

广西镇龙山地区花岗斑岩岩石地球化学及年代学研究*

王 昱¹, 孔志岗^{1*}, 陈懋弘^{2**}, 陈 港², 李杨林¹

(1 昆明理工大学 国土资源工程学院, 云南 昆明 650093; 2 中国地质科学院矿产资源研究所 自然资源部成矿作用和资源评价重点实验室, 北京 100037)

摘 要 广西镇龙山地区发育大量脉状铅、锌、银多金属矿体,同时出露多个花岗斑岩和石英斑岩岩体,岩体和矿体受近东西向羊角山-长帽岭断裂控制。为研究岩体与矿体的关系,文章在详实野外地质工作的基础上,对研究区典型的岩体开展了岩石学、地球化学及锆石年代学研究。主量、微量元素组成显示,知府山花岗斑岩的 $w(\text{SiO}_2)$ 为63.59%~68.78%, $w(\text{K}_2\text{O})$ 为4.5%~5.68%, $w(\text{MgO})$ 为1.07%~1.77%;长帽岭花岗斑岩的 $w(\text{SiO}_2)$ 为66.67%~69.75%, $w(\text{MgO})$ 为0.71%~2%, $w(\text{K}_2\text{O})$ 为1.54%~3.91%。2个岩体均具有高硅、富钾、低镁的特征, $A/\text{CNK}>1.1$,均显示过铝质岩石特征。2个岩体均富集Rb、K、Ba、Th、U等大离子亲石元素,而亏损Nb、Sr、P、Ti等高场强元素,稀土元素总量(ΣREE)平均值为 187.94×10^{-6} ,稀土元素配分模式呈轻稀土元素相对富集的右倾型,明显的Eu负异常。岩石地球化学特征及岩相学特征显示,该区花岗斑岩为高钾钙碱性过铝质S型花岗岩,岩体经历了较高级别的结晶分异。锆石U-Pb年龄结果显示,知府山、长帽岭花岗斑岩、洗马塘石英斑岩成岩年龄为92~95 Ma,形成于碰撞后伸展环境。成岩物质主要来自于上地壳物质的部分熔融,并有少量幔源物质加入。镇龙山地区多金属矿床在平面上围绕岩体显示高温到低温的矿化分带现象,成岩成矿时代在时间上具有一致性,表明岩浆活动与成矿作用之间存在成因联系,说明区内脉状铅锌银矿床属于岩浆热液矿床。晚白垩世岩浆热液成矿事件是华南地区燕山晚期成岩成矿事件的一部分,其构造背景与华南在晚白垩世受太平洋板块俯冲影响所致。

关键词 地球化学;花岗斑岩;锆石U-Pb定年;岩石成因;镇龙山;广西

中图分类号:P588.13;P597

文献标志码:A

Study on geochemistry and chronology of granite porphyry in Zhenlongshan area, Guangxi

WANG Yu¹, KONG ZhiGang¹, CHEN MaoHong², CHEN Gang² and LI YangLin¹

(1 Faculty of Land Resources Engineering, Kunming University of Science and Technology, Kunming 650093, Yunnan, China; 2 MNR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China)

Abstract

A large number of vein lead, zinc and silver polymetallic ore bodies are developed in Zhenlongshan area, Guangxi. At the same time, many granite porphyry and quartz porphyry rock bodies are exposed. The rocks and ore bodies are controlled by the near East-West Yangjiaoshan-Changmaoling fault. Based on the detailed field geological work, the petrological, geochemical and zircon geochronological characteristics of typical intrusive plutons in the region are studied. The composition of major and trace elements shows that the SiO_2 content of Zh-

* 本文得到国家重点基础研究发展计划(973计划)课题“改造型花岗岩钨锡稀有金属成矿作用”(编号:2012CB416704)、广西壮族自治区部门前期地质勘查项目“广西大瑶山地区多期次岩浆活动及成矿作用研究”(编号:桂地矿地[2014]17号)、西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室(长安大学)开放基金(编号:300102268501)和云南省地球系统科学重点实验室开放课题(编号:ESS2021004)联合资助

第一作者简介 王 昱,女,1998年生,硕士研究生,矿物学、岩石学、矿床学专业。Email:17541160.35@qq.com

** 通讯作者 孔志岗,男,1980年生,博士,副教授,从事区域成矿学研究。Email:zhigangkong@kust.edu.cn

** 通讯作者 陈懋弘,男,1971年生,博士,研究员,从事矿床学方面研究。Email:mhchen666@163.com

收稿日期 2021-11-26;改回日期 2022-07-10。孟秋熠编辑。

ifushan granite porphyry is 63.59%~68.78%, $w(K_2O)$ is 4.5%~5.68%, and $w(MgO)$ is 1.07%~1.77%; the SiO_2 content of Changmaoling granite porphyry is 66.67%~69.75%, $w(MgO)$ is 0.71%~2%, and $w(K_2O)$ is 1.54%~3.91%. The two rocks are characterized by high silicon, rich potassium and low magnesium, with $A/CNK > 1.1$, showing the characteristics of peraluminous rocks. Both rocks are rich in Rb, K, Ba, Th, U and other large ion lithophile elements, while they are deficient in Nb, Sr, P, Ti and other high field strength elements. The average value of the total amount of rare earth elements (ΣREE) is 187.94×10^{-6} . The rare earth distribution model shows that the light rare earth is relatively enriched in the right dip type, with obvious Eu negative anomaly. The geochemical and petrographic characteristics show that the granite porphyry in this area is high potassium calc alkaline peraluminous S-type granite, and the rock mass has experienced a high degree of crystallization differentiation. Zircon U-Pb dating results show that the diagenetic ages of Zhifushan granite porphyry, Changmaoling granite porphyry and Ximatang quartz porphyry are 92~95 Ma, which are formed in the post-collision extensional environment. The diagenetic materials are mainly derived from the partial melting of the upper crust material, and a small amount of mantle-derived materials are added. The polymetallic deposits in Zhenlongshan area show the mineralization zoning from high temperature to low temperature around the rock mass on the plane. The diagenetic and metallogenic epochs are consistent in time, indicating that there is a genetic connection between magmatic activity and mineralization. The deposits in this area are magmatic hydrothermal deposits. Late Cretaceous magmatic hydrothermal metallogenic event is a part of Late Yanshanian magmatic metallogenic event in South China, caused by the subduction of Pacific plate in Late Cretaceous.

Key words: geochemistry, granite porphyry, zircon U-Pb dating, rock genesis, Zhenlongshan, Guangxi

广西镇龙山地区位于桂中坳陷的南侧边缘,地处大瑶山隆起与大明山隆起交汇部,也是钦杭成矿带南西段的组成部分(图1a)(广西壮族自治区地质矿产局,1985;杨明桂等,2009;2018;毛景文等,2011;Mao et al., 2011;2013),钦杭成矿带是中国东南部重要的构造岩浆成矿带(杨明桂等,1997;毛景文等,2011;徐德明等,2012)。该区在大地构造上归属于南丹-大明山-昆仑关NW向深大断裂东南端的北东侧,是广西“山字形构造”前弧弧顶区一个较大的短轴背斜,区内断裂构造极为发育,岩浆活动强烈。在镇龙山北部,出露有知府山、洗马塘、长帽岭等多个花岗斑岩小岩体,岩体附近发育多个金银铅锌多金属矿点,矿化现象十分强烈。前人对该区成矿条件及成矿规律做了一定的研究(李蔚铮等,1998;胡云沪等,2012;王葆华等,2012;张武饰等,2020),对指导矿产勘查起到了一定的作用,但对成岩与成矿的关系、岩体的岩石类型、岩浆源区和大地构造环境的研究相对薄弱,而岩石地球化学信息是解开成岩作用、源区及成岩动力学背景的钥匙,是探讨成岩与成矿关系的基础。镇龙山地区东侧的大平天山岩体,岩性以黑云母花岗岩为主,形成于燕山晚期(92.2~96.0 Ma)(黄民智等,1999),围绕该岩体发育一系列金矿床,外围发育银、铅、锌、铜等多金属矿

床。镇龙山地区岩体特征及矿体特征与大平天山岩体及周缘矿体的特征相似,镇龙山地区大量发育的铅锌银多金属矿体可能与该区发育的岩体有密切关系,那么研究该区岩体的岩石学、地球化学及年代学特征是研究该区成矿成矿作用的基础。基于此,本文在前人研究的基础上,经过详实的野外调查和显微镜下观察,研究镇龙山地区主要岩体的岩相学、地球化学及年代学特征,并探讨花岗斑岩的岩石成因、成岩物质来源及大地构造环境等,为该区成岩成矿作用研究、矿床成因研究提供依据。

1 区域地质背景及岩体地质特征

1.1 区域地质背景

广西镇龙山地区位于广西贵港市覃塘区与南宁市横县、宾阳县交界,为一个长约32 m,宽约28 m的穹隆构造,构成了广西“山字形构造”前弧弧顶区一个较大的短轴背斜(广西壮族自治区地质矿产局,1985;胡云沪等,2012),是桂中与桂南的天然屏障。本区经历了加里东-燕山期多期次的构造运动,其中加里东运动主要表现为地壳抬升,沉积间断,缺失奥陶系、志留系,使得泥盆系呈不整合覆盖于寒武系之上,基底寒武系褶皱、断裂发育,受华力西-印支运动

影响,使基地地层隆起,形成镇龙山穹隆(胡云沪等, 2012)。穹隆核部地层为浅变质的寒武系小内冲组和黄洞口组,其中,小内冲组以轻变质粉砂岩-页岩为主,局部夹黑色碳质泥岩;黄洞口组以砂岩夹泥岩为主,具典型的浊流沉积特征,翼部地层为泥盆系砂岩、泥质砂岩和泥页岩,呈单斜状不整合覆盖于寒武

系之上。基底寒武系褶皱发育,呈紧密线状分布,走向近EW向,断裂构造主要有NNW向压剪性断裂、配套产出近SN向张扭性、NNW向-NW向压扭性断裂,这3组断裂带构成穹隆区断裂的基本格架,并控制着本区的矿床分布,其中NNW向断裂规模较大,是本区的导岩、导矿构造,近SN向断裂多为容矿构造。

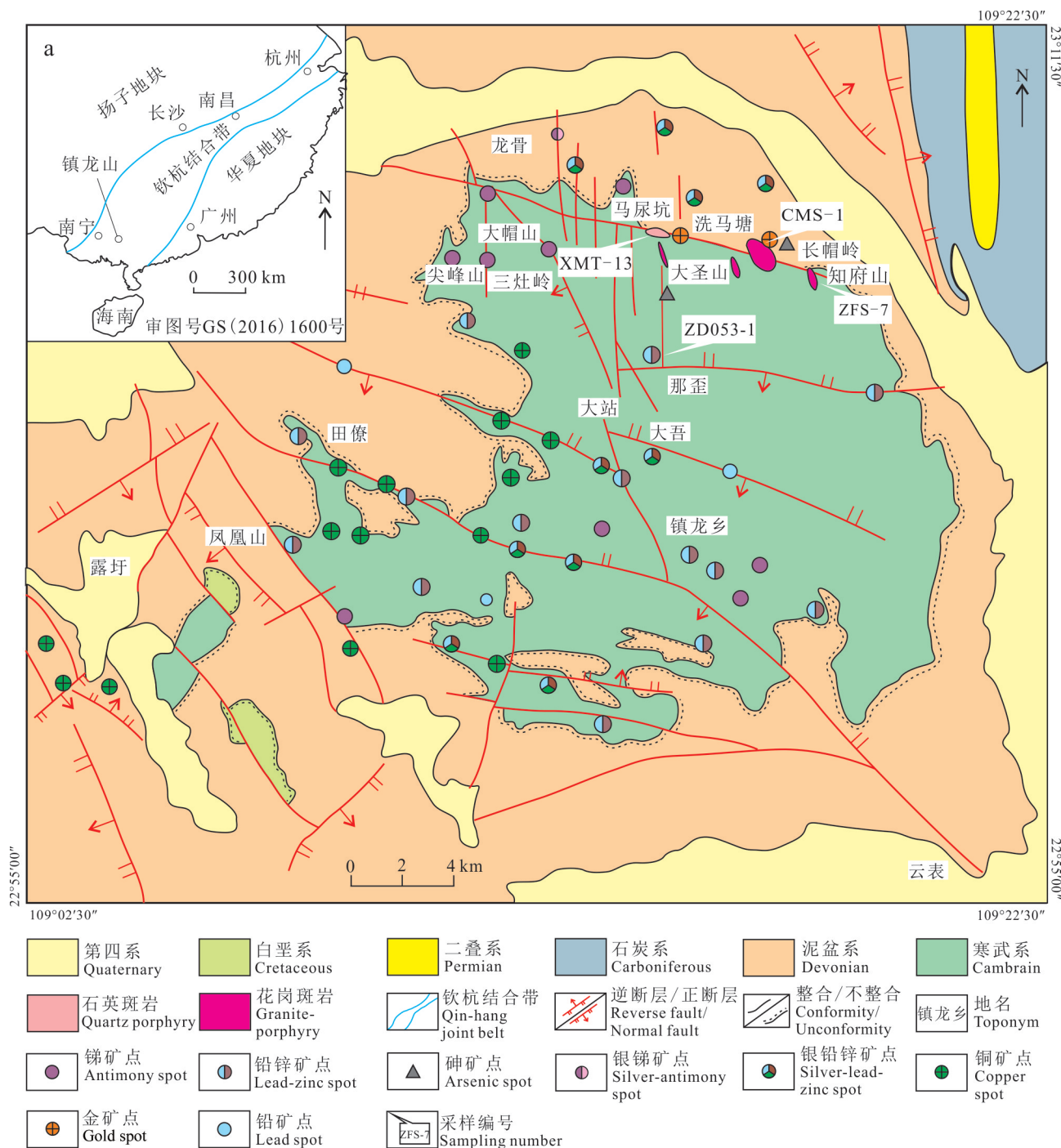


图1 镇龙山地区区域地质图(据胡云沪等,2012修改)

Fig.1 Regional geological map of Zhenlongshan area(modified after Hu et al., 2012)

岩浆岩主要见于马尿坑-大圣山-长帽岭一带,沿NNW向羊角山-长帽岭压剪性断裂及其次级断裂侵入,呈岩枝、岩脉和小岩株产出,岩体的定位主要受NEE向-EW向构造带与NE向-NNE向构造带和NW向构造带复合部位控制,特殊的构造位置为镇龙山岩浆岩的形成提供了重要的条件。岩性主要为花岗斑岩,次为石英斑岩。这些岩体以电气石化、毒砂矿化、黄铜矿和金矿化为特征,与邻区大平天山类似,不同之处在于镇龙山电气石发育,证明岩体演化晚期富含B元素。区域航磁资料表明穹窿北部存在 ΔT 异常,沿主干断裂展布,另据1/20万重力资料,此带也是区域内最为明显的局部低异常区,而长帽岭花岗斑岩体即位于重力低异常中心部位,因此,推测深部有较大的隐伏岩体(黄启勋,1994)。

1.2 矿体-岩体地质特征

区域内矿产以多金属热液充填型矿化为特征(李传华等,2014),矿化点遍布整个穹窿。在露头区、矿区和民采点可见到金(银)铜铅锌矿的形成与燕山晚期中酸性小侵入体有密切的时空和成因联系(李蔚铮等,1998;王葆华等,2012)。矿床绝大部分赋存于寒武系黄洞组,少部分赋存在泥盆系莲花山组,但都局限于岩体接触带附近。受岩体影响,穹窿北部矿化分布以岩体为中心,表现为围绕岩体周边显现出从金-砷、铅-锌、银-锑、铜的水平矿化分带,而穹窿中、南部铜矿距离北部岩体较远,受影响较小。

镇龙山地区的岩浆岩主要沿近EW向羊角山-长帽岭断裂及其次级断裂分布,区域上分布的岩浆岩主要有燕山晚期岩浆岩,岩性主要为花岗斑岩、石英斑岩、隐爆角砾岩,在知府山、长帽岭、猫山、洗马塘等均有发现。花岗斑岩由马尿坑至长帽岭一带沿区域性 F_1 断裂带连续出露,呈带状分布。在长帽岭北部出露有隐爆角砾岩和石英斑岩。穹窿北部马尿坑-长帽岭一线,为燕山期的产物,沿NNW向 F_3 断裂侵入,呈岩枝、岩脉和小岩株产出(李传华等,2014)。

知府山岩体沿NNW向主断裂的东端侵入,见知府山、老虎口2条岩脉。知府山岩脉在西,老虎口岩脉在东,二者在地表上呈尖灭再现分布,间隔约50 m,总体长约1.3 km,知府山岩脉宽处达14 m。岩性为花岗斑岩,浅灰色,斑状结构。斑晶由石英(8%)和钾长石(20%)组成,粒度为1~4 mm,偶见白云母,基质为石英、长石等。长石斑晶以绢云母化、碳酸盐化为主;石英斑晶中有黄铁矿、黄铜矿和磁黄铁矿,少量闪锌矿和辉锑矿(图2a),常见晚期方解石

脉穿插,两侧有黄铁矿化,脉内有毒砂(图2b),可见黄铜矿、辉锑矿、闪锌矿、黄铁矿(图2c)。

长帽岭岩体位于NNW向壮帽山主断层(F_1)与北北西向断层(F_4)的复合部位,呈不规则状分布,面积约0.2 km²。与围岩接触面呈不规则波状,倾角较陡直,南端围岩为寒武系小内冲组砂、页岩;北端为泥盆系莲花山组石英砂岩,围岩均具强烈蚀变和震碎特点。岩体为花岗斑岩,暗灰色,斑状结构,块状构造(图2d)。斑晶成分主要为长石(钾长石为主)24%~28%,石英8%~12%,黑云母1%~3%,斑晶粒度0.8~3.0 mm,个别达10~20 mm;基质成分为长石(斜长石为主, $An=10\sim30$) 31%~34%,细粒石英24%~28%及少量绢云母、电气石、锆石、钛铁矿、金红石、磷灰石等。电气石斑晶含量约5%,粒度为2~5 mm,呈长柱状、放射状集合体产出(图2e)。硫化物主要是毒砂(占1%)(图2f),或者浸染状分布,或者脉状分布,还发现磁黄铁矿及少量黄铜矿和闪锌矿。

洗马塘岩体位于壮帽山以西,沿NNW向壮帽山主断层侵入,出露长约2.2 km,宽一般20~30 m,局部宽可达110 m,总面积约0.2 km²,南北两侧岩层分别为寒武系小内冲组和黄洞组砂、页岩和泥盆系莲花山组石英砂岩。岩体与围岩接触面多不平直,产状较陡。岩体分带较清楚,由内向外围:浅层相花岗斑岩、次火山相流纹斑岩、隐蔽爆发相隐爆角砾岩和震碎角砾岩。在洗马塘岩体边部获得样品为石英斑岩,与围岩同化混染现象明显。样品呈灰白色,斑状结构。斑晶主要由石英(10%~15%)、长石(主要为斜长石,8%~10%)和黑云母(2%)组成,粒度为2~5 mm,黑云母呈自形板柱状,次为电气石,基质为粒状石英(图2g、h),岩体边部有较强的黄铜矿化、黄铁矿化、毒砂化、方铅矿化等矿化(图2i)。

2 样品采集与分析测试方法

2.1 岩石地球化学

选择6个知府山花岗斑岩(ZFS-8、ZFS-9、ZFS-10、ZFS-12、ZFS-14、ZFS-15)和5个长帽岭花岗斑岩(CMS-3、CMS-4、CMS-5、CMS-7、CMS-8)样品开展全岩岩石地球化学组分分析,洗马塘石英斑岩体由于蚀变严重,未进行全岩地球化学成分分析。全岩地球化学粉末样在河北省廊坊市诚信地质服务有限公司进行,全岩主量元素、微量元素和稀土元素分析测试在国家地质实验测试中心完成。主量元素测试

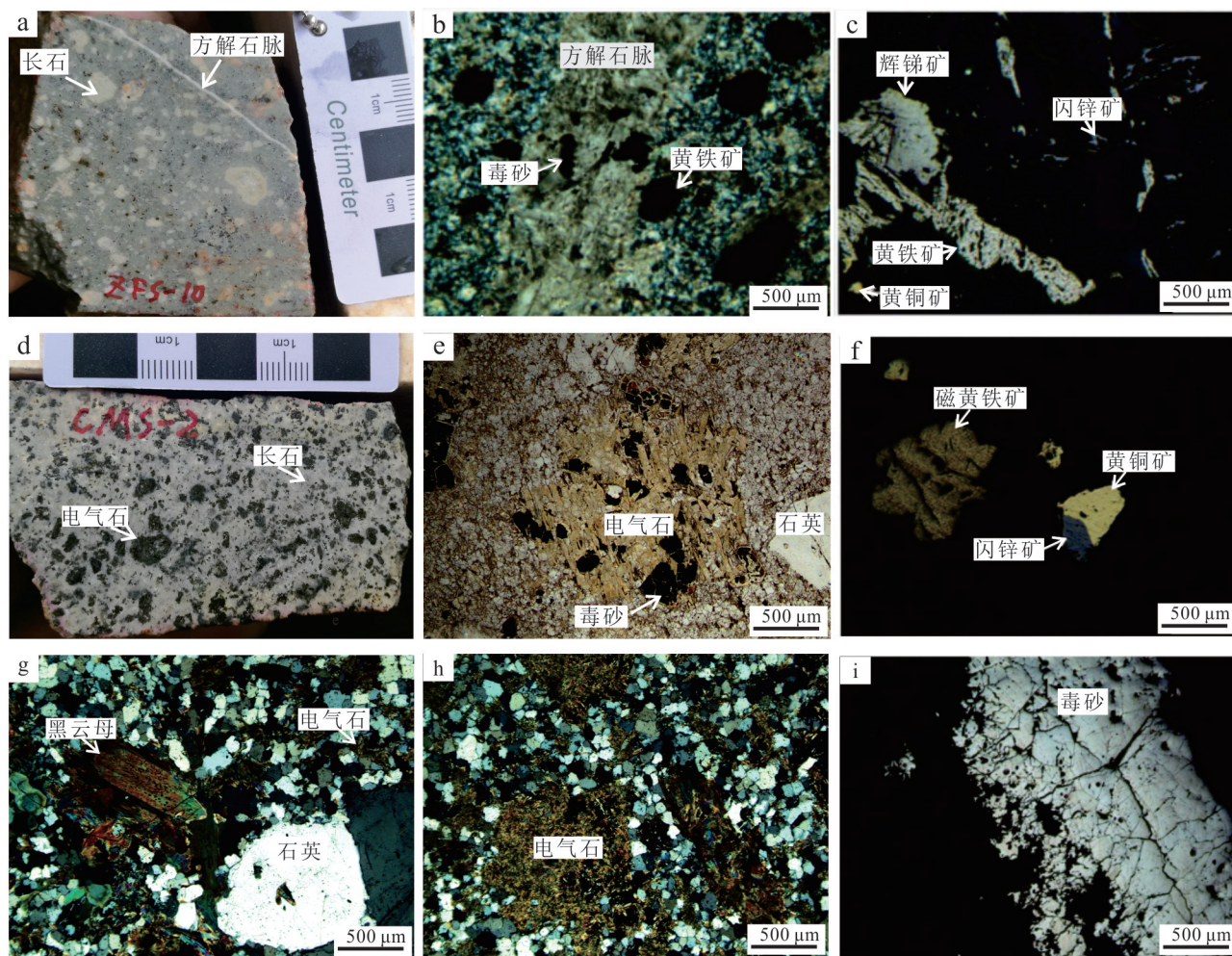


图2 知府山、长帽岭、洗马塘岩体样品及岩相学照片

a. 斑状结构,斑晶为长石、石英和云母,后期方解石脉穿插(ZFS-10,手标本);b. 方解石脉内发育毒砂,脉侧黄铁矿富集(ZFS-8,正交偏光);c. 黄铜矿-辉锑矿-闪锌矿-黄铁矿(ZFS-10,反射光);d. 斑状结构,斑晶为石英和长石,可见电气石;e. 电气石、毒砂和石英;f. 磁黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿(ZMS-8,反射光);g. 石英和黑云母;h. 电气石(正交偏光,ZD059-1);i. 毒砂脉(XMT-1,反射光)

Fig.2 Rock mass samples and petrographic photos of Zhifushan, Changmaoling and Ximatang plutons

a. Mottled structure, mottled crystals of feldspar, quartz and mica, later calcite veins interspersed (ZFS-10, hand specimen); b. Arsenopyrite developed within calcite veins, pyrite enrichment on vein sides (ZFS-8, orthogonal polarized light); c. Chalcopyrite-pyrrothite-sphalerite-pyrite (ZFS-10, reflected light); d. Mottled structure, mottled crystals of quartz and feldspar, tourmaline visible; e. Tourmaline, arsenopyrite and quartz; f. Pyrrhotite, chalcopyrite, sphalerite (ZMS-8, reflected light); g. Quartz and biotite; h. Tourmaline (orthogonal polarized light, ZD059-1); i. Arsenopyrite vein (XMT-1, reflected light)

采用X射线荧光光谱法(XRF),所用仪器型号为PW4400。主量元素测定流程包括2个步骤,玻璃熔制样和烧失量的测定。玻璃熔制样:先将破碎至200目以下的样品称取0.7 g与7 g助溶剂装入坩埚中,搅拌均匀倒入铂金坩埚中,再加入适量LiBr,然后在1200℃加热20 min,经过“振荡”等工序,将熔融样品倒入模具,冷却后制成玻璃样片待测,检测精度优于5%烧失量:先在电子天平上称取坩锅重量 W_1 ,加入大约1 g样品,称总质量 W_2 ;再将样品置于马弗炉升

温至900℃灼烧约3 h后取出,放入干燥器中冷却,称量总质量 W_3 ;烧失量(LOI)通过公式 $(LOI=(W_2-W_3)/(W_2-W_1))$ 计算得出。分析过程中用28个不同类型的标样及6个标样混合物建立工作曲线,采用经验系数法对基体进行校正。

微量元素和稀土元素测试在等离子质谱仪(PE300D)上完成,其过程为,称取50 mg 200目以下的样品,放入坩埚中,加入1 mL HF放在电热板上蒸干去掉大部分的 SiO_2 ,再加1 mL HF和1 mL HNO_3 ,

盖上盖,在烘箱中于200℃分解12 h以上,取出冷却后,于电热板上低温蒸至近干,加入1 mL的HNO₃再蒸干,重复一次。最后加入2 mL的HNO₃和5 mL水,重新盖上盖子,于130℃溶解残渣3 h,再取出,冷却后加入500 ng的Rh内标溶液,转移至50 mL离心管中。将所得溶液在电感耦合等离子体质谱仪上完成测定,分析过程中以GSR-5为标样,分析精度优于5%,本文稀土元素球粒陨石标准化数据采用Boyn-ton(1984),其他微量元素采用Sun等(1989)推荐值。

2.2 锆石U-Pb测年

分别对知府山花岗斑岩(ZFS-7)、长帽岭花岗斑岩(CMS-1)和洗马塘石英斑岩(XMT-13)3个岩体进行样品采集,采样位置具体见图1。

定年用锆石样品由河北省廊坊诚信地质服务公司利用常规的重选和磁选技术挑选。在双目镜下挑选出晶型相对完好,无色透明、无包裹体和裂纹的锆石进行测试。将待测锆石用环氧树脂固定制靶,并对其进行抛光,然后进行阴极发光(CL)和背散射电子照相,仔细对比分析。选择环带清晰,裂纹及包裹体较少的锆石颗粒圈点待测。测年实验由中矿紫鑫(北京)检测技术有限公司完成,测试仪器为激光剥蚀等离子体质谱分析仪(LA-ICP-MS),激光剥蚀斑束直径为32 μm,频率为10 Hz,采样方式为单点剥蚀,采用He作为剥蚀物质的载气,以GJ-1为外标,U、Th含量以锆石M127为外标进行校正,数据处理采用ICP-MS DataCal4.3程序,用Isoplot3.0程序绘制锆石年龄谐和图以及直方图(Ludwing, 2003)。单个点的分析误差是1 s水平,整体年龄误差在2 s水平上是95%。

3 测试结果

3.1 全岩地球化学结果

知府山和长帽岭花岗斑岩的主量、微量和稀土元素分析结果如表1所示。

(1) 主量元素地球化学特征

由表(表1)可知,知府山花岗斑岩的 $w(\text{SiO}_2)$ 为63.59%~68.78%, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 为13.33%~14.44%, $w(\text{MgO})$ 为1.07%~1.77%, $w(\text{CaO})$ 为1.56%~3.50%, $w(\text{K}_2\text{O})$ 为4.50%~5.68%, $w(\text{Na}_2\text{O})$ 为0.01%~0.85%;长帽岭花岗斑岩的 $w(\text{SiO}_2)$ 为66.67%~69.75%, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 为12.98%~15.64%, $w(\text{MgO})$ 为0.71%~2%, $w(\text{CaO})$ 为0.13%~0.34%, $w(\text{K}_2\text{O})$ 为0.49%~3.63%, $w(\text{Na}_2\text{O})$ 为

0.32%~1.65%,2个岩体的TiO₂和P₂O₅含量均较低,总体体现出高硅、富钾、低镁的特征。在QAP三角图解中(图3),样品均落在花岗岩区域,这也与野外地质情况及岩相学特征较符合。SiO₂-K₂O图解(图4a)中,岩体在钙碱性系列、高钾钙碱性系列、钾玄武岩系列中均有分布,但大部分落入高钾钙碱性范围内;在A/CNK-A/NK图解(图4b)中,所有样品均落入过铝质范围内,说明岩石系列应属于高钾钙碱性过铝质花岗岩

(2) 微量元素地球化学特征

通过将本区元素数据进行标准化处理,可绘制出微量元素原始地幔标准化蛛网图(图5)。如图显示,2种岩体的分布形式大致一致,总体上体现的特征是岩体中相对富集Rb、K、Ba、Th、U等大离子亲石元素,Nb、Sr、P、Ti等高场强元素明显相对亏损,显示出俯冲带岩浆岩的特征。

(3) 稀土元素地球化学特征

将岩石的稀土元素参照Boyn-ton(1984)提供的数据进行球粒陨石标准化,绘制分布型式图(图6)。由图可见,区内各类岩浆岩球粒陨石标准化曲线分布型式一致性较为良好,呈1组大致平行的右倾型曲线,轻稀土元素相对富集。 $\delta\text{Eu}=0.35\sim0.53$,平均值为0.46,具有较明显的负铕异常。区内各岩体的稀土元素总量(ΣREE)为 $58.85\times10^{-6}\sim243.45\times10^{-6}$,平均值 187.94×10^{-6} ,介于下地壳和上地壳(分别为 210.07×10^{-6} , 78.71×10^{-6}),而花岗岩 ΣREE 平均为 139.01×10^{-6} ,反映出其为稀土元素富集性的壳源物质重熔结晶的产物。 $\text{LREE}/\text{HREE}=2.43\sim5.38$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=4.76\sim15.18$,表明轻稀土元素相对富集,重稀土元素相对亏损(郑浩,2018)。 $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}=3.62\sim4.50$, $(\text{Gd}/\text{Lu})_{\text{N}}=1.03\sim3.10$,表明轻稀土元素分馏相对明显,重稀土元素分馏相对不显著。

3.2 锆石U-Pb年龄

样品ZFS-7、XMT-13、CMS-1阴极发光图像如图7显示,3个岩体中大部分锆石颗粒结构均一,自形程度较高,晶型完好,呈长柱状及四方双锥状,长宽比均在1~5之间,锆石颗粒较小,粒径大多在100 μm左右。具有清晰的晶棱、晶面及明暗相间的振荡韵律环带,外部无变质边,内部无残留核,与典型岩浆锆石的结构特征一致(赵骏峰等,2021;龚雪婧等,2018)。本次研究主要对环带结构发育的锆石颗粒进行U-Pb同位素分析(表2)。3个样品均测20个点,排除掉谐和度太低及信号波动强烈的点(谐和图

表 1 镇龙山地区知府山、长帽岭花岗斑岩岩石地球化学分析结果

Table 1 Petrogeochemical analysis results of Zhifushan and Changmaoling granite porphyry in Zhenlongshan area

组分	ZFS-8	ZFS-9	ZFS-10	ZFS-12	ZFS-14	ZFS-15	CMS-3	CMS-4	CMS-5	CMS-7	CMS-8
$w(B)/\%$											
SiO ₂	64.15	63.59	65.83	64.42	67.58	68.78	66.67	67.61	67.64	69.75	68.75
Al ₂ O ₃	13.33	13.34	14.44	14.05	14.01	14.14	13.65	15.31	15.64	14.08	12.98
CaO	3.42	3.50	2.51	2.93	2.12	2.56	3.13	2.16	2.13	3.34	3.21
Fe ₂ O ₃	2.07	1.97	1.90	1.69	1.24	1.66	3.47	2.96	2.73	2.05	2.85
FeO	1.94	2.05	1.91	1.67	1.54	1.45	1.73	0.57	0.65	1.70	1.79
K ₂ O	3.50	3.80	3.68	4.19	5.53	5.09	3.54	3.63	3.91	2.49	2.36
MgO	1.74	1.77	1.20	1.49	1.42	1.07	2.00	0.71	0.72	2.88	1.61
MnO	0.11	0.12	0.07	0.09	0.09	0.07	0.01	—	—	0.01	0.01
Na ₂ O	0.31	0.42	0.52	0.85	0.11	0.72	0.47	1.65	1.38	0.66	0.32
P ₂ O ₅	0.14	0.15	0.16	0.15	0.12	0.13	0.01	0.12	0.13	0.02	0.09
TiO ₂	0.50	0.48	0.54	0.50	0.36	0.39	0.57	0.65	0.68	0.63	0.51
CO ₂	4.93	5.19	2.86	4.03	2.83	2.16	0.19	—	0.90	0.44	0.32
H ₂ O ⁺	2.28	2.54	2.22	2.26	2.10	2.52	1.72	2.44	3.08	0.98	2.16
烧矢量	6.62	6.89	5.55	5.91	4.71	4.59	2.91	4.57	4.54	1.69	3.65
$w(B)/10^{-6}$											
Li	33.10	31.50	48.10	34.00	19.10	66.30	6.83	105.00	136.00	14.20	18.10
Be	3.85	4.46	3.92	3.69	3.20	3.23	3.77	4.39	4.69	5.16	4.62
Mn	929.00	963.00	576.00	793.00	695.00	588.00	73.60	23.40	23.50	65.70	38.80
Co	7.91	6.95	8.60	7.07	3.75	5.43	10.40	6.75	7.92	2.01	19.10
Ni	7.88	11.00	9.23	8.93	10.90	13.30	5.82	6.99	9.09	0.38	6.10
Cu	16.60	20.60	21.20	15.40	34.40	40.50	252.00	265.00	270.00	52.20	460.00
Zn	226.00	340.00	251.00	232.00	348.00	233.00	12.70	4.20	3.77	19.70	18.70
Ga	19.00	19.10	20.20	19.50	17.60	19.50	33.00	21.50	21.70	29.30	26.20
Rb	320.00	317.00	311.00	311.00	317.00	330.00	87.90	248.00	263.00	130.90	152.00
Sr	78.10	83.20	104.00	102.00	117.00	90.80	21.30	90.90	78.70	51.30	33.70
Mo	1.90	1.78	1.88	1.94	2.41	2.36	4.97	1.26	1.50	0.20	1.36
Cd	4.44	6.77	4.87	4.35	8.06	5.36	0.64	0.26	0.19	0.70	0.54
In	0.09	0.15	0.10	0.10	0.22	0.13	0.19	—	—	0.23	0.28
Cs	23.00	22.90	20.60	20.70	19.00	19.20	4.25	17.30	19.00	2.01	7.66
Ba	618.00	644.00	882.00	847.00	1165.00	797.00	372.00	684.00	769.00	340.00	395.00
Tl	3.89	3.83	3.85	3.72	3.32	3.39	0.90	2.52	2.84	0.18	1.36
Pb	142.00	137.00	99.40	35.00	459.00	170.00	60.60	26.80	29.40	50.90	159.00
Bi	0.06	0.18	—	—	0.25	0.10	531.00	23.90	11.40	24.20	43.10
Th	28.70	28.20	29.30	27.70	41.40	40.40	24.60	21.80	22.80	15.90	15.30
U	6.25	6.00	6.38	6.10	5.96	6.05	4.88	4.08	10.20	2.88	3.56
Nb	16.30	16.40	17.30	16.20	18.70	18.50	16.90	16.40	17.30	16.10	13.90
Ta	1.32	1.33	1.38	1.33	1.43	1.46	1.46	1.21	1.38	1.23	1.22
Zr	250.00	241.00	261.00	249.00	253.00	243.00	223.00	247.00	281.00	210.00	207.00
Hf	6.39	6.44	6.92	6.54	6.71	6.84	5.98	6.46	7.35	5.58	5.74
Ti	2997	2951	3321	3122	2263	2395	3382	3838	4128	3679	3018

续表 1
Continued Table 1

组分	ZFS-8	ZFS-9	ZFS-10	ZFS-12	ZFS-14	ZFS-15	CMS-3	CMS-4	CMS-5	CMS-7	CMS-8
$w(\text{B})/10^{-6}$											
W	5.75	6.05	5.72	5.32	3.48	5.54	33.30	20.50	21.60	14.70	23.50
As	430	317	43.1	67.6	382	662	24480	1718	1836	1705	8178
V	48.30	47.80	54.00	50.80	42.50	44.90	47.50	60.00	60.50	56.00	48.80
La	47.30	45.90	47.30	45.00	52.70	52.30	11.50	52.30	48.00	16.60	22.40
Ce	95.40	91.30	93.90	88.70	108.00	107.00	24.60	89.70	95.20	35.70	47.20
Pr	12.20	11.70	12.40	11.50	13.70	13.80	3.20	14.20	13.60	4.80	6.50
Nd	36.30	35.10	37.00	35.90	42.20	40.50	9.93	45.20	44.70	14.70	19.70
Sm	6.61	6.73	6.92	6.46	7.63	7.31	1.86	7.95	8.33	2.66	3.44
Eu	1.13	1.15	1.08	1.08	1.14	0.96	0.26	1.17	1.29	0.36	0.43
Gd	6.34	6.29	6.54	6.26	6.78	6.75	1.85	8.55	8.43	2.75	4.10
Tb	0.91	1.20	1.23	1.14	1.23	1.21	0.37	1.55	1.59	0.51	0.95
Dy	4.40	4.61	4.74	4.46	4.31	4.51	1.70	6.01	6.34	2.02	4.18
Ho	0.83	0.88	0.88	0.84	0.76	0.83	0.38	1.22	1.26	0.41	0.85
Er	2.43	2.45	2.47	2.42	2.08	2.28	1.16	3.25	3.51	1.19	2.48
Tm	0.35	0.35	0.35	0.36	0.30	0.31	0.18	0.45	0.52	0.18	0.39
Yb	2.62	2.75	2.75	2.74	2.34	2.37	1.63	3.50	3.64	1.49	2.78
Lu	0.31	0.32	0.35	0.32	0.28	0.28	0.23	0.41	0.45	0.19	0.35
Sc	7.32	7.26	8.31	7.62	6.60	6.94	7.30	8.41	8.40	7.11	8.05
Y	24.60	25.60	25.70	25.10	23.80	23.20	20.10	37.00	35.80	21.20	24.90
Cr	18.70	18.50	20.00	19.50	34.10	32.50	11.20	14.70	15.50	13.30	11.30
Sn	32.00	30.10	27.50	23.50	51.10	31.80	135.00	32.90	31.80	144.00	179.00
Sb	121.00	115.00	49.70	39.30	323.00	147.00	99.50	15.30	13.80	17.30	31.90

注:“—”表示低于检出限。

中存在的离散点可能是由于打点位置靠近锆石边缘或较为靠近中心), ZFS-7 筛选出 11 个点, 加权平均年龄为 $(92.5 \pm 1.9) \text{ Ma}$ ($\text{MSWD}=2.8, n=11$, 图 8a); XMT-13 筛选出 13 个点, 加权平均年龄为 $(93.5 \pm 2.1) \text{ Ma}$ ($\text{MSWD}=3.2, n=13$, 图 8b); CMS-1 筛选出 13 个点, 加权平均年龄为 $(94.9 \pm 1.6) \text{ Ma}$ ($\text{MSWD}=2.4, n=11$, 图 8c)。

4 讨 论

4.1 岩石成因分析

目前研究领域中, 最为普遍接受和常用的花岗岩成因分类为 S-I-M-A (Chappell et al., 1974; 2000), 而以幔源岩浆成因的 M 型花岗岩较少, 角闪石、堇青石和碱性铁镁矿物是区分 I、A、S 三种类型花岗岩的有效标志 (Miller, 1985; 吴福元, 2007)。典型的 S 型

花岗岩相对富集 Ba, $\text{Sr/Ba} < 0.5$, I 型花岗岩相对富集 Sr, $\text{Sr/Ba} > 0.5$, 知府山岩体的 Sr/Ba 为 0.1~0.12, 长帽岭岩体的 $\text{Sr/Ba}=0.06\sim 0.12$, 均小于 0.5; 在 $10000\text{Ga}/\text{Al}-w(\text{Y})$ 图解中 (图 9a), 所有样品均落入 I&S 型花岗岩区域内, 在 $w(\text{SiO}_2)-w(\text{Zr})$ 图解 (图 9b) 中, 所有样品都落入 S 型花岗岩范围, $w(\text{SiO}_2)$ 与 $w(\text{P}_2\text{O}_5)$ 呈负相关关系 (图 10), 显示 S 型花岗岩特征; 一般而言, S 型花岗岩原岩经过地表风化而失去了 Ca、Na 等元素, 因而相对 Ca、Na 而言, S 型花岗岩 Fe、K 含量更高 (翟建军等, 2021), 本区花岗岩也具有类似特征; 此外, 在所采取的岩体样品中有大量电气石的出现, 综合岩相学及地球化学特征判定矿区花岗岩属于 S 型花岗岩。

知府山岩体和长帽岭岩体的稀土元素球粒陨石标准化分布形势图显示样品具有明显的负铕异常, 说明岩石经历了一定程度的斜长石分离结晶作用, 导致岩浆 Eu 贫乏。微量元素显示岩体中明显富集

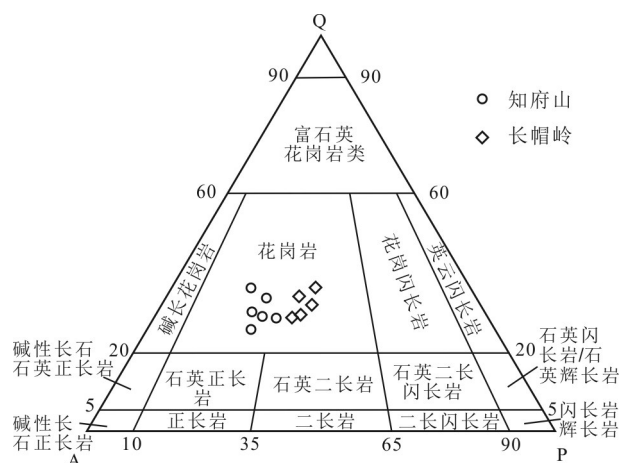


图3 知府山和长帽岭花岗斑岩样品的QAP图解

Q—石英;A—碱性长石;P—斜长石(据 Streckeisen, 1976 修改)

Fig.3 QAP diagram of Zhifushan and Changmaoling granite porphyry samples
Q—Quartz; A—Alkali feldspar; P—Plagioclase (modified after Streckeisen, 1976)

Rb、Th、Nd, 亏损 Ba、Nb、Sr, Rb 元素本身为强不相容元素, 而在这 2 个岩体中却相对富集, 说明在岩石形成过程中, 岩浆经历了一定的分异作用, 岩石在形成过程中经历了较高分化的演化(张含, 2019)。Sr 元素的亏损暗示可能有斜长石的残留或结晶分离作用的发生。一般认为 Rb/Sr 比值是岩浆演化过程中最明显的指示剂, Rb/Sr 比值越大, 岩浆分异程度越好,

而 Nb、Sr、P、Ti 等元素的负异常, 则可能与斜长石、金红石、榍石、磷灰石、钛铁矿等矿物的分离结晶有关(郑浩, 2018)。

4.2 岩浆源区示踪

广西镇龙山地区花岗斑岩中的 Nb/Ta 的值为 9.52~15.45, 更接近地壳岩浆的 Nb/Ta 比值(地壳岩浆 Nb/Ta 的比值为 12~13, 地幔岩浆 Nb/Ta 的比值为 5.5~19.5), 研究区花岗斑岩微量元素比值平均值 (Th/Nb=1.609, Th/La=0.671, La/Yb=2.398, Rb/Sr=3.158) 更接近大陆地壳的平均值 (Th/Nb=0.44, Th/La=0.204, La/Yb=2.2, Rb/Sr=0.35), 而与原始地幔的平均值明显不同。花岗斑岩 U/Th 的比值在 0.070~0.667 变化, 均值为 0.37, 高于地壳均值 0.26, 都反映出岩浆的壳源特点, 推测花岗斑岩的成岩物质主要来源于地壳。研究表明, 起源于上地壳的岩石其 $w(\text{Th})(>10 \times 10^{-6})$ 、 $w(\text{Pb})(>20 \times 10^{-6})$ 、 $w(\text{U})(>2 \times 10^{-6})$ 相对较高 (Rudnick et al., 1995), 矿区花岗岩均具有相似的演化特征, 也暗示属于岩浆壳源。高场强元素 Th/Yb-Ta/Yb 图解能有效判别岩浆岩成因 (Pearce, 1982), 投图 (图 11) 显示样品点均位于上地壳区域, 具结晶分异趋势。Zr/Hf 比值为 35.53~39.12 (平均 37.55), 接近于地幔平均值, 说明可能有地幔物质参与了岩体的成岩作用。王成辉等 (2012) 对区内龙头山、大平天山和狮子尾岩体的研究结果也得出类似结论, 岩浆源主要以壳源, 并且可能有少量幔源混入。

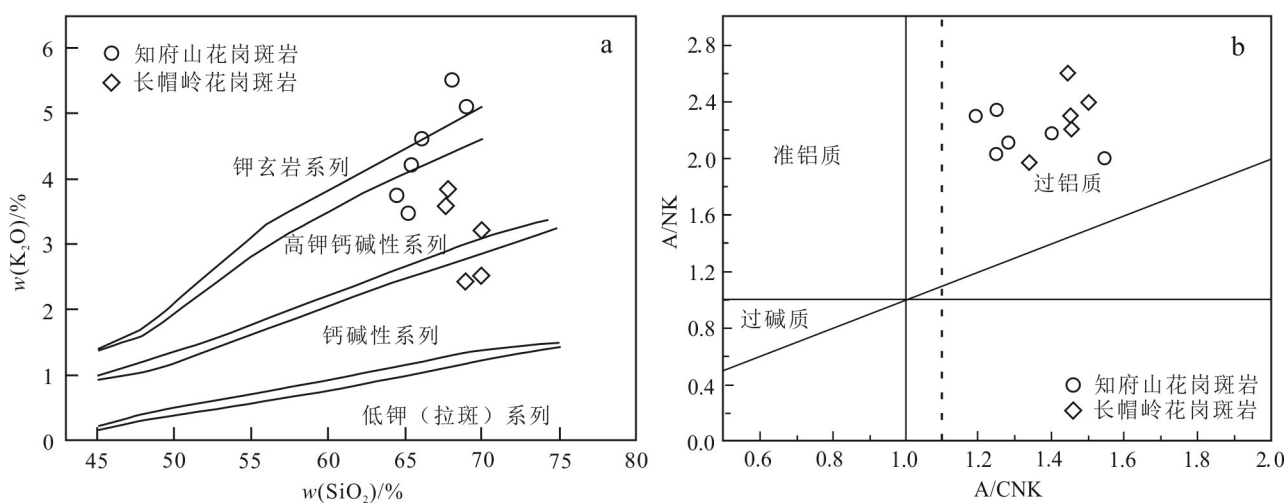
图4 知府山、长帽岭花岗斑岩 $w(\text{SiO}_2)$ - $w(\text{K}_2\text{O})$ (a, 据 Peter et al., 1989) 和 A/CNK-A/NK (b, 据 Maniar et al., 1989)

Fig.4 $w(\text{SiO}_2)$ - $w(\text{K}_2\text{O})$ diagram (a, after Peter et al., 1989) and A/CNK-A/NK plot (b, after Maniar et al., 1989) of granite porphyry from Zhifushan and Changmaoling

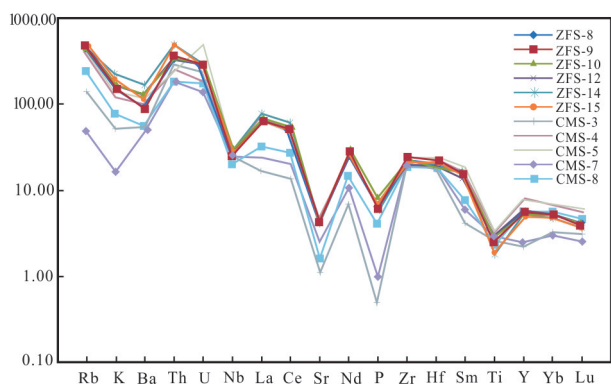


图5 知府山、长帽岭花岗斑岩样品微量元素原始地幔标准化蛛网图

Fig.5 Primitive mantle-normalized trace element spider diagrams of granite porphyry from Zhifushan and Changmaoling

4.3 成岩构造背景探讨

岩浆岩的类型及地球化学特点决定于其源区及形成过程,而源区及成岩过程与其形成的构造环境密切相关,Pearce等(1982)对形成于不同构造背景下的大量花岗岩微量元素进行了统计研究,并提出了适用性较好的花岗岩构造环境的微量元素判别图。在 $w(\text{Rb})-w(\text{Y+Nb})$ 构造环境判别图(图12)中,广西镇龙山地区2个岩体的样品大部分都落入后碰撞花岗岩区域内,仅2个样品落在了后碰撞花岗岩和火

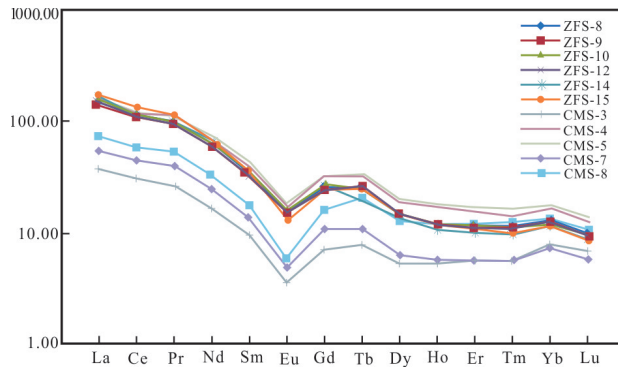


图6 知府山、长帽岭花岗斑岩样品稀土元素球粒陨石标准化分布型式图

Fig.6 Standardized distribution pattern of rare earth element chondrite-normalized of granite porphyry from Zhifushan and Changmaoling

山弧花岗岩的边界处,同时微量元素中,Ti、Ba、K、Eu等元素亏损,Th、U、Sm、Dy等元素富集,Rb/Sr均值为3.24,表现出一定的碰撞后伸展环境的特征,反映岩体的花岗斑岩的源区受到板块俯冲的影响。

谢桂青等(2001)提出华南地区的岩石圈伸展可以归并为180~155 Ma、145~125 Ma、110~75 Ma三个阶段。110~80 Ma是华南一次大规模伸展阶段,为近NS向伸展(张岳桥等,2012),同时也是中生代较



图7 知府山、长帽岭、洗马塘岩体代表性锆石CL图像

Fig.7 Represent zircon CL images of Zhifushan, Changmaoling and Ximatang plutons

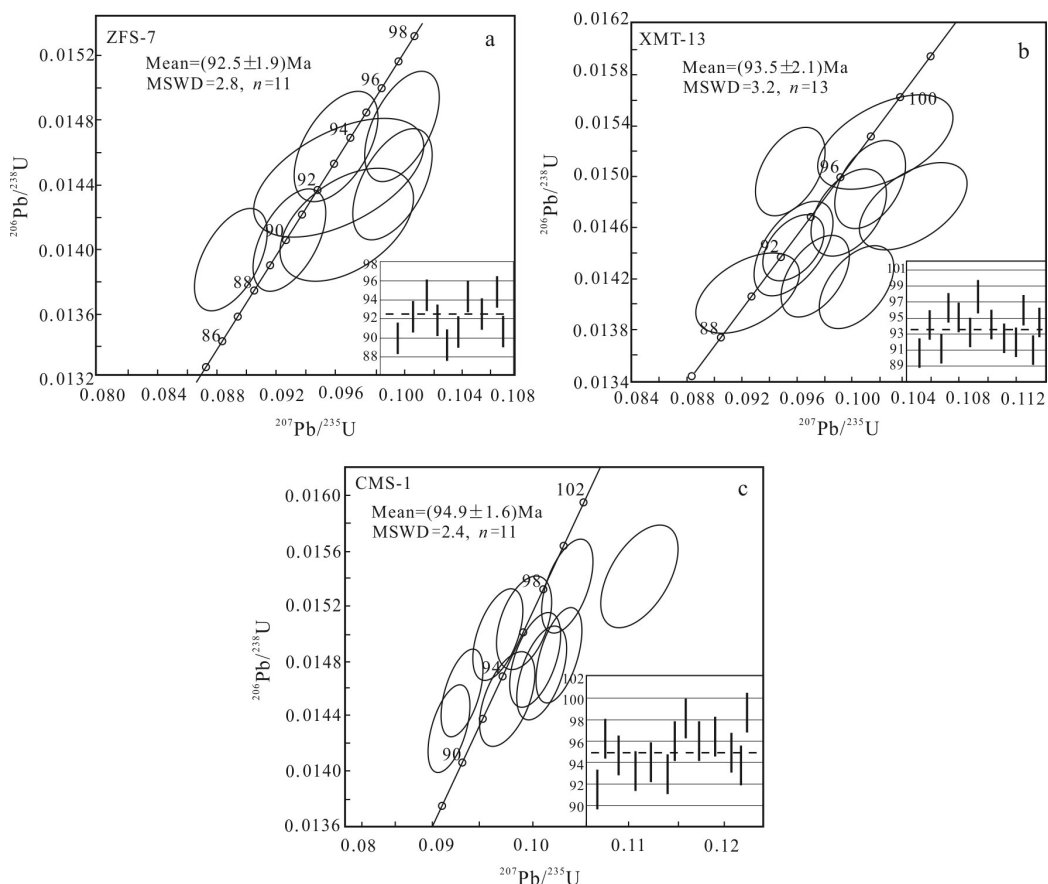
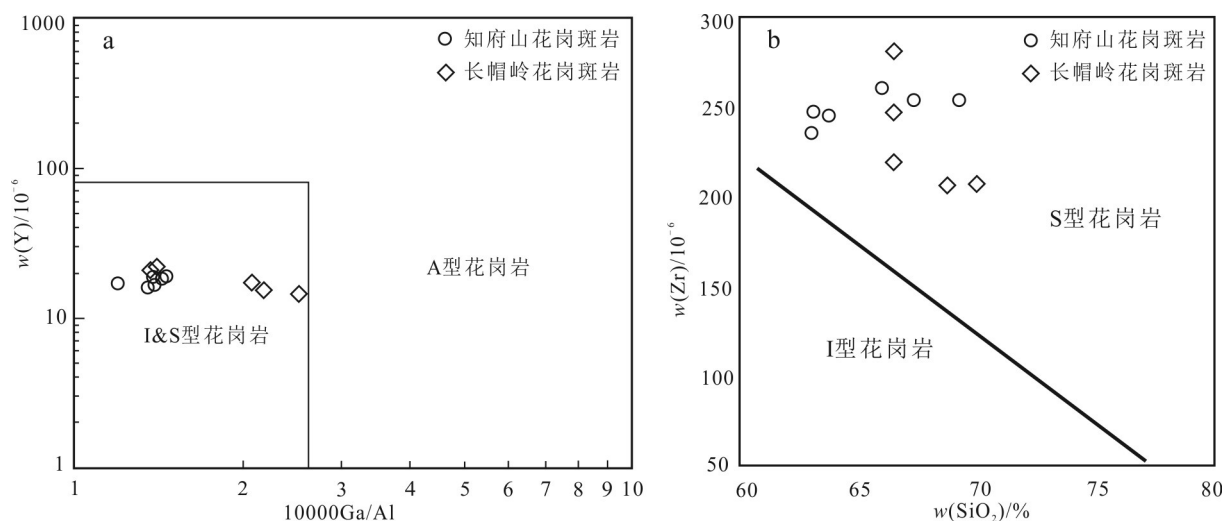


图8 知府山、长帽岭、洗马塘岩体锆石年龄谐和图解

Fig.8 Zircon age harmonic diagram of Zhifushan, Changmaoling and Ximatang rock masses

图9 知府山、长帽岭花岗斑岩 10000Ga/Al- $w(Y)$ 和 $w(SiO_2)$ - $w(Zr)$ 图解(据 Chappell et al., 2000 修改)Fig.9 10000Ga/Al and $w(SiO_2)$ - $w(Zr)$ diagrams of the Zhifushan and Changmaoling granite porphyry (modified after Chappell et al., 2000)

为重要的构造-岩浆事件。近几十年来,对于华南地区在中生代时期大规模构造-岩浆活动的动力学背

景一直都存在争议,一类说法是与太平洋板块俯冲无关,包括地幔柱观点(Gilder et al., 1996; 谢舜克

表2 知府山、长帽岭、洗马塘岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测试结果

Table 2 LA-ICP-MS zircon U-Pb analysis results of Zhifushan, Changmaoling and Ximatang plutons

测点号	$w(B)/10^{-6}$			Th/U	同位素比值				年龄/Ma	
	^{238}U	^{232}Th	^{206}Pb		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$
ZFS-7-1	2070.26	1988.45	70.6	0.96	0.0125	0.0007	0.0792	0.0083	80	5
ZFS-7-3	1274.02	614.49	30.96	0.48	0.0135	0.0003	0.0856	0.014	86	2
ZFS-7-4	1055.37	399.37	22.45	0.38	0.0145	0.0007	0.092	0.0295	93	4
ZFS-7-7	2353.59	2235.82	110.65	0.95	0.0113	0.0014	0.0719	0.0147	73	9
ZFS-7-8	1733.74	772.38	60.24	0.45	0.0151	0.0003	0.0955	0.0059	96	2
ZFS-7-10	597.96	179.23	9.55	0.3	0.0146	0.0003	0.0955	0.0089	93	2
ZFS-7-11	455.36	454.91	17.02	1	0.0145	0.0011	0.0922	0.0121	93	7
ZFS-7-12	607.02	432.63	51.4	0.71	0.0121	0.0016	0.0765	0.0238	77	10
ZFS-7-13	430.70	403.2	27.03	0.94	0.0133	0.0004	0.0842	0.0141	85	3
ZFS-7-14	179.94	120.01	5.05	0.67	0.0161	0.0006	0.1024	0.0061	103	4
ZFS-7-20	585.84	595.22	62.62	1.02	0.0143	0.0003	0.0905	0.0087	91	2
XMT-13-1	1058.16	700.88	81.63	0.66	0.0163	0.0003	0.1077	0.0082	93	2
XMT-13-3	493.23	460.22	77.65	0.93	0.0142	0.0002	0.0901	0.011	91	1
XMT-13-4	255.83	327.12	33.8	1.28	0.0147	0.0003	0.0933	0.0114	94	2
XMT-13-5	523.77	549.9	57.82	1.05	0.0159	0.0002	0.1088	0.0052	102	1
XMT-13-6	357.73	504.32	52.88	1.41	0.0158	0.0003	0.1	0.0143	101	2
XMT-13-7	405.47	465.24	43.61	1.15	0.0144	0.0003	0.0914	0.0041	92	2
XMT-13-8	415.77	593.04	72.45	1.43	0.0151	0.0005	0.0958	0.0382	97	3
XMT-13-10	308.22	296.02	88.77	0.96	0.015	0.0004	0.0953	0.0171	96	3
XMT-13-11	442.26	565.11	49.76	1.28	0.0152	0.0002	0.1066	0.0062	97	1
XMT-13-12	393.46	486.73	142.99	1.24	0.0145	0.0009	0.092	0.0369	93	4
XMT-13-16	798.89	1151.04	128.42	1.44	0.0171	0.0002	0.1085	0.0073	96	1
XMT-13-19	584.35	582.22	58.95	1	0.0152	0.0002	0.0965	0.006	97	1
XMT-13-20	637.75	699.32	221.85	1.1	0.0139	0.0003	0.088	0.0058	89	2
CMS-1-04	345.11	386.2	37.82	1.12	0.015	0.0002	0.0986	0.0117	96	1
CMS-1-05	311.56	420.35	38.27	1.35	0.0146	0.0002	0.1046	0.0061	93	1
CMS-1-09	398.85	465.06	41.66	1.17	0.0147	0.0002	0.1054	0.0055	94	1
CMS-1-10	412.34	393.07	37.7	0.95	0.0152	0.0003	0.1046	0.0061	97	2
CMS-1-11	306.38	344.28	31.25	1.12	0.0152	0.0002	0.0993	0.0062	97	1
CMS-1-12	894.58	1026.84	94.92	1.15	0.0158	0.0002	0.1111	0.0036	94	1
CMS-1-13	1677.72	1445.5	136.26	0.86	0.015	0.0002	0.1038	0.0038	96	1
CMS-1-14	455.66	554.6	59.95	1.22	0.0148	0.0002	0.0965	0.0152	95	1
CMS-1-15	235.06	321.35	38.24	1.37	0.015	0.0003	0.095	0.0053	96	2
CMS-1-16	368.70	427.3	35.28	1.16	0.0144	0.0004	0.104	0.0071	92	2
CMS-1-17	529.35	504.72	48.28	0.95	0.0154	0.0002	0.1072	0.0065	98	2

等, 1997; 李子颖等, 1999; 毛建仁等, 1999; Li, 2000; 谢桂青等, 2001) 和岩石圈拆沉观点 (张旗等, 2001); 另一类说法是与太平洋板块俯冲有关 (Li, 2000; Jahn et al., 2001; Li et al., 2007; 李艳红等, 2021), 认为这一构造-岩浆活动与太平洋板块俯冲有关, 太平

洋板块俯冲、地幔楔的熔融和玄武质岩浆的底侵以及由俯冲引起的深度走滑剪切和扭张作用是引起岩石圈减薄的主要动力。本文对镇龙山花岗斑岩体的地球化学特征显示, 岩石类型为 S 型花岗岩, 岩浆分异程度高, 成岩物质为壳源, 形成于碰撞后伸展环

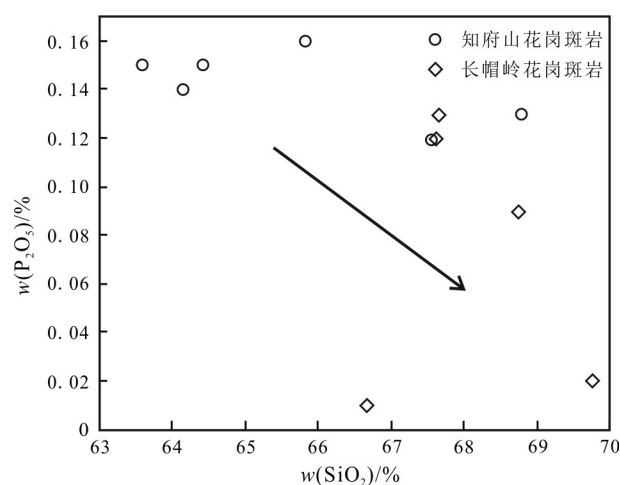
图10 知府山、长帽岭花岗斑岩 $w(\text{SiO}_2)$ - $w(\text{P}_2\text{O}_5)$ 图解

Fig.10 $w(\text{SiO}_2)$ - $w(\text{P}_2\text{O}_5)$ diagrams of the Zhifushan and Changmaoling granitic porphyry

境,综合起来更倾向于与太平洋板块俯冲有关的观点。

4.4 成岩年龄及地质意义

本次选取知府山、长帽岭花岗斑岩,洗马塘石英斑岩进行LA-ICP-MS锆石U-Pb年龄测试,结合锆石U-Pb谐和图和 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均图,最终获得LA-ICP-MS锆石加权平均年龄分别为 (92.5 ± 1.9) Ma、 (94.9 ± 1.6) Ma、 (93.5 ± 2.1) Ma,可代表这些岩体

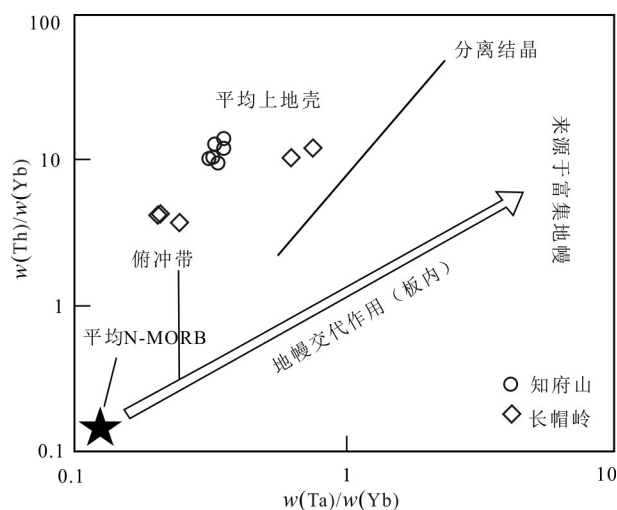
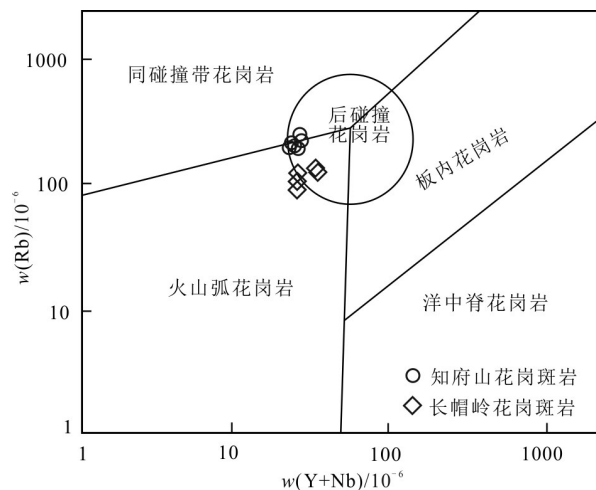
图11 $w(\text{Th})/w(\text{Yb})$ - $w(\text{Ta})/w(\text{Yb})$ 图解 (据 John et al.,1999 修改)

Fig.11 $w(\text{Th})/w(\text{Yb})$ - $w(\text{Ta})/w(\text{Yb})$ illustration (modified after John et al., 1999)

图12 知府山、长帽岭花岗斑岩 $w(\text{Rb})$ - $w(\text{Y+Nb})$ 图解

(据 Pearce et al.,1984 修改)

Fig.12 $w(\text{Rb})$ - $w(\text{Y+Nb})$ diagrams of the Zhifushan and Changmaoling granitic porphyry (modified after Pearce et al., 1984)

的侵位年龄。3个岩体的成岩年龄在误差范围内一致,为同一次岩浆事件的产物,时代为晚白垩世早期,属燕山期岩体,这与李蔚铮等(1998)推测的结果基本一致。

前人研究表明,镇龙山地区多金属矿床围绕岩体具有一定的分带现象(李蔚铮等,1998;胡云沪等,2012;王葆华等,2012;张武饰等,2020)。本次工作进一步表明,岩体及其边部为高温铜金矿床,花岗质岩浆沿NWW向大断层串珠状侵入至近地表的浅成环境,富含挥发分和成矿物质的岩浆热液沿着次级断裂交代和充填,在岩体及其边缘形成高温铜金矿床,矿物组合为黄铁矿+黄铜矿+粗粒毒砂+磁黄铁矿,硫化物以粗大的粒状毒砂为主(不含金),表现为明显的高温矿物组合,典型矿点如知府山内带的铜矿化、长帽岭-壮帽山铜金矿点、洗马塘金矿点等。随着远离岩体,成矿流体沿断层充填,逐渐形成中温银铅锌矿床和低温锑银热液脉状矿床,中温矿化带以寒武系中的脉状金银铅锌矿化为主,硅化强烈,以石英脉为主。矿物组合为方铅矿+闪锌矿+黄铁矿等,典型矿点如知府山岩体外围银铅锌矿化、长帽岭-壮帽山金矿化、洗马塘外围铅锌矿化、那歪金银铅锌矿床等。低温矿化带以锑(银铅锌)矿化为主,细粒针状毒砂发育,碳酸盐化为主,石英-白云石-方解石脉发育,矿物组合为辉锑矿+含银硫锑铅矿+针

状毒砂+闪锌矿+黄铁矿+重晶石+菱铁矿等低温矿物组合,典型矿点如大帽山、三灶山锑银铅锌矿床等。

近年来对邻区大平天山的研究表明,大平天山地区可能存在一个岩浆热液系统(韦子任等,2013;陈懋弘等,2016;陈港等,2020;2022),该区围绕岩体由内向外可分为3个带,具有由高温到低温的分带特点,也对应了3种不同的矿床类型:斑岩型(或次火山岩型)金铜矿(Au、Cu、Ag)、浅成低温热液型银铅锌矿(Ag、Pb、Zn)、类卡林型(或破碎带蚀变岩型)金矿(Au、Sb)。前人测得大平天山岩体成岩成矿时代为96~97 Ma(王成辉等,2012;葛锐,2019),龙头山成岩成矿时代为91~102 Ma(陈富文等,2008;葛锐,2019),镇龙山地区成岩成矿时代为91~94 Ma(另文发表),三者在时间上具有一致性,反映出一个统一的岩浆系统的可能性。该区的矿床均为与燕山晚期岩浆热液系统有关的矿床,最主要的控矿因素为岩浆岩和断裂构造,平面上围绕岩体总体显示高温到低温的分带特点,矿化分带特征与大平天山一致。综合分析,本文认为镇龙山地区也存在与大平天山类似的岩浆热液成矿系统,提出了镇龙山矿床分带模型:斑岩型金铜矿-中温热液型银铅锌矿-低温热液型锑矿模型(图13),暗示该区广泛分布的脉状Pb、Zn、Ag多金属矿床深部有寻找高温型Cu-Au矿的可能。

大瑶山地区燕山晚期的岩体主要分布在区内的中西部,除了本文涉及的知府山、洗马塘、长帽岭岩体外,还有大平天山岩体、大黎岩体、社山复式岩体

等,年龄区间均在91~103 Ma(段瑞春等,2011;陈懋弘等,2015;胡升奇等,2012),与区域上成矿年龄也具有-致性,均为燕山晚期,表明岩浆活动与成矿作用之间存在成因联系。基于此,结合前人的研究本文认为,该区是太平洋板块沿北北东走滑断裂带向北大规模走滑,在晚白垩世早期发生了软流圈上涌,伴随着古太平洋板块的后撤,使该地区构造环境由挤压转为拉张,导致板块伸展,使得大面积地壳重熔型花岗岩岩浆形成,岩浆为矿体的形成提供了物质来源,在岩浆向上侵入过程中,岩浆热液沿断裂或层间破碎带充填沉淀成矿,从而引起燕山晚期大规模矿化。

5 结 论

(1) 知府山岩体和长帽岭岩体具有相似的地球化学特征,均为高钾钙碱性过铝质S型花岗岩。母岩为上地壳物质部分熔融,混染部分地幔物质,并经历了较-致程度的岩浆分异。

(2) 镇龙山地区知府山、长帽岭花岗斑岩、洗马塘石英斑岩的锆石U-Pb加权平均年龄分别为 (92.5 ± 1.9) Ma、 (94.9 ± 1.6) Ma、 (93.5 ± 2.1) Ma,为燕山晚期岩浆热液事件的产物,与邻区大平天山成岩成矿时代一致,矿化特征一致。

(3) 镇龙山地区岩体形成于一种碰撞后伸展环境,与太平洋板块的低角度俯冲碰撞作用有关。构造体制从碰撞期挤压变为后碰撞期拉张,因地壳伸展减薄、地幔物质上涌,从而造成古老物质的部

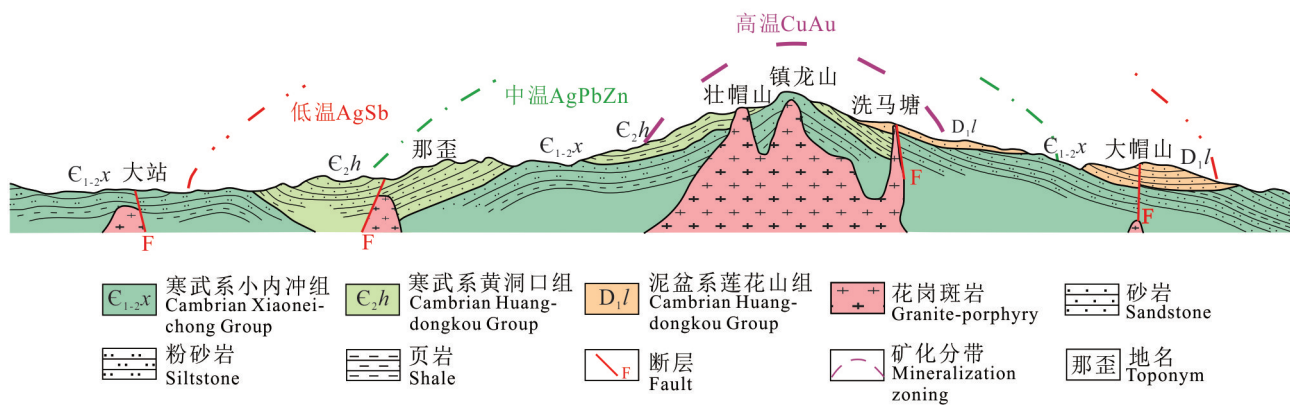


图13 镇龙山矿床分带模型示意图

Fig.13 The zoning model diagram of Zhenlongshan deposit

分熔融,经历了分离结晶作用后形成了花岗质岩浆,并导致了大规模成矿作用的发生。

致 谢 野外工作期间得到了广西壮族自治区第六地质队、广西壮族自治区二七三地质队以及各矿业公司的大力支持;审稿专家提出的建设性意见对稿件质量有了极大提高,在此一并表示感谢!

References

- Boynton W V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies[J]. *Developments in Geochemistry*, 2:63-114.
- Chappell B W and White A J R. 1974. Two contrasting granite types[J]. *Pacific Geology*, 8:173-174.
- Chappell B W, White A, Williams I S, Wyborn D and Wyborn L. 2000. Lachlan fold belt granites revisited: High- and low- temperature granites and their implications[J]. *Australian Journal of Earth Science*, 47:123-138.
- Chen F W, Li H Q and Mei Y P. 2008. Zircon SHRIMP U-Pb chronology of diagenetic mineralization of the Longtoushan porphyry gold orefield, Gui County, Guangxi[J]. *Acta Geologica Sinica*, 82(7): 921-926(in Chinese with English abstract).
- Chen G, Chen M H, Ma K Z, Ge R, Guo S X, Wu Q Q and Yuan Q S. 2020. Genetic types and prospecting significance of Liumei gold deposit, Guigang, Guangxi Province, China[J]. *Gold Science and Technology*, 28(4):479-496(in Chinese with English abstract).
- Chen G, Chen M H, Li Y L, Wang Y and Wu Q Q. 2022. Study on metallogenic mechanism of Xinmin copper polymetallic deposit in Guigang, Guangxi[J]. *Mineral Deposits*, 41(3):506-526(in Chinese with English abstract).
- Chen M H, Huang Z Z, Li B and Huang H W. 2012. Geochemistry of granitoid rocks of Shedong W-Mo deposit district in Cangwu County, Guangxi and its relation to mineralization[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 28(1):199-212(in Chinese with English abstract).
- Chen M H, Li Z Y, Li Q, Wei Z R, Huang H W, Zhang Z Q and Xiao L Y. 2015. A preliminary study of multi-stage granitoids and related metallogenic series in Dayaoshan area of Guangxi, China[J]. *Earth Science Frontiers*, 22(2):41-53(in Chinese with English abstract).
- Chen M H, Li Z Y, Guo S X, Yang T, Fu Y and Wu Q Q. 2016. Magmatic hydrothermal ore-forming system in Daping Tianshan, Guigang, Guangxi[C]. *Proceedings of the 13th National Conference on Mineral Deposits*. Beijing: Geological Society of China. 45-46 (in Chinese with English abstract).
- Duan R C, Ling W L, Li Q, Chen Z W, Yang H M and Liu L F. 2011. Correlations of the Late Yanshanian tectonomagmatic events with metallogenesis in South China: Geochemical constraints from the Longtoushan gold ore deposit of the Dayaoshan area, Guangxi Province[J]. *Acta Geologica Sinica*, 85(10):1644-1658(in Chinese with English abstract).
- Ge R. 2019. Geological characteristics and the genesis of Touzha Ag-Pb-Zn deposit, Guigang, Guangxi (dissertation for Master degree)[D]. Supervisor: Mao J W, Chen M H. Beijing: China university of geosciences. 26p(in Chinese with English abstract).
- Gilder S A, Gill J, Coe R S, Zhao X X, Liu Z, Wang G, Yuan K, Liu W, Kuang G and Wu H. 1996. Istopic and paleomagnetic constraints on the Mesozoic tectonic evolution of South China[J]. *Geophysical Research*, 101:16137-16154.
- Gong X J, Yang Z S, Zhao X Y, Zhang X and Guan W Q. 2018. Formation mechanism of Late Cretaceous intrusive rocks in Narusongduo Pb-Zn deposit, Tibet: Evidence from magmatic zircon[J]. *Mineral Deposits*, 37(1):91-104(in Chinese with English abstract).
- Guangxi Geological and Mineral Exploration and Development Bureau. 1985. Regional geological records of Guangxi Zhuang Autonomous Region[M]. Beijing: Geological Press. 1-63(in Chinese with English abstract).
- Hu S Q, Zhou G F and Peng S B. 2012. Chronology and geochemical characteristics of quartz monzonite(porphyry) in the Dali copper-molybdenum deposit and its geological significance[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 33(1):23-37(in Chinese with English abstract).
- Hu Y H, Luo H B, Lin Y Q, Zeng S W and Zang Q J. 2012. Study of the silver-antimony polymetallic deposit metallogenic geological conditions and metallogenic regularities of Zhenlongshan fornix[J]. *Mineral Resources and Geology*, 26(1): 40-44(in Chinese with English abstract).
- Huang M Z, Chen W S, Li W Z, Xu F S and Li X Y. 1999. Longtoushan gold deposit of subvolcanic-cryptoexplosion breccia type, Guangxi[J]. *Acta Geoscientica*, 20(1):39-46.
- Huang Q X. 1994. Cryptogranites in Guangxi and their significance for mineralisation[J]. *Geophysical and Geochemical Exploration*, 18(1):61-70.
- Jahn B W, Wu F Y and Loch. 1999. Crust-mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: Geochemical and Sr-Nd isotopic evidence from post-collisional mafic-ultramafic intrusions of the northern Dabie Complex, Central China[J]. *Chemical Geology*, 157:119-146.
- Jahn B W, Wu F Y, Capdevila R, Fourcade S, Wang Y X and Zhao Z H. 2001. Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: The Wodnhe and Baerzhe granites from the Great Xing'an(Khingan) Mountains in NE China[J]. *Lithos*, 59:171-198.
- Li C H and Liao H. 2014. Discussion on mineralization model of gold-antimony poly metal ores from Zhenlongshan, Guangxi-Taking Xiaosheng deposit as example[J]. *Popular Science&Technology*, 16(9):139-141+125(in Chinese with English abstract).
- Li W Z, Xu F S and Li X Y. 1998. Metallogenic regularities and prognosis of gold, silver, copper, lead and zinc deposits in Longtoushan-Zhenlongshan area, Guangxi[J]. *South China Geology*, (4):34-46(in Chinese with English abstract).
- Li X H. 2000. Cretaceous magmatism and lithospheric extension in southeast China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18(3):293-

- 305.
- Li Y H, Tang W, Chen Q, Zou J, Rao J F, Ouyang Y P and Wu B. 2021. Geochronological and geochemical characteristics of biotite quartz monzonite porphyry in Zhuxi ore concentration area, and its geological implications[J]. *Mineral Deposits*, 40(6): 1285-1298 (in Chinese with English abstract).
- Li Z X and Li X H. 2007. Formation of the 1300-km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model[J]. *Geology*, 35: 179-182.
- Li Z Y, Li X Z and Lin J R. 1999. On the Meso-Cenozoic mantle plume tectonics, its relationship to uranium metallogenesis and prospecting directions in South China[J]. *Uranium Geology*, 15(1): 10-18+35(in Chinese with English abstract).
- Mao J R, Tao K Y, Xing G F, Yang Z L and Zhao Y. 1999. Petrological records of the Mesozoic Cenozoic mantle plume tectonics in epicontinental area of Southeast China[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 20(3):253-258(in Chinese with English abstract).
- Mao J W, Zhang J D, Pirajno F, Ishiyama D, Su H, Guo C L and Chen Y C. 2011a. Porphyry Cu-Au-Mo-epithermal Ag-Pb-Zn-distal hydrothermal Au deposits in the Dexing area, Jiangxi Province, East China: A linked ore system[J]. *Ore Geology Reviews*, 43(1):203-216.
- Mao J W, Chen M H, Yuan S D and Guo C L. 2011b. Geological characteristics of the Qinhang Metallogenic Belt in South China and spatial-temporal distribution regularity of mineral deposits[J]. *Acta Geologica Sinica*, 85(5):636-658(in Chinese with English abstract).
- Mao J W, Cheng Y B, Chen M H and Pirajno F. 2013. Major types and time-space distribution of Mesozoic ore deposits in South China and their geodynamic settings[J]. *Mineralium Deposita*, 48(3): 267-294.
- Miller C F. 1985. Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources[J]? *Geology*, 93:673-689.
- Pearce J A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries[M]. New York: John Wiley and Sons. 526-546.
- Pearce J A, Harris N B W and Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock[J]. *Journal of Petrology*, 25(4):956-983.
- Rudnick R L and Fountain D M. 1995. Nature and composition of the continental crust[J]. *Reviews in Geophysics*, 33(3):267-309.
- Sun and Mc Donough. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[J]. *Geological Society London Special Publications*, 42(1):313-345.
- Wang B H, Zeng N S, Ou Y F and Tong R L. 2012. Study on the metallogenic pattern and direction of ore search in the Zhenlongshan-Longshan gold (silver) polymetallic metallogenic belt in Guangxi[J]. *Mineral Deposits*, 31(S1):39-40(in Chinese with English abstract).
- Wang C H, Wang D H, Li H Q, Kang X J, Tang J X and Liu S B. 2012. Re-Os dating of molybdenite in Pingtian mountain, southwestern Dayaoshan uplift, Guangxi, and its geological significance[J]. *Mineral Deposits*, 31(S1): 605-606(in Chinese with English abstract).
- Wei Z R and Fu Y. 2013. Genesis analysis of Longshan Au ore field in Guigang of Guangxi[J]. *Mineral Resources and Geology*, 27(5): 388-392(in Chinese with English abstract).
- Wu F Y, Li X H, Yang J H and Zheng Y F. 2007. Discussions on the petrogenesis of granites[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(6): 1217-1238(in Chinese with English abstract).
- Xie D K, Mao J R, Peng W Z, Zhao Y and Jiang Y H. 1997. The rock strata of South China and continental dynamics[J]. *Acta Geophysica Sinica*, 40(S1):153-163(in Chinese with English abstract).
- Xie G Q, Hu R Z, Zhao J H and Jiang G H. 2001. Mantle plume and the relationship between it and mesozoic large-scale metallogenesis in southeastern China: A preliminary discussion[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 25(2): 179-186(in Chinese with English abstract).
- Xu D M, Lin Z Y, Long W G, Zhang K, Zhou D and Huang H. 2012. Research history and current situation of Qinzhou-Hangzhou metallogenic belt, South China[J]. *Geology and Mineral Resources of South China*, 28(4): 277-289(in Chinese with English abstract).
- Yang M G and Mei Y W. 1997. Characteristics of geology and metallization in the Qinzhou-Hangzhou paleoplate juncture[J]. *South China Geology*, (3):52-59(in Chinese with English abstract).
- Yang M G, Huang S B, Lou F S, Tang W X and Mao S B. 2009. Lithospheric structure and large-scale metallogenic process in Southeast China continental area[J]. *Geology in China*, 36(3):528-543 (in Chinese with English abstract).
- Yang M G, Zhu P J and Wang G H. 2018. Division of tectonic-metallogenic units in South China[J]. *Shanghai Land&Resources*, 39(4): 13-18(in Chinese with English abstract).
- Zhai J J and Zhao X K. 2021. Discussion on geochemical characteristics and genesis of granite in Lalaihe Tungsten polymetallic mine of Tengchong, Yunnan[J]. *Modern Mining*, 37(7):5-13(in Chinese with English abstract).
- Zhang H. 2019. Geochemical characteristics of sphalerite and Zn isotope study in Tongkeng tin polymetallic deposit, Dachan, Guangxi (dissertation for Master degree)[D]. Supervisor: Cai M H. Nanjing: Guangxi University. 34p(in Chinese with English abstract).
- Zhang Q, Zhao T P, Wang Y and Wang Y L. 2001. A discussion on the Yanshanian magmatism in eastern China[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 20(3):273-280(in Chinese with English abstract).
- Zhang W S, Huang R and Liang M J. 2020. Discussion on metallogenic geological conditions and metallogenic regularity of Zhenlongshan dome copper deposit in Guangxi[J]. *World Nonferrous Metals*, (22):97-98(in Chinese with English abstract).
- Zhang Y Q, Dong S W, Li J H, Cui J J, Shi W, Su J B and Li Y. 2012. The new progress in the study of Mesozoic tectonics of South China[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 33(3): 257-279(in Chinese with English abstract).

- Zhao J F, Wu X L, Chen J W, Liu W Y and Lu L. 2022. Zircon U-Pb age, geochemistry characteristic and its geological significance of igneous rock in Lijiafang gold deposit, Fujian[J]. Mineral Deposits, 41(2):273-302(in Chinese with English abstract).
- Zheng H. 2018. Geochemical characteristics and petrogenesis of igneous rocks in Dachan tin-polymetallic orefield, Guangxi(dissertation for Master degree)[D]. Supervisor: Cai M H and Li J W. Nanjing: Guangxi University. 33p(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 陈富文, 李华芹, 梅玉萍. 2008. 广西龙头山斑岩型金矿成岩成矿锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研究[J]. 地质学报, 82(7):921-926.
- 陈港, 陈懋弘, 马克忠, 葛锐, 郭申祥, 吴启强, 原其生. 2020. 广西贵港六梅金矿的成因类型及找矿意义[J]. 黄金科学技术, 28(4):479-496.
- 陈港, 陈懋弘, 李杨林, 王昱, 吴启强. 2022. 广西贵港新民铜多金属矿床成矿机制研究[J]. 矿床地质, 41(3):506-526.
- 陈懋弘, 黄智忠, 李斌, 黄宏伟. 2012. 广西苍梧社洞钨钼矿床花岗岩类岩石的地球化学特征及其与成矿关系[J]. 岩石学报, 28(1):199-212.
- 陈懋弘, 李忠阳, 李青, 韦子任, 黄宏伟, 张志强, 肖柳阳. 2015. 初论广西大瑶山地区多期次花岗质岩浆活动与成矿系列[J]. 地学前缘, 22(2):41-53.
- 陈懋弘, 李忠阳, 韦子任, 郭申祥, 杨拓, 傅勇, 吴启强. 2016. 广西贵港大平天山岩浆热液成矿系统[C]. 第十三届全国矿床会议论文集. 北京:中国地质学会. 45-46.
- 程建军, 赵献昆. 2021. 云南腾冲腊菜河钨多金属矿花岗岩地球化学特征及成因探讨[J]. 现代矿业, 37(7):5-13.
- 段瑞春, 凌文黎, 李青, 陈子万, 杨红梅, 刘立芬. 2011. 华南燕山晚期构造-岩浆事件与成矿作用—来自广西大瑶山龙头山金矿床的地球化学约束[J]. 地质学报, 85(10):1644-1658.
- 葛锐. 2019. 广西贵港市头闸银铅锌矿床地质特征和成因研究(硕士论文)[D]. 导师:毛景文, 陈懋弘. 北京:中国地质大学. 26页.
- 龚雪婧, 杨竹森, 赵晓燕, 张雄, 官玮琦. 2018. 西藏纳如松多铅锌矿区晚白垩世石英闪长岩形成机制及其地质意义:岩浆锆石证据[J]. 矿床地质, 37(1):91-104.
- 广西壮族自治区地质矿产局. 1985. 广西壮族自治区区域地质志[M]. 北京:地质出版社. 1-63.
- 胡升奇, 周国发, 彭松柏. 2012. 广西大黎铜钼矿石英二长(斑)岩年代学、地球化学特征及其地质意义[J]. 地球学报, 33(1):23-37.
- 胡云沪, 罗红波, 林煜强, 曾少尉, 臧进前. 2012. 广西“镇龙山穹窿”银锑多金属矿成矿地质条件分析和成矿规律研究[J]. 矿产与地质, 26(1):40-44.
- 黄民智, 陈伟十, 李蔚铮, 许仿实, 李先粤. 1999. 广西龙头山次火山-隐爆角砾岩型金矿床[J]. 地球学报, 20(1):39-46.
- 黄启勋. 1994. 广西隐伏花岗岩及其找矿意义[J]. 物探与化探, 18(1):61-70.
- 李传华, 廖航. 2014. 广西镇龙山锑金多金属矿床成矿模式初论—以小圣矿区为例[J]. 大众科技, 16(9):139-141+125.
- 李蔚铮, 许仿实, 李先粤. 1998. 广西龙头山-镇龙山地区金(银)铜铅锌矿成矿规律和成矿预测[J]. 华南地质与矿产, (4):34-46.
- 李艳红, 唐炜, 陈祺, 邹静, 饶建锋, 欧阳永棚, 武彬. 2021. 朱溪矿集区黑云母石英二长斑岩年代学、地球化学特征及其地质意义[J]. 矿床地质, 40(6):1285-1298.
- 李子颖, 李秀珍, 林锦荣. 1999. 试论华南中生代地幔柱构造、铀成矿作用及其找矿方向[J]. 铀矿地质, 15(1):10-18+35.
- 毛建仁, 陶奎元, 邢光福, 杨祝良, 赵宇. 1999. 中国东南大陆边缘中生代地幔柱活动的岩石学记录[J]. 地球学报, 20(3):253-258.
- 毛景文, 陈懋弘, 袁顺达, 郭春丽. 2011. 华南地区钦杭成矿带地质特征和矿床时空分布规律[J]. 地质学报, 85(5):636-658.
- 王葆华, 曾南石, 欧阳菲, 同锐灵. 2012. 广西镇龙山-龙山金(银)多金属成矿带的成矿规律及找矿方向研究[J]. 矿床地质, 31(S1):39-40.
- 王成辉, 王登红, 李华芹, 康先济, 唐菊兴, 刘善宝. 2012. 广西大瑶山隆起西南部平天山辉钼矿 Re-Os 测年及其地质意义[J]. 矿床地质, 31(S1):605-606.
- 韦子任, 傅勇. 2013. 广西贵港龙山金矿田的矿床成因分析[J]. 矿产与地质, 27(5):388-392.
- 吴福元, 李献华, 杨进辉, 郑永飞. 2007. 花岗岩成因研究的若干问题[J]. 岩石学报, 23(6):1217-1238.
- 谢宴克, 毛建仁, 彭维震, 赵宇, 姜月华. 1997. 华南岩石层与大陆动力学[J]. 地球物理学报, 40(S1):153-163.
- 谢桂青, 胡瑞忠, 赵军红, 蒋国豪. 2001. 中国东南部地幔柱及其与中生代大规模成矿关系初探[J]. 大地构造与成矿学, 25(2):179-186.
- 徐德明, 蔺志, 龙文国, 张鲲鹏, 王磊, 周岱, 黄皓. 2012. 钦杭成矿带的研究历史和现状[J]. 华南地质与矿产, 28(4):277-289.
- 杨明桂, 梅勇文. 1997. 钦-杭古板块结合带与成矿带的主要特征[J]. 华南地质与矿产, (3):52-59.
- 杨明桂, 黄水保, 楼法生, 唐维新, 毛素斌. 2009. 中国东南陆区岩石圈结构与大规模成矿作用[J]. 中国地质, 36(3):528-543.
- 杨明桂, 祝平俊, 王光辉. 2018. 论华南构造-成矿单元划分[J]. 上海国土资源, 39(4):13-18.
- 张含. 2019. 广西大厂铜坑锡多金属矿床闪锌矿地球化学特征及 Zn 同位素研究(硕士论文)[D]. 导师:蔡明海. 广西:广西大学. 34页.
- 张旗, 赵太平, 王焰, 王元龙. 2001. 中国东部燕山期岩浆活动的几个问题[J]. 岩石矿物学杂志, 20(3):273-280.
- 张武饰, 黄锐, 梁明建. 2020. 浅谈广西镇龙山穹窿铜矿成矿地质条件及成矿规律[J]. 世界有色金属, (22):97-98.
- 张岳桥, 董树文, 李建华, 崔建军, 施炜, 苏金宝, 李勇. 2012. 华南中生代大地构造研究新进展[J]. 地球学报, 33(3):257-279.
- 赵骏峰, 吴晓林, 陈镜文, 刘文元, 卢林. 2022. 福建李家坊金矿区火成岩岩体锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及其地质意义[J]. 矿床地质, 41(2):273-302.
- 郑浩. 2018. 广西大厂锡多金属矿田岩浆岩地球化学特征和岩石成因分析(硕士论文)[D]. 导师:蔡明海, 李进文. 南宁:广西大学. 33页.