科 学 通 报
第 39 卷 第 19 期 CHINESE SCIENCE BULLETIN 1994 年 10 月

广东省不同成因类型花岗岩的磁性特征及地质意义*

杨树锋 陈汉林 陈芙蓉 竺国强
(浙江大学地球科学系，杭州 310027)
张伯友 石满全
(中国科学院广州地质新技术研究所，广州 510640)

关键词 I 型花岗岩、S 型花岗岩、磁化率各向异性

花岗岩类岩石是陆壳的重要组成部分，与许多金属矿产关系密切．该领域的研究一直围绕着花岗岩的岩石学、矿物学、地球化学及其在此基础上的成因探讨，而对不同成因类型的花岗岩岩石物理学及其所反映的成因意义的研究几乎空白．作者在国家自然科学基金优秀中青年人才专项基金的资助下开展了花岗岩的物性研究，其中广东省不同成因类型花岗岩的磁性特征研究是该项目的重要组成部分，现将初步研究成果报道如下：

1 两类花岗岩的地质特征

广东加里东期的花岗岩类可以分为两种成因类型，即板块内部改造型(S 型)和板块边缘岛弧型(I 型)[1]，它们在空间上呈带状分布，前者主要产于大陆内部的粤西云开大山地区，后者主要分布于粤中台山县-广州-粤北和平县．

广东西部云开大山花岗岩属于板内改造型(S 型)，大面积出露，北东向呈带状延伸，平行于北东向的吴川-四会深大断裂．岩石缺少同源火山岩，以发育交代结构，片麻状、条带状构造为特征．岩体与围岩呈渐变过渡关系，以混合花岗岩为中心向外围渐变为混合岩→混合岩化的云母片岩→糜棱岩→浅变质岩(绿片岩相)，带中各处片理走向与糜棱岩面理的走向基本一致，倾向大都为 NW．在地球化学特征上具有以下特点：(1)岩石的铝饱和度 ANKC>1.0，落在斜长石-黑云母-白云母组合内；K_2O/Na_2O 普遍较高，反映了沉积源岩的性质；(2)在微量元素特征上，Li，Rb，Be，Pb，Ga 等亲石元素的含量相对比 I 型高，在 K/Rb-Li 图解中落于图中的右下侧；(3)在稀土配分曲线上，为右倾的“V”字形，具有中等程度的铕负异常，Eu/Eu* 为 0.4—0.6；(4) $\delta^{18}O$ 平均为 13.4‰ (SMOW)．

广东中部龙塘岩体属于典型的 I 型花岗岩，分布在台山县的端芬、开平县的东山、赤水、马山一带，侵入于含化石的寒武纪地层中，其上为中-下泥盆统桂头群花岗质碎屑岩、底部砾岩直接不整合地覆盖在岩体之上，在空间上与同时代的岛弧型钙碱性火山岩共生．岩石具全晶

1994-01-12 收稿，1994-06-08 收修改稿．
* 国家自然科学基金优秀中青年人才专项基金资助项目．

质似斑状结构，致密块状构造；由斜长石、正长石、石英、黑云母、普通角闪石等组成，在地球化学特征上具有以下特点：(1) 岩石的铝饱和度 ANKC<1.0，位于斜长石 - 黑云母 - 角闪石组合内，K_2O 或 (K_2O+Na_2O) 含量大体随 SiO_2 含量的增加而增加；(2) 在微量元素特征上，该岩体富集 Co, Ni, Cr, V, Cu, Zn 等亲铁元素和亲铜元素，在 K/Rb-6i 图解中位于图的左上侧；(3) 其稀土配分曲线呈右倾平滑型，基本上没有铕异常，Eu/Eu* 为 1.15—0.95；(4) $\delta^{18}O$ 平均为 8.6‰ (SMOW).

2　两类花岗岩的剩磁和磁化率特征及地质意义

表 1 为本区两类花岗岩剩磁强度和磁化率测试结果经对数转换后的分布参数一览表. 从表中可以看出 S 型花岗岩的磁化率较低，平均值为 9.76E-4，剩磁强度也低，平均值为 3.556E-5CGSM：而且其磁化率和剩磁强度的变异系数均较大，属于离散性较大的岩石类型；分布形态的偏态系数无论是磁化率还是剩磁强度都比较大，属于强的正偏态；其峰突系数均大于 3，属于窄峰型.

从磁化率和剩磁强度的分布形态来看，S 型花岗岩磁化率和剩磁强度分布形态的变异系数较大，反映了 S 型花岗岩源岩的磁性特征差异比较大. S 型花岗岩的磁性取决于形成时的地质条件、物理化学条件和源岩类型，尤其与源岩类型关系密切. 源岩的磁性强，其转化所形成的花岗岩的磁性也强，相反则弱. 由于不同部位发育的源岩的磁性不同，其磁性的强弱就直接反映在转化后所形成的岩石中，因此不同部位的 S 型花岗岩剩磁强度和磁化率就表现出较大的差异，统计结果就出现变异系数大. S 型花岗岩不仅变异系数大，而且其剩磁强度和磁化率值都比较小，因此 S 型花岗岩的原始物质主要是沉积岩，而变异系数大则是由不同的沉积岩类型间的磁性差异所造成的，如灰岩的剩磁强度和磁化率只有 0—1.10E-5CGSM 和 2.50-12.00E-5，而含铁砂岩则可达到 2.24E-3CGSM 和 1.18E-3.

对 I 型花岗岩的磁性特征与 S 型有显著的差别. I 型花岗岩的磁化率和剩磁强度都较大，磁化率平均值达到 5.83E-3，剩磁强度为 1.11E-4CGSM；其变异系数相对比较小，属于离散性较小的岩石. 其磁化率的偏态系数比较小，具有微弱的正偏态，而其剩磁强度则属于负偏态；其峰突系数剩磁和磁化率都小于 3，属于低峰型.

I 型花岗岩其变异系数较小，反映了其原始物质的单一性，受干扰较小；而且剩磁强度和磁化率都比较大，结合野外地质特征，认为 I 型花岗岩应是在岩浆房中形成的原始岩浆侵入到地壳中形成.

表 1　两类花岗岩的剩磁强度和磁化率测试结果分布参数一览表

类型	磁化率 (CGSM)				剩磁强度 (CGSM)			
	K(1.0E-4)	变异系数	偏态系数	峰突系数	Jr(1.0E-6)	变异系数	偏态系数	峰突系数
I 型	58.30	65.69	0.40	1.34	111.41	92.80	−0.61	2.11
S 型	9.76	135.37	1.37	6.21	35.56	7853.60	0.90	3.23

3　两类花岗岩磁化率各向异性研究及其地质意义

表 2 为本区两类花岗岩磁化率各向异性参数统计结果[2—4]. I 型花岗岩的磁化率各向异性相对较小. 平均值为 1.04. 在区域上各向异性度分布较均匀，各向异性度的均方差和变异系数都

较小，分别为 0.026 和 2.53. 其磁化率椭球形态为压扁型($E>1$). 扁率平均值为 1.03, 较 S 型花岗岩的小，反映了 I 型花岗岩的磁化率椭球的压扁程度比较低. I 型花岗岩的磁性面理较发育而磁性线理不发育($F>L$)，磁性面理产状很稳定，产状平均值为 265° <33°. 这说明 I 型花岗岩在形成时受到一定的挤压应力作用，这与其位于板块边缘的地质环境是一致的.

表 2 两类花岗岩磁化率各向异性参数对比表

类型	各向异性度				扁率平均值 (E)	形态系数平均值 (T)
	P	变异系数	偏态系数	峰突系数		
I	1.04	2.53	0.63	5.90	1.03	0.32
S	1.14	11.43	2.09	13.75	1.06	0.48

S 型花岗岩的磁化率各向异性较 I 型花岗岩复杂. S 型花岗岩的磁化率各向异性度较大，平均值为 1.14, 但其各向异性度的均一性比较差, 最小的采点只有 1.05, 最大的采点达到 1.64, 其均方差和变异系数也较大，分别为 0.13 和 11.43. S 型花岗岩的磁化率椭球体以压扁型为主($E>1$), 伴有拉长型($E<1$)，扁率平均值为 1.06, 与 I 型花岗岩单纯压扁型明显不同. 反映了 S 型花岗岩岩体形成时内部遭受不同程度的压熔作用和剪切作用. 对于磁化率椭球为压扁型的样品，其所反映出来的磁面理方向与野外所观察的岩石片理方向一致; 对于磁化率椭球形态为拉长型($E<1$)的样品，有的采点的各向异性度为 1.64, 磁化率椭球被强烈拉长，扁度率可达到 0.89, 形态系数为 −0.24, 这一磁化率椭球体被强烈地拉长反映了该处为推覆构造 A 轴线理最发育部位，最大磁化率主轴方向代表了拉伸线理方向，与野外地质观察结果一致.

S 型花岗岩中的磁化率椭球的形态被拉长的样品其磁化率各向异性度和椭球形态在加热退磁过程中会发生变化，在加热退磁过程中磁化率各向异性度逐渐减小，磁化率椭球形态逐渐从强烈拉长型→ 较强拉长型→ 微弱拉长型→ 微弱压扁型 (图 1(a), (b)), 从拉长型变为压扁性的温度范围为 450— 500°C, 经过 550°C 热退磁后，磁化率各向异性率和扁率(E) 趋向于稳定，一般各向异性度稳定在1.10 左右，扁率稳定在 1.04 左右. I 型花岗岩的磁化率椭球和各向异性度在加热过程中基本上没有变化(图 1(a)、(b))，形态仍旧为压扁型($F>1$)，面理大于线理.

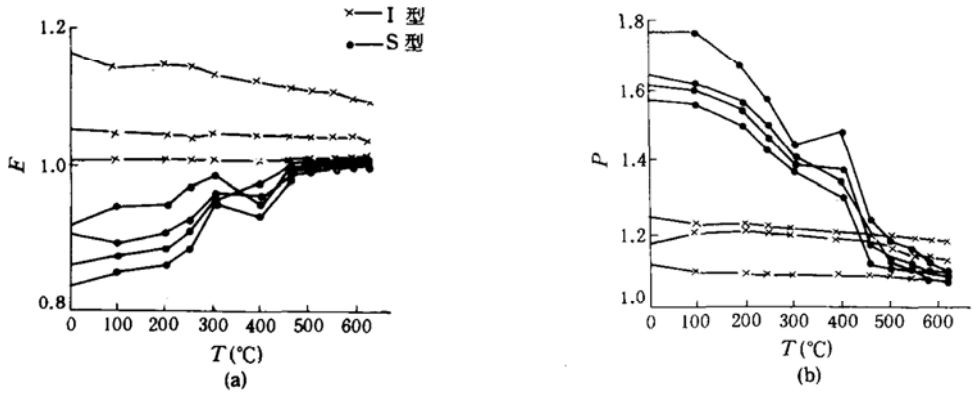


图 1 磁化率椭球形态和各向异性度在加热退磁过程中的变化

(a) E 为磁化率椭球的扁率, (b) P 为磁化率的各向异性度

综上，磁性研究表明S型花岗岩在形成过程中受到了板块内部强烈的挤压和剪切作用；不同类型的源岩在强烈的挤压作用下局部地带发生破裂，发育了大规模的剪切推覆作用，在剪切热的作用下源岩物质被改造形成S型花岗岩，这一结论已被云开大山S型花岗岩内部的岩石组合所证实，岩体内部普通存在糜棱岩-混合岩-花岗岩三位一体的组合[5]；在花岗岩的主体部位其磁化率椭球表现为强烈的压扁型，而在糜棱岩发育部位的磁化率椭球表现为强烈拉长型.

以上是根据广东两类花岗岩研究得出的一些初步结论，对于其它地区两类花岗岩的磁化率各向异性研究和两类花岗岩的其它物性的研究工作还在进行中.

参　考　文　献

[1] 杨树锋，成对花岗岩带与板块构造，科学出版社，北京，1987.
[2] Rathore, J. S., *Tectonophysics*, 1980, **67**: 207—220.
[3] Stephenson, A. *et al.*, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 1986, **84**: 185—200.
[4] Noel, M., *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 1983, **72**: 557—570
[5] 张伯友、俞鸿年，地质论评，1992, **38**(5): 407—413.