, Sun Z M, et al. Regional deformational features of the South China Block inferred from Middle Triassic paleomagnetic data. Geophys J Int, 2005, 162(2): 339—356. doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02629.x
38 Huang B C, Shi R P, Wang Y C, et al. Paleomagnetic investigation on Early-Middle Triassic sediments of the North China block: a new Early Triassic paleopole and its tectonic implications. Geophys J Int, 2005, 160: 101—113. doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02629.x

(2005-11-21 收稿, 2006-01-23 接受)

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net