2011 年 5 月　　地　球　学　报　　May. 2011
第 32 卷 第 3 期: 293-303　　Acta Geoscientica Sinica　　Vol.32 No.3: 293-303
www.cagsbulletin.com　www.地球学报.com

广西米场花岗岩及其暗色微粒包体的地球化学特征和成因分析

付　强[1)], 葛文胜[1)], 温长顺[1)], 蔡克勤[1)], 李世富[2)], 张志伟[1)], 李小飞[1)]

1)中国地质大学(北京), 北京　100083;
2)广西第六地质队, 广西贵港　537100

摘　要: 本文对博白-岑溪断裂带西南段的米场黑云母花岗岩体及其包体进行了岩石学和地球化学研究。结果表明, 米场黑云母花岗岩体暗色包体广泛分布, 暗色包体中发育有碱性长石斑晶、暗色镶边的眼球状石英、针状磷灰石和包裹有内环带的斜长石等。寄主岩及暗色包体两者都为准铝质、高钾钙碱性系列岩石, 其主要氧化物含量在 Harker 图解中多呈直线变异趋势, 反映了两者具有密切的亲缘关系; 两者都富含大离子亲石元素和高场强元素, 花岗岩的 Nb/Ta 比值 11.51~13.34 高于下地壳 8.3, 反映了岩体侵位前受过幔源物质的混染; 其稀土元素的配分模式基本一致, 也反映了岩浆的同源特征; 用锆石饱和温度计和角闪石铝压力计估算了包体和寄主花岗岩结晶的温度和压力, 结果表明两者的结晶温度和压力相近, 分别在 618~697 ℃和 (3.64~4.61)×10^8 Pa 范围内。对包体及其寄主花岗岩的岩石学、地球化学特征和产出构造环境的综合分析表明, 该岩体中的暗色微粒包体是在伸展的大地构造背景下, 底侵的幔源岩浆与其诱发的壳源酸性岩浆混合作用的产物。

关键词: 暗色包体; 岩浆混合作用; 地球化学; 云开台隆; 广西
中图分类号: P588.121; P595; P581　　文献标志码: A　　doi: 10.3975/cagsb.2011.03.04

Geochemistry and Genesis of Michang Granites and Their Dark Microgranular Enclaves in Guangxi

FU Qiang[1)], GE Wen-sheng[1)], WEN Chang-shun[1)], CAI Ke-qin[1)], LI Shi-fu[2)], ZHANG Zhi-wei[1)], LI Xiao-fei[1)]

1) *China University of Geosciences, Beijing* 100083;
2) *No. 6 Geological Party of Guangxi, Guigang, Guangxi* 537100

Abstract: The biotite granite on the southwestern margin of Bobai-Cenxi faulted zone contains abundant mafic magmatic enclaves. The pluton exhibits excellent evidence for magma mixing and mingling, such as the K-feldspar megacrysts in the mafic magmatic enclaves (MME), augen quartz with dark edging, long prisms of apatite, and plagioclase with inner zone. The authors systematically studied petrological and geochemical characteristics of the pluton and the enclaves, and have concluded that the Michang pluton and the enclaves belong to meta-aluminous, high-K calc-alkaline rocks. The selected major oxides of MME and biotite granite show a linear correlation in Harker diagrams, and trace elements studies show that they are rich in both large ion lithophile elements and high field strength elements. The Nb/Ta ratio varies from 11.51 to 13.34, suggesting that the grantie probably experienced strong magma mixing. The similar REE pattern for MME and biotite granite gives an image of magma mixing; the crystallization temperature and pressure of enclaves and host granite are very close to each

CAGS

本文由广西壮族自治区地质矿产勘查开发局"广西陆川县米场钨钼矿床控矿因素、富集规律与成因机制研究"(编号: 地勘【2006】)和中国地质调查局项目(编号: 200811008)联合资助。
收稿日期: 2011-02-20; 改回日期: 2011-04-06。责任编辑: 魏乐军。
第一作者简介: 付强, 男, 1985 年生。硕士研究生。主要从事矿床学及矿床地球化学方向的研究。通讯地址: 100083, 北京市海淀区学院路 29 号。E-mail: 1234feimawangzi@163.com。

other, in the range of 595～697℃ and 3.64～4.61kbar respectively. According to a comprehensive analysis of their tectonic settings as well as petrographical characteristics and geochemical data, it is suggested that the dark microgranular enclaves in Michang pluton were generated by mixing of underplating basic magma and its induced crustal felsic magma in an extension environment.

Key words: dark microgranular enclave; magmatic mixing; geochemistry; Yunkai uplift; Guangxi

花岗质岩石中发育的暗色微粒包体蕴含着丰富的壳-幔相互作用信息。对它及寄主岩石进行系统的地质和地球化学研究，可以揭示深部岩浆作用过程，有助于了解花岗岩起源、演化及形成机制等地质问题(Castro et al., 1991; Didier et al., 1991; Wilcox, 1999; Blake et al., 2000)，因而成为花岗质岩石中十分重要的研究对象。

近年来，广西米场岩体因在其内部和接触带发现了与岩浆期后中高温热液作用有关的接触交代型钨钼矿而受到关注，而该矿区以往地质工作程度很低。很明显岩体与钨钼矿化在分布时空演化和物质来源上关系密切，因此要明确回答区内成矿地质背景，必须从岩体研究入手。早年广西区域地质调查队(1986)就多次发现在博白-岑溪断裂带西南端的中生代晚期花岗质岩体中发育有暗色微粒包体和由暗色矿物组成的条带或团块，但一直未对其进行深入的研究，使得对岩浆源区的性质及其深部作用过程缺乏系统的地球化学制约。本文拟主要讨论米场岩体中暗色微粒包体与寄主花岗岩的岩石学、元素地球化学特征，并对源区特征及其形成的构造环境进行探讨。

1 地质背景

米场岩体出露于广西陆川县米场一带。大地构造处于云开地台与钦州地槽的交切部位：博白-岑溪断裂带上。出露地层主要有寒武系的片岩、混合质片岩、片麻岩；奥陶系的千枚岩、片岩；志留系的片岩夹矽卡岩；泥盆系碎屑岩；白垩系的砾岩及酸性火山岩；第三系的砾岩等。区域性博白-岑溪深大断裂纵贯全区，多期次活动明显，是本区主要的控岩、控矿构造，断裂构造叠加于原先的韧性剪切带、韧-脆性剪切带之上，使区域内强烈挤压破碎，形成构造透镜体、片理化、构造角砾岩、糜棱岩等。区内岩浆活动频繁，有加里东期花岗岩和燕山期酸性岩体、中酸性岩株、岩脉、酸性火山岩。其中和成矿有关的主要是燕山晚期第二次侵入的花岗岩类，包括黑云母花岗岩、花岗闪长斑岩等。

米场岩体与地层呈侵入接触，接触面一般为波状弯曲或港湾状，多倾向围岩。岩石主要为黑云母花岗岩，其次为花岗闪长岩(图 1)，米场岩体中发育大量的闪长质包体。岩体内见有花岗斑岩、霏细斑岩脉等沿北北东向或北北西向节理产出。围岩蚀变强烈，生成宽达 300 m 的角岩、矽卡岩，伴有钨、钼矿化，多已成为具工业价值的矿体，如陆川县六苏、莫村、大坡钨钼矿。广西区域地质调查队(1986)曾采用黑云母 K-Ar 法测得黑云母花岗岩的形成年龄 120 Ma，相当于早白垩世中晚期。

2 岩石学特征

寄主黑云母花岗岩具斑状结构，斑晶主要为半自形钾长石，以及少量的粒状石英；基质主要由石英、斜长石、钾长石、角闪石和黑云母组成。基质中的斜长石牌号为 18~39，为更一中长石，有的具环带、重复环带构造及聚片、肖钠、卡钠复合双晶，黑云母为自形-半自形板片状、鳞片状，普通角闪石为自形-半自形柱状，钾长石为微斜微纹长石，具格子状双晶；蠕英结构普遍(图 2c)。平均矿物含量：钾长石 30%左右，石英 27%左右，黑云母 7%左右，斜长石 31%，角闪石<1%。副矿物主要有磁铁矿、磷灰石、榍石，次为黄铁矿、黝帘石和锆石，含量至少

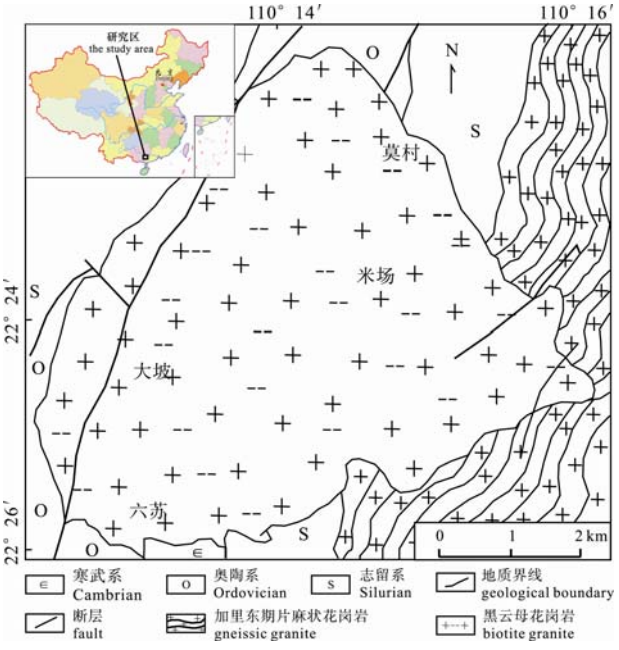
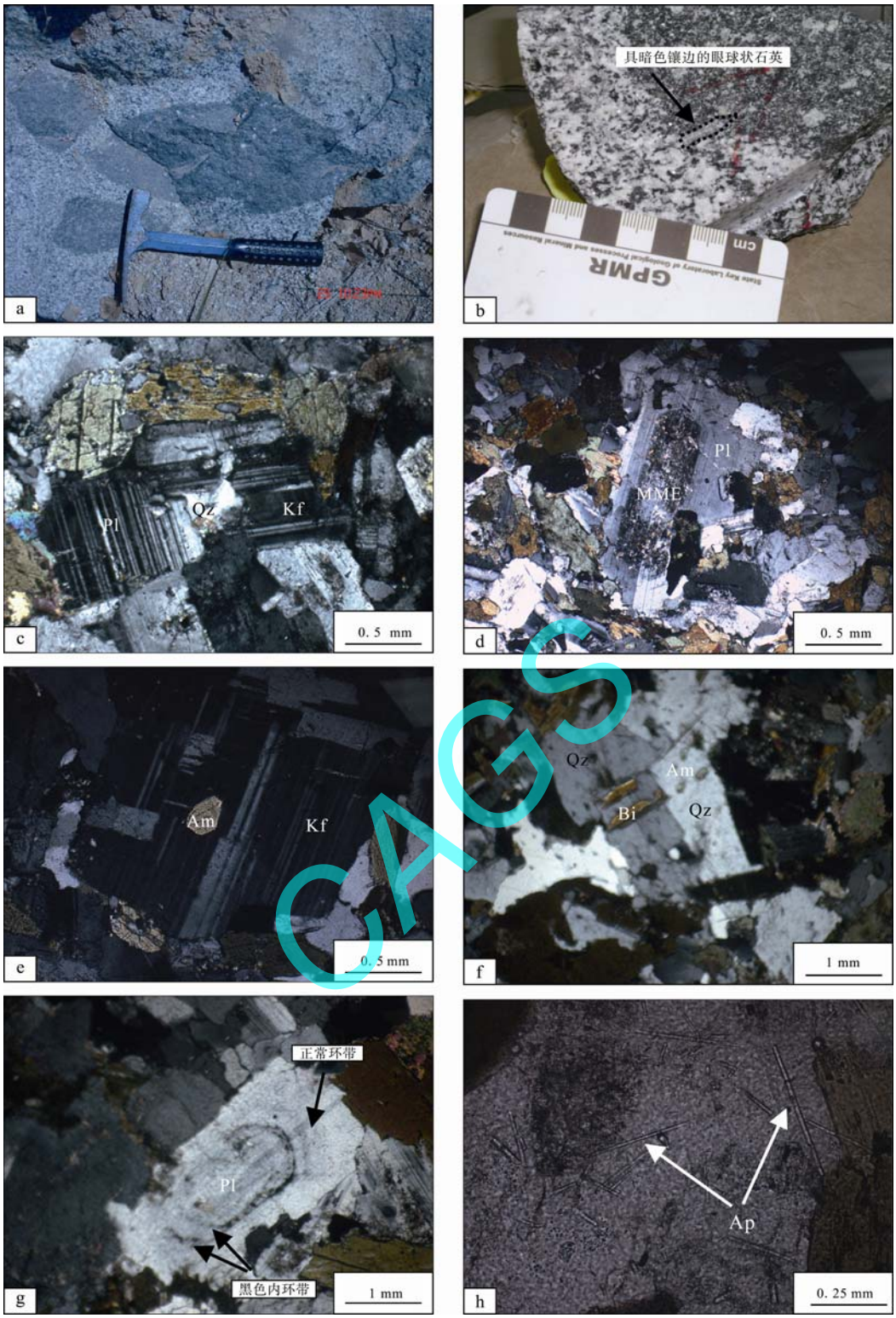


图 1 米场岩体地质简图

Fig. 1 Geological sketch map of Michang granitic pluton



GAGS

图 2　米场黑云母花岗岩与其闪长质包体的野外及镜下照片

Fig. 2　Photos of Michang granite and its dioritic enclaves taken in the field and under microscope

a-似斑状黑云母花岗岩中的暗色包体，包体与寄主岩界限截然，包体中具有碱性长石斑晶; b-具暗色镶边的眼球状石英横跨包体与寄主岩界线,见红色方框; c-寄主花岗岩内发育蠕英结构; d-斜长石内核包裹有大量早期快速结晶的暗色微粒矿物; e-微斜长石斑晶包裹早期结晶的角闪石、黑云母等暗色矿物; f-石英包裹早期结晶的角闪石、黑云母等暗色矿物，形成嵌晶结构; g-斜长石斑晶内具有黑色“内环带”，与斜长石灰白色的正常环带形成鲜明对比; h-暗色包体中的针状磷灰石; 图 2c、d、e、f、g 为正交偏光照片, h 为单偏光照片; 矿物代号: kf-钾长石, Pl-斜长石, Am-角闪石, Bi-黑云母, Qz-石英, Ap-磷灰石

a-mafic enclave (MME) hosted in Michang granite, showing K-feldspar megacrysts in MME; b-mantled quartz augen across the line between the enclave and its host rock (indicated with red rectangle); c-vermiculate quartz in the host granite, crossed nicols; d-numerous black and minute minerals in the cores of megacrystic plagioclase, crossed nicols; e- biotite and hornblende as xenocrysts in the megacrystic microcline, crossed nicols; f-biotite and hornblende as xenocrysts in the megaphenocryst of quartz, crossed nicols; g-the dust zone in remarkable contrast with the white normal zone in plagioclase phenocrysts, crossed nicols; h-long prisms of apatite in the MME, plainlight. Kf-K-feldspars, Pl-plagioclase, Am-hornblende, Bt-biotite, Qz-quartz, Ap-apatite

3%~5%。

包体分布不均匀，常成群出现。包体形态多样，有椭圆形、舌状、水滴状、火焰状等塑变形态，甚至可见透镜状(图 2a)，其大小不等，长轴一般 5~15 cm，小到 1 cm，大可达 40 cm。还有条带状的包体，说明花岗岩浆的流动较强(周珣若，1994)，但整个岩体未见刚性的菱角状包体。暗色微粒包体以闪长质为主，其矿物种类与寄主岩石完全一样，只是含量上的差别。与寄主岩相比，岩石包体具有粒度细、色率大，铁镁矿物含量较高的特点。包体具有中-细粒花岗结构，斑状结构，斑晶矿物主要是钾长石和石英，零散分布在基质中，粒度小于或接近于寄主花岗岩中的同种矿物，但明显大于基质的同种矿物，包体中基质矿物的粒度也明显比花岗岩的小。副矿物有磁铁矿、磷灰石和榍石。主要组成矿物和含量为角闪石 20%，黑云母 10%，斜长石 35%，钾长石主要为微斜长石，含量约为 15%，石英 15%。

3 样品及分析方法

样品采自米场岩体，选择新鲜有代表性的样品粉碎至 200 目做主量、微量和稀土元素分析。元素分析在中国地质科学院地球物理地球化学勘查研究所分析测试中心完成，主量元素分析仪器为 XRF-1500 型 X 射线荧光光谱仪；微量稀土元素用等离子质谱仪(ICP-MS)、等离子体光学发射光谱(ICP-OES)、X-射线荧光光谱(XRF)等完成。电子探针的测试工作是由中国地质大学(北京)电子探针室采用 EPMA-1600 电子探针完成的，加速电压为 15 KV，电流 0.01 μA。

4 地球化学特征

4.1 主量元素

暗色微粒包体的 SiO_2 的含量变化于 55.71%~62.78%之间(表 1)，平均 58.39%，为中性岩类，寄主岩石的 SiO_2 含量较稳定，为 65.30%~68.28%，包体比寄主岩体偏基性。包体的 A/KNC=0.74~0.86，品均 0.78，寄主岩石的 A/KNC=0.80~0.89，平均 0.86，为准铝质，在 CIPW 的标准矿物计算中，未出现刚玉。包体 $K_2O/Na_2O<1$，而寄主岩石 $K_2O/Na_2O>1$，反映寄主岩石比包体更富钾。在 K_2O-SiO_2 图(图 3)上两者均主要落在高钾钙碱性系列区(Morrison, 1980)，表明它们具有成因上的相关性；在以 SiO_2 含量为横坐标的 Harker 图解中(图 4)，除 K_2O 含量随 SiO_2 呈线性增加，所有样品 TiO_2、Al_2O_3、FeO_t、MgO、CaO、MnO_2 和 P_2O_5 均与之呈良好的负相关关系，表现出长石、单斜辉石、磷灰石及钛铁矿等矿物的分离结晶作用(李献华等, 2000)。在包体中铁镁含量明显高于寄主花岗岩，但在寄主岩中，$Mg^{\#}$($Mg^{\#}$=Mg/(Mg+Fe^{2+}(全铁))高于 0.42，表明它们可能受过幔源物质的混染(Rapp, 1997)。

4.2 稀土元素

暗色微粒包体和寄主岩石的稀土总量∑REE 分别变化在(120.87~179.25)×10^{-6} 和(135.13~195.88)×10^{-6} 之间，后者略高于前者，δEu 值分别介于 0.80~0.93 和 0.87~0.93 之间，具有微弱的铕负异常，自暗色微粒包体至寄主花岗岩，岩石的铕负异常不但没有增大的趋势，反而有的样品还变小(表 1)，说明二者并非是同源岩浆分异结晶的产物，因为同源岩浆在分异演化过程中，随着斜长石和钾长石等矿物分离结晶，残余岩浆的负铕异常将渐趋明显。包体的$(La/Yb)_N$ 值为 6.79~9.33，寄主岩石的$(La/Yb)_N$ 值为 12.76~ 21.98，均为轻稀土富集型，但寄主岩的分异程度明显高于铁镁质包体，在稀土元素分配曲线图上(图 5)，寄主岩石总体呈右倾形式，但重稀土分配模式较为平坦，具有壳幔混源的特点，暗色微粒包体与寄主岩石配分型式比较接近，显示它们之间存在密切的亲缘关系。

4.3 微量元素

暗色包体、寄主花岗岩均强烈富集大离子半径亲石元素(LILE)和高场强元素(HFSE)，与寄主岩相比，包体的 V、Cr、Co、Ni、Cu、Zn 等过渡元素的含量明显偏高(表 1)，这与其基性程度较高匹配。而成矿元素 W、Mo 在寄主岩中的含量整体大于其在

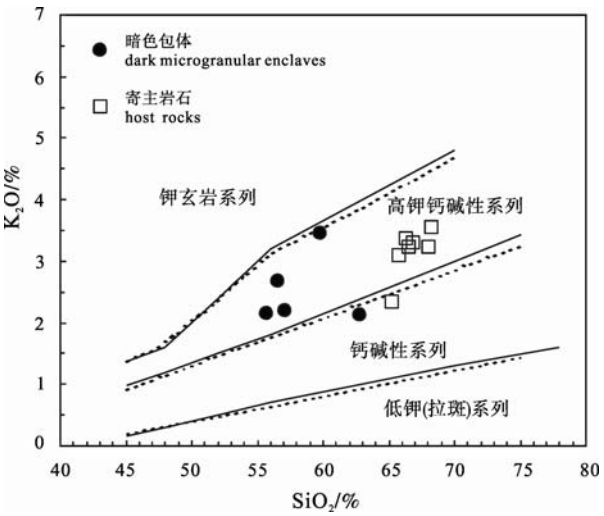


图 3 米场岩体的 K_2O-SiO_2 关系图(据 Middlemost, 1985)
Fig. 3 K_2O-SiO_2 plot for the Michang pluton (after Middlemost, 1985)

CAGS

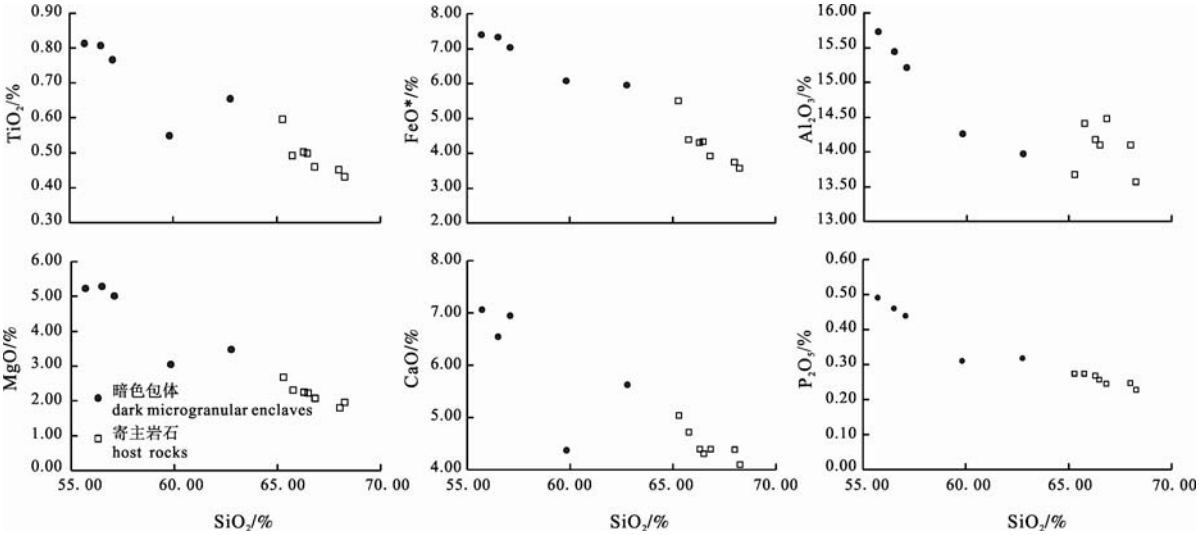


图 4　米场闪长质包体及其寄主岩体的 Harker 图解

Fig. 4　Harker diagram of Michang granite and microgranular dioritic enclaves

包体中的含量，反映了成矿物质的富集与分异程度较高的黑云母花岗岩有关。米场包体及寄主花岗岩的 Nb/La 平均值分别为 1.55 和 0.63，前者大于原始地幔均值(1.06, Jochum et al., 1989)，后者处于原始地幔与地壳(0.45, Green, 1995)之间,反映了总体幔源物质份量较丰富，且沿包体至寄主岩这一方向幔源物质比例有依次降低的变化规律。

在微量元素蛛网图上(图 6)，包体和寄主岩石显示以壳源为主的地球化学性质，如都具有 Rb、K、Pb 等元素强烈富集的特点，样品显示有 Ba 的负异常, Sr 异常不明显；此外, P、Ti 等元素强烈亏损，说明存在磷灰石和金红石的大量分异。暗色微粒包体和寄主岩分配曲线相似，明显具有地球化学亲源关系，反映了两者经历了相似的岩浆演化过程。并且，在微量元素相关图和同分母比值图(图 7)上呈直线，说明包体岩浆与花岗质岩浆两者之间有过较强的物质交换，是岩浆混合作用的重要特征(Langmuir, 1978)。

5　岩石及包体成因

5.1　岩浆混合的岩相学证据

花岗岩中的岩石包体可分为 3 种基本类型(Didier et al., 1991): 捕掳体、残留体和铁镁质微粒包体(MME)。其中，铁镁质微粒包体的形成往往与区域岩浆底侵作用密切相关。Lo et al.(1994)报道了约 100 Ma 是南岭地区一次重要的岩石圈拉张和幔源基性岩脉活动时代，而已见报道的骑田岭、姑婆山岩体内部发育有丰富的岩浆混合包体(付建明等, 2006; 杨策等, 2006)，说明在中生代云开台隆以至南岭地区存在地幔物质底侵事件。本文所研究的米场黑云母花岗岩中的暗色岩石包体属于单一成因类型的铁镁质微粒包体。包体具有如下特征:

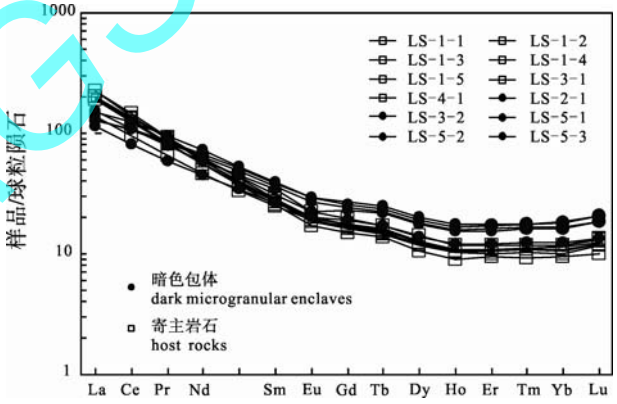


图 5　暗色包体与寄主岩的稀土元素配分图

Fig. 5　Chondrite-normalized REE patterns of dioritic enclaves and their host rocks

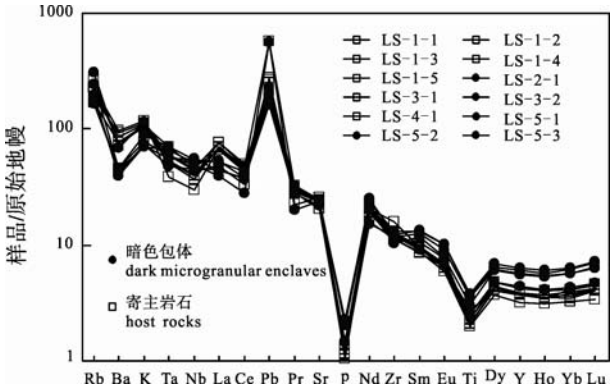


图 6　暗色包体与寄主岩的微量元素蛛网图

Fig. 6　Primitive mantle-normalized spidergrams of trace elements for dioritic enclaves and their host rocks

CAGS

表 1 暗色微粒包体及其寄主岩石主量元素($\times10^{-2}$)、稀土元素和微量元素($\times10^{-6}$)含量

Table 1 Major ($\times10^{-2}$), REE and other trace element ($\times10^{-6}$) content of dark microgranular enclaves and their host rocks

样品号	LS-1-1	LS-1-2	LS-1-3	LS-1-4	LS-1-5	LS-3-1	LS-4-1	LS-2-1	LS-3-2	LS-5-1	LS-5-2	LS-5-3
岩性	黑云母花岗岩									暗色包体		
SiO_2	68.28	66.51	66.84	66.31	65.78	65.30	68.03	62.78	59.83	56.51	55.71	57.10
TiO_2	0.43	0.50	0.46	0.50	0.49	0.59	0.45	0.65	0.55	1.15	0.81	0.77
Al_2O_3	13.57	14.09	14.47	14.17	14.40	13.66	14.09	13.96	14.25	15.44	15.73	15.21
Fe_2O_3	1.77	2.21	1.43	1.99	2.11	3.08	1.50	2.88	3.43	3.49	3.39	3.57
FeO	1.98	2.35	2.62	2.51	2.48	2.72	2.39	3.35	2.99	4.18	4.35	3.81
MnO	0.12	0.10	0.10	0.10	0.12	0.14	0.08	0.16	0.13	0.22	0.20	0.20
MgO	1.94	2.23	2.06	2.25	2.30	2.66	1.79	3.47	3.03	5.29	5.22	5.00
CaO	4.09	4.30	4.40	4.39	4.71	5.03	4.38	5.62	4.37	6.54	7.06	6.94
Na_2O	2.58	2.77	2.94	3.01	3.08	3.30	3.02	3.18	2.96	3.12	3.54	3.42
K_2O	3.54	3.22	3.28	3.36	3.09	2.33	3.23	2.12	3.45	2.67	2.15	2.19
P_2O_5	0.23	0.25	0.24	0.27	0.27	0.27	0.25	0.32	0.31	0.46	0.49	0.44
LOI	1.28	1.26	1.11	1.00	1.00	0.69	0.71	1.38	1.62	1.15	1.05	1.08
Total	99.81	99.79	99.95	99.85	99.83	99.78	99.90	99.88	96.92	99.87	99.70	99.73
A/KNC	0.87	0.89	0.88	0.85	0.85	0.80	0.86	0.79	0.86	0.77	0.75	0.74
K_2O/Na_2O	1.37	1.16	1.12	1.12	1.00	0.71	1.07	0.67	1.16	0.86	0.61	0.64
Mg/Mg+Fe	0.49	0.48	0.48	0.48	0.48	0.46	0.46	0.51	0.47	0.56	0.56	0.56
Be	1.78	2.14	2.27	1.91	1.79	2.16	2.39	2.62	2.71	2.17	2.24	2.22
V	71.10	87.20	76.90	87.30	86.20	112.80	76.10	120.10	96.60	150.40	152.80	150.50
Cr	13.00	12.60	13.60	14.40	16.60	28.10	11.70	52.50	23.40	59.10	59.20	59.10
Co	8.36	12.74	11.95	12.58	11.57	14.04	10.56	16.38	25.50	23.18	23.45	20.68
Ni	4.75	5.36	5.54	6.12	5.57	6.86	5.11	13.95	8.13	21.87	20.87	17.61
Cu	19.99	8.54	9.72	6.06	4.06	16.01	3.56	21.42	9.38	7.33	8.48	14.73
Zn	72.24	88.33	68.89	62.89	56.23	498.88	59.80	86.21	240.01	154.57	116.16	107.41
Ga	13.97	16.82	18.69	17.25	15.99	18.74	17.04	17.34	18.36	20.76	19.40	17.04
Rb	143.80	143.90	132.90	117.20	107.70	110.40	166.70	103.80	194.10	154.50	123.70	120.40
Sr	489.30	510.20	537.80	518.70	502.00	509.30	430.70	465.10	500.80	500.40	505.50	513.20
Y	14.61	17.49	16.93	17.28	19.11	16.80	16.97	25.36	20.04	27.59	28.59	25.69
Zr	125.60	136.70	125.30	142.70	123.10	177.00	135.10	116.90	135.40	139.10	146.70	130.70
Nb	21.07	27.91	30.98	28.49	26.41	32.33	33.30	36.44	34.35	38.62	39.55	31.58
Mo	0.58	0.48	0.58	0.73	0.64	0.66	0.32	0.52	0.37	0.35	0.37	2.54
Cd	28.20	31.10	19.20	20.00	8.70	1763.20	63.30	34.20	452.30	57.30	77.20	60.90
Ba	669.80	530.10	595.10	639.60	532.20	316.00	497.00	311.60	474.50	316.40	273.20	294.80
Ta	1.56	2.12	2.44	2.19	2.09	2.43	2.89	2.68	2.40	2.87	2.24	1.96
W	7.89	2.87	1.57	3.09	22.93	12.72	2.91	2.91	40.79	1.26	1.02	0.87
Pb	18.70	17.72	19.53	14.04	12.65	40.37	17.88	11.55	39.43	16.15	11.94	13.82
Bi	0.59	0.72	0.56	0.18	0.22	10.79	0.90	0.45	16.40	0.62	0.80	8.05
Nb/Ta	13.54	13.19	12.71	13.00	12.63	13.30	11.51	13.60	14.34	13.47	17.63	16.12
Nb/La	0.45	0.60	0.94	0.54	0.55	0.61	0.74	1.01	1.28	1.09	1.33	1.03
La	46.96	46.65	32.88	52.29	48.05	52.71	45.03	36.18	26.92	35.34	29.83	30.63
Ce	79.00	78.00	58.00	88.00	82.00	85.00	76.00	66.00	49.00	75.00	66.00	65.00
Pr	7.77	7.95	6.18	8.88	8.44	8.50	7.75	7.44	5.57	8.93	8.17	7.98
Nd	25.60	25.97	21.43	29.07	28.47	27.69	25.65	27.06	20.74	33.57	31.65	30.01
Sm	3.86	4.19	3.76	4.36	4.73	4.21	4.10	5.20	4.01	5.96	5.87	5.53
Eu	1.00	1.14	1.09	1.15	1.28	1.08	1.07	1.31	1.17	1.71	1.71	1.54
Gd	3.09	3.59	3.42	3.58	3.97	3.47	3.31	4.75	3.88	5.30	5.53	5.00
Tb	0.52	0.61	0.56	0.60	0.65	0.57	0.55	0.81	0.64	0.89	0.92	0.85
Dy	2.71	3.21	3.05	3.19	3.56	2.96	3.02	4.45	3.50	4.79	5.07	4.59
Ho	0.51	0.61	0.58	0.60	0.66	0.58	0.57	0.87	0.67	0.94	1.00	0.90
Er	1.55	1.81	1.74	1.78	1.96	1.68	1.74	2.56	2.01	2.81	2.91	2.69
Tm	0.23	0.29	0.28	0.28	0.30	0.26	0.28	0.41	0.32	0.45	0.45	0.42
Yb	1.61	1.93	1.85	1.80	2.02	1.72	2.02	2.78	2.10	3.06	3.15	2.82
Lu	0.25	0.31	0.31	0.31	0.33	0.30	0.34	0.47	0.35	0.52	0.53	0.46
∑REE	174.67	176.26	135.13	195.88	186.41	190.72	171.44	160.30	120.87	179.25	162.79	158.42
$(La/Yb)_N$	20.95	17.37	12.76	20.81	17.10	21.98	15.97	9.33	9.19	8.29	6.79	7.79
δEu	0.89	0.90	0.93	0.89	0.90	0.87	0.89	0.80	0.91	0.93	0.92	0.90
t(Zr)	677	678	668	669	655	662	669	631	655	625	697.00	618

注: A/KNC=Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)分子比; Na_2O/K_2O 重量比; 球粒陨石值据 Sun et al.(1989); 锆石饱和温度(t(Zr))计算据 Watson(1983)。

CAGS

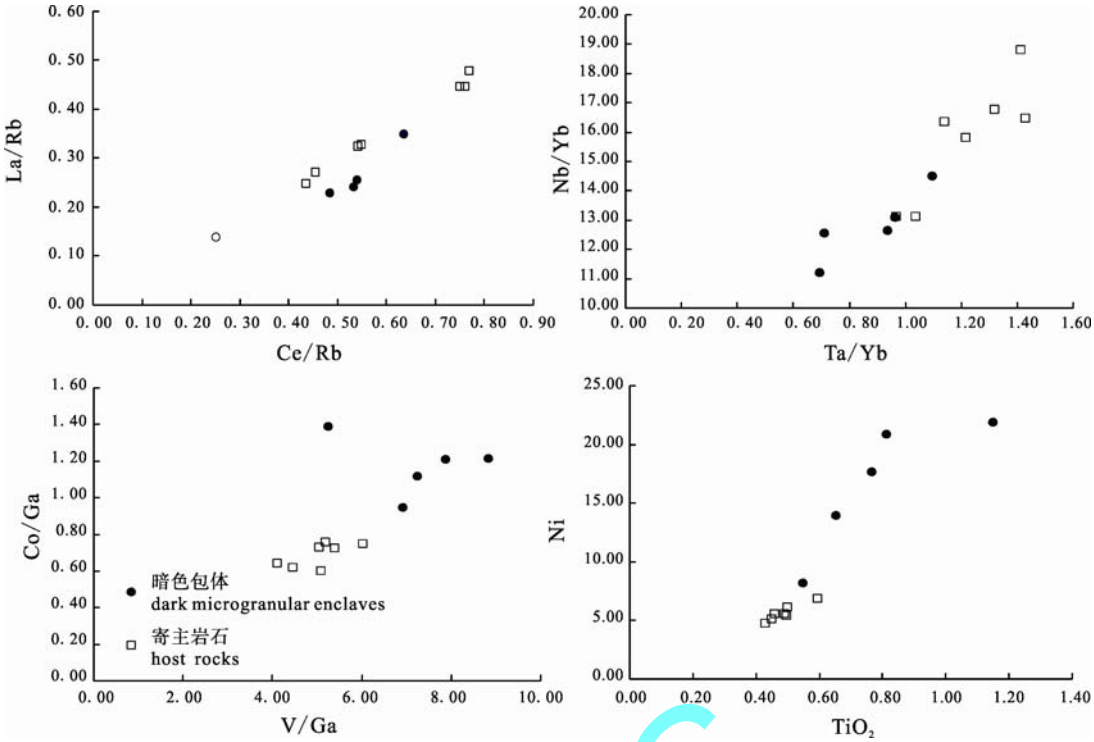


图 7　暗色包体及其寄主岩微量元素协变图

Fig. 7　Covariant diagram for trace elements of dark microgranular enclaves and their host rocks

(1)寄主岩石中发育暗色包体，包体颜色较寄主黑云母花岗岩深，粒度较寄主岩细，两者多呈截然关系，少数呈过渡关系，由于混合程度不均一，包体组分有差异。包体多呈塑性变形，未见固态条件下热变质，说明这些包体不是围岩捕掳体；另外，花岗质岩石中的包体常具火成岩结构，缺乏典型的富铝矿物，不发育变晶结构和片理构造等，故也不可能是基底变质岩难熔残留体。包体应为经岩浆混合作用后演化而成的混合体。

(2)包体内部具暗色镶边的眼球状石英，有时可见石英斑晶直接横跨包体与寄主岩的界线(图 2b)，它们是寄主花岗岩中的斑晶，在岩浆混合时被较基性的 MME 岩浆捕获并产生反应，熔融作用的吸热效应在紧靠石英边缘的一圈熔体中形成了局部过冷的条件，导致细粒暗色矿物集合体围绕石英捕掳晶晶出。

(3)暗色包体含碱性长石斑晶，斑晶不仅发育于寄主岩石中(图 2a)，而且还发育于暗色包体中及其边界之中。钾长石巨晶同眼球状石英一样，也是早先结晶的寄主花岗岩岩浆的斑晶，在铁镁质岩浆与花岗质岩浆混合时被带到铁镁质岩浆中的。

(4)暗色包体内可见斜长石具有自形振荡环带结构及其外缘的它形增生，广泛发育盒状结构、筛状结构(图 2d)，可见斜长石内核包裹有大量早期快速结晶的暗色微粒矿物。并且发现有些斜长石斑晶发育有黑色细窄内环带(图 2g)，内环带是指由大量细小熔体及黑云母、角闪石等矿物组成的黑色小环带，被很多学者认为是在岩浆混合过程中形成的，是指示岩浆混合作用的重要证据(Wiebe, 1968; Tsuchiyama, 1985; Kawamoto, 1992; Baxter et al., 2002)。在有些斜长石斑晶中有时能见到 5 条内环带，说明斜长石的结晶环境曾出现多次反复的变动 (覃锋等, 2006)，可能为幔源岩浆脉冲式涌入酸性岩浆房并发生岩浆混合作用的结果。

(5)在石英和钾长石斑晶内也常常见到许多细粒的角闪石、黑云母等暗色矿物被包裹，形成嵌晶结构(图 2e, 2f)。反映了较热的铁镁质岩浆与较冷的酸性岩浆混合后经历了早期的快速冷却淬火和后期的缓慢结晶两个阶段。

(6)暗色包体中发育针状磷灰石(图 2h)。其长度为 0.2~0.1 mm，宽度约 0.01 mm，长宽比为 10:1~20:1，而在相应的寄主岩中，磷灰石往往呈短柱状。实验资料说明长柱状-针状磷灰石为岩浆快速冷却结晶的产物(Wyllie et al., 1962)，通常被认为是岩浆混合过程中基性岩浆注入到温度较低的酸性岩浆房中导致基性岩浆温度迅速下降的结果(Hibbard, 1991)。

上述特征表明，该岩体形成过程中曾发生过明

显的岩浆混合作用。

5.2 岩浆源区性质及成因

岩浆混合的岩相学特征说明，暗色包体、寄主花岗岩可认为是基性岩浆和酸性岩浆不同比例混合的产物，它们继承了部分相应端元的岩浆源区信息。寄主岩及包体的很多地质地球化学参数提供了大量可以用来判别本区岩石成因的地球动力学信息。从主量元素易看出，包体成分比较分散，寄主岩的成分比较集中，且包体相对富 Ca、Al、Fe、Mg；在微量元素特征上富含 LILE 和 HFSE，尤其是富 Zr 和 Nb，且 Y/Ta、Nb/La 比值较大，表明了其来源以地幔物质为主。包体的 Nb/Ta 比值变化于 13.30~17.63，其值处于下地壳(8.3，Rudnick et al.，2003)和原始地幔(17.5±2.0，Jochum et al.，1989)值之间，大多样品更靠近基性端元，所以暗色包体并非纯的地幔熔体，可能为地幔熔体结晶分异或壳幔物质的混合。寄主岩的 Nb/Ta 值为 11.51~13.34，其值高于下地壳而低于原始地幔，指示花岗岩为熔融下地壳与幔源岩浆混合后的产物。

MME 包体及其寄主岩通过双扩散作用发生不同程度的物质交换，地球化学特征上具有密切的亲缘关系。由 Harker 图解可以看出，米场岩体中的氧化物均与 SiO_2 具有良好的线性关系，显示出寄主岩与岩石包体两种不同成分岩浆的混合作用(肖庆辉等，2002)；另外，在反映岩石分异演化的元素比值(如 Rb/Sr、Rb/Ba 等)上，它们并不显示自暗色微粒包体至寄主花岗岩，上述元素比值依次升高的变异趋势(表 1)，这也说明二者并非是分异演化关系；另有研究显示若 Mg/(Mg+Fe)比值相似，说明包体与寄主岩密切相关，其成分特点是岩浆混合作用的结果(Didier et al.，1991)。本区暗色微粒包体与寄主岩石的 Fe 和 Mg 含量相差较大(表 1)，但它们的 Mg/(Mg+Fe)比值接近，这表明米场岩体中的暗色微粒包体是由岩浆混合作用形成的混合体，在 FeO*-MgO 图中岩石样品沿混合趋势线分布(图 8)，反映出该岩体的岩浆混合成因特点(Zorpi et al.，1985)。

5.3 成岩温压条件

根据 Watson et al.(1983)方法(t_{Zr}(℃)= {12900/[lnD_{Zr}(锆石/熔体)+0.85M+2.95]} -273)计算包体与寄主岩花岗岩的锆石饱和温度(表 1)，结果显示油麻坡花岗闪长的锆石饱和温度为 655～678 ℃，闪长质包体的锆石饱和温度为 618～697 ℃，二者十分接近，表明相混合的两种岩浆已基本达到热平衡。笔者利用角闪石电子探针分析结果，并根据温度结果选用 Schmidt(1992)的角闪石全铝压力计(P(±0.6×10^8 Pa)=

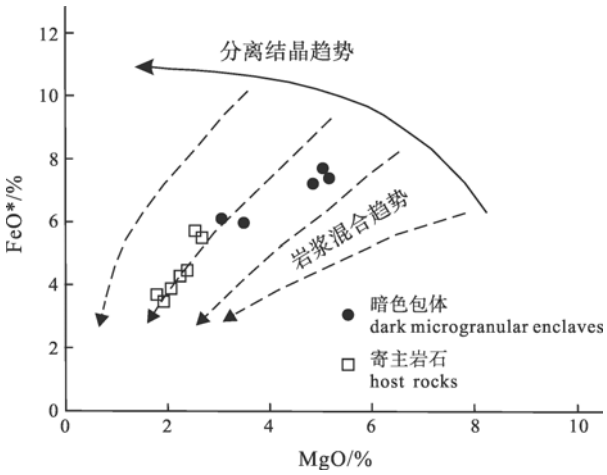


图 8 MgO-FeO*图解(据 Zorpi et al, 1991)
Fig. 8 Diagram of FeO* versus Mgo (after Zorpi et al., 1991)

-3.01+4.76AI^T)对米场花岗岩及暗色包体进行估算(表 2)，结果表明花岗闪长斑岩和暗色包体中角闪石的形成压力范围为(3.64～4.24)×10^8 Pa，平均压力为 3.87×10^8Pa，镁铁质微粒包体结晶时的压力范围为(3.95～4.61)×10^8 Pa，平均压力 4.05×10^8 Pa。上述温压结果表明该铁镁质包体的形成深度略大于寄主花岗岩的形成深度，岩浆混合发生在 4.05×10^8 Pa 左右，在热传递过程中，基性岩浆淬冷结晶，酸性岩浆温度升高，导致岩浆密度不稳定促使岩浆流动(Fernandez et al.，1991)，岩浆上升降温固结并将基性包体带到相对浅部。

5.4 构造环境

在 Pearce et al.(1984)构造环境判别图 Rb-Yb+Ta 和 Rb-Y+Nb 中(图 9)，米场岩体界于 VAG 与 WPG 之间，类似于大陆弧间、弧后拉张盆地以及碰撞后的伸展环境。其形成的背景与该时期整个云开地区处于伸展构造演化阶段相一致，蔡明海等(2002)研究也表明，白垩纪区内断陷盆地发育，区域拉张作用进一步加强，白垩系陆相沉积地层普遍沿基底发生滑覆作用，如粤西罗定盆地下白垩统沿基底接触面由南向北滑覆。并伴有大规模的中酸性岩浆岩的侵入和喷发，在桂东南和粤西发现一批钾玄质侵入岩(李献华等，2000；郭新生等，2001)，在博白-岑溪深大断裂西南段，靠近米场岩体的桂东南陆川县、博白县一带分布有大量的中生代富钾质岩石，这些花岗岩的同位素年龄集中在 100~150 Ma(广西地质调查院，2002)。与本文所报道的米场花岗岩体年龄(120 Ma)(广西区域地质调查队，1986)形成时代大体一致。钾玄质侵入岩带的大量产出反映了燕山晚期该区域处于板内伸展构造环境。

CAGS

表 2　暗色包体和寄主花岗岩中角闪石电子探针分析结果(ωB/%)

Table 2　Chemical compositions of hornblendes in dark enclaves and host granite(ωB/%)

岩性	黑云母花岗岩			暗色包体		
样品号	LS-1-6	LS-3-6	LS-4-3	LS-2-6	LS-5-6	LS-6-2
SiO_2	44.64	45.14	45.34	44.16	46.36	44.78
TiO_2	1.12	1.38	1.05	1.00	0.93	1.18
Al_2O_3	8.55	7.97	7.85	8.64	7.32	9.08
FeO	17.71	17.36	17.09	18.22	16.40	18.07
MnO	0.63	0.43	0.63	0.48	0.54	0.77
MgO	11.55	11.77	12.08	11.54	12.78	11.46
CaO	11.04	10.96	11.00	11.12	10.81	10.97
Na_2O	1.14	1.27	0.90	0.74	0.94	1.12
K_2O	1.05	0.90	0.91	0.83	0.70	0.92
Total	97.43	97.17	96.84	96.74	96.79	98.35
以 23 个 O 计算的阳离子数						
Si	6.74	6.81	6.85	6.72	6.96	6.70
AlⅣ	1.26	1.19	1.15	1.28	1.04	1.30
AlⅥ	0.27	0.23	0.25	0.27	0.25	0.30
Ti	0.13	0.16	0.12	0.11	0.11	0.13
Fe^{3+}	0.36	0.40	0.45	0.42	0.51	0.39
Fe^{2+}	1.87	1.79	1.71	1.90	1.55	1.88
Mn	0.08	0.05	0.08	0.06	0.07	0.10
Mg	2.60	2.65	2.72	2.62	2.86	2.56
Ca	1.79	1.77	1.78	1.81	1.74	1.76
Na	0.33	0.37	0.26	0.22	0.27	0.33
K	0.20	0.17	0.18	0.16	0.13	0.18
Sum	15.64	15.60	15.55	15.58	15.49	15.61
Ps(kbar)	4.24	3.74	3.64	4.37	3.95	4.61

CAGS

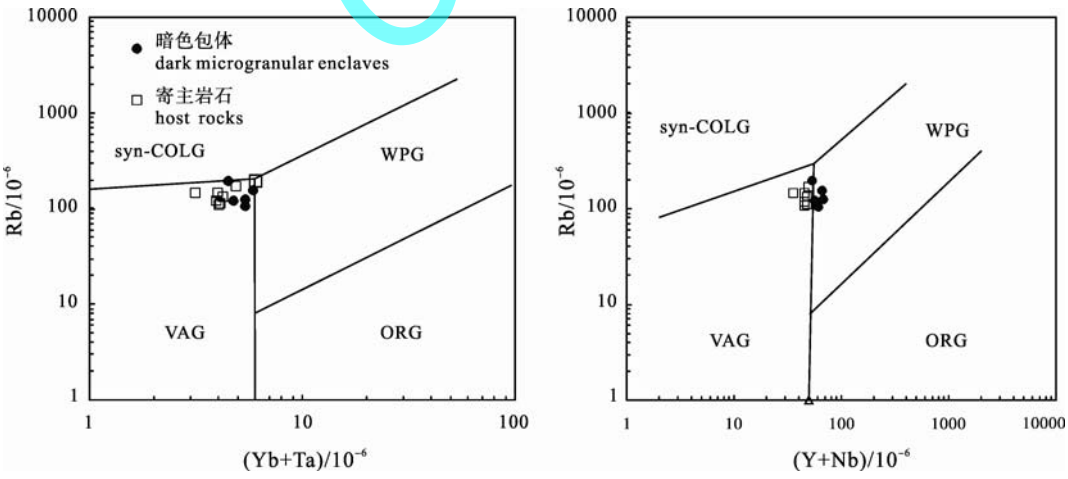


图 9　Rb-Yb+Ta 和 Rb-Y+Nb 图(引自 Pearce et al., 1984, 1996;)

Fig. 9　Rb-Yb+Ta diagram and Rb-Y+Nb diagram (after Pearce et al., 1984, 1996)

博白-岑溪断裂带处在云开隆起与钦防拗陷的交替部位，深部地球物理研究表明(广西地质调查院, 2002)，博白-岑溪断裂带是广西地壳最薄的地区，莫霍面呈波状起伏，幔突与幔凹相间排列，米场岩体处于该断裂带的北西段幔隆部位，显然，该结合带是中生代地质构造相对薄弱而伸展构造最强烈地方，有利于地幔上隆、幔源岩浆底侵，并诱发地壳物质的部分熔融，进而发生壳幔岩浆混合作用。毛景

文等(2005)认为伸展和松弛构造是成矿的最有利环境，米场岩体就是在这种有利的环境当中形成了一定规模的接触交代型钨钼矿。

6 结论与讨论

(1)花岗岩中富含大量的暗色铁镁质包体，包体内部的各类不平衡结构(如石英眼斑、含有黑色内环带的斜长石、针状磷灰石等)以及岩石地球化学特征表明陆川米场黑云母花岗岩体具有岩浆混合作用的信息；从化学组分特点上可以看出前者更加趋近基性端元的特征，可能为幔源熔体结晶分异或壳幔物质的混合产物，而寄主花岗岩则更多地反映了下地壳源区的信息。

(2)寄主花岗岩的形成温度和压力分别为655~678 ℃，3.87×10^8 Pa；暗色包体的形成温度和压力分别为618~697 ℃，4.05×10^8 Pa。两者的的形成温压条件比较接近，反映了两者是在比较接近的环境中形成。

(3)本区在燕山晚期伸展-引张构造背景下，岩石圈减薄破裂，幔源岩浆底侵，其提供的热量促使地壳物质的部分熔融，引起壳幔岩浆混合作用的发生。当两种具有不同温度、不同成分、不同粘度的岩浆混合在一起时，在达到化学平衡前基性岩浆已经快速冷却固结形成暗色包体，粘度相对较低的花岗岩浆发生对流作用使包体拉伸并分散到整个寄主岩体中，或者由于分离作用使包体局部集中形成包体群，随后暗色包体随着岩浆侵位上升被带到相对浅部。

致谢：研究工作得到了广西地质调查院及广西第六地质大队员工的极力配合和支持，在此衷心感谢！

参考文献:

蔡明海，战明国，彭松柏，孟祥金，刘国庆. 2002. 云开地区中生代成矿地质背景及成矿动力学机制研究[J]. 矿床地质，21(3): 264-269.

付建明，谢才富，彭松柏，杨晓君，梅玉萍. 2006. 湖南骑田岭花岗岩及其暗色微粒包体的地球化学与壳幔岩浆的混合作用[J]. 地球学报，27(6): 557-569.

广西地质调查院. 2002. 1/5 万区域地质调查云开片区总结[M]. 北京：地质出版社: 1-423.

广西区域地质调查队. 1986. 玉林、隆盛、沙田、米场幅 1/5 万区域地质调查报告[R]. 南宁：广西区域地质调查队.

郭新生，陈江锋，张巽，汤加富，谢智，周泰禧，刘玉龙. 2001. 桂东南富钾岩浆杂岩的 Nd 同位素组成：华南中生代地幔物质上涌事件[J]. 岩石学报，17(1): 19-27.

李献华，周汉文，刘颖，李寄嵎，陈正宏，于津生，桂训唐. 2000. 粤西阳春中生代钾玄质侵入岩及其构造意义：Ⅰ.岩石学和同位素地质年代学[J]. 地球化学，29(6): 513-520.

毛景文，谢桂青，李晓峰，张作衡，王义天，王志良，赵财胜，杨富全，李厚民. 2005. 大陆动力学演化与成矿研究：历史与现状——兼论华南地区在地质历史演化期间大陆增生与成矿作用[J]. 矿床地质，24(3): 193-205.

覃锋，徐晓霞，罗照华. 2006. 北京房山岩体形成过程中的岩浆混合作用证据[J]. 岩石学报，22(12): 2957-2970.

肖庆辉，邓晋福，马大铨，洪大卫，莫宣学，卢欣祥，李志昌，汪雄武，马昌前，吴福元，罗照华，王涛. 2002. 花岗岩研究思维与方法[M]. 北京：地质出版社: 12-71.

杨策，朱金初，张佩华，谢才富. 2006. 广西姑婆山里松花岗岩中闪长质包体的地球化学特征及其成因探讨[J]. 高校地质学报，12(3): 310-318.

周珣若. 1994. 花岗岩混合作用[J]. 地学前缘，1(1-2): 87-97.

References:

BAXTER S, FEELY M. 2002. Magma mixing mingling textures in granitoids: examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland[J]. Mineralogy and Petrology, 76: 63-74.

BLAKE S, FINK J H. 2000. On the deformation and freezing of enclaves during magma mixing[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 95: 1-8.

CAI Ming-hai, ZHAN Ming-guo, PENG Song-bai, MENG Xiang-jin, LIU Guo-qing. 2002. Study of mesozoic metallogenic geological setting and dynamic mechanism in Yunkai area[J]. Mineral Deposits, 21(3): 264-269(in Chinese with English abstract).

CASTRO A, MORENO VENTAS I, DE LA ROSA J D. 1991. H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite_type classification and nomenclature[J]. Earth-Science Reviews, 31(3-4): 237-253.

DIDIER J, BARBARIN B. 1991. Enclaves and Granite Petrology[M]. Amsterdam: Elsevier: 1-625.

FERNANDEZ A N, BARBARIN B. 1991. Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: nature of resulting interaction processes and shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves[G]. // DIDIER J and BARBARIN B(eds.), Enclaves and Granite Petrology. Amsterdam: Elsevier: 263-276.

FU Jian-ming, XIE Cai-fu, PENG Song-bai, YANG Xiao-jun, MEI Yu-ping. 2006. Geochemistry and crust-mantle magmatic mixing of the Qitianling granites and their dark microgranular enclaves in Hunan province[J]. Acta Geoscientica Sinica, 27(6): 557-569(in Chinese with English abstract).

GREEN T H. 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system[J]. Chem. Geol., 120: 347-359.

Guangxi Geology Survey Institute. 2002. The summary of 1:50 000 regional geological survey of Yunkai area[M]. Beijing: Geo-

CAGS

logical Publishing House: 1-423(in Chinese).

Guangxi Geology Survey Team. 1986. Reports on 1:50 000 regional geological surveys of Yulin, Longsheng, Shatian, Michang[R]. Nanning: Guangxi Geology Survey Team(in Chinese).

GUO Xin-shen, CHEN Jiang-feng, ZHANG Xun, TANG Jia-fu, XIE Zhi, ZHOU Tai-xi, LIU Yu-long. 2001. Nd isotopic ratios of K-enriched magmatic complexes from southeastern Guangxi province: Implication for upwelling of the mantle in southern China during the Mesozoic[J]. Acta Petrologica Sinica, 17(1): 19-27(in Chinese with English abstract).

HIBBARD M J. 1991. Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems[G]. //DIDIER J and BARBARIN B(eds.). Enclaves and Granite petrology. Developments in petrology, Amsterdam: Elsevier: 431-444.

JOCHUM K P, MCDONOUGH W F, PALME H. 1989. Compositional constraints on the continental lithosphericmantle from trace elements inspinel peridotite xenoliths[J]. Nature, 340: 548-550.

KAWAMOTO. 1992. Dusty and honey comb plagioclase: indicators of process in the Uchino stratified magma chamber, Izu Peninsula, Japan[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 49: 191-208.

LANGMUIR C H. 1978. A general mixing equation with application to Ice-landic basalt[J]. Earth and Planet Sci. Lett., 37: 380-392.

LI Xian-hua, ZHOU Han-wen, LIU Ying, LI Ji-yu, CHEN Zheng-hong, YU Jin-sheng, GUI Xun-tang. 2000. Mesozoic shoshonitic intrusives in the Yangchun Basin, western Guangdong, and their tectonic significance: I. petrology and isotope geochronology[J]. Geochimica, 29(6): 513-520(in Chinese with English abstract).

LO C H, LEE C Y. 1994. $^{40}Ar/^{30}Ar$ method of the K-Ar age determination on geological samples using Tsing Hua open pool (THOR) reactor[J]. J. Geol. Soc. China, 37(2): 1-22.

MAO Jing-Wen, XIE Gui-qing, LI Xiao-Feng, ZHANG Zuo-heng, WANG Yi-tian, WANG Zhi-liang, ZHAO Cai-sheng, YANG Fu-quan, LI Hou-min. 2005. Geogynamic process and metallogeny; history and present research trend, with a special discussion on continental accretion and related metallogeny throughout geological history in South China[J]. Mineral Deposits, 24(3): 193-205(in Chinese with English abstract).

MIDDLEMOST EAK. 1985. Magmas and Magmatic Rocks[M]. London: Longman: 1-266.

MORRISON G W. 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association[J]. Lithos, 13(1): 97-108.

PEARCE J A. 1996. Source and setting of granitic rocks[J]. Episodes, 19(4): 120-125.

PEARCE J A, HARRIS NBW, TINDLE AG. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. Journal of Petrology, 25(2): 956-983.

QIN Feng, XU Xiao-xia, LUO Zhao-hua. 2006. Mixing and mingling in petrogenesis of the Fangshan intrusion, Beijing[J]. Acta Petrologica Sinica, 22(12): 2957-2970(in Chinese with English abstract).

RAPP P R. 1997. Heterogeneous source regions for Archean granitoids[G].// De. Wit MJ and Ashwal LD(eds.). Greenstone Belts. Oxford: Oxford University Press.

RUDNICK RL, GAO S. 2003. Composition of the continental crust[G]. // Rudniek RL(eds.). The Crust. Treaties on Ceochemistry, Oxford: Elsevier Pergamon: l-64.

SCHMIDT M W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblend barometer[J]. Contrib. Mineral. Petrol., 110: 304-310.

SUN S S, MCDONOUGH W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Sauders A D, Norry M J (eds). Magmatism in the ocean Basins[J]. Ceol. Spec. Pub., 42: 313-345.

TSUCHIYAMA A. 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the systern diospide-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites[J]. Contrib. Mineral. Petrol., 89: 1-16.

WATSON E B, HARRISON T M. 1983. Zircon saturation revised: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types[J]. Earth Planet Sci. Lett., 64: 295-304.

WIEBE RA. 1968. Pagioclase stratigraphy: a record of magmatic Conditions and events in a granite stock[J]. Am. J. Sci., 266: 690-703.

WILCOX R E. 1999. The ideal of magma mixing: history of a struggle for acceptance[J]. Geology, 107: 421-432.

WYLLIE P L, COX K G, BIGGAR G M. 1962. The habit of apatite in Synthetic systems and igneous rocks[J]. Journal of Petrology, 3: 238-243.

XIAO Qing-hui, DENG Jin-fu, MA Da-quan, HONG Da-wei, MO Xuan-xue, LU Xin-xiang, LI Zhi-chang, WANG Xiong-wu. MA Chang-qian, WU Fu-yuan, LUO Zhao-hua, WANG Tao. 2002. The ways of investigation on Granitoids[M]. Beijing: Geological Publishing House: 12-71(in chinese).

YANG Ce, ZHU Jin-chu, ZHANG Pei-hua, XIE Cai-fu. 2006. Geochemical characteristics and Genesis of dioritic enclaves in Lisong Granite, Ne Guangxi province[J]. Geological Journal of China Universities, 12(3): 310-318(in Chinese with English abstract).

ZHOU Xun-ruo. 1994. Hybridization in the genesis of granitoids[J]. Earth Science Frontiers, 1(1-2): 87-97(in Chinese with English abstract).

ZORPI M J, COULON C, ORSINI J B, COCIRTA C. 1989. Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons[J]. Tectonophysics, 157: 315-329.

CAGS