

扬子克拉通西缘新生代幔源钾质-超钾质岩岩浆 氧逸度及其对陆内斑岩成矿作用的启示

马瑞^{1,2}, 黄明亮^{1,2}, 胥磊落^{1*}, 毕献武¹, 刘龚^{1,2}

1. 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 550081;

2. 中国科学院大学, 北京 100049

摘要: 陆内环境斑岩型矿床的成矿金属与硫等物质主要来源于富原生硫化物且呈相对还原状态的角闪岩相下地壳的部分熔融。岩浆的高氧逸度和富水是成矿的关键, 但还原性下地壳的熔融产物如何变成高氧逸度岩浆尚不十分明确。为此, 本文对哀牢山-红河富碱斑岩带内与陆内成矿斑岩同时代的葛庄粗面玄武岩与谷装箐云煌岩开展了成矿物理化学条件研究。结果显示, 这类钾质-超钾质岩的岩浆具有较高的 ΔFMQ 值 (+0.8~+4.3), 这一特征很可能继承于经历古大洋俯冲改造的岩石圈地幔。幔源高氧逸度岩浆具备调节与改造下地壳熔融产物氧逸度的潜力。因此, 源于古俯冲改造的岩石圈地幔且具有较高 ΔFMQ (+2.7~+4.3) 的钾质-超钾质岩浆, 可能是导致陆内斑岩成矿系统中斑岩岩浆具较高氧逸度的原因, 这类钾质-超钾质岩浆与富硫化物的新生的下地壳来源的熔体的混合, 可能是导致陆内斑岩成矿的关键。

关键词: 扬子克拉通; 钾质-超钾质岩石; 岩浆氧逸度; 陆内斑岩矿床

中图分类号: P611.1 文章编号: 1007-2802(2020)04-0794-16 doi: 10.19658/j.issn.1007-2802.2020.39.031

Magmatic Oxygen Fugacity of the Cenozoic Mantle-derived Potassic-ultrapotassic Rocks in the Western Margin of the Yangtze Craton and its Implication for the Intracontinental Porphyry Mineralization

MA Rui^{1,2}, HUANG Ming-liang^{1,2}, XU Lei-luo^{1*}, BI Xian-wu¹, LIU Gong^{1,2}

1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

Abstract: At present, ore-forming metals and sulfur for the intracontinental porphyry deposits are thought to be mainly sourced from the magma derived from partial melting of the amphibolite facies lower crust which is rich in primary sulfides under relatively reduced condition. However, it remains unclear how the melting products of such a reduced lower crust could become the magma with relatively high oxygen fugacity (f_{O_2}). Therefore, petrogenetic physicochemical conditions of the Wozhuang trachybasalt and Guzhuangqing minette which are spatially coexisted with the coeval ore-bearing porphyries in the Ailaoshan-Red River intracontinental alkali-rich porphyry belt have been studied in this paper. The results show that magmas of these potassic-ultrapotassic rocks have relatively high oxygen fugacities ΔFMQ (+0.8~+4.3), which could be inherited from characteristics of the lithospheric mantle modified by the subduction of the ancient oceanic plate. The mantle-derived high- f_{O_2} potassic-ultrapotassic magmas have potential to adjust and modify oxygen fugacity conditions of the lower crust melting products. Therefore, the high ΔFMQ (+2.7~+4.3) potassic-ultrapotassic magmas, derived from the lithospheric mantle modified by ancient subduction, could result in the relatively high f_{O_2} of the porphyry magma in the intracontinental porphyry mineralization system. The mixing between these high- f_{O_2} potassic-ultrapotassic magmas and the melts derived from partial melting of the sulfide-rich juvenile lower crust could be the key factor resulting in the intraconti-

收稿编号: 2020-005 2020-01-13 收到 2020-02-19 改回

基金项目: 国家自然科学基金重大研究计划项目(91955209); 中国科学院 B 类先导专项(XDB18000000); 西部之光“一带一路”团队项目; 国家自然科学基金项目(41873052)

第一作者简介: 马瑞(1994-), 男, 硕士研究生, 研究方向: 地球化学. E-mail: marui@mail.gyig.ac.cn.

* 通信作者简介: 胥磊落(1982-), 男, 博士, 副研究员, 研究方向: 矿床地球化学. E-mail: xuleiluo@vip.gyig.ac.cn.

mental porphyry mineralization.

Key words: Yangtze craton; potassic-ultrapotassic rocks; magmatic oxygen fugacity; intracontinental porphyry deposits

0 引言

斑岩型 Cu(-Au-Mo) 矿床主要形成于汇聚板块边缘的陆缘弧和岛弧环境(Richards, 2003, 2015), 以及大洋板片俯冲结束后的大陆内部(或碰撞)环境(Richards, 2009; Hou et al., 2013a, 2013b, 2015, 2017)。对于弧环境斑岩型 Cu(-Au-Mo) 矿床而言, 其成矿斑岩及成矿物质来源于俯冲板片脱水交代的软流圈地幔楔的部分熔融(Sillitoe, 1972, 2010; Richards, 2003, 2011; Kelley and Cottrell, 2009; Griffin et al., 2013)。而对于陆内环境的斑岩型 Cu(-Au-Mo) 矿床, 由于其形成时并无大洋俯冲作用, 因而其岩浆起源和成矿物质的来源一直存在较大争议(Hou et al., 2015)。一部分学者认为, 其岩浆和成矿物质(金属和硫)主要来源于经历过古大洋俯冲改造过的陆下岩石圈地幔, 并在熔融-同化-存储-均一(MASH)这一复杂过程中混染了部分下地壳物质(张玉泉和谢应雯, 1997; Hou et al., 2013b; 毕献武等, 2005; Richards, 2009; Xu et al., 2016)。也有研究认为, 其岩浆和成矿物质(金属和硫)主要来源于早期大洋俯冲阶段增生的弧下地壳(Hou et al., 2004, 2009, 2011, 2015)这种增生的弧下地壳为早期弧岩浆在下地壳形成的富含金属硫化物的堆晶体, 并经历了角闪岩相的变质作用(Hou et al., 2017)。

已有研究表明, 无论是弧环境还是大陆内部环境形成的斑岩型 Cu(-Au-Mo) 矿床, 岩浆高氧逸度且富水都是形成该类矿床的关键(Mungall, 2002; Ballard et al., 2002; Lu et al., 2015b; Richards, 2015; Xu et al., 2016, 2019)。这是由于 Cu、Au 为强亲硫元素, 在高氧逸度条件下, 岩浆中的硫主要以 SO_4^{2-} 形式溶解在硅酸盐熔体中, 能形成 Cu、Au 硫化物的 S^{2-} 含量非常低, 从而抑制了 Cu、Au 硫化物在岩浆中的过早饱和、熔离, 进而有利于 Cu、Au 逐渐富集到残余岩浆并最终进入岩浆流体相而成矿(Streck and Dilles, 1998; Mungall, 2002; Richards, 2015)。而岩浆富水则保证可以分异出足够的成矿流体。对于弧环境斑岩型 Cu(-Au-Mo) 矿床, 氧化性俯冲大洋板片脱水交代地幔楔对形成高氧逸度、富水的成矿母岩浆起着重要作用(Richards, 2003, 2011)。

对于陆内环境斑岩型 Cu(-Au-Mo) 矿床而言,

其富水、高氧逸度特征的形成机制目前还不清楚(Richards, 2009; Hou et al., 2015, 2017)。有研究认为, 下地壳部分熔融过程中角闪石的脱水可为成矿提供足够多的水(Hou et al., 2015), 也有研究认为, 这一过程释放的水很难达到成矿所需的水, 必须有外来的水加入到源区(Lu et al., 2015b; Yang et al., 2015b)。富集岩石圈地幔经部分熔融产生的富挥发分的钾质-超钾质岩浆具有较高的水含量(Foley et al., 1987; Peccerillo, 1992; Müller and Groves, 2016)。有研究认为这些富挥发分的幔源钾质-超钾质岩浆底垫到下地壳底部发生脱水, 从而诱发后者发生加水熔融, 形成富水的成矿岩浆(Yang et al., 2014, 2015a)。但这种富含金属硫化物进而具有相对低氧逸度的下地壳堆晶体, 是如何通过部分熔融生成高氧逸度的成矿母岩浆的? 幔源钾质-超钾质岩浆的氧逸度特征如何? 它们在提供水的同时, 是否也提高了成矿母岩浆氧逸度? 显而易见, 这些问题的解决或认识的深化势必会对了解陆内斑岩型 Cu(-Au-Mo) 矿床的形成机制发挥重要作用。

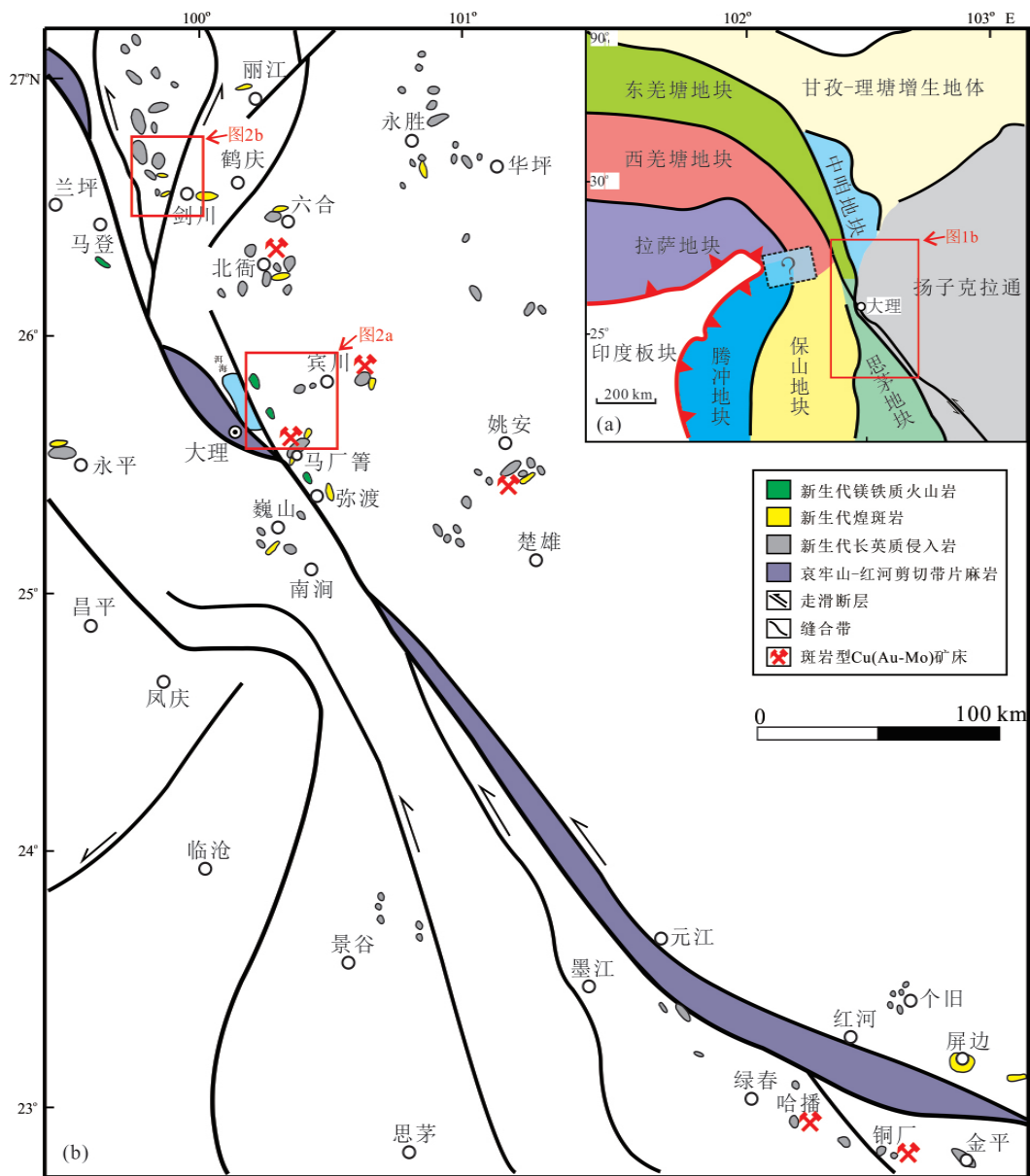
扬子克拉通西缘发育有大量与喜马拉雅期富碱斑岩有关的斑岩型 Cu(-Au-Mo) 矿床, 这些富碱斑岩及相关矿床的形成时代显著晚于区域大洋俯冲事件, 是特提斯成矿域陆内斑岩成矿作用的典型代表(Hu et al., 2004; Bi et al., 2009; Xu et al., 2012)。同时, 区域内还发育有大量与成矿富碱斑岩同时代的幔源钾质-超钾质岩石(Guo et al., 2005; Huang et al., 2010; Lu et al., 2012, 2013b)。这些幔源岩浆与陆内斑岩成矿作用的潜在成因联系得到广泛关注(Lu et al., 2013b; He et al., 2015), 但以往的研究多聚焦于岩石成因方面(Guo et al., 2005; Huang et al., 2010; Lu et al., 2012, 2013b), 对岩浆氧逸度等物理化学条件的研究还较为薄弱。本文在系统的野外工作及岩相学观察的基础上, 选择扬子克拉通西缘与成矿斑岩同时代的两个钾质-超钾质岩体(葛莊粗面玄武岩与谷装箐云煌岩)为研究对象, 利用黑云母-透长石-磁铁矿的化学成分和有关的氧逸度计, 对岩浆氧逸度条件进行了约束, 进而讨论其对该区域陆内富碱斑岩成矿的潜在贡献。

1 地质背景

扬子克拉通西缘的构造演化历史较为复杂,它既记录了新元古代大洋俯冲事件,又记录了特提斯洋的多期俯冲-闭合过程(Deng et al., 2014a, 2014b)。多期多重构造事件的复合叠加作用致使扬子克拉通西缘形成哀牢山-红河这一独特的构造带(Tapponnier et al., 1990)。自古近纪初(~55 Ma)以来,印度-欧亚板块的陆陆主碰撞使哀牢山地区进入陆内走滑伸展背景,形成了哀牢山-红河走滑断裂带(Hou et al., 2007; 杨立强等, 2010, 2011; Wang et al., 2014a, 2014b; Deng et al., 2014b),同

时诱发了大规模的高钾富碱岩浆活动(Zhang and Schärer, 1999)。根据野外产状,这类岩浆活动主要表现为大规模的侵入-火山岩组合和小规模(或次火山岩相)的岩体-岩脉(岩株)组合,多由高钾碱性玄武质喷出岩、高钾碱性侵入岩和高钾碱性煌斑岩组成(刘俊来等, 2011)。岩石类型主要有粗面岩、粗面玄武岩、玄武质粗面安山岩、钾玄岩、煌斑岩及正长岩等(Huang et al., 2010; 刘俊来等, 2011)(图1)。

扬子克拉通西缘哀牢山-红河斑岩成矿带内出露了众多的钾质-超钾质岩(图1)。这类岩石主要形成于始新世到渐新世(30~40 Ma)(Guo et al.,



底图据 Lu 等(2013b)和 Deng 等(2014a)

图1 扬子克拉通西缘地质简图

Fig.1 Simplified geological map of the western margin of the Yangtze Craton

2005; Huang et al., 2010; Lu et al., 2013b, 2015b)。关于其源区,主流观点认为这类岩石的初始岩浆起源于经新元古大洋或/和古特提斯俯冲板片来源的熔/流体交代的岩石圈地幔(朱炳泉等, 1992; 张玉泉等, 1997; Chung et al., 1998; Guo et al., 2005; Lu et al., 2013a, 2013b, 2015a)。茼莊粗面玄武岩的全岩⁴⁰Ar/³⁹Ar 年龄为(35.5±0.1) Ma,其岩浆起源于交代富集的陆下岩石圈地幔的部分熔融(Huang et al., 2010)。而谷装箐云煌岩的相关研究较少, Lu 等(2015a)将剑川出露的煌斑岩与北衙、姚安、马厂箐等地的煌斑岩归为一类,并限定其形成年龄在(33.72±0.53)~(36.52±0.23) Ma 之间,其岩浆起源于交代富集的陆下岩石圈地幔的低程度部分熔融。因此,茼莊粗面玄武岩与谷装箐云煌岩的形成年龄与同区域的富碱成矿斑岩的时代一致(36.9±0.3~32.5±0.3 Ma)(Xu et al., 2012; Lu et al., 2012, 2013a)。

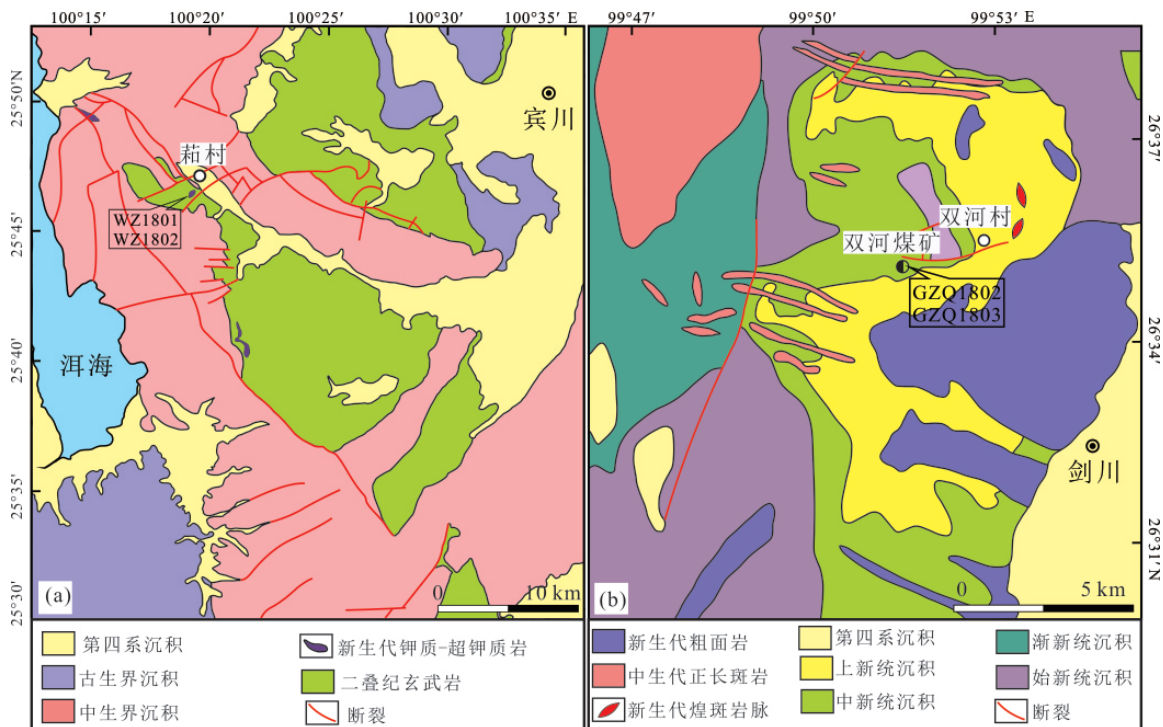
2 样品与分析方法

茼莊粗面玄武岩岩脉位于云南大理东北方(图 1) 哀牢山—红河走滑断裂带东侧、扬子克拉通西缘,以次火山岩相产出与二叠系玄武岩中(图 2a),并被第四系沉积物覆盖,岩脉地表露头宽度 6~10 m。采样点坐标为:100°19'16.01"E, 25°46'17.30"

N, 海拔 2016.6 m。谷装箐云煌岩岩脉也位于剑川西北方(图 1) 哀牢山—红河走滑断裂带东侧、扬子克拉通西缘,以侵入岩相产出,样品采自双河煤矿矿洞(图 2b) 采样点坐标为:99°50'06.50"E, 26°35'13.41"N, 海拔 2 656.5 m。

茼莊粗面玄武岩(图 3a)呈斑状结构(图 3c),斑晶主要是橄榄石、单斜辉石、云母和钾长石。橄榄石和单斜辉石斑晶晶形较好,多呈自形,粒径较大;云母主要为镁质黑云母和金云母,部分晶形较大者已被氧化,仅保留斑晶的原始轮廓;钾长石多呈半自形-他形。此外,还有金属氧化物,磁铁矿主要出现于基质中,铬铁矿则包裹于橄榄石斑晶中。基质主要为他形碱性长石和单斜辉石微晶。谷装箐云煌岩(图 3b)呈煌斑结构(图 3d),主要组成矿物为单斜辉石、黑云母、钾长石以及磁铁矿、磷灰石、石英、金属硫化物等次要矿物和次生方解石等。单斜辉石多呈自形;黑云母与钾长石多为自形至半自形,且表现出定向性。

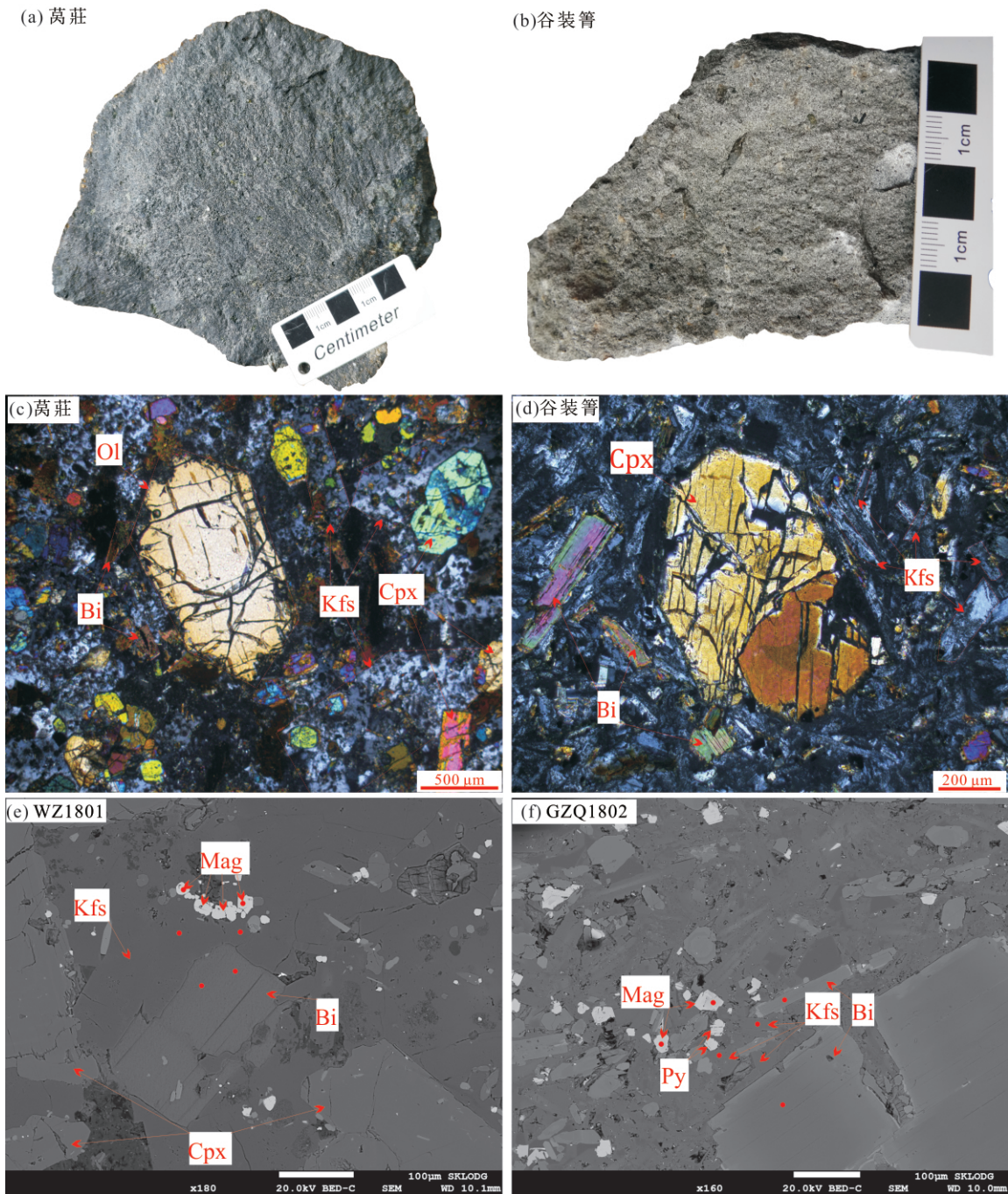
本文选用采自茼莊粗面玄武岩岩体和谷装箐云煌岩岩脉的样品进行研究。首先挑选新鲜的岩石样品磨制成薄片,然后通过岩相学观察选定目标矿物组合(云母-长石-磁铁矿),再经能谱对选定的矿物进行元素定性分析,确定矿物类型,最后进行矿物成分分析(图 3e, 3f)。以上工作分别在中国科



(a) 茼莊粗面玄武岩岩脉(Huang et al., 2010); (b) 谷装箐云煌岩岩脉(云南省地质图 1:5万剑川幅)

图 2 采样点地质简图

Fig.2 Simplified geological map of study areas with sampling positions



Ol-橄榄石; Cpx-单斜辉石; Bi-黑云母; Kfs-钾长石; Mag-磁铁矿; Py-黄铁矿。红点为电子探针分析点

图3 莒莊粗面玄武岩与谷装箐云煌岩相学特征

Fig.3 Photos showing petrological characteristics of the Wozhuang trachybasalt and Guzhuangqing lamprophyre

学院地球化学研究所磨片实验室、岩矿鉴定实验室、扫描电镜实验室及电子探针实验室完成。分析结果和相关计算结果见表1。

矿物成分定量分析采用电子探针(EPMA)完成,仪器为日本产的JXA8530F-plus场发射电子探针仪,加速电压为20 kV,电子束流为 1.0×10^{-8} A,束斑大小为10 μm。云母测定的项目有: SiO₂、TiO₂、Al₂O₃、FeO、MnO、MgO、CaO、Na₂O、K₂O、F、Cl

等,长石测定的项目有: SiO₂、TiO₂、Al₂O₃、FeO、MnO、MgO、CaO、Na₂O、K₂O、Cr₂O₃、BaO等,磁铁矿测定的项目有: SiO₂、TiO₂、Al₂O₃、FeO、MnO、MgO、CaO、Na₂O、K₂O、V₂O₅、Cr₂O₃、NiO、ZnO、BaO、Nb₂O₃等。主量元素的检出限均低于0.02%,F的检出限约为0.08%,Cl的检出限约为0.005%,V的检出限约为0.07%,Ba的检出限约为0.03%。云母标样分别为黑云母(Biotite; Fe, Ti, Si, Al, Mg, K)、镁铝榴石

表 1 莒莊粗面玄武岩和谷裝簪云煌岩中黑云母电子探针测试结果
Table 1 EPMA results of biotites in the Wozhuang trachybasalt and Guzhuangqing minette

样品编号	WZ1801-2-		WZ1801-7-		WZ1801-8-		WZ1801-8-		WZ1801-10-		WZ1801-10-		WZ1801-10-		WZ1801-12-		WZ1801-12-		WZ1801-13-	
	1-G1-B	1-G2-B	1-G1-B	1-G1-B	1-G1-B	1-G2-B	1-G1-B	1-G1-B	1-G1-B	1-G2-B	1-G1-B	1-G1-B	1-G1-B	1-G1-B	1-G1-B	1-G1-B	2-G2-B	2-G1-B	1-G1-B	1-G1-B
SiO ₂	39.146	39.082	39.859	39.498	39.743	39.477	39.538	39.488	39.972	39.538	39.488	39.972	40.037	39.256	39.003	39.003	39.256	39.003	39.314	39.314
TiO ₂	5.644	6.276	5.532	6.351	5.892	4.636	6.377	4.728	4.632	6.377	4.728	4.632	4.326	5.611	5.730	5.730	5.611	5.730	6.193	6.193
Al ₂ O ₃	12.894	13.166	12.826	13.198	13.071	12.698	13.188	13.071	13.027	13.188	13.071	13.027	13.105	13.279	12.995	12.995	13.279	12.995	13.275	13.275
TFeO	9.774	9.655	9.623	9.842	9.164	9.864	9.492	9.859	9.334	9.492	9.859	9.334	9.516	9.724	9.744	9.744	9.724	9.744	10.269	10.269
Fe ₂ O ₃	6.883	6.544	7.468	7.326	6.177	4.704	7.134	6.144	4.197	7.134	6.144	4.197	5.391	6.667	6.379	6.379	6.667	6.379	7.194	7.194
FeO	3.580	3.767	2.903	3.249	3.606	5.631	3.072	4.331	5.558	3.072	4.331	5.558	4.664	3.725	4.004	4.004	3.725	4.004	3.796	3.796
MnO	0.075	0.051	0.086	0.071	0.066	0.090	0.055	0.079	0.076	0.055	0.079	0.076	0.078	0.068	0.088	0.088	0.068	0.088	0.085	0.085
MgO	18.247	17.578	18.939	17.831	18.340	18.520	17.957	18.882	18.766	17.957	18.882	18.766	19.381	18.259	17.893	17.893	18.259	17.893	17.666	17.666
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	0.472	0.560	0.457	0.546	0.561	0.574	0.455	0.499	0.515	0.455	0.499	0.515	0.545	0.557	0.550	0.550	0.557	0.550	0.543	0.543
K ₂ O	9.792	9.777	9.642	9.632	9.703	9.840	9.789	9.709	9.867	9.789	9.709	9.867	9.613	9.704	9.721	9.721	9.704	9.721	9.755	9.755
F	0.697	0.748	0.703	0.757	0.730	0.804	0.731	0.734	0.905	0.731	0.734	0.905	0.936	0.619	0.675	0.675	0.619	0.675	0.548	0.548
Cl	0.026	0.045	0.039	0.056	0.027	0.012	0.023	0.016	0.031	0.023	0.016	0.031	0.035	0.047	0.043	0.043	0.047	0.043	0.033	0.033
总计	96.770	96.940	97.710	97.780	97.300	96.520	97.610	97.070	97.130	97.610	97.070	97.130	97.570	97.120	96.440	96.440	97.120	96.440	97.680	97.680
Si	2.79	2.78	2.8	2.78	2.81	2.84	2.79	2.81	2.85	2.79	2.81	2.85	2.83	2.78	2.79	2.79	2.78	2.79	2.77	2.77
Al	1.08	1.11	1.06	1.1	1.09	1.08	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.09	1.11	1.10	1.10	1.11	1.10	1.10	1.10
Al ^{IV}	1.08	1.11	1.06	1.10	1.09	1.08	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.09	1.11	1.10	1.10	1.11	1.10	1.10	1.10
Al ^{VI}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0.30	0.34	0.29	0.34	0.31	0.25	0.34	0.25	0.25	0.34	0.25	0.25	0.23	0.30	0.31	0.31	0.30	0.31	0.33	0.33
Fe ³⁺	0.37	0.35	0.40	0.39	0.33	0.25	0.38	0.33	0.23	0.38	0.33	0.23	0.29	0.36	0.34	0.34	0.36	0.34	0.38	0.38
Fe ²⁺	0.21	0.22	0.17	0.19	0.21	0.34	0.18	0.26	0.33	0.18	0.26	0.33	0.28	0.22	0.24	0.24	0.22	0.24	0.22	0.22
Mn	0	0	0.01	0	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0	0.01	0.01	0.01
Mg	1.94	1.87	1.98	1.87	1.93	1.99	1.89	2	2	1.89	2	2	2.05	1.93	1.91	1.91	1.93	1.91	1.86	1.86
Na	0.07	0.08	0.06	0.07	0.08	0.08	0.06	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07
K	0.89	0.89	0.86	0.87	0.88	0.90	0.88	0.88	0.90	0.88	0.88	0.90	0.87	0.88	0.89	0.89	0.88	0.89	0.88	0.88
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
总计	100.99	101.06	102.04	102.02	101.45	100.44	101.85	101.23	100.96	101.85	101.23	100.96	101.54	101.39	100.60	100.60	101.39	100.60	102.06	102.06
p/MPa	14	25	1	20	15	7	19	20	17	19	20	17	17	30	21	21	30	21	26	26
h/km	0.52	0.96	0.04	0.76	0.57	0.26	0.73	0.75	0.64	0.73	0.75	0.64	0.64	1.13	0.80	0.80	1.13	0.80	0.99	0.99
t/°C	824.53	833.62	823.98	833.51	831.60	804.56	836.27	806.85	807.38	836.27	806.85	807.38	800.06	823.67	825.5	825.5	823.67	825.5	828.39	828.39
lg f _{O₂}	-10.27	-10.34	-9.68	-9.91	-10.22	-11.72	-9.74	-10.97	-11.66	-9.74	-10.97	-11.66	-11.24	-10.39	-10.58	-10.58	-10.39	-10.58	-10.38	-10.38
ΔFMQ	3.71	3.46	4.31	3.88	3.62	2.67	4.00	3.37	2.68	4.00	3.37	3.25	3.61	3.37	3.37	3.37	3.61	3.37	3.52	3.52

续表1

样品编号	WZ1801-18- 1-G1-B	WZ1801-20- 1-G1-B	WZ1801-22- 2-G1-B	WZ1801-23- 1-G1-B	GZQ1802-1- 1-G1-B	GZQ1802-3- 1-G1-B	GZQ1802-4- 1-G1-B	GZQ1802-5- 2-G2-B	GZQ1802-6- 1-G1-B	GZQ1802-7- 1-G1-B	GZQ1803-2- 2-G1-B	GZQ1803-3- 1-G2-B	GZQ1803-4- 1-G1-B
SiO ₂	39.593	39.908	39.645	39.841	36.700	37.826	38.304	38.085	38.016	36.823	38.075	38.959	36.640
TiO ₂	5.936	3.358	5.469	6.106	3.502	2.726	3.182	2.631	3.262	3.696	4.196	2.759	3.200
Al ₂ O ₃	13.120	12.806	13.129	13.262	15.397	14.853	13.057	14.759	14.321	15.192	15.148	14.733	15.190
TFeO	9.455	9.257	9.792	9.764	15.333	16.484	15.556	14.060	15.019	17.712	14.501	14.965	17.097
Fe ₂ O ₃	6.940	3.595	6.497	6.328	5.482	4.559	5.619	3.252	2.714	3.381	3.363	3.459	7.175
FeO	3.210	6.022	3.946	4.070	10.400	12.382	10.500	11.134	12.577	14.669	11.475	11.852	10.641
MnO	0.058	0.039	0.080	0.049	0.154	0.140	0.169	0.137	0.237	0.140	0.188	0.096	0.161
MgO	18.421	19.847	18.444	17.946	14.635	15.048	15.766	16.203	14.752	12.151	14.206	15.856	14.143
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	0.539	0.507	0.560	0.598	0.386	0.221	0.238	0.300	0.480	0.319	0.460	0.242	0.279
K ₂ O	9.751	9.924	9.644	9.706	9.329	9.687	9.351	9.766	9.503	9.307	9.299	9.493	8.751
F	0.798	1.152	0.777	0.519	0.616	0.434	0.792	0.811	1.383	0.085	1.097	0.164	0.412
Cl	0.031	0.030	0.035	0.036	0.029	0.025	0.017	0.030	0.018	0.051	0.205	0.030	0.043
总计	97.700	96.830	97.580	97.830	96.080	97.440	96.430	96.780	96.990	95.480	97.380	97.300	95.920
Si	2.79	2.87	2.80	2.80	2.71	2.77	2.82	2.79	2.81	2.76	2.79	2.82	2.70
Al	1.09	1.08	1.09	1.10	1.34	1.28	1.13	1.28	1.25	1.34	1.31	1.26	1.32
Al ^{IV}	1.09	1.08	1.09	1.10	1.29	1.23	1.13	1.21	1.19	1.24	1.21	1.18	1.30
Al ^{VI}	0	0	0	0	0.05	0.05	0	0.07	0.06	0.11	0.09	0.08	0.03
Ti	0.31	0.18	0.29	0.32	0.19	0.15	0.18	0.15	0.18	0.21	0.23	0.15	0.18
Fe ³⁺	0.37	0.19	0.35	0.33	0.30	0.25	0.31	0.18	0.15	0.19	0.19	0.19	0.40
Fe ²⁺	0.19	0.36	0.23	0.24	0.64	0.76	0.65	0.68	0.78	0.92	0.70	0.72	0.66
Mn	0	0	0	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	1.94	2.13	1.94	1.88	1.61	1.64	1.73	1.77	1.63	1.36	1.55	1.71	1.56
Na	0.07	0.07	0.08	0.08	0.06	0.03	0.03	0.04	0.07	0.05	0.07	0.03	0.04
K	0.88	0.91	0.87	0.87	0.88	0.90	0.88	0.91	0.90	0.89	0.87	0.88	0.82
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
总计	101.90	100.44	101.74	102.15	100.14	101.60	100.41	100.54	100.24	99.61	100.83	101.57	100.29
p/MPa	17	10	19	21	168	129	41	125	109	166	143	112	158
h/km	0.65	0.37	0.72	0.79	6.34	4.89	1.54	4.72	4.10	6.27	5.40	4.24	5.96
t/°C	830.83	775.93	820.73	829.94	731.79	692.52	722.48	704.11	723.88	721.27	754.54	702.69	710.87
lgf _{O₂}	-9.90	-12.24	-10.56	-10.55	-14.41	-15.39	-14.50	-14.94	-15.02	-15.51	-14.35	-15.10	-14.76
ΔFMQ	3.95	2.77	3.49	3.32	1.63	1.63	1.76	1.78	1.21	0.77	1.15	1.66	1.79

注: 氧化物和元素含量单位为质量百分数%; Fe²⁺和 Fe³⁺的含量由电价平衡法计算得来(Dymek, 1983); 总计表示以矿物分子通式校正后的成分总量; “—”表示低于检出限。

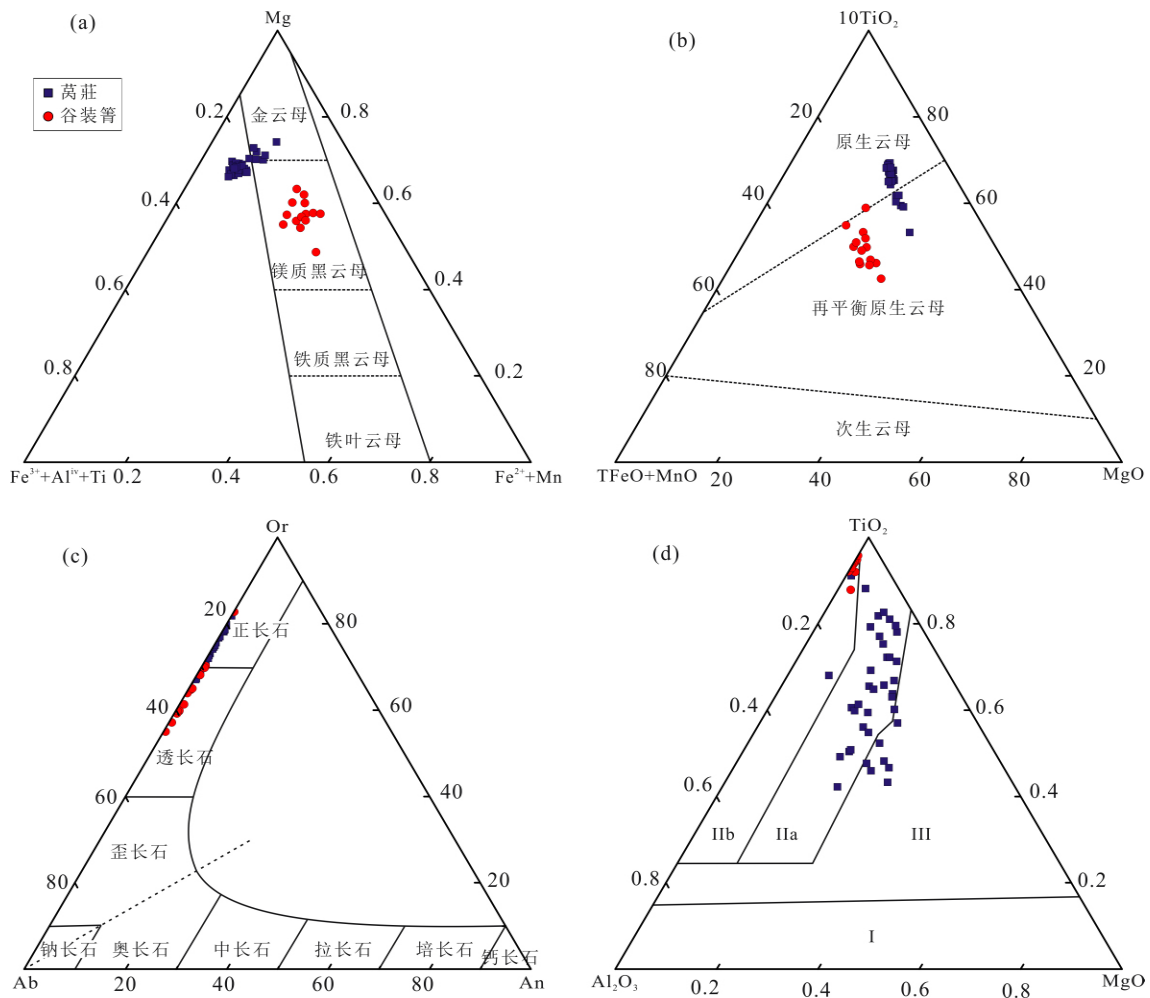
(Pyrope; Mn, Cr)、钛角闪石(Kaersutite; Ca, Na)、硫酸钡钛矿(Benitoite; Ba)、单质钒(V)、磷灰石(Apatite; P, F)、铍方钠石(Tugtupite; Cl)等。长石标样有正长石(Orthoclase; Si, Al, Fe, Na, K)、镁铝榴石(Pyrope; Ti, Mn, Mg, Ca, Cr)、硫酸钡钛矿(Benitoite; Ba)等; 磁铁矿的标样有镁铝榴石(Pyrope; Si, Ti, Al, Mn, Mg, Ca, Cr)、磁铁矿(Magnetite; Fe)、斜长石(Plagioclase; Na, K)、硫酸钡钛矿(Benitoite; Ba)、橄榄石(Olivine; Ni)、单质钒(V)、单质铌(Nb)等(Chen et al., 2012; Guo et al., 2020)。

3 分析结果

3.1 黑云母-透长石-磁铁矿矿物成分特征

表1显示, 莒庄黑云母的SiO₂含量为38.91%~40.04%(均值39.46%), Al₂O₃为12.60%~

13.96%(均值13.11%), MgO为17.49%~19.85%(均值18.26%), TiO₂为3.36%~6.38%(均值5.55%), TFeO为9.16%~10.59%(均值9.79%)。谷装箐黑云母的SiO₂含量为36.64%~38.96%(均值37.81%), Al₂O₃为13.06%~15.53%(均值14.88%), MgO为12.15%~17.25%(均值14.99%), TiO₂为2.25%~4.20%(均值2.99%), TFeO为12.93%~17.71%(均值15.39%)。虽然两组样品均表现出高镁、富钛, 但二者在成分上却存在明显差异。莒庄黑云母具有更高的MgO和TiO₂含量, 谷装箐黑云母具有更高的Al₂O₃和TFeO含量。谷装箐黑云母的MnO含量(0.10%~0.24%, 均值0.16%)也高于莒庄黑云母(0.04%~0.10%, 均值0.07%)。在黑云母的Mg-(Fe³⁺+Al^{VI}+Ti)-(Fe²⁺+Mn)三元分类图解中(图4a), 基本都落在镁质黑云



(a) 据 Foster(1960) 修改; (b) 据 Nachit 等(1985, 2005) 修改; (c) 据 Elkins 和 Grove(1990) 修改; (d) 据陈光远等(1987), 陈华勇和韩金生(2015) 修改。I-沉积变质-接触交代磁铁矿; IIa-超基性-基性-中性岩浆磁铁矿; IIb-酸性-碱性岩浆磁铁矿; III-酸性-碱性岩浆磁铁矿

图4 黑云母、钾长石和磁铁矿地球化学特征

Fig.4 Geochemical characteristics of the biotite, K-feldspar and magnetite

母范围之内。在黑云母的 $10\text{TiO}_2\text{-FeO-MgO}$ 成因分类图中(图 4b), 莒莊黑云母均落于原生云母范围内, 而谷装箐黑云母则落于再平衡原生云母范围内。两组样品的钾长石的成分特征也很相似, 在长石 An-Or-Ab 三元分类图解中(图 4c) 都落在钾长石至透长石的范围内。莒莊和谷装箐磁铁矿的主要元素组成除了 SiO_2 和 Al_2O_3 含量基本一致外, 其它元素都表现出不同程度的差异。莒莊磁铁矿具有相对较高的 MgO 、 Cr_2O_3 和 NiO 含量, 而谷装箐则具有更高的 TiO_2 和 MnO 含量。在磁铁矿的成因分类图解中(图 4d), 都落在岩浆成因范围内。

3.2 成岩物理化学条件(温度、压力、氧逸度)

黑云母的化学成分在不同物理化学条件下的多变性, 使其成为反映寄主岩浆成岩物理化学条件的天然指示器。Henry 等(2005) 统计研究发现, 黑云母中 Ti 的含量和 $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ 值与温度存在良好的相关性, 并据此得出能够计算黑云母结晶温度的经验公式:

$$t = \{ [\ln(\text{Ti}) - a - c(X_{\text{Mg}})^3] / b \}^{0.333} \quad (1)$$

式中 t 为结晶温度($^{\circ}\text{C}$); Ti 为以 22 个氧原子为标准计算得出的黑云母中 Ti 的阳离子数; $X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$, $a = -2.3594$, $b = 4.6482 \times 10^{-9}$, $c = -1.7283$ 。该公式计算精度在低温范围内为 $\pm 24^{\circ}\text{C}$, 在高温范围内为 $\pm 12^{\circ}\text{C}$ 。利用式(1) 计算获得莒莊和谷装箐岩体中黑云母的结晶温度分别为 $776\sim 836^{\circ}\text{C}$ (平均 821°C) 和 $687\sim 755^{\circ}\text{C}$ (平均 711°C)。

Uchida 等(2007) 研究表明, 黑云母中的全铝含量能够很好地反映岩体固结时的压力特性, 其相关关系可描述为:

$$p = 3.03 \times {}^{\text{T}}\text{Al} - 6.53 (\pm 0.33) \quad (2)$$

式中 p 为压力($\times 100 \text{ MPa}$); ${}^{\text{T}}\text{Al}$ 为以 22 个氧原子为标准计算得出的黑云母中 Al 的阳离子总数。利用式(2) 计算获得莒莊和谷装箐岩体中黑云母结晶时的压力分别为 $1\sim 60 \text{ MPa}$ (平均 22 MPa) 和 $41\sim 175 \text{ MPa}$ (平均 137 MPa)。

黑云母结晶深度通过 $p = \rho \cdot g \cdot H$ 进行估算($\rho = 2700 \text{ kg/m}^3$, $g = 9.8 \text{ m/s}^2$) 得出莒莊和谷装箐岩体中黑云母结晶时的深度分别为 $0.04\sim 2.27 \text{ km}$ (平均 0.85 km) 和 $1.54\sim 6.60 \text{ km}$ (平均 5.19 km)。

黑云母在亚固相的温压条件下极易发生再平衡作用(Li et al., 2019), 因此仅仅通过黑云母成分获得的氧逸度可能存在些偏差。而基于黑云母-钾长石-磁铁矿之间的平衡反应: $\text{KFe}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ (黑云母) + $0.5\text{O}_2 = \text{KAlSi}_3\text{O}_8$ (钾长石) + Fe_3O_4 (磁铁

矿) + H_2O 的氧逸度计算方法(Wones and Eugster, 1965; Wones, 1972, 1981; Li et al., 2019) 则可有效避免这一问题。因此, 研究中选用 $\text{Geo}_f_{\text{O}_2}$ 软件, 并依据黑云母-钾长石-磁铁矿共结矿物组合来计算氧逸度(ΔFMQ)。计算得到莒莊粗面玄武岩的 ΔFMQ 为 $2.7\sim 4.3$ (平均 3.5), 谷装箐云煌岩的 ΔFMQ 为 $0.8\sim 2.2$ (平均 1.5), 两组样品总体 ΔFMQ 为 $0.8\sim 4.3$, 平均值为 2.9 。

4 讨论

4.1 岩浆氧逸度特及高氧逸度形成机制

上述氧逸度计算结果表明, 莒莊粗面玄武岩中的黑云母基本都在原生云母或其邻近范围(图 4b), 反映其蚀变程度极低或无蚀变, 因此它的氧逸度特征能够反映其母岩浆的氧化还原状态。而谷装箐云煌岩中的黑云母均落于再平衡原生云母的范围(图 4b), 反应其具有一定程度的蚀变, 因此据此获得的氧逸度信息可能与真实值存在些许偏差, 并不能够反映母岩浆真实的氧化还原状态。但是, 相较其成分特征更接近于原生云母而非完全蚀变的次生云母, 所以计算结果也具有一定的参考意义。

幔源岩浆的氧逸度估算是评估地幔氧逸度、获取地幔氧化还原信息的主要方法之一(韩江伟等, 2009)。但由于幔源岩浆起源较深, 在其自源区运移至上地壳或地表的漫长过程中, 复杂的岩浆过程可能改变其形成之初的氧逸度还原状态, 而使之无法反映其源区的真实状态。岩浆运移过程中的分离结晶、岩浆脱气、地壳混染和部分熔融等都可能改造原始岩浆的氧逸度条件(Ballhaus, 1993; Chiaradia et al., 2009; Bell and Simon, 2011; Cottrell and Kelley, 2011; Kelley and Cottrell, 2012; Brounce et al., 2014; Moussallam et al., 2014; Gaetani, 2016; Grocke et al., 2016; Tang et al., 2018)。

4.1.1 分离结晶 岩浆冷却结晶时, 因为不同矿物在结晶温度(决定了矿物的晶出顺序)和对多价态阳离子(主要是 Fe^{3+} 和 Fe^{2+}) 选择性等方面的差异会造成熔体的 Fe^{3+} 和 Fe^{2+} 的非等比消耗, 所以矿物的晶出与沉淀会影响岩浆氧逸度(赖绍聪, 1994)。在岩浆结晶早期, 橄榄石和斜方辉石的结晶主要消耗熔体中的 Fe^{2+} , 这时熔体的 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 值会增大, 氧逸度也相应升高(赖绍聪, 1994; 韩江伟等, 2009; Cottrell and Kelley, 2011)。由于莒莊粗面玄武岩中普遍存在粒径较大($0.50\sim 1 \text{ mm}$) 的橄榄石和单斜辉石斑晶, 可认为其分离结晶作用有限。此

外,前人通过尖晶石橄榄岩和石榴子石橄榄岩限定的上地幔的 ΔFMQ 分别为 $-3.4 \sim +1.5$ (Ballhaus et al., 1991; Ballhaus, 1993; Foley, 2011) 和 $-4.2 \sim 0$ (Frost and McCammon, 2008), 而且 Ghiorso (1997) 通过 MELTS 软件模拟证明,分离结晶过程最多只能引起熔体的氧逸度变化 $0.8 \log$ 单位。如果将上地幔的氧逸度条件作为研究原始岩浆的初始状态,即使分离结晶作用能够改变熔体的氧逸度,其作用结果也达不到计算结果所反映的较高 ΔFMQ ($2.7 \sim 4.3$)。谷装箐云煌岩中虽不含橄榄石和斜方辉石,但这两种矿物并不是煌斑岩的必要组成矿物,因此其缺失的原因并不一定是分离结晶作用,而可能与其源区极低的部分熔融程度有关。而且,仅就黑云母一种矿物而言,其 MgO 含量和氧逸度表现出正相关关系(图 5a),这与橄榄石和斜方辉石分离结晶引起残余熔体氧逸度升高的事实相矛盾。所以,虽然莠莊和谷装箐岩石样品中都缺失斜方辉石,但是其较高的氧逸度特征值不是由分离结晶作用造成的。

4.1.2 岩浆脱气 随着岩浆上升过程中温度和压力的降低,岩浆中的挥发组分(C-S-O-H 族多价态气/液相化合物)的溶解度降低,便会发生岩浆脱气作用。关于脱气作用对岩浆氧逸度的影响,目前仍有争议。有研究认为岩浆的脱气量与残余熔体的氧逸度存在正相关关系(Holloway, 2004; Bell and Simon, 2011; Métrich et al., 2009),但也有研究认为岩浆脱气作用对残余熔体氧逸度的影响有限(Ballhaus, 1993; Crabtree and Lange, 2012; Kelley and Cottrell, 2012; Moussallam et al., 2014; Grocke et al., 2016; Brounce et al., 2017)。玄武质火山岩气孔含量与体积可近似反映成岩岩浆的挥发分含量(张招崇等, 2000)。莠莊粗面玄武岩为致密块状、无气孔,谷装箐云煌岩气孔发育,表明后者的脱气程度远高于前者。但前者的氧逸度平均值高于

谷装箐云煌岩约 $2 \log$ 单位,而且扬子克拉通西缘的煌斑岩与富钾镁铁质岩应具有相同的源区(Lu et al., 2013b, 2015a),这与前人认为的岩浆的脱气量与残余熔体的氧逸度存在正相关关系相矛盾。因此,莠莊粗面玄武岩和谷装箐云煌岩的高氧逸度也不是由岩浆脱气作用造成的。

4.1.3 地壳混染 幔源岩浆自源区上升至上地壳岩浆房的过程中,不可避免地会有地壳物质的加入,而且地壳具有较高的 ΔFMQ ($-2 \sim +8$) (杨晓志, 2013),因此地壳的混染作用也能够改变幔源岩浆的氧逸度条件(Carmichael, 1991)。许多关于哀牢山—红河带内钾质-超钾质镁铁质岩的成因研究都表明,该类岩石的微量元素特征和 Sr-Nd 同位素组成都与区域内上地壳的特征有明显差别(Huang et al., 2010; Lu et al., 2015a),表明成岩过程中上地壳的混染作用非常有限。由于下地壳相比于地幔更富 Al 而贫 Mg, 并且其氧逸度也相对较低,而在黑云母的源区判别图(图 6)和 $\text{MgO}-\Delta\text{FMQ}$ 图解(图 5a)中,莠莊黑云母总体表现为幔源或极低程度的壳幔混染特征,且其 MgO 含量与 ΔFMQ 都相对集中,不具有明显的线性关系。相反,谷装箐黑云母不仅具有壳幔混染的源区特征(图 6),而且其 MgO 含量与 ΔFMQ 还表现出良好的线性相关(图 5a)。因此,对于莠莊粗面玄武岩而言,下地壳的混染同样相当有限。而对于谷装箐云煌岩,其黑云母的高 Al_2O_3 低 ΔFMQ 特征(图 5b),及 MgO 与 ΔFMQ 的线性变化则很可能是由下地壳混染造成的。所以,谷装箐云煌岩的母岩浆可能经受过下地壳混染,并使其氧逸度降低,但地壳混染作用对莠莊粗面玄武岩的形成影响很小,可忽略不计。

4.1.4 部分熔融 岩浆源区经部分熔融产生原始岩浆,因此,部分熔融作用能否改造熔融产物的氧逸度条件也需要考虑。相关实验研究发现,熔融产

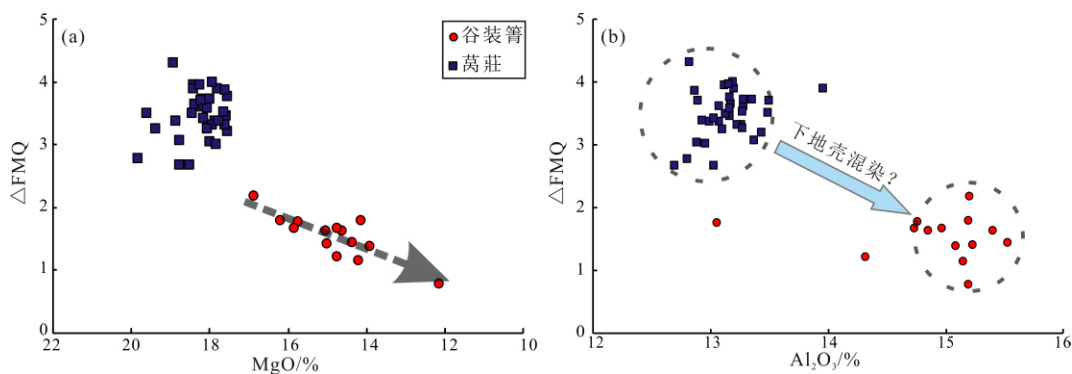


图 5 黑云母 MgO 含量(a)及 Al_2O_3 含量(b)与氧逸度关系图

Fig.5 Plots of respective MgO (a) and Al_2O_3 (b) contents of biotites vs. ΔFMQ values

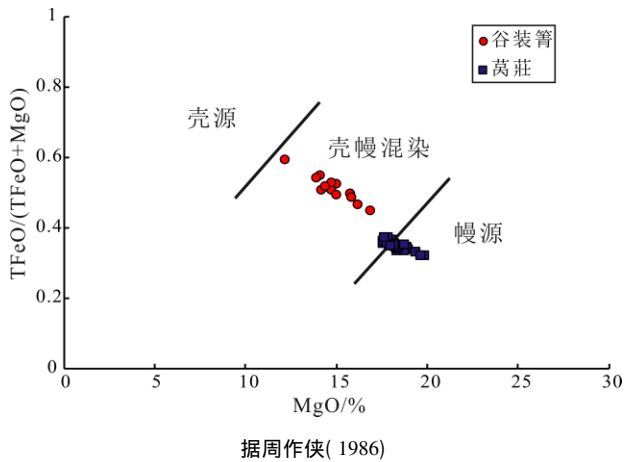


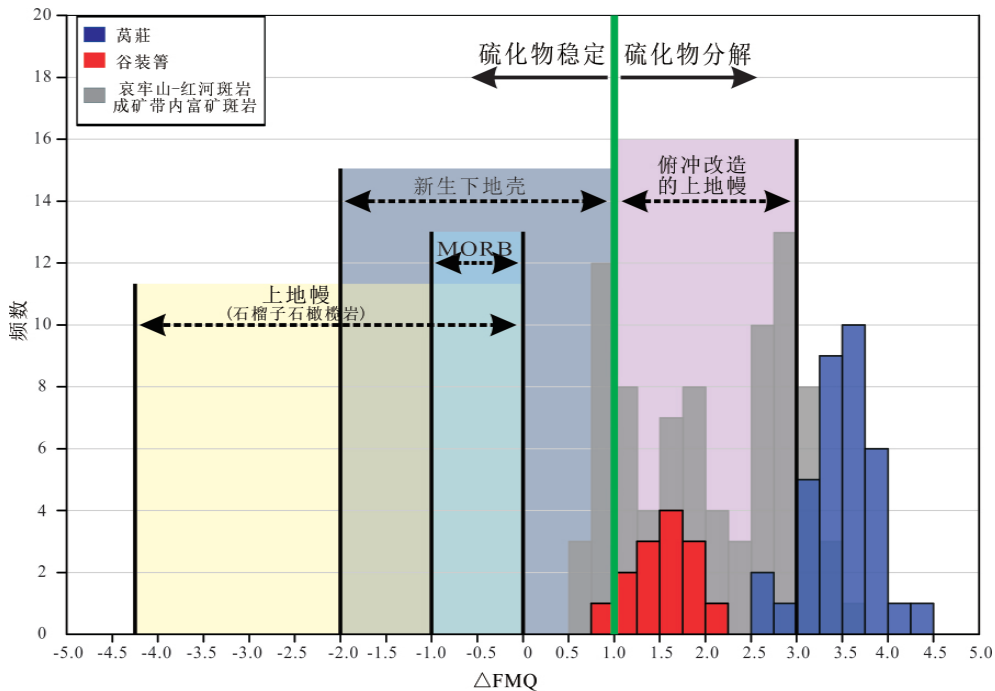
图6 黑云母源区判别图

Fig.6 Provenance discrimination diagram of the biotite

物的氧逸度与熔融物的消耗量不具相关性,而是一个恒定的值(Canil et al., 2006)。更有研究认为部分熔融过程中活跃的不相容组分(如硫、氢、碳、卤素等)可以作为氧的内部缓冲剂(Ballhaus et al., 1990; Blundy et al., 1991; Canil et al., 1994, 2006),使得部分熔融作用发生于一个近似的氧的开放体系,从而无法改变产物的氧化还原状态。此外, Cottrell 和 Kelley(2011)研究表明, Fe^{3+} 在低压熔融中表现出不相容性,但在地幔部分熔融过程中则表现出一定的相容性。因此,即使不考虑内部缓冲剂的存在,地幔部分熔融的产物也应具有比源区更低

的氧逸度。所以,笔者认为部分熔融作用也不是造成葛莊粗面玄武岩和谷装箐云煌岩高氧逸度的因素。

4.1.5 源区继承 如上所述,部分熔融并不能显著改变熔融产物的氧逸度条件,部分熔融产物的氧逸度条件应与其源区一致,即原始岩浆可能继承其源区的氧化还原状态。在俯冲过程中,由俯冲板片释放的高氧化性物质对上覆地幔的交代作用可造成地幔的区域性氧逸度异常(Ballhaus et al., 1991; Ballhaus, 1993; Canil et al., 1994; Foley, 2011; Gerrits et al., 2019)。扬子克拉通西缘曾经历了新元古大洋或/和古特提斯板片的东向俯冲消减(Wang et al., 2000; Lu et al., 2013a, 2013b, 2015a),形成了异常富集的岩石圈地幔(朱炳泉等, 1992; 张玉泉等, 1997; Chung et al., 1998; Guo et al., 2005; Lu et al., 2013a, 2013b, 2015a)。钾质-超钾质岩浆被普遍认为是地幔部分熔融的产物(Foley et al., 1987; Peccerillo, 1992; Müller and Groves, 2016),而且葛莊粗面玄武岩和谷装箐云煌岩的氧逸度范围与俯冲改造的上地幔的 ΔFMQ (+1 ~ +3) (Ballhaus et al., 1990) 具有较高的重合度,这暗示葛莊和谷装箐样品的高氧逸度是继承于其岩浆源区,同时也表明扬子克拉通西缘的地幔具有明显高于正常的石榴子石橄榄岩相上地幔的异常 ΔFMQ (-4.3 ~ -1.0) (图7)。



上地幔氧逸度范围据 Frost 和 McCammon(2008); MORB 氧逸度范围据 Laubier 等(2014); 新生下地壳氧逸度范围据 Richards(2015) 和 杨晓志(2013); 哀牢山-红河斑岩成矿带内富矿斑岩的氧逸度数据为本课题组未发表数据和 Bao 等(2020)

图7 氧逸度计算结果统计直方图

Fig.7 Statistical histogram of calculated ΔFMQ values

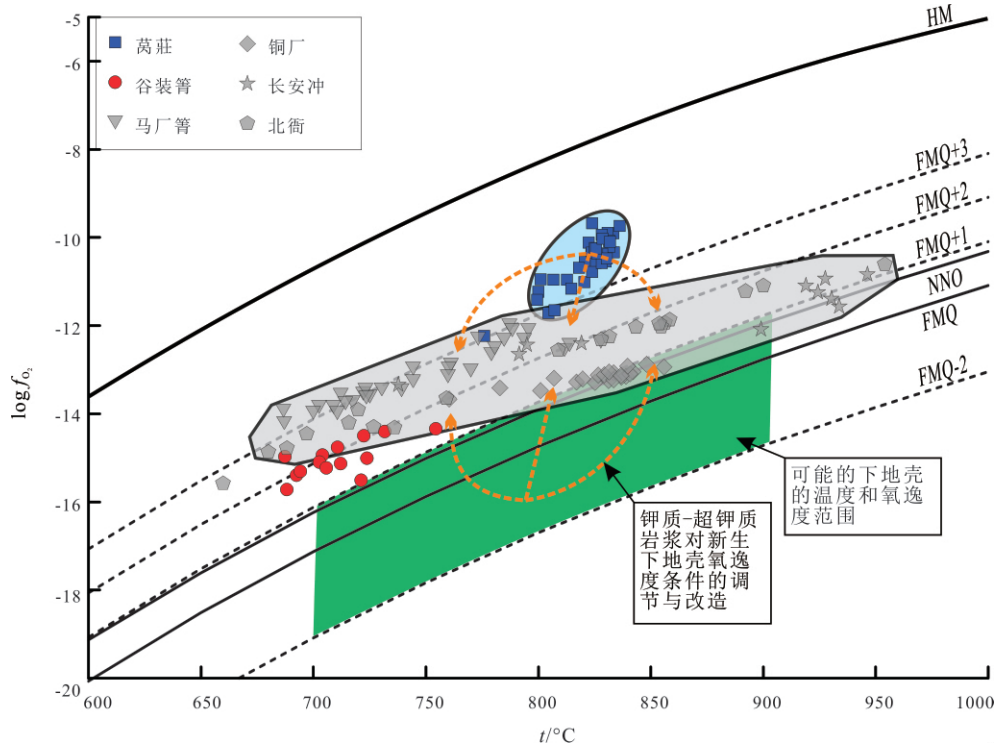
综上所述可以认为, 莒莊粗面玄武岩在成岩过程中受分离结晶、岩浆脱气、地壳混染及部分熔融等岩浆过程的影响有限, 其高氧逸度特征应是继承于岩浆源区, 因此, 其 ΔFMQ (2.7~4.3, 平均 3.5) 更能代表钾质-超钾质镁铁质岩浆的氧化还原状态。而对于谷装箐云煌岩, 其受分离结晶、岩浆脱气、上地壳混染及部分熔融的影响同样有限, 且二者具有相同的源区, 因此, 造成谷装箐云煌岩低于莒莊粗面玄武岩氧逸度的主要因素可能是下地壳混染, 即谷装箐云煌岩的母岩浆在继承源区的高氧逸度后, 由于遭受下地壳混染而使其氧逸度减小。

4.2 对陆内富碱斑岩成矿的潜在贡献

在低氧逸度条件 ($\Delta\text{FMQ} < 1$) (Richards, 2015) 下, 硫在岩浆中主要以硫化物的形式存在, 硫化物的过早饱和会导致岩浆匮乏亲铜元素和亲铁元素而在中度高氧逸度条件 ($\Delta\text{FMQ} = 1$) (Richards, 2015) 下, 硫在岩浆中主要以硫酸盐的形式存在 (Nilsson and Peach, 1993; Métrich and Clocchiatti, 1996; Métrich et al., 2002), 一方面避免了硫化物的过早饱和和沉淀, 另一方面也增大了岩浆对金属元素的溶解度, 使其能够将成矿金属元素携带至上地壳, 为之后的流体出溶与热液矿化提供物质基础。

扬子克拉通西缘下地壳的角闪岩捕虏体具有

富铜、金、硫等元素的特征 (Hou et al., 2015)。Xu 等 (2016) 认为幔源岩浆与下地壳物质在 MASH 过程中发生混合作用对含矿岩浆的形成具有重要意义。本研究中, 以莒莊粗面玄武岩和谷装箐云煌岩为代表的钾质-超钾质岩具有较高的 ΔFMQ (0.8~4.3)。一方面, 具有该氧逸度条件的钾质-超钾质岩浆在诱发富硫化物堆晶的下地壳部分熔融时, 可以确保硫化物能够分解为硫酸盐, 进而提高岩浆对金属元素的溶解能力; 另一方面, 如果将硫化物稳定的氧逸度条件作为扬子克拉通西缘角闪岩相下地壳的 ΔFMQ (-2~1) (杨晓志, 2013; Richards, 2015), 可以发现, 哀牢山-红河斑岩成矿带内众多富矿斑岩的 ΔFMQ (-0.5~3.5) 都在下地壳和莒莊粗面玄武岩之间 (图 7, 8)。因此, 钾质-超钾质镁铁质岩浆具备调节改造新生下地壳较低氧逸度条件的潜力, 而这种改造, 也符合幔源岩浆与下地壳物质混合并形成富矿岩浆的模型。一方面, 新生下地壳表现为相对还原的状态, 虽然富水 (Foley et al., 1987; Peccerillo, 1992; Müller and Groves, 2016) 的钾质-超钾质岩浆底垫至下地壳底部后可诱发后者的部分熔融, 但由于部分熔融过程并不显著提高熔融产物的氧逸度 (Carmichael, 1991; Cottrell and Kelley, 2011), 因此, 此时下地壳的熔融产物仍具有



数据来源同图 7。灰色虚线箭头表示高氧逸度的钾质-超钾质岩浆与下地壳物质经二元混合形成富矿斑岩母岩浆的可能性

图 8 温度与氧逸度关系图解

Fig.8 $\log f_{\text{O}_2}$ vs. t diagram

较低的氧逸度,硫主要以低价态形式存在,岩浆演化过程中,易形成铜金硫化物并发生熔离。另一方面,钾质-超钾质岩浆具有较高的氧逸度,当高氧逸度钾质-超钾质岩浆与低氧逸度的下地壳熔融产物混合后,下地壳熔体中的低价态硫被氧化为高价态硫,不易形成铜金硫化物,进而提高熔体对铜金的溶解能力。在此过程中,钾质-超钾质岩浆相当于一个氧逸度“调节剂”,它能够调节改造新生下地壳的氧逸度条件,进而在形成成矿斑岩岩浆的同时,能够使源区的氧化还原状态转变为成矿斑岩岩浆所需要的高氧逸度条件(图8)。此外,谷装箐云煌岩的氧逸度范围与富矿斑岩的重合(图7,8),且如前文所述,谷装箐云煌岩的形成很可能有下地壳的混染,这也为上述过程提供了佐证。对于陆内富碱斑岩的成矿作用,钾质-超钾质岩浆的富水(Foley et al., 1987; Peccerillo, 1992; Müller and Groves, 2016)和高 ΔFMQ (2.7~4.3),对富金属硫化物的角闪岩相新生下地壳产生的“诱发部分熔融”和“改造氧逸度条件”的双重贡献,在很大程度上决定了陆内富碱斑岩的成矿潜力。

5 结论

(1) 以莒庄粗面玄武岩和谷装箐云煌岩为代表的、扬子克拉通西缘的钾质-超钾质镁铁质岩的成岩岩浆均具有高 ΔFMQ (0.8~4.3),这一特征是继承了其地幔源区的高氧化状态,成因应是古大洋板片的俯冲导致扬子克拉通西缘的岩石圈地幔呈现区域性的异常富集和氧化。

(2) 钾质-超钾质镁铁质岩浆的高初始 ΔFMQ (2.7~4.3)具备调节和改造角闪岩相新生下地壳氧逸度的能力,使得新生下地壳熔出的斑岩岩浆具有高氧逸度条件,进而具有斑岩铜金成矿的潜力。

致谢:感谢美国印第安纳大学李楚思老师在野外采样和研究思路上的指导。感谢矿床地球化学国家重点实验室郑文勤、董少花、蔡佳丽和李响老师在分析测试工作中给予的帮助。

参考文献 (References):

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, doi: 10.1007/s00410-002-0402-5

Ballhaus C, Berry R F, Green D H. 1990. Oxygen fugacity controls in the Earth's upper mantle. *Nature*, 348(6300): 437-440, doi:

10.1038/348437a0

Ballhaus C, Berry R F, Green D H. 1991. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: Implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107(1): 27-40

Ballhaus C. 1993. Redox states of lithospheric and asthenospheric upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114(3): 331-348

Bao X S, Yang L Q, Gao X, Groves D, He W Y, Li M M. 2020. Geochemical discrimination between fertile and barren Eocene potassic porphyries in the Jinshajiang Cu-Au-Mo metallogenic belt, SW China: Implications for petrogenesis and metallogeny. *Ore Geology Reviews*, 116: 103258, doi: 10.1016/j.oregeorev.2019.103258

Bell A S, Simon A. 2011. Experimental evidence for the alteration of the $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ of silicate melt caused by the degassing of chlorine-bearing aqueous volatiles. *Geology*, 39(5): 499-502

Bi X W, Hu R Z, Hanley J J, Mungall J E, Peng J T, Shang L B, Wu K X, Suang Y, Li H L, Hu X Y. 2009. Crystallisation conditions (T, P, f_{O_2}) from mineral chemistry of Cu- and Au-mineralised alkaline intrusions in the Red River-Jinshajiang alkaline igneous belt, western Yunnan Province, China. *Mineralogy and Petrology*, 96(1-2): 43-58, doi: 10.1007/s00710-009-0047-4

Blundy J D, Brodholt J P, Wood B J. 1991. Carbon-fluid equilibria and the oxidation state of the upper mantle. *Nature*, 349(6307): 321-324

Brounce M, Stolper E, Eiler J. 2017. Redox variations in Mauna Kea lavas, the oxygen fugacity of the Hawaiian plume, and the role of volcanic gases in Earth's oxygenation. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 114(34): 8997-9002

Brounce M N, Kelley K A, Cottrell E. 2014. Variations in $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ of Mariana arc basalts and mantle wedge f_{O_2} . *Journal of Petrology*, 55(12): 2513-2536

Canil D, O'Neill H S C, Pearson D G, Rudnick R L, McDonough W F, Carswell D A. 1994. Ferric iron in peridotites and mantle oxidation states. *Earth and Planetary Science Letters*, 123(1-3): 205-220, doi: 10.1016/0012-821X(94)90268-2

Canil D, Johnston S T, Mihalynuk M. 2006. Mantle redox in Cordilleran ophiolites as a record of oxygen fugacity during partial melting and the lifetime of mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 248(1-2): 106-117, doi: 10.1016/j.epsl.2006.04.038

Carmichael I S E. 1991. The redox states of basic and silicic magmas: A reflection of their source regions? *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106(2): 129-141

Chen Y W, Bi X W, Hu R Z, Dong S H. 2012. Element geochemistry, mineralogy, geochronology and zircon Hf isotope of the Luxi and Xizhuang granites in Guangdong province, China: Implications for U mineralization. *Lithos*, 150: 119-134

Chiaradia M, Merino D, Spikings R. 2009. Rapid transition to long-lived deep crustal magmatic maturation and the formation of giant porphyry-related mineralization (Yanacocha, Peru). *Earth and Planetary Science Letters*, 288(3-4): 505-515

Chung S L, Lo C H, Lee T Y, Zhang Y Q, Xie Y W, Li X H, Wang K

- L, Wang P L. 1998. Diachronous uplift of the Tibetan Plateau starting 40 Myr ago. *Nature*, 394 (6695): 769 - 773, doi: 10.1038/29511
- Cottrell E, Kelley K A. 2011. The oxidation state of Fe in MORB glasses and the oxygen fugacity of the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 305(3-4): 270-282
- Crabtree S M, Lange R A. 2012. An evaluation of the effect of degassing on the oxidation state of hydrous andesite and dacite magmas: A comparison of pre- and post-eruptive Fe²⁺ concentrations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163 (2): 209 - 224, doi: 10.1007/s00410-011-0667-7
- Deng J, Wang Q F, Li G J, Li C S, Wang C M. 2014a. Tethys tectonic evolution and its bearing on the distribution of important mineral deposits in the Sanjiang region, SW China. *Gondwana Research*, 26 (2): 419-437, doi: 10.1016/j.gr.2013.08.002
- Deng J, Wang Q F, Li G J, Santosh M. 2014b. Cenozoic tectono-magmatic and metallogenic processes in the Sanjiang region, southwestern China. *Earth-Science Reviews*, 138: 268-299, doi: 10.1016/j.earscirev.2014.05.015
- Dymek R F. 1983. Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *American Mineralogist*, 68(9-10): 880-899
- Elkins L T, Grove T L. 1990. Ternary feldspar experiments and thermodynamic models. *American Mineralogist*, 75(5-6): 544-559
- Foley S F, Venturelli G, Green D H, Toscani L. 1987. The ultrapotassic rocks: Characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth-Science Reviews*, 24(2): 81-134
- Foley S F. 2011. A reappraisal of redox melting in the Earth's mantle as a function of tectonic setting and time. *Journal of Petrology*, 52(7-8): 1363-1391
- Foster M D. 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. USGS Numbered Series, Professional Paper 354-B, 11-49, doi: 10.3133/pp354B
- Frost D J, McCammon C A. 2008. The redox state of Earth's mantle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36: 389-420
- Gaetani G A. 2016. The behavior of Fe³⁺ / Σ Fe during partial melting of spinel ilmenite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 185: 64-77
- Gerrits A R, Inglis E C, Dragovic B, Starr P G, Baxter E F, Burton K W. 2019. Release of oxidizing fluids in subduction zones recorded by iron isotope zonation in garnet. *Nature Geoscience*, 12(12): 1029-1033, doi: 10.1038/s41561-019-0471-y
- Ghiorso M S. 1997. Thermodynamic models of igneous processes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 25: 221-241
- Griffin W L, Begg G C, O'Reilly S Y. 2013. Continental-root control on the genesis of magmatic ore deposits. *Nature Geoscience*, 6(11): 905-910, doi: 10.1038/ngeo1954
- Groce S B, Cottrell E, de Silva S, Kelley K A. 2016. The role of crustal and eruptive processes versus source variations in controlling the oxidation state of iron in Central Andean magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 440: 92-104
- Guo J H, Leng C B, Zhang X C, Zafar T, Chen W T, Zhang W, Tian Z D, Tian F, 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 Z F, Hertogen J, Liu J Q, Pasteels P, Boven A, Punzalan L, He H Y, Luo X J, Zhang W H. 2005. Potassic magmatism in western Sichuan and Yunnan provinces, SE Tibet, China: Petrological and geochemical constraints on petrogenesis. *Journal of Petrology*, 46 (1): 33-78, doi: 10.1093/petrology/egh061
- He W Y, Mo X X, He Z H, White N C, Chen J B, Yang K H, Wang R, Yu X H, Dong G C, Huang X F. 2015. The geology and mineralogy of the Beiya skarn gold deposit in Yunnan, southwest China. *Economic Geology*, 110 (6): 1625 - 1641, doi: 10.2113/econgeo.110.6.1625
- Henry D J, Guidotti C V, Thomson J A. 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90(2-3): 316-328
- Holloway J R. 2004. Redox reactions in seafloor basalts: Possible insights into silicic hydrothermal systems. *Chemical Geology*, 210(1-4): 225-230
- 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, doi: 10.1016/S0012-821X(04) 00007-X
- Hou Z Q, Zaw K, Pan G T, Mo X X, Xu Q, Hu Y Z, Li X Z. 2007. Sanjiang Tethyan metallogenesis in S.W. China: Tectonic setting, metallogenic epochs and deposit types. *Ore Geology Reviews*, 31(1-4): 48-87, doi: 10.1016/j.oregeorev.2004.12.007
- Hou Z Q, Yang Z M, Qu X M, Meng X J, Li Z Q, Beaudoin G, Rui Z Y, Gao Y F, Zaw K. 2009. The Miocene Gangdese porphyry copper belt generated during post-collisional extension in the Tibetan Orogen. *Ore Geology Reviews*, 36(1-3): 25-51, doi: 10.1016/j.oregeorev.2008.09.006
- Hou Z Q, Zhang H R, Pan X F, Yang Z M. 2011. Porphyry Cu (-Mo-Au) deposits related to melting of thickened mafic lower crust: Examples from the eastern Tethyan metallogenic domain. *Ore Geology Reviews*, 39(1-2): 21-45, doi: 10.1016/j.oregeorev.2010.09.002
- Hou Z Q, Zheng Y C, Yang Z M, Rui Z Y, Zhao Z D, Jiang S H, Qu X M, Sun Q Z. 2013a. Contribution of mantle components within juvenile lower-crust to collisional zone porphyry Cu systems in Tibet. *Mineralium Deposita*, 48(2): 173-192, doi: 10.1007/s00126-012-0415-6
- Hou Z Q, Pan X F, Li Q Y, Yang Z M, Song Y C. 2013b. The giant Dexing porphyry Cu-Mo-Au deposit in east China: Product of melting of juvenile lower crust in an intracontinental setting. *Mineralium Deposita*, 48(8): 1019-1045, doi: 10.1007/s00126-013-0472-5
- Hou Z Q, Yang Z M, Lu Y J, Kemp A, Zheng Y C, Li Q Y, Tang J X, Yang Z S, Duan L F. 2015. A genetic linkage between subduction- and collision-related porphyry Cu deposits in continental collision zones. *Geology*, 43(3): 247-250, doi: 10.1130/G36362.1
- Hou Z Q, Zhou Y, Wang R, Zheng Y C, He W Y, Zhao M, Evans N J, Weinberg R F. 2017. Recycling of metal-fertilized lower continental crust: Origin of non-arc Au-rich porphyry deposits at cratonic edges.

- Geology, 45(6): 563–566, doi: 10.1130/G38619.1
- Hu R Z, Burnard P G, Bi X W, Zhou M F, Pen J T, Su W C, Wu K X. 2004. Helium and argon isotope geochemistry of alkaline intrusion-associated gold and copper deposits along the Red River–Jinshajiang fault belt, SW China. *Chemical Geology*, 203(3–4): 305–317, doi: 10.1016/j.chemgeo.2003.10.006
- Huang X L, Niu Y L, Xu Y G, Chen L L, Yang Q J. 2010. Mineralogical and geochemical constraints on the petrogenesis of post-collisional potassic and ultrapotassic rocks from Western Yunnan, SW China. *Journal of Petrology*, 51(8): 1617–1654, doi: 10.1093/petrology/egq032
- Kelley K A, Cottrell E. 2009. Water and the oxidation state of subduction zone magmas. *Science*, 325(5940): 605–607, doi: 10.1126/science.1174156
- Kelley K A, Cottrell E. 2012. The influence of magmatic differentiation on the oxidation state of Fe in a basaltic arc magma. *Earth and Planetary Science Letters*, 329–330: 109–121, doi: 10.1016/j.epsl.2012.02.010
- Laubier M, Grove T L, Langmuir C H. 2014. Trace element mineral/melt partitioning for basaltic and basaltic andesitic melts: An experimental and laser ICP-MS study with application to the oxidation state of mantle source regions. *Earth and Planetary Science Letters*, 392: 265–278, doi: 10.1016/j.epsl.2014.01.053
- Li W K, Cheng Y Q, Yang Z M. 2019. $Geo-f_{O_2}$: Integrated software for analysis of magmatic oxygen fugacity. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(5): 2542–2555, doi: 10.1029/2019GC008273
- Lu Y J, Kerrich R, Cawood P A, McCuaig T C, Hart C J R, Li Z X, Hou Z Q, Bagas L. 2012. Zircon SHRIMP U-Pb geochronology of potassic felsic intrusions in western Yunnan, SW China: Constraints on the relationship of magmatism to the Jinsha suture. *Gondwana Research*, 22(2): 737–747, doi: 10.1016/j.gr.2011.11.016
- Lu Y J, Kerrich R, Kemp A I S, McCuaig T C, Hou Z Q, Hart C J R, Li Z X, Cawood P A, Bagas L, Yang Z M, Cliff J, Belousova E A, Jourdan F, Evans N J. 2013a. Intracontinental eocene-oligocene porphyry copper mineral systems of Yunnan, western Yangtze Craton, China: Compositional characteristics, sources, and implications for continental collision metallogeny. *Economic Geology*, 108(7): 1541–1576, doi: 10.2113/econgeo.108.7.1541
- Lu Y J, Kerrich R, McCuaig T C, Li Z X, Hart C J R, Cawood P A, Hou Z Q, Bagas L, Cliff J, Belousova E A, Tang S H. 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. *Journal of Petrology*, 54(7): 1309–1348, doi: 10.1093/petrology/egt013
- Lu Y J, McCuaig T C, Li Z X, Jourdan F, Hart C J R, Hou Z Q, Tang S H. 2015a. Paleogene post-collisional lamprophyres in western Yunnan, western Yangtze Craton: Mantle source and tectonic implications. *Lithos*, 233: 139–161, doi: 10.1016/j.lithos.2015.02.003
- Lu Y J, Loucks R R, Fiorentini M L, Yang Z M, Hou Z Q. 2015b. Fluid flux melting generated post-collisional high-Sr/Y copper-ore-forming water-rich magmas in Tibet. *Geology*, 43(7): 583–586, doi: 10.1130/G36734.1
- Métrich N, Bonnin-Mosbah M, Susini J, Menez B, Galoisy L. 2002. Presence of sulfite (S^{IV}) in arc magmas: Implications for volcanic sulfur emissions. *Geophysical Research Letters*, 29(11): 1538, doi: 10.1029/2001GL014607
- Métrich N, Berry A J, O'Neill H S C, Susini J. 2009. The oxidation state of sulfur in synthetic and natural glasses determined by X-ray absorption spectroscopy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(8): 2382–2399, doi: 10.1016/j.gca.2009.01.025
- Métrich N, Clacchiatti R. 1996. Sulfur abundance and its speciation in oxidized alkaline melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(21): 4151–4160
- Moussallam Y, Oppenheimer C, Scaillet B, Gaillard F, Kyle P, Peters N, Hartley M, Berlo K, Donovan A. 2014. Tracking the changing oxidation state of Erebus magmas, from mantle to surface, driven by magma ascent and degassing. *Earth and Planetary Science Letters*, 393: 200–209
- Müller D, Groves D I. 2016. Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. Cham: Springer, doi: 10.1007/978-3-319-23051-1
- 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, doi: 10.1130/0091-7613(2002)030
- Nachit H, Razafimahefa N, Stussi J M, Carron J P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre, 301(11): 813–818
- Nachit H, Ibhi A, Abia E H, Ohoud M B. 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16): 1415–1420
- Nilsson K, Peach C L. 1993. Sulfur speciation, oxidation state, and sulfur concentration in backarc magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(15): 3807–3813
- Peccerillo A. 1992. Potassic and ultrapotassic rocks: Compositional characteristics, petrogenesis, and geologic significance. *Episodes*, 15(4): 243–251
- Richards J P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, 98(8): 1515–1533, doi: 10.2113/gsecongeo.98.8.1515
- Richards J P. 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology*, 37(3): 247–250, doi: 10.1130/G25451A.1
- Richards J P. 2011. HIGH Sr/Y ARC MAGMAS AND PORPHYRY Cu ± Mo ± Au DEPOSITS: JUST ADD WATER. *Economic Geology*, 106(7): 1075–1081, doi: 10.2113/econgeo.106.7.1075
- Richards J P. 2015. The oxidation state, and sulfur and Cu contents of arc magmas: Implications for metallogeny. *Lithos*, 233: 27–45, doi: 10.1016/j.lithos.2014.12.011
- Sillitoe R H. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 67(2): 184–197, doi: 10.2113/gsecongeo.67.2.184
- Sillitoe R H. 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105(1): 3–41, doi: 10.2113/gsecongeo.105.1.3

- 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
- Tang M, Erdman M, Eldridge G, Lee C T A. 2018. The redox "filter" beneath magmatic orogens and the formation of continental crust. *Science Advances*, 4(5): eaar4444
- Tapponnier P, Lacassin R, Leloup P H, Schärer U, Zhong D L, Wu H W, Liu X H, Ji S C, Zhang L S, Zhong J Y. 1990. The Ailao Shan/red river metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China. *Nature*, 343(6257): 431-437, doi: 10.1038/343431a0
- Uchida E, Endo S, Makino M. 2007. Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits. *Resource Geology*, 57 (1): 47 - 56, doi: 10.1111/j.1751 - 3928.2006.00004.x
- Wang C M, Deng J, Carranza E J M, Santosh M. 2014b. Tin metallogenesis associated with granitoids in the southwestern Sanjiang Tethyan Domain: Nature, deposit types, and tectonic setting. *Gondwana Research*, 26(2): 576-593, doi: 10.1016/j.gr.2013.05.005
- Wang Q F, Deng J, Li C S, Li G J, Yu L, Qiao L. 2014a. The boundary between the Simao and Yangtze blocks and their locations in Gondwana and Rodinia: Constraints from detrital and inherited zircons. *Gondwana Research*, 26 (2): 438 - 448, doi: 10.1016/j.gr.2013.10.002
- Wang X F, Metcalfe I, Jian P, He L Q, Wang C S. 2000. The Jinshajiang-Ailaoshan Suture Zone, China: Tectonostratigraphy, age and evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18(6): 675-690
- Wones D R, Eugster H P. 1965. Stability of biotite: Experiment, theory, and application. *The American Mineralogist*, 50(9): 1228-1272
- Wones D R. 1972. Stability of biotite: A reply. *The American Mineralogist*, 57(1-2): 316-317
- Wones D R. 1981. Mafic silicates as indicators of intensive variables in granitic magmas. *Mining Geology*, 31 (168): 191 - 212, doi: 10.11456/shigenchishitsu1951.31.191
- Xu L L, Bi X W, Hu R Z, Zhang X C, Su W C, Qu W J, Hu Z C, Tang Y Y. 2012. Relationships between porphyry Cu-Mo mineralization in the Jinshajiang-Red River metallogenic belt and tectonic activity: Constraints from zircon U-Pb and molybdenite Re-Os geochronology. *Ore Geology Reviews*, 48: 460-473, doi: 10.1016/j.oregeorev.2012.05.010
- Xu L L, Bi X W, Hu R Z, Qi Y Q, Tang Y Y, Wang X S, Zhu J J. 2016. Redox states and genesis of magmas associated with intra-continental porphyry Cu-Au mineralization within the Jinshajiang-Red River alkaline igneous belt, SW China. *Ore Geology Reviews*, 73: 330-345, doi: 10.1016/j.oregeorev.2015.05.007
- Xu L L, Bi X W, Hu R Z, Tang Y Y, Wang X S, Huang M L, Wang Y J, Ma R, Liu G. 2019. Contrasting whole-rock and mineral compositions of ore-bearing (Tongchang) and ore-barren (Shilicun) granitic plutons in SW China: Implications for petrogenesis and ore genesis. *Lithos*, 336-337: 54-66, doi: 10.1016/j.lithos.2019.03.031
- Yang Z M, Hou Z Q, Xu J F, Bian X F, Wang G R, Yang Z S, Tian S H, Liu Y C, Wang Z L. 2014. Geology and origin of the post-collisional Narigongma porphyry Cu-Mo deposit, southern Qinghai, Tibet. *Gondwana Research*, 26(2): 536-556
- Yang Z M, Chang Z S, Paquette J, White N C, Hou Z Q, Ge L S. 2015a. Magmatic Au mineralization at the Bilihe Au deposit, China. *Economic Geology*, 110 (7): 1661 - 1668, doi: 10.2113/econgeo.110.7.1661
- Yang Z M, Lu Y J, Hou Z Q, Chang Z S. 2015b. High-mg diorite from Qulong in southern Tibet: Implications for the genesis of adakite-like intrusions and associated porphyry Cu deposits in collisional orogens. *Journal of Petrology*, 56 (2): 227 - 254, doi: 10.1093/ptrology/egu076
- Zhang L S, Schärer U. 1999. Age and origin of magmatism along the Cenozoic Red River shear belt, China. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134(1): 67-85, doi: 10.1007/s004100050469
- 毕献武, 胡瑞忠, 彭建堂, 吴开兴, 苏文超, 战新志. 2005. 姚安和马厂箐富碱侵入岩体的地球化学特征. *岩石学报*, 21(1): 113 - 124
- 陈光远, 孙岱生, 殷辉安. 1987. 成因矿物学与找矿矿物学. 重庆: 重庆出版社, 1-874
- 陈华勇, 韩金生. 2015. 磁铁矿单矿物研究现状、存在问题 and 研究方向. *矿物岩石地球化学通报*, 34(4): 724-730
- 韩江伟, 熊小林, 朱照宇, 王强. 2009. 岩浆过程对玄武岩铁氧化状态和氧逸度的影响: 以雷琼地区晚新生代玄武岩为例. *地球科学——中国地质大学学报*, 34(1): 127-136
- 赖绍聪. 1994. 分离结晶对岩浆氧逸度的影响. *地学前缘*, 1(1-2): 12
- 刘俊来, 唐渊, 宋志杰, Dung T M, 翟云峰, 吴文彬, 陈文. 2011. 滇西哀牢山构造带: 结构与演化. *吉林大学学报(地球科学版)*, 41 (5): 1285-1303, doi: 10.13278/j.cnki.jjuese.2011.05.026
- 陶仁彪, 张立飞, 刘曦. 2015. 地幔氧逸度与俯冲带深部碳循环. *岩石学报*, 31(7): 1879-1890
- 杨立强, 刘江涛, 张闯, 王庆飞, 葛良胜, 王中亮, 张静, 龚庆杰. 2010. 哀牢山造山型金成矿系统: 复合造山构造演化与成矿作用初探. *岩石学报*, 26(6): 1723-1739
- 杨立强, 邓军, 赵凯, 刘江涛. 2011. 哀牢山造山带金成矿时序及其动力学背景探讨. *岩石学报*, 27(9): 2519-2532
- 杨晓志. 2013. 大陆地壳氧逸度的长期演化及其对地壳性质的制约. 见: 中国矿物岩石地球化学学会第14届学术年会论文摘要专辑. 南京: 中国矿物岩石地球化学学会, 216
- 张玉泉, 谢应雯. 1997. 哀牢山-金沙江富碱侵入岩年代学和 Nd, Sr 同位素特征. *中国科学: 地球科学*, 27(4): 289-293
- 张招崇, 李兆霖, 李树才. 2000. 火山喷发过程中岩浆脱气率和脱气量的估算方法及其意义. *岩石矿物学杂志*, 19(4): 307-315
- 周作侠. 1986. 湖北丰山洞岩体成因探讨. *岩石学报*, 2(1): 59-70
- 朱炳泉, 张玉泉, 谢应雯. 1992. 滇西洱海东第三纪超 K 质火成岩系的 Nd-Sr-Pb 同位素特征与西南大陆地幔演化. *地球化学*, (3): 201-212

(本文责任编辑: 龚超颖; 英文审校: 张兴春)