

宜昌地质矿产研究所

南岭地质矿产 科研报告集

1

武汉地质学院出版社

前 言

南岭地区是举世闻名的滨太平洋金属成矿带的重要组成部分，也是我国重要的有色、稀有金属矿区和矿产生产基地。

建国三十多年来，随着我国地质事业的蓬勃发展，号称“有色、稀有金属之乡”的南岭地区，地质科研、生产工作取得巨大成就，发现了多种多样的矿产资源，探明了大量矿产储量，为我国国民经济的发展作出了重要贡献。但随找矿勘探的不断深入，本区找矿工作难度越来越大，而国家对矿产资源的需求却越来越大。为此，急需对本区基础地质、成矿机理、控矿条件、成矿预测等重大地质问题进行更深入的研究，总结出一整套适应本区实际情况的成矿理论和行之有效的找矿方法，以提高本区的地质研究程度和找矿效果。

基于上述形势和要求，在“六五”期间，国家科委委托地质矿产部组织部属有关省(区)地质矿产局、科研单位和地质院校十多个单位四百多名科技人员在南岭地区进行“南岭地区有色、稀有金属矿床的控矿条件、成矿机理、分布规律及成矿预测”研究，并将这一科研项目列为国家“六五”重点攻关项目。四年多来，广大科技人员艰苦奋斗、协同作战，全面完成了合同规定的各项任务，取得了丰硕的成果。在国家科委和部科技司联合组织的成果评审会上，由国内著名地学专家组成的评审委员会一致认为：该项科研成果达到了国内先进水平，其中某些领域已达到国际先进水平。

在这一重点攻关项目中，我所承担了其中15个三级课题的研究任务，相应提交了21份课题研究报告。对于这批科研成果，我所聘请了国内有关专家、学者逐个进行了认真的评审，获得了大家的好评。评审普遍认为：这批科研成果绝大多数具有一定的学术水平和较高的生产实践意义，应尽快公开出版，以供推广使用。

为迅速交流这批成果，并尽快向生产转移，以促进我国地质科学理论的发展和本区找矿勘探工作的进行，我们组织课题人员对研究报告作了认真的修改，并决定编辑出版两辑《宜昌地质矿产研究所南岭地质矿产科研报告集》，以反映我所在南岭地区地质矿产方面的研究成果和水平，并供科研、生产、教学部门使用。

我们希望：这些《报告集》能为广大地质工作者、特别是在生产第一线的广大地质工作者所喜爱，并为南岭地区的地质找矿工作和我国成矿理论的发展起到促进作用。限于我们的经验和水平，《报告集》可能会存在这样或那样的缺点和错误，敬请读者批评指正。

编 者

一九八六年七月

目 录

桂北前寒武纪花岗岩本洞、三防岩体的研究.....	
.....赵子杰 马大铨 林惠坤 袁春林 张小豪 (1)	
广东龙窝、佛岗花岗岩类岩体地球化学特征及其形成地质背景.....	
.....赵子杰 马大铨 林惠坤 袁春林 张小豪 (28)	
南岭燕山期两类不同成因花岗岩类的副矿物特征.....高善继 高艳君 翟丽娜 应 兰 (69)	
魁岐晶洞钾长花岗岩的成岩时代及其成因讨论.....李华芹 叶伯丹 (93)	
广西中东部泥盆纪地层地球化学特征.....梁约翰 卢伦书 (103)	
南岭地区某些燕山期花岗岩及其脉钨矿床的温压地球化学研究.....刘家齐 常海亮 (145)	
湘南柿竹园矽卡岩型白钨矿床中白钨矿形成条件的模拟实验研究.....郭尚保 (197)	
南岭地区泥盆系层控矿床稳定同位素地球化学研究.....陈贤寿 (214)	

CONTENTS

A Study on the Precambrian Granitoids from Bendong and Sanfang Massifs, Northern Guangxi	
<i>Zhao Zijie, Ma Daquan, Lin Huikun, Yuan Chunlin and Zhang Xiaohao</i> (1)	
The Geochemical Characteristics and Geological Setting of the Formation of Longwo and Fogang Granitoid Batholiths, Guangdong Province.....	
<i>Zhao Zijie, Ma Daquan, Lin Huikun, Yuan Chunlin and Zhang Xiaohao</i> (28)	
Investigations on the Characteristics Accessory Mineral from Two Genetic Types of the Yanshanian Granitoids in the Nanling Region, South China	
<i>Gao Shanji, Gao Yanjun, Zhai Lina and Ying Lan</i> (69)	
A Study on the Age and Origin of the Miabroilitic K-feldspar Granite at Kuiqi, Fujian Province.....	
<i>Li Huagui and Ye Baidan</i> (98)	
Geochemical Characteristics of Devonian System in Central and Eastern Guangxi	
<i>Liang Yuehan and Lu Lunshu</i> (103)	
Thermobarogeochemical Study on Some Yanshanian Granitic Intrusions and Related Vein-type Tungsten Deposits in the Nanling Region.....	
<i>Liu Jiaqi and Chang Hailiang</i> (145)	
Simulating on the Formation Conditions of the Scheelite from the Shizhuyuan Skarn-type Scheelite ore Deposit in Southern Hunan.....	
<i>Guo Jibao</i> (197)	
Geochemical Investigations on Stable Isotopes from the Devonian Stratabound ore Deposits in the Nanling Region	
<i>Chen Haoshou</i> (214)	

Edited by Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, CAGS
(P. O. Box 502, Yichang City, Hubei Province, China)

桂北前寒武纪花岗岩本洞、 三防岩体的研究

赵子杰 马大铨 林惠坤 袁春林 张小豪

【内容提要】 桂北本洞等花岗闪长岩、英云闪长岩岩体,三防(摩天岭)等黑云母花岗岩岩体作为南岭地区最古老的花岗岩类岩石受到地质学家们的重视。过去认为本洞等花岗闪长岩、英云闪长岩是基性岩浆分离结晶作用的产物,也有人认为它是桂北地区四堡群(原称下板溪群)中蛇绿岩套的组成部分,属幔源型花岗岩类。进一步研究表明,本洞等花岗闪长岩、英云闪长岩与世界上已知基性岩浆分离结晶作用形成的花岗岩类及蛇绿岩套顶部的斜长花岗岩具有明显不同的岩石学、地球化学特点,因此它不属于幔源型花岗岩类,它可能是下板溪群的中基性岩和熔岩部分熔融的产物。

根据用和谱曲线法对三防黑云母花岗岩中锆石的同位素年龄测定结果,该岩体的形成年龄为899.2Ma。三防黑云母花岗岩的岩石学、地球化学特点说明它是大陆硅铝质岩石部分熔融作用所形成的花岗岩类。笔者认为:本洞花岗闪长岩与三防黑云母花岗岩所处地质环境相同,形成时间相近,它们可能是一次地质热事件的产物,这种中酸性花岗岩与黑云母花岗岩成“对”出现可能是南岭地区不同时代花岗岩的一种普遍规律。

一 桂北前寒武纪花岗岩研究现状及存在问题

桂北前寒武纪花岗岩分为两期,第一期花岗岩类岩石是四堡运动的产物,包括本洞、洞格、蒙洞口、才溪、大寨、大坡岭、龙有及香粉等8个岩体,出露总面积约85km²。主要岩石类型为花岗闪长岩,偶见英云闪长岩(斜长花岗岩)和石英闪长岩。第二期花岗岩类过去认为是雪峰运动的产物,包括三防(又称摩天岭、吉羊山岩体)、元宝山、平英、清明山、田蓬等岩体,出露总面积约1600km²。主要岩石类型为中粒、中粗粒斑状黑云母花岗岩,片麻状中粗粒黑云母花岗岩。

桂北前寒武纪花岗岩是南岭地区已知的最古老的花岗岩类岩石,受到国内广大地质工作者的关注,并相继做了不少研究工作。但是,这些岩体处于桂北九万大山少数民族地区,山高林密,大部分地区交通不便,因此除了本洞、三防及元宝山岩体外,其它岩体的研究程度很低,基本上仍停留在1:20万区域地质测量阶段的研究水平上。

(一) 本洞岩体研究现状及存在问题

本洞岩体位于广西融水县三防乡本洞村。岩体呈不规则的半椭圆形,长轴走向北北东,出露面积约40km²。岩体的围岩是四堡群,侵入接触关系清楚,岩体西部被三防岩体侵入(图1)。广西区调队(1963)在1:20万罗城幅地质测量时,首次发现本洞花岗闪长岩和大坡岭花岗闪长岩被板溪群沉积覆盖,确立了本洞岩体早于板溪群的地质证据。根据岩石类

比, 将蒙洞口、洞格、才滚等岩体都划分为四堡期, 又根据本类花岗岩侵入四堡群中基性-超基性岩岩体, 故认为这些花岗岩类岩体是四堡造山运动晚期产物。岩体的主要岩石类型为花岗闪长岩, 在岩体的南端峒马一带局部出现英云闪长岩(斜长花岗岩)或石英闪长岩。副矿物除锆石、磷灰石、钛铁矿、磁铁矿常见外, 还发现有铬铁矿。微量元素 Cr、Ni、V 含量较高。

我所伍实^[1]采用铀-铅法测定了岩体中锆石、独居石、磷灰石等六个单矿物的同位素年龄, 发现锆石、磷灰石的四组年龄值很不一致。把六个样品的测试数据投影在韦瑟里尔一致

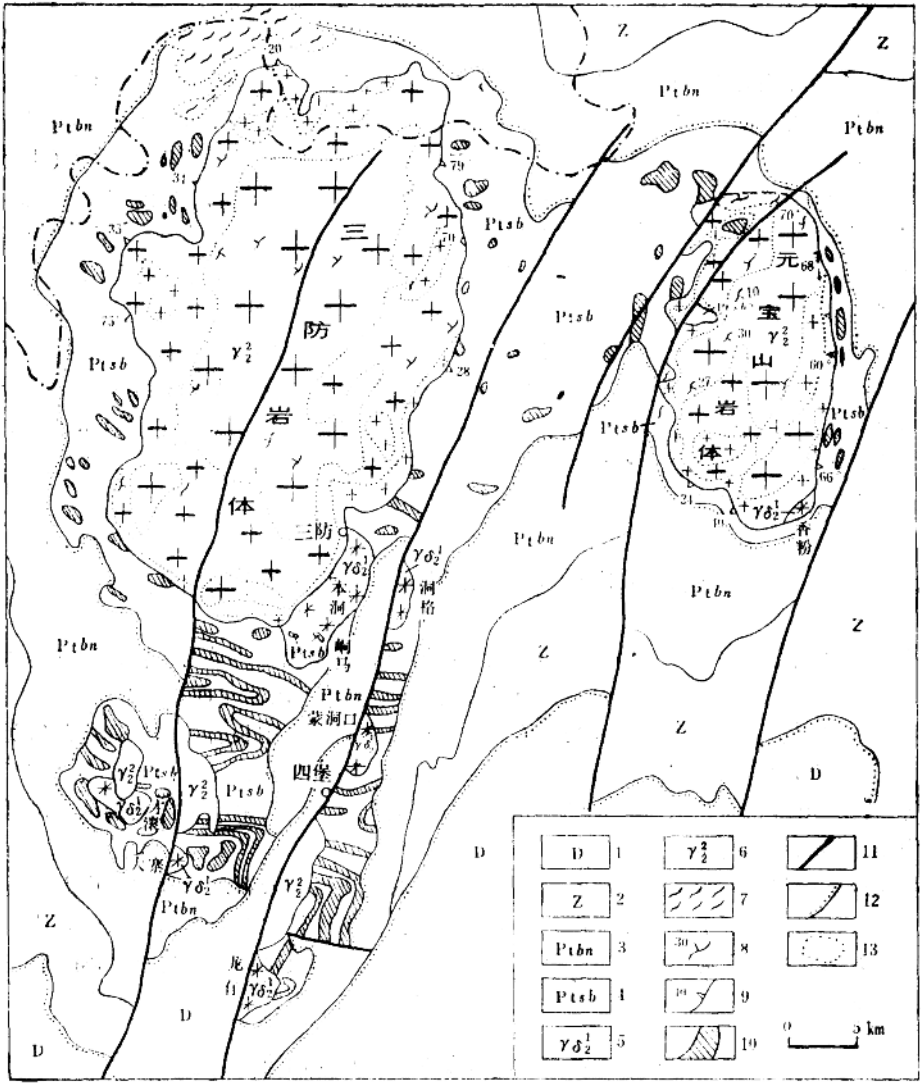


图1 桂北前寒武纪花岗岩类分布示意图

1. 泥盆系 2. 震旦系 3. 元古界板溪群 4. 元古界四堡群 5. 元古界第二期花岗岩 6. 元古界第一期英云闪长岩(斜长花岗岩)—花岗闪长岩 7. 元古界混合岩 8. 片麻理产状 9. 岩体接触面产状 10. 元古界四堡群基性、超基性岩 11. 断层 12. 不整合地质界线 13. 岩相界线

曲线图解上,用最小二乘法求得一直线,该直线与一致曲线有一上交点,得年龄值1100Ma,这一年龄值与独居石四组年龄误差范围内一致。用Rb-Sr法测定了四个全岩样品的Rb-Sr同位素,得全岩等时线年龄值为1063Ma,代表成岩年龄,得 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值 0.7001 ± 0.0038 。首次提出本洞岩体是来自地幔的基性岩浆结晶分异作用的产物。

对本洞花岗岩类成因做出比较系统地解释的是莫柱孙等^[2]。他们认为本类花岗岩是基性岩浆分异作用的产物,其理由是:(1)本类花岗岩在空间分布上与基性-超基性岩类密切共生,这些基性-超基性岩体上部分异出闪长岩和石英闪长岩,本洞花岗闪长岩体,可能就是基性岩浆进一步分异的结果;(2)本洞花岗闪长岩边缘相的石英闪长岩与基性-超基性岩分异的闪长岩、石英闪长岩矿物成分相近,化学上构成一个连续的演化系列;(3)本期不少岩体含铬铁矿;(4)本期岩石的Cr、Ni、V等微量元素含量明显高于酸性岩,接近中性岩的平均值;(5) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值0.7001是成岩物质来自上地幔的佐证;(6)和该地区基性-超基性岩比较,本期花岗岩类的分布面积不到5%,这和玄武岩岩浆结晶分异作用的室内模拟实验结果是一致的。

南京大学王德滋等根据与上述相似的理由,进而认为本洞岩体是江南古岛弧元古代蛇绿岩套的组成部分。它代表蛇绿岩晚期与角斑岩有关的基性岩浆分异作用的产物,将其划为幔源型花岗岩。

目前国内很多地质学者都把本洞花岗闪长岩岩体看作南岭地区基性岩岩浆分异作用(分离结晶作用)形成的花岗岩类岩石的代表。但是,从现有资料来看,我们觉得有些问题仍值得商榷。首先是我所伍实发表的1100Ma同位素年龄数据,由于所测定矿物本身四组U-Pb年龄很不一致,加之它们在韦瑟里尔一致曲线图解上线性关系不好,且只有一个上交点(说明其U-Th-Pb处于开放系统),说明这一年龄值的置信度是比较低的。还应指出的是,这一年龄值虽然似乎得到Rb-Sr全岩等时线年龄1063Ma的证实,但由于Rb-Sr全岩等时线本身样品点过少,其年龄和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值的误差都相当大,因此它实际上并不能证实上述年龄的可靠性。此外,有关岩体的成因问题,很多文献资料都提到:“本类花岗岩出露面积,不足该地区基性-超基性岩出露面积的5%”^[2]或“本洞岩体的面积40km²,不足四堡群基性火成岩面积的5%”^[4];并将此作为它是基性-超基性岩结晶分异产物的重要证据之一。按前一种提法,本类花岗岩总面积85km²,那么至少应当有1615km²的基性超基性岩出露;按第二种说法,本区四堡群也应当有760km²的基性火成岩出露。据罗城幅(1:20万)区测报告,本区中性-超基性侵入岩出露面积约45km²,基性火山岩的出露面积该报告虽未提及,据我们在图面上估计,充其量也不会超过50km²,也就是说本区中性-超基性火成岩的总出露面积不会超过100km²。由此可见,前述二种提法与实际情况显然不符;再者,把本洞花岗岩类岩石中出现铬铁矿作为它们是基性岩浆分异产物的证据^[2-4]也是很值得怀疑的,这是因为这些铬尖晶石类矿物很可能不是花岗岩本身的副矿物而可能是花岗岩从源岩中继承下来的或者是在定位过程中从围岩捕获来的矿物。因此,花岗岩中出现铬尖晶石类矿物,不一定能够作为判断该花岗岩成因和物质来源的一种标志。为此有必要对本洞等花岗闪长岩体的成因和成岩物质来源问题进行进一步探讨。

(二) 三防岩体的研究现状和存在问题

三防黑云母花岗岩岩体外形呈椭圆形,长轴方向近南北向,出露面积近1000km²。岩体侵入围岩是四堡群,只在岩体的东北边缘(贵州境内)与板溪群呈断层接触。岩体与围岩接

触界线清楚, 据区测报告^①, 岩体西部接触面向外倾斜, 倾角在 45° 以上, 东部总的向内倾斜, 倾角 50° 以上, 区测报告认为三防岩体属加里东期, 是加里东期褶皱构造的侵入体。岩体局部呈现似片麻状构造, 钾长石斑晶呈定向排列, 压碎构造发育。

1976年施实发表了三防(摩天岭)岩体同位素年龄资料⁽⁵⁾, 他们认为三防岩体的锆石有三种类型, 第一类锆石为浑圆状的, 是从源岩中继承下来的; 第二类是成岩时形成的锆石; 第三类是早期锆石改造形成的变生锆石。他们把三类锆石分成两组样品, 即第一、二类锆石为一组, 第三类锆石为另一组, 分别测其U-Pb同位素, 然后用两种一致曲线法(扣和不扣初始Pb)处理, 得两个下交点年龄分别为712Ma和808Ma, 并采用两者的平均值760Ma作为其成岩年龄。第二组锆石样品U-Pb测定结果, 用一致曲线处理得下交点年龄586Ma, 代表第三类锆石的形成年龄。该文提出三防岩体不是岩浆成因, 而是四堡群和板溪群源岩花岗岩化的产物。

施实发表的760Ma作为三防岩体的成岩年龄得到很多人的承认和应用^(2, 3, 6), 同时也有人对此数据提出不同看法, 戎嘉树根据两个品质铀矿U-Pb同位素测定结果, 加上原有六个锆石数据作一致曲线处理获得的年龄为530—570Ma, 提出岩体可能形成于加里东早期^②。

我们认为760Ma作为三防岩体的成岩年龄有其致命的弱点, 首先是他们的样品中没有把浑圆状锆石和成岩锆石分开, 虽然强调浑圆状锆石数量较少, 但它的混入肯定对年龄值有影响, 而且影响的程度与浑圆状锆石本身年龄的大小成正比, 因此该下交点的解释和用两个下交点的算术平均值做为成岩年龄的处理方法也值得商榷。

北京三所对三防岩体也做了Rb-Sr同位素测定, 得全岩等时线年龄730Ma, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值0.735⁽²⁾。但该等时线线性关系不好, 相关系数较低, 年龄值和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值的误差均较大, 因此置信度较低。

二 本洞岩体最新研究资料和成因讨论

(一) 本洞岩体的岩石学特征

本洞岩体东部边缘被板溪群沉积覆盖, 西部受三防岩体侵入破坏使岩相带出露不完整, 边缘相只见于岩体东北边缘和南部峒马一带, 约占岩体总出露面积的1/5, 主要岩性为英云闪长岩。岩石为细粒花岗结构, 岩石的色率较高(一般 $>20\%$)。岩体的中心部分为花岗闪长岩, 中细粒或中粒花岗结构, 偶而见有中粒斑状结构, 与边缘相对比, 花岗闪长岩的色率相对较低(介于10%和20%之间)。英云闪长岩和花岗闪长岩的主要矿物含量见表1, 其Q-A-P图解见图2。

主要矿物成分特征:

斜长石: 一般为自形或半自形板状, 少数为它形, 粒度一般0.1—3mm, 个别5mm。环带构造比较发育, 环带中心部分 $An=43-45.5$, 外环 $An=31-36$, 属正环带。个别斜长石具净边结构, 净边部分 $An=9-11$ 。钠长石律双晶和卡钠复合双晶比较常见, 偶尔也见有肖钠长石律双晶。斜长石蚀变较剧, 主要是钠黝帘石化和绢云母化, 中心部分有时几乎全被蚀变矿物取代而仅保留斜长石假象。具净边结构的斜长石与钾长石接触处有时可见到蠕状石

①广西地质局区测队, 1963, 1:20万罗城幅区测报告。

②转引自李耀滋、李喜斌, 1982年资料。

表1

本洞岩体主要造岩矿物含量表(%)

样号	岩性	钾长石	斜长石	石英	黑云母	其它 (蚀变矿物、副矿物)
G-15	英云闪长岩	4.4	43.8	19.8	29.5	2.5
G-1	花岗闪长岩	11.8	36.0	34.4	15.5	1.8
G-2	花岗闪长岩	7.5	41.7	37.8	10.8	2.1
G-4	花岗闪长岩	7.4	32.4	43.9	15.6	0.7
G-7	花岗闪长岩	10.9	45.8	30.7	12.2	0.44
G-8	黑云母二长花岗岩	19.7	30.3	37.8	10.6	1.7
G-12	花岗闪长岩	9	39.4	32.5	17.2	1.9
G-5	暗色包体	1.31	22.3	27.5	48.05	0.76

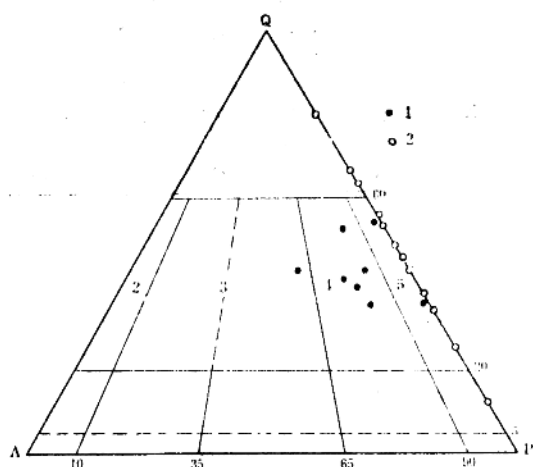


图2 本洞岩体实际矿物的Q-A-P图解

(据国际地科联1972年推荐的分类方案)

1. 本洞岩体样品 2. 大洋斜长花岗岩^[8]

可分为早期石英和晚期石英两个世代，晚世代石英呈细粒集合体改造早世代石英或交代钾长石或斜长石，其形成可能与三防岩体侵入有关。

黑云母：半自形或自形叠片状，多色性和吸收性明显，Ng为棕褐色，Np为浅黄色。黑云母中常包裹磷灰石、锆石、榍石和网金红石等。常具不同程度的蚀变，主要为绿泥石化，个别可完全被绿泥石取代。沿黑云母解理有时也可见白云母化。

黑云母的化学成分及以24个阴离子(O、OH、F)为单位计算的阳离子数见表2。

本洞岩体黑云母属镁-铁黑云母系列，在Foster的 $Mg-(R_{II}^{2+}+Ti_{II})-(Fe^{3+}+Mn)$ 图解上，投影点大都落在Mg质黑云母区(图3)。根据翁斯和尤格斯特(1965)黑云母实验图解及其推导的经验公式，估算该岩体的形成温度为690—930℃； f_{O_2} 为 $10^{-8.53}$ — $10^{-9.95}$ Pa； f_{H_2O} 为 344×10^5 — 760×10^5 Pa；说明本洞岩体的黑云母是在较高温度、较高的氧逸度和水逸度条件下形成的。

本洞花岗闪长岩的副矿物含量较少，约60g/t，组合也较简单，常见副矿物有磷灰石、

英出现。斜长石的碎裂构造或构造应变现象常见，可见有斜长石的钠长石双晶晶片呈弯曲状。

钾长石：多呈它形不规则状充填在斜长石粒间，说明钾长石的形成晚于斜长石。有时可见格状双晶或隐格状双晶，属微斜长石或微斜条纹长石，钠长石条纹不发育，成微细脉状或网脉状，分布不均匀，条纹中未见钠长石双晶。钾长石的泥化较剧。在靠近三防岩体部分，钾长石含量略有所增加，并见有交代斜长石形成的钾长石，这种钾长石表面比较干净。

石英：它形粒状或不规则形状，普遍具波状消光或压碎构造，有时可出现二轴光性异常， $2V=2-6^\circ$ 。

表2

本洞花岗闪长岩中黑云母的化学成分(%)

样号	G-2	G-12	本-4	本-5	本-47	样号	G-2	G-12	本-4	本-5	本-47
SiO ₂	35.56	35.60	34.22	36.20	37.59	CO ₂	未分析	未分析	0.42	0.42	0.17
TiO ₂	1.85	1.89	2.13	2.25	1.62	-O=2F	-0.16	-0.16	-0.17	-0.11	-0.06
Al ₂ O ₃	17.51	17.39	17.66	17.57	17.60		97.12	97.95	99.86	99.24	99.74
Fe ₂ O ₃	0.62	0.56	4.79	2.98	3.47	以(O, OH, F)为24计算的阳离子数					
FeO	18.22	18.34	16.93	15.95	12.17	Si	5.57	5.54	5.26	5.51	5.63
MnO	0.45	0.41	0.46	0.46	0.34	Al ^{IV}	2.43	2.46	2.74	2.49	2.37
MgO	9.67	9.83	10.30	9.46	13.00	Al ^{VI}	0.80	0.73	0.47	0.67	0.74
CaO	1.00	1.01	1.11	1.90	1.04	Ti	0.22	0.22	0.25	0.26	0.18
Na ₂ O	0.10	0.10	0.06	0.12	0.15	Fe ⁺³	0.07	0.06	0.55	0.34	0.39
K ₂ O	8.62	9.06	6.37	8.02	8.88	Fe ⁺²	2.39	2.39	2.11	2.03	1.53
LiO	0.063	0.078	未分析	未分析	未分析	Mn	0.06	0.05	0.06	0.06	0.04
Rb ₂ O	0.067	0.065	未分析	未分析	未分析	Mg	2.26	2.28	2.36	2.15	2.90
H ₂ O	3.07	3.23	5.63	3.56	3.15	Li	0.04	0.05			
F	0.39	0.39	0.40	0.27	0.15	Ca	0.16	0.16	0.18	0.31	0.17
Cl	0.05	0.12	未分析	未分析	未分析	Na	0.03	0.03	0.02	0.04	0.04
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.09	0.19	0.09	Rb	0.01	0.01			
						K	1.72	1.80	1.25	1.56	1.70

样号, 本-4, 本-5和本-47据孙幼祥1983年资料

锆石、磁铁矿、钛铁矿、金红石、独居石及黄铁矿等。这里应着重指出的是, 该岩体在人工重砂中常见有铬尖晶石类矿物, 特别是在响马一带的英云闪长岩中含量较高^①。我们认为它们不是花岗岩类岩石的同生副矿物, 而是一种“继承性”矿物, 它要么是花岗岩岩浆在定位过程中从围岩中捕获的, 要么就是作为一种源岩的耐熔矿物继承下来的。前已谈到, 本洞岩体的围岩下板溪群中有很多基性-超基性岩、基性火山岩, 因此, 无论其成因如何, 在岩浆定位过程中, 从基性-超基性岩中捕获铬尖晶石是比较容易的, 至于作为源岩的耐熔矿物继承下来, 要涉及到本洞岩体新的成因解释, 我们将在下面讨论。值得注意

的是, 在本次研究工作中, 广西地质研究所彭大良和我组在三防黑云母花岗岩共同采取的人工重砂样品中, 也同样发现含有铬尖晶石, 这说明它并非是本洞等花岗岩类岩体所特有的, 而是在宝坛地区这样一种特定地质环境下形成的花岗岩中的一种继承性矿物。

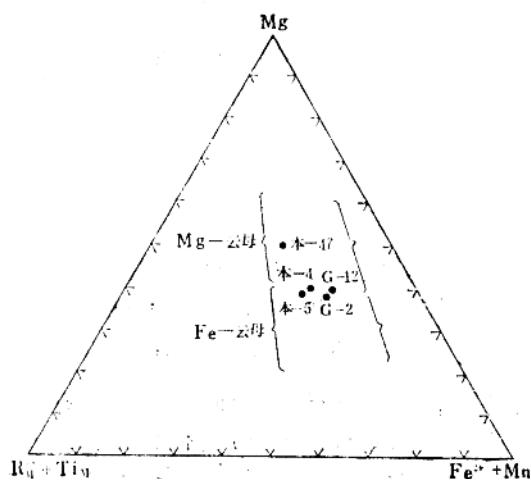


图3 本洞岩体黑云母的 $Mg-(R^{3+}+Ti)$ - $-(Fe^{2+}+Mn)$ 图解
(据Foster, 1960)

①广西地质局区测队, 1968, 罗城幅(1:20万)区测报告。

本洞花岗闪长岩中含有很多暗色包体。包体大小不等,大者1m左右(见于洞翁河谷中的转石),小者1—2cm,一般为10cm左右。这些包体遍及岩体的各个部位,分布无明显的规律性。包体大多为浑圆状,个别为次棱角状。由于其色率较高(一般为30%左右,最大可达55%),其矿物颗粒又较主岩细,故其与主岩的界线清楚。包体的岩石类型可分为三种:(1)变中基性火山岩包体,矿物成分与主岩相近似(黑云母30—40%、斜长石35—40%、钾长石<5%、石英<10%);(2)角岩化杂砂岩等变沉积岩包体,此类包体个体较大,有的具围岩捕虏体特点;(3)富云包体,其色率在50%以上,具耐熔残余物的特点。普遍存在这些暗色包体是该岩体的主要特点之一。顺便指出:类似的包体在才滚英云闪长岩中也十分常见。

从上述特点看,本洞花岗闪长岩与南岭地区其他时代的中酸性花岗岩的岩石特点既有一定的相似性,又有相当明显的差异性。其差异性主要表现为它没有南岭其他时代的中酸性花岗岩类岩石中常见的角闪石。这表明两者可能具有不同的形成条件。

据现有资料,世界上绝大多数地质学家所公认的由基性岩浆分离结晶作用形成的花岗岩类有两种产状类型,一种是大陆层状镁铁质侵入体顶部分异出的花斑岩,例如南非布什维尔德岩体、加拿大肖德贝里岩体、格陵兰东部的斯科加尔德岩体等;另一种类型是蛇绿岩套辉绿岩上部的浅色岩——大洋斜长花岗岩。这两种花岗岩类的体积与镁铁质堆积岩体积相比是很小的,蛇绿岩套的斜长花岗岩约占2%〔8〕,大陆镁铁质堆积岩,以布什维尔德岩体为例,其顶部花斑岩也不超过3%〔9〕。前已经指出,本洞等花岗岩类如果是基性岩浆分异结晶的产物,那么本类花岗岩出露面积与已知的基性超基性岩(包括基性火山岩)出露面积是不匹配的,也就是说现有的基性超基性岩浆分异不出总面积约85km²的花岗岩类。

本洞花岗闪长岩的岩石学特点既不同于蛇绿岩套顶部的斜长花岗岩(简称为大洋斜长花岗岩),也不同于大陆层状镁铁质堆积岩顶部的花斑岩。大洋斜长花岗岩的暗色矿物含量<10%,且以角闪石和辉石为主,钾长石的含量几乎为0,仅在很少的实例中含有钾长石,因此在花岗岩分类的Q-A-P图上,大洋斜长花岗岩的投影点全部落在Q-P边上(图2)。大陆花斑岩的主要矿物成分具有较大的变化范围,它与大洋斜长花岗岩的区别就是钾长石含量较高。本洞花岗闪长岩与大陆花斑岩的区别在于没有花斑岩那种典型的花斑结构(显微文象结构)。

(二) 本洞岩体岩石化学特征

本洞花岗闪长岩、英云闪长岩的化学成分及CIPW标准矿物成分及主要岩石化学参数见表3,该表还列出了小坡岭花岗闪长斑岩及才滚英云闪长岩的有关资料。从表3可以看出,本洞岩体边缘相的英云闪长岩与中心相花岗闪长岩相比,基性程度高,SiO₂、Al₂O₃含量较低,TF₂O、MgO含量较高。中心相花岗闪长岩的化学成分,与南岭地区花岗闪长岩的平均化学成分比较接近,但本洞花岗闪长岩的Na₂O明显偏低。本洞花岗闪长岩体、小坡岭花岗闪长斑岩及才滚英云闪长岩均属铝过饱和岩石,除G-15号样品外,Al₂O₃/(Na₂O+K₂O+CaO)比值都明显大于1.1,全部出现刚玉标准矿物,且其刚玉标准矿物成分的含量大都大于2%。这些特征与B.W.Chappell和A.J.R.White(1974)所定义的S型花岗岩的岩石化学特征相近。但其岩石学特点又十分类似于I型花岗岩。这种既象S型又象I型,或者说既不象S型又不象I型花岗岩的特点,在南岭其它时代花岗岩中还是比较少见的。

前已指出,国内很多学者认为本洞花岗闪长岩是基性岩浆结晶分异的产物〔1—3〕,近年来

表3

本洞等花岗岩类岩石化学成分表 (%)

岩 体	本 洞					小 坡 岭	才 浪
岩 石 名 称	花 岗 闪 长 岩					花岗闪长斑岩	英云闪长岩
样 号	G-2	G-10	G-12	G-18	G-15	G-69	G-56
SiO ₂	69.56	69.88	70.33	69.62	62.08	66.79	65.15
TiO ₂	0.38	0.33	0.36	0.43	0.46	0.60	0.61
Al ₂ O ₃	14.38	14.61	14.25	13.62	12.93	14.64	14.78
Fe ₂ O ₃	0.62	0.99	0.43	0.28	1.38	1.99	1.05
FeO	3.04	2.25	2.29	3.40	4.54	2.97	4.33
MnO	0.10	0.08	0.09	0.06	0.13	0.08	0.11
MgO	1.85	1.97	1.69	2.12	7.63	1.94	3.26
CaO	2.47	1.80	2.36	1.02	2.74	0.60	2.89
Na ₂ O	2.55	2.61	2.76	3.33	2.38	3.12	2.36
K ₂ O	3.28	3.81	3.21	3.58	3.25	4.61	3.04
P ₂ O ₅	0.13	0.20	0.15	0.14	0.13	0.14	0.15
CO ₂	0.04	0.17	0.09	0.02	0.02	0.22	0.15
H ₂ O	1.24	1.18	0.80	1.58	2.88	2.15	1.33
F	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.03	0.07
Cl	0.002	0.010	0.016	0.009	0.025	0.025	0.020
总 量	99.70	99.95	99.25	99.26	100.64	99.91	99.30

CIPW 标准矿物成分

q	32.35	32.77	32.71	29.09	15.79	25.83	26.26
or	19.38	22.52	18.97	21.16	19.27	27.24	17.96
ab	21.58	22.08	23.35	28.18	20.14	26.40	19.97
an	11.48	7.75	10.82	4.23	12.85	2.15	13.45
fs	4.36	2.92	4.53	5.41	6.68	2.97	6.28
en	4.61	4.46	4.21	5.28	19.00	4.83	8.12
me	0.90	1.44	0.62	0.41	2.00	2.83	1.52
ap	0.29	0.44	0.33	0.31	0.29	0.31	0.33
ilm	0.72	0.63	0.68	0.82	0.87	1.14	1.16
c	2.43	3.35	2.27	2.71	0.77	3.73	2.68
A/NKC	1.1753	1.2497	1.1580	1.2153	1.0405	1.3055	1.1894
Fe ³⁺ /Fe ³⁺ +Fe ²⁺	0.1549	0.2386	0.1169	0.0689	0.2147	0.3761	0.1792
K/(K+Na)	0.4584	0.4900	0.4335	0.4143	0.4740	0.4929	0.4587
C/ACF	0.2954	0.1603	0.1762	0.0937	0.1264	0.0480	0.1766
NK/A	0.5383	0.5762	0.5625	0.6867	0.5757	0.6915	0.4853
DI	73.31	77.37	75.03	74.43	55.20	79.47	64.19
SI	16.31	16.94	15.35	16.68	39.97	13.26	23.22

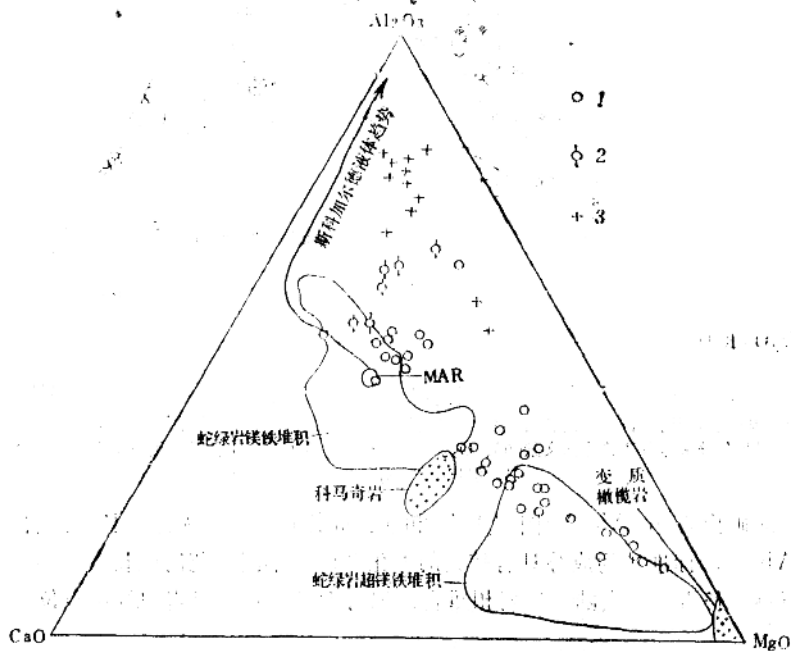
有的学者提出本洞花岗闪长岩是宝坛地区元古代蛇绿岩套的组成部分⁽⁴⁾。从岩石化学成分来看,本洞花岗闪长岩与世界上已知的蛇绿岩套顶部的大洋斜长花岗岩具有明显的差别。大洋斜长花岗岩的共同特点是化学成分的变化范围较大^(8,9),它们的 Na₂O 含量经常明显大于 K₂O,且 K₂O 的含量多数<1%⁽⁸⁾。本洞花岗闪长岩则相反, K₂O 含量明显大于 Na₂O,且 K₂O 含量在3%以上。

为了探讨宝坛地区基性、超基性岩与本洞花岗闪长岩的关系,我们将本次研究工作中获得的宝坛基性岩、超基性岩、中性岩及枕状熔岩的化学分析结果(表4),和收集的42个岩

表4

宝坛地区基性-超基性岩岩石化学成分

采样地点	小 坡 岭				一 洞		宝 坛		
岩石名称	角 闪 辉 石 岩			角闪辉长辉绿岩	闪长岩	辉 石 橄 榄 岩	闪长岩	枕 状 熔 岩 (细碧岩?)	
样 号	G-70	G-73	G-71	G-72	G-77	G-80	G-87	G-84	G-85
SiO ₂	52.00	50.54	49.85	50.26	57.00	43.30	55.90	54.92	53.80
TiO ₂	0.44	0.50	0.46	0.50	1.50	0.40	0.51	0.75	0.80
Al ₂ O ₃	7.95	8.10	18.37	18.07	12.95	5.95	14.41	14.04	14.10
Fe ₂ O ₃	0.68	0.96	2.00	1.37	3.62	2.80	2.01	0.75	0.82
FeO	8.78	8.68	5.15	5.42	9.35	8.15	7.55	8.33	8.20
MnO	0.13	0.18	0.12	0.12	0.20	0.14	0.17	0.14	0.15
MgO	17.77	18.20	7.62	8.00	3.05	27.88	5.18	5.83	6.70
CaO	6.03	5.99	10.01	7.86	5.02	4.19	8.28	8.31	8.83
Na ₂ O	0.13	0.44	2.23	3.01	2.88	0.38	2.03	2.30	2.80
K ₂ O	0.16	0.06	1.07	1.39	2.18	0.06	1.31	1.54	0.64
P ₂ O ₅	0.11	0.05	0.08	0.09	0.20	0.10	0.14	0.20	0.15
H ₂ O	4.59	4.22	1.54	2.74	1.68	5.06	1.84	2.09	2.17
F	0.02	0.03	0.02	0.02	0.06	0.02	0.03	0.04	0.03
Cl	0.070	0.000	0.040	0.030	0.000	0.000	0.034	0.040	0.020
总 量	98.86	97.95	98.56	98.88	99.69	98.52	99.39	99.28	99.21
M/F	0.6542	0.6536	0.5230	0.5460	0.1948	0.7217	0.3583	0.3930	0.4284

图4 宝坛基性-超基性岩、闪长岩、冰河花岗岩闪长岩、英云闪长岩的MgO-CaO-Al₂O₃图解MAR代表大洋中脊玄武岩平均成分。(对比资料据 R.G. 科尔曼^[8])

1, 基性, 超基性岩 2, 闪长岩 3, 花岗岩闪长岩及英云闪长岩

石化学分析结果^①，分别投影在 $MgO-CaO-Al_2O_3$ 和 AFM 三角图解上（图4，图5），发现宝坛地区基性-超基性岩的很多投影点并不落在世界上已知的蛇绿岩岩套的超镁铁和镁铁堆积岩区范围内。从投影点的分布特点可以看出，本区基性-超基性岩中缺少富镁超基性岩，因此与世界上已知的蛇绿岩套是有区别的。在图5中，本洞等花岗闪长岩、英云闪长岩投影点位置与大洋斜长花岗岩和大陆花斑岩明显不同。宝坛基性-超基性岩的投影点与本洞花岗闪长岩、英云闪长岩投影点之间明显的不连续，它们之间既不存在蛇绿岩套到大洋斜长花岗岩的拉斑玄武岩的演化趋势，也不存在大陆层状基性超基性岩到花斑岩的斯科加尔德液体趋势。本洞等花岗闪长岩、英云闪长岩投影点分布范围，大体上符合于钙碱性岩浆演化趋势。这说明本洞等花岗闪长岩、英云闪长岩与宝坛地区基性-超基性岩之间不存在结晶分异这种演化关系。因此，本洞等花岗闪长岩、英云闪长岩不可能是宝坛地区基性-超基性岩的原始岩浆结晶分异作用的产物。

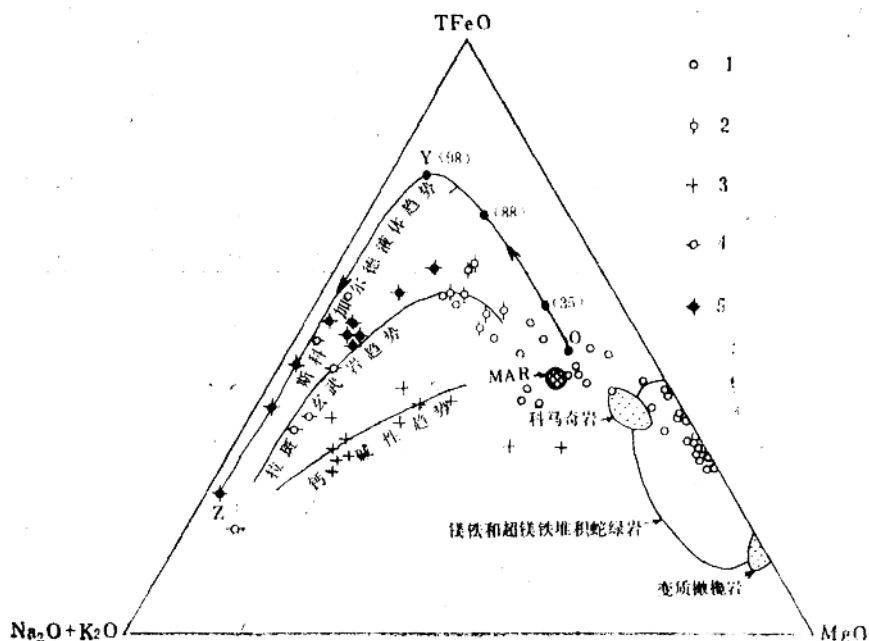


图5 宝坛基性-超基性岩、闪长岩及本洞花岗闪长岩、英云闪长岩的 AFM 图解
1. 基性、超基性岩 2. 闪长岩 3. 花岗闪长岩、英云闪长岩 4. 大洋斜长花岗岩 5. 大陆花斑岩
斯科加尔德液体分离趋势据文献[9]。O为母岩浆（冷凝边辉长岩），括号里数字为固结百分数，Z为晚期花斑岩，对比资料据文献[8]

在标准矿物的 $Or-Ab-An$ 图解上（图6），同样可以看出大洋斜长花岗岩和大陆花斑岩的 Or 、 Ab 、 An 标准矿物成分具有较大的变化范围，本洞等花岗闪长岩、英云闪长岩的投影点可与石英二长岩区的大陆花斑岩相重合，但与大洋斜长花岗岩的投影点位置明显不同。

（三）本洞岩体微量元素地球化学及稀土元素成因模式

1. 微量元素地球化学

本洞花岗闪长岩、英云闪长岩、才溪英云闪长岩、小坡岭花岗闪长斑岩、宝坛地区基性

^①广西区测队，1978，广西岩浆岩。

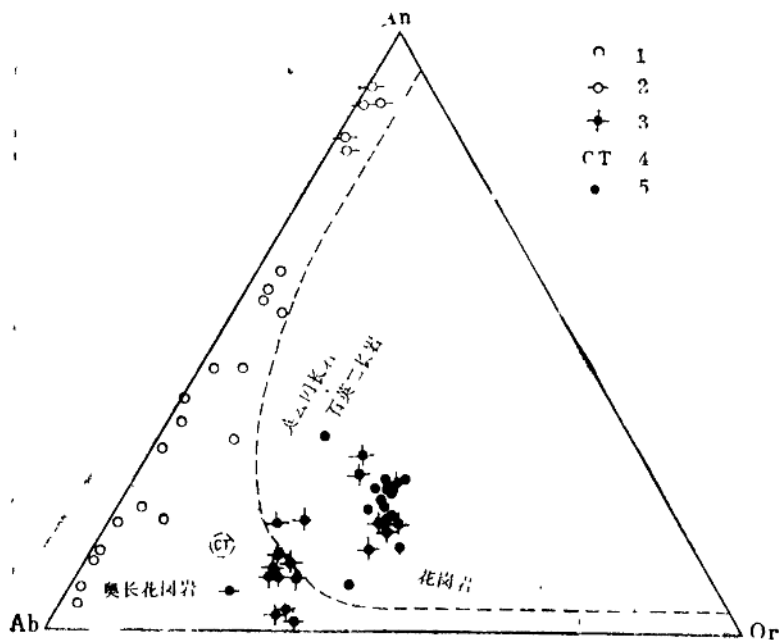


图6 本洞花岗岩与大陆斜长花岗岩、大陆奥长花岗岩、辉长岩、闪长岩
在Ab-An-Or图解上的对比

(据R.G. 科尔曼^[8])

1 大陆斜长花岗岩 2 堆积辉长岩 3 大陆花岗岩 4 大陆奥长花岗岩 5 本洞花岗岩

超基性岩、闪长岩、基性岩的微量元素列于表5。由表5可知，本洞等岩体的微量元素出现一些反常的富集特点。与维诺格拉多夫(1962)的酸性岩相比，本洞等花岗岩类明显富Cr、Ni、V、Cu，而贫Sr、Ba、Rb、Pb、Zn、Zr等。其Sr、Ba如此之低，对花岗岩类岩石是反常的；其W、Sn含量较低，而Be的含量如此之高也是反常的；Cr、Ni、V含量较高，而Co的含量很低似乎也是反常的。

宝坛地区的基性超基性岩的微量元素含量与蛇绿岩套微量元素含量相比，差别十分明显(表5，表3)，特别是Cr、Ni含量，宝坛基性超基性岩要比蛇绿岩套低一个数量级。

本洞等花岗岩类的微量元素与宝坛地区基性超基性岩、闪长岩、基性岩(细碧岩?)的微量元素相比(表5)，两者有明显的相似性。例如，基性超基性岩中某些含量较高的微量元素Cr、Ni、V等，在花岗岩类岩石中含量也高。基性超基性岩中含量较低的某些元素，在花岗岩中这些元素含量虽然有所富集，但富集的幅度不大，仍明显低于维诺格拉多夫酸性岩的平均含量(如Rb、Sr、Ba、Zr等)。这些特点很容易使人联想到本洞等花岗岩类与基性超基性岩有某种成因联系。

前已指出，国内很多学者都把本洞等花岗岩类岩石中富含Cr、Ni、V等微量元素作为本类花岗岩是由基性岩浆分异作用形成的证据^{〔9-11〕}，我们认为这是值得商榷的。因为Cr、Ni等在超基性岩和基性岩中是相容元素，原始母岩浆(基性岩浆)在分离结晶作用中，它们优先进入固相，即优先富集于早期结晶出的超基性岩、基性岩中；随着分离结晶程度的增高，

表5

本洞等花岗岩类、宝坛基性超基性岩等微量元素含量表 (ppm)

岩石类型	本洞等花岗岩类					基性-超基性岩					闪长岩			枕状熔岩		维诺格拉多夫 夫酸性岩 (1962)					
	G-2	G-10	G-12	G-18	G-15	G-69	G-56	平均	G-70	G-73	G-71	G-72	G-80	平均	G-84		G-85	平均			
Li	58.42	61.18	53.36	28.52	34.96	46.00	58.42	48.69	93.38	94.30	51.06	67.62	4.60	62.19	34.04	26.68	30.36	29.90	18.86	24.38	40
Rb	145.60	141.05	123.76	120.12	91.00	81.00	131.04	120.51	1.82	4.55	59.15	87.36	0.00	30.58	115.57	87.34	91.46	56.42	32.76	44.58	200
Be	36.00	24.48	43.20	31.68	26.28	26.64	39.60	32.55	22.68	17.64	24.48	19.44	17.28	20.27	36.00	23.04	29.52	22.32	21.60	21.96	5.5
Sr	58.65	56.10	62.90	110.5	46.75	34.00	95.20	66.20	13.60	24.65	85.00	57.80	23.80	40.97	56.10	35.70	45.90	43.35	51.00	47.18	300
Ba	300	300	420	220	320	240	300	42	71	71	160	320	100	139	240	68	154	180	100	140	830
Sn	1.60	1.40	1.0	0.5	2.6	0.82	0.79	1.2	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	3
W	7.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	63.2	10.2	7.9	7.9	23.7	0.0	0.0	7.9	0.0	7.9	4.0	0.0	0.0	0.0	1.5
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	1
Pb	15.0	9.1	14.0	13.0	9.0	9.5	10.0	11.4	<2.0	1.8	0.57	1.70	1.6	1.5	70	4.1	37.1	2.3	3.0	2.7	20
Zn	12	10	13	<10	22	14	15	13.7	<15	<10	15	<10	72	<24	58	<10	<34	17	<10	<13.5	60
Cu	15	46	12	46	93	60	34	43.7	60	140	16	52	38	61	24	11	17.5	51	44	47.5	20
Ge	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	1.4
Ga	4.5	4.0	5.3	3.8	1.8	6.2	3.4	4.1	<0.3	1.2	4.8	2.6	1.2	<0.2	12.0	4.0	8	4.0	5.0	4.5	20
Nb	16.08	21.67	13.98	16.08	20.27	29.36	12.58	18.57	3.49	0.00	3.49	22.37	22.37	10.34	17.47	9.09	13.28	4.19	11.88	8.04	20
Ta	8.20	4.92	4.10	11.48	3.28	4.10	0.00	5.15	5.74	6.56	0.00	0.00	0.82	2.62	0.00	0.82	0.41	5.74	0.82	3.28	3.5
U	4	2	3	1	3	2	0	2.1	0	21	1	12	3	7.4	0	10	5	0	1	0.5	3.5
Th	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	18
Zr	111.00	81.40	148.00	103.60	103.60	133.20	116.29	50.32	46.82	<2	44.40	59.20	35.52	47.21	88.80	51.80	70.30	81.40	50.32	65.86	200
Hf	<1.7	<1.7	<1.7	<1.7	<1.7	<1.7	<1.7	<1.7	<1.7	<1.7	<1.7	<1.7	<1.7	<1.7	<1.7	<1.7	<1.7	<1.7	<1.7	<1.7	1
Cr	95.76	150.48	109.44	95.76	478.80	75.24	99.18	157.81	389.88	62.928	164.16	126.960	684.00	285.59	91.52	218.98	205.20	150.48	218.98	184.68	25
Ni	12.58	21.22	12.58	69.17	56.59	31.44	25.15	32.67	18.86	117.90	29.87	34.58	408.77	121.39	0.00	0.00	0.00	21.22	22.01	21.61	8
Co	<1.54	<1.54	<1.54	<1.54	<1.54	<1.54	<1.54	<1.54	<1.54	55.44	32.34	40.04	61.60	<38.2	27.72	<1.54	<14.63	36.19	<1.54	<18.8	5
V	45.92	42.58	47.04	67.20	67.20	78.40	84.00	61.76	106.40	145.60	128.80	112.00	78.40	114.24	336.00	134.40	235.20	196.00	218.80	207.40	40
Ag	1.12	1.00	1.12	1.12	1.92	1.36	1.80	1.35	2.40	2.40	1.42	1.36	2.96	2.11	2.14	1.72	1.93	1.36	1.20	0.97	0.05

表6

本洞岩体黑云母微量元素含量表 (ppm)

	Li	Rb	Sr	Ba	Pb	Zn	Nb	Ta	Cr	Ni	Co	V
G-2	292.7	612.7	0.0	985.2	1021.1	5463.1	76.9	0.0	506.3	78.6	0.0	358.5
G-12	362.3	594.4	0.0	841.9	1021.1	3133.3	21.0	24.6	403.7	94.3	0.0	296.9

它们在残余熔浆中的浓度迅速降低。基性岩浆分离结晶作用中微量元素含量的这种变化趋势可以在 R. G. 科尔曼收集的蛇绿岩套内变质橄榄岩、超镁铁岩、辉长岩、枕状熔岩、斜长花岗岩的微量元素的平均含量表^[8]中看得很清楚。该表表明, 蛇绿岩套顶部斜长花岗岩中的 Cr、Ni、Co 的平均含量要比其底部变质橄榄岩、超镁铁岩低两个数量级。由此看来, 如果本洞等花岗岩类是由宝坛地区基性岩浆分离结晶作用所形成的, 那么其 Cr、Ni 等的含量应当很低。因此, 我们认为本洞等花岗岩类 Cr、Ni 含量高并不能作为它是基性岩浆分离结晶作用产物的证据。

前已指出: 本洞等花岗岩类的微量元素分布特点与宝坛地区基性-超基性岩十分相似, 这预示两者之间存在着某种成因联系, 那么它们之间究竟是一种什么样的成因联系呢? 前面我们已排除了它们是基性岩浆结晶分离的可能性, 为此我们提出另一可供选择的成因机制, 即本洞等花岗岩类可能是中基性岩 (包括中基性熔岩) 经过选择性部分熔融作用的产物, 部分熔融过程中有四堡群变质 (砂质板岩、泥质片岩) 的混染。用这种形成机制, 可以解释基性岩浆分离结晶作用不能解释的那些现象。例如, 本洞等花岗岩类的 Cr、Ni、V 等含量较高是由于源岩的 Cr、Ni、V 等元素背景值较高的缘故。Cr 在基性岩中有两种赋存状态, 一种是独立矿物如铬尖晶石等, 另一种是分散在造岩矿物中。在部分熔融过程中, 铬尖晶石类矿物作为耐熔残余物会被保留下来进入花岗岩类岩石, 这就是为什么本洞等花岗岩类岩石的人工重砂中出现铬尖晶石类矿物的原因。原来分散在基性岩主要造岩矿物中的 Cr、Ni、V 等元素, 部分熔融之后则进入花岗岩类岩石的黑云母中。因此本洞花岗岩类岩石中黑云母的 Cr、Ni、V 等含量较高 (见表6)。

2. 稀土元素地球化学特征及其成因模式

本洞、小坡岭、才滚等花岗岩类、宝坛地区基性超基性岩、闪长岩、基性枕状熔岩稀土元素含量见表7。

从表7可以看出, 本洞岩体边缘相英云闪长岩稀土元素总含量较低 (118ppm), 中心相花岗岩闪长岩含量相对较高 (148—189ppm), 与维诺格拉多夫 (1962) 的酸性岩平均含量 (292ppm) 相比明显偏低。小坡岭花岗岩闪长斑岩的稀土元素含量高于维诺格拉多夫的酸性岩的平均值。本洞等英云闪长岩、花岗闪长岩的 LREE/HREE 比值较大, 几乎全部大于3, 说明铈族稀土明显富集而钇族稀土明显亏损。 δEu 值较大, 全部大于0.6, 说明 Eu 负异常不明显。稀土元素球粒陨石标准化图式呈一组向右陡倾斜的曲线 (图7)。这种图式说明本洞等花岗岩类岩石没有经历分离结晶作用, 因为如果是分离结晶作用形成的, 那么早期富 Ca 斜长石的分离结晶作用, 必然导致 Eu 比较明显的亏损。

宝坛地区基性超基性岩、闪长岩、基性枕状熔岩的稀土元素含量变化范围较大, 其橄榄岩 (G-80) 含量最低, 角闪石辉石岩变化最大, 45—174ppm。所有基性超基性岩、闪长岩及基性枕状熔岩的 LREE/HREE 比值均大于1, δEu 值大于0.7。稀土元素球粒陨石标准化图式呈向右陡倾斜的曲线, Eu 负异常不明显, 个别具正异常 (图8)。

为了进一步探讨本洞等花岗岩类的成因, 我们将它们的稀土元素球粒陨石标准化图式与