华南板块的旋转运动*

陈海泓　孙　枢　李继亮

（中国科学院地质研究所岩石圈构造演化开放研究实验室，北京 100029）

许靖华　Friedrich Heller　Jon Dobson

（瑞士苏黎世联邦理工大学）

关键词　古地磁、华南板块、晚古生代、逆时针旋转

80年代以来，对扬子地区进行了较大范围的古地磁学研究，目前已获得了一大批显生宙各主要时期的数据，据此建立了APW曲线[1]．然而，东南地区尚极少见已发表的资料．为进一步确定华南地区板块构造的格局与中生代造山作用之前的演化历史[2,3]，我们于1989年12月在位于华南板块的广东省连县附近（112.4°E,24.9°N），采集了 ϵ_3-T_1 的古地磁样品，以期建立该时期华南板块的APW曲线并与相邻板块对比．这些样品包括：ϵ_3 砂岩38块，3个采样点；D_2 郁江组红色砂岩14块，2个采样点；D_3 榴江组灰岩27块，3个采样点；C_1 孟公坳组灰岩32块，4个采样点，其中2个点用于褶皱检验；T_1 大冶组灰岩21块，3个采样点．总计122块样品．全部样品于1990年在瑞士苏黎世理工大学（ETH）古地磁实验室完成测量与数据评价工作．

一、古地磁结果

在实验室将手提式钻机采集的岩芯样品切割成2.5 × 2.2cm的标准圆柱样品．样品的天然剩余磁化强度（NRM）由ScT三轴超导磁力仪测量．采用热退磁方法对样品进行逐步退磁．并对部分样品进行了等温剩磁（IRM）测量．获得的主要结果如下：

1. 寒武系　样品的NRM微弱，一般小于 10^{-4}A/m．热退磁至350℃之后，NRM强度降至仪器噪音水平．因此全部样品未能获得有意义的原生剩磁．

2. 泥盆系　郁江组红色砂岩IRM与热退磁结果表明，磁性矿物全部为赤铁矿．NRM一般为 10^{-2}—10^{-3}A/m．热退磁至500℃之后，可分离出特征剩磁（ChRM）方向．构造校正后的ChRM方向主要为负极性，少部分正向样品（图1a）．平均 $D = 291.8°$，$I = -24.4°$．榴江组灰岩样品IRM与其后的热退磁结果表明，磁性矿物主要为磁铁矿．样品的阻挡温度介于300—500℃之间，一般在300℃左右强度损耗约70%，这与磁性矿物的细颗粒结构有关[4]．NRM一般大于 10^{-3}A/m．ChRM一般在400℃之后可确定．校正后的ChRM方向分为正负两组，形成较好的对蹠（图1b）．

3. 石炭系　孟公坳组灰岩IRM测量揭示，磁性矿物组成较复杂．用于褶皱检验的向斜西北翼样品主要为磁黄铁矿和赤铁矿；东南翼样品主要为赤铁矿和磁铁矿．磁黄铁矿样品

本文1991年5月11日收到．1991年9月5日收到修改稿．

* 国家自然科学基金及瑞士苏黎世联邦理工大学资助项目．

在热达阻挡温度（325℃）时仍表现为现代地球磁场方向．赤铁矿样品亦显示相同特征，表明载磁矿物形成于近世或经受了严重的重磁化．仅少量样品的磁性矿物为磁铁矿，是原生剩磁方向的载体．ChRM 方向可在 400℃ 之后获得(图 1c)．由于上述原因，褶皱检验未能通过．

4. 三叠系　大冶组灰岩的磁性矿物组成较为复杂，主要存在三种矿物、两种组合类型：磁铁矿为主含少量赤铁矿；针铁矿与赤铁矿混合．亦有以磁铁矿为主的样品．NRM 一般为 10^{-3}—10^{-4}A/m．ChRM 携带者为磁铁矿．在 Z 氏图上，热退磁至 400℃ 之后的线段趋于正交矢量图示的原点，代表了原生剩磁方向．样品全部为负极性（图 1d)．

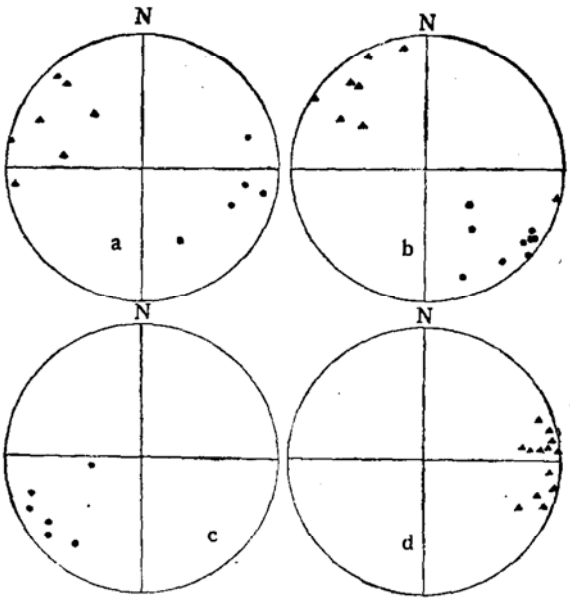


图 1　特征剩磁（ChRM）经构造校正后的赤平投影图

a. 郁江组样品；b. 榴江组样品；c. 孟公坳组样品；d. 大冶组样品．●上半球；▲下半球

二、华南板块的逆时针旋转

古地磁样品测量结果表明(表 1)，从中泥盆至早三叠世，华南板块位于南半球低纬度地区，变化范围为 12.8°S—6.6°S．一个显著的特征是磁偏角由老至新呈现规律性变化，即从郁江组的 $D = 291.8°$，榴江组的 $D = 313.8°$、孟公坳组的 $D = 58.3°$（按负极向计算），到大冶组的 $D = 88°$．磁偏角在不同时期的变化极可能与板块的逆时针旋转过程有关，即从 D_2 至 D_3 存在 8.7° 的逆时针旋转，D_3 至 C_1 存在 104.5° 逆时针旋转，C_1 至 T_1 存在 29.7° 逆时针旋转．从 D_2 至 T_1 的约 140Ma 间，总旋转量为 142.9°．旋转速率呈现不均衡状态，其中 D_3 至 C_1 速率最高．此外，我们还可看到，T_1 之后，华南板块存在近 90° 的顺时针旋转．

表 1　各时代的古地磁数据表

时　代	采点数	样品数*	构造校正前				构造校正后				VGPs		古纬度
			D	I	α_{95}	K	D	I	α_{95}	K	Lat(N)	Long(E)	
D_2	2	12/14	291.8	25.3	14.8	9.6	291.8	−24.4	14.8	9.6	24.9	25.7	12.8S
D_3	3	17/27	308.2	−3.5	10.7	12.0	133.8	18.1	10.4	12.7	33.5	351.1	9.3S
C_1	4	6/27	271.2	70.7	20.4	11.7	238.3	21.8	19.7	12.5	22.6	227.7	11.3S
T_1	3	14/21	90.3	34.5	10.7	14.8	88.0	−13.0	9.1	20.1	4.6	197.1	6.6S

* 计算使用样品/全部样品．

诚然，如果将 T_1 之后的顺时针旋转去除，即将 T_1 的剩磁方向恢复至磁偏角为 0°，那么泥盆系的样品便处于北纬的范围．但如果将这两组的样品作为北纬处理，旋转的方式便更加复杂，即由 $D_2 \rightarrow D_3$ 的 8.7° 逆时针旋转，到 $D_3 \rightarrow C_1$ 的 75° 顺时针旋转，至 $C_1 \rightarrow T_1$ 的 29.7° 逆时针旋转．因此，前一种旋转方式的解释可能更合理些．这一解释的正确与否尚有待于 D_3 至 C_1 间更为密集的采样与测量结果来验证．

在古磁极位置图上（图 2），我们可以看到，华南板块这一时期的古磁极位很分散，与扬子板块形成鲜明的对照．与冈瓦纳地区亦存在较大差异[6]．这暗示华南板块这一时期极可能以分离于上述块体的形式存在于南半球的低纬度地区，在纬向上运移较小，主要表现为逆时针旋转运动，从而造成极位的分散．



图 2　古磁极位置图
虚线代表扬子板块的视极移（APW）曲线[5]

愈来愈多的地质与地球物理资料表明，无论是板块运移过程中还是碰撞造山作用阶段，旋转作用均是一种重要的运动形式[7]．东亚诸板块在晚古生代时期曾散布于东古特提斯洋中[8]．随着该大洋的消减，华南板块产生了 143° 的逆时针旋转．至于其旋转的原因目前似乎尚乏区域地球动力学依据予以阐述．而三叠纪后的近 90° 顺时针旋转，则可能与碰撞造山作用过程的局部旋转有关．

致谢：感谢虞子冶博士协助了野外采样工作．

参　考　文　献

[1] Lin, J. L., Fuller, M. and Zhang, W. Y., *Nature*, **313**(1985), 444—449.
[2] 许靖华、孙枢、李继亮，中国科学，B 辑，1987,10：1107—1115.
[3] Hsu, K. J., Li, J. L., Chen, H. H. et al., *Tectonophysics*, 183(1990), 9—39.
[4] Lowrie, W. and Heller, F., *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **20**(1982), 2: 171—192.
[5] Lin, J. L., in *Advances in Geoscience* (1), China Ocean Press, 1989, 20—33.
[6] McElhinny, M. W., *Paleomagnetism and Plate Tectonics*, Cambridge Univ. Press, London, 1973.
[7] Mckenzie, D., *Nature*, **344**(1991), 6262: 109—110.
[8] Sun, S., Li, J. L., Lin, J. L. et al., in *Controversies in Modern Geology* (Ed. Muller et al.), Academic Press, 1990, 363—384.