

斑岩型 Cu±Mo±Au 矿床的勘查标志： 岩石化学和矿物化学指标

冷成彪^{1,2,3)}, 陈喜连^{1,2)}, 张静静²⁾, 马晓花²⁾, 田丰³⁾, 郭剑衡³⁾, 张乐骏⁴⁾

1) 东华理工大学, 核资源与环境国家重点实验室, 南昌, 330013;

2) 东华理工大学地球科学学院, 南昌, 330013;

3) 中国科学院地球化学研究所, 矿床地球化学国家重点实验室, 贵阳, 550018;

4) Centre for Ore Deposit and Earth Sciences (CODES), University of Tasmania, Hobart 7001, Australia

内容提要:斑岩型矿床作为全球 Cu、Mo 等金属的主要来源, 蕴藏着巨大的经济价值, 一直是矿业公司的重点勘查目标。本文从岩石化学和矿物化学两方面, 综述了有关斑岩矿床成矿潜力评价与矿体定位方面的研究进展, 总结了相应的勘查指标, 以期促进该类矿床的找矿突破。研究证实, 成矿岩体一般为富 H₂O、高氧逸度的浅成中酸性斑岩体, 发育角闪石-磁铁矿-榍石等矿物组合, 显示埃达克(质)岩的地球化学性质(如高 Sr、低 Y 和 Yb、Eu 异常不明显等)。斑岩体 Al₂O₃/TiO₂、Sr/Y、La/Yb、V/Sc 和 Sr/MnO 等比值可以用来反映其成矿潜力。黑云母中 Cu 的含量、Cl/F 比值以及特殊结构的石英(如 UST、石英眼)等也可作为成矿潜力评价的重要指标。近年来, 锆石、磷灰石和榍石等副矿物的化学组成被广泛用来评价岩浆的温度、压力、氧逸度以及 H₂O 含量, 进而反映其成矿潜力。此外, 某些岩石化学和矿物化学参数还是岩浆成矿专属性的灵敏指标。斑岩矿床独特的蚀变-矿化-元素分带模式是找矿勘查的基本准则。针对不同蚀变带发育的特征矿物(如钾化带的金红石、青磐岩化带的绿泥石和绿帘石、绢英岩化带的绢云母等)开展原位微区成分分析和(或)短波红外光谱分析, 不仅能够明确勘查方向, 还有助于确定主矿体的位置。鉴于不同矿区成矿母岩的成分、侵位深度、围岩性质、蚀变分带模式等可能均存在明显差异, 因此在找矿实践中应综合考虑各项找矿指标, 进而提升发现新矿产的能力和效率。

关键词:斑岩矿床; 找矿勘查; 成矿潜力; 岩石地球化学; 矿物化学

斑岩型矿床指的是与浅成—超浅成中酸性斑(玢)岩体具有密切的时空及成因联系的一类岩浆-热液矿床。该类矿床虽然品位相对较低(如 Cu < 1%、Mo < 0.1%、Au < 0.1 g/t), 但是其矿化均匀、矿石量巨大(0.1~20 Gt)、且矿体埋藏浅(1~3 km), 适宜大规模露天开采(John and Taylor, 2016)。据统计, 全球约 75% 的 Cu、95% 的 Mo、80% 的 Re、20% 的 Au 以及几乎所有的 Se 和 Te 等关键金属, 均来自于斑岩矿床的开发和利用(Sillitoe, 2010; John and Taylor, 2016)。巨大的经济价值使得该类矿床长期受到学术界的青睐, 同时亦是矿业公司的主要勘查目标。

近年来, 随着找矿勘查工作的不断深入, 出露于地表的斑岩矿(化)体可能基本均已被发现, 因此目前找矿勘查将主要聚焦于隐伏在地表之下的深部盲矿体。传统的地球化学勘探方法针对盲矿体的探测效果十分有限, 这是因为原生的地球化学异常晕可能由于遭受表生作用或地表起伏的影响而发生掩盖、破坏或者位置偏移。鉴于此, 前人另辟蹊径, 将目标聚焦于抗风化能力较强的副矿物(如锆石、磷灰石等), 采用激光剥蚀电感耦合等离子质谱(LA-ICP-MS)等先进的微区分析技术, 并结合短波红外光谱分析技术(SWIR), 针对这些单矿物开展了广泛而深入的研究, 总结了相应的勘查指标(Chang et

注: 本文为国家自然科学基金项目(编号 41673051、42022021)、江西省双一流学科建设专项(编号 2400100017)、江西省“双千计划”项目、东华理工大学科研启动基金(编号 DHBK2019317)、矿床地球化学国家重点实验室开放基金(编号 201808)资助成果。

收稿日期: 2020-05-28; 改回日期: 2020-09-09; 网络发表日期: 2020-10-11; 责任编辑: 范宏瑞; 责任编辑: 周健。

作者简介: 冷成彪, 男, 1982 年生。教授, 从事矿床地球化学方面的科研与教学工作。Email: lcb8207@163.com。

引用本文:冷成彪, 陈喜连, 张静静, 马晓花, 田丰, 郭剑衡, 张乐骏. 2020. 斑岩型 Cu±Mo±Au 矿床的勘查标志: 岩石化学和矿物化学指标. 地质学报, 94(11): 3189~3212, doi: 10.19762/j.cnki.dizhixuebao.2020200.

Leng Chengbiao, Chen Xilian, Zhang Jingjing, Ma Xiaohua, Tian Feng, Guo Jianheng, Zhang Lejun. 2020. Lithogeochemical and mineral chemical footprints of porphyry Cu±Mo±Au deposits: a review. Acta Geologica Sinica, 94(11): 3189~3212.

al., 2011; Cooke et al., 2014, 2017, 2020a; Wilkinson et al., 2015), 并成功应用于指导找矿 (Cooke et al., 2020b)。

关于矿物化学指标在斑岩矿床找矿勘查中的应用, 前人已做过系统总结 (详见 Cooke et al., 2017, 2020a; Zhang Lejun et al., 2017), 本文将在在此基础上, 结合岩石化学指标在斑岩矿床找矿勘查中的应用进展, 向读者介绍国际上新兴的找矿思路、勘查询念以及相应的技术手段, 以期为我国斑岩矿床的勘查提供参考信息。

1 斑岩成矿潜力评价的岩石化学和矿物化学指标

全球绝大多数斑岩矿床主要分布在环太平洋成矿域 (Corbett and Leach, 1998; Sillitoe, 2010; Richards, 2013), 其形成与洋壳俯冲有关的弧岩浆作用及其派生的热液活动密切相关 (Sillitoe, 1972; Richards, 2003)。然而, 并非所有的弧岩浆体系都伴有斑岩矿床的产出, 因此如何鉴别含矿岩体 (成矿岩体) 的物理化学特性并有效区分含矿岩体与不含矿岩体, 成为矿床学经久不衰的研究课题 (Baldwin and Pearce, 1982; Qin Kezhang et al., 1990; Qin Kezhang and Wang Zhitian, 1993; Richards, 2011; Loucks, 2014; Wells et al., 2020)。前人针对斑岩成矿潜力 (magma fertility) 开展了大量研究, 并建立了诸多岩石化学 (表 1) 和矿物化学 (表 2) 指标 (如 Williams and Cesbron, 1977; Feiss, 1978; Mason and Feiss, 1979; Rui Zongyao et al., 1984; Lang et al., 1998; Cao et al., 2012; Loucks, 2014; Cooke et al., 2014, 2017, 2020a, 2020b; Wilkinson et al., 2015; Bouzari et al., 2016; Lu et al., 2016; Mao et al., 2016; Zhang Lejun et al., 2017; Zhao Zhenhua et al., 2019; Porter et al., 2020)。

1.1 岩石化学指标

Feiss (1978) 基于岩浆配位场理论, 分析了含矿岩体与非含矿岩体的岩石化学特征, 发现前者 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$ 比值明显高于后者。这是因为 Cu 在岩浆结晶过程中倾向于富集在八面体位置, 而熔体中 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$ 比值的增高将导致八面体位置的增加, 从而利于 Cu 富集于残余熔体中。随后, Mason and Feiss (1979) 对这一指标进行了验证, 他们发现西南太平洋含矿斑岩的 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$ 比值略高于非含

矿斑岩, 但是重叠度较大。Loucks (2014) 通过对全球 135 个主要斑岩矿床含矿岩体的数据汇总, 发现含矿岩体一般更富 Al_2O_3 、Sr 和 V, 而亏损 Sc 和 Y (图 1a, b)。究其原因可能在于岩浆中较高的 H_2O 含量 ($>4\%$), 不仅在一定程度上抑制了斜长石和钛铁矿的结晶分异, 同时还促进了角闪石的结晶分异。

Baldwin and Pearce (1982) 详细对比了安第斯成矿带的 100 余件斑岩样品, 发现含矿斑岩与非含矿斑岩相比明显亏损 Y、Mn、Th 和重稀土元素 (图 1c), 其中 Y 的亏损可能为角闪石的结晶分异所致, 而 MnO 亏损的原因尚不完全清楚, 推测可能与岩浆中富 Mn 流体的脱气有关 (Baldwin and Pearce, 1982)。最近, 有学者提出 Sr/Y-Sr/MnO (图 1d; Ahmed et al., 2020)、Zr-Y (Wells et al., 2020) 能有效区分含矿与非含矿岩体。

此外, 含矿斑岩通常显示埃达克质岩的地球化学亲和性 (图 1e, f) (Thieblemant et al., 1997; Sajona and Maury, 1998; Oyarzun et al., 2001; Zhang Qi et al., 2002; Hou et al., 2004; Richards and Kerrich, 2007; Leng Chengbiao et al., 2007; Sun Weidong et al., 2010; Richards, 2011; Chiaradia et al., 2012)。对此, 有学者提出通过洋脊俯冲产生的板片熔体 (埃达克岩), 由于其高温、高压、高氧逸度、且富 H_2O 和 Cu 的特征, 因而可能利于斑岩矿床的形成 (Oyarzun et al., 2001; Mungall, 2002; Sun Weidong et al., 2010)。这是因为在高氧逸度条件下, S 主要以 S^{6+} 的形式存在, 抑制了硫化物的饱和熔离作用。在硫化物不饱和的情况下, Cu、Au 等成矿元素能够在岩浆演化的晚期得以富集, 并最终形成矿床 (Mungall, 2002; Leng et al., 2018)。

然而, 由于埃达克岩的形成条件非常苛刻, 如俯冲板片必须是热的、并且足够年轻, 俯冲角度必须是平缓的 (Defant and Drummon, 1990; Hou Zengqian et al., 2020); 并且埃达克岩所特有的高 Sr/Y 和低重稀土元素等特征, 也可以通过钙碱性玄武质岩浆在深部地壳发生以角闪石为主的分离结晶所形成 (Martin et al., 2005; Castillo, 2006; Richards and Kerrich, 2007)。因此, 目前学术界关于埃达克 (质) 岩的成因机制, 已不再片面强调俯冲板片熔体的贡献, 而是将其归因于含矿岩浆富 H_2O 的特征以及深部地壳的 AFC 等演化过程 (Richards and Kerrich, 2007; Richards, 2011)。关于埃达克 (质) 熔体的成矿潜力主要体现在以下 3 方面 (Leng

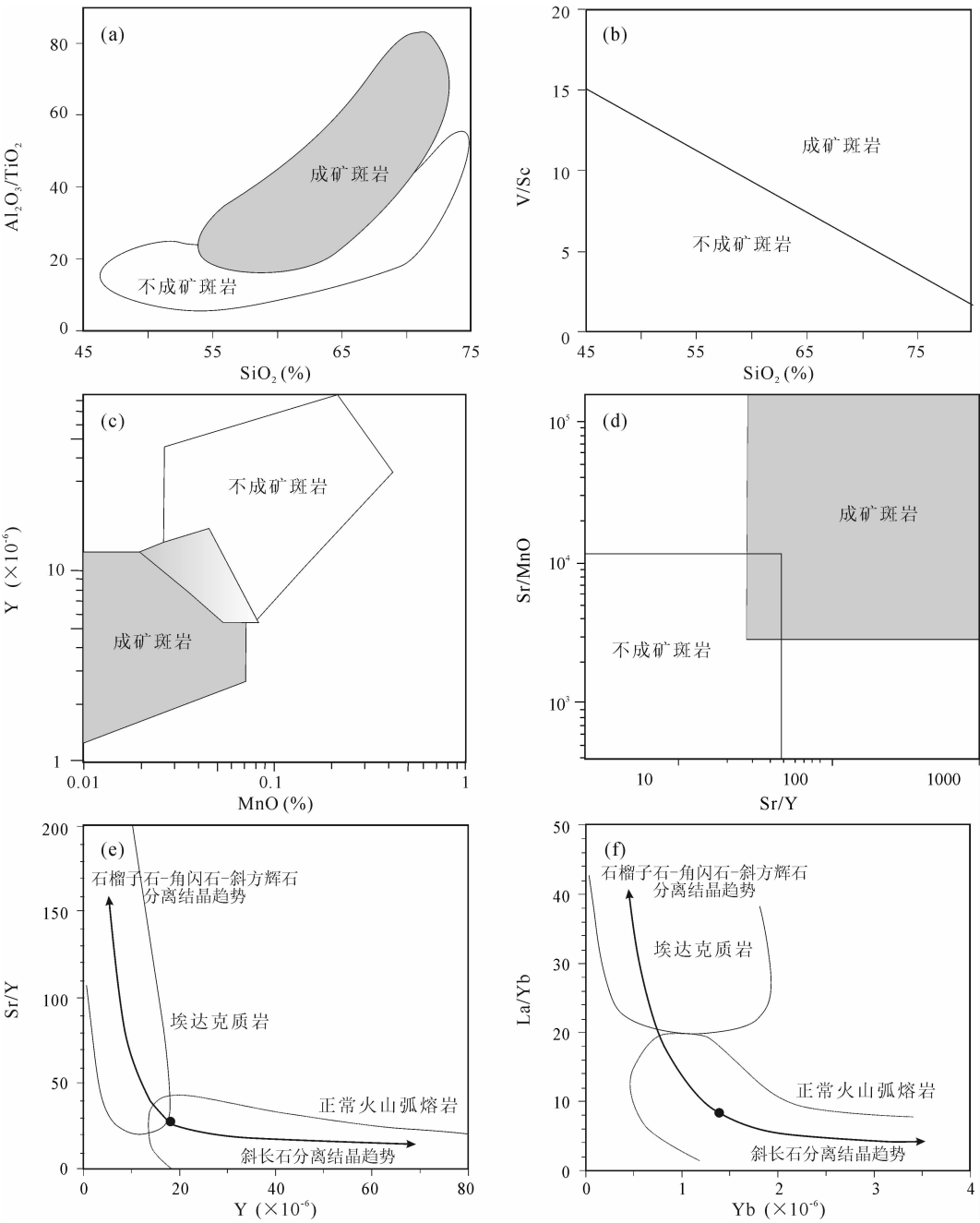


图 1 成矿岩体与不成矿岩体的岩石化学判别图解

Fig. 1 Geochemical discriminant diagrams for fertile and barren porphyries

(a)— $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ - SiO_2 (据 Loucks, 2014); (b)— V/Sc - SiO_2 (据 Loucks, 2014); (c)— Y - MnO (据 Baldwin and Pearce, 1982); (d)— Sr/Y - Sr/MnO (据 Ahmed et al., 2020); (e)— Sr/Y - Y (据 Richards and Kerrich, 2007); (f)— La/Yb - Yb (据 Richards and Kerrich, 2007)

(a)— $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ vs SiO_2 (after Loucks, 2014); (b)— V/Sc vs SiO_2 (after Loucks, 2014); (c)— Y vs MnO (after Baldwin and Pearce, 1982); (d)— Sr/Y vs Sr/MnO (after Ahmed et al., 2019); (e)— Sr/Y vs Y (after Richards and Kerrich, 2007); (f)— La/Yb vs Yb (after Richards and Kerrich, 2007)

Chengbiao et al., 2007): ①与正常的长英质岩浆相比,埃达克质熔体具有相对更高的水含量和氧逸度。②不管是俯冲洋壳板片熔融形成的埃达克岩,还是幔源岩浆通过 AFC 等一系列演化过程产生的埃达克(质)岩,其源区均相对富集 Cu 和 Au 等成矿元素

(McInnes et al., 1999)。③ 实验岩石研究表明,埃达克(质)熔体的形成需要很高的压力(1.2~4.0 GPa),在其形成过程中角闪岩相变为榴辉岩相,同时角闪石分解、释放出大量的水(Davidson et al., 2007),大量流体对金属元素的萃取、富集和矿床的

表 1 斑岩成矿潜力评价的一些岩石化学指标

Table 1 Summary of some lithogeochemical indicators for magma fertility

岩石化学指标	地质意义与勘查应用	文献
$\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})$	$\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})$ 比值越高,熔体中八面体的数量越多,越利于成矿	Feiss, 1978
Y-MnO	角闪石的结晶分异和(或)富 Mn 流体的脱气导致含矿斑岩亏损 Y 和 Mn,利于成矿	Baldwin and Pearce, 1982
Sr/Y-Y、Sr/Y-Sr/MnO、 Sr/Y-SiO ₂ 、Y-SiO ₂	熔体中较高的 H ₂ O 含量,抑制了斜长石的结晶,促进了角闪石的分离结晶,导致含矿斑岩低 Y、高 Sr/Y 的特征,利于成矿	Richards and Kerrich, 2007; Loucks, 2014; Leng et al., 2014; Ahmed et al., 2020
Zr-Y	含矿斑岩低 Zr($50\times10^{-6}\sim125\times10^{-6}$)和 Y($<12.5\times10^{-6}$)	Wells et al., 2020
$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2\text{-SiO}_2$	熔体中较高的 H ₂ O 含量,抑制了斜长石的结晶、促进了角闪石等镁铁质矿物的结晶分异,导致含矿斑岩 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 升高,利于成矿	Loucks, 2014
La/Yb-Yb	岩浆源区残留有石榴子石时,其派生的熔体具有高的 La/Yb 比值与低的 Yb 含量,利于成矿	Richards and Kerrich, 2007
Ta/Nb-Ti	黑云母发生分离结晶导致残余熔体中 Ti 含量的降低,而 Ta/Nb 比值升高,利于成矿	Stepanov and Hermann, 2013
V/Sc-SiO ₂	熔体中较高的 H ₂ O 含量和(或)压力升高,导致角闪石早于铁钛氧化物发生结晶分离作用,因而 V/Sc 比值升高,利于成矿	Loucks, 2014
V/Sc-Sc	磁铁矿的分离结晶导致残余熔体中 V/Sc 比值的降低,不利于成矿	Halley, 2020
SiO ₂ -DI	随着固结指数(DI)递增,矿化类型表现为:Cu-Au→Cu-Fe→Cu→Cu-Mo→Mo(Cu)	Rui Zongyao et al., 1984
Fe ₂ O ₃ /TFeO-SiO ₂	全岩 Fe ₂ O ₃ /TFeO 比值反映了岩浆的氧逸度,Cu-Fe-Mo-Zn 主要与 Fe ₂ O ₃ /TFeO>0.4 的氧化性岩浆有关,Au、Sn 与 Fe ₂ O ₃ /TFeO<0.4 的还原性岩浆有关	Meinert, 1995
Rb-Sc	随着熔体结晶分异程度的增加,Rb 含量升高,而 Sc 含量降低;可以用来指示成矿专属性	Meinert, 1995
Rb/Sr-TFeO	随着熔体结晶分异程度的增加,Rb/Sr 比值升高,TFeO 含量降低;可以用来指示成矿专属性	Blevin et al., 1996
Fe ₂ O ₃ /FeO-Rb/Sr	熔体的氧逸度(Fe ₂ O ₃ /FeO,值越大氧逸度越高)和结晶分异程度(Rb/Sr,值越大分异程度越高)控制成矿专属性	Blevin et al., 1996
ΔOx-K/Rb	斑岩 Cu-Au 矿床一般与低分异的强氧化性熔体有关(K/Rb>400、ΔOx=0.3~0.8)	Blevin, 2004

注:DI(固结指数)=Q(石英)+Or(正长石)+Ab(钠长石)+Ne(霞石)+Le(白榴石)+Kp(钾霞石)的百分含量之总和,CIPW 计算结果;ΔOx=ln(Fe₂O₃/FeO)+0.3+0.03×TFeO,其中 TFeO=0.9×Fe₂O₃+FeO,重量百分比。

形成都非常有利。

近年来得益于商业性分析测试实验室的飞速发展,先进的质谱仪器(如 ICM-AES、ICP-MS 等)被广泛用于勘查样品的日常分析,使得矿业公司能够在短期内完成勘查区海量样品的测试。最近, Halley(2020)建立了一套利用多元素岩石化学分析数据开展岩浆-热液过程填图的工作流程。本文主要介绍其中与斑岩矿床含矿性评价有关的部分研究内容:①V/Sc-Sc 图解有助于识别磁铁矿分离结晶过程(图 2a)。这是因为,在氧化条件下,V 比 Sc 更倾向于进入磁铁矿晶格中,因而早期磁铁矿的分离结晶将会导致残余熔体中 V/Sc 比值的降低。此

外,磁铁矿的分离结晶还将导致岩浆中 S⁶⁺ 被还原成 S²⁻,从而诱发硫化物的饱和熔离,并降低其成矿潜力(Sun et al., 2004)。② Ta/Nb-Ti 图解有助于揭示黑云母分离结晶过程(Stepanov and Hermann, 2013)。原因在于,Ti、Nb 和 Ta 在黑云母中的相容性依次递减,因此,黑云母发生分离结晶作用将会导致残余熔体中 Ti 含量的降低、Ta/Nb 比值的升高(Halley, 2020)(图 2b)。

众所周知,斑岩体的岩石化学组成与成矿专属性之间存在对应关系(如, Ishihara, 1977, 1981; Rui Zongyao et al., 1984; Blevin and Chappell, 1992, 1995; Meinert, 1995; Blevin et al., 1996;

表 2 斑岩成矿潜力评价的一些矿物学指标

Table 2 Summary of some mineralogical indicators for magma fertility

典型矿物	主要特征及其勘查应用	文献
黑云母	含矿斑岩中的黑云母 $\text{TiO}_2 > 3\%$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3 < 15\%$ 、 $\text{CaO} < 0.5\%$ 、 $\text{Mg}/\text{Fe} > 0.5$ 、 $\text{K}/\text{Na} > 10$, 且相对亏损 Cu	Kesler et al., 1975; Fu Jinbao, 1981; Qin Kezhang et al., 2009; Tang Pan et al., 2017
石英	含矿斑岩中的石英可能发育单向固结结构(UST)与眼球状结构(Quartz eyes)	Vasyukova et al., 2013
磁铁矿	斑岩矿床中的磁铁矿相对富 Ti、V、Mn、Zr、Nb、Hf、Ta、P, 贫 Mg、Si、Co、Ni、Ge、Sb、W 和 Pb 等; 高氧逸度环境形成的磁铁矿通常具有更低的 Mn、V 以及更高的 Sn	Huang et al., 2019; Guo et al., 2020
锆石	含矿岩体中的锆石具有相对更高的 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 、 δEu 、 $(\text{Ce}/\text{Nd})/\text{Y}$, 及更低的 Dy/Yb	Ballard et al., 2002; Liang et al., 2006; Dilles et al., 2015; Shen et al., 2015; Lu et al., 2016; Chen et al., 2019
磷灰石	含矿岩体中的磷灰石富 SO_3 、 Cl/F 比值高, 且显示更高的 δEu 和更低的 δCe	Imai, 2002, 2004; Pan et al., 2016; Zhu et al., 2018; Huang et al., 2019
榍石	含矿岩体中的榍石具有更高的 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\Sigma\text{REE} + \text{Y}$ 、 LREE/HREE 、 δCe 、U、Th、Ta、Nb、Ga, 且富含 Mo、W、Sn 等成矿元素	Che et al., 2013; Xu et al., 2015

注: 锆石 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 的计算方法参见 Ballard et al. (2002)。

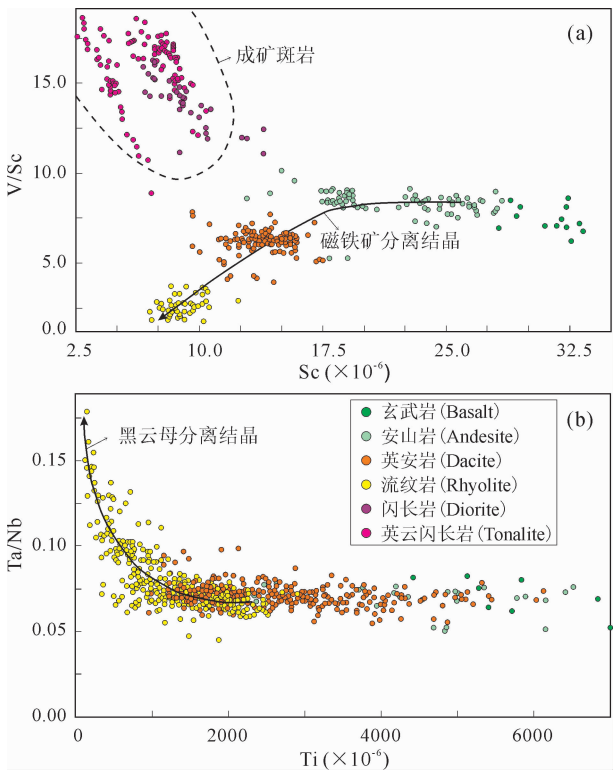


图 2 V/Sc-Sc(a)和 Ta/Nb-Ti(b)图解(据 Halley, 2020)
Fig. 2 Diagrams of V/Sc vs Sc (a) and Ta/Nb vs Ti (b) (after Halley, 2020)

Blevin, 2004); Cu-Au 成矿岩体一般为分异程度较低的闪长玢岩和石英闪长玢岩 ($\text{SiO}_2 = 54\% \sim 66\%$); Cu 成矿岩体通常为中酸性的花岗闪长斑岩、石英二长斑岩 ($\text{SiO}_2 = 62\% \sim 66\%$); Cu-Mo 矿化有关岩体往往为偏酸性的花岗闪长岩-石英二长岩 ($\text{SiO}_2 = 65\% \sim 70\%$), 而 Mo-W 矿床一般与高分异的花岗岩 ($\text{SiO}_2 = > 70\%$) 密切相关。岩浆的氧逸度

和结晶分异程度可能是控制成矿专属性的两个最关键因素(图 3); 而侵位深度、挥发份的组成及出溶时机、围岩的物理化学性质, 可能是控制矿化质量及其规模大小的主要因素 (Meinert, 1995; Blevin et al., 1996), 遗憾的是, 目前尚缺乏与之对应的岩石化学指标。

1.2 矿物指标

虽然全岩的岩石化学成分蕴含着丰富的成岩成矿过程的有用信息, 但是由于含矿岩体均遭受到一定程度的热液蚀变作用, 因此影响了某些岩石化学指标的应用效果。单矿物的研究则在一定程度上弥补了岩石化学指标的局限性, 尤其是那些耐风化、抗热液蚀变能力较强的副矿物(如锆石等)。近 50 年来前人针对斑岩体中常见的造岩矿物(如黑云母、石英)和主要副矿物(磁铁矿、锆石、磷灰石和榍石等)开展了大量研究, 总结了一些矿物学指标(表 2)。

1.2.1 黑云母

黑云母是各类中酸性岩体中最常见的含水镁铁质矿物, 既可以形成于成岩过程, 又可以形成于高温热液蚀变过程(如钾硅酸盐化蚀变)。岩浆黑云母常呈斑晶和显微斑晶的形式产出, 且其内包裹早期结晶的锆石、磷灰石、榍石和磁铁矿等副矿物; 热液黑云母(次生黑云母)常以细粒片状、鳞片状集合体的形式, 呈浸染状散布于斑岩体中, 有时也以黑云母-钾长石细脉或黑云母单矿物细脉等形式产出 (Rui Zongyao et al., 1984; Tang Pan et al., 2017; Yang and Cooke, 2019)。研究表明, 两类黑云母具有明显不同的矿物化学组成, 前者以高 Ti ($\text{TiO}_2 > 3\%$)、低 Al ($\text{Al}_2\text{O}_3 < 15\%$)、 $\text{Mg}/\text{Fe} < 1.0$ 为特征;

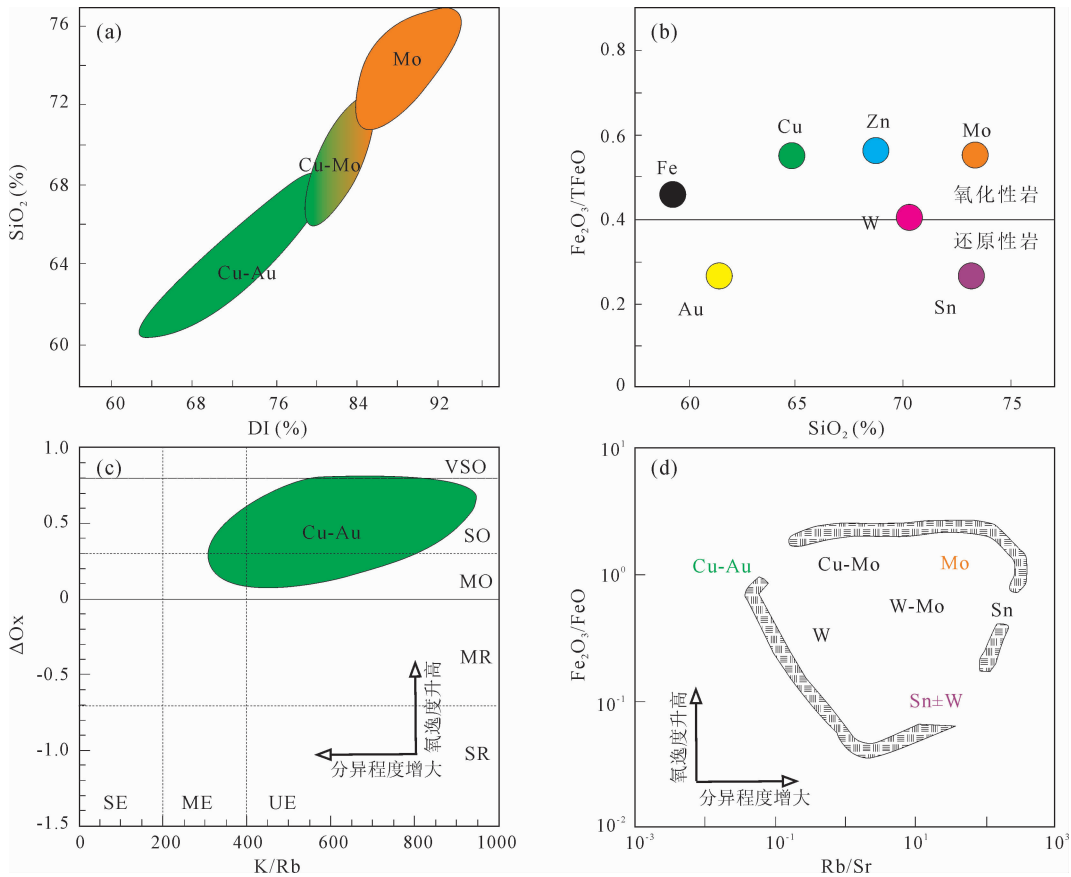


图 3 岩石化学组成与金属成矿专属性判别图解

Fig. 3 Discrimination diagrams showing the relationships between lithogeochemistry and mineralization of the granitoids (a)— SiO_2 -DI (据 Rui Zongyao et al., 1984), DI 为分异指数, 用来指示岩浆分异程度, 被定义为 C. I. P. W 标准矿物分子的 Q (石英) + Or (正长石) + Ab (钠长石) + Ne (霞石) + Le (白榴石) + Kp (钾霞石) 的百分含量之总和; (b)— $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TFeO}$ - SiO_2 (据 Meinert, 1995), TFeO 表示岩石中的全铁含量 ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$), 下文同; (c)— ΔOx -K/Rb (据 Blevin, 2004), $\Delta\text{Ox} = \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}) + 0.3 + 0.03 \times \text{TFE}$, $\Delta\text{Ox} > 0.8$ 表示超强氧化 (VSO), $0.3 \sim 0.8$ 表示强氧化 (SO), $0 \sim 0.3$ 表示中等氧化 (MO), $-0.7 \sim 0$ 表示中等还原 (MR), < -0.7 表示强还原 (SR); K/Rb 用来反映岩浆分异程度, 大于 400 表示低分异 (UE), $200 \sim 400$ 表示中等分异 (ME), < 200 表示高分异 (SE); (d)— $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ -Rb/Sr (据 Blevin et al., 1996)

(a)— SiO_2 vs DI (after Rui Zongyao et al., 1984), DI refers to differentiation index, and is equal to $Q + Or + Ab + Ne + Le + Kp$; (b)— $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TFeO}$ vs SiO_2 (after Meinert, 1995), $\text{TFeO} = \text{FeO} + 1.113 \times \text{Fe}_2\text{O}_3$; (c)— ΔOx vs K/Rb (after Blevin, 2004), $\Delta\text{Ox} = \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}) + 0.3 + 0.03 \times \text{TFE}$, $\Delta\text{Ox} > 0.8$ refers to very strongly oxidized (VSO), $\Delta\text{Ox} = 0.3 \sim 0.8$ denotes strongly oxidized (SO), $\Delta\text{Ox} = 0 \sim 0.3$ refers to moderately oxidized (MO), $\Delta\text{Ox} = -0.7 \sim 0$ denotes moderately reduced (MR), $\Delta\text{Ox} < -0.7$ refers to strongly reduced (SR); K/Rb > 400 denotes unevolved (UE), K/Rb $= 200 \sim 400$ refers to moderately evolved (ME), K/Rb < 200 refers to strongly evolved (SE); (d)— $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ vs Rb/Sr (after Blevin et al., 1996)

后者则以低 Ti ($\text{TiO}_2 < 3\%$, 多数小于 2%)、高 Al、 $\text{Mg}/\text{Fe} > 1.5$ 、 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+} < 0.3$ 为特征 (Beane, 1974; Jacobs and Parry, 1976, 1979; Fu Jinbao, 1981; Rui Zongyao et al., 1984)。

由于黑云母的结构和化学组成对岩浆以及岩浆热液的物理化学条件 (如温度、压力、氧逸度等) 非常敏感, 因而成为研究岩浆性质、热液蚀变以及成矿过程的良好载体 (Stollery et al., 1971; Kesler et al., 1975; Hendry et al., 1981, 1985; Fu Jinbao, 1981; Rui Zongyao et al., 1984; Liu Shaobo et

al., 1995; Xiong Xiaolin et al., 2001; Boomeri et al., 2009, 2010; Tang Pan et al., 2017)。本文重点介绍岩浆黑云母在斑岩矿床成矿潜力评价应用方面的若干进展。

考虑到斑岩矿床是大规模流体蚀变的产物, 因此 20 世纪七八十年代就有学者提出, 黑云母中卤素及 Cu 的含量可能是有效的找矿指标, 即含矿岩体与非含矿岩体中的黑云母相比, 更富 Cl 和 Cu (Stollery et al., 1971), 然而, Kesler et al. (1975) 发现二者之中黑云母 F、Cl 含量差别极小, 且前者

与后者相比更贫 Cu($<400\times10^{-6}$),暗示 Cu 可能残留在熔体中,因而利于 Cu 进一步富集在流体中,并最终成矿(Feiss, 1978)。大量研究证实,含矿斑岩中的黑云母普遍高钛($\text{TiO}_2>3\%$)、富镁贫铁($\text{Mg}/\text{Fe}>0.5$)、富钾贫钠($\text{K}/\text{Na}>10$)、低铝($\text{Al}_2\text{O}_3<15\%$)、低钙($\text{CaO}<0.5\%$)(Qin Kezhang et al., 2009; Tang Pan et al., 2017),且氧逸度更高(Liu Bin et al., 2010; Xu Teng, 2015; Zhang et al., 2016)。

黑云母的矿物化学成分还可用来指示成矿专属性(Rui Zongyao et al., 1984; Parsapoor et al., 2015)。Rui Zongyao et al. (1984)详细比较了 Cu (Mo)斑岩、Fe(Cu)玢岩以及 W-Sn 花岗岩类的黑云母组成,发现前两类岩体中的黑云母属于富镁云母-金云母系列,后一类岩体中的黑云母属于羟铁云母-铁叶云母系列;并且随着流体出溶,它们分别向不同方向演化,前者向金云母方向演化,而后者向羟铁云母方向演化(图 4a)。Parsapoor et al. (2015)提出 Cu 矿床主要与富 Cl 岩浆系统有关,而 Mo 矿床则主要与富 F 岩浆有关,Sn-W-Be 岩浆成矿系统的 F、Cl 含量通常介于两者之间(图 4b)。

1.2.2 石英

石英作为中酸性斑岩体中最重要的造岩矿物,常以斑晶和基质的形式大量出现。不同阶段的热液蚀变也常伴有不同类型石英脉体(如 A 型、B 型和 D 型脉体等)。近 20 年来,得益于阴极发光图像技术(CL)在斑岩矿床研究中的广泛应用,人们发现即便是石英这样的最常见矿物,可能也蕴含着成矿作用的有用信息(Rusk et al., 2002, 2008; Harris et al., 2004; Yang Zhiming et al., 2008; Qu Huanchun et al., 2013; Vasyukova et al., 2013; Hong et al., 2019)。其中具有特殊结构(如单向固结结构、眼球状结构等)的石英可以作为衡量斑岩体成矿潜力的重要指标(图 5)。

具有单向固结结构(Unidirectional Solidification Texture, UST; Shannon et al., 1982)的石英常见于分异程度高且侵位相对较深的斑岩型 Mo-(W)和 W-Mo 矿床,少量见于分异程度低且侵位相对较浅的斑岩 Cu 或斑岩 Cu-Au(Qu Huanchun et al., 2013)。研究表明,UST 石英主要分布在致矿岩体的顶部和边部以及岩体与围岩的接触带,并且具有由岩体边缘向岩体中心单向固结生长的趋势。虽然前人对 UST 石英的成因认识还存在一定分歧(White et al., 1981; Shannon et

al., 1982; Carten et al., 1988; Hong et al., 2019),但是多数学者普遍认为它们形成于岩浆-热液过渡阶段(Harris et al., 2004)。

眼球状石英(Quartz Eyes, 石英眼)也常见于各类斑岩矿床(图 5c, d)。Vasyukova et al. (2013)针对不同地区若干典型斑岩矿床产出的 300 余个石英眼,开展了详细的阴极发光图像和矿物化学分析,发现这些石英眼具有极为复杂的内部结构,并识别出 4 类石英眼(Quartz 1~Quartz 4)。其中,Quartz 3 记录了岩浆-热液过渡阶段流体出溶的信息,而 Quartz 2 遭受了岩浆流体的溶蚀作用。总之,石英眼的大量发育可能是大规模流体出溶的重要证据,因而具有重要的找矿意义。

1.2.3 磁铁矿

磁铁矿是斑岩矿床中最常见的副矿物之一,主要形成于岩浆结晶和黑云母化阶段。它们常以浸染状的形式包裹于黑云母等暗色矿物内、或以磁铁矿细脉的形式产出。近年来,前人关于磁铁矿在斑岩矿床勘探以及成矿潜力评价等方面的研究取得了显著进展。Canil et al. (2016)提出与矿体密切相关的磁铁矿具有低 Ti($<10000\times10^{-6}$)、低 Al($<4000\times10^{-6}$)、Ni/Cr 比值大于 1 的特征(图 6a)。这是由于与矿体相关的热液磁铁矿形成的温度相对较低,而 Al、Ti 含量主要受温度控制(Nadoll et al., 2014),并且热液系统中 Ni 比 Cr 具有更高的溶解度,从而导致热液磁铁矿的 Ni/Cr 大于 1(Dare et al., 2014)。Pisiak et al. (2017)采用线性分析方法(Liner discriminant analysis),将含矿岩体中的磁铁矿与贫矿火山岩中的磁铁矿加以区分。Huang X W et al. (2019)利用偏最小二乘分析方法(partial least squares-discriminant analysis)系统分析了磁铁矿中多种微量元素(Ti、Mg、Si、V、Mn、Zr、Nb、Hf、Ta、P、W、Pb、Co、Ni、Ge、Sb),以区分不同斑岩矿床亚类(图 6b),他们指出 Au-Cu 矿床中的热液磁铁矿具有更高的 Mg、Mn、Zr、Nb、Sn、Hf 含量,这可能与该类矿床成矿岩体氧逸度更高、成分更偏基性以及流体中更高的氯含量有关。W-Mo 矿床则具有更高的 Si 和 Al 含量,这可能与高分异的花岗侵入体有关。Guo et al. (2020)通过对滇西北中甸斑岩成矿带中广泛发育的磁铁矿系统开展岩相学与原位微区化学成分的综合研究,提出磁铁矿中 Mn、V 和 Sn 主要受控于氧逸度。

前人研究还指出,斑岩矿床中的磁铁矿常常会发生溶解-再沉淀作用(Hu et al., 2014, 2015;

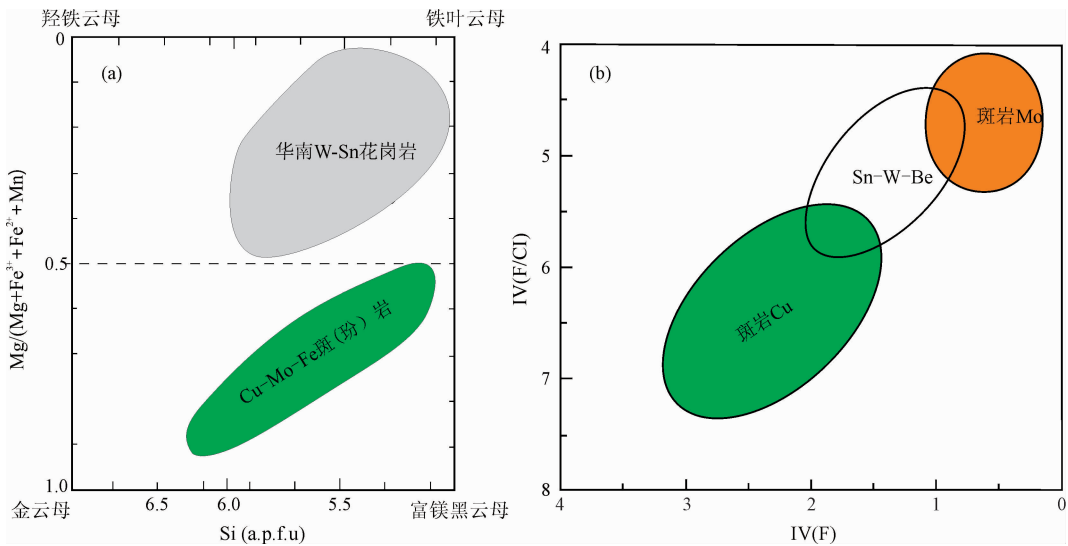


图 4 黑云母的 $Mg/(Mg+Fe^{3+}+Fe^{2+}+Mn)$ -Si(a) (据 Rui Zongyao et al. , 1984) 和 $IV(F/Cl)$ - $IV(F)$ (b) (据 Munoz, 1984)图解

Fig. 4 Diagrams of $Mg/(Mg+Fe^{3+}+Fe^{2+}+Mn)$ vs Si (a) (modified after Rui et al. , 1984) and $IV(F/Cl)$ vs $IV(F)$ (b) (modified after Munoz, 1984) for magmatic biotite
 $IV(F/Cl)$ 和 $IV(F)$ 的计算方法详见 Munoz (1984)
The meanings of $IV(F/Cl)$ and $IV(F)$ are referred to Munoz (1984)

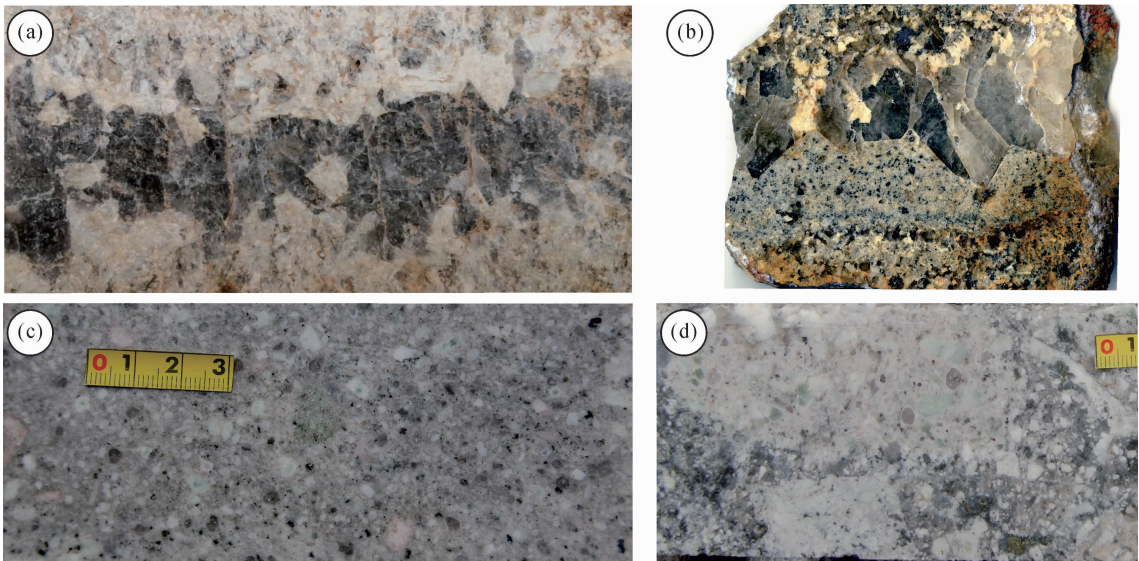


图 5 UST 石英(a, b;照片 b 由阿德莱德大学地球科学系洪为提供)和石英眼(c, d;样品采自岗讲斑岩 Cu-Mo 矿床)
Fig. 5 Photos of quartz grains with Unidirectional Solidification Texture (a, b; Photo b was provided by Wei Hong from Department of Earth Sciences, University of Adelaide) and quartz eyes of rhyodacite porphyry from the Gangjiang Cu-Mo deposit (c, d)

Wen et al. , 2017; Guo et al. , 2020)。Fe-V/Ti 图解可以很有效地区分原生磁铁矿、溶解-再沉淀的磁铁矿以及热液磁铁矿(Wen et al. , 2017)。尽管通过磁铁矿的研究,可以确定磁铁矿的类型、并为隐伏矿床的勘查提供依据,但是由于磁铁矿中可能含有大量其他矿物的包裹体(或显微包裹体),当使用较大的激光束斑进行分析时将极大地影响分析数据质

量,若使用相对较小的激光束斑进行分析又会影响到低含量元素的准确分析。因此,实验分析数据的质量控制对于磁铁矿的应用前景至关重要(Zhang Lejun et al. , 2017)。

1.2.4 锆石

锆石作为中酸性斑岩中最常见的副矿物,结晶早,封闭温度高,具有耐高温,抗风化和抗热液蚀变

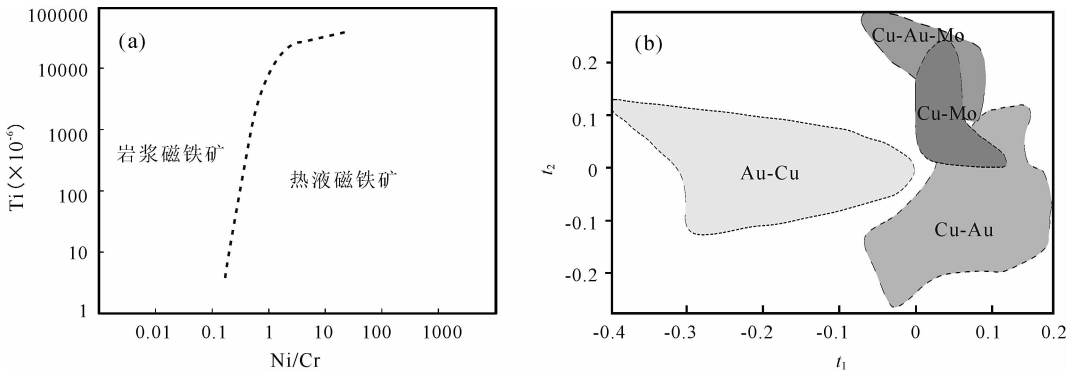


图 6 磁铁矿的 Ti-Ni/Cr(a;据 Canil et al. , 2016)和 t_2 - t_1 判别图(b;据 Huang X W et al. , 2019)

Fig. 6 Discrimination diagrams of Ti vs Ni/Cr (a) (after Canil et al. , 2016) and t_2 vs t_1 (b)

(after Huang X W et al. , 2019) for magnetite from different deposits

t_1 、 t_2 所代表的意义及其计算方法详见 Huang X W et al. ,(2019)

The meanings of t_1 and t_2 are shown in Huang X W et al. ,(2019)

的能力,能记录岩浆阶段的信息。锆石中的变价元素 Ce、Eu 容易受岩浆氧化还原状态的影响,锆石的 Ce^{4+}/Ce^{3+} 、 δEu 常用来反映岩浆相对氧逸度的高低,进而区分成矿与不成矿岩体、甚至不同成矿规模的斑岩矿床。Ballard et al. (2002)最早对比了智利北部成矿和不成矿岩体,发现成矿岩体的锆石 $Ce^{4+}/Ce^{3+} > 300$ 、 $\delta Eu > 0.4$ (图 7a)。Liang et al. (2006)对玉龙斑岩铜矿带上成矿岩体和非成矿岩体研究,提出成矿岩体的锆石 $Ce^{4+}/Ce^{3+} > 120$ 。Xu Leiluo et al. (2012)将锆石 $Ce^{4+}/Ce^{3+} > 200$ 作为金沙江-红河成矿带内含矿斑岩高氧逸度的指标。Wang et al. (2014)发现冈底斯南缘中新世主成矿期斑岩体的锆石 $Ce^{4+}/Ce^{3+} > 50$,而非主成矿期古新世-始新世斑岩体的锆石 $Ce^{4+}/Ce^{3+} < 50$ 。Chen et al. (2019)对比冈底斯南缘侏罗纪两套弧岩浆岩,发现与成矿相关的弧岩浆岩(比马组火山岩)比不成矿的弧岩浆岩(叶巴组火山岩)具有明显高的锆石 Ce^{4+}/Ce^{3+} 和 δEu 值(图 7a)。Dilles et al. (2015)提出成矿花岗岩相比不成矿花岗岩具有较小的锆石 Eu 负异常,大多数成矿花岗岩锆石 $\delta Eu > 0.4$,且结晶温度相对较低。Shen et al. (2015)对中亚造山带中不同矿化规模的斑岩矿床的含矿岩体进行了对比,发现规模越大的矿床锆石 Ce^{4+}/Ce^{3+} 越高。以上这些规律的基础主要是锆石的 Ce^{4+}/Ce^{3+} 、 δEu 可以反映岩浆氧逸度的相对高低,岩浆氧逸度越高,越有利于成矿,甚至成大矿。随着锆石微量数据的不断积累,锆石的其他特征微量元素比值也被用来区分成矿与不成矿岩体。例如,Lu et al. (2016)统计全球多个地区的成矿和不成矿岩浆岩的锆石微量

元素数据,提出锆石的 δEu 、 $(Ce/Nd)/Y$ 、 Dy/Yb 能反映其成矿潜力(图 7b)。整体而言,成矿斑岩的锆石具有更高的 $\delta Eu (> 0.3)$ 、 $(Ce/Nd)/Y (> 0.01)$ 和更低的 $Dy/Yb (< 0.3)$ (Lu et al. , 2016)。这主要因为成矿岩浆岩具有更高的水含量,诱发了早期角闪石结晶,但抑制了早期斜长石的结晶分异。

除了利用锆石的微量元素比值反映岩浆相对氧逸度的高低,Trail et al. (2012)提出锆石 Ce 异常结合锆石 Ti 温度计可以计算岩浆的绝对氧逸度。Shen et al. (2015)利用此方法得出大型斑岩矿床的绝对氧逸度大于 $NNO+2$,以此区分小型斑岩矿床。但是利用该方法计算出的岩浆绝对氧逸度的变化范围较大,有的甚至超出了正常值的范围(Yang et al. , 2014; Zou et al. , 2019)。此外,Smythe and Brenan(2016)根据 Ce 在硅酸盐熔体中的氧化还原行为结合 $D_{Ce^{3+}}^{锆石/熔体}$ 和 $D_{Ce^{4+}}^{锆石/熔体}$,提出了 $\frac{X_{Ce^{4+}}^{熔体}}{X_{Ce^{3+}}^{熔体}}$ 绝对氧逸度计;该氧逸度计需要知道的先决条件较多,如母岩浆的主量成分,结晶温度和水含量。且由于该氧逸度计对于母岩浆中的水含量特别敏感,水含量估算稍微有差别就会导致该方法估算的岩浆氧逸度差别很大(Shu et al. , 2019),因此,不太适合利用此方法评估成矿潜力。

在利用锆石 Ce^{4+}/Ce^{3+} 和 δEu 反映氧逸度时,首先需要排除锆石中矿物包裹体的影响。另外,锆石 Ce^{4+}/Ce^{3+} 计算还与锆石中的 La 含量相关,而锆石中的 La 含量常低于 LA-ICP-MS 的检测限,这可能造成 La 含量的分析误差较大,从而影响锆石的 Ce^{4+}/Ce^{3+} (Dilles et al. , 2015)。此外,锆石的 Eu

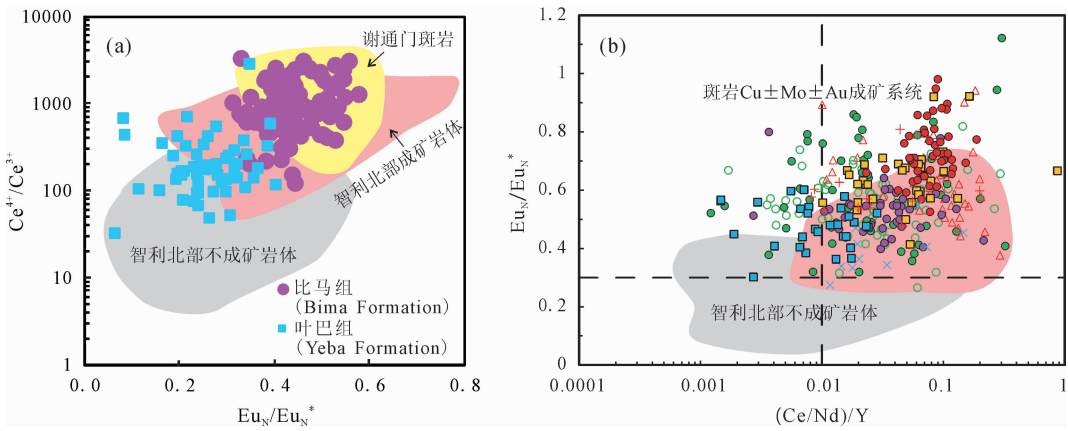


图 7 成矿与不成矿岩体锆石 Ce^{4+}/Ce^{3+} - δEu 图(a)(据 Ballard et al. , 2002;Chen et al. , 2019 和 锆石 δEu -(Ce/Nd)/Y 关系图(b)(据 Ballard et al. , 2002;Lu et al. , 2016)

Fig. 7 Diagrams of Ce^{4+}/Ce^{3+} vs δEu (a) (after Ballard et al. , 2012; Chen et al. , 2019) and δEu vs $(Ce/Nd)/Y$ (b) (modified after Ballard et al. , 2012; Lu et al. , 2016) for zircons from different deposits and rocks

和 Ce 异常可能受到榍石和斜长石等矿物结晶分异作用的影响 (Loader et al. , 2017)。实验表明,Ce 和 Eu 在锆石与熔体之间的分配系数受锆石结晶温度、熔体碱度与铝饱和指数的控制 (Burnham and Berry, 2012; Trail et al. , 2011)。最近,Zou et al. (2019)对多种锆石氧逸度计的可靠性进行了评述,提出引入新的地球化学过滤器来识别干净的、不含矿物包裹体的锆石,同时提出利用参数 δK 来过滤掉那些偏离了晶格应变模型的锆石,以此确保应用锆石氧逸度计的有效性。

另外,针对前人利用锆石微量元素计算氧逸度的局限性和较大的误差范围,Loucks et al. (2020)提出了一种新的锆石氧逸度计方法(图 8)。该方法不需要确定熔体的温度、压力和成分,主要依靠锆石的 Ce、U、Ti 的相关比值。其结果显示较小的误差范围,且与铁钛氧化物及角闪石计算出来的氧逸度吻合较好。

1.2.5 磷灰石

磷灰石也是斑岩矿床中最常见的副矿物之一,它既可以在岩浆结晶阶段形成,也可以形成于高—中温热液蚀变阶段 (Rui Zongyao et al. , 1984)。Williams and Cesbron(1977)认为斑岩中的岩浆磷灰石富 Cl 、 OH^- 和 F (含量分别为 0.7%~2.5%、0.61%~0.99%、1.4%~2.7%)。除此之外,岩浆磷灰石和热液磷灰石亦具有明显不同的晶体结构和阴极发光图像特征 (Bouzari et al. , 2016; Mao et al. , 2016)。Imai et al. (1993)和 Imai(2002, 2004)对产于西太平洋岛弧带 (菲律宾、日本等地)中酸性侵入岩与火山岩中的岩浆磷灰石进行了详细研究,

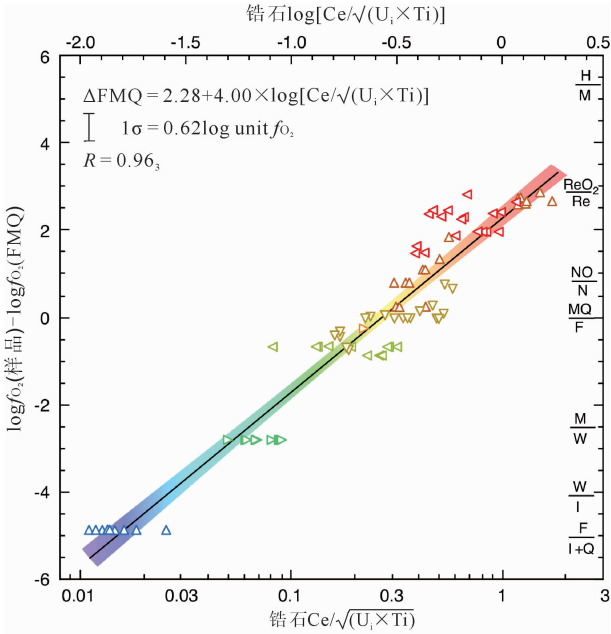


图 8 一种新的锆石氧逸度计的经验计算公式 (据 Loucks et al. , 2020)

Fig. 8 A new zircon oxybarometer(after Loucks et al. , 2020)

发现与铜(金)矿床有关的斑岩中的磷灰石普遍富含 $S(SO_3>0.1\%)$,而无矿岩体或火山岩中的磷灰石贫 $S(SO_3<0.1\%)$ 。Streck and Dilles(1998)对产于美国内华达州 Yerington 岩基中斑晶磷灰石的 SO_3 含量进行了测定,发现从磷灰石核部到边部, SO_3 含量从 1%突然降低到 0.2%,暗示早期富硫酸盐的岩浆可能经历了硬石膏的结晶分异进而演化成晚期贫硫酸盐的岩浆。Yao Chunliang et al. (2007)报道了江西铜厂斑岩铜矿中 3 期磷灰石(岩浆磷灰石、钾化期磷灰石和绢英岩化期磷灰石)的微区化学

组成,其中岩浆期磷灰石富含 S 和 Si,钾化期磷灰石富含 Mn 和 Fe,而绢英岩化期磷灰石富含 S 和 F,而贫 Cl。3 期磷灰石的 Cl/F 比值依次降低,反映了岩浆流体 Cl/F 比值的演化趋势。

研究表明,磷灰石中 SO_3 的含量受岩浆氧逸度、温度及岩浆中 S 含量的影响(Peng et al., 1997; Imai, 2004; Parat and Holtz, 2005; Parat et al., 2011)。Peng et al. (1997)对实验中的磷灰石进行成分的测定,发现当氧逸度从 FMQ(铁橄榄石-磁铁矿-石英缓冲剂)增加到 MH(磁铁矿-赤铁矿缓冲剂)时,磷灰石的 SO_3 含量从 $<0.04\%$ 增加到 $1\% \sim 2.6\%$ 。Zhu et al. (2018)发现 Red Chris 斑岩 Cu-Au 矿床成矿岩体中的磷灰石比成矿前及成矿后的磷灰石含有更高的 SO_3 、Cl。结合斜长石的反环带特征,表明成矿期岩体可能经历了富 S、Cl 基性岩浆的注入。此外,磷灰石的 Cl/F 比值也可以指示成矿潜力(Pan et al., 2016),即成矿岩体中的磷灰石普遍具有更高的 Cl/F 比值。

研究表明,磷灰石的 Ce、Eu 异常可以反映岩浆氧逸度的变化,这是因为 Eu^{3+} 和 Ce^{3+} 比 Eu^{2+} 和 Ce^{4+} 更容易进入磷灰石,在高氧逸度情况下,磷灰石具有更高的 δEu 和更低的 δCe 。由于 δEu 异常可能还受斜长石结晶分异的影响,因此 δCe 可能更能反映岩浆氧逸度的变化,进而指示成矿潜力。例如,玉龙成矿岩体比不成矿岩体磷灰石具有更低的 δCe (Huang ML et al., 2019)。同样 Ga^{2+} 比 Ga^{3+} 更容易进入磷灰石,在低氧逸度情况下,磷灰石的 Ga 含量更高。Pan et al. (2016)根据三江地区多个成矿岩体磷灰石的 Ga 含量对比,提出与 Cu-Mo 矿化相关的埃达克质岩体比脉状 Mo 矿化相关的非埃达克质岩体的母岩浆氧逸度更高。此外,Miles et al. (2014, 2016)通过系统测定了南苏格兰 Criffell 花岗质侵入体和火山岩中的磷灰石 Mn 含量,发现 Mn 与氧逸度呈线性负相关,并得出经验公式为: $\log f_{\text{O}_2} = -0.0022(\pm 0.0003) \text{Mn}(\times 10^{-6}) - 9.75(\pm 0.46)$, $R^2 = 0.9$ 。该经验公式适用的岩浆成分范围为钙碱性中酸性岩,适用的温度范围为 $660 \sim 920^\circ\text{C}$ 。此外,该经验公式还受温度、岩浆成分和其他含 Mn 矿物对 Mn 竞争的影响。

Bouzari et al. (2016)发现斑岩矿床不同蚀变带中磷灰石的结构、阴极发光颜色和化学成分不同,根据它们之间的相关关系可以指导找矿,并且可以运用到土壤、风化层以及冰川与河流的重砂矿物中找矿。Mao et al. (2016)对不同类型热液矿床、碳酸岩

以及不成矿岩体中的磷灰石进行分析,结果表明磷灰石成分可以区分成矿与不成矿岩体,并且可以区分不同类型的矿床(图 9)。这一研究也说明,通过区域上碎屑磷灰石的成分分析对寻找冰川地体中埋藏的矿床具有指示意义。

1.2.6 榍石

斑岩矿床中的榍石既有岩浆成因也有热液成因,二者在矿物形态、矿物共生组合、元素组成和形成温度上都有一定差别。岩浆榍石通常为自形一半自形,与造岩矿物共生或者被其包裹;热液榍石呈他形,与黑云母化或者绿泥石化共生,或者由角闪石分解形成,还有的产于各种热液脉中。岩浆榍石相对于热液榍石,具有低 Al 高 Fe、低 Al/Fe、较高的 REE 总量、明显的 Eu 负异常和相对平坦的 HREE 配分模式;此外,前者的形成温度($687 \sim 739^\circ\text{C}$)通常显著高于后者(Aleynikov et al., 2002; Xie et al., 2010; Cao et al., 2015)。

研究表明,榍石在示踪花岗岩成岩成矿过程和评价花岗岩成矿潜力方面具有重要的指示意义(Xie et al., 2010; Wang Rucheng et al., 2011; Xu et al., 2015; Pan et al., 2018)。例如,榍石的 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ 、Ga、 δEu 、 δCe 可以指示岩浆的氧逸度(Horie et al., 2008; Che et al., 2013; Song et al., 2019),榍石的 Al_2O_3 含量可以反映岩浆形成时的压力(Erdmann et al., 2019)。Pan et al. (2018)对义敦岛弧带分布的斑岩 Mo 矿床、石英脉型 Mo 矿床和不成矿岩体中的榍石进行了系统对比,提出结合 Mo、F 含量与 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值可以很好地评估花岗岩的成矿潜力(图 10)。Xu et al. (2015)对金沙江-红河碱性岩带代表性成矿岩体和不成矿岩体进行对比,发现前者中的榍石显示更高的 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ 、LREE/HREE、 δCe 、 $\Sigma\text{REE} + \text{Y}$ 、U、Th、Ta、Nb 和 Ga,以及更低的 Al_2O_3 、CaO、 δEu 、Zr/Hf、Nb/Ta、Sr。这种系统性差异可能反映两者经历了不同程度的斜长石结晶分异,并且前者的氧逸度可能更高。Che et al. (2013)认为岩浆榍石可以反映源区熔体中 W、Mo 含量,进而指示了寄主岩体是否具有相应的成矿潜力。Celis (2015)对加拿大不列颠哥伦比亚的三个碱性岩相关的斑岩矿床的基岩及周围沉积物中的榍石进行了系统研究,识别出 3 种榍石:岩浆榍石、蛻晶质化榍石、次生榍石或蚀变榍石,它们具有不同的形态、颜色和成分特征和形成关系;发现周围沉积物中的榍石和这些斑岩矿床中的榍石特征相似,说明榍石在沉积物覆盖的地区有指

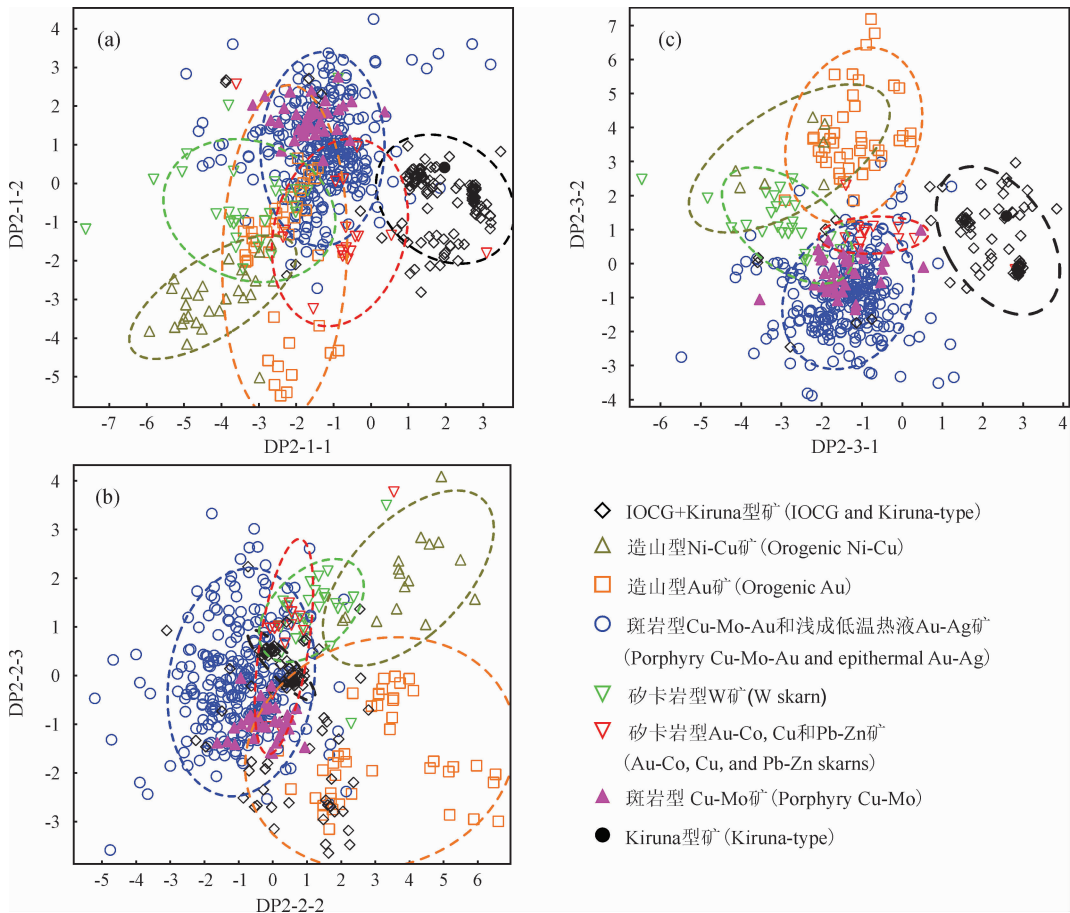


图 9 不同类型矿床磷灰石微量元素判别图解(据 Mao et al. , 2016)

Fig. 9 Discrimination diagrams for apatite from different types of deposits (after Mao et al. , 2016)

示寻找斑岩矿床的潜力。Xie et al. (2010)对骑田岭花岗岩中岩浆榴石、岩浆晚期榴石和热液榴石的研究表明,SnO₂ 的变化可以揭示岩浆-热液过程中 Sn 富集成矿过程。最近,Xiao et al. (2020)在冬瓜山斑岩-矽卡岩 Cu-Au 矿床中识别出岩浆榴石和热液榴石,它们的结构和化学组成记录了岩浆-热液演化过程。

2 斑岩矿床找矿勘查的矿物化学指标

众所周知,斑岩型矿床以其独特的蚀变矿物组合及其分带模式而显著区别于其他类型矿床 (Lowell and Guilbert, 1970; Seedorff et al. , 2005; Sillitoe, 2010)。尽管不同矿区因成矿母岩成分、侵位深度、围岩性质等因素的差异,其蚀变分带结构可能不尽相同;但大量研究证实,一个完整的斑岩成矿系统,从中心向外围通常依次发育:钾化带、青磐岩化带、绿泥石-绢云母化带、绢英岩化带和高级泥化带,且浅部蚀变带常叠加于深部蚀变带之上(图 11a;Sillitoe, 2010; Halley et al. , 2015)。此

外,斑岩成矿系统还常发育特征性硫化物、石英-硫化物脉体的分带以及元素组合分带(图 11b;Lowell and Guilbert, 1970; Williams-Jones and Heinrich, 2005; Halley et al. , 2015)。这些独特的蚀变-矿化-元素分带模式成为斑岩矿床勘查的基本准则。然而,由于热液蚀变影响的范围有时可达数十平方千米以上,而矿体却集中分布在几百米到 1 km 的范围内,且相似的蚀变矿物也可以出现在贫矿热液系统、甚至区域变质岩中。因此,如何有效区分成矿和非成矿系统以及如何在蚀变带中定位矿(化)体的位置,成为矿床学和勘查学研究中亟待解决的科学问题。

最近 20 年,随着矿物原位微区分析技术和短波红外光谱分析技术在斑岩矿床勘查中的广泛应用,前人在金红石、绿泥石、绿帘石、绢云母和明矾石等指示性矿物的研究方面积累了大量资料,并总结了诸多勘查指标(Chang et al. , 2011; Cooke et al. , 2017, 2020a; Zhang Lejun et al. , 2017; Chen Huayong et al. , 2019; Zhao Zhenhua et al. ,

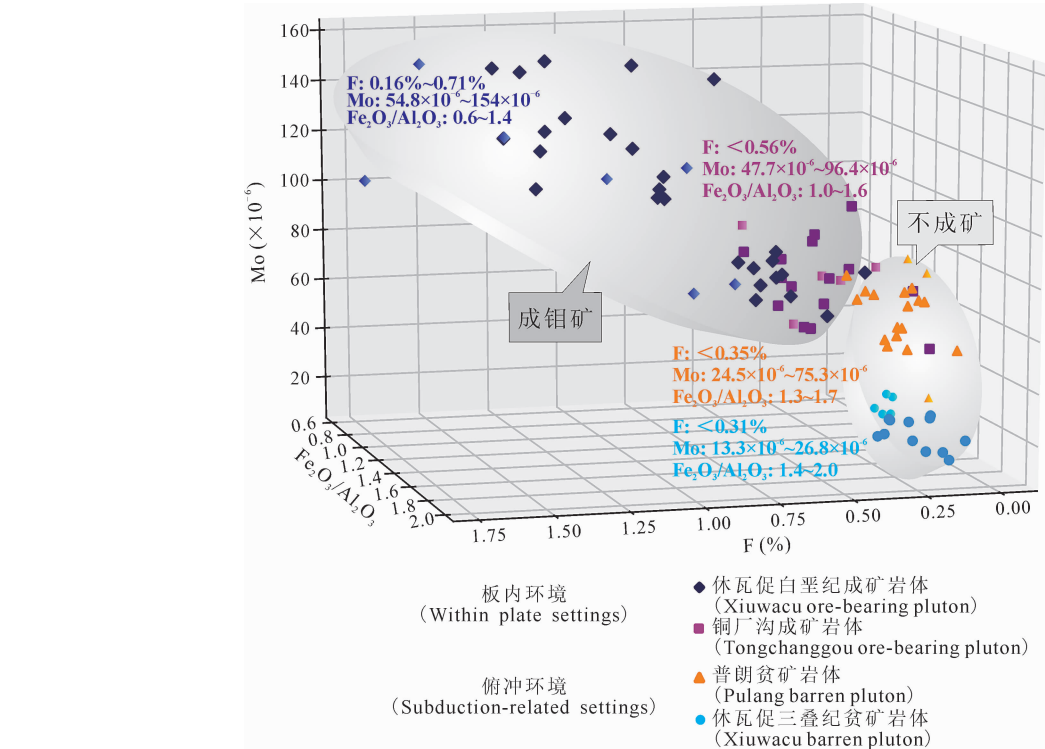


图 10 Mo 矿化岩体和不成矿岩体中的榍石的 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Mo-F 变化特征图(据 Pan et al. , 2018)

Fig. 10 Variations of $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$, Mo, and F in titanite from Mo-mineralized and non-mineralized granitic plutons(after Pan et al. , 2018)

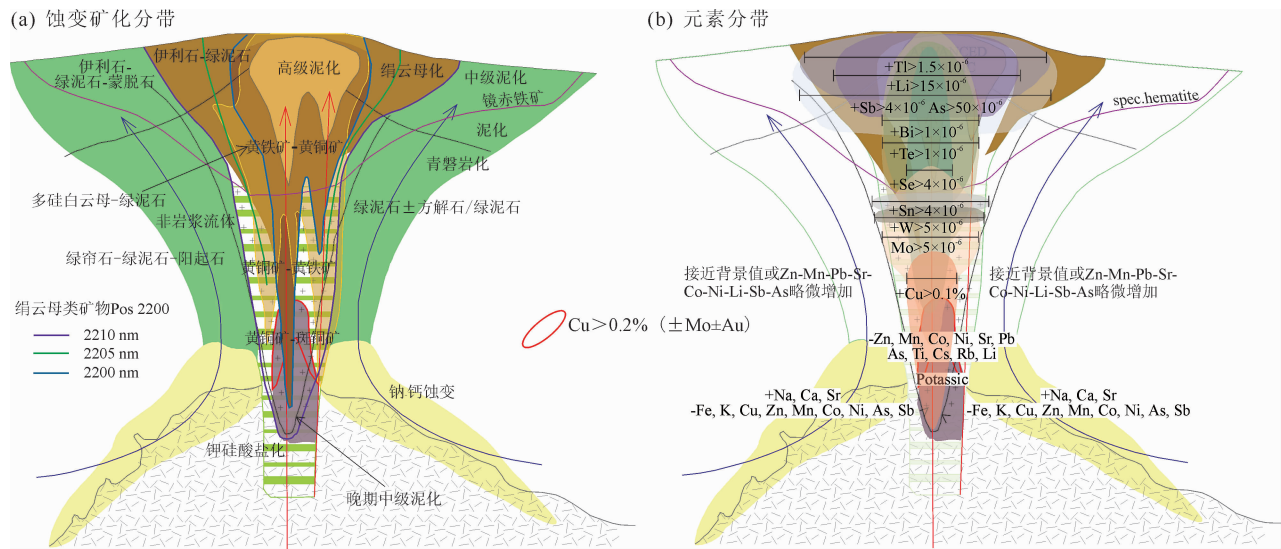


图 11 典型斑岩成矿系统的蚀变矿化分带(a)与元素分带(b)模型(据 Halley et al. , 2015)

Fig. 11 Vertical cross sections of a typical porphyry copper system showing (a) distribution of hydrothermal alteration and sulfide minerals and (b) zones of trace elements (after Halley et al. , 2015)

2019)。考虑到:①金红石是钾化带中最常见的蚀变矿物,绿泥石和绿帘石是青磐岩带化的标志性矿物,绢云母则常见于各蚀变带且在石英-绢云母化带最为发育,它们分别代表了不同蚀变带的特征矿物;②明矾石主要产于斑岩成矿系统顶端的高硫化浅成低

温系统中,而且在中国的斑岩矿床中分布相对较少(Yang and Cooke, 2019);因此本文主要介绍前 4 种矿物的研究进展(表 3)。

2.1 金红石

由于斑岩矿床的形成深度相对较浅(<5km),

表 3 斑岩矿床矿体定位的矿物学指标

Table 3 Summary of some mineralogical indicators for exploration of porphyry deposits

标型矿物	主要特征及勘查应用	文献
金红石	离矿体越近,岩(矿)石中金红石的含量变多、粒径变大($>10\sim65\mu\text{m}$)、颜色鲜红、且 $\text{V}_2\text{O}_5>0.2\%\sim0.4\%$ 、 $\text{Nb}_2\text{O}_5>0.2\%$ 、 $\text{Cu}>100\times10^{-6}\sim500\times10^{-6}$	Williams and Cesbron, 1977; Czamanske et al., 1981; IGMMI, 1984; Scott, 2005; Li Jinxiang et al., 2008; Dai Jie et al., 2018
绿泥石	Ti、V 和 Mg 含量随着距矿体中心距离的增加降低,Sr、Ca、Mn、Zn 则呈现相反趋势; Al^{IV} 、 $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}^{2+})$ 、Cr/Ti 与矿化品位呈正相关; X (距矿体中心的距离) $=[\ln(R/a)]/b$,式中 R 为绿泥石中某些元素的比值; a 和 b 为拟合的指数参数;靠近矿体时,绿泥石的 Pos2250 向长波方向漂移	Yang et al., 2005; Wilkinson et al., 2015;Yang Chao et al., 2015; Xiao et al., 2018; Cooke et al., 2020a, 2020b
绿帘石	Cu、Mo、Au 和 Sn 等成矿元素在距离矿体最近的绿帘石中富集,As、Sb、Pb、Zn 和 Mn 等远端指示元素则在距矿体中心 1.5 km 的绿帘石中富集;含绿帘石的 Ps 值($\text{Ps}=100\times\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Al})$)明显低于无矿绿帘石	Cooke et al., 2014, 2020a, 2020b; Wilkinson et al., 2017; Xiao et al., 2018;Xiong Yanyun et al., 2019
绢云母	靠近矿体和强蚀变区,Pos2200 的峰位向短波方向漂移、且伊利石的结晶度(SWIR-IC)将变大	Yang et al., 2005;Yang Zhiming et al., 2012; Tian Feng et al., 2019

因此通过岩浆作用无法形成金红石。大量研究表明该类矿床中的金红石均为热液成因,且主要形成于钾化阶段(Williams and Cesbron, 1977; Force et al., 1984; Czamanske et al., 1981; Scott, 2005; Li Jinxiang et al., 2008; Robbia, 2009; Wei Pei et al., 2009; Dai Jie et al., 2018; Porter et al., 2020)。可能的成因机制包括:①岩浆黑云母在蚀变成金云母过程中释放多余的 Ti 形成(Moore and Czmanske, 1973; Rui Zongyao et al., 1984);②含钛磁铁矿在蚀变成磁铁矿时形成;③钛铁矿在强蚀变情况下直接形成金红石;④楣石在蚀变成方解石时形成(Czamanske et al., 1981; Clark and Williams-Jones, 2003; Scott, 2005)。尽管金红石的形成机制多种多样,但是以第一种机制最为常见。

研究表明,金红石的标型特征(如颜色、含量、晶体结构、某些元素的含量及其比值)可以用来指示矿化的强弱(Williams and Cesbron, 1977; Scott, 2005)。如,Williams and Cesbron(1997)通过对世界上 77 个斑岩铜矿床 30000 多个样品中的金红石进行详细的矿物结构与化学组成方面的研究,发现从斑岩体系中心向外,金红石的长:宽分别从 3:2 变化到 2:1;并且金红石中铜含量很高($100\times10^{-6}\sim500\times10^{-6}$,其他成因的金红石铜含量通常小于 50×10^{-6}),而铜含量的高低又能反映在金红石的颜色上,即在薄片下,其红色愈深则铜含量愈高(IGMMI, 1984)。Czamanske et al. (1981)发现钾化蚀变带中的金红石含量较高、且颗粒较大;而绢英岩化蚀变带中的金红石颗粒较小、含量亦明显降低。

Scott(2005)详细研究了澳大利亚 E26N 斑岩 Cu-Au 矿床中金红石的矿物结构与微量元素组成,结果表明离矿体 100 m 范围内的金红石粒度大($>4000\mu\text{m}^2$)、V 含量高(多数 $>0.4\%$),表明金红石中 V 含量可以作为矿化作用的指示剂。Li Jinxiang et al. (2008)对西藏班公湖带多不杂富金斑岩铜矿中的金红石进行了详细研究,发现金红石中除 CuO 、 K_2O 、 N_2O 含量较高外,其 V_2O_5 含量也大于 0.4% ,表明成矿热液富含 Cu、K 和 Na,而 V 含量有助于确定主矿体的位置。最近,Dai Jie et al. (2018)通过对西藏冈底斯成矿带西段产出的朱诺斑岩 Cu-Mo 矿床中的金红石开展类似研究工作,提出成矿斑岩中的金红石粒径通常大于 $10\mu\text{m}$ 、且 V_2O_5 和 Nb_2O_5 含量均大于 0.2% 。此外,由于金红石具有较强的耐风化性,即使在硫化物已经被风化淋滤破坏掉的情况下,它仍然是有效的找矿标志(Scott, 2005; Scott et al., 2011)。有学者提出,在热带雨林地区,金红石的找矿效果甚至优于土壤地球化学法和槽探法(Force et al., 1984)。

此外,不同斑岩矿床亚类(如,Mo、Cu-Mo、Au-Cu 等)之间的金红石可能显示不同的元素组合特征(Rabbia, 2002; Rabbia et al., 2009)。其中,Mo 矿床中的金红石相对富集 Nb,且 Fe/W 、 Nb/W 、 Sn/W 比值较高;而 Au-Cu 矿床中的金红石相对亏损 Fe 和 W,且具有更高的 Nb/W 和 Sn/W 比值,这些特征表明金红石的成分特点可能与成矿专属性具有某种耦合关系(Ai Hao et al., 2017)。因此,对金红石开展矿物化学研究还有助于判断斑岩矿床的成矿元素组合。

2.2 绿泥石

绿泥石作为青磐岩化蚀变带的标志性矿物之一,通常发育在斑岩体系的外围。若赋矿围岩为中基性火山熔岩-火山碎屑岩,热液蚀变形成的绿泥石、绿帘石、方解石及少量阳起石和沸石等的分布范围(即绿色岩石环境,the green rock environment)可达 10 km² 以上(Cooke et al. , 2014; Wilkinson et al. , 2015, 2017)。Wilkinson et al. (2015)通过对印度尼西亚 Batu Hijau 斑岩 Cu-Au 矿床中的绿泥石开展原位微区分析,发现绿泥石中 Ti 的含量主要受矿物结晶温度的控制,因而 Ti 含量的空间变化反映了其距离矿化中心的远近程度;而 Mn、Zn 含量则随着距矿体中心的距离增大而升高,并且在大约 1.3 km 左右的位置出现峰值,可能反映了这两种元素在岩浆-热液体系中迁移的距离。通过绿泥石矿物化学的系统研究可以将斑岩矿床的蚀变晕延伸到 4~5 km 以外。

Wilkinson et al. (2015)还提出,基于绿泥石 Ti/Sr 比值可以估算其距矿体中心的距离,这极大地提高了矿体预测的准确性。具体计算公式为: $X = [\ln(R/a)]/b$,式中 X 表示距矿床中心的距离; R 表示绿泥石中某些元素的比值(如 Ti/Sr); a 和 b 为拟合的指数参数。以印尼 Batu Hijau 矿床为典型实例,他们拟合的具体公式为: $X = \ln[Ti/3 \times 10^6 Sr]/(-0.0088)$ (图 12)。

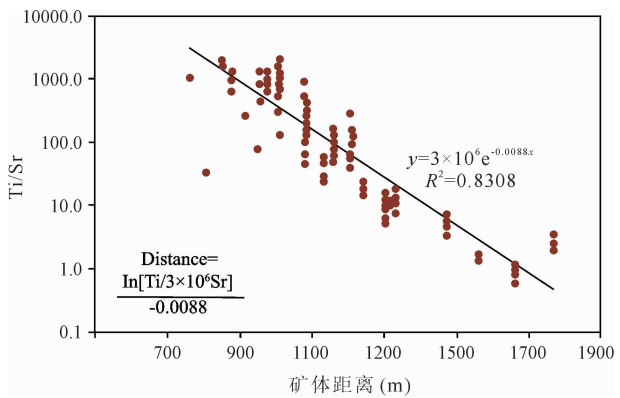


图 12 根据印尼 Batu Hijau 矿床绿泥石的 Ti/Sr 与矿体距离拟合的线性关系(据 Wilkinson et al. , 2015)
Fig. 12 Plots of Ti/Sr ratios of chlorite with the distance from the center of the Batu Hijau deposit (after Wilkinson et al. , 2015)

绿泥石矿物化学的勘查指标得到了国际勘探领域的应用和验证(Zhang Lejun et al. , 2017),如针对美国 Resolution 超大型斑岩矿床中预测的矿体位置与矿体的实际位置偏差小于 100 m(Cooke et

al. , 2020)。前人关于铜山口斑岩-矽卡岩型 Cu 矿床(Han et al. , 2018)和延东斑岩铜矿床蚀变矿物的勘查研究(Xiao et al. , 2018)也进一步证实了绿泥石矿物化学指标的有效性。有学者提出,绿泥石的 $Al^{IV}/Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg^{2+})$ 、Cr/Ti 与矿床中 Cu、Au 的品位呈正相关,因而可以作为斑岩型矿床富矿体的指示标志(Yang Chao et al. , 2015)。

大量研究证实,绿泥石中某些短波红外吸收峰的位值(Pos2250、Pos2335)也是有效的勘查指标(Yang et al. , 2005; Xiao et al. , 2018; Chen Huayong et al. , 2019)。如,Yang et al. (2005)在研究新疆土屋斑岩 Cu-Au 矿床时发现,越靠近矿化中心,绿泥石的特征吸收峰的位值越向长波方向偏移。

2.3 绿帘石

绿帘石作为青磐岩化蚀变带的特征性矿物之一,亦广泛出现在斑岩体的外围。绿帘石通常呈细粒集合体与绿泥石一起交代角闪石、斜长石和黑云母等含钙矿物,可保留原矿物的假象;也常沿岩石裂隙面充填交代,与石英、绿泥石、方解石和硫化物等构成复合脉或单独形成绿帘石脉(Cooke et al. , 2014)。大量研究业已证实,绿帘石矿物化学能够为评价斑岩成矿潜力、指示矿化中心以及反演成矿过程等方面提供有用信息(Cooke et al. , 2014, 2020; Hart et al. , 2017; Wilkinson et al. , 2017; Baker et al. , 2017; Cao et al. , 2019; Xiong Yanyun et al. , 2019; Zhang Jiajia et al. , 2019)。

Cooke et al. (2014)对菲律宾 Baguio 地区斑岩 Cu-Au 矿床中的绿帘石开展了微区成分分析,发现其中某些元素含量的系统性变化可能与其距斑岩矿化中心的距离有关(图 13)。如,成矿元素(如 Cu、Mo、Au 和 Sn 等)在距离矿体最近的绿帘石中富集,而远端指示元素(如 As、Sb、Pb、Zn 和 Mn)则在距矿体中心 1.5 km 外的绿帘石中相对富集。Baker et al. (2017)指出绿帘石中 Sr /As、Pb /U 等比值能有效区分斑岩热液系统成因的绿帘石与区域变质成因的绿帘石。Hart et al. (2017)运用多元变量统计分析法,将蒙古 Oyu Tolgoi 斑岩 Cu-Au 矿床中的绿帘石分成两组:泥盆纪成矿系统和石炭纪成矿后系统,这对于找矿方向与靶区的有效筛选极为重要。

此外,有学者提出绿帘石 Ps 值($Ps = 100 \times Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al)$)与样品的含矿性呈负相关关系,即含矿绿帘石的 Ps 值明显低于无矿绿帘石的 Ps

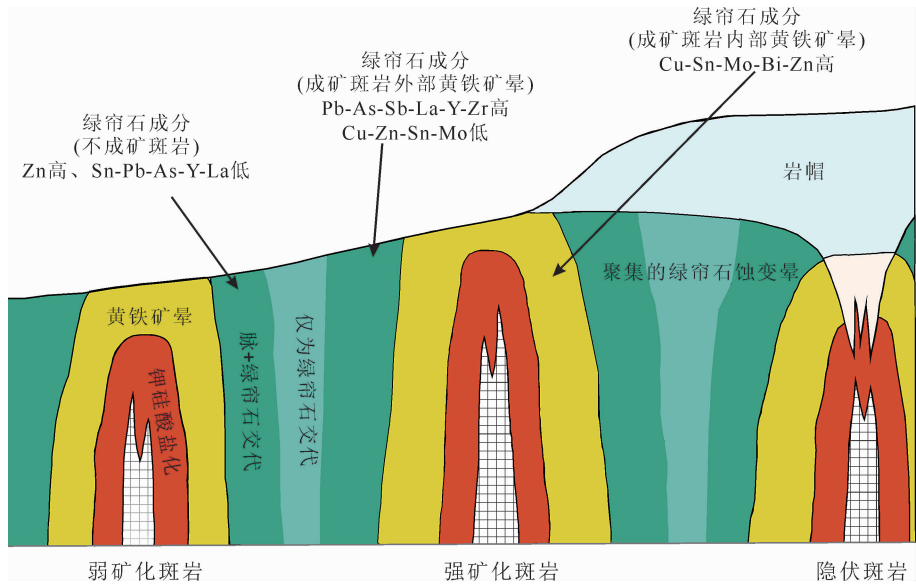


图 13 菲律宾 Baguio 地区典型斑岩体系中绿帘石的微量元素变化示意图(据 Cooke et al. , 2014)

Fig. 13 Summary of epidote trace element compositions at the Baguio mineral district (after Cooke et al. , 2014)

值;而造成近矿绿帘石贫 Fe 富 Al 的原因,可能在于金属硫化物在形成过程中消耗了流体中的 Fe^{3+} (Zhang Jiajia et al. , 2019)。与绿泥石类似,绿帘石中某些特征性短波红外光谱吸收峰的位值也可用来指示斑岩矿床的勘查方向(Xiao et al. , 2018; Chen Huayong et al. , 2019; Xiong Yanyun et al. , 2019)。因此,在应用矿物化学进行找矿勘查时,应将短波红外光谱技术与原位微区成分技术有机结合。

2.4 绢云母类矿物

绢云母一般被定义为细小鳞片状的白云母,它们主要呈显微晶质—隐晶质的鳞片状集合体产于斑岩矿床的各类蚀变带中,其中尤以绢英岩化带最为发育。研究表明,斑岩矿床中的绢云母类矿物,至少包括了白云母、水白云母、伊利石和蒙脱石等 4 种矿物(IGMMI, 1984; Rui Zongyao et al. , 1984),它们主要由原岩中的长石类矿物(及少量暗色矿物)在酸性流体中发生水解作用形成。因此,绢云母化蚀变通常又被称为长石破坏性蚀变(Seedorff et al. , 2005; Yang et al. , 2009)。鉴于该类矿物主要呈细粒集合体的形式产出,并且其矿物化学成分较为复杂多变,因而难以利用 LA-ICP-MS 开展原位微区成分的研究。近年来,前人主要通过短波红外光谱的研究揭示其所蕴含的成矿与找矿信息。

研究表明,绢云母类矿物 Al-OH 基的吸收峰位值(Pos2200)及伊利石结晶度(SWIR-IC,可用 Al-

OH 吸收强度与 H_2O 吸收强度之比表示)不仅能够用来反演成矿的地质环境,还可以帮助确定矿化中心(Yang et al. , 2005; Guo Na et al. , 2012, 2017; Yang Zhiming et al. , 2012; Xu Chao et al. , 2017; Tian Feng et al. , 2019)。例如,Yang et al. (2005)在新疆土屋斑岩 Cu-Au 矿床的研究中发现,远离矿化中心时,绢云母的 Pos2200 峰位将向长波方向漂移($>2206\text{ nm}$);与此同时,绿泥石的特征吸收峰的位值将向短波方向漂移。Yang Zhiming et al. (2012)对西藏念村矿区开展了短波红外光谱填图工作,提出越靠近矿化中心,绢云母的 Pos2200 峰位越向短波方向漂移($<2203\text{ nm}$),并且伊利石的结晶度变大(>1.6)。最近,Tian Feng et al. (2019)通过研究西藏岗讲斑岩 Cu-Mo 矿床的蚀变矿物分带结构也得到了类似于前人的认识。研究表明,绢云母 Pos2200 的位值主要受到矿物晶格中八面体 Al (Al^{VI})含量、流体的 pH 值与 Si 活度的控制(Duke and Edward, 1994; Wang et al. , 2017; Tian Feng et al. , 2019)。具体表现为: Al^{VI} 含量越高,Pos2200 值越小;流体的酸度越强,形成的绢云母 Pos2200 的位值也会越小。

在斑岩系统中,向上运移的岩浆流体随着歧化反应的不断进行与温度的持续下降,酸度将不断增加,从而导致越到浅处,形成的绢云母越来越富集 Al,即 Pos2200 值越低。同样在横向上,越靠近流体运移通道,水/岩比越高,酸度越强,形成的 Pos2200 值也会越小(Tian Feng et al. , 2019)。

3 存在问题与发展趋势

斑岩型矿床作为中国、乃至全球 Cu、Mo、Au、Re、Se、Te 等战略性关键金属的最重要来源 (Sillitoe, 2010; John and Taylor, 2016; Yang Zhiming et al., 2020), 在保障国家经济安全、支撑高科技领域发展等方面发挥着举足轻重的作用。我国是资源需求大国, 尤其是最近 20 年来随着经济建设的飞速发展, 矿产资源的供需矛盾日益突出, 许多关键金属的对外依存度高达 70%~80%, 严重威胁着国民经济的健康发展。在这种形势下, 亟需加强斑岩矿床的成矿理论与找矿方法的研究, 以期实现 Re、Se 及 Te 等关键矿产找矿勘查的新突破 (Yang Zhiming et al., 2020)。为此, 上文从岩石化学和矿物化学两个角度, 系统梳理了国内外在成矿潜力评价与矿体定位方面的新进展, 同时总结了相应的勘查指标。然而, 由于区域成矿构造背景的复杂多样性, 不同矿区(床)的成矿母岩的成分、侵位深度、围岩性质、蚀变矿化分带模式可能均存在明显差异, 因此已有勘查模型与找矿指标的有效性仍需更多的研究实例加以验证。在未来的科学研究与找矿实践中, 应特别注重并加强以下几方面工作:

(1) 由于矿区岩石普遍遭受了不同程度的热流体改造作用, 因此在开展岩体的成矿潜力评价时, 不宜采用流体活动性较强的大离子亲石元素(如 Na、K、Sr、Rb 等)作为评价指标, 而应重点关注流体活动性较弱的高场强元素(如 Zr、Sc、V、Al、HREE 等)及其比值。

(2) 查清单矿物中特征微量元素的赋存状态并准确测定是开展矿物化学指标的基础, 只有那些以类质同象形式进入矿物晶格的元素才可以作为找矿指标(如绿泥石中的 Ti)。然而, 由于矿物自身复杂的内部结构以及微米—纳米级杂质矿物的大量存在给微量元素的准确分析带来了严峻挑战。因此, 单矿物原位微区成分分析的研究(特别是 LA-ICP-MS)必须结合岩相学、矿相学以及矿物微区结构形貌的精细观测, 才能获得元素组成的真实信息。

(3) 近 20 年, 锆石等副矿物的原位微区分析引起了学术界的极大关注, 而针对造岩矿物的研究则显得尤为薄弱, 这在一定程度上限制了成因矿物学的全面发展。就斑岩矿床而言, 未来可以适当加强不同成因钾长石和黑云母的矿物化学研究。

(4) 根据单矿物化学组成估算的岩浆物理化学参数变化范围可能极大。如利用锆石 Ce^{4+}/Ce^{3+} 比

值计算获得的氧逸度变化可达几个数量级, 有些明显与地质事实不符。因此, 未来研究应加强实验地球化学方面的研究, 准确标定矿物化学组成与岩浆物理化学参数之间的耦合关系。

(5) 尽管大量研究证实绢云母等矿物中特征性短波红外吸收峰位值的系统性变化有助于确定矿化中心, 但是关于导致这些吸收峰发生变化的内在机制仍不十分清楚, 未来应加强这方面的研究。

(6) 目前已有少量研究将 LA-ICP-MS 和短波红外光谱技术有机结合, 以揭示目标矿物(如明矾石、绿泥石、绢云母类矿物、碳酸盐类矿物等)在岩浆-热液体系演化过程中的变化规律。未来可将这两项技术与原位微区同位素分析技术(LA-MC-ICP-MS)结合, 进一步约束成矿流体与成矿物质的来源与演化过程。

(7) 由于实验标样的稀缺(如硫化物标样), 不同实验室单矿物原位微区分析的方法和标准不一致, 导致不同实验室数据质量的差异, 因而限制了相应找矿指标的推广。

(8) 加强数理统计分析与机器学习等先进算法在矿物微量元素数据处理方面的应用。随着海量的单矿物元素组成数据的日积月累, 仅用简单的数学运算显然是不够的。在未来研究中, 应通过数学模型(聚类分析、多元线性回归分析、偏最小二乘分析等)和机器学习的方法, 综合剖析不同元素之间及其与矿物形成过程、物理化学条件之间的耦合关系, 并据此提炼找矿指标。

致谢: 笔者在撰写本文过程中参阅了国内外大量相关文献, 因篇幅限制, 部分参考文献未能一一列出, 特表歉意。感谢侯增谦院士、胡瑞忠研究员和张兴春研究员多年来对笔者的指导和帮助。杨志明研究员和秦克章研究员仔细审阅了本文, 并提出了许多富有建设性的修改意见, 在此表示感谢。

References

Ahmed A, Crawford A J, Leslie C, Phillips J, Wells T, Garay A, Hood S B, Cooke D R. 2020. Assessing copper fertility of intrusive rocks using field portable X-ray fluorescence (pXRF) data. *Geochemistry-Exploration Environment Analysis*, 20(1): 81~97.

Ai Hao, Zhao Xinmin, Tang Chun, Guo Wenbo, Cheng Huang. 2017. Review of the application of accessory minerals in the study of porphyry copper deposit. *Modern Mining*, 573(1): 32~39(in Chinese with English abstract).

Aleinkoff J N, Wintsch R P, Fanning C M, Dorais M J. 2002. U-Pb geochronology of zircon and polygenetic titanite from the Glastonbury Complex, Connecticut, USA: An integrated SEM, EMPA, TIMS, and SHRIMP study. *Chemical Geology*, 188(1): 125~147.

- Baker M, Cooke D, Hollings P, Piquer J. 2017. Identification of hydrothermal alteration related to mineralisation using epidote mineral chemistry. *Proceedings Mineral Resources to Discover: Society of Geology Applied to Ore Deposits*, Quebec, 2017, Volume 3, 14th Biennial Conference Proceedings, 1069~1071.
- Baldwin J A, Pearce J A. 1982. Discrimination of productive and nonproductive porphyritic intrusions in the Chilean Andes. *Economic Geology*, 77(3): 664~674.
- Ballard J R, Palin M J, Campbell I H. 2002. Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon; application to porphyry copper deposits of northern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144(3): 347~364.
- Beane R E. 1974. Biotitestability in the porphyry copper environment. *Economic Geology*, 69(2): 241~256.
- Blevin P L, Chappell B W, Allen C M. 1996. Intrusive metallogenic provinces in eastern Australia based on granite source and composition. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh-Earth Sciences*, 87(1~2): 281~290.
- Blevin P L, Chappell B W. 1992. The role of magma sources, oxidation states and fractionation indetermining the granite metallogeny of eastern Australia. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh-Earth Sciences*, 83(1~2): 305~316.
- Blevin P L, Chappell B W. 1995. Chemistry, origin, and evolution of mineralized granites in the Lachlan fold belt, Australia: The metallogeny of I- and S-type granites. *Economic Geology*, 90(6): 1604~1619.
- Blevin P L. 2004. Redox and compositional parameters for interpreting the granitoid metallogeny of eastern Australia; Implications for gold-rich ore systems. *Resource Geology*, 54(3): 241~252.
- Boomeri M, Nakashima K, Lentz D R. 2009. The Miduk porphyry Cu deposit, Kerman, Iran: A geochemical analysis of the potassic zone including halogen element systematics related to Cu mineralization processes. *Journal of Geochemical Exploration*, 103(1): 17~29.
- Boomeri M, Nakashima K, Lentz D R. 2010. The Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Kerman, Iran: A mineralogical analysis of the igneous rocks and alteration zones including halogen element systematics related to Cu mineralization processes. *Ore Geology Reviews*, 38(4): 367~381.
- Bouzari F, Hart C J, Bissig T, Barker S. 2016. Hydrothermal alteration revealed by apatite luminescence and chemistry: A potential indicator mineral for exploring covered porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 111(6): 1397~1410.
- Burnham A D, Berry A J. 2012. An experimental study of trace element partitioning between zircon and melt as a function of oxygen fugacity. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 95: 196~212.
- Canil D, Grondahl C, Lacourse T, Pisiak L K. 2016. Trace elements in magnetite from porphyry Cu-Mo-Au deposits in British Columbia, Canada. *Ore Geology Reviews*, 72(1): 1116~1128.
- Cao K, Yang Z M, Mavrogenes J, White N C, Xu J F, Li Y, Li W K. 2019. Geology and genesis of the giant Pulang porphyry Cu-Au district, Yunnan, Southwest China. *Economic Geology*, 114(2): 275~301.
- Cao M J, Li G M, Qin K Z, Seitmuratova E Y, Liu Y S. 2012. Major and trace element characteristics of apatites in granitoids from central Kazakhstan; Implications for petrogenesis and mineralization. *Resource Geology*, 62(1): 63~83.
- Cao M J, Qin K Z, Li G M, Evans N J, Jin L Y. 2015. In situ LA-(MC)-ICP-MS trace element and Nd isotopic compositions and genesis of polygenetic titanite from the Baogutu reduced porphyry Cu deposit, Western Junggar, NW China. *Ore Geology Reviews*, 65(4): 940~954.
- Carten R B, Geraghty E P, Walker B M. 1988. Cyclic development of igneous features and their relationship to high-temperature hydrothermal features in the Henderson porphyry molybdenum deposit, Colorado. *Economic Geology*, 83(2): 266~296.
- Castillo P R. 2006. An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin*, 51(3): 258~268.
- Celis A. 2015. Titanite as an indicator mineral for alkalic Cu-Au porphyry deposits in south central British Columbia. *University of British Columbia*, p. 247.
- Chang Z, Hedenquist J W, White N C, Cooke D R, Roach M, Deyell C L, Garcia J J, Gemmell J B, McKnight S, Cuisson A L. 2011. Exploration tools for linked porphyry and epithermal deposits; Example from the Mankayan intrusion-centered Cu-Au district, Luzon, Philippines. *Economic Geology*, 106(8): 1365~1398.
- Che X D, Linnen R L, Wang R C, Groat L A, Brand A A. 2013. Distribution of trace and rare earth elements in titanite from tungsten and molybdenum deposits in Yukon and British Columbia, Canada. *Canadian Mineralogist*, 51(3): 415~438.
- Chen Huayong, Zhang Shitao, Chu Gaobin, Zhang Yu, Cheng Jiamin, Tian Jing, Han JinSheng. 2019. The short wave infrared(SWIR) spectral characteristics of alteration minerals and applications for ore exploration in the typical skarn-porphyry deposits, Edong ore district, eastern China. *Acta Petrologica Sinica*, 35(12): 3629~3643 (in Chinese with English abstract).
- Chen X, Richards J P, Liang H, Zou Y, Zhang J, Huang W, Ren L, Wang F. 2019. Contrasting arc magma fertilities in the Gangdese belt, Southern Tibet: Evidence from geochemical variations of Jurassic volcanic rocks. *Lithos*, 324-325: 789~802.
- Chiaradia M, Ulianov A, Kouzmanov K, Beate B. 2012. Why large porphyry Cu deposits like high Sr/Y magmas? *Scientific Reports*, 2(1): 685, 10.1038/srep00685.
- Cooke D R, Baker M, Hollings P, Sweet G, Chang Z, Danyushevsky L, Gilbert S, Zhou T, White N C, Gemmell J B, Inglis S, Kelley K D, Golden H C. 2014. Newadvances in detecting the distal geochemical footprints of porphyry systems—Epidote mineral chemistry as a tool for vectoring and fertility assessments, Building Exploration Capability for the 21st Century, Society of Economic Geologists, 18:127~152.
- Cooke D R, Agnew P, Hollings P, Baker M, Chang Z S, Wilkinson J J, White N C, Zhang L J, Thomas J, Gemmell J B, Fox N, Chen H Y, Wilkinson C C. 2017. Porphyryindicator minerals (PIMS) and porphyry vectoring and fertility tools(PVFTS)-Indicators of mineralization styles and recorders of hypogene geochemical dispersion halos, *Proceedings of Exploration 17: Sixth Decennial International Conference on Mineral Exploration*, p. 457~470.
- Cooke D R, Agnew P, Hollings P, Baker M, Chang Z, Wilkinson J J, Ahmed A, White N C, Zhang L, Thompson J, Gemmell J B, Danyushevsky L, Chen H. 2020a. Recent advances in the application of mineral chemistry to exploration for porphyry copper-gold-molybdenum deposits: Detecting the geochemical fingerprints and footprints of hypogene mineralization and alteration. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 20(2): 176~188.
- Cooke D R, Wilkinson J J, Baker M, Agnew P, Phillips J, Chang Z, Chen H, Wilkinson C C, Inglis S, Hollings P, Zhang L, Gemmell J B, White N C, Danyushevsky L, Martin H. 2020b. Usingmineral chemistry to aid exploration: A case study from the Resolution porphyry Cu-Mo deposit, Arizona. *Economic Geology*, 115(4): 813~840.
- Corbett G J, Leach T M. 1998. Southwest Pacific Rim gold-copper systems; Structure, alteration, and mineralization, *Society of Economic Geologists*, V6.
- Czamanske G K, Force E R, Moore W J. 1981. Some geologic and potential resource aspects of rutile in porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 76(8): 2240~2246.
- Dai Jie, Ni Shijun, Huang Yong, Ding Jun, Chou I-Ming. 2018. Genesis of rutile from metallogenic porphyry in the Zhunuo porphyry-type Cu-Mo deposit, Tibet, China, and its

- significance for prospecting. *Acta Geologica Sinica*, 92(6): 1228~1239(in Chinese with English abstract).
- Dare S A S, Barnes S J, Beaudoin G, Méric J, Boutroy E, Potvin-Doucet C. 2014. Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators. *Mineralium Deposita*, 49(7): 785~796.
- Davidson J, Turner S, Handley H, Macpherson C, Dosseto A. 2007. Amphibole "sponge" in arc crust? *Geology*, 35(9): 787~790.
- Defant M J, Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347(6294): 662~665.
- Dilles J H, Kent A J R, Wooden J L, Tosdal R M, Koleszar A, Lee R G, Farmer L P. 2015. Zircon compositional evidence for sulfur-degassing from ore-forming arc magmas. *Economic Geology*, 110(1): 241~251.
- Duke E F. 1994. Near infrared spectra of muscovite, Tschermak substitution, and metamorphic reaction progress: Implications for remote sensing. *Geology*, 22(7): 621~624.
- Erdmann S, Wang R, Huang F, Scaillet B, Zhao K, Liu H, Chen Y, Faure M. 2019. Titanite: A potential solidus barometer for granitic magma systems. *Comptes Rendus Geoscience*, 351(8): 551~561.
- Feiss P G. 1978. Magmatic sources of copper in porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 73(3): 397~404.
- Force E R, Djaswadi S, Leeuwen T V. 1984. Exploration for porphyry metal deposits based on rutile distribution—A test in Sumatra. *Usgs Professional Paper, Geological Survey Bulletin* (1558): A1~A13.
- Fu Jinbao. 1981. Chemical composition of biotite in porphyry copper ore. *Geology and Prospecting*, 9(1): 16~19(in Chinese).
- Guo J H, Leng C B, Zhang X C, Zafar T, Lai C K. 2020. Textural and chemical variations of magnetite from porphyry Cu-Au and Cu skarn deposits in the Zhongdian region, northwestern Yunnan, SW China. *Ore Geology Reviews*, 116, 103245.
- Guo Na, Guo Ke, Zhang Tingting, Liu Tinghan, Hu Bin, Wang Chongwu. 2012. Hydrothermal alteration distribution model of the Jiamia (Gyama) copper-polymetallic deposit based on shortwave technique. *Acta Geoscientia Sinica*, 33(4): 641~653(in Chinese with English abstract).
- Guo Na, Huang Yiru, Zheng Long, Tang Nan, Fu Yuan, Wang Cheng. 2017. Alteration zoning and prospecting model of epithermal deposit revealed by shortwave infrared technique: A case study of Tiegelongnan and Sinongduo deposits. *Acta Geoscientia Sinica*, 38(5): 767~778(in Chinese with English abstract).
- Halley S, Dilles J H, Tosdal R M. 2015. Footprints: hydrothermal alteration and geochemical dispersion around porphyry copper deposits. *Society of Economic Geologists Newsletter*, 100(1): 12~17.
- Halley S. 2020. Mapping magmatic and hydrothermal processes from routine exploration geochemical analyses. *Economic Geology*, 115(3): 489~503.
- Han J S, Chu G B, Chen H Y, Hollings P, Sun S Q, Chen M. 2018. Hydrothermal alteration and short wavelength infrared (SWIR) characteristics of the Tongshankou porphyry-skarn Cu-Mo deposit, Yangtze craton, Eastern China. *Ore Geology Reviews*, 101: 143~164.
- Harris A C, Kamenetsky V S, White N C, Steele D A. 2004. Volatile phase separation in silicic magmas at Bajo de la Alumbrera porphyry Cu-Au deposit, NW Argentina. *Resource Geology*, 54(3): 341~356.
- Hart L, Wilkinson J J, Armstrong R. 2017. Classifying propylitic alteration in complex porphyry systems; a case study of the Oyu Tolgoi Cu-Au porphyry deposits, Southern Mongolia. *Proceedings Biennial Sga Meeting: Mineral Resources to Discover*, Quebec City, 2017, Society of Geology Applied to Mineral Deposits, 20~23.
- Hendry D A F, Chivas A R, Long J V P, Reed S J B. 1985. Chemical differences between minerals from mineralizing and barren intrusions from some North American porphyry copper deposits. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89(4): 317~329.
- Hendry D A F, Chivas A R, Reed S J B, Long J V P. 1981. Geochemical evidence for magmatic fluids in porphyry copper mineralization. Part II. Ion-probe analysis of Cu contents of mafic minerals, Koloula igneous complex. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78(4): 404~412.
- Hong W, Cooke D R, Zhang L J, Fox N, Thompson J. 2019. Cathodoluminescence features, trace elements, and oxygen isotopes of quartz in unidirectional solidification textures from the Sn-mineralized Heemskirk Granite, western Tasmania. *American Mineralogist*, 104(1): 100~117.
- Horie K, Hidaka H, Gauthier-Lafaye F. 2008. Elemental distribution in apatite, titanite and zircon during hydrothermal alteration: Durability of immobilization mineral phases for actinides. *Physics and Chemistry of the Earth Parts A/b/c*, 33(14): 962~968.
- Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, Rui Z Y, Mo X X. 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 220(1~2): 139~155.
- Hou Zengqian, Yang Zhiming, Wang Rui, Zheng Yuanchuan. 2020. Further discussion on porphyry Cu-Mo-Au deposit formation in mainland China *Earth Science Frontiers*, 27(2): 20~44(in Chinese with English abstract).
- Huang M L, Bi X W, Richards J P, Hu R Z, Xu L L, Gao J F, Zhu J J, Zhang X C. 2019. High water contents of magmas and extensive fluid exsolution during the formation of the Yulong porphyry Cu-Mo deposit, eastern Tibet. *Journal of Asian Earth Sciences*, 176: 168~183.
- Huang X W, Sappin A A, Boutroy E, Beaudoin G, Makvandi S. 2019. Trace element composition of igneous and hydrothermal magnetite from porphyry deposits: Relationship to deposit subtypes and magmatic affinity. *Economic Geology*, 114(5): 917~952.
- Imai A, Listanco E L, Fujii T. 1993. Petrologic and sulfur isotopic significance of highly oxidized and sulfur-rich magma of Mt. Pinatubo, Philippines. *Geology*, 21(8): 699~702.
- Imai A. 2002. Metallogeneses of porphyry Cu deposits of the western Luzon arc, Philippines: K-Ar ages, SO₃ contents of microphenocrystic apatite and significance of intrusive rocks. *Resource Geology*, 52(2): 147~161.
- Imai A. 2004. Variation of Cl and SO₃ contents of microphenocrystic apatite in intermediate to silicic igneous rocks of Cenozoic Japanese island arcs: Implications for porphyry Cu metallogenesis in the Western Pacific Island arcs. *Resource Geology*, 54(3): 357~372.
- Institute of Geology, Ministry of Metallurgy Industry (IGMMI). 1984. *Porphyry Copper Deposits in China*. Beijing: Science Press, 1~240(in Chinese).
- Ishihara S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, 27(145): 293~305.
- Ishihara S. 1981. The granitoid series and mineralization. *Seventy-Fifth Anniversary Volume, Society of Economic Geologists*, 1~75.
- Jacobs D C, Parry W T. 1976. A comparison of the geochemistry of biotite from some basin and range stocks. *Economic Geology*, 71(6): 1029~1035.
- Jacobs D C, Parry W T. 1979. Geochemistry of biotite in the Santa Rita porphyry copper deposit, New Mexico. *Economic Geology*, 74(4): 860~887.
- John D A, Taylor R D, Verplanck P L, Hitzman M W. 2016. By-products of porphyry copper and molybdenum deposits, rare earth and critical elements in ore deposits, Volume 18, Society of Economic Geologists, 18: 137~164.
- Kesler S E, Issigonis M J, Brownlow A H, Damon P E, Moore W J, Northcote K E, Preto V A. 1975. Geochemistry of biotites from mineralized and barren intrusive systems. *Economic*

- Geology, 70(3): 559~567.
- Lang J R, Tittle S R. 1998. Isotopic and geochemical characteristics of Laramide magmatic systems in Arizona and implications for the genesis of porphyry copper deposits. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 93(2): 138~170.
- Leng C B, Gao J F, Chen W T, Zhang X C, Tian Z D, Guo J H. 2018. Platinum-group elements, zircon Hf-O isotopes, and mineralogical constraints on magmatic evolution of the Pulang porphyry Cu-Au system, SW China. *Gondwana Research*, 62: 163~177.
- Leng C B, Huang Q Y, Zhang X C, Wang S X, Zhong H, Hu R Z, Bi X W, Zhu J J, Wang X S. 2014. Petrogenesis of the Late Triassic volcanic rocks in the Southern Yidun arc, SW China: Constraints from the geochronology, geochemistry, and Sr-Nd-Pb-Hf isotopes. *Lithos*, 190~191: 363~382.
- Leng Chengbiao, Zhang Xingchun, Chen Yanjing, Wang Shouxu, Gou Tizhong, Chen Wei. 2007. Discussion on the relationship between Chinese porphyry copper deposits and adakitic rocks. *Earth Science Frontiers*, 14(5): 199~210 (in Chinese with English abstract).
- Liang H Y, Campbell I H, Allen C, Sun W D, Liu C Q, Yu H X, Xie Y W, Zhang Y Q. 2006. Zircon Ce⁴⁺/Ce³⁺ ratios and ages for Yulong ore-bearing porphyries in eastern Tibet. *Mineralium Deposita*, 41(2): 152~159.
- Liu Bin, Ma Changqian, Liu Yuanyuan, Xiong Fuhao. 2010. Mineral chemistry of biotites from the Tongshankou Cu-Mo deposit: Implications for petrogenesis and mineralization. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 29(2): 151~165 (in Chinese with English abstract).
- Liu Shaobo, Wang Liankui. 1995. Advances in the study of copper-bearing properties of biotite in intrusive bodies. *Geological Science and Technology Information*, 14(3): 67~72 (in Chinese with English abstract).
- Loader M A, Wilkinson J J, Armstrong R N. 2017. The effect of titanite crystallisation on Eu and Ce anomalies in zircon and its implications for the assessment of porphyry Cu deposit fertility. *Earth and Planetary Science Letters*, 472: 107~119.
- Loucks R R, Fiorentini M L, Henriquez G J. 2020. New magmatic oxybarometer using trace elements in zircon. *Journal of Petrology*, doi:10.1093/petrology/egaa034.
- Loucks R R. 2014. Distinctive composition of copper-ore-forming arc magmas. *Australian Journal of Earth Sciences*, 61(1): 5~16.
- Lowell J D, Guilbert J M. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, 65(4): 373~408.
- Lu Y J, Loucks R R, Fiorentini M, McCuaig T C, Evans N J, Yang Z M, Hou Z Q, Kirkland C L, Parra-Avila L A, Kobussen A. 2016. Zircon compositions as a pathfinder for porphyry Cu±Mo±Au deposits. *Society of Economic Geologists Special Publication*, 19: 329~347.
- Mao M, Rukhlov A S, Rowins S M, Spence J, Coogan L A. 2016. Apatite trace element compositions: A robust new tool for mineral exploration. *Economic Geology*, 111(5): 1187~1222.
- Martin H, Smithies R H, Rapp R, Moyen J F, Champion D. 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79(1~2): 1~24.
- Mason D R, Feiss P G. 1979. On the relationship between whole rock chemistry and porphyry copper mineralization. *Economic Geology*, 74(6): 1506~1510.
- McInnes B I, McBride J S, Evans N J, Lambert D D, Andrew A S. 1999. Osmium isotope constraints on ore metal recycling in subduction zones. *Science*, 286(5439): 512~516.
- Meinert L D, Dipple G M, Nicolescu S, Hedenquist J W, Thompson J F H, Goldfarb R J, Richards J P. 2005. World skarn deposits. *One Hundredth Anniversary Volume, Society of Economic Geologists*, 299~336.
- Meinert L D. 1995. Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits—chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. *Victoria, British Columbia, Mineralogical Association of Canada Short Course Series, Magmas, Fluids, and Ore Deposits*, 23: 401~418.
- Miles A J, Graham C M, Hawkesworth C J, Gillespie M R, Hinton R W, Bromiley G D. 2014. Apatite: A new redox proxy for silicic magmas? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 132: 101~119.
- Miles A, Graham C, Hawkesworth C, Gillespie M, Hinton R, Bromiley G. 2016. Reply to comment by Marks et al. (2016) on 'Apatite: a new redox proxy for silicic magmas?'. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 183: 271~273.
- Moore W J, Czamanske G K. 1973. Compositions of biotites from unaltered and altered monzonitic rocks in the Bingham Mining District, Utah. *Economic Geology*, 68(2): 269~274.
- Mungall J E. 2002. Roasting the mantle: Slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits. *Geology*, 30(10): 915~918.
- Munoz J L. 1984. F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 13(1): 469~493.
- Nadoll P, Angerer T, Mauk J L, French D, Walshe J. 2014. The chemistry of hydrothermal magnetite: A review. *Ore Geology Reviews*, 61: 1~32.
- Oyarzun R, Márquez A, Lillo J, López I, Rivera S. 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. *Mineralium Deposita*, 36(8): 794~798.
- Pan L C, Hu R Z, Wang X S, Bi X W, Zhu J J, Li C S. 2016. Apatite trace element and halogen compositions as petrogenetic-metallogenic indicators: Examples from four granite plutons in the Sanjiang region, SW China. *Lithos*, 254~255: 118~130.
- Pan L C, Hu R-Z, Bi X W, Li C, Wang X S, Zhu J J. 2018. Titanite major and trace element compositions as petrogenetic and metallogenic indicators of Mo ore deposits: Examples from four granite plutons in the southern Yidun arc, SW China. *American Mineralogist*, 103(9): 1417~1434.
- Parat F, Holtz F, Streck M J. 2011. Sulfur-bearing magmatic accessory minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 73(1): 285~314.
- Parat F, Holtz F. 2005. Sulfur partition coefficient between apatite and rhyolite: the role of bulk S content. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150(6): 643~651.
- Parsapoor A, Khalili M, Tepley F, Maghami M. 2015. Mineral chemistry and isotopic composition of magmatic, re-equilibrated and hydrothermal biotites from Darreh-Zar porphyry copper deposit, Kerman (Southeast of Iran). *Ore Geology Reviews*, 66: 200~218.
- Peng G, Luhr J F, McGee J J. 1997. Factors controlling sulfur concentrations in volcanic apatite. *American Mineralogist*, 82(11~12): 1210~1224.
- Piccoli P M, Candela P A. 2002. Apatite in igneous systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48(1): 255~292.
- Pisiak L K, Canil D, Lacourse T, Plouffe A, Ferbey T. 2017. Magnetite as an indicator mineral in the exploration of porphyry deposits: A case study in till near the Mount Polley Cu-Au deposit, British Columbia, Canada. *Economic Geology*, 112(4): 919~940.
- Porter J K, McNaughton N J, Evans N J, McDonald B J. 2020. Rutile as a pathfinder for metals exploration. *Ore Geology Reviews*, 120: 103406.
- Qin Kezhang, Wang Zhitian, Pan Longju. 1990. Metallogenic conditions and criteria for evaluating the ore potentiality of porphyry bodies in the Manzhouli-Xinbaerhuyouqi Cu, Mo, Pb, Zn and Ag metallogenic belt. *Geological Review*, 36(6): 479~488 (in Chinese with English abstract).
- Qin Kezhang, Wang Zhitian. 1993. Rare earth element behaviour in

- the Wunugetushan Cu-Mo deposit, Inner Mongolia, and its significance. *Acta Geologica Sinica*, 67(4): 323~335 (in Chinese with English abstract).
- Qin Kezhang, Zhang Lianchang, Ding Kuishou, Xu Yingxia, Tang Dongmei, Xu Xingwang, Ma Tianlin, Li Guangming. 2009. Mineralization type, petrogenesis of ore-bearing intrusions and mineralogical characteristics of Sanchakou copper deposits in eastern Tianshan. *Acta Petrologica Sinica*, 25(4): 845~861 (in Chinese with English abstract).
- Qu Huanchun, Yang Zhiming, Wang Rui. 2013. Research progress of UST quartz in qulongporphyry copper-molybdenum deposit, Tibet. *Geological Review*, 59(Z1): 605~606 (in Chinese with English abstract).
- Rabbia O M, Hernandez L B, French D H, King R W, Ayers J C. 2009. The El Teniente porphyry Cu-Mo deposit from a hydrothermal rutile perspective. *Mineralium Deposita*, 44(8): 849~866.
- Richards J P. 2011. Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins. *Ore Geology Reviews*, 40(1): 1~26.
- Richards J P. 2013. Giant ore deposits formed by optimal alignments and combinations of geological processes. *Nature Geoscience*, 6(11): 911~916.
- Richards J R, Kerrich R. 2007. Adakite-like rocks: Their diverse origins and questionable role in metallogenesis. *Economic Geology*, 102(4): 537~576.
- Richards J. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, 98(8): 1515~1533.
- Rui Zongyao, Huang Chongke, Qi Guoming, Xu Yu, Zhang Hongtao. 1984. Porphyry copper (molybdenum) deposits of China. Beijing: Geological Publishing House, p. 350 (in Chinese).
- Rusk B G, Lowers H A, Reed M H. 2008. Trace elements in hydrothermal quartz: Relationships to cathodoluminescent textures and insights into vein formation. *Geology*, 36(7): 547~550.
- Rusk B, Reed M. 2002. Scanning electron microscope-cathodoluminescence analysis of quartz reveals complex growth histories in veins from the Butte porphyry copper deposit, Montana. *Geology*, 30(8): 727~730.
- Sajona F G, Maury R C. 1998. Association of adakites with gold and copper mineralization in the Philippines. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Series IIA Earth and Planetary Science*, 326(1): 27~34.
- Scott K M, Radford N W, Hough R M, Reddy S M. 2011. Rutile compositions in the Kalgoorliegoldfields and their implications for exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*, 58(7): 803~812.
- Seedorf E, Dilles J H, Proffett J M, Einaudi M T, Zurcher L, Stavast W J A, Johnson D A, Barton M D. 2005. Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. *Economic Geology 100th Anniversary volume*, 251~298.
- Shannon J R, Walker B M, Carten R B, Geraghty E P. 1982. Unidirectional solidification textures and their significance in determining relative ages of intrusions at the Henderson Mine, Colorado. *Geology*, 10(6): 293~297.
- Shen P, Hattori K, Pan H, Jackson S, Seitmuratova E. 2015. Oxidation condition and metal fertility of granitic magmas; zircon trace-element data from porphyry Cu deposits in the Central Asian Orogenic Belt. *Economic Geology*, 110(7): 1861~1878.
- Shu Q, Chang Z, Lai Y, Hu X, Wu H, Zhang Y, Wang P, Zhai D, Zhang C. 2019. Zircon trace elements and magma fertility: insights from porphyry (-skarn) Mo deposits in NE China. *Mineralium Deposita*, 54(5): 645~656.
- Sillitoe R H. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 67(2): 184~197.
- Sillitoe R H. 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105(1): 3~41.
- Smythe D J, Brenan J M. 2016. Magmatic oxygen fugacity estimated using zircon-melt partitioning of cerium. *Earth and Planetary Science Letters*, 453: 260~266.
- Song S, Mao J, Xie G, Chen L, Santosh M, Chen G, Rao J, Ouyang Y. 2019. In situ LA-ICP-MS U-Pb geochronology and trace element analysis of hydrothermal titanite from the giant Zhuxi W (Cu) skarn deposit, South China. *Mineralium Deposita*, 54(4): 569~590.
- Stepanov A S, Hermann J. 2013. Fractionation of Nb and Ta by biotite and phengite: Implications for the "missing Nb paradox". *Geology*, 41(3): 303~306.
- Stollery G, Borsik M, Holland H D. 1971. Chlorine in intrusives; a possible prospecting tool. *Economic Geology*, 66(3): 313~367.
- Streck M J, Dilles J H. 1998. Sulfur evolution of oxidized arc magmas as recorded in apatite from a porphyry copper batholith. *Geology*, 26(6): 523~526.
- Sun W D, Arculus R J, Kamenetsky V S, Binns R A. 2004. Release of gold-bearing fluids in convergent margin magmas prompted by magnetite crystallization. *Nature*, 431(7011): 975~978.
- Sun Weidong, Ling Mingxing, Yang Xiaoyong, Fan Weiming, Ding Xing, Liang Huaying. 2010. Ridge subduction and porphyry copper gold mineralization: An overview. *Sci China Earth Sci*, 53(4): 475~484 (in Chinese with English abstract).
- Tang Pan, Tang Juxing, Zheng Wenbao, Leng Qiufeng, Lin Bin. 2017. Progress in study of mineral chemistry of magmatic and hydrothermal biotites. *Mineral Deposits*, 36(4): 935~950 (in Chinese with English abstract).
- Thieblemont D, Stein G, Lescuyer J L. 1997. Gisements épithermaux et porphyriques: la connexion adakite. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, 325(2): 103~109.
- Tian Feng, Leng Chengbiao, Zhang Xingchun, Tian Zhendong, Zhang Wei, Guo Jianheng. 2019. Application of short-wave infrared spectroscopy in Gangjiang porphyry Cu-Mo deposit in Nimu ore field, Tibet. *Journal of China University of Geosciences*, 44(6): 2143~2154 (in Chinese with English abstract).
- Trail D, Watson E B, Tailby N D. 2011. The oxidation state of Hadean magmas and implications for early Earth's atmosphere. *Nature*, 480: 79~83.
- Trail D, Watson E B, Tailby N D. 2012. Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 97: 70~87.
- Vasyukova O V, Kamenetsky V S, Goemann K, Davidson P. 2013. Diversity of primary CL textures in quartz from porphyry environments: implication for origin of quartz eyes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166(4): 1253~1268.
- Wang R, Cudahy T, Laukamp C, Walshe J L, Bath A, Mei Y, Young C, Roache T J, Jenkins A, Roberts M, Barker A, Laird J. 2017. White mica as a hyperspectral tool in exploration for the Sunrise Dam and Kanowna Belle gold deposits, western Australia. *Economic Geology*, 112(5): 1153~1176.
- Wang R, Richards J P, Hou Z Q, Yang Z M, Gou Z B, Dufrane S A. 2014. Increasing magmatic oxidation state from Paleocene to Miocene in the eastern Gangdese belt, Tibet; Implication for collision-related porphyry Cu-Mo ± Au mineralization. *Economic Geology*, 109(7): 1943~1965.
- Wang Rucheng, Xie Lei, Chen Jun, Yu Apeng, Wang Lubin, Li Jianjun, Zhu Jinchu. 2011. Titanite as an Indicator Mineral of Tin Mineralizing Potential of Granites in the Middle Nanling Range. *Geological Journal of China Universities*, 17(3): 368~380 (in Chinese with English abstract).
- Wei Fei, Liu Yulin, Guo Guolin, Zhang Rui, Zhang Yunxiao, Wang Jiang. 2009. Characteristics and genesis significance of Titanium minerals of Baogutu porphyry copper deposit,

- Xinjiang. *Acta Petrologica Sinica*, 25(3): 167~171 (in Chinese with English abstract).
- Wen G, Li J W, Hofstra A H, Koenig A E, Lowers H A, Adams D. 2017. Hydrothermal reequilibration of igneous magnetite in altered granitic plutons and its implications for magnetite classification schemes: Insights from the Handan-Xingtai iron district, North China Craton. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 213: 255~270.
- White W H, Bookstrom A A, Kamilli R J, Ganster M W, Smith R P, Ranta D E, Steininger R C, Skinner B J. 1981. Character and origin of Climax-type molybdenum deposits, Seventy-Fifth Anniversary Volume, Society of Economic Geologists, 75: 270~316.
- Wilkinson J J, Baker M J, Cooke D R, Wilkinson C C, Inglis S. 2017. Exploration targeting in porphyry Cu systems using propylitic mineral chemistry: A case study of the El Teniente deposit, Chile. *Quebec, 14th Biennial Conference Proceedings, Mineral Resources to Discover; Society of Geology Applied to Ore Deposits*, p. 1112~1114.
- Wilkinson J J, Chang Z S, Cooke D R, Baker M J, Wilkinson C C, Inglis S, Chen H Y, Gemmell J B. 2015. The chlorite proximator: A new tool for detecting porphyry ore deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, 152: 10~26.
- Williams S A, Cesbron F P. 1977. Rutile and apatite: Useful prospecting guides for porphyry copper deposits. *Mineralogical Magazine*, 41(318): 288~292.
- Williams-Jones A E, Heinrich C A. 2005. Vaportransport of metals and the formation of magmatic-hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, 100(7): 1287~1312.
- Xiao B, Chen H Y, Wang Y F, Han J S, Xu C, Yang J T. 2018. Chlorite and epidote chemistry of the Yandong Cu deposit, NW China: Metallogenic and exploration implications for Paleozoic porphyry Cu systems in the Eastern Tianshan. *Ore Geology Reviews*, 100: 168~182.
- Xiao X, Zhou T, White N C, Zhang L, Fan Y, Chen X. 2020. Multiple generations of titanites and their geochemical characteristics record the magmatic-hydrothermal processes and timing of the Dongguashan porphyry-skarn Cu-Au system, Tongling district, Eastern China. *Mineralium Deposita*, doi. org/10.1007/s00126-020-00962-0.
- Xie L, Wang R C, Chen J, Zhu J C. 2010. Mineralogical evidence for magmatic and hydrothermal processes in the Qitianling oxidized tin-bearing granite (Hunan, South China): EMP and (MC)-LA-ICPMS investigations of three types of titanite. *Chemical Geology*, 276(1): 53~68.
- Xiong Xiaolin, Shi Manquan, Chen Fanrong. 2001. Biotite as a tracer of Cu and Au mineralization in hypogene-subvolcanic plutons. *Mineral Deposits*, 20(2): 107~111 (in Chinese with English abstract).
- Xu Chao, Chen Huayong, White Noel, Qi Jinping, Zhang Lejun, Zhang Shuang, Duan Gan. 2017. Alteration and mineralization of Xinan Cu-Mo ore deposit in Zijinshan orefield, Fujian Province, and application of short wavelength infra-red technology (SWIR) to exploration. *Mineral Deposits*, 36(5): 1013~1038 (in Chinese with English abstract).
- Xu L, Bi X, Hu R, Tang Y, Wang X, Xu Y. 2015. LA-ICP-MS mineral chemistry of titanite and the geological implications for exploration of porphyry Cu deposits in the Jinshajiang-Red River alkaline igneous belt, SW China. *Mineralogy and Petrology*, 109(2): 181~200.
- Xu Leiluo, Bi Xianwu, Chen Youwei, Qi Youqiang. 2012. Zircon Ce^{4+}/Ce^{3+} ratios of the Tongchang intrusions in Jinping County, Yunnan Province: Implications for mineralization. *Acta Mineralogica Sinica*, 32(1): 74~82 (in Chinese with English abstract).
- Xu Teng. 2015. Characteristics of biotites in two types of Yanshanian granitic pluton in Luanchuan ore concentration area of China and its significance. *Journal of Chengdu University of Technology (Science and Technology Edition)*, 42(3): 257~267 (in Chinese with English abstract).
- Yao Chunliang, Lu Jianjun, Guo Weimin. 2007. Compositional difference between three generations of apatite from Tongchang porphyry copper deposit, Jiangxi Province, southeast China. *Acta Mineralogica Sinica*, 27(1): 33~42 (in Chinese with English abstract).
- Yang Chao, Tang Juxing, Song Junlong, Zhang Zhi, Li Yubin, Sun Xingguo, Wang Qin, Ding Shuai, Fang Xiang, Li Yanbo. 2015. Chlorite characteristic of the Naruo porphyry Cu(Au) deposit in Tibet and its geological significance. *Acta Geologica Sinica*, 89(5): 42~58 (in Chinese with English abstract).
- Yang K, Lian C, Huntington J F, Peng Q, Wang Q. 2005. Infrared spectral reflectance characterization of the hydrothermal alteration at the Tuwu Cu-Au deposit, Xinjiang, China. *Mineralium Deposita*, 40(3): 324~336.
- Yang Z M, Cooke D R. 2019. Porphyry copper deposits in China. *Mineral deposits of China, Society of Economic Geologists, Special Publication, Chang Zhaoshan, Goldfarb Richard J. (ed), United States*, p. 133~187.
- Yang Z M, Hou Z Q, Zhou L M, Zhou Y W. 2020. Critical elements in porphyry copper deposits of China. *Chinese Science Bulletin*, 65: 1~12 (in Chinese with English abstract).
- Yang Z, Hou Z, White N C, Chang Z, Li Z, Song Y. 2009. Geology of the post-collisional porphyry copper-molybdenum deposit at Qulong, Tibet. *Ore Geology Reviews*, 36(1~3): 133~159.
- Yang Zhiming, Hou Zengqian, Li Zhenqing, Song Yucai, Xie Yuling. 2008. Direct record of primary fluid exsolved from magma: Evidence from unidirectional solidification texture (UST) in quartz found in Qulong porphyry copper deposit, Tibet. *Mineral Deposits*, 27(2): 188~199 (in Chinese with English abstract).
- Yang Zhiming, Hou Zengqian, Yang Zhusen, Qu Huanchun, Li Zhenqing, Liu Yunfei. 2012. Application of short wavelength infrared (SWIR) technique in exploration of poorly eroded porphyry Cu district: A case study of Niancun ore district, Tibet. *Mineral Deposits*, 31(4): 699~717 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Jijia, Wang Jian, Li Yan, Li Ai, Guo Dirong. 2019. The mineral composition and metallogenic indication of epidotes in the dubaoshan-tongshan porphyry copper(molybdenum) deposit in Heilongjiang Province. *Global Geology*, 38(2): 362~377 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Lejun, Zhou Taofa. 2017. Minerals in-situ LA-ICPMS trace elements study and the applications in ore deposit genesis and exploration. *Acta Petrologica Sinica*, 33(11): 3437~3452 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Qi, Wang Yuanlong, Zhang Fuqin, Wang Qiang, Wang Yan. 2002. Adakit and porphyry copper deposit. *Geology and Mineral Resources of South China*, (3): 86~91 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Zhenhua, Yan Shuang. 2019. Minerals and relevant metallogeny and exploration. *Acta Petrologica Sinica*, 35(1): 37~74 (in Chinese with English abstract).
- Zhu J J, Richards J P, Rees C, Creaser R, DuFrane S A, Locock A, Petrus J A, Lang J. 2018. Elevated magmatic sulfur and chlorine contents in ore-forming magmas at the Red Chris porphyry Cu-Au deposit, Northern British Columbia, Canada. *Economic Geology*, 113(5): 1047~1075.
- Zou X, Qin K, Han X, Li G, Evans N J, Li Z, Yang W. 2019. Insight into zircon REE oxy-barometers: A lattice strain model perspective. *Earth and Planetary Science Letters*, 506: 87~96.

参 考 文 献

- 艾昊, 赵新民, 唐春, 郭文波, 黄诚. 2017. 副矿物在斑岩铜矿研究中的应用进展. *现代矿业*, 573(1): 32~39.
- 陈华勇, 张世涛, 初高彬, 张宇, 程佳敏, 田京, 韩金生. 2019. 鄂东南矿集区典型矽卡岩-斑岩矿床蚀变矿物短波红外 (SWIR) 光

谱研究与勘查应用. 岩石学报, 35(12): 3629~3643.

戴婕, 倪师军, 黄勇, 丁俊, 周义明. 2018. 西藏朱诺斑岩型 Cu-Mo 矿床成矿斑岩金红石成因及找矿指示意义. 地质学报, 92(6): 1228~1239.

傅金宝. 1981. 斑岩铜矿中黑云母的化学组成特征. 地质与勘探, 9(1): 16~19.

郭娜, 郭科, 张婷婷, 刘廷哈, 胡斌, 汪重午. 2012. 基于短波红外勘查技术的西藏甲玛铜多金属矿热液蚀变矿物分布模型研究. 地球学报, 33(4): 641~653.

郭娜, 黄一入, 郑龙, 唐楠, 伏媛, 王成. 2017. 高硫-低硫化浅成低温热液矿床的短波红外矿物分布特征及找矿模型——以西藏铁格隆南(荣那矿段)、斯弄多矿床为例. 地球学报, 38(5): 767~778.

侯增谦, 杨志明, 王瑞, 郑远川. 2020. 再论中国大陆斑岩 Cu-Mo-Au 矿床成矿作用. 地学前缘, 27(2): 20~44.

冷成彪, 张兴春, 陈衍景, 王守旭, 苟体忠, 陈伟. 2007. 中国斑岩铜矿与埃达克(质)岩关系探讨. 地学前缘, 14(5): 199~210.

刘彬, 马昌前, 刘园园, 熊富浩. 2010. 鄂东南铜山口铜(钼)矿床黑云母矿物化学特征及其对岩石成因与成矿的指示. 岩石矿物学杂志, 29(2): 151~165.

柳少波, 王联魁. 1995. 侵入体中黑云母含铜性研究进展. 地质科技情报, 14(3): 67~72.

秦克章, 王之田. 1993. 内蒙古乌奴格吐山铜-钼矿床稀土元素的行为及意义. 地质学报, 67(4): 323~335.

秦克章, 王之田, 潘龙驹. 1990. 满洲里-新巴尔虎右旗铜、钼、铅、锌、银带成矿条件与斑岩体含矿性评价标志. 地质论评, 36(6): 479~488.

秦克章, 张连昌, 丁奎首, 许英霞, 唐冬梅, 徐兴旺, 马天林, 李光明. 2009. 东天山三岔口铜矿床类型、赋矿岩石成因与矿床矿物学特征. 岩石学报, 25(4): 845~861.

曲焕春, 杨志明, 王瑞. 2013. 西藏驱龙斑岩铜钼矿床中 UST 石英的研究进展. 地质论评, 59(z1): 605~606.

芮宗瑶, 黄崇軻, 齐国明, 徐珏, 张洪涛. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿. 北京: 地质出版社.

孙卫东, 凌明星, 杨晓勇, 范蔚茗, 丁兴, 梁华英. 2010. 洋脊俯冲与斑岩铜金矿成矿. 中国科学:地球科学, 40(2): 4~14.

唐攀, 唐菊兴, 郑文宝, 冷秋锋, 林彬. 2017. 岩浆黑云母和热液黑云母矿物化学研究进展. 矿床地质, 36(4): 935~950.

田丰, 冷成彪, 张兴春, 田振东, 张伟, 郭剑衡. 2019. 短波红外光谱技术在西藏尼木地区岗讲斑岩铜-钼矿床中的应用. 地球科学, 44(6): 2143~2154.

王汝成, 谢磊, 陈骏, 于阿朋, 王禄斌, 陆建军, 朱金初. 2011. 南岭中段花岗岩中榍石对锡成矿能力的指示意义. 高校地质学报, 17(3): 368~380.

魏斐, 刘玉琳, 郭国林, 张锐, 张云孝, 汪疆. 2009. 包古图斑岩铜矿床的钛矿物特征及其成因意义. 岩石学报, 25(3): 167~171.

熊小林, 石满全, 陈繁荣. 2001. 浅成-次火山岩黑云母 Cu, Au 成矿示踪意义. 矿床地质, 20(2): 107~111.

熊燕云, 李兵, 陈静, 周涛发. 2019. 斑岩铜矿围岩蚀变绿帘石的光谱特征——以德兴铜矿富家坞矿区为例. 岩石学报, 35(12): 3811~3824.

胥磊落, 毕献武, 陈佑伟, 齐有强. 2012. 云南金平铜厂斑岩铜钼矿区岩体锆石 Ce(4+)/Ce(3+)比值及其对成矿的指示意义. 矿物学报, 32(1): 74~82.

许超, 陈华勇, WHITE Noel, 祁进平, 张乐骏, 张爽, 段甘. 2017. 福建紫金山矿田西南铜钼矿段蚀变矿化特征及 SWIR 勘查应用研究. 矿床地质, 36(5): 1013~1038.

许腾. 2015. 河南栾川矿集区燕山期两类岩体黑云母特征对比及其地质意义. 成都理工大学学报:自然科学版, 42(3): 257~267.

杨超, 唐菊兴, 宋俊龙, 张志, 李玉彬, 孙兴国, 王勤, 丁帅, 方向, 李彦波. 2015. 西藏拿若斑岩型铜(金)矿床绿帘石特征及其地质意义. 地质学报, 89(5): 42~58.

杨志明, 侯增谦, 李振清, 宋玉财, 谢玉玲. 2008. 西藏驱龙斑岩铜钼矿床中 UST 石英的发现:初始岩浆流体的直接记录. 矿床地质, 27(2): 188~199.

杨志明, 侯增谦, 杨竹森, 曲焕春, 李振清, 刘云飞. 2012. 短波红外光谱技术在浅剥蚀斑岩铜矿区勘查中的应用. 矿床地质, 31(4): 699~717.

杨志明, 侯增谦, 周利敏, 周怿惟. 2020. 中国斑岩铜矿床中的主要关键矿产. 科学通报, 65: 1~12.

姚春亮, 陆建军, 郭维民. 2007. 江西省铜厂斑岩铜矿磷灰石世代和成分特征研究. 矿物学报, 27(1): 33~42.

冶金工业部地质研究所. 1984. 中国斑岩铜矿. 北京: 科学出版社.

张佳佳, 王建, 李研, 李爱, 郭翟蓉. 2019. 黑龙江多宝山—铜山斑岩铜(钼)矿床绿帘石矿物成分特征及其成矿指示意义. 世界地质, 38(2): 362~377.

张乐骏, 周涛发. 2017. 矿物原位 LA-ICPMS 微量元素分析及其在矿床成因和预测研究中的应用进展. 岩石学报, 33(11): 3437~3452.

张旗, 王元龙, 张福勤, 王强, 王焰. 2002. 埃达克岩与斑岩铜矿. 华南地质与矿产, (3): 86~91.

赵振华, 严爽. 2019. 矿物—成矿与找矿. 岩石学报, 35(1): 37~74.

Lithogeochemical and mineral chemical footprints of porphyry Cu±Mo±Au deposits: a review

LENG Chengbiao^{*1,2,3)}, CHEN Xilian^{1,2)}, ZHANG Jingjing²⁾, MA Xiaohua²⁾,

TIAN Feng³⁾, GUO Jianheng³⁾, ZHANG Lejun⁴⁾

1) *State Key Laboratory of Nuclear Resources and Environment, East China University of Technology, Nanchang, 330013, China*; 2) *College of Earth Sciences, East China University of Technology, Nanchang, 330013, China*;

3) *State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, 550081, China*;

4) *Centre for Ore Deposit and Earth Sciences (CODES), University of Tasmania, Hobart 7001, Australia*

** Corresponding author: lcb8207@163.com*

Abstract

Porphyry Cu deposits, globally the main sources of Cu and Mo, have great economic value and are a significant exploration target for mining companies. This study reviews the research progress in evaluation of mineralization potential of the porphyry deposits and position of mineralization center from both whole-rock geochemistry and mineral chemistry perspective, and summarizes the corresponding exploration indicators in order to promote the prospecting and exploration efficiency of such deposits. Previous studies showed that the fertile porphyries are usually water-rich and oxidized, intermediate to felsic in composition, and are characterized by presence of amphibole-magnetite-titanite assemblages with adakitic rocks affinities (such as with high Sr, low Y and Yb contents, and negligible Eu anomalies). The whole-rock $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, Sr/Y, La/Yb, V/Sc and Sr/MnO ratios can be used to indicate the magma fertilities. Besides the Cu contents and Cl/F ratios of the biotite, special textures of the quartz (like UST, and quartz eye, etc.) are also important indicators for the evaluation of the porphyry Cu mineralization potential. Recently, geochemical compositions of the accessory minerals like zircon, apatite, and titanite are widely used to assess the magma temperature, pressure, oxygen fugacity, water content etc. to estimate magma fertility. Furthermore, some whole-rock geochemistry and mineral chemistry parameters are also sensitive indicators of magmatic metallogenic specificity. The unique alteration-mineralization-element zoning patterns of porphyry deposits are the basic criterion for mineral exploration. The characteristic minerals developed in different alteration zones, such as rutile in the potassic zone, chlorite and epidote in the propylitic zone, and sericite in the phyllic zone, in-situ composition analysis and/or short-wave infrared spectroscopy can not only clarify the exploration direction, but also help to determine the location of the main ore body. Considering the obvious differences in the composition of the parental magma, the depth of porphyry emplacement, the nature of the host rock and the model of the alteration zoning in different deposit districts, different prospecting indicators should be integrated to improve the ability and efficiency of new deposit discovery.

Key words: porphyry deposits; mineral exploration; magma fertility; lithogeochemistry; mineral geochemistry