

doi:10.3969/j.issn.2097-0013.2024.02.012

## 湘东北虎形山钨铍矿区隐伏花岗岩体地球化学特征及成因研究

徐军伟<sup>1,2</sup>, 王玉华<sup>3\*</sup>, 曾认宇<sup>4</sup>, 廖凤初<sup>1,2</sup>, 李素欣<sup>1,2</sup>

XU Jun-Wei<sup>1,2</sup>, WANG Yu-Hua<sup>3\*</sup>, ZENG Ren-Yu<sup>4</sup>, LIAO Feng-Chu<sup>1,2</sup>, LI Su-Xin<sup>1,2</sup>

1.地球化学过程与资源环境效应湖南省重点实验室,湖南长沙410014;2.湖南省地球物理地球化学调查所,湖南长沙410014;  
3.中南大学有色金属成矿预测与地质环境监测教育部重点实验室,湖南长沙410083;  
4.东华理工大学核资源与环境国家重点实验室,江西南昌330013

1. Provincial Key Laboratory of Geochemical Processes and Resource Environmental Effects, Central South University, Changsha 410014, Hunan, China; 2. Geophysical and Geochemical Survey Institute of Hunan Province, Changsha 410014, Hunan, China; 3. Key Laboratory of Metallogenic Prediction of Nonferrous Metals and Geological Environment Monitoring (Ministry of Education), Central South University, Changsha 410083, Hunan, China; 4. State Key Laboratory of Nuclear Resources and Environment, East China University of Technology, Nanchang 330013, Jiangxi, China

**摘要:**湘东北虎形山钨铍多金属矿床为一大型的石英、云英岩细脉带型白钨矿床和绿柱石铍矿床。本文通过对区内新发现的隐伏花岗岩体详细的岩石地球化学分析,探讨了该岩体的成因、物质来源和构造环境,以期为区域岩浆作用与成矿关系研究提供理论支撑。结果表明,虎形山花岗岩为富SiO<sub>2</sub>(71.86%~73.22%)和Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(13.99%~14.55%),贫TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(1.17%~1.63%)和MgO(0.28%~0.36%),且相对贫钠富钾(K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O介于1.11~1.78之间)的高钾钙碱性、过铝质花岗岩,并具有强烈富集轻稀土元素(La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>=9.29~21.9)和大离子亲石元素(Rb、Ba、U、K)而相对亏损重稀土元素和高场强元素(Nb、Ti、P)的特征;虎形山花岗岩是在较低压力(<5 kbar)和初始温度为707~746℃环境中经高程度分离结晶作用(斜长石、钾长石、磷灰石等)形成的S型花岗岩,其地壳源区为泥质岩和砂页岩组成的冷家溪群;结合区域构造演化,本文认为燕山期古太平洋板块的低角度俯冲造成湘东北地区地壳发生强烈的变形,随后区域应力的减弱使得增厚的岩石圈发生拆沉,在此情况下,地壳减薄或幔源物质底侵引起了该地区强烈的岩浆活动,进而形成了虎形山花岗岩。

**关键词:**虎形山隐伏花岗岩体;岩石成因;物质来源;构造环境;湘东北

中图分类号:P618.67;P618.72

文献标识码:A

文章编号:2097-0013(2024)02-0365-15

**Xu J W, Wang Y H, Zeng R Y, Liao F C and Li S X. 2024. Geochemistry and Genesis of Concealed Granite in Huxingshan Tungsten-Beryllium Ore District, Northeast Hunan Province. *South China Geology*, 40(2): 365–379.**

**Abstract:** The tungsten-beryllium polymetallic deposit at Huxingshan in northeastern Hunan Province is a large-scale quartz and greisen vein-belt type scheelite and beryl beryllium deposit. To investigate its genesis, material source and tectonic environment, we carried out detailed rock geochemical analyses on the newly discovered concealed granite bodies in the Huxingshan mining area, so to provide the theory support for the

收稿日期:2024-02-20;修回日期:2024-04-08

基金项目:湖南省自然资源科技计划项目(20230134DZ)

第一作者:徐军伟(1982—),男,博士,从事矿产勘查与矿床地质研究工作,E-mail:108350600@qq.com

通讯作者:王玉华(1994—),男,博士,从事成矿地球化学研究,E-mail:yuhuaawang2018@126.com

relationship between local magmatism and mineralization. The results show that the Huxingshan granite is a series of high-K calc-alkaline peraluminous granite rich in  $\text{SiO}_2$  (71.86%~73.22%) and  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (13.99%~14.55%), poor in  $\text{TFe}_2\text{O}_3$  (1.17%~1.63%) and  $\text{MgO}$  (0.28%~0.36%), and relatively poor in Na and rich in K (with the  $(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$  ration between 1.11 and 1.78). It is characterized by strong enrichment of light rare earth elements ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N=9.29\sim 21.9$ ) and large ion lithophile elements (Rb, Ba, U, K), and relative depletion of heavy rare earth elements and high field strength elements (Nb, Ti, P). The geochemical characteristics show that Huxingshan granite is an S-type granite formed in an environment of lower pressure ( $< 5$  kbar) and an initial temperature of  $727^\circ\text{C}\sim 785^\circ\text{C}$ . It was formed by a high degree of fractional crystallization (plagioclase, potash feldspar, apatite, etc.), and its crust source area is Lengjiaxi Group composed of mudstone and sandstone. Combined with the tectonic evolution history of the region, this study concluded that the low-angle subduction of the Paleo-Pacific Plate during the Yanshan Period caused strong deformation of the crust in the northeast Hunan region, and the subsequent weakening of regional stresses led to the detachment of the thickened lithosphere, in which case the crustal thinning or underplating of mantle source material had caused intense magmatism in the region, which resulted in the formation of the Huxingshan Granite.

**Key words:** concealed granite body in Huxingshan deposit; Petrogenesis; Material source; Tectonic setting; Northeast Hunan province

中生代华南板块处于特提斯构造域向古太平洋构造域转化阶段(Zhou X M et al., 2006; 舒良树, 2012; 柏道远等, 2024), 该阶段形成了以印支期和燕山期为主的岩浆岩, 其出露面积约占该区岩浆岩的90%(Zhou X M et al., 2006; Li B et al., 2015; 潘大鹏等, 2017), 且形成了大量的W、Sn、Bi、Mo等多金属矿床(Pirajno and Bagas, 2002; Mao J R et al., 2011; 吴福元等, 2023)。因此, 作为大陆地壳的重要组成部分, 花岗岩不仅对研究区域构造演化及成岩成矿作用具有重要的指示意义, 也是该地区开展战略性关键金属找矿勘查工作的重要对象(王德滋和沈渭洲, 2003; 舒良树, 2012; 王开朗等, 2013; Zeng R Y et al., 2016)。

中生代是华南板块构造-岩浆-成矿作用的高峰期, 其中又以白垩纪最为频繁(贾小辉等, 2023)。我国江南造山带中的一系列钨矿床形成于这一时期, 如大湖塘脉状浸染型钨矿、朱溪砂卡岩型钨矿、狮尾洞石英脉型钨矿等(Mao J R et al., 2011; 徐斌等, 2015; 陆建军等, 2022; 吴福元等, 2023)。湘东北地处江南造山带中段北侧, 是一个极富特色的铜多金属矿床集中区, 前人在该地区已发现虎形山钨铍多金属矿、桃林铅锌矿和崔家坳钨多金属矿等多处大中型矿床(张九龄, 1989; 李先富和余研, 1991; 沈

萍, 2010; 唐朝永等, 2013)。临湘虎形山矿区位于湘东北地区的北东侧, 2010年至2020年, 矿区先后开展了普查、详查工作, 探获 $\text{WO}_3$ 资源储量20.67万吨。通过对含矿石英脉中石英流体包裹体进行Rb-Sr同位素测年, 获得矿床的成矿年龄分别为 $135 \pm 5$  Ma(王开朗等, 2013)和 $134 \pm 2$  Ma(Xu J W et al., 2020), 属燕山晚期。尽管成矿作用被认为与岩浆活动关系密切, 但是研究区并未发现大规模的岩浆岩出露, 结合区域航测异常, 推测深部存在隐伏岩体。2011-2014年, 湖南省有色地质勘查局在该矿区的勘探工作中首次发现了深部的隐伏花岗岩体, 该隐伏岩体的发现为研究区域岩浆作用及与成矿的关系提供了新的思路(湖南省有色地质勘查局247队, 2015)。因此, 基于前期工作, 本文选取虎形山隐伏花岗岩体开展了系统的主量、微量元素分析, 并尝试讨论了虎形山花岗岩的岩石成因、源区性质及成岩构造环境, 以期为区域岩浆作用与成矿关系研究提供理论支撑。

## 1 区域地质概况

华南板块是由北西侧的扬子地块和南东侧的华夏地块在新元古代早期碰撞拼接而成(Li X H et

al., 2009), 板块内呈北东东向展布的江南造山带通常被认为是上述两个地块的过渡边界(图1a)。湘东北地区主要经历了武陵、雪峰、加里东、印支、燕山等多期次构造运动, 并形成了区内断层走向及褶皱轴向近东西向与北东向两组构造形迹相互交错的构造格局(Xu J W et al., 2020)。东西向的构造特征以压性为主, 北东向的构造特征则以压扭性为主, 且后者切割前者, 这说明近东西向构造为早期, 北东向构造为相对晚期(Xu J W et al., 2020)。

湘东北地区出露的地层主要为元古宙冷家溪群和板溪群, 其次是寒武系、白垩系和第四系(图1b)。作为区域上的基底地层, 冷家溪群为一套低绿片岩相浊积复理石和火山岩建造(许德如等, 2009), 岩性主要为泥质板岩、砂质板岩、粉砂岩和

杂砂岩及相关的火山岩系(李鹏春等, 2005); 板溪群主要由新元古代(约820~750 Ma)变质沉积物组成, 其与下伏地层(冷家溪群)之间的不整合接触关系记录了新元古代扬子地块和华夏地块之间的碰撞信息(Zhao G C, 2015)。寒武系主要由炭泥质沉积物组成, 白垩系主要为块状砾岩, 并呈角度不整合覆于早期地层之上, 第四系主要为黏土、粉砂及砂砾石层, 多含铁锰结核及薄膜(Xu J W et al., 2020)。研究区岩浆岩出露广泛, 以花岗岩为主, 基性岩多呈脉状零星出露, 岩浆活动表现为多期次的特征, 在晋宁期、加里东期、海西-印支期和燕山期均有发生(湖南省地质矿产局, 1988), 其中, 以燕山期岩浆活动最为活跃, 形成了如连云山、金井、望湘、桃花山-小墨山、幕阜山、蕉溪岭等众多岩体。

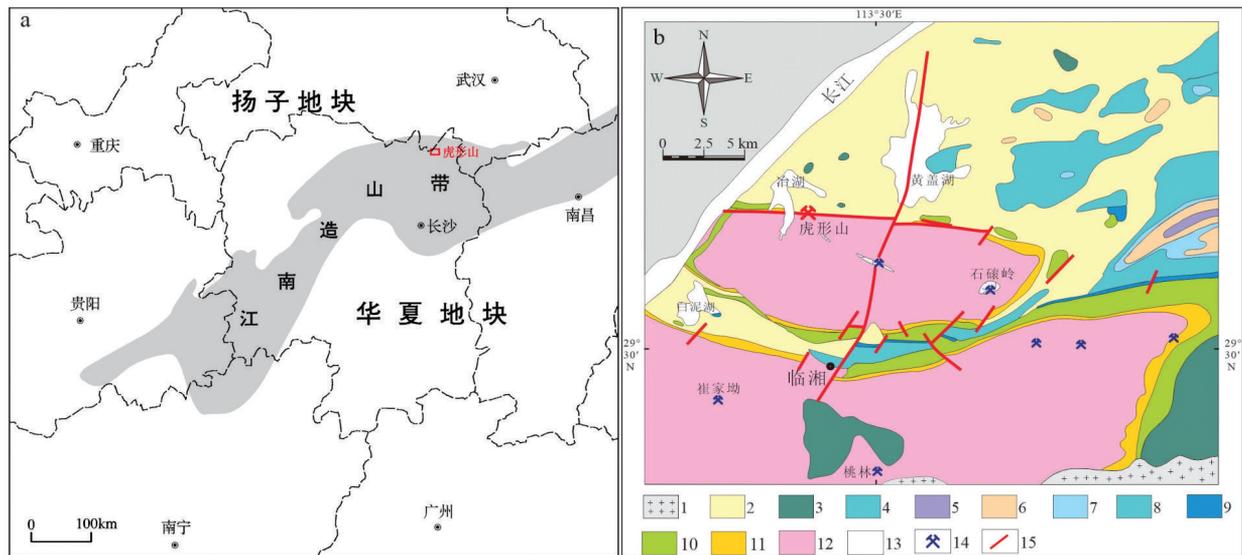


图1 湘东北区域位置图(a)及幕阜山西缘区域地质图(b)

Fig. 1 Regional location map of northeast Hunan Province(a) and Regional geological map of the western margin of the Mufushan area (b)

图a底图据唐朝永等(2013);图b据1:5万区域地质图修改

- 1.幕阜山花岗岩;2.第四系;3.白垩系;4.侏罗系;5.三叠系;6.二叠系;7.石炭系;8.志留系;9.奥陶系;10.寒武系;11.新元古代板溪群;12.新元古代冷家溪群;13.河流和湖泊;14.矿床;15.断裂

## 2 矿床地质

虎形山大型钨铍多金属矿床位于湖南省北部临湘市(图1b)。新元古代冷家溪群和寒武系牛蹄

塘组是矿区南部的主要地层, 矿床的北部被第四系覆盖(图2a)。虎形山含钨铍矿体主要赋存于F1断裂北部的牛蹄塘组中(图2a、2b)。冷家溪群主要由板岩、千枚岩和变质凝灰质砂岩组成, 构成东西向逆冲断层(F1)的上盘; 牛蹄塘组厚度达1000 m, 主

要由碳质板岩和泥灰岩组成,构成F1的下盘。二者共同组成了虎形山钨矿体的围岩,并经历了强烈的硅化、云英岩化、黄铁矿化和绢云母化蚀变,同时伴随着强烈的韧性变形和褶皱。

虎形山钨铍多金属矿床为石英、云英岩细脉带型白钨矿床和绿柱石铍矿床。其矿体呈脉状产出,主要受F1断裂带及其下盘寒武系牛蹄塘组控制,矿体走向与F1断裂带近于平行,为近EW向,倾向S,倾角 $50^{\circ} \sim 80^{\circ}$ ,已圈定钨矿体共计37条,其中探

明矿体22条(图2,唐朝永等,2013)。

矿区地表出露的侵入岩主要为花岗岩脉,宽度小于1 m,侵入到牛蹄塘组,并伴有强烈的围岩或花岗岩蚀变。在ZK3304钻孔中发现了一个深层花岗岩岩体,位于距地表1324 m以下,钻孔揭露46 m,未见底,其顶板地层为冷家溪群易家桥组的灰绿色硅质板岩,并经历了不同程度的绢云母蚀变,该岩体侵入到牛蹄塘组底部,为虎形山大型钨铍多金属矿床深部的隐伏岩体(图2b)。

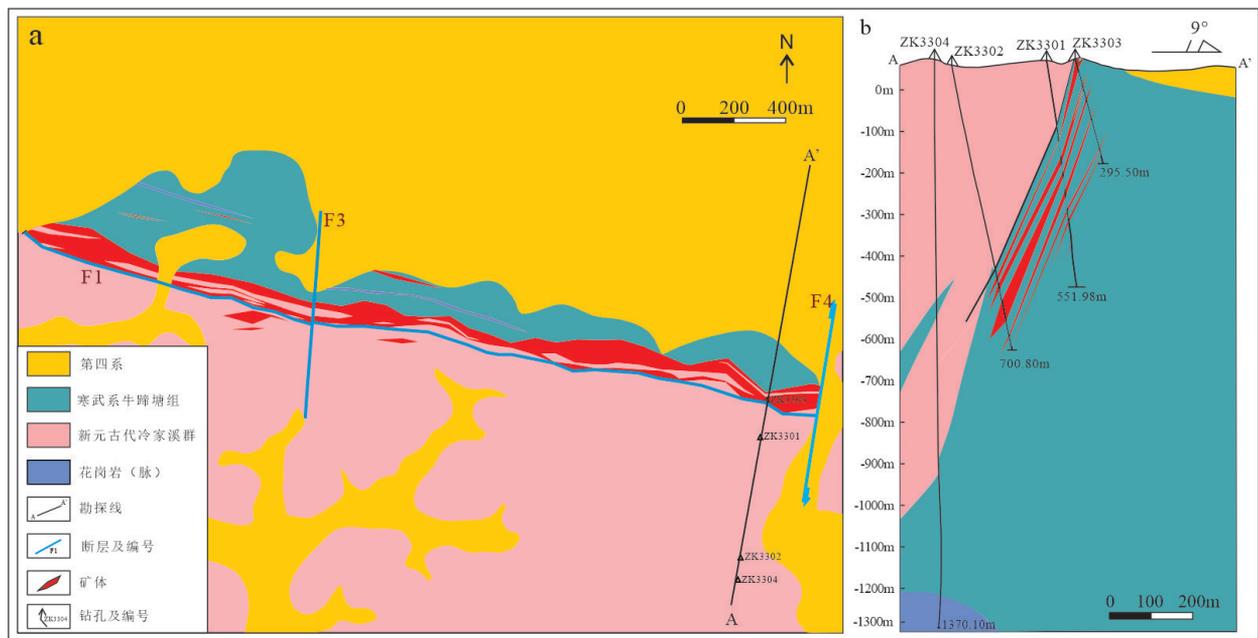


图2 虎形山钨铍矿区地质图(a)和33勘探线(A-A')地质剖面图(b)

Fig. 2 Geological map of the Huxingshan W-BE mining area and (b) Geological cross-section through the Huxingshan W-BE mining area along exploration lines 33(A-A')

a图修改自湖南省有色金属地质勘查局247探矿队(2015)

### 3 样品特征、采集和测试方法

虎形山隐伏花岗岩整体呈灰白色,中细粒结构,块状构造(图3a)。岩石主要由石英、钾长石、斜长石、黑云母和少量白云母组成(图3)。石英呈他形粒状、连晶集合体状,交代、包含、熔蚀长石、云母等;钾长石呈他形-半自形,见格子双晶,表面泥化显混浊状;斜长石为半自形板条状,发育聚片双晶,边缘多被石英交代、熔蚀(图3b);白云母具鲜艳的干涉色,呈片状、细片状,交代长石、石英等(图3c、d)。

岩石定名为中细粒黑云母花岗岩。

本次研究的8件虎形山花岗岩样品均采集于钻孔ZK3304,样品均避开围岩捕虏体和各种脉岩。

样品的主量元素和微量元素地球化学分析均由澳实分析检测(广州)有限公司完成。在冷冻温度条件下,将岩石样品粉末化至200目,并置于 $90^{\circ}\text{C}$ 王水中2~3 h,使其溶解,在 $1025^{\circ}\text{C}$ 下点燃1 g研磨样品后,测定点火损失(LOI)值。主量元素采用硼酸锂溶解( $S < 10\text{wt}\%$ )或偏硼酸锂-焦硼酸锂-硝酸钠熔融( $S > 10\text{wt}\%$ )后进行X-射线荧光光谱分析

(XRF),仪器为荷兰PANalytical Axios Max型X射线荧光光谱仪,工作电压为40 kV,工作电流为70 mA,分析误差优于5%。样品微量元素含量使用美国Agilent 5110电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)进行测试,精度为 $10^{-6}$ 级,当元素含量大

于 $10 \times 10^{-6}$ 时,误差小于5%,而当元素含量小于 $10 \times 10^{-6}$ 时,误差小于10%。测试过程中使用美国地质调查局(USGS)标准(玄武岩BCR-2、玄武岩BHVO-1和AGV-1)作为参考标样来监测分析过程,详细的分析方法和流程参考Liu Q Q et al. (2017)。

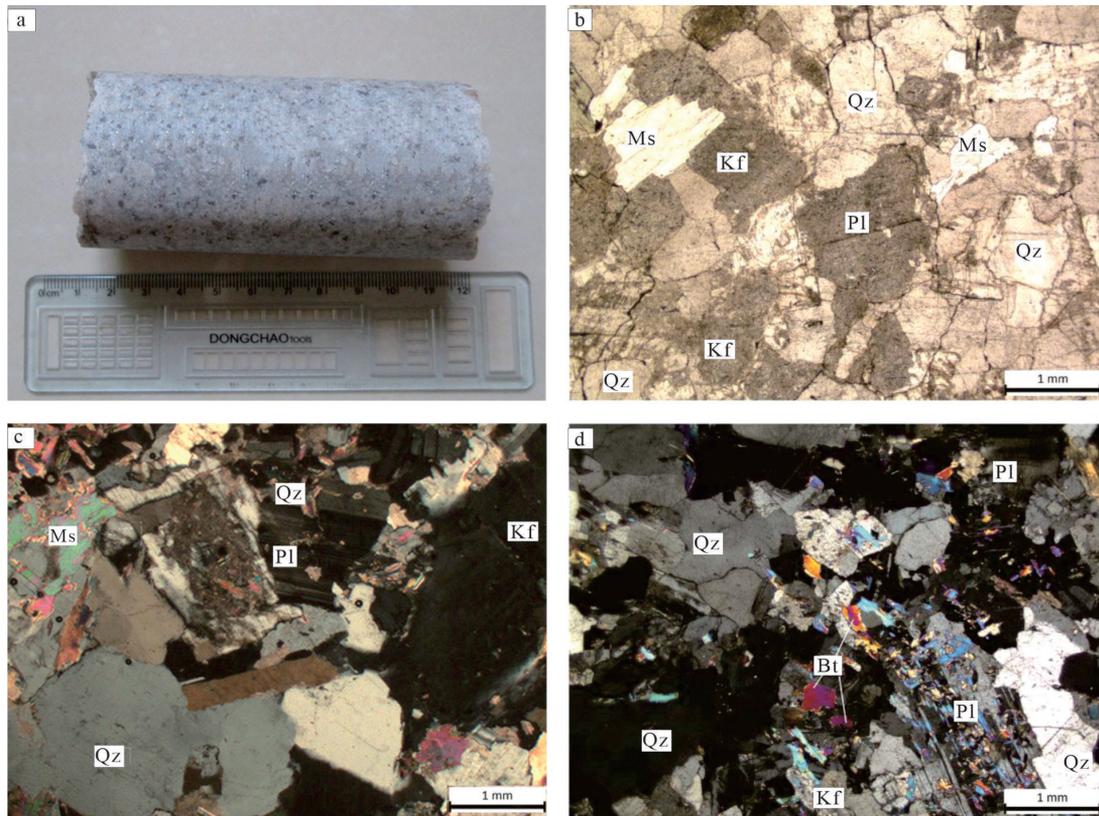


图3 虎形山花岗岩ZK3304岩芯样品(a)及显微结构照片(b-单偏光,c,d-正交偏光)

Fig. 3 Core drilling and typical microstructure photos of Huxingshan granite (b-single polarization, c, d-orthogonal polarization)

Qz-石英;Kf-钾长石;Pl-斜长石;Bt-黑云母;Ms-白云母

#### 4 岩石地球化学特征

样品主量元素测试结果(表1)显示,虎形山花岗岩的 $\text{SiO}_2$ 含量较高,介于71.86%~73.22%之间,平均为72.52%; $\text{Na}_2\text{O}$ 含量介于2.74%~3.70%之间,平均为3.42%, $\text{K}_2\text{O}$ 含量介于4.05%~4.87%之间,平均为4.35%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值介于1.11~1.78之间,平均值为1.28,整体上具有高钾特征。根据路远发和李文霞(2021)提供的CIPW标准矿物计算程序对虎形山花岗岩样品进行了CIPW计算,结果(表2)表明:石英、斜长石和钾长石为虎形山

花岗岩的主要矿物(三种矿物占总含量的95%以上),其次为紫苏辉石(2.00%~2.66%)、刚玉(1.15%~2.72%)以及少量的磁铁矿和磷灰石。在全碱-硅(TAS)分类图(图4a)中,样品点均落入花岗岩的区域;在 $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$ 图解上落入高钾钙碱性系列(图4b)区域; $\text{Al}_2\text{O}_3$ 介于13.99%~14.55%之间,平均为14.23%,铝饱和指数(A/CNK)介于1.08~1.21间,平均值为1.12,总体上表现为过铝质特征(图4c); $\text{TFe}_2\text{O}_3$ (1.17%~1.63%)和 $\text{MgO}$ (0.28%~0.36%)含量较低(表1),在 $\text{SiO}_2$ - $\text{FeO}_T/(\text{FeO}_T+\text{MgO})$ 图解中,样品点均落入镁质区(图4d)。

表1 虎形山钨铍矿区隐伏花岗岩主量元素分析结果(%)

Table 1 Result(%) of major element analyses of concealed granite in the Huxingshan W-Be mining area

样品号	ZK3304-12	ZK3304-13	ZK3304-14	ZK3304-15	ZK3304-17	ZK3304-18	ZK3304-21
SiO <sub>2</sub>	72.96	71.91	72.53	71.86	72.72	72.10	73.22
TiO <sub>2</sub>	0.11	0.13	0.13	0.16	0.16	0.17	0.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.09	14.55	13.99	14.19	14.08	14.02	14.36
TFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.17	1.23	1.25	1.54	1.54	1.63	1.44
MnO	0.03	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04
MgO	0.28	0.32	0.31	0.36	0.33	0.35	0.28
CaO	1.01	1.24	1.57	1.35	1.35	1.47	1.23
Na <sub>2</sub> O	2.74	3.29	3.29	3.66	3.62	3.39	3.70
K <sub>2</sub> O	4.87	4.42	4.31	4.05	4.17	4.15	4.26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.06	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04
LOI	1.66	1.79	2.03	2.68	1.51	1.92	1.37
Total	99.07	99.06	99.59	100.02	99.65	99.37	100.18
A/CNK	1.20	1.15	1.07	1.09	1.08	1.09	1.10
Mg <sup>#</sup>	32.16	34.01	32.95	31.65	29.07	29.80	29.84
A/NK	1.74	1.98	1.96	2.12	2.04	2.04	2.04
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1.78	1.34	1.31	1.11	1.15	1.22	1.15
AKI	0.69	0.70	0.72	0.73	0.74	0.72	0.75

注:A/CNK=n(Al)/n(Ca+Na+K); A/NK=n(Al)/n(Na+K); Mg<sup>#</sup>=100×n(Mg)/n(Mg+TFe<sup>2+</sup>), AKI=(Na<sub>2</sub>O/62+K<sub>2</sub>O/94)/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>×102.

表2 虎形山钨铍矿区隐伏花岗岩 CIPW 标准矿物分子计算结果(%)

Table 2 The calculation results(%) of the CIPW standard mineral molecular of concealed granite in the Huxingshan W-Be mining area

样品号	ZK3304-12	ZK3304-13	ZK3304-14	ZK3304-15	ZK3304-17	ZK3304-18	ZK3304-21
石英(Qz)	36.35	33.06	33.28	31.71	32.21	32.93	32.04
斜长石(Pl)	28.40	34.62	36.27	38.55	37.81	36.69	37.69
钾长石(Kf)	29.74	27.12	26.36	24.86	25.33	25.38	25.71
刚玉(C)	2.72	2.25	1.15	1.41	1.25	1.39	1.49
紫苏辉石(Hy)	2.00	2.16	2.17	2.60	2.50	2.66	2.22
钛铁矿(Ti)	0.21	0.25	0.25	0.31	0.31	0.33	0.31
磁铁矿(Mag)	0.35	0.37	0.37	0.46	0.46	0.49	0.42
磷灰石(Ap)	0.21	0.14	0.12	0.10	0.12	0.12	0.09
锆石(Zr)	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
铬铁矿(Chr)	0	0	0	0	0.01	0	0
合计	100	100	100	100	100	100	100
分异指数(DI)	94.49	94.80	95.91	95.12	95.35	95	95.44

虎形山花岗岩样品的稀土总量 $\Sigma\text{REE}$ 介于 $62.3 \times 10^{-6} \sim 124 \times 10^{-6}$ 之间,平均值为 $101 \times 10^{-6}$ , $\text{La}_N/\text{Yb}_N$ 比值介于 $9.29 \sim 21.9$ 之间,平均值为 $17.3$ , $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N$ 比值介于 $1.77 \sim 3.11$ 之间,平均值为 $2.27$ , $\text{Sm}_N/\text{Yb}_N$ 比值介于 $2.71 \sim 5.26$ 之间,平均值为 $3.91$ (表3),在稀土元素球

粒陨石标准化配分模式图上表现为轻重稀土分异明显,轻稀土相对富集、重稀土相对亏损(图5a);样品的 $\delta\text{Eu}$ 介于 $0.51 \sim 0.63$ 之间,平均值为 $0.56$ ,具有明显的负Eu异常;而 $\delta\text{Ce}$ 介于 $3.10 \sim 3.22$ 之间,反映样品具有微弱的正Ce异常。8件样品中Ba和Rb元素含量

分别为 $391 \times 10^{-6} \sim 572 \times 10^{-6}$ 和 $281 \times 10^{-6} \sim 337 \times 10^{-6}$ ,其次,Zr含量为 $42 \times 10^{-6} \sim 92 \times 10^{-6}$ ,Th和Nb含量相对较低,分别为 $7.15 \times 10^{-6} \sim 14.9 \times 10^{-6}$ 和 $9.6 \times 10^{-6} \sim 11.8 \times 10^{-6}$ ,Sr含量为 $95.0 \times 10^{-6} \sim 202 \times 10^{-6}$ ,Eu的含量更低,

在 $0.38 \times 10^{-6} \sim 0.64 \times 10^{-6}$ 之间(表3)。在微量元素原始地幔标准化蛛网图(图5b)中,样品整体显示为右倾型曲线,富集大离子亲石元素Rb、Th、U、K、Ta、La、Ce等,亏损Ba、Nb、P、Ti、Sr、Nd略有亏损。

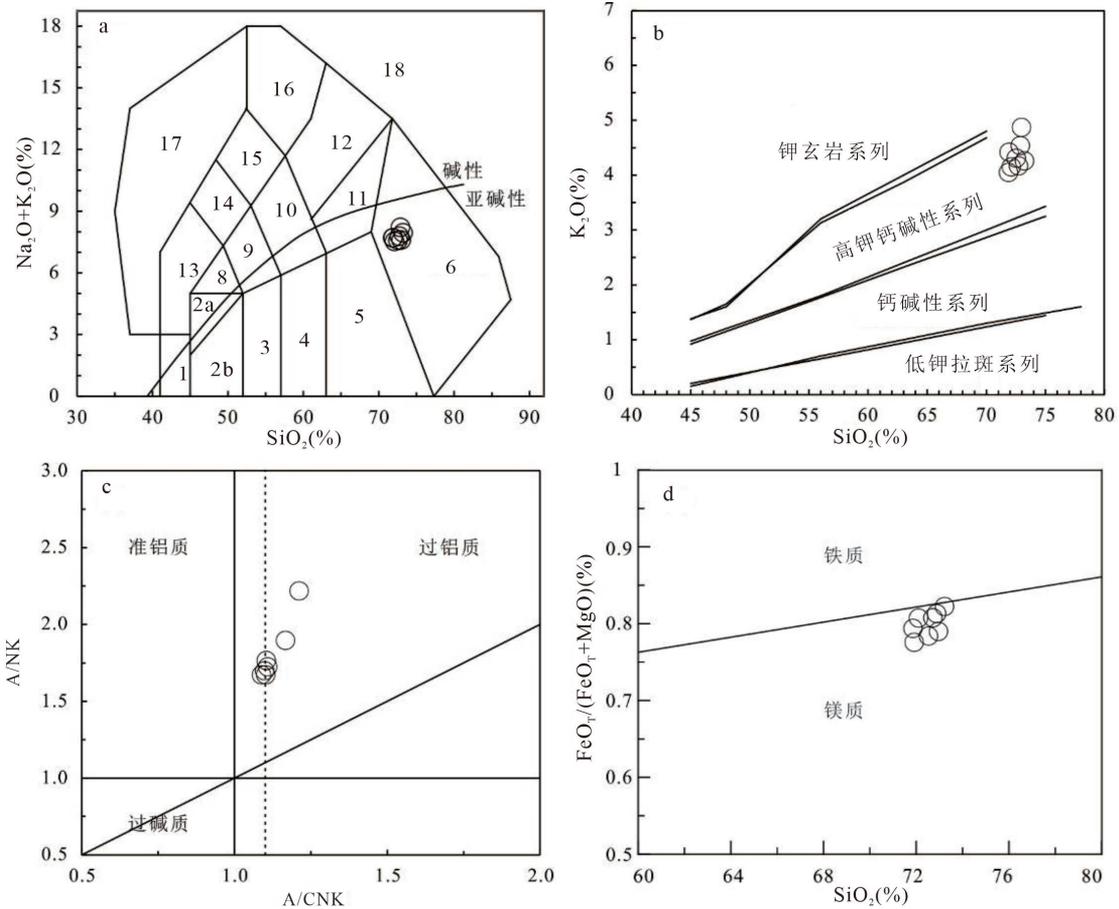


图4 虎形山钨铍矿区隐伏花岗岩相关判别图解

Fig. 4 Related discrimination diagram of concealed granite in the Huxingshan W-Be mining area

a.侵入岩TAS分类图解(底图据 Middlemost, 1994); b.  $K_2O-SiO_2$ 图解(底图据 Rickwood, 1989); c.  $A/CNK-A/NK$ 图解(底图据 Maniar and Piccoli, 1989); d.  $SiO_2-FeO/(FeO+MgO)$ 图解(底图据 Frost et al., 2001)

图a中:1.橄榄辉长岩;2a.碱性辉长岩;2b.亚碱性辉长岩;3.辉长闪长岩;4.闪长岩;5.花岗闪长岩;6.花岗岩;7.石英岩;8.二长辉长岩;9.二长闪长岩;10.二长岩;11.石英二长岩;12.正长岩;13.副长石辉长岩;14.副长石二长闪长岩;15.副长石二长正长岩;16.副长正长岩;17.副长深成岩;18.霓方钠岩/磷霞岩/粗白榴岩

## 5 讨论

### 5.1 岩浆源区的温度、压力

花岗岩作为地壳的重要组成部分,在大陆区域构造和岩浆演化过程中起着重要的作用(王德滋和沈渭洲,2003;王开朗等,2013;吴福元等,2023)。花岗岩结晶时的温度、压力、氧逸度、挥发分含量、含

水量等物理化学条件的变化直接影响成矿元素在熔体相和流体相之间的分配、运移,从而制约成矿作用的进行(张德会,2020)。通过花岗岩中重要矿物(如锆石、黑云母等)的化学成分特征能够反映岩浆的源区性质、成因类型、构造环境以及成岩时的物理化学条件等信息(Wones and Eugster, 1965; Patiño Douce, 1993; 周新民, 2007; 王晓霞等, 2024),对揭示成岩、成矿作用过程有重要的指示意义。

表3 虎形山钨铍矿区隐伏花岗岩微量、稀土元素分析结果( $\times 10^{-6}$ )Table 3 Results( $\times 10^{-6}$ ) of trace and rare earth element analyses of concealed granite in the Huxingshan W-Be mining area

样品号	ZK3304-12	ZK3304-13	ZK3304-14	ZK3304-15	ZK3304-16	ZK3304-17	ZK3304-18	ZK3304-21
Li	0.66	2.36	0.17	0.84	0.40	0.29	0.19	0.17
Be	41.8	7.07	17.0	8.36	6.56	6.53	5.20	7.19
V	13.0	12.0	11.0	13.0	13.0	14.0	15.0	14.0
Cr	20.0	20.0	20.0	20.0	10.0	30.0	20.0	30.0
Cu	343	1474	23.4	28.7	26.6	25.0	19.8	47.4
Zn	84.3	507	48.6	57.5	53.5	57.1	50.3	50.6
Ga	26.4	26.4	25.4	27.5	25.7	25.0	26.1	23.9
Rb	337	330	297	290	303	287	337	281
Sr	95.0	125	148	202	162	160	151	140
Y	10.5	8.60	9.20	13.0	9.30	11.8	11.8	11.5
Zr	42.0	63.0	70.0	92.0	78.0	88.0	91.0	87.0
Nb	10.6	10.6	10.6	11.8	10.5	9.90	10.4	9.60
Mo	202	62.7	3.81	2.52	3.57	1.38	4.43	41.7
Sn	11.2	17.4	5.12	12.3	11.2	6.95	4.49	4.49
Cs	17.8	19.4	23.0	12.9	15.3	17.0	19.0	16.3
Ba	391	572	539	570	566	448	432	490
La	13.4	21.9	20.8	29.0	21.9	26.4	28.4	27.3
Ce	26.2	42.2	39.5	55.7	42.0	49.7	53.5	50.4
Pr	2.85	4.50	4.17	5.86	4.43	5.09	5.39	5.20
Nd	9.90	15.5	14.5	19.9	14.9	17.4	18.3	17.0
Sm	2.44	3.29	3.04	4.09	3.14	3.35	3.61	3.54
Eu	0.38	0.53	0.56	0.64	0.57	0.52	0.53	0.54
Gd	2.14	2.61	2.46	3.10	2.50	2.60	2.60	2.55
Tb	0.34	0.35	0.37	0.48	0.35	0.42	0.44	0.40
Dy	1.99	1.72	1.99	2.58	1.88	2.17	2.21	2.14
Ho	0.37	0.29	0.35	0.45	0.34	0.43	0.44	0.41
Er	1.00	0.75	0.82	1.19	0.91	1.18	1.20	1.09
Tm	0.15	0.11	0.11	0.18	0.13	0.17	0.17	0.16
Yb	0.98	0.68	0.69	1.08	0.90	1.14	1.09	1.02
Lu	0.15	0.10	0.10	0.14	0.14	0.17	0.16	0.15
Hf	1.80	2.40	2.70	3.10	3.00	3.00	3.20	2.90
Ta	2.10	1.90	2.10	2.00	1.70	1.90	2.10	1.90
W	39.0	5.00	6.00	8.00	2.00	4.00	5.00	6.00
Pb	32.3	37.4	39.3	35.5	32.9	41.1	40.3	34.0
Bi	1.93	10.4	1.77	1.50	0.90	0.52	7.74	0.98
Th	7.15	10.9	10.8	14.0	10.9	12.9	14.9	13.4
U	8.21	10.2	8.71	12.4	9.06	9.59	16.9	9.98
$\Sigma$ REE	62.3	94.5	89.5	124	94.1	111	118	112
Th/U	0.87	1.07	1.24	1.13	1.20	1.35	0.88	1.34
U/Th	1.15	0.94	0.81	0.89	0.84	0.74	1.14	0.74
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	9.29	21.9	20.5	18.2	16.5	15.7	17.7	18.2
Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	1.77	3.11	2.88	2.32	2.25	1.85	1.93	2.02
Sm <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	2.71	5.26	4.79	4.12	3.80	3.20	3.60	3.78
$\delta$ Eu	0.51	0.55	0.63	0.55	0.62	0.54	0.53	0.55
$\delta$ Ce	3.22	3.20	3.16	3.20	3.19	3.16	3.17	3.10
TZr( $^{\circ}$ C)	742	707	736	734	727	746	741	734

注:下标N表示该元素经过球粒陨石标准化,据 McDonough and Sun (1995); $\delta$ Eu =  $Eu/Eu^* = 2Eu_N/(Sm_N + Gd_N)$ ;  $\delta$ Ce<sub>N</sub> =  $2Ce_N/(La_N + Pr_N)$ ; TZr( $^{\circ}$ C)的计算据 Watson and Harrison (1983)

锆石是花岗质岩浆中较早结晶的副矿物,具有相对稳定且对温度敏感的特征,因此锆石饱和温度被认为近似代表花岗质岩石近液相线的温度(King et al., 1997)。本文采用 Watson and Harrison (1983) 的模拟公式来计算花岗岩的锆石饱和温度:

$$T_{Zr} (\text{ }^{\circ}\text{C}) = 12900/[2.95 + 0.85 M + \ln(496000/Zr_{\text{melt}})] - 273$$

式中,令全岩  $n(\text{Si})+n(\text{Al})+n(\text{Fe})+n(\text{Mg})+n(\text{Ca})+n(\text{Na})+n(\text{K})+n(\text{P})=1$ , 则  $M = n(\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca})/n(\text{Al} \times \text{Si})$ 。

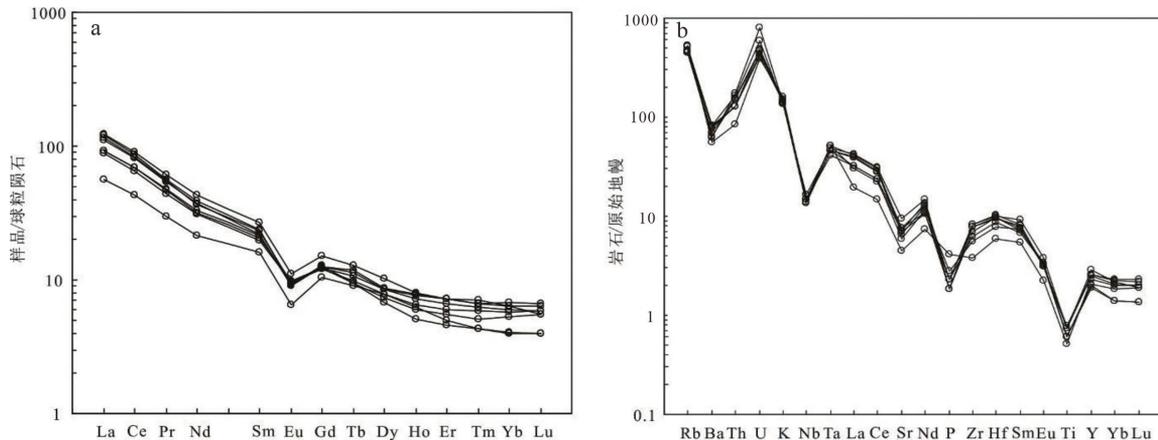


图5 虎形山钨铍矿区隐伏花岗岩稀土元素球粒陨石标准化配分模式图(a)及微量元素原始地幔标准化蛛网图(b)

Fig. 5 Normalized distribution pattern of rare-earth element chondrites(a) and normalized diagram of trace elements in primitive mantle of the concealed granite(b) in the Huxingshan W-Be mining area

标准化值据 Sun and McDonough(1989)

在没有进行全岩锆石矿物 Zr、Hf 校正时,纯锆石中  $Zr = 497626 \times 10^{-6}$ ,同时,用全岩的 Zr 含量近似代表熔体中的 Zr 含量(王楠等,2017),计算出虎形山花岗岩样品的锆石饱和温度在 707 ~ 746 $^{\circ}\text{C}$  之间(表3),接近但略低于 A 型花岗岩形成的平均温度(764 $^{\circ}\text{C}$ , King et al., 1997),显然,虎形山花岗岩岩体受到了结晶分异作用的影响。

当前有很多方法来计算花岗岩的压力,如角闪石全铝压力计、黑云母全铝压力计和通过拉曼光谱获得流体包裹体内压等,李小伟等(2011)系统总结了这些压力计的应用限制条件和误差。相比于其他方法,在不考虑花岗岩结构的情况下, Q-Ab-Or 图解既可以反映花岗岩矿物(组合)的结晶演化顺序,也可以反映两种长石和石英共结时的压力条件和水活度等信息(黄凡等,2009;李小伟等,2011)。考虑到虎形山花岗岩不发育典型的斑状结构,因此可直接将 CIPW 计算得到的长石、石英含量(表2)投影于 Q-Ab-Or 图解中来推测其源区的压力条件。在图6a中,虎形山花岗岩样品普遍投影于 1 ~ 5 kbar 之间,反映较低的源区压力条件和较浅的源区深度。

该结论与  $(\text{CaO}+\text{Al}_2\text{O}_3) - \text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  图解(图6b)中样品点位于低压线以下区域的指示意义一致。

## 5.2 成因分析

虎形山花岗岩富  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 贫  $\text{CaO}$ , CIPW 刚玉分子 >1% (1.15% ~ 2.72%), A/CNK 介于 1.07 ~ 1.20 之间(表1、表2), 并富集云母等过铝质矿物, 显示出 S 型花岗岩的特征(Chappell and White, 1992; Zeng R Y et al., 2016)。对于 S 型花岗岩而言, 随着结晶分异程度的加强,  $\text{P}_2\text{O}_5$  含量将会上升, Th 和 Y 含量将会下降。在图7中,  $\text{P}_2\text{O}_5$  与 Th 和 Y 主要呈负相关, 也显示了 S 型花岗岩的特征。虽然虎形山花岗岩的  $10000\text{Ga}/\text{Al}$  值(3.14 ~ 3.66)均大于 2.6, 显示为 A 型花岗岩的特征, 但是其具有一系列明显区别于 A 型花岗岩的特征, 如: (1) 高场强元素 Zr、Nb、Ce 和 Y 值之和介于  $89.3 \times 10^{-6} \sim 172.5 \times 10^{-6}$ , 远低于 A 型花岗岩的该值下限值( $350 \times 10^{-6}$ ); (2) 其 AKI 值介于 0.69 ~ 0.76 之间, 低于 A 型花岗岩的平均值(0.95); (3) 其锆石饱和温度为 707 ~ 746 $^{\circ}\text{C}$ , 明显低于澳大利亚 Lachlan 褶皱带铝质 A 型花岗岩 839 $^{\circ}\text{C}$  的平均锆石饱和温度(King et al., 1997), 接

近但略低于典型S型花岗岩的平均锆石饱和温度(764℃, King et al., 1997)。研究认为, 高分异的I型或者S型花岗岩与部分典型的A型花岗岩的主、微量元素特征接近(Whalen et al., 1987; Chappell et al., 2012)。虎形山花岗岩具有较低的Fe、Mg、Ti含量, 同时其较低的 $Mg^{\#}$ (29.07~34.01)、Zr/Hf、Rb/Sr和Th/U值以及较高的分异指数(DI=94.49~95.91), 均显示出较高分异演化(王连训等, 2008)。

Ba、Sr、Eu的负异常用来揭示斜长石和钾长石的结晶分离; P和Ti的负异常则与磷灰石和钛铁矿的分离结晶有关。此外, 在Sr-Ba图解(图8a)和 $La_N/Yb_N$ 图解(图8b)中, 显示虎形山花岗岩经历了斜长石、钾长石、磷灰石、独居石和褐帘石的结晶分异过程。因此, 虎形山花岗岩部分A型花岗岩的特征是由其较高的分异程度造成的。综上, 虎形山花岗岩应为高分异的S型花岗岩。

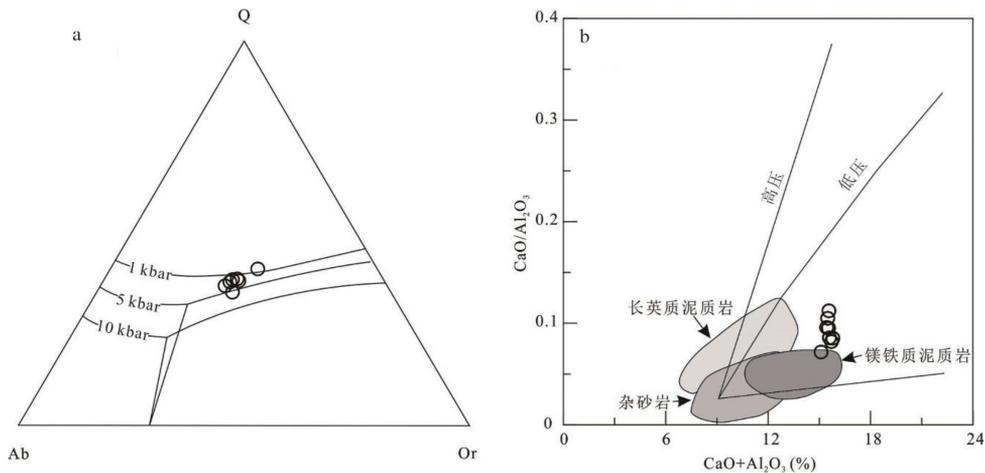


图6 虎形山钨铍矿区隐伏花岗岩CIPW标准化Q-Ab-Or图解(a)及 $CaO/Al_2O_3 - (CaO + Al_2O_3)$ 图解(b)  
Fig. 6 Diagram of CIPW standardized Q-Ab-Or (a) and  $CaO/Al_2O_3 - (CaO + Al_2O_3)$  (b) diagram of the concealed granite in the Huxingshan W-Be mining area

a图底图据 Johannes and Holtz(1996); b图底图据 Patiño Douce(1999)

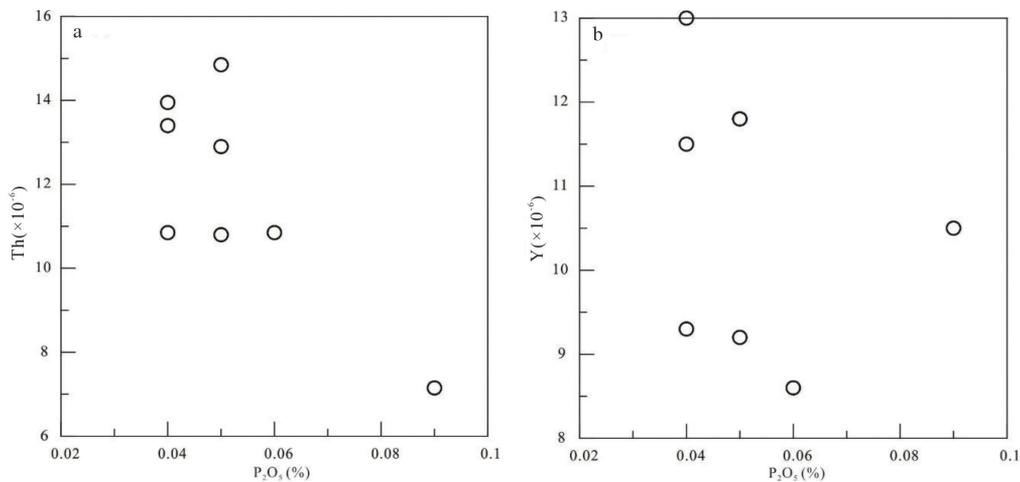


图7 虎形山钨铍矿区隐伏花岗岩 $P_2O_5$ -Th(a)及 $P_2O_5$ -Y(b)图解  
Fig. 7 Illustration of  $P_2O_5$ -Th (a) and  $P_2O_5$ -Y (b) in the concealed granite of the Huxingshan W-Be mining area

### 5.3 源区特征

在Rb/Sr-Rb/Ba图解(图9a)中, 虎形山花岗岩样品投影点趋势与实验中的杂砂岩、泥质岩、砂

屑岩等脱水熔融的投影点均不重合, 而与杂砂岩和泥质岩的混合趋势相符。我们之前通过对虎形山花岗岩中单颗粒锆石的Hf同位素研究显示,

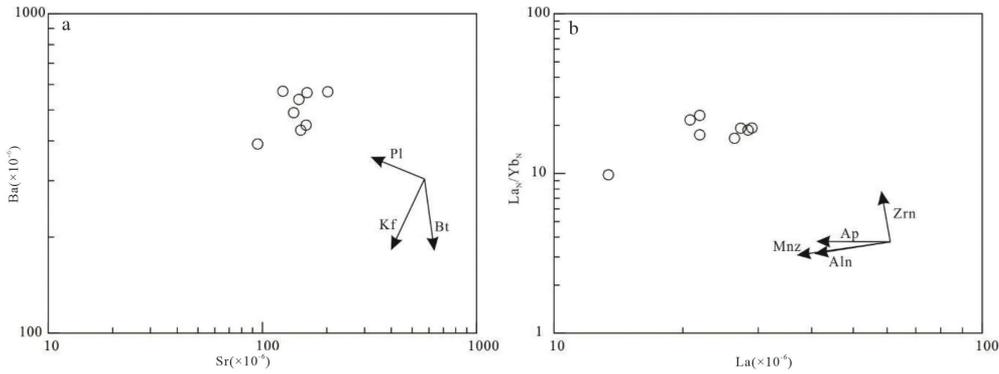


图8 虎形山钨铍矿区隐伏花岗岩 Sr-Ba(a)及 La-La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub>(b)图解

Fig. 8 Illustration of Sr-Ba (a) and La-La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub>(b) in the concealed granite of the Huxingshan W-Be mining area  
Pl-斜长石;Kf-钾长石;Bt-黑云母;Zrn-锆石;Ap-磷灰石;Mnz-独居石;Aln-褐帘石

$\epsilon_{Hf}(t)$ 值介于-9.64 ~ 7.01 之间,显示虎形山花岗岩并非来源于单一的地壳源区,同时应有幔源物质或者是新生地壳物质参与成岩(Xu J W et al., 2020)。虎形山花岗岩具有明显的富硅和贫镁、铁的特征,  $Mg^\#$ 以及  $MgO$ 、 $Cr$  等含量均相对较低,而  $K$  含量则明显偏高,因而不能直接用幔源岩浆与地壳物质的混合来解释。由于 S 型花岗岩更多是地壳部分熔融(或再造)的产物,地幔物质很少参与其成岩过程(周新民, 2007; 吴福元等, 2023),因此虎形山花岗岩形成过程中可能有新生地壳物质的参与。

根据脱水熔融实验, Sylvester (1998) 认为  $CaO/Na_2O$  值是判断过铝质花岗岩源区为泥质岩或者砂屑岩的重要依据,其中泥质岩部分熔融形成的过铝质花岗岩的  $CaO/Na_2O < 0.3$ , 而砂屑岩、正片麻岩或者含大量水的泥质岩部分熔融形成的过铝质

花岗岩的  $CaO/Na_2O > 0.3$ 。虎形山花岗岩的  $CaO/Na_2O$  介于 0.32 ~ 0.48 之间,均略大于 0.3, 在图 9 b 中,样品均投影于源区分界线稍靠上的位置。这种中等程度的  $CaO/Na_2O$  与  $Al_2O_3/TiO_2$  值与喜马拉雅强过铝质花岗岩接近,其岩浆源区被认为是由碎屑岩作为源区物质并经过部分熔融所形成的(Cai K D et al., 2011)。此外,在图 9a 中,虎形山花岗岩样品投影于贫黏土源区和富黏土源区过渡带附近,同样显示源区为碎屑岩(富黏土的泥质岩和贫黏土的砂屑岩)源区。

在地壳深部,由于自由水无法大量存在,因此含水矿物的脱水熔融是深部地壳物质部分熔融形成花岗岩的重要过程(Skjerlie et al., 1993; Patiño Douce, 1999; Cai K D et al., 2011)。一般而言,高  $Al_2O_3$  花岗岩与岩浆源区云母、硅线石的脱水熔融有关(许德如等, 2009)。虎形山花岗岩具有较高的

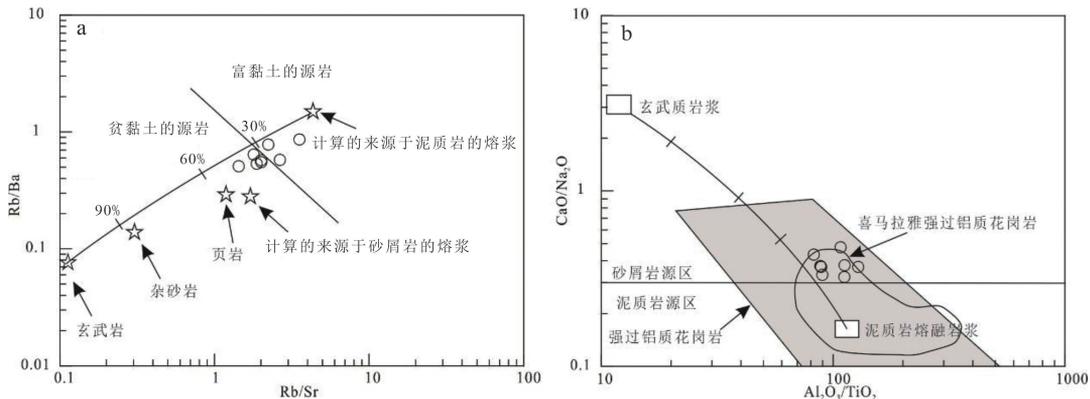


图9 虎形山钨铍矿区隐伏花岗岩 Rb/Sr-Rb/Ba(a)与  $CaO/Na_2O-Al_2O_3/TiO_2$ (b)图解

Fig. 9 Illustration of Rb/Sr vs Rb/Ba(a) and  $CaO/Na_2O-Al_2O_3/TiO_2$ (b) in the concealed granite of the Huxingshan W-Be mining area  
底图据 Sylvester(1998)

$K_2O$ 、 $Rb$ 、 $Cs$  和  $TiO_2$  含量,且具有较低的  $Na_2O/K_2O$  (均小于1)和  $Al_2O_3/TiO_2$  值(均小于200),高的  $Rb/Sr$  值(均大于1),显示云母矿物脱水熔融的特征 (Miller, 1985; Castro et al., 1999)。Wang Y J et al. (2003) 认为  $Rb/Sr > 5$  是岩浆源区白云母脱水熔融的标志,而  $Rb/Sr < 5$  则反映主要与黑云母的脱水熔融有关。虎形山花岗岩的  $Rb/Sr$  值均小于5,显示该花岗岩源区主要受黑云母的脱水熔融控制。此外,虎形山花岗岩较低的  $CaO$  (1.01% ~ 1.57%) 含量指示角闪石的脱水熔融作用受限或者没有 (Masberg et al., 2005)。综上,黑云母的脱水熔融在虎形山花岗岩碎屑岩的混合源区部分熔融中起主导作用。

新元古代冷家溪群为湘东北地区的基底地层。虎形山花岗岩具有  $Rb$ 、 $Th$ 、 $U$ 、 $K$  等 LILE 富集,  $Ba$ 、 $Sr$ 、 $Nb$ 、 $Ta$ 、 $P$  相对亏损的特征 (图 5b), 与冷家溪群的微量元素特征 (许德如等, 2006) 相似。此外,前期的研究表明虎形山花岗岩锆石  $\varepsilon_{Hf}(t)$  的最低值为 -9.64, 可以近似代表其源区古老地壳的  $\varepsilon_{Hf}(t)$  值 (Xu J W et al., 2020), 而该值对应的  $T_{DM2}$  (1806 Ma) 与冷家溪群碎屑锆石的  $T_{DM2}$  峰值相同 (1.8 Ga, 孟庆秀等, 2013), 因此, 本文推测冷家溪群为虎形山花岗岩的地壳物质源区。

#### 5.4 大地构造意义

在早-中三叠世, 由于古特提斯洋的关闭, 在华南地区发生了强烈的构造-岩浆作用, 形成了大量的同期花岗岩 (250 ~ 220 Ma)。此后, 华南地区发生了从特提斯构造域向太平洋构造域的转变。众多

学者通过对华南众多沉积盆地及岩浆岩的研究, 190 ~ 160 Ma 被认为是该构造体制的转换期 (邓平等, 2003; Shu L S et al., 2009; 舒良树, 2012)。在太平洋构造域中, 华南地区晚中生代强烈的岩浆活动主要与古太平洋板块向华南板块低角度的平俯冲有关 (Zhou X M et al., 2006; Li Z X and Li X H, 2007), 在东南沿海地区形成了大量的早白垩世花岗岩, 普遍认为它们是被俯冲扰动的地幔物质上涌而导致的地壳物质部分熔融形成的 (Zhou X M and Li W X, 2000; 周新民, 2007)。

唐朝永等 (2013) 对虎形山矿化石英脉进行了  $Rb-Sr$  同位素测年, 结果为 135 ~ 131 Ma, 表明它们是燕山晚期的产物。Xu J W et al. (2020) 对虎形山白云母-石英脉流体包裹体进行  $Rb-Sr$  等时线测年, 结果为  $134 \pm 2$  Ma, 与其花岗岩的锆石  $U-Pb$  年龄 ( $137.8 \pm 0.5$  Ma) 在误差范围内一致, 这些均表明虎形山矿床及矿区内的花岗岩形成时代均为白垩纪。虽然在构造判别图 (图 10) 中, 虎形山花岗岩样品均投影于同碰撞的区域, 然而, 如前文所述, 华南地区的同碰撞造山作用发生于三叠纪, 早白垩世湘东北已经完成了由陆内碰撞向陆内拉伸的转变 (李鹏春等, 2005; 王连训等, 2008)。在临近的赣北地区发育大量拉伸环境下的板内 A 型花岗岩, 其形成时期为 140 ~ 90 Ma (Li X H, 2000; Jiang Y H et al., 2011; 黄兰椿和蒋少涌, 2012; Yang S Y et al., 2012), 这表明白垩纪的虎形山花岗岩不可能形成于同碰撞环境。因此, 虎形山花岗岩的同碰撞地球

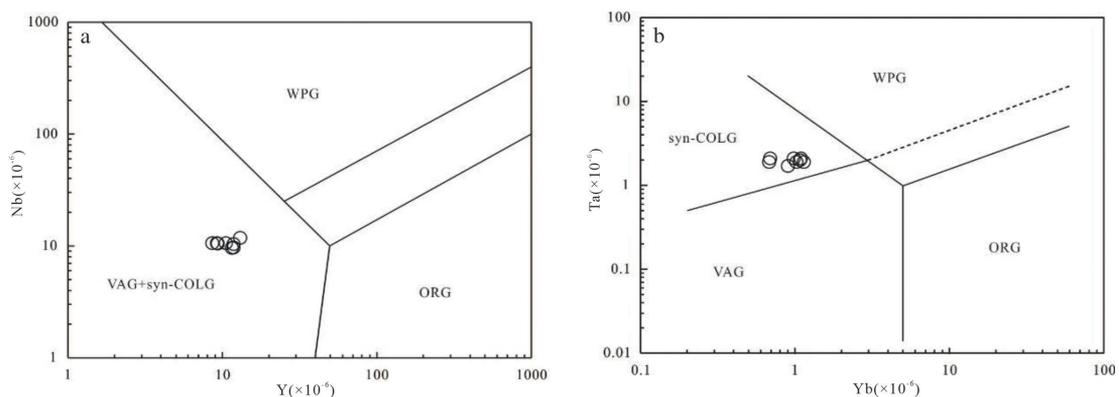


图 10 虎形山钨铍矿区隐伏花岗岩构造环境判别图解

Fig. 10 Discrimination map of the tectonic environment of the concealed granite in the Huxingshan W-Be mining area  
底图据 Pearce et al. (1984); WPG-板内花岗岩; ORG-洋脊花岗岩; VAG-火山弧花岗岩; syn-COLG-同碰撞花岗岩

化学特征可能与其继承了源区的物质有关。此外,湘东北地区还发育 136 Ma 和 93 ~ 83 Ma 两期晚中生代基性岩浆活动,显示在该时期可能存在幔源物质底侵(许德如等,2006;王连训等,2008)。综上所述,在燕山期,古太平洋板块的低角度 NW 向俯冲造成研究区及整个长江中下游地区地壳发生强烈变形,上下地壳拆离,上地壳发生冲断或推覆,下地壳和岩石圈地幔发生陆内俯冲,并使岩石圈增厚(> 100 km),使得古老下地壳在地幔中熔融(侯增谦等,2007;吕庆田等,2014;吴福元等,2023)。随着晚侏罗或早白垩世古太平洋板块俯冲应力减弱(或因角度变陡)造成增厚的岩石圈发生拆沉,使得区域构造体制逐渐转为伸展环境,在此情况下,地壳减薄或幔源物质底侵引起了该地区强烈的岩浆活动。

## 6 结论

(1) 虎形山花岗岩为中细粒黑云母花岗岩,其  $\text{SiO}_2$  和  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量较高,而  $\text{TFe}_2\text{O}_3$  和  $\text{MgO}$  含量较低,富集 LREE 和 LILE,而亏损 HREE 和 HFSE。

(2) 虎形山花岗岩为具有高钾钙碱性、过铝质特征的高分异 S 型花岗岩,其形成的初始温度为  $707^\circ\text{C} \sim 746^\circ\text{C}$ ,压力 < 5 kbar。推测虎形山花岗岩的源区是由碎屑岩组成的冷家溪群,且黑云母的脱水熔融对其部分熔融起主导作用。

(3) 在燕山晚期,古太平洋板块的俯冲造成湘东北地区地壳发生强烈的变形,随后区域应力的减弱使得增厚的岩石圈发生拆沉,在此情况下,地壳减薄或幔源物质底侵造成了该时期强烈的岩浆活动。

感谢武汉地质调查中心牛志军研究员的约稿给本文提供了研究契机和动力!感谢两位审稿人提出宝贵的修改意见和建议!

### 参考文献:

柏道远,李彬,曾广乾,杨俊.2024.湖南省印支运动应力场特征及其动力机制[J].华南地质,40(2):252-269.  
邓平,舒良树,谭正中.2003.诸广—贵东大型铀矿聚集区富铀矿成矿地质条件[J].地质论评,49(5):486-494.  
侯增谦,潘小菲,杨志明,曲晓明.2007.初论大陆环境斑岩铜

矿[J].现代地质,21(2):332-351.

湖南省地质矿产局.1988.湖南省区域地质志[M].北京:地质出版社.

湖南省有色地质勘查局 247 队.2015.湖南省临湘市虎形山矿区钨矿详查报告[R].

黄凡,罗照华,卢欣祥,高飞,陈必河,杨宗锋,潘颖,李德东.2009.东沟含钼斑岩由太山庙岩基派生?[J].矿床地质,28(5):569-584.

黄兰椿,蒋少涌.2012.江西大湖塘钨矿床似斑状白云母花岗岩锆石 U-Pb 年代学、地球化学及成因研究[J].岩石学报,28(12):3887-3900.

贾小辉,李响,杨文强.2023.华南早侏罗世花岗质侵入体的岩石成因及构造背景——兼论其关键金属成矿作用[J].华南地质,39(2):186-202.

李鹏春,许德如,陈广浩,夏斌,贺转利,符巩固.2005.湘东北金井地区花岗岩成因及地球动力学暗示:岩石学、地球化学和 Sr-Nd 同位素制约[J].岩石学报,21(3):921-934.

李先富,余研.1991.湖南桃林幕阜山地注期变质核杂岩及剥离断层有关的铅锌矿化作用[J].大地构造与成矿学,15(2):90-99.

李小伟,黄雄飞,黄丹峰.2011.花岗岩中常用压力计的应用评述[J].高校地质学报,17(3):415-422.

陆建军,章荣清,黄旭栋,张强,李晓宇,周维法,黄迪,黄玉,马东升,姜耀辉.2022.江南造山带钨锡稀有金属矿床成矿作用特征[J].华南地质,38(3):359-381.

路远发,李文霞.2021.CIPW 标准矿物计算方法与程序设计[J].华南地质,37(3):348-360.

吕庆田,董树文,史大年,汤井田,江国明,张永谦,徐涛,SinoProbe-03-CJ 项目组.2014.长江中下游成矿带岩石圈结构与成矿动力学模型——深部探测(SinoProbe)综述[J].岩石学报,30(4):889-906.

孟庆秀,张健,耿建珍,张传林,黄文成.2013.湘中地区冷家溪群和板溪群锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素特征及对华南新元古代构造演化的意义[J].中国地质,40(1):191-216.

潘大鹏,王迪,王孝磊.2017.赣西北大湖塘石门寺钨矿区花岗岩的成因及其对钨矿的指示意义[J].中国地质,44(1):118-135.

沈萍.2010.湖南省临湘市崔家坳矿区钨矿资源储量核查报告[R].

舒良树.2012.华南构造演化的基本特征[J].地质通报,31(7):1035-1053.

唐朝永,陈云华,游先军,刘利生,张强录,晏月平,王开朗,任杰.2013.湖南虎形山钨铍多金属矿床地质特征及成因初探[J].矿产与地质,27(5):353-362.

- 王楠,吴才来,秦海鹏.2017.川西义敦岛弧中生代典型花岗岩体矿物学、地球化学特征及岩浆来源探讨[J].地质论评,63(4):981-1000.
- 王德滋,沈渭洲.2003.中国东南部花岗岩成因与地壳演化[J].地学前缘,10(3):209-220.
- 王开朗,游先军,张强录,刘利生,唐朝永,陈云华,晏月平,任杰.2013.湖南省临湘市虎形山地区铷锶同位素年代学研究[J].矿产与地质,27(2):151-157.
- 王连训,马昌前,张金阳,陈玲,张超.2008.湘东北早白垩世桃花山—小墨山花岗岩体岩石地球化学特征及成因[J].高校地质学报,14(3):334-349.
- 王晓霞,王涛,陈小丹,柯昌辉,杨阳.2024.花岗质岩石中黑云母成分区域性变化对深部物质示踪及成矿的约束:以秦岭地区为例[J].岩石学报,40(3):811-826.
- 吴福元,郭春丽,胡方泂,刘小驰,赵俊兴,李晓峰,秦克章.2023.南岭高分异花岗岩成岩与成矿[J].岩石学报,39(1):1-36.
- 徐斌,蒋少涌,罗兰.2015.江西彭山锡多金属矿集区尖峰坡锡矿床 LA-MC-ICP-MS 锡石 U-Pb 测年及其地质意义[J].岩石学报,31(3):701-708.
- 许德如,贺转利,李鹏春,陈广浩,夏斌,符巩固.2006.湘东北地区晚燕山期细碧质玄武岩的发现及地质意义[J].地质科学,41(2):311-332.
- 许德如,王力,李鹏春,陈广浩,贺转利,符巩固,吴俊.2009.湘东北地区连云山花岗岩的成因及地球动力学暗示[J].岩石学报,25(5):1056-1078.
- 张德会.2020.成矿作用地球化学(第二版)[M].北京:地质出版社,1-481.
- 张九龄.1989.湖南桃林铅锌矿床控矿条件及成矿预测[J].地质与勘探,25(4):1-7.
- 周新民.2007.南岭地区晚中生代花岗岩成因与岩石圈动力学演化[M].北京:科学出版社.
- Cai K D, Sun M, Yuan C, Zhao G C, Xiao W J, Long X P, Wu F Y. 2011. Geochronology, petrogenesis and tectonic significance of peraluminous granites from the Chinese Altai, NW China[J]. *Lithos*, 127(1-2): 261-281.
- Castro A, Patiño Douce A E, Gurlermo Corretgé L, De la Rosa J D, El-Biad M, El-Hmidi H. 1999. Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: An experimental test of granite petrogenesis[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135(2-3): 255-276.
- Chappell B W, Bryant C J, Wyborn D. 2012. Peraluminous I-type granites[J]. *Lithos*, 153: 142-153.
- Chappell B W, White A J R. 1992. I-and S-type granites in the Lachlan Fold Belt[J]. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83(1-2): 1-26.
- Frost B R, Barnes C G, Collins W J, Arculus R J, Ellis D J, Frost C D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks[J]. *Journal of Petrology*, 42(11): 2033-2048.
- Jiang Y H, Zhao P, Zhou Q, Liao S Y, Jin G D. 2011. Petrogenesis and tectonic implications of Early Cretaceous S-and A-type granites in the northwest of the Gan-Hang rift, SE China[J]. *Lithos*, 121(1-4): 55-73.
- Johannes W, Holtz F. 1996. Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks[M]. Springer, Berlin, 1-335.
- King P L, White A J R, Chappell B W, Allen C M. 1997. Characterization and origin of Aluminous A-type Granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia[J]. *Journal of Petrology*, 38(3): 371-391.
- Li B, Jiang S Y, Zhang Q, Zhao H X, Zhao K D. 2015. Cretaceous crust-mantle interaction and tectonic evolution of Cathaysia Block in South China: Evidence from pulsed mafic rocks and related magmatism[J]. *Tectonophysics*, 661: 136-155.
- Li X H. 2000. Cretaceous magmatism and lithospheric extension in Southeast China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18(3): 293-305.
- Li X H, Li W X, Li Z X, Lo C H, Wang J, Ye M F, Yang Y H. 2009. Amalgamation between the Yangtze and Cathaysia Blocks in South China: Constraints from SHRIMP U-Pb zircon ages, geochemistry and Nd-Hf isotopes of the Shuangxiwu volcanic rocks[J]. *Precambrian Research*, 174(1-2): 117-128.
- Li Z X, 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(2): 179-182.
- Liu Q Q, Li B, Shao Y J, Lu A H, Lai J Q, Li Y F, Luo Z Z. 2017. Molybdenum mineralization related to the Yangtze's lower crust and differentiation in the Dabie Orogen: Evidence from the geochemical features of the Yaochong porphyry Mo deposit[J]. *Lithos*, 282: 111-127.
- Maniar P D, Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5): 635-643.
- Mao J R, Takahashi Y, Kee W S, Li Z L, Ye H M, Zhao X L, Liu K, Zhou J. 2011. Characteristics and geodynamic evolution of Indosinian magmatism in South China: A case study of the Guikeng pluton[J]. *Lithos*, 127(3-4): 535-551.

- Masberg P, Mihm D, Jung S. 2005. Major and trace element and isotopic (Sr, Nd, O) constraints for Pan-African crustally contaminated grey granite gneisses from the southern Kaoko belt, Namibia[J]. *Lithos*, 84(1): 25-50.
- McDonough W F, Sun S S. 1995. The composition of the Earth[J]. *Chemical Geology*, 120(3-4): 223-253.
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system[J]. *Earth-Science Reviews*, 37(3-4): 215-224.
- Miller C F. 1985. Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? [J]. *The Journal of Geology*, 93(6): 673-689.
- Patiño Douce A E. 1993. Titanium substitution in biotite: An empirical model with applications to thermometry, O<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O barometries, and consequences for biotite stability [J]. *Chemical Geology*, 108(1-4): 133-162.
- Patiño Douce A E. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? [J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 168(1): 55-75.
- Pearce J A, Harris N B, Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. *Journal of petrology*, 25(4): 956-983.
- Pirajno F, Bagas L. 2002. Gold and silver metallogeny of the South China Fold Belt: A consequence of multiple mineralizing events[J]. *Ore Geology Reviews*, 20(3-4): 109-126.
- Rickwood P C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements[J]. *Lithos*, 22(4): 247-263.
- Shu L S, Zhou X M, Deng P, Wang B, Jiang S Y, Yu J H, Zhao X X. 2009. Mesozoic tectonic evolution of the Southeast China Block: New insights from basin analysis[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34(3): 376-391.
- Skjerlie K P, Patiño Douce A E, Dana Johnston A. 1993. Fluid absent melting of a layered crustal protolith-implications for the generation of anatectic granites[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114: 365-378.
- Sun S S, McDonough W F, 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313-345.
- Sylvester P J. 1998. Postcollisional strongly peraluminous granites[J]. *Lithos*, 45: 29-44.
- Wang Y J, Fan W M, Guo F, Peng T P, Li C W. 2003. Geochemistry of Mesozoic mafic rocks adjacent to the Chenzhou-Linwu fault, South China: Implications for the lithospheric boundary between the Yangtze and Cathaysia blocks[J]. *International Geology Review*, 45(3): 263-286.
- Watson E B, Harrison T M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 64(2): 295-304.
- Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407-419.
- Wones D R, Eugster H P. 1965. Stability of biotite: Experiment, theory, and application[J]. *American Mineralogist*, 50(9):1228-1272.
- Xu J W, Lai J Q, Li B, Lu A H, Rocholl A, Dick J M, Peng J T, Wang K L. 2020. Tungsten mineralization during slab subduction: A case study from the Huxingshan deposit in northeastern Hunan Province, South China[J]. *Ore Geology Reviews*, 124: 103657.
- Yang S Y, Jiang S Y, Zhao K D, Jiang Y H, Ling H F, Luo L. 2012. Geochronology, geochemistry and tectonic significance of two Early Cretaceous A-type granites in the Gan-Hang Belt, Southeast China[J]. *Lithos*, 150: 155-170.
- Zeng R Y, Lai J Q, Mao X C, Li B, Ju P J, Tao S L. 2016. Geochemistry, zircon U-Pb dating and Hf isotopies composition of Paleozoic granitoids in Jinchuan, NW China: Constraints on their petrogenesis, source characteristics and tectonic implication[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 121: 20-33.
- Zhao G C. 2015. Jiangnan Orogen in South China: Developing from divergent double subduction[J]. *Gondwana Research*, 27(3): 1173-1180.
- Zhou X M, Li W X. 2000. Origin of Late Mesozoic igneous rocks in Southeastern China: Implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas[J]. *Tectonophysics*, 326(3): 269-287.
- Zhou X M, Sun T, Shen W Z, Shu L S, Niu Y L. 2006. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: A response to tectonic evolution[J]. *Episodes*, 29(1): 26-33.