

滇西六合正长斑岩中角闪石、黑云母和锆石的特征及其指示意义

周 晔^{1,2,3}, 沈 阳^{1,2}, 侯增谦², 谢 鑫⁴, 罗晨皓^{1,2}

(1. 中国地质大学, 北京 100083; 2. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 3. 武警黄金第十支队, 云南 昆明 650111; 4. 武警黄金第十二支队, 四川 成都 610036)

摘 要: 滇西金沙江-哀牢山成矿带发育众多与富碱侵入岩密切相关的斑岩矿床。六合正长斑岩产于该成矿带中段, 为贫矿富碱斑岩。在岩相学基础上, 对六合正长斑岩中的黑云母、角闪石、锆石进行了矿物学研究, 厘定了矿物结晶的温压条件、岩浆氧逸度和含水量等关键要素, 并结合全岩地球化学和前人研究成果, 讨论了制约滇西富碱斑岩成矿的条件。六合正长斑岩中的黑云母富镁($\text{MgO} = 12.98\% \sim 14.83\%$)、铝($\text{Al}_2\text{O}_3 = 14.18\% \sim 16.52\%$), $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}) = 0.29 \sim 0.31$, 矿物温压计测得黑云母的结晶温度为 $615 \sim 669^\circ\text{C}$, 形成压力为 $103 \sim 165 \text{ MPa}$, 形成深度为 $3 \sim 5 \text{ km}$ (平均深度为 4.2 km)。角闪石富铁($\text{FeO} = 21.75\% \sim 22.21\%$)、钙($\text{CaO} = 10.14\% \sim 10.49\%$), 属浅闪石质-非闪石质角闪石, 形成温度为 $817 \sim 843^\circ\text{C}$, 形成压力为 $158 \sim 191 \text{ MPa}$, 形成深度为 $5 \sim 6 \text{ km}$ (平均深度为 5.9 km)。通过角闪石成分限定岩浆氧逸度(ΔFMQ)为 $+1.12 \sim +1.27$ 。岩体中的岩浆锆石结晶温度为 $687 \sim 1098^\circ\text{C}$, $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+} = 11.18 \sim 54.78$ (平均值 < 50), $\delta\text{Eu} = 0.14 \sim 0.81$ 。正长斑岩中角闪石以斑晶产出, 全岩 Dy/Yb 值与 SiO_2 含量呈负相关性, La/Yb 值与 SiO_2 含量呈正相关性, 且 $\delta\text{Eu} = 0.97 \sim 1.00$, 说明六合岩浆在早期结晶大量角闪石, 鲜有斜长石分离结晶。以上分析显示六合正长斑岩具有低氧逸度、高含水量的特征。对比斑岩矿床中含矿岩石的矿物学特征, 认为六合正长斑岩不具有形成斑岩型矿床的潜力。

关键词: 六合正长斑岩; 黑云母; 角闪石; 锆石; 氧逸度; 含水量

中图分类号: P578.959; P578.955; P578.94⁺1 文献标识码: A 文章编号: 1000-6524(2018)04-0547-15

Amphibole, biotite and zircon characteristics of Liuhe orthophyre in western Yunnan and their implications

ZHOU Ye^{1,2,3}, SHEN Yang^{1,2}, HOU Zeng-qian², XIE Xin⁴ and LUO Chen-hao^{1,2}

(1. China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2. Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3. No. 10 Gold Detachment of PAP, Kunming 650111, China; 4. No. 12 Gold Detachment of PAP, Chengdu 610036, China)

Abstract: A lot of porphyry deposits, related to potassic intrusions closely, occur in the Jinsha-Ailaoshan metallogenic belt, western Yunnan. Liuhe orthophyre is barren magmatic rock and is located at the center of the belt. Based on petrography, the authors studied mineral characteristics of biotite, amphibole and zircon in Liuhe orthophyre, and investigated mineral temperature-pressure condition, magmatic oxidation state and water content. Depending on geochemical data and previous studies, the authors discussed the constraining condition for mineraliza-

收稿日期: 2017-04-25; 接受日期: 2018-03-15

基金项目: 中国地质调查局地质调查项目(DD20160024-07); 国家重点研发计划项目(2016YFC0600310)

作者简介: 周 晔(1989-), 男, 博士, 工程师, 矿床学专业, E-mail: 18725070592@163.com; 通讯作者: 侯增谦(1961-), 男, 博士, 院士, 矿床学专业, E-mail: houzengqian@126.com。

tion of potassic intrusions. Biotite has high MgO (12.98% ~ 14.83%), CaO (14.18% ~ 16.52%) content, with $\text{Fe}^{2+}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ ratios being 0.29 ~ 0.31. Mineral thermobarometric calculations show that crystallization temperatures of biotite are 615 ~ 669°C under the pressure of 103 ~ 165 MPa and at the depth of 3 ~ 5 km (4.2 km on average). Amphibole consists dominantly of endenite and pargasite. Crystallization temperatures of amphibole are 817 ~ 843°C under the pressure of 158 ~ 191 MPa and at the depth of 5 ~ 6 km (5.9 km on average). Oxygen fugacities (ΔFMQ) of magmas, constrained by chemical composition of amphibole, are +1.12 ~ +1.27. Crystallization temperatures of magmatic zircons are 687 ~ 1 098°C and $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ ratios are 11.18 ~ 54.78 ($\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+} < 50$ on average), $\delta\text{Eu} = 0.14 \sim 0.81$ ($\delta\text{Eu} < 1$). Liuhe orthophyre has δEu ratios of 0.97 ~ 1.00, and whole-rock Dy/Yb ratios have negative relation and La/Yb ratios have positive relation with SiO_2 values, respectively. In addition, amphibole occurs as phenocrysts. These features indicate that a lot of amphibole crystallized at the early stage whereas crystallization of plagioclase was suppressed. The authors hold that Liuhe orthophyre had low oxygen fugacity and high H_2O content. Compared with mineral characteristics of fertile magmas of porphyry deposits, Liuhe orthophyre has no potential to form porphyry deposits.

Key words: Liuhe orthophyre; biotite; amphibole; zircon; oxygen fugacity; water content

Fund support: Project of China Geological Survey (DD20160024-07); National Key Research and Development Project of China (2016YFC0600310)

印度-欧亚大陆碰撞使青藏高原东缘形成了巨型的金沙江-哀牢山-红河走滑断裂系统,在断裂系统内及其附近分布着一个总体呈北西走向的喜马拉雅期富碱斑岩带及与富碱斑岩有关的斑岩型铜-钼-金多金属矿床带(侯增谦等,2004)。富碱斑岩岩浆活动和成矿作用在时间的连续性、空间的相伴性和物质成分的关联性表明富碱斑岩体与斑岩型矿床是同一构造-岩浆事件下具有继承性的产物(邓军等,2010)。富碱斑岩岩浆既是深部含矿质流体上升的载体,也为成矿作用提供了持续的动力和空间。与富碱斑岩密切相关的代表性矿床包括北衙 Cu-Au 矿床(Lu *et al.*, 2013a; He *et al.*, 2016)、马厂箐 Mo-Cu 矿床(Lu *et al.*, 2013a; 侯增谦等,2015)、姚安 Pb-Zn-Au-Ag 矿床(Lu *et al.*, 2013a)、长安斑岩型 Cu-Au 矿床、哈播 Au 矿床(侯增谦等,2006)(图1b)。然而,富碱斑岩中亦包含众多贫矿岩浆岩(Lu *et al.*, 2013b),是什么原因导致滇西富碱斑岩出现成矿的差异呢?

六合正长斑岩位于金沙江-哀牢山成矿带中段,为贫矿富碱斑岩,其锆石 U-Pb 年龄为 34.6 Ma,临近北衙超大型斑岩 Cu-Au 矿床(Au 305 t, Cu 0.3 Mt, Fe 25 Mt; Hou *et al.*, 2017)。六合-北衙地区的下部岩石圈地幔受到新元古代俯冲作用的脱水流体强烈交代,同时,来自地幔楔的弧岩浆,通过扬子克拉通边界上升,在区内地壳底部停留、储集和大规模

堆积,形成了新生下地壳(周晔等,2017),并补充亲岩浆元素和成矿组分,为斑岩型矿床的形成提供了有利的物源条件(Hou *et al.*, 2017)。北衙矿区的成矿岩浆为该新生下地壳部分熔融形成的高氧逸度、高含水量的熔体(He *et al.*, 2016; Gao *et al.*, 2017; 鲍新尚等,2017)。六合正长斑岩由古老富集地幔熔体结晶分异形成,并捕虏大量新生下地壳岩石(Lu *et al.*, 2013a; 周晔等,2017)。六合岩浆在捕虏过程中与新生下地壳岩石发生物质的扩散交换(侯增谦等,2015; Hou *et al.*, 2017),但并未形成富矿岩浆,说明其岩浆性质与富矿岩浆(如北衙)存在差异。黑云母和角闪石是六合正长斑岩中广泛分布的镁铁质矿物,而角闪石与黑云母具有特殊的结构和广泛的类质同像替换,使其化学成分对寄主岩的结晶温度、压力、氧逸度、含水量等物理化学条件十分敏感,故二者的化学成分可有效限定岩浆的特征(Wones and Eucster, 1965; Ridolfi *et al.*, 2010)。锆石是长英质岩浆岩中广泛存在的副矿物,不易受到热液蚀变和风化作用,且结晶温度高(~900°C),可较好地保存岩浆早期的物理化学特征,故前人常用锆石微量元素来测定岩浆的氧逸度(Ballard *et al.*, 2002)。

本文通过对六合正长斑岩中的黑云母、角闪石、锆石的矿物学研究,结合全岩地球化学特征,分析了六合正长斑岩的氧逸度和含水量对成矿作用的影响,以利于进一步认清滇西富碱斑岩成矿性的差异。

1 区域地质背景

金沙江-哀牢山成矿带发育于扬子克拉通西缘,位于特提斯造山带的东段。该区的地质演化经历古特提斯阶段、新特提斯阶段和印-亚大陆碰撞阶段这3个阶段(莫宣学等,2006)。在晚古生代末-中生代初,古特提斯洋发生闭合,金沙江-哀牢山带和澜沧江带进入陆内活动阶段,在两个结合带之间形成昌都-思茅后陆盆地。新特提斯洋在晚三叠世至早侏罗世打开,并于始新世闭合(Deng *et al.*, 2014; Hou *et al.*, 2015c)。研究区位于金沙江-哀牢山成矿带中段,即中生代就已进入陆内活动阶段。

新生代以来,由于印度与欧亚大陆碰撞而引发的强烈陆内变形,“三江”地区是吸纳和调节印亚大陆碰撞应力的构造转换带,经历了大规模陆内变形。新生代变形主要表现为始新世-渐新世(40~24 Ma)压扭变形、早-中新世(24~17 Ma)张扭变形和新近纪以来东西向伸展,先后形成了一系列NNW-NW走向的褶皱带和走滑断裂体系,如金沙江-哀牢山断裂带、高黎贡-实皆断裂带、崇山断裂带等(张玉泉等,1987; Turner *et al.*, 1996; Chung *et al.*, 1997, 1998; Yin *et al.*, 2000)。沿扬子克拉通西缘的大规模走滑断裂广泛发育岩浆岩(Wang *et al.*, 2001; Hou *et al.*, 2003),其中以玄武岩分布最广,次为酸性岩、基性岩和碱性岩。岩浆具有多期次活动的特征,并受到区域断裂构造的控制,其中以新生代火山-岩浆岩发育最为广泛。新生代岩浆岩主要是沿金沙江-哀牢山断裂带两侧分布的富碱侵入岩(图1b),岩性复杂,以二长花岗斑岩、花岗斑岩、石英二长斑岩、透辉石正长岩、细晶斑岩、石英正长斑岩和正长斑岩为主(Hou *et al.*, 2003),同时,出露有许多呈脉状零星分布的、与富碱侵入岩分布时空一致的煌斑岩脉和钾质火山岩,如碱玄岩、安粗岩、粗面岩、碧玄岩和钾质云煌岩等(Guo *et al.*, 2005; Huang *et al.*, 2010; Lu *et al.*, 2015)(图1b)。富碱侵入岩具有富碱($K_2O + Na_2O > 8.0\%$)、高钾($K_2O/Na_2O > 1.0$)的地球化学特征,属于高钾钙碱性和钾玄岩系列岩石。同时,扬子克拉通西缘的大规模走滑断裂系统和走滑拉分盆地为含矿岩浆上升侵位和岩浆流体分凝排泄提供了上升通道(侯增谦等,2006),沿金沙江-哀牢山断裂带发育一系列铜、钼、金和铅锌等多金属热液矿床,且成矿作用和金属

矿化类型丰富。其中,斑岩型矿化与富碱侵斑岩具有密切的联系,形成了马厂箐、北衙和姚安等斑岩型Cu-Mo-Au矿床(Lu *et al.*, 2013b; 侯增谦等, 2015; 图1b)。

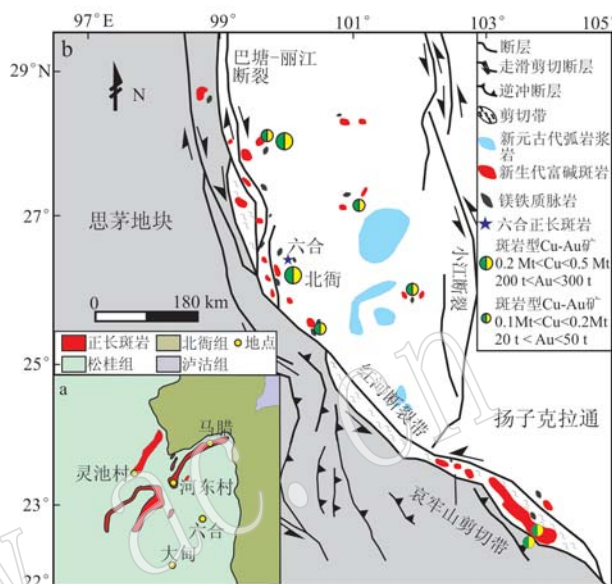


图1 扬子克拉通西缘地质简图(a)和岩浆岩、斑岩矿床分布图(b)[据 Hou 等(2017)修编]

Fig. 1 Simplified geological map(a) and the distribution of igneous rock and porphyry deposits(b) at the western edge of Yangtze Craton (modified after Hou *et al.*, 2017)

2 六合正长斑岩岩相学特征

六合岩体分布于云南省鹤庆县六合乡河东村,位于丽江-剑川-洱海弧形断裂带东侧的北东向断陷盆地中,为新生代富碱斑岩中的一个岩体(图1a)。该断陷盆地地层由下三叠统泸沽组砂页岩夹白云岩、灰岩,中三叠统北衙组泥灰岩、鲕状灰岩、白云岩、页岩和上三叠统松桂组泥岩、粉砂岩夹煤系地层组成。六合岩体为一个浅成相小岩株,岩体与三叠系松桂组沉积岩呈侵入接触关系(图1a,赵欣等,2003),岩性为正长斑岩,多为黄白色、灰黄色或土黄色,斑状结构,块状构造。显微镜下观察发现斑晶体积分数为35%~40%,主要为正长石、角闪石、黑云母。正长石为白色,常为自形板状,粒径为2~3 mm,最大可达5~6 mm,可见卡氏双晶,少数发育环带(图2b、2c),体积分数为全岩的20%。角闪石具深浅不等的绿色,自形短柱状-粒状,半自形角闪石产于部分正长石之中,体积分数为全岩的10%~

15% (图2b、2d)。黑云母为黄褐色,具有明显的多色性,自形片状,粒度为0.1~0.4 mm,体积分数为全岩的5% (图2b、2c)。基质体积分数为60%~

65%,均为以正长石为主的隐晶质矿物(图2b)。副矿物为磁铁矿(图2c)、石英、榍石、少量钠长石和透辉石(图2b、2d),主要存在于基质中。

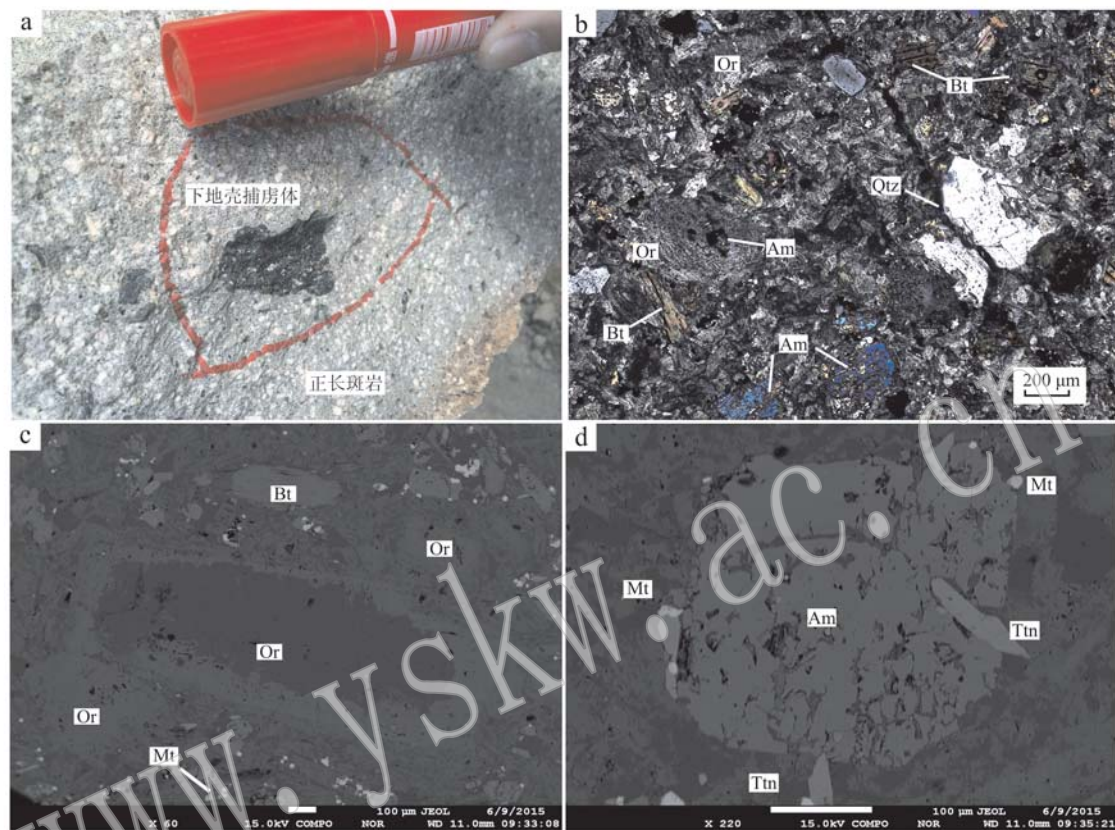


图2 六合地区岩石露头与岩相学照片

Fig. 2 Photograph showing rock outcrop and petrology of Liuhe orthophyre

a—野外露头; b—正长斑岩(单偏光); c—正长石(背散射); d—角闪石(背散射); Am—角闪石; Bi—黑云母; Mt—磁铁矿; Or—正长石; Qtz—石英; Ttn—榍石
a—field outcrop; b—orthophyre (plainlight); c—orthoclase (BSE); d—amphibole (BSE); Am—amphibole; Bt—biotite; Mt—magnetite; Or—orthoclase; Qtz—quartz; Ttn—titanite

3 测试方法

3.1 全岩地球化学测试

六合正长斑岩的主、微量元素分析测试均在北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室完成。主量元素和微量元素分析分别在顺序式X荧光光谱仪(ADVANT XP+)和Agilent ICPMS 7500ce型电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)上完成的,主量元素的分析精度优于1%,微量元素的分析精度大都优于5%。详细的分析流程可参见周晔等(2017)。

3.2 电子探针测试方法

通过显微镜下鉴别,选择干涉色均一且在背散

射图像(BSE)上显示化学成分均一的角闪石和黑云母矿物颗粒进行电子探针分析(图2c、2d)。探针片喷碳与样品测试工作在中国地质科学院矿产资源研究所电子探针实验室完成。黑云母与角闪石成分分析采用日本电子JOEL公司生产的JXA-8230型电子探针分析仪,加速电压为15 kV,束流为20 nA,束斑大小为5 μm ,数据校正采用ZAF校正程序,测试项目包括 Na_2O 、 MgO 、 Al_2O_3 、 SiO_2 、 CaO 、 K_2O 、 FeO 、 MnO 、 TiO_2 、 P_2O_5 、F、Cl等,主量元素的检出限约为0.01%,F的检出限约为0.01%,Cl的检出限约为0.02%,标样矿物分别为Na(硬玉),Mg(镁橄榄石),F(黄玉),K(钾长石),Ca(硅灰石),Fe(赤铁矿),Ti(金红石),P(磷灰石)等。详细的同位素分

析流程可以参见 Liu 等(2015)。

3.3 锆石微量元素测定

六合正长斑岩中锆石样品的原位微量元素测试工作于中国地质科学院国家地质实验测试中心进行。锆石样品首先用环氧树脂固定,表面抛光,测定前用酒精棉清洗表面,而后运用 LA-ICP-MS 技术进行测试,测试精度优于 10%。详细实验步骤可参见胡明月等(2008)。

4 矿物学特征

4.1 黑云母成分特征及形成条件

六合岩体中黑云母斑晶的电子探针成分分析结

果(表 1)表明,黑云母氧化物总量为 95.23% ~ 96.28%,在含水黑云母探针数据的误差范围内。

黑云母的 TFeO = 14.34% ~ 15.54%, MgO = 12.98% ~ 14.83%, $Fe^{2+}/(Mg + Fe^{2+}) = 0.29 \sim 0.31$,平均值为 0.30,标准差为 0.01,比较均一。 $Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti = 0.76 \sim 1.06$, $Fe^{2+} + Mn = 1.29 \sim 1.50$, $Mg = 2.86 \sim 3.27$ (表 1),属于镁质黑云母(图 3a)。在 $FeO/(FeO + MgO) - MgO$ 图解(图 3b)中,黑云母成分落于壳幔混源区,反映了该岩体壳幔混染的成因特征。

根据黑云母的 Ti 温度计公式(Henry *et al.*, 2005)计算得知正长斑岩中黑云母的形成温度为 615 ~ 669℃(表 1)。由于黑云母的全铝含量与长英质寄主

表 1 六合正长斑岩中黑云母电子探针成分分析数据

$w_B/10^{-6}$

Table 1 Biotite analysis data of Liuhe orthophyre

测试点号	LH14-71-1	LH14-71-2	LH14-71-3	LH14-71-4	LH14-2-8-1	LH14-2-8-2	LH14-2-8-3	LH14-2-8-4	LH14-2-8-5
SiO ₂	37.54	37.54	37.66	37.71	37.96	38.25	37.46	37.79	38.41
TiO ₂	3.79	3.79	4.02	4.14	3.66	3.24	4.45	4.14	3.78
Al ₂ O ₃	15.85	15.85	14.18	16.51	14.75	15.44	14.18	16.52	14.75
Cr ₂ O ₃	0.11	0.11	0.05	0.08	0.07	0.13	0.05	0.08	0.07
TFeO	14.62	14.62	14.93	15.09	15.54	14.34	14.93	15.09	15.35
MnO	0.17	0.17	0.22	0.10	0.19	0.17	0.22	0.10	0.12
MgO	14.21	14.21	14.68	12.98	14.83	14.35	14.68	12.98	14.83
CaO	0.01	0.01	0.06	0.00	0.02	0.01	0.06	0.00	0.02
Na ₂ O	0.23	0.23	0.33	0.61	0.38	0.23	0.33	0.61	0.38
K ₂ O	9.12	9.12	9.07	8.49	8.57	9.08	9.07	8.49	8.57
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
Total	95.64	95.64	95.23	95.71	95.96	95.25	95.46	95.79	96.28
Si	5.56	5.56	5.63	5.57	5.62	5.68	5.59	5.58	5.65
Al ^{IV}	2.24	2.24	2.37	2.43	2.38	2.32	2.41	2.42	2.35
Al ^{VI}	0.33	0.33	0.13	0.25	0.19	0.38	0.08	0.15	0.21
Ti	0.21	0.21	0.23	0.23	0.20	0.18	0.25	0.23	0.21
Fe ³⁺	0.48	0.48	0.42	0.58	0.45	0.50	0.43	0.59	0.49
Fe ²⁺	1.34	1.34	1.45	1.28	1.47	1.28	1.44	1.28	1.40
Mn	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02
Mg	3.14	3.14	3.27	2.86	3.27	3.18	3.27	2.86	3.25
Ca	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na	0.07	0.07	0.10	0.18	0.11	0.07	0.10	0.18	0.11
K	1.72	1.72	1.73	1.60	1.62	1.72	1.73	1.60	1.61
Total	15.52	15.52	15.58	15.42	15.55	15.50	15.57	15.41	15.51
FeO/(FeO + MgO)	0.51	0.51	0.50	0.54	0.51	0.50	0.50	0.54	0.51
MF	0.63	0.63	0.63	0.60	0.63	0.64	0.63	0.60	0.63
Al ^{VI} + Fe ³⁺ + Ti	1.02	1.02	0.77	1.06	0.85	1.05	0.76	0.97	0.91
Fe ²⁺ + Mn	1.36	1.36	1.48	1.30	1.50	1.31	1.47	1.29	1.41
Fe ³⁺ /(Fe ²⁺ + Fe ³⁺)	0.26	0.26	0.22	0.31	0.23	0.28	0.23	0.31	0.26
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ + Mg)	0.30	0.30	0.31	0.31	0.31	0.29	0.31	0.31	0.30
t/℃	640	640	653	645	633	615	669	645	638
logf _{O₂}	-15	-15	-15	-15	-16	-17	-15	-16	-17
p/MPa	125.41	125.41	103.81	157.64	126.62	165.32	102.61	126.52	122.08
H/km	4.14	4.14	3.43	5.20	4.18	5.46	3.39	4.18	4.03

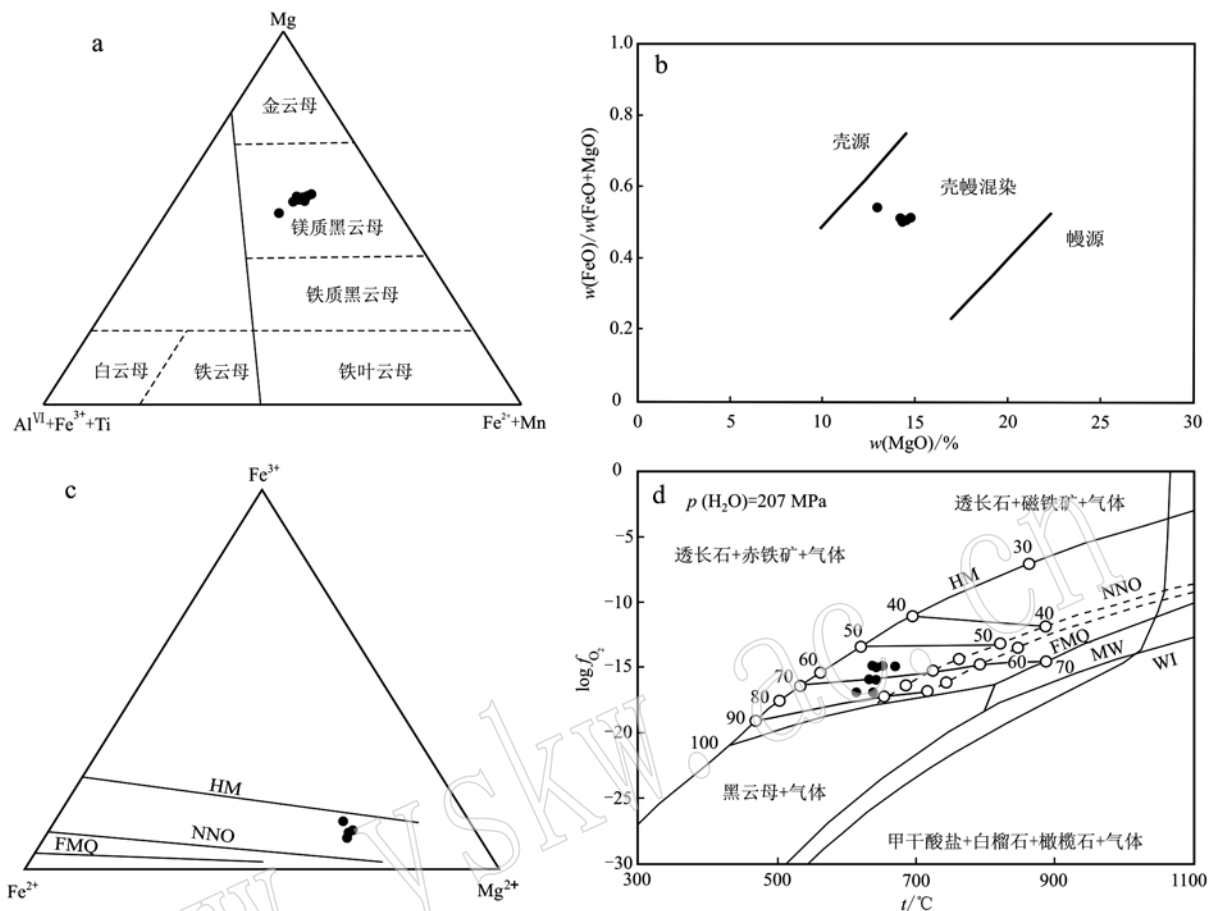


图3 黑云母地球化学特征图

Fig. 3 Diagrams of geochemical characteristics of biotite

a— $\text{Mg}-(\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti})-(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn})$ 图解(引自 Foster *et al.*, 1960); b— $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) - \text{MgO}$ 图解(引自郭耀宇等, 2015);
c— $\text{Fe}^{3+} - \text{Fe}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$ 图解(引自 Wones and Eucster, 1965); d— $\log f_{\text{O}_2} - t$ 图解(引自 Wones and Eucster, 1965)

a— $\text{Mg}-(\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti})-(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn})$ diagram(after Foster *et al.*, 1960); b— $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) - \text{MgO}$ diagram (after Guo Yaoyu *et al.*, 2015); c— $\text{Fe}^{3+} - \text{Fe}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$ diagram (after Wones and Eucster, 1965); d— $\log f_{\text{O}_2} - t$ diagram (after Wones and Eucster, 1965)

岩的固结压力成正相关,根据关系式 $p(\text{MPa}) = 100 \times (3.03 \times T_{\text{Al}} - 6.53)$ (Uchida *et al.*, 2007) 计算得到正长斑岩中黑云母的结晶压力为 103 ~ 165 MPa, 据 1 MPa = 0.033 km 推算六合正长斑岩的侵位深度为 3 ~ 5 km, 平均深度 4.2 km (表 1)。

黑云母的氧化系数 $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ 为 0.22 ~ 0.31, 根据 Wones 和 Eucster (1965) 的氧逸度计算公式和 $p(\text{H}_2\text{O}) = 207.0 \text{ MPa}$ 条件下基于黑云母稳定度的 $\log f_{\text{O}_2} - t$ 图解, 结合黑云母形成温度作为与黑云母平衡的岩浆温度, 估算氧逸度 ($\log f_{\text{O}_2}$) 为 -17 ~ -15 (表 1), 黑云母在图 3c 和 3d 中的投影点均落在 NNO 缓冲线附近。

4.2 角闪石成分特征和形成条件

对岩体中的角闪石斑晶进行了电子探针工作, 根据电价差值法 (郑巧荣等, 1983) 计算得出 Fe^{3+}

值。其 CaO 、 FeO 含量高 (表 2), 属韭闪石质-浅闪石质角闪石 (图 4a), 无成分分带 (图 2d)。角闪石的稳定性依赖于岩浆的成分、含水量、氧逸度 (Sisson and Grove, 1993; Grove *et al.*, 2003), 依据 Ridolfi 等 (2010) 中计算角闪石结晶温度、压力和氧逸度的公式计算得知正长斑岩中角闪石结晶温度为 817 ~ 843°C, 压力为 158 ~ 191 MPa, 推算角闪石的形成深度为 5.2 ~ 6.29 km, 平均深度 5.9 km (表 2)。

同时 Ridolfi 等 (2010) 建立了运用角闪石成分来测算岩浆的氧逸度和含水量的公式, 该氧逸度公式的使用范围为结晶温度为 550 ~ 1200°C, 压力 < 1200 MPa, 同时角闪石矿物需成分均一, 六合正长斑岩中的角闪石符合该条件。据此计算得到六合正长斑岩中角闪石结晶时的岩浆氧逸度 (ΔFMQ) 为 +1.12 ~ +1.27 (表 2, 图 4b), 正长斑岩中 H_2O 含量

为 5.66% ~ 6.41% (表 2)。

表 2 六合正长斑岩中角闪石电子探针成分分析数据 $w_B/\%$

Table 2 Amphibole analysis data of Liuhe orthophyre

测试点号	LH14-71	LH14-71	LH14-28	LH14-28
SiO ₂	42.52	42.45	43.62	42.68
TiO ₂	0.62	0.84	0.62	0.84
Al ₂ O ₃	8.99	8.94	8.82	8.15
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.00	0.02
FeO	22.16	21.75	22.21	21.75
MnO	0.37	0.38	0.35	0.38
MgO	9.29	9.33	9.19	9.33
CaO	10.14	10.49	10.24	10.44
Na ₂ O	2.46	2.55	2.24	2.59
K ₂ O	0.38	0.34	0.40	0.34
P ₂ O ₅	0.00	0.01	0.00	0.01
Total	96.92	97.09	97.69	96.52
Si	6.49	6.48	6.59	6.57
Al ^{IV}	1.51	1.52	1.41	1.43
Al ^{VI}	0.10	0.09	0.17	0.05
Ti	0.07	0.10	0.07	0.10
Fe ³⁺	0.83	0.72	0.73	0.65
Mg	2.11	2.12	2.07	2.14
Fe ²⁺	1.88	1.97	1.96	2.07
Mn	0.05	0.05	0.05	0.05
Ca	1.66	1.72	1.66	1.72
Na	0.73	0.75	0.65	0.77
K	0.07	0.07	0.08	0.07
T 位	8	8	8	8
Si	6.49	6.48	6.59	6.57
Al ^{IV}	1.51	1.52	1.41	1.43
C 位	5	5	5	5
Al ^{VI}	0.10	0.09	0.17	0.04
Ti	0.07	0.10	0.07	0.10
Cr ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.83	0.72	0.73	0.65
Mg	2.11	2.12	2.07	2.14
Fe	1.88	1.97	1.96	2.07
B 位	2	2	2	2
Fe	0.11	0.08	0.12	0.08
Mn	0.05	0.05	0.05	0.05
Ca	1.66	1.72	1.66	1.72
Na	0.18	0.15	0.18	0.15
A 位	0.62	0.67	0.55	0.69
Na	0.55	0.60	0.47	0.62
K	0.07	0.07	0.08	0.07
Mg/(Fe ²⁺ + Mg)	0.53	0.52	0.51	0.51
ΔNNO	0.31	0.17	0.27	0.26
logf _{O₂}	-12.8	-12.8	-13.2	-12.8
ΔFMQ	1.27	1.12	1.24	1.19
t/°C	834	843	817	838
p/MPa	191	189	179	158
H ₂ O _{melt}	6.06	5.99	6.41	5.66
H/km	6.29	6.25	5.91	5.2

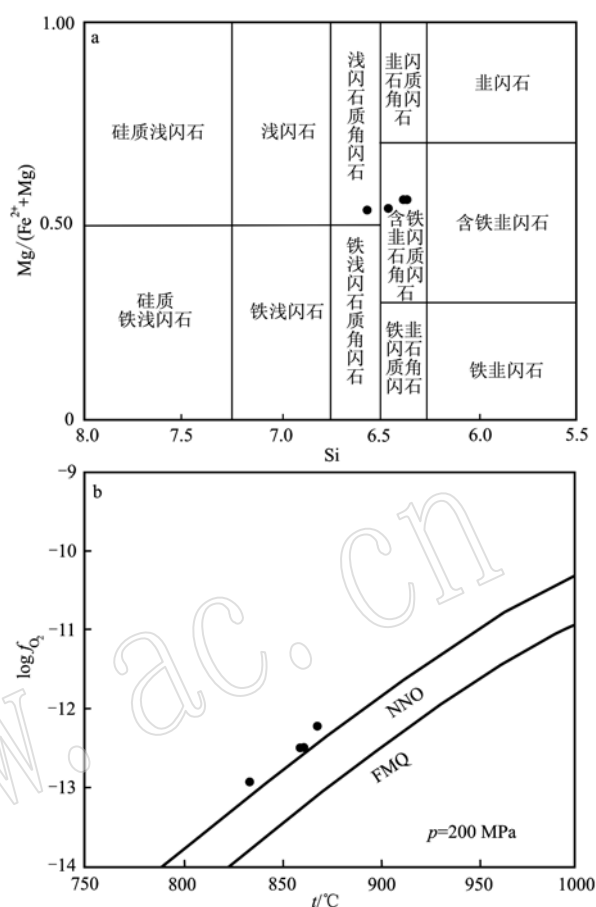


图 4 角闪石 $Mg/(Fe^{2+} + Mg) - Si$ 图解(a, 引自 Leak, 1997)和 $\log f_{O_2} - t$ 图解(b, 引自 Wang *et al.*, 2014b)

Fig. 4 $Mg/(Fe^{2+} + Mg) - Si$ diagram (a, after Leak, 1997) and $\log f_{O_2} - t$ diagram (b, after Wang *et al.*, 2014b) of amphibole

4.3 锆石的微量元素特征

锆石是长英质岩浆岩中普遍存在的副矿物,不易受到热液蚀变与地表风化。 Ce^{4+} 与 Zr^{4+} 具有相同的离子半径,可优先进入锆石,而 Ce^{3+} 不易进入锆石,因此可以通过锆石中微量元素的 Ce^{4+}/Ce^{3+} 值限定岩浆岩的氧逸度(Ballard *et al.*, 2002; Trail *et al.*, 2011; Burnham and Berry, 2012)。Ballard 等(2002)根据 Ce 元素在岩浆-熔体之间的分配系数建立了计算公式,以测定的岩浆锆石 Ce^{4+}/Ce^{3+} 值来直接反映岩浆的氧逸度(Burnham and Berry, 2012),但无法量化。

六合正长斑岩中锆石具有震荡环带, $Th/U = 0.52 \sim 1.85$ (图 5a), 且亏损 LREE, 富集 HREE (图 5b), 为典型的岩浆锆石, $Ce^{4+}/Ce^{3+} = 11.18 \sim 54.78$,

$\delta\text{Eu} = 0.14 \sim 0.81$, 其化学特征可反映岩浆早期的物理化学特征。根据 Ferry 和 Watson (2007) 中锆石 Ti 温度计公式和 Ballard 等 (2002) 的公式计算得到六合正长斑岩的锆石结晶温度为 $687 \sim 1\,098^\circ\text{C}$ (表 3)。

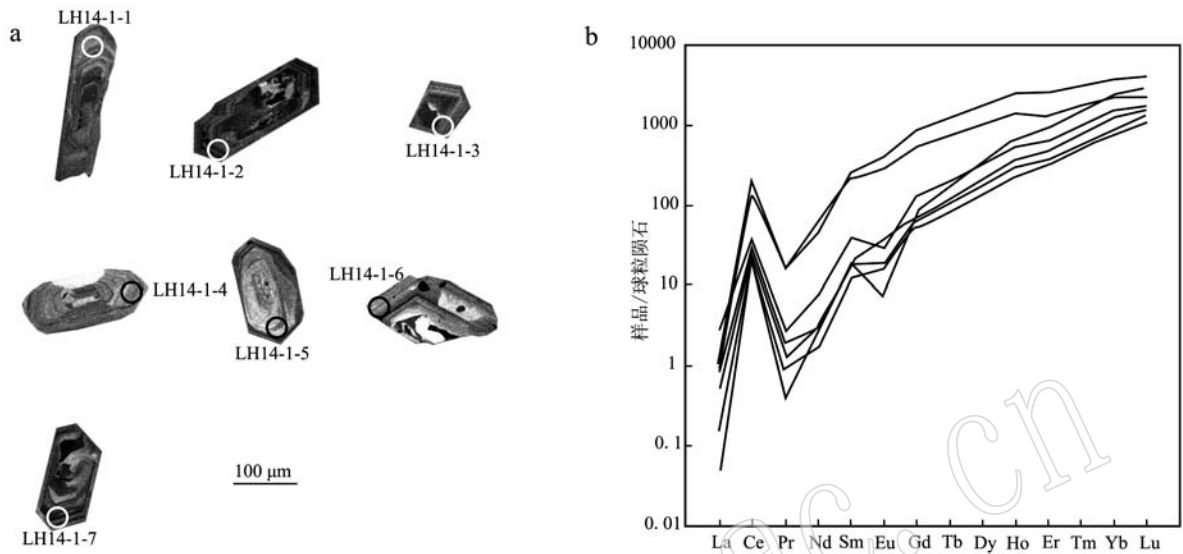


图 5 锆石阴极发光 (CL) 图 (a) 和稀土元素配分图 (b)

Fig. 5 Cathodoluminescence images (a) and chondrite-normalized REE patterns (b) of zircons

表 3 六合正长斑岩锆石微量元素数据

$w_B/10^{-6}$

Table 3 Zircon trace element data of Liuhe orthophyre

点号	LH14-1-1	LH14-1-2	LH14-1-3	LH14-1-4	LH14-1-5	LH14-1-6	LH14-1-7
Ti	97.78	17.24	21.16	3.91	3.12	85.73	17.04
La	0.12	0.21	0.66	0.16	0.01	0.25	0.04
Ce	128.94	14.72	17.36	22.60	25.34	89.04	20.07
Pr	1.51	0.09	0.18	0.12	0.04	1.67	0.26
Nd	21.42	0.84	1.48	1.42	1.20	23.20	3.46
Sm	33.81	1.90	2.75	2.87	3.04	38.51	6.21
Eu	18.10	0.97	1.08	2.18	0.46	24.61	1.77
Gd	112.88	11.13	14.49	15.59	18.39	181.06	26.59
Tb	28.63	3.25	4.58	4.52	7.36	48.12	7.26
Dy	258.47	36.34	52.70	44.93	88.58	463.14	81.48
Ho	77.77	14.07	21.37	17.09	40.74	146.80	30.38
Er	232.16	53.69	82.24	62.15	162.03	441.37	107.24
Tm	45.86	13.29	20.04	15.56	40.47	82.03	26.03
Yb	380.97	136.03	213.87	159.00	433.15	668.75	259.46
Lu	58.57	28.24	39.85	34.50	78.64	101.13	45.77
HfO ₂	7 837.03	9 715.41	9 471.98	13 121.43	10 384.37	7 573.03	9 517.98
Ta	4.47	0.50	0.84	0.74	1.59	1.49	0.75
W	0.26	0.01	0.23	0.33	0.12	0.97	0.00
Au	0.09	0.15	0.05	0.16	0.01	0.06	0.32
Pb	3.55	0.21	1.16	0.72	3.94	3.80	0.21
Th	3 667.64	87.27	98.14	449.39	200.96	2 255.63	176.11
U	1 978.96	126.64	150.00	588.17	388.08	1 351.25	205.99
Ce ⁴⁺ /Ce ³⁺	25.97	21.25	11.18	25.86	54.78	12.79	26.01
δEu	0.81	0.50	0.42	0.79	0.14	0.75	0.36
$t/^\circ\text{C}$	1 098.71	855.56	879.69	706.98	687.89	1 076.67	854.22

5 全岩地球化学特征

六合正长斑岩的 SiO_2 含量为 59.97% ~ 62.03%, TiO_2 含量为 0.70% ~ 0.75%, MgO 含量为 2.24% ~ 2.84%, K_2O 含量为 5.96% ~ 6.33%。Cr

含量为 64.05×10^{-6} ~ 70.45×10^{-6} , Ni 含量为 32.14×10^{-6} ~ 38.16×10^{-6} , La/Yb 值为 16.13 ~ 18.48, Dy/Yb 值为 1.87 ~ 2.05, δEu 为 0.97 ~ 1.00(表4)。正长斑岩为钾玄质岩浆岩(图6a),富集 Rb、Ba、Sr 等大离子亲石元素(LILE),亏损 Nb、Ta、Ti 等高场强元素(HFSE)(图6b),无 Eu 负异常(图6c)。

表4 六合正长斑岩全岩主量元素($w_B/\%$)和微量元素($w_B/10^{-6}$)分析数据
Table 4 Major ($w_B/\%$) and trace element ($w_B/10^{-6}$) content of Liuhe orthophyre

样号	LH14-02	LH14-03	LH14-04	LH14-05	LH14-06	LH14-07	LH14-11	LH14-39	LH14-40	LH14-42
SiO_2	60.78	61.55	61.73	62.03	60.18	59.97	60.13	60.35	60.14	61.69
TiO_2	0.70	0.70	0.71	0.73	0.72	0.72	0.75	0.70	0.71	0.70
Al_2O_3	14.75	15.25	15.09	14.73	14.67	14.74	14.69	14.52	14.52	14.91
Fe_2O_3	2.49	2.36	2.56	2.52	2.81	2.77	2.60	2.37	2.45	2.68
FeO	2.00	2.10	1.88	1.88	1.91	1.91	2.19	2.03	2.05	1.81
MnO	0.08	0.09	0.08	0.09	0.08	0.09	0.08	0.09	0.09	0.08
MgO	2.45	2.24	2.34	2.27	2.57	2.59	2.84	2.59	2.55	2.30
CaO	4.43	3.79	3.63	3.72	4.89	4.88	4.50	5.05	5.07	3.71
Na_2O	4.06	4.01	4.07	4.02	3.89	3.94	3.95	3.80	3.92	4.06
K_2O	5.99	5.96	6.09	6.33	6.20	6.22	6.28	6.27	6.32	6.18
P_2O_5	0.41	0.39	0.41	0.40	0.43	0.44	0.43	0.44	0.42	0.43
LOI	1.43	1.12	1.02	0.94	1.26	1.35	1.16	1.35	1.29	1.06
Li	27.41	26.61	27.85	27.44	28.31	29.57	26.87	26.80	26.13	27.18
Be	5.57	5.53	6.02	6.30	5.48	5.66	5.77	5.59	6.21	5.66
Sc	13.82	13.64	14.60	13.85	14.40	13.69	13.33	12.88	14.02	13.33
Ti	4 224.37	4 176.43	4 283.41	4 349.33	4 340.07	4 306.56	4 477.40	4 177.17	4 276.93	4 188.78
P	1 806.66	1 716.05	1 807.60	1 753.90	1 860.10	1 904.59	1 873.09	1 939.53	1 812.80	1 897.94
V	93.81	88.95	95.03	91.98	92.39	96.75	91.68	89.04	91.23	94.05
Cr	66.40	64.20	70.45	66.95	67.14	66.38	67.08	64.05	67.35	69.32
Co	14.55	13.54	14.78	14.80	14.42	14.99	13.55	13.64	13.89	14.30
Ni	34.78	32.44	36.47	38.16	33.30	33.91	32.29	32.14	35.26	35.38
Cu	6.21	11.51	4.28	3.99	13.17	13.45	14.92	14.38	5.12	6.04
S	61.20	34.80	40.20	40.80	56.40	43.70	35.50	24.80	43.10	44.10
Zn	44.78	52.84	49.96	45.82	53.33	53.18	50.78	46.16	48.48	46.40
Ga	17.68	18.39	17.94	17.41	16.79	17.53	17.50	17.09	17.46	18.05
Rb	187.12	202.30	190.89	188.83	185.58	193.65	202.42	196.96	185.04	195.22
Sr	573.22	857.51	604.53	597.52	547.38	571.86	798.78	774.73	593.00	586.02
Y	20.47	21.54	21.81	20.49	19.05	20.54	20.36	19.73	21.37	20.48
Zr	128.33	145.78	132.45	140.59	136.08	145.09	121.27	130.28	141.02	141.13
Nb	13.64	13.53	13.81	13.45	13.02	13.32	13.62	12.90	13.70	13.49
Cs	6.03	7.59	6.41	6.36	8.82	9.08	5.23	5.25	5.95	6.85
Ba	2 009.80	2 136.08	2 054.81	2 071.67	1 907.84	1 976.42	2 112.43	2 119.90	2 056.22	2 058.40
Hf	4.10	4.36	4.21	4.39	4.19	4.45	3.99	4.12	4.30	4.48
Ta	0.96	1.07	1.01	0.98	0.93	0.94	0.96	0.93	0.98	0.95
Pb	27.38	29.58	28.08	26.67	39.84	40.25	29.54	28.43	25.36	25.20
Th	8.41	8.16	8.64	8.93	8.16	8.66	8.34	8.47	8.40	8.65
U	2.30	2.35	2.29	2.36	2.46	2.58	2.25	2.29	2.26	2.31
Mo	0.52	0.57	0.51	0.50	0.71	0.68	0.60	0.59	0.52	0.47
Sn	1.27	1.14	1.45	1.17	1.11	1.18	1.04	1.03	1.11	1.13
Tl	0.91	1.02	0.96	0.96	1.02	1.07	1.00	1.00	0.92	0.95
La	28.01	30.28	31.14	33.16	26.25	28.30	28.84	27.83	30.05	29.67
Ce	56.93	59.52	58.69	57.02	54.02	58.81	59.33	57.39	56.94	59.74
Pr	6.60	6.83	6.86	6.59	6.22	6.77	6.79	6.57	6.76	6.79

续表 4

Continued Table 4

样号	LH14-02	LH14-03	LH14-04	LH14-05	LH14-06	LH14-07	LH14-11	LH14-39	LH14-40	LH14-42
Nd	25.31	26.92	25.97	25.25	23.64	25.22	25.40	25.03	25.97	25.36
Sm	5.84	6.02	6.08	5.80	5.46	5.89	5.94	5.75	5.95	5.91
Eu	1.71	1.82	1.79	1.73	1.63	1.74	1.76	1.73	1.77	1.77
Gd	4.69	4.82	4.95	4.72	4.41	4.74	4.79	4.63	4.86	4.75
Tb	0.64	0.66	0.67	0.64	0.59	0.64	0.64	0.62	0.65	0.64
Dy	3.40	3.49	3.53	3.35	3.14	3.39	3.35	3.25	3.42	3.34
Ho	0.66	0.68	0.69	0.66	0.61	0.66	0.65	0.63	0.67	0.65
Er	1.76	1.83	1.84	1.76	1.65	1.78	1.74	1.70	1.79	1.75
Tm	0.26	0.26	0.27	0.26	0.24	0.26	0.25	0.25	0.26	0.25
Yb	1.70	1.81	1.77	1.79	1.63	1.73	1.64	1.64	1.72	1.68
Lu	0.25	0.26	0.26	0.26	0.24	0.26	0.24	0.24	0.26	0.25
Sr/Y	28.01	39.81	27.71	29.17	28.73	27.84	39.24	39.27	27.74	28.61
La/Yb	16.48	16.69	17.58	18.48	16.13	16.36	17.63	17.00	17.52	17.64
Dy/Yb	2.00	1.92	1.99	1.87	1.93	1.96	2.05	1.99	1.99	1.99
ΣREE	137.75	144.10	142.52	137.97	129.73	140.19	141.35	137.25	141.06	142.55
δEu	0.97	1.00	0.97	0.98	0.98	0.97	0.97	0.99	0.98	0.99

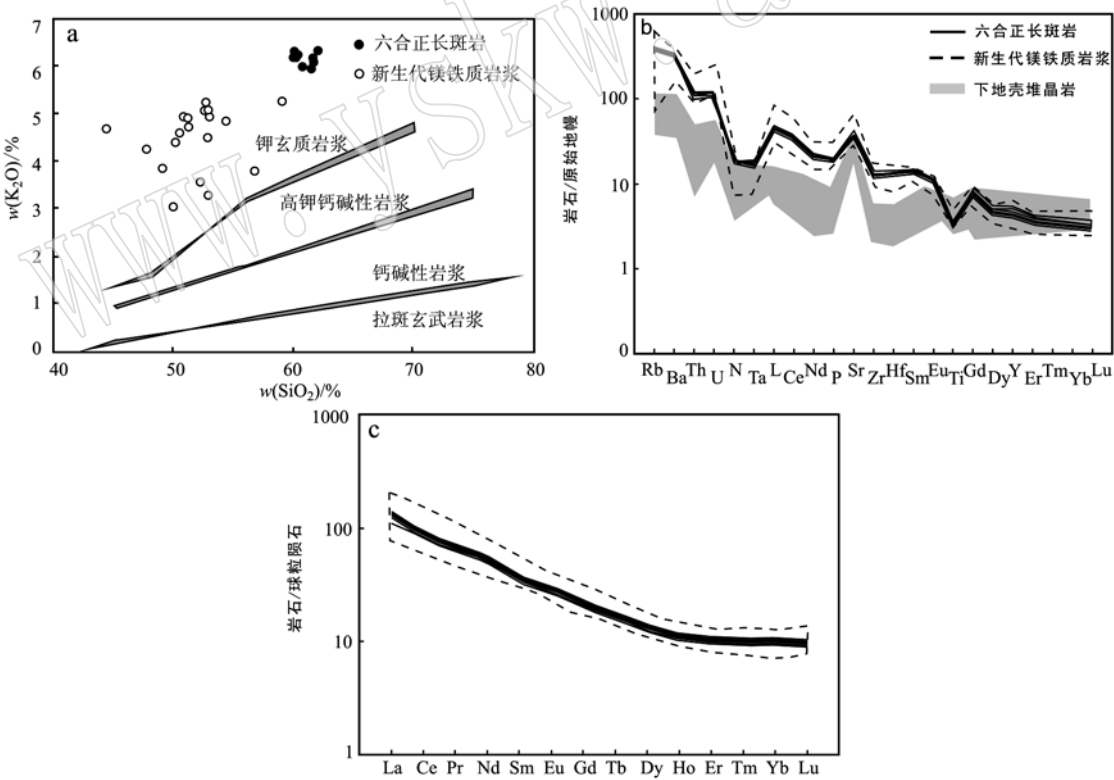


图 6 六合正长斑岩 K_2O-SiO_2 图解(a)、微量元素蛛网图(b)和稀土元素配分图(c)

Fig. 6 K_2O-SiO_2 diagram (a), trace element distribution patterns(b) and chondrite-normalized REE patterns(c) of Liuhe orthophyre

新生代镁铁质岩浆的地球化学数据引自 Huang 等(2010), 下地壳堆晶岩数据引自周晔等(2017)

Cenozoic mafic rock geochemical data after Huang *et al.*, 2010; lower-crustal cumulates geochemical data after Zhou Ye *et al.*, 2017

6 讨论

6.1 正长斑岩的含水量和氧逸度

角闪石和黑云母是六合正长斑岩中主要的富水矿物。根据岩相学观察已知六合正长斑岩的角闪石和黑云母呈斑晶产出,且部分正长石中包裹半自形角闪石(图2b),说明角闪石结晶早于正长石,为岩浆早阶段结晶的产物。而角闪石的结晶温度和压力高于黑云母,且黑云母与正长石平衡共生,故黑云母结晶晚于角闪石。由于MREE对角闪石的分配系数高于HREE,而HREE对石榴石的分配系数高于角闪石,故岩浆分异过程中,石榴石的分离结晶会使全

岩La/Yb、Dy/Yb值明显升高,而角闪石的分离结晶则使全岩La/Yb值缓慢升高、Dy/Yb值下降(Davidson *et al.*, 2007)。六合正长斑岩全岩的La/Yb值与SiO₂含量成正相关,Dy/Yb值与SiO₂含量成负相关(图7),说明六合岩浆演化过程中分离结晶大量角闪石。此外,六合斑岩源自古老富集地幔(Lu *et al.*, 2013b),继承了富集地幔含水量高的特征(Kay and Mpodozis, 2001)。高含水量可抑制斜长石的结晶(Wang *et al.*, 2014a),导致正长斑岩的熔体没有大量斜长石分离结晶。以上特征说明来自古老富集地幔的六合正长斑岩的水含量高,早期能够分离结晶大量角闪石,同时抑制斜长石的分离结晶。

六合正长斑岩中黑云母结晶时的岩浆氧逸度

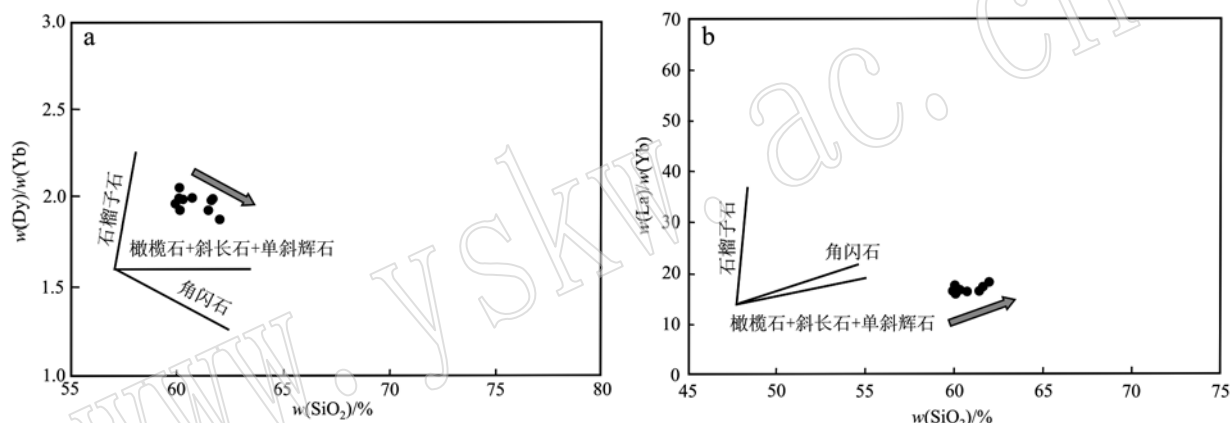


图7 全岩Dy/Yb-SiO₂图解(a)和La/Yb-SiO₂图解(b)(引自Davidson等, 2007)

Fig. 7 Dy/Yb-SiO₂(a) and La/Yb-SiO₂(b) diagrams of whole-rock (after Davidson *et al.*, 2007)

(log f_{O_2})为-17~-15(表1)。而角闪石结晶时的岩浆氧逸度(ΔFMQ)为+1.12~+1.27(表2)。锆石的Ce⁴⁺/Ce³⁺=11.18~54.78, δEu =0.14~0.81(表3)。高氧逸度可使得硫化物分解,但硫化物(S²⁻)分解成为硫酸盐(SO₄²⁻)的氧逸度临界值始终众说纷纭。Luhre(1990)提出硫化物在 $\Delta FMQ < 0$ 时处于稳定状态,当 $\Delta FMQ > 2$ 时,不仅增强了S在岩浆中的溶解度(Brandon and Draper, 1996; Jugo *et al.*, 2005),并促使S以SO₄²⁻形式存在(Carroll and Rutherford, 1985; Sun *et al.*, 2004; Jugo, 2009)。Sun等(2015)认为斑岩型矿床的岩浆氧逸度(ΔFMQ)大于2。在冈底斯成矿带,古新世至中新世的不含矿岩浆的氧逸度低($\Delta FMQ < 1$, Ce⁴⁺/Ce³⁺=25~66),含矿岩浆的氧逸度高($\Delta FMQ > 1.5$, Ce⁴⁺/Ce³⁺=32~141)(Wang *et al.*, 2014b);马厂箐斑岩型Cu-Mo矿床成矿岩浆的锆石Ce⁴⁺/Ce³⁺=

60~595(平均值为264),黑云母的氧逸度(log f_{O_2})为-14~-12(沈阳等,2018);北衙斑岩型Au-Cu矿床成矿岩浆的锆石Ce⁴⁺/Ce³⁺平均值为80(Gao *et al.*, 2017)。六合正长斑岩中角闪石、黑云母的氧逸度和锆石的Ce⁴⁺/Ce³⁺值均低于上述成矿岩浆中对应矿物的临界值,说明六合岩浆的氧逸度较低。

岩浆的水含量常与氧逸度呈正相关(Kelley and Cottrell, 2009),然而,六合正长斑岩的原生岩浆为弱氧化性、高含水量的熔体。可使岩浆的水含量不与氧逸度呈正相关的机制有两种:一种是还原性大洋岩石圈俯冲产生的脱水流体携带还原性物质进入大陆岩石圈地幔(Richards and Sengor, 2017);另一种是弧岩浆与还原性岩石圈发生物质交换后形成还原性熔体(Richards and Sengor, 2017)。前人研究成果显示,沿新特提斯洋缝合带发育众多大型斑岩型Cu-Au-Mo矿床(Richard, 2015),但古特提斯洋缝合带则

鲜有矿床发育(Richards and Sengor, 2017),说明古特提斯洋岩石圈俯冲扬子克拉通西缘时产生的还原性脱水流体交代上覆岩石圈地幔并形成了还原性弧岩浆,或是氧化性弧岩浆与还原性岩石圈发生物质交换(Richards and Sengor, 2017)。研究区自中生代后就处陆内活动阶段,无板块俯冲作用形成弧岩浆,可排除弧岩浆与还原性岩石圈作用的可能,因此导致六合岩浆出现弱氧化性和高含水量特征的机制是古特提斯还原性大洋岩石圈俯冲产生的脱水流体携带还原性物质进入了扬子克拉通西缘的大陆岩石圈地幔。

6.2 正长斑岩的成矿性

在后碰撞环境下,斑岩型矿床的成矿岩浆为富水、高氧逸度、富金属的高钾钙碱性岩浆(Richards, 2009; He *et al.*, 2016)。因为岩浆的氧逸度、含水量对于金属元素的活化至关重要(Wang *et al.*, 2014a, 2014b; Yang *et al.*, 2015; Hou *et al.*, 2015a, 2015b)。岩浆的初始水含量越高,岩浆越容易达到水饱和(Robb, 2005)。当熔体中水含量大于溶解度时,可使得熔体中的水流体饱和,发生流体的出溶,使得不相容金属元素(如 Cu、Au、Mo)优先向流体分配(张德会等, 2001),起到富集金属的作用(Robb, 2005),侵位至地壳浅部(4~6 km)后产生充足的含矿流体(Richards, 2003)。而岩浆的氧逸度对硫元素、亲铜元素、亲铁元素在熔体中的赋存状态和溶解度也至关重要(Richards, 2003, 2009, 2011; Wang *et al.*, 2014b)。亲铜元素(Cu、Au)对于硫化物(S^{2-})是极相容元素($D_{Cu} = 10^3$, $D_{Au} = 10^5$)(Richards, 2009),而高的氧逸度岩浆可使得硫化物(S^{2-})分解成为硫酸盐(SO_4^{2-}),大量的亲铜元素(Cu、Au)进入熔体从而形成含矿岩浆(Sun *et al.*, 2015)。

六合正长斑岩的岩浆锆石 $\epsilon_{Hf}(t) = -1.67 \sim +5.44$ (Hou *et al.*, 2017),显示六合熔体由亏损和富集两个物质端员的混合而成。六合岩浆源自富集地幔[$\epsilon_{Hf}(t) = -36 \sim -12$](Griffin *et al.*, 2000; Lu *et al.*, 2013b),其亏损端员则来自新元古代的新生下地壳[$\epsilon_{Hf}(t) = +1.7 \sim +14.77$](周晔等, 2017; Hou *et al.*, 2017)。六合正长斑岩的原生岩浆含水量高(>4%),但并非岩浆的水含量越高越有利于成矿。高水含量意味着低固相点,会使岩浆容易在较深的地壳中就发生固结(Robb, 2005),导致水从岩浆中出溶时几乎没有能量形成裂隙,流体很难发生对金属富集有重要影响的不混溶作用,形成

无矿岩浆(张德会, 2015)。通过对黑云母和角闪石的研究,六合侵入岩的侵入深度为 5.9~4.2 km,与斑岩型矿床侵入体的深度相当(4~6 km),说明六合原生岩浆的含水量、侵位深度符合含矿岩浆的要求,则其成矿与否关键在于岩浆氧逸度。六合正长斑岩的角闪石和锆石为早期结晶矿物,其氧逸度可代表岩浆早期的氧化条件。前文显示六合的氧逸度低于含矿岩浆的要求,无法使得新生下地壳中硫化物分解活化,故六合正长斑岩不具有形成斑岩型矿床的潜力。

7 结论

(1) 六合正长斑岩中黑云母,其为岩浆原生镁质黑云母,其氧逸度($\log f_{O_2}$)为 $-17 \sim -15$,结晶温度为 615~669℃,结晶压力为 103~165 MPa,结晶深度 4.2 km。角闪石为浅闪石质-韭闪石质角闪石,其氧逸度(ΔFMQ)为 $+1.12 \sim +1.27$,结晶温度为 834~868℃,结晶压力为 158~191 MPa,结晶深度 5.9 km。岩浆含水量为 5.66%~6.41%。岩浆锆石的结晶温度为 687.89~1 098℃, $Ce^{4+}/Ce^{3+} = 11.18 \sim 54.78$ 。这些特征表明六合正长斑岩的原生岩浆为含水量高、氧逸度低的熔体,侵位深度 5.9~4.2 km。

(2) 古特提斯还原性大洋岩石圈俯冲产生的脱水流体携带还原性物质进入扬子克拉通西缘的大陆岩石圈地幔使得新生代的六合岩浆成为高含水量、低氧逸度熔体。其含水量、侵位深度符合含矿岩浆的要求,但氧逸度低于含矿岩浆的临界值,不具备形成斑岩型矿床的潜力。

References

- Ballard J R, Palin J M, Campbell I H, *et al.* 2002. Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: Application to porphyry copper deposits of northern Chile[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144 (3): 347~364.
- Bao Xinshang, He Wenyan, Gao Xue, *et al.* 2017. The Beiya gold deposit: Constraint from water-rich magmas to mineralization[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 33(7): 2 175~2 188 (in Chinese with English abstract).
- Brandon A D and Draper D S. 1996. Constraints on the origin of the oxi-

- duction state of mantle overlying subduction zones: An example from Simcoe, Washington, USA[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(10): 1 739 ~ 1 749.
- Burnham A D and Berry A J. 2012. An experimental study of trace element partitioning between zircon and melt as a function of oxygen fugacity[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 95: 196 ~ 212.
- Carroll M R and Rutherford M J. 1985. Sulfide and sulfate saturation in hydrous silicate melts[J]. *Journal of Geophysical Research*, 90 (S02): C601 ~ C612.
- Chung S L, Lee T Y, Lo C H, *et al.* 1997. Intraplate extension prior to continental extrusion along the Ailaoshan-Red River shear zone[J]. *Geology*, 25: 311 ~ 314.
- Chung S L, Lo C H, Lee T Y, *et al.* 1998. Diachronous uplift of the Tibetan plateau starting 40 Myr ago[J]. *Nature*, 394: 769 ~ 773.
- Davidson J, Turner S, Handley H, *et al.* 2007. Amphibole "sponge" in arc crust? [J]. *Geology*, 35 (9): 787 ~ 781.
- Deng J, Wang Q F, Li G J, *et al.* 2014. Cenozoic tectono - magmatic and metallogenic processes in the Sanjiang region, southwestern China [J]. *Earth-Science Reviews*, 138: 268 ~ 299.
- Deng Jun, Yang Liqiang, Ge Liangsheng, *et al.* 2010. Character and post-ore changes, modifications and preservation of Cenozoic alkali - rich porphyry gold metallogenic system in western Yunnan, China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 26(6): 1 633 ~ 1 645 (in Chinese with English abstract).
- Ferry J M and Watson E B. 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154: 429 ~ 437.
- Gao X Q, He W Y, Gao X, *et al.* 2017. Constraints of magmatic oxidation state on mineralization in the Beiya alkali-rich porphyry gold deposit, western Yunnan, China[J]. *Solid Earth Sciences*, 2(3): 65 ~ 78.
- Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, *et al.* 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64: 133 ~ 147.
- Grove T L, Elkins-Tanton L T, Parman S W, *et al.* 2003. Fractional crystallization and mantle melting controls on calcalkaline differentiation trends[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145: 515 ~ 533.
- Guo Yaoyu, He Wenyan, Li Zaichun, *et al.* 2015. Petrogenesis of Ge'erkuohe porphyry granitoid, western Qinling: Constraints from mineral chemical characteristics of biotites[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 31(11): 3 380 ~ 3 390 (in Chinese with English abstract).
- Guo Z F, Hertogen J A N, Liu J Q, *et al.* 2005. Potassic magmatism in western Sichuan and Yunnan provinces, SE Tibet, China: Petrological and geochemical constraints on petrogenesis[J]. *Journal of Petrology*, 46(1): 33 ~ 78.
- He W Y, Mo X X, Yang L Q, *et al.* 2016. Origin of the Eocene porphyries and mafic microgranular enclaves from the Beiya porphyry Au polymetallic deposit, western Yunnan, China: Implications for magma mixing/mingling and mineralization[J]. *Gondwana Research*, 40: 230 ~ 248.
- Henry D J, Guidotti C V, Thomson J A, *et al.* 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implication for geothermometry and Ti-substitution mechanisms[J]. *American Mineralogist*, 90(2 ~ 3): 316 ~ 328.
- Hou Z Q, Duan L F, Lu Y J, *et al.* 2015a. Lithospheric architectures of the Lhasa Terrane and its control on ore deposits in Himalayan-Tibetan orogen[J]. *Economic Geology*, 110: 1 541 ~ 1 575.
- Hou Z Q, Ma H W, Zhai W K, *et al.* 2003. The Yulong porphyry copper belt: Product of large-scale strike-slip faulting in Eastern Tibet[J]. *Economic Geology*, 98: 125 ~ 145.
- Hou Zengqian, Pan Guitang, Wang Anjian, *et al.* 2006. Metallogenesis in Tibetan collisional orogenic belt: II Mineralization in late-collisional tectonic setting[J]. *Mineral Deposits*, 25(5): 521 ~ 543 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Yang Z M, Lu Y J, *et al.* 2015b. A genetic linkage between subduction- and collision-related porphyry Cu deposits in continental collision zones[J]. *Geology*, 43: 247 ~ 250.
- Hou Z Q and Zhang H R. 2015c. Geodynamics and metallogeny of the eastern Tethyan metallogenic domain[J]. *Ore Geology Reviews*, 70: 346 ~ 384.
- Hou Zengqian, Zheng Yuanchuan, Geng Yuansheng, *et al.* 2015. Metallic refertilization of lithosphere along cratonic edges and its control on Au, Mo and REE ore systems[J]. *Mineral Deposits*, 34(4): 671 ~ 674 (in Chinese with English abstract).
- Hou Zengqian, Zhong Dalai, Deng Wanming, *et al.* 2004. A tectonic model for porphyry copper-molybdenum-gold metallogenic belts on the eastern margin of the Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Geology in China*, 31 (1): 1 ~ 14 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z, Zhou Y, Wang R, *et al.* 2017. Recycling of metal-fertilized lower continental crust: Origin of non-arc Au-rich porphyry deposits at cratonic edges[J]. *Geology*, 45(7): 563 ~ 566.
- Hu Mingyue, He Hongliao, Zhan Xiuchun, *et al.* 2008. Matrix normalization for In-situ multi-element quantitative analysis of zircon in laser Ablation-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry[J]. *Chinese*

- Journal of Analytical Chemistry, 36(7): 947 ~ 953 (in Chinese with English abstract).
- Huang X L, Niu Y L, Xu Y G, *et al.* 2010. Mineralogical and geochemical constraints on the petrogenesis of post-collisional potassic and ultrapotassic rocks from western Yunnan, SW China[J]. *Journal of Petrology*, 51 (8): 1 617 ~ 1654.
- Jugo P J. 2009. Sulfur content at sulfide saturation in oxidized magmas [J]. *Geology*, 37(5): 415 ~ 418.
- Jugo P J, Luth R W, Richards J P, *et al.* 2005. Experimental data on the speciation of sulfur as a function of oxygen fugacity in basaltic melts [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(2): 497 ~ 503.
- Kay S M and Mpodozis C. 2001. Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust [J]. *GSA Today*, 11: 4 ~ 9.
- Kelley K A and Cottrell E. 2001. Water and the oxidation state of subduction zone magmas [J]. *Science*, 325(5 940): 605 ~ 607.
- Leak B E, Woolley A R, Arps C E S, *et al.* 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names [J]. *The Canadian Mineralogist*, 35: 219 ~ 246.
- Liu Y, Chen Z, Sun Z Y, *et al.* 2015. Mineralogical and geochemical studies of brecciated ores in the Dalucao REE deposit, Sichuan Province, southwestern China [J]. *Ore Geology Reviews*, 70: 613 ~ 636.
- Lu Y J, Kerrich R, Kemp A I S, *et al.* 2013a. Intracontinental Eocene-Oligocene porphyry Cu mineral systems of Yunnan, Western Yangtze Craton, China: Compositional characteristics, sources, and implications for continental collision metallogeny [J]. *Economic Geology*, 108 (7): 1 541 ~ 1 576.
- Lu Y J, Kerrich R, McCuaig T C, *et al.* 2013b. Geochemical, Sr-Nd-Pb, and zircon Hf-O isotopic compositions of Eocene-Oligocene shoshonitic and potassic adakite-like felsic intrusions in western Yunnan, SW China: Petrogenesis and tectonic implications [J]. *Journal of Petrology*, 54 (7): 1 309 ~ 1 348.
- Lu Y J, McCuaig T C, Li Z X, *et al.* 2015. Paleogene post-collisional lamprophyres in western Yunnan, western Yangtze Craton: Mantle source and tectonic implications [J]. *Lithos*, 233: 139 ~ 161.
- Luhr J F. 1990. Experimental phase relations of water- and sulfur-saturated arc magmas and the 1982 eruptions of El Chichón volcano [J]. *Journal of Petrology*, 31(5): 1 071 ~ 1 114.
- Mo Xuanxue and Pan Guitang. 2006. From the Tethys to the formation of the Qinghai-Tibet Plateau: Constrained by tectono-magmatic events [J]. *Earth Science Frontiers*, 13(6): 43 ~ 51 (in Chinese with English abstract).
- Richards J P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation [J]. *Economic Geology*, 98: 1 515 ~ 1 533.
- Richards J P. 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere [J]. *Geology*, 37 (3): 247 ~ 250.
- Richards J P. 2011. Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins [J]. *Ore Geology Reviews*, 40 (1): 1 ~ 26.
- Richards J P. 2015. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision [J]. *Ore Geology Reviews*, 70: 323 ~ 345.
- Richards J P and Şengör A M C. 2017. Did Paleo-Tethyan anoxia kill arc magma fertility for porphyry copper formation? [J]. *Geology*, 45 (7): 591 ~ 594.
- Ridolfi F, Renzulli A, Puerini M, *et al.* 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: An overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160 (1): 45 ~ 66.
- Robb L. 2005. Introduction to Ore-Forming Processes [M]. Oxford: Blackwell Publishing, 1 ~ 386.
- Shen Yang, Zheng Yuanchuan, Ma Rui, *et al.* 2018. Mineralogical characteristics of hornblendes and biotites in ore-forming porphyry from Machangqing Cu-Mo deposit and their significances [J]. *Mineral Deposits* (in press) (in Chinese with English abstract).
- Sisson T W and Grove T L. 1993. Temperature and H₂O contents of low MgO high-alumina basalts [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113: 167 ~ 184.
- Sun W D, Arculus J R, Kamenetsky S V, *et al.* 2004. Release of gold-bearing fluids in convergent margin magmas prompted by magnetite crystallization [J]. *Nature*, 431(7 011): 975 ~ 978.
- Sun W D, Huang R F, Li H, *et al.* 2015. Porphyry deposits and oxidized magmas [J]. *Ore Geology Reviews*, 65: 97 ~ 131.
- Trail D, Watson E B, Tailby N D, *et al.* 2011. The oxidation state of Hadean magmas and implications for early Earth's atmosphere [J]. *Nature*, 480: 79 ~ 82.
- Turner S, Arnaud N, Liu J, *et al.* 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts [J]. *Journal of Petrology*, 37(1): 45 ~ 71.
- Uchida E, Endo S, Makino M, *et al.* 2007. Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits [J]. *Resource Geology*, 57(1): 47 ~ 56.
- Wang J H, Yin A, Hamson T M, *et al.* 2001. A tectonic model for Cenozoic

- zoic igneous activities in the eastern Indo-Asian collision zone[J]. Earth and Planetary Science Letters, 188(1):123 ~ 133.
- Wang R, Richards J P, Hou Z Q, *et al.* 2014a. Increased magmatic water content-The key to Oligo-Miocene porphyry Cu-Mo +/- Au formation in the eastern Gangdese Belt, Tibet[J]. Economic Geology, 109 (5): 1 315 ~ 1 339.
- Wang R, Richards J P, Hou Z Q, *et al.* 2014b. Increasing magmatic oxidation state from Paleocene to Miocene in the eastern Gangdese Belt, Tibet: Implication for collision-related porphyry Cu-Mo +/- Au mineralization[J]. Economic Geology, 109 (7): 1 943 ~ 1 965.
- Wones D R and Eugster H P. 1965. Stability of biotite: Experiment, theory, and application[J]. The American Mineralogist, 50: 1 228 ~ 1 272.
- Yang Z M, Lu Y J, Hou Z Q, *et al.* 2015. High-Mg diorite from Qulong in southern Tibet: Implications for the genesis of adakite-like intrusions and associated porphyry Cu deposits in collisional orogens[J]. Journal of Petrology, 56: 227 ~ 254.
- Yin A and Harrison T M, *et al.* 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogeny[A]. Jeanloz R, Albee A L and Burke K C[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 28: 211 ~ 280.
- Zhang Dehui, Zhang Wenhui, Xu Guojian, *et al.* 2001. Exsolution and evolution of magmatic hydrothermal fluids and their constraints on the porphyry ore-forming system[J]. Earth Science Frontiers, 8(3): 193 ~ 202(in Chinese with English abstract).
- Zhang Yuquan, Xie Yingwen, Tu Guangzhi, *et al.* 1987. Preliminary studies of the alkali-rich intrusive rocks in the Ailaoshan-Jinshajiang belt and their bearing on rift tectonics[J]. Acta Petrologica Sinica, 1: 17 ~ 26(in Chinese with English abstract).
- Zhao Xin, Mo Xuanxue, Yu Xuhui, *et al.* 2003. Mineralogical characteristics and petrogenesis of deep-derived xenoliths in Cenozoic syenite-porphyry in Liuhe, western Yunnan Province[J]. Earth Science Frontiers, 10(3): 93 ~ 104(in Chinese with English abstract).
- Zheng Qiaoreng. 1983. Calculation of the Fe^{3+} and Fe^{2+} contents in silicate and Ti-Fe oxide minerals from EPMA data[J]. Acta Mineralogica Sinica, 1: 55 ~ 62 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Ye, Hou Zengqian, Zheng Yuanchuan, *et al.* 2017. Granulite xenoliths in Liuhe area: Evidence for composition and genetic mechanism of the lower crust from the Neoproterozoic to Cenozoic[J]. Acta Petrologica Sinica, 33(7): 2 143 ~ 2 160(in Chinese with English abstract).
- ### 附中文参考文献
- 鲍新尚, 和文言, 高 雪, 等. 2017. 滇西北衙金矿床富水岩浆对成矿的制约[J]. 岩石学报, 33(7): 2 175 ~ 2 188.
- 邓 军, 杨立强, 葛良胜, 等. 2010. 滇西富碱斑岩型金成矿系统特征与变化保存[J]. 岩石学报, 26(6): 1 633 ~ 1 645.
- 郭耀宇, 和文言, 李在春, 等. 2015. 西秦岭格尔括合花岗闪长斑岩岩石成因: 黑云母矿物学特征约束[J]. 岩石学报, 31(11): 3 380 ~ 3 390.
- 侯增谦, 潘桂棠, 王安建, 等. 2006. 青藏高原碰撞造山带: II. 晚碰撞转换成矿作用[J]. 矿床地质, 25(5): 521 ~ 543.
- 侯增谦, 郑远川, 耿元生, 等. 2015. 克拉通边缘岩石圈金属再富集与金-钼-稀土元素成矿作用[J]. 矿床地质, 34(4): 671 ~ 674.
- 侯增谦, 钟大赉, 邓万明, 等. 2004. 青藏高原东缘斑岩铜钼金成矿带的构造模式[J]. 中国地质, 31(1): 1 ~ 14.
- 胡明月, 何红蓼, 詹秀春, 等. 2008. 基体归一化技术在激光烧蚀等离子体质谱法锆石原位多元素分析中的应用[J]. 分析化学研究报告, 36(7): 947 ~ 953.
- 莫宣学, 潘桂棠, 等. 2006. 从特提斯到青藏高原形成: 构造-岩浆事件的约束[J]. 地学前缘, 13(6): 43 ~ 51.
- 沈 阳, 郑远川, 马 睿, 等. 2018. 云南马厂箐斑岩矿床成矿岩体内角闪石和黑云母矿物学特征及其指示意义[J]. 矿床地质(待刊).
- 张德会, 张文淮, 许国建. 2001. 岩浆热液出溶和演化对斑岩成矿系统金属成矿的制约[J]. 地学前缘, 8(3): 193 ~ 202.
- 张玉泉, 谢应雯, 涂光炽, 等. 1987. 哀牢山-金沙江富碱侵入岩及其与裂谷构造关系初步研究[J]. 岩石学报, 4(1): 17 ~ 25.
- 赵 欣, 莫宣学, 喻学惠, 等. 2003. 滇西六合地区新生代正长斑岩中深源包体的矿物学特征与成因意义[J]. 地学前缘, 10(3): 93 ~ 104.
- 郑巧荣. 1983. 由电子探针分析值计算 Fe^{3+} 和 Fe^{2+} [J]. 矿物学报, 1: 55 ~ 62.
- 周 晔, 侯增谦, 郑远川, 等. 2017. 六合地区新元古代-新生代下地壳的成分与形成机制: 来自麻粒岩包体的证据[J]. 岩石学报, 33(7): 2 143 ~ 2 160.