

doi:10.3799/dqkx.2016.011

# 内蒙古红彦镇地区山神府花岗岩熔融— 流体包裹体特征及其成矿意义

毛晨<sup>1</sup>, 吕新彪<sup>1,2\*</sup>, 陈超<sup>1</sup>, 曹明雨<sup>1</sup>, 袁民汕<sup>1</sup>, 廖鹏程<sup>1</sup>, 贾启元<sup>1</sup>

1. 中国地质大学资源学院, 湖北武汉 430074

2. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 湖北武汉 430074

**摘要:** 通过内蒙古红彦镇地区山神府花岗岩的包裹体研究来探讨岩浆—热液过渡阶段的流体特征和成矿潜力。研究表明, 山神府花岗岩包裹体类型可分为熔融包裹体、熔—流包裹体和流体包裹体 3 大类。熔—流包裹体的存在表明花岗岩经历岩浆—热液过渡阶段, 而岩体中心相—边缘相流体包裹体均—温度从 281 °C 变化到大于 550 °C, 盐度从 1.1% NaCl eqv 变化到大于 66.8% NaCl eqv 同样指示了这一特征。根据不同温度、盐度包裹体等容线和水饱和和花岗质岩浆固相线相交法可计算岩浆出溶流体温压范围, 结合 CO<sub>2</sub> 三相包裹体对岩体最小侵位压力有较好限制, 估算出山神府花岗岩最小侵位深度为 7.6~9.5 km, 出溶温度为 580~700 °C, 出溶深度集中在 6.0~14.9 km。包裹体拉曼特征表明, 熔—流包裹体固相成分含有重晶石、蓝铜矿和赤铁矿等强氧化性物质, 说明岩浆—热液体系具有高氧逸度, 而在高温高压高盐条件下非常有利于岩浆中 Cu 等金属向出溶流体中富集, 结合野外矿化蚀变特征, 分析得出山神府地区具有较好寻找岩浆热液型 Cu 矿床的成矿潜力。

**关键词:** 山神府花岗岩; 熔—流包裹体; 岩浆—热液过渡; 高氧逸度; 成矿潜力; 岩石学。

中图分类号: P612

文章编号: 1000-2383(2016)01-0139-14

收稿日期: 2015-06-25

## Characteristics and Metallogenic Significance of Melt-Fluid Inclusions of Shanshenfu Granite in the Hongyan Area, Inner Mongolia

Mao Chen<sup>1</sup>, Lü Xinbiao<sup>1,2\*</sup>, Chen Chao<sup>1</sup>, Cao Mingyu<sup>1</sup>, Gun Minshan<sup>1</sup>, Liao Pengcheng<sup>1</sup>, Jia Qiyuan<sup>1</sup>

1. Faculty of Earth Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

**Abstract:** This study investigates the characteristics of the fluid and its mineralization potential in magmatic-hydrothermal phase by the inclusions study of the Shanshenfu granite located in the Hongyan area, Inner Mongolia. The study shows that the inclusions of the Shanshenfu granite can be divided into three types including melt inclusions, melt-fluid inclusions and fluid inclusions. The presence of melt-fluid inclusions indicates that granitic magma has experienced magmatic-hydrothermal transition stage, which is confirmed by the large changes in homogenization temperatures (from 281 °C to >550 °C) and the salinities (from 1.1% NaCl eqv to >66.8% NaCl eqv) from rock center lithofacies phase to edge lithofacies phase. We use inclusion isochors of different homogenization temperatures and salinities together with water-saturated solidus of granitic magma to estimate the temperatures and pressures of exsolved fluids. Considering that the three-phase inclusions containing CO<sub>2</sub> have a good limitation to the smallest emplacement pressure, we estimate that the smallest emplacement depth of Shanshenfu granite of range 7.6–9.5 km, exsolution temperature and depth of range 580–700 °C and 6.0–14.9 km, respectively. Laser-Raman characteristics of inclusions show that the solid phases of melt-fluid inclusions contain strong oxidation substances such as barite, azurite and hematite, which indicates the strong oxidation in magmatic-hydrothermal system that is very beneficial for Cu enriched in the exsolved fluids under the conditions of high-pressure, high-temperature and high-salinity. Combined

**基金项目:** 中国地质调查局地质调查项目(No. NMKD2010-3).

**作者简介:** 毛晨(1990-), 男, 硕士, 研究方向为矿产普查与勘探. E-mail: 421696798@qq.com

**\* 通讯作者:** 吕新彪, E-mail: luxb@cug.edu.cn

**引用格式:** 毛晨, 吕新彪, 陈超, 等, 2016. 内蒙古红彦镇地区山神府花岗岩熔融—流体包裹体特征及其成矿意义. 地球科学, 41(1): 139–152.

with the wild in situ mineralized alteration characteristics, we conclude that the Shanshenfu area has good mineralization potential to form magmatic-hydrothermal deposit of Cu.

**Key words:** Shanshenfu granite; melt-fluid inclusions; magmatic-hydrothermal transition; strong oxidation; mineralization potential; petrology.

## 0 引言

花岗质岩浆中成矿元素行为受控于源岩成分、氧化状态、结晶分异作用和挥发组分。富挥发分元素的母岩浆通过降低固相线、导致发生更广泛的低温熔融、延长冷凝时间和增强对流分异,使岩浆能侵入到地壳较浅处,促进与花岗岩有关的成矿作用的进行(汪雄武和王晓地,2001;翟德高等,2012a)。而制约花岗岩类矿床成矿的关键是花岗质岩浆分异出富挥发分流体的过程,由于挥发组分相与硅酸盐母岩浆之间具有明显不同的密度和粘度,所以挥发分的出溶将会直接影响金属元素在熔体和流体之间的分配(张德会等,2001;徐九华等,2012),这对成矿元素自岩浆迁移,并最终富集形成成矿流体起着决定性作用(Candela,1997;张德会等,2011)。

花岗质岩浆分异流体过程的物理化学信息能够被熔体和流体包裹体最直接和最接近真实地记录下来,为认识不同类型的流体(如硅酸盐熔体、气体、水盐流体及它们之间的混合流体)不混溶作用提供了独特的研究窗口,也为研究岩浆—热液过渡阶段的含挥发组分流体的性质开辟了新的道路(Kanenetsky *et al.*,2004;卢焕章,2004;Audetat *et al.*,2008)。冷成彪等(2009)通过岩浆热液矿床的成矿流体性质、金属元素在蒸汽相中的溶解及蒸汽—卤水相的分配实验等系统总结了有关金属元素气相迁移及  $\text{CO}_2$  在岩浆—热液体系的成矿作用。因此,通过研究熔融—流体包裹体对于了解挥发分性质、出溶作用及在岩浆—热液过渡阶段的分异演化作用至关重要。

大兴安岭是中亚巨型内生金属成矿带的重要组成部分,因其广泛发育内生铜等有色金属、贵金属矿床、矿化点而倍受国内外地质学家的关注(Liu *et al.*,2012;翟德高等,2012b;毛景文等,2013;熊索菲等,2014;梅微等,2015),特别是近年来的地质矿产勘查,先后发现了多座大型铅锌矿、铜矿、钼矿床以及中小型矿床(如额仁陶勒盖和甲乌拉铅锌矿、多宝山和乌奴格叶山铜钼矿、莲花山和闹牛山、布敦花铜银矿、人井铜矿、白音诺尔铅锌矿以及敖仑花钼矿等),使得本区成为中国内生金属矿产勘查、开发和研究的重要地区之一,并取得了许多新认识。而大兴安岭地区的热液铜矿床常与高钾钙

碱性或钙碱性的中酸性花岗质侵入活动密切相关,属于典型的后生矿床(白令安,2012)。陈俊等(2013)对大兴安岭中北部红彦镇地区山神府花岗岩体地球化学研究表明其具有高硅、富碱和高钾的特点,属于典型的高钾钙碱性的中酸性侵入体,而距离该岩体 2~3 km 内的围岩中发育有多个与热液活动密切相关的铜金银矿化点,显示该地区成矿与山神府花岗岩关系密切。本文通过对流体包裹体的研究,从流体不混溶作用角度出发探讨山神府花岗岩体岩浆—热液过渡阶段的演化过程、流体的性质以及成矿潜力。

## 1 山神府花岗岩地质概况

大兴安岭地区自北西—东南划分为额尔古纳地块、兴安地块、松嫩地块,经历了东西向古生代古亚洲构造演化与北北东向中、新生代滨西太平洋构造演化叠加、复合、转换(图 1a)。研究区大地构造位于兴蒙造山带东段,兴安地块与松嫩地块的拼合带的北部地区,两大块体的嫩江—扎莱特—贺根山缝合带正从研究区下部穿过,其缝合带也是大兴安岭中段重要的铜金银成矿带(图 1a)。

山神府花岗岩位于嫩江县以北,大杨树镇以东一带,岩体总体呈现 NNE 向展布,面积约 125 km<sup>2</sup>,其形态分布特征与区域构造带方向一致。岩体主体为碱长花岗岩,在碱长花岗岩体边缘可见少量碱长花岗斑岩脉体,由于晚期中生代火山沉积盖层并未完全剥蚀(图 1b),说明岩体剥蚀程度较浅。岩体沿 SW-NE 方向以中细粒—中粗粒—中粒—细粒—中细粒—粗粒—中细粒渐变过渡,岩相界线并不明显,并根据粒度大小将岩体分为中心相、过渡相和边缘相(图 1b),各岩相岩性基本相同。碱长花岗岩肉眼观察多为肉红色,镜下主要矿物有钾长石(约 45%)、斜长石(5%~10%)、石英(约 40%)、少量角闪石(<5%)以及少量磁铁矿(<5%)和磷灰石副矿物,钾长石以条纹长石为主,另见极少量发育卡斯巴双晶的正长石,钾长石和斜长石均伴有不同程度的绢云母化、绿帘石化和绿泥石化现象,在磁铁矿与长石接触部位发育有少量铜蓝和孔雀石化。碱长花岗斑岩呈斑状结构、块状构造,斑晶主要为斜长石(约

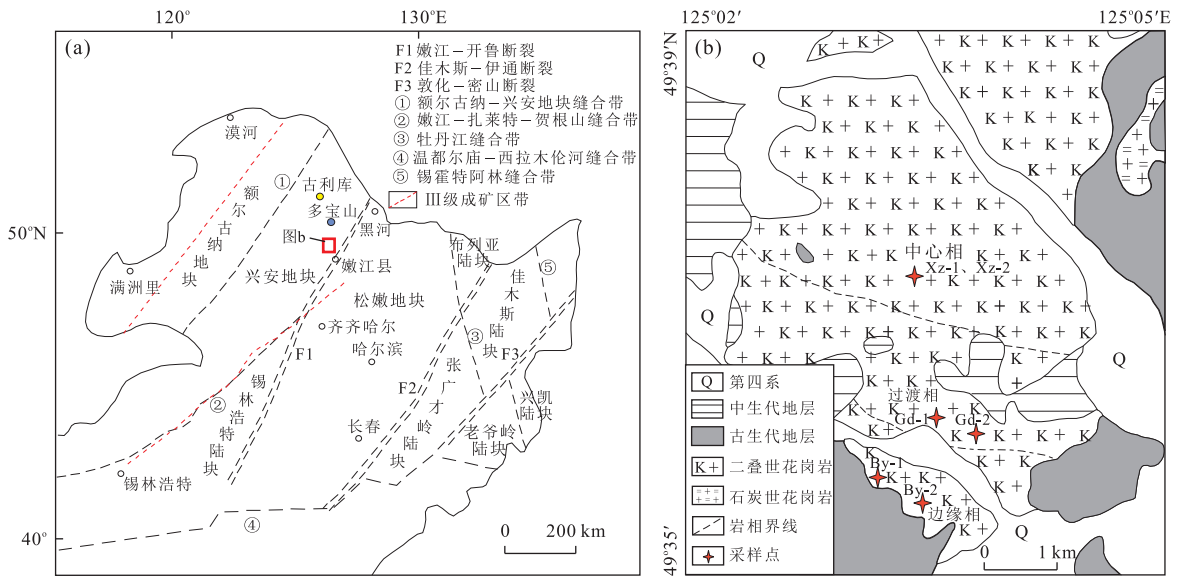


图 1 红彦镇山神府地区地质简图

Fig.1 Sketch geological map of the Shanshenfu region in the Hongyan area  
据陈俊等(2013)修编

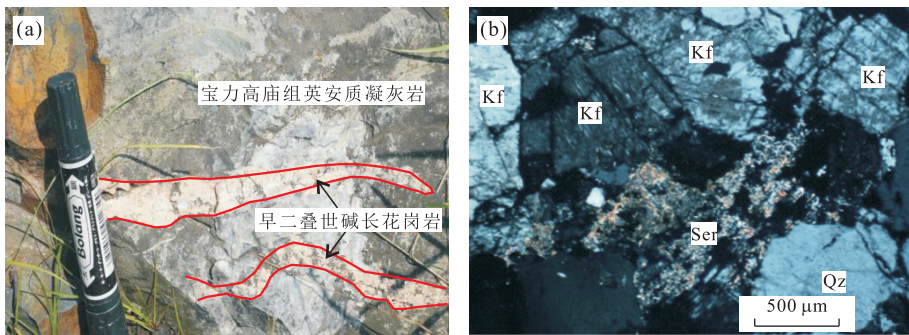


图 2 山神府碱长花岗岩野外及镜下特征

Fig.2 The wild and microscopic characteristics of Shanshenfu alkali feldspar granite  
a.碱长花岗岩呈脉状侵入围岩中;b.钾长石绢云母化

5%)、钾长石(约 35%)和石英(约 10%)及少量绿帘石(<5%),基质由长石和石英组成显微嵌晶结构,含量约 45%,基质中发育少量绢云母化和绿帘石化,并发育石英细脉。

岩体围岩可分为古生代和中生代两套地层,古生代地层主要为上石炭统一二叠统宝力高庙组(C<sub>2</sub>P<sub>1</sub>bl),岩性主要发育流纹质凝灰岩、安山质凝灰岩和英安质凝灰岩,为一套陆相火山岩;中生代地层主要为上侏罗统玛尼吐组(J<sub>3</sub>mn,其主要岩性为英安质熔结凝灰岩、英安岩)、上白垩统白音高老组(K<sub>1</sub>b,其主要岩性为流纹岩、流纹质火山角砾岩、流纹质熔结凝灰岩)和下白垩统大磨拐河组(K<sub>1</sub>d,岩性组合为凝灰质砂岩、砾岩及细砂岩、凝灰角砾岩,夹少量灰黑色安山岩、安山质凝灰岩以及少量第四

系沉积物覆盖)。岩体与围岩晚石炭—早二叠世宝力高庙组火山岩呈侵入接触关系。

山神府花岗岩内部及与南部围岩宝力高庙组接触带上主要发育黄铁绢英岩化、硅化、绿帘石化和绿泥石化蚀变特征,而位于花岗岩南部 2~3 km 的宝力高庙组地层中发现多条明显的铜金银矿化蚀变带,主要发育硅化、黄铁矿化、黄铜矿化、斑铜矿化、蓝铜矿化及孔雀石化,其矿化多发育于近东西向断裂及次级断裂发育部位,其赋矿岩性主要为安山质凝灰岩,矿化呈脉状、细脉状和网脉状构造沿岩石裂隙隙面或节理面充填产出,并与硅化密切伴生,矿化蚀变带总体呈东西断续延伸超过 2 km,显示该地区热液活动强烈。

## 2 流体包裹体研究

### 2.1 样品及分析方法

本次所测试的花岗岩包裹体样品是从岩体中心相至边缘相采集的(图 1b),样品均新鲜,保证包裹体观测的准确性和可靠性。其中岩体中心相样品 2 件(Xz-1、Xz-2),过渡相样品 2 件(Gd-1、Gd-2),边缘相样品 2 件(By-1、By-2),以便于岩体不同相带的包裹体之间进行对比。包裹体观察在碱长花岗岩石英晶体中进行,包裹体观察以原生包裹体为主,并排除次生包裹体对实验的干扰,选择有代表性的原生包裹体进行显微测温和激光拉曼光谱分析。

包裹体显微热力学测试在中国地质大学(武汉)流体包裹体实验室完成,所用测温仪器为英国产 Linkam THMSG600 冷热台( $-196\sim 600\text{ }^{\circ}\text{C}$ ),采用美国 FLUID INC 公司的人工合成流体包裹体标准样品进行温度校正。测试过程的升温速率一般为  $5\sim 10\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$ ,相转变点附近(如水溶液包裹体的冰点,各类包裹体的完全均一温度)的升温速率降低为  $0.5\sim 1.0\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$ 。对于气液两相水溶液包裹体,测定完全均一温度和冰点温度,利用 Hall *et al.*(1988)的盐度-冰点公式计算流体盐度,然后利用温度-盐度-密度相图(Bodnar,1983)求得流体密度;对于含石盐子矿物包裹体,测定石盐熔化温度和完全均一温度,利用 Hall *et al.*(1988)提供的石盐熔化温度-盐度公式计算流体盐度;对于含  $\text{CO}_2$  三相包裹体,测定  $\text{CO}_2$  笼合物熔化温度、 $\text{CO}_2$  部分均一温度和完全均一温度,利用笼合物熔化温度根据温度-盐度换算表(Collins,1979)获得流体盐度,再利用 Brown and Lamb(1989)的  $\text{CO}_2$  部分均一温度-密度公式计算流体密度。

包裹体激光拉曼光谱分析测试在中国地质大学(武汉)激光拉曼实验室的 Renishaw MK1-1000 型显微激光拉曼光谱仪上进行。测定使用的激发源为美国光谱物理公司生产的氩离子激光器,其激光波长为  $514.5\text{ nm}$ ,聚焦在样品上的激光功率为  $2\sim 4\text{ mW}$ ,设定测试时间为  $30\text{ s}$ ,叠加 5 次记录。拉曼峰位移测定的分辨率为  $0.5\text{ cm}^{-1}$ ,记录光谱范围在  $0\sim 4000\text{ cm}^{-1}$  之间,成分相对含量最低检测限为  $0.n\%$ 。整个测试在室温( $23\text{ }^{\circ}\text{C}$ )和常压下完成。

### 2.2 包裹体岩相学特征

根据包裹体成因类型和形态特征,主要分为熔融包裹体(I型)、熔一流包裹体(II型)和流体包裹体(III型)3 大类。

熔融包裹体根据包裹体形成条件可分为结晶质熔融包裹体(I-1 亚型)和玻璃质熔融包裹体(I-2 亚型):(1) I-1 亚型(图 3a)。结晶质熔融包裹体镜下形态特征主要为呈负晶形、长条形和不规则形,大小  $10\sim 25\text{ }\mu\text{m}$ ,孤立、群状分布,包裹体固相结晶分异出多个子晶且呈杂乱分布,有气泡存在时多呈黑色圆形,气相体积占  $30\%\sim 60\%$ ;(2) I-2 亚型(图 3b)。玻璃质熔融包裹体镜下形态特征主要呈长条形和不规则形,大小  $8\sim 25\text{ }\mu\text{m}$ ,孤立分布,有时呈线状分布,其固相为透明玻璃质,往往发育放射性裂纹,且亮度高,有时上下转动物台可见彩色光晕,往往存在单个或多个气泡,气泡不动且呈中心亮边缘黑,气泡形态除圆形、椭圆形外,还会呈长条形和不规则形,气相体积占  $30\%\sim 80\%$ ,玻璃质包裹体因不同的固相特征和气相特征而区别于结晶质包裹体。

熔一流包裹体是熔融包裹体和流体包裹体的一种过渡类型,此类包裹体因出现液相而区别于熔融包裹体。根据镜下特征可分为结晶质熔一流包裹体(II-1 亚型)和玻璃质熔一流包裹体(II-2 亚型):(1) II-1 亚型(图 3c,3d)。结晶质熔一流包裹体,多呈负晶形和不规则形,大小  $8\sim 25\text{ }\mu\text{m}$ ,孤立分布,包裹体的固相和液相间有明显界线,固相亮度往往比液相亮度高,固相呈多个子晶杂乱分布,气泡可出现在固相或液相中,当气泡赋存于液相中有时会颤动,而赋存于固相中则静止不动;(2) II-2 亚型。玻璃质熔一流包裹体,多呈长条形和不规则形,大小  $7\sim 20\text{ }\mu\text{m}$ ,孤立分布,与结晶质熔一流包裹体不同的是玻璃质熔一流包裹体固相为透明玻璃质,气泡可出现在固相或液相中,当气泡赋存于液相中有时会颤动,而赋存于固相中则静止不动。

流体包裹体根据相态种类和充填度特征可分为富液相包裹体(III-1 亚型)、富气相包裹体(III-2 亚型)、含子晶三相包裹体(III-3 亚型)和  $\text{CO}_2$  三相包裹体(III-4 亚型)、纯气相包裹体(III-5 亚型)、纯液相包裹体(III-6 亚型):(1) III-1 亚型(图 3b,3d,3h,3i)。富液相包裹体,多呈负晶形、(椭)圆形及不规则形,大小  $10\sim 20\text{ }\mu\text{m}$ ,气相体积占  $15\%\sim 40\%$ ,以群状分布为主,气泡有时会颤动,含量较多;(2) III-2 亚型(图 3h)。富气相包裹体,多呈负晶形、(椭)圆形及不规则形,大小  $10\sim 20\text{ }\mu\text{m}$ ,气相体积占  $60\%\sim 90\%$ ,以群状分布为主,气泡不会颤动,含量较多;(3) III-3 亚型(图 3e,3f)。含子矿物多相包裹体,呈负晶形和(椭)圆形,大小  $5\sim 16\text{ }\mu\text{m}$ ,孤立、群状分布,含量较多,其子矿物多呈无色透明,形态多呈方形,大小  $1\sim 5\text{ }\mu\text{m}$ ,其成分多为石盐,偶见赤铁矿(呈红褐色圆

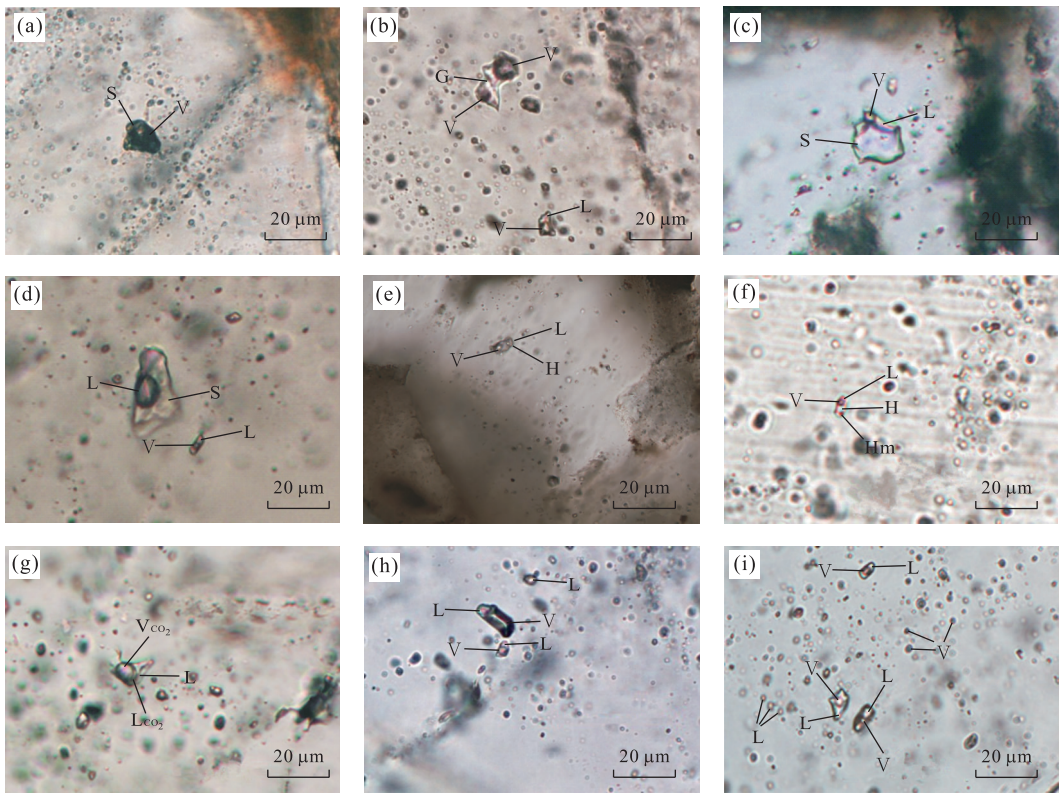


图 3 山神府碱长花岗岩石英中不同类型包裹体

Fig.3 Different inclusion type in quartz from Shanshenfu alkali feldspar granite

a.岩体中心相结晶质熔融包裹体;b.岩体边缘相含两个气泡的玻璃质熔融包裹体(上)与富液相包裹体(下)共生;c.岩体中心相结晶质熔一流包裹体;d.岩体过渡相结晶质熔一流包裹体(上)与富液相包裹体(下)共生;e.岩体中心相含石盐子矿物包裹体;f.岩体过渡相含石盐和赤铁矿子矿物包裹体;g.岩体中心相含 CO<sub>2</sub> 三相包裹体;h.岩体过渡相纯液相包裹体(上)、富气包裹体(中)与富液包裹体(下)共生;i.岩体边缘相纯液相包裹体(左)、富液相包裹体(中)和纯气相包裹体(右)共生;L.液相;V.气相;S.结晶质;G.玻璃质;Hal.石盐;Hm.赤铁矿

形);(4)Ⅲ-4 亚型(图 3g).含 CO<sub>2</sub> 三相包裹体,含量较少,只观测到 5 个,呈(椭)圆形,大小 8~15 μm,呈孤立分布,气相 CO<sub>2</sub> 往往剧烈跳动;(5)Ⅲ-5 亚型(图 3i).纯气相包裹体,多呈黑色圆形和椭圆形,大小 6~12 μm,孤立分布且含量很少;(6)Ⅲ-6 亚型(图 3i).纯液相包裹体,呈透明圆形、椭圆形和不规则形,大小 6~10 μm,孤立分布且含量很少。

### 2.3 包裹体的激光拉曼分析

激光拉曼分析结果表明,岩体过渡相结晶质熔一流包裹体(图 4a)和中心相结晶质熔一流包裹体(图 4b)固体矿物相中成分较为复杂,可能存在钠长石(508 cm<sup>-1</sup>)及其他长石类型(557 cm<sup>-1</sup>和 750 cm<sup>-1</sup>),同时还检测到重晶石(618 cm<sup>-1</sup>和 647 cm<sup>-1</sup>)、蓝铜矿(232 cm<sup>-1</sup>、235 cm<sup>-1</sup>、279 cm<sup>-1</sup>和 735 cm<sup>-1</sup>)和赤铁矿(297 cm<sup>-1</sup>),说明原始岩浆氧逸度很高,还有 104 cm<sup>-1</sup>、232 cm<sup>-1</sup>和 689 cm<sup>-1</sup>等显著拉曼峰未查找到相应矿物,推测它们应该为硅酸盐矿物.而在结晶质熔一流包裹体和气液包裹体的气液相中除了检测

到水蒸汽(3 325~3 523 cm<sup>-1</sup>)外均未检测到其他气体成分(图 4c~4f)。

### 2.4 流体包裹体显微测温

本次测温从岩体中心相→过渡相→边缘相共测试 111 个流体包裹体,其测试结果如表 1 所示。

岩体中心相流体包裹体均一温度范围在 350 °C 到大于 550 °C 之间,主要集中在 380~460 °C 和大于 500 °C(图 5a).其中Ⅲ-1 型包裹体均一温度在 369 °C 到大于 550 °C 之间,都均一至液相,冰点为 -2.8~-20.5 °C,主要集中在 -16.4~-20.5 °C;Ⅲ-2 型包裹体均一温度在 357 °C 到大于 550 °C,主要均一至气相,少数均一至液相,冰点为 -5.4~-19.3 °C,主要集中在 -16.0~-19.3 °C;Ⅲ-3 型包裹体均一温度在 445 °C 到大于 550 °C 以上,子晶熔化温度介于 397 °C 到大于 550 °C 之间,子晶消失一般晚于气泡消失,少数情况相反;Ⅲ-4 型包裹体均一温度介于 350~400 °C 之间,均值为 375 °C,CO<sub>2</sub> 笼合物消失温度介于 6.6~8.1 °C 之间,均值为 7.5 °C,CO<sub>2</sub> 部分

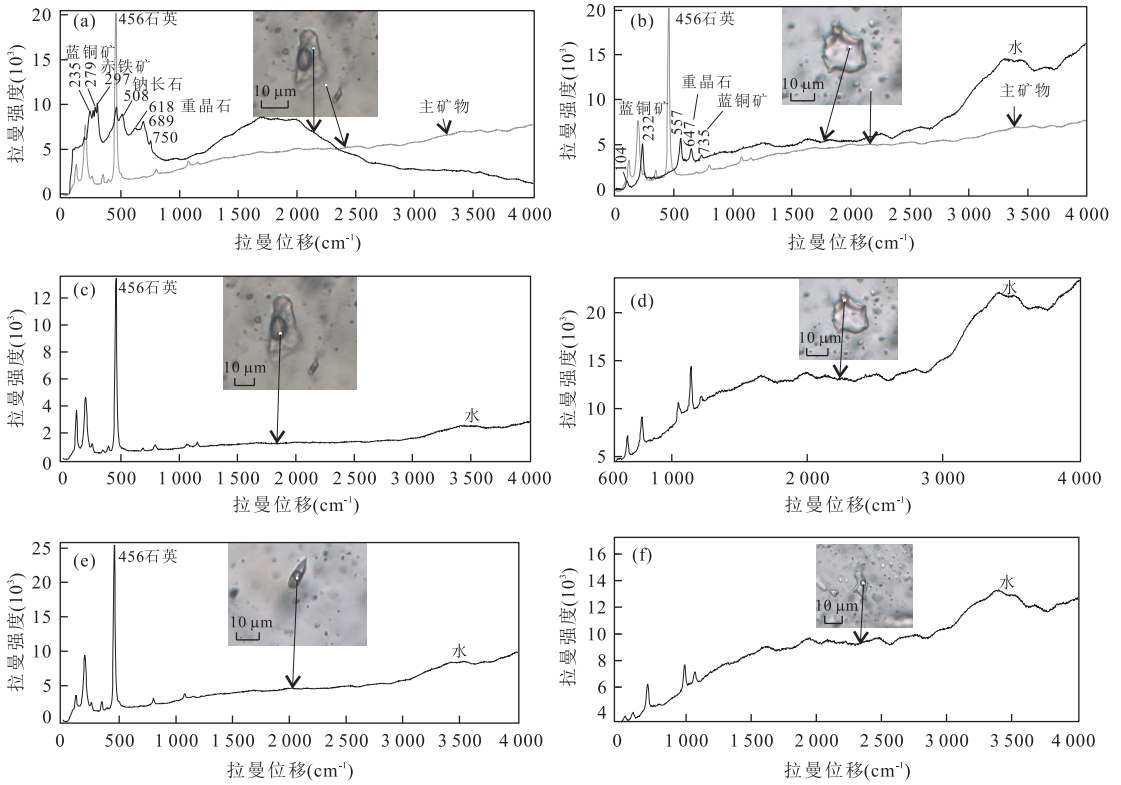


图 4 山神府碱长花岗岩石英中熔一流包裹体和流体包裹体激光拉曼分析

Fig.4 Laser-Raman spectrum of melt-fluid and fluid inclusions in quartz from Shanshenfu alkali feldspar granite

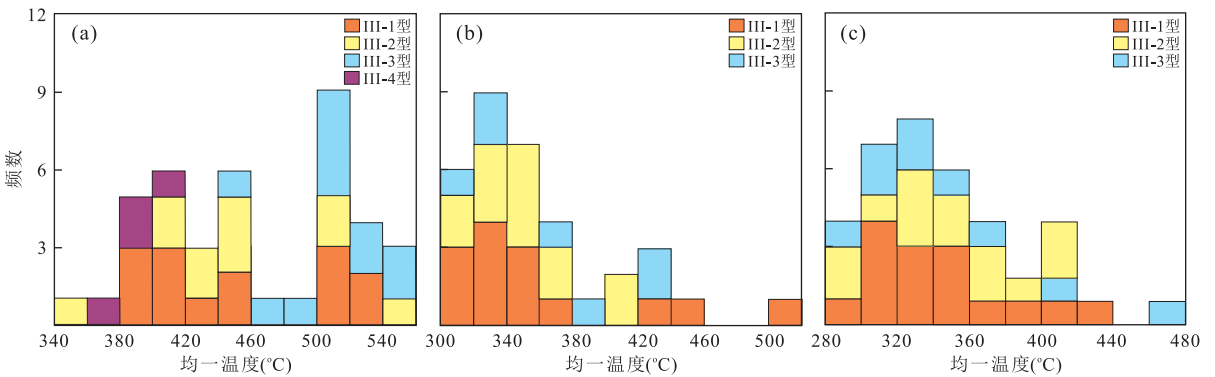


图 5 山神府碱长花岗岩中心相—边缘相流体包裹体均一温度直方图

Fig.5 Histogram of homogenization temperature data of fluid inclusion from center phase to edge phase of Shanshenfu alkali feldspar granite

a.中心相;b.过渡相;c.边缘相

均一温度介于 27.1~31.2 °C 之间,均值为 28.9 °C.

岩体过渡相流体包裹体均一温度范围在 310~512 °C 之间,主要集中在 320~360 °C (图 5b).其中 III-1 型包裹体均一温度介于 310~512 °C 之间,都均一至液相,冰点为 -1.0~-15.1 °C,主要集中在 -2.1~-7.5 °C; III-2 型包裹体均一温度介于 315~414 °C 之间,主要均一至气相,少数均一至液相,冰点为 -0.6~-17.4 °C,主要集中在 -6.2~

-11.1 °C; III-3 型包裹体均一温度介于 311~426 °C 之间,子晶熔化温度介于 302~426 °C 之间,有时子晶消失晚于气泡消失,有时情况相反.

岩体边缘相流体包裹体均一温度范围在 292~464 °C,主要集中在 300~340 °C (图 5c).其中 III-1 型包裹体均一温度介于 292~429 °C 之间,都均一至液相,冰点为 -1.5~-8.4 °C,主要集中在 -4.1~-8.7 °C; III-2 型包裹体均一温度在 287~410 °C 之

表 1 山神府碱长花岗岩中心相—边缘相流体包裹体特征及参数

Table 1 Characteristics and parameters of fluid inclusions from center phase to edge phase of Shanshenfu alkali feldspar granite

样号	类型	大小 ( $\mu\text{m}$ )	气液比 (%)	$\phi(\text{CO}_2)$ (%)	$\phi(\text{CO}_2)_{\text{气}}$ (%)	测次	$T_{\text{m}(\text{ce})}$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	$T_{\text{m}(\text{dab})}$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	$T_{\text{s}}$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	均一温度 ( $^{\circ}\text{C}$ )	盐度 (%NaCl eqv)	密度 ( $\text{g}/\text{cm}^3$ )	压力(MPa)		深度(km)	
													方法一	方法二	方法一	方法二
Zx-1	III-1	6~10	15~40			13	2.8~-20.5		$>550$	$>550$	4.6~25.6	0.6~0.8	150~325		5.5~11.8	
	III-2	7~12	60~70			11	5.4~-19.3		$>551$	$>551$	8.4~26.2	0.6~0.9	150~355		5.5~12.9	
	III-3	7~12				11		$>550$	$>552$	$>552$	47.1~ $>66.8$		165~225		6.0~8.2	
Zx-2	III-4	6~10		35~90	20~50	4		6.6~8.1		350~400	3.7~6.4	0.47~0.68		210~260	7.6~9.5	
Gd-1	III-1	6~20	20~45			14	1.0~-15.1		310~512	310~512	1.7~18.7	0.57~0.83	160~490		5.8~17.8	
	III-2	7~22	70~80			13	0.6~-17.4		315~414	315~414	1.1~20.5	0.65~0.87	165~500		6.0~18.2	
Gd-2	III-3	6~10				7		302~426		311~426	38.4~50.1		270~450		9.8~16.4	
By-1	III-1	6~16	20~40			15	1.5~-8.4		292~429	292~429	2.6~12.2	0.55~0.80	160~355		6.0~12.9	
	III-2	8~20	70~80			13	1.3~-5.4		287~410	287~410	2.2~8.4	0.55~0.76	160~360		5.8~13.1	
By-2	III-3	6~10				9		285~456		281~464	37.1~54.0		240~580		8.9~21.1	

注: $\phi(\text{CO}_2)$ ,  $\text{CO}_2$  占包裹体总体积的百分数;  $\phi(\text{CO}_2)_{\text{气}}$ , 气相  $\text{CO}_2$  占  $\text{CO}_2$  相总体积的百分数;  $T_{\text{m}(\text{ce})}$ , 冰点温度;  $T_{\text{m}(\text{dab})}$ ,  $\text{CO}_2$  笼合物熔化温度;  $T_{\text{s}}$ , 子晶消失温度.

间,都均一至气相,冰点为 $-1.3\sim-5.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,主要集中在 $-1.4\sim-4.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ;Ⅲ-3型包裹体均一温度在 $281\sim464\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间,子晶熔化温度介于 $285\sim456\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间,子晶消失一般晚于气泡消失,少数情况相反。

## 2.5 流体包裹体盐度及密度

结果表明(图6),岩体中心相Ⅲ-1型包裹体盐度在 $4.6\%\sim25.6\%$  NaCl eqv之间,集中在 $19.8\%\sim24.1\%$  NaCl eqv,密度介于 $0.6\sim0.8\text{ g/cm}^3$ 之间;Ⅲ-2型包裹体盐度在 $8.4\%\sim26.2\%$  NaCl eqv之间,集中在 $19.5\%\sim26.2\%$  NaCl eqv,密度介于 $0.6\sim0.9\text{ g/cm}^3$ 之间;Ⅲ-3型包裹体盐度从 $47.1\%$ 到大于 $66.8\%$  NaCl eqv,均值为 $57.1\%$  NaCl eqv;Ⅲ-4型包裹体盐度在 $3.7\%\sim6.4\%$  NaCl eqv之间,均值为 $4.3\%$  NaCl eqv,密度介于 $0.47\sim0.68\text{ g/cm}^3$ 之间。

岩体过渡相Ⅲ-1型包裹体盐度在 $1.7\%\sim18.7\%$  NaCl eqv之间,集中在 $3.6\%\sim11.1\%$  NaCl eqv,密度介于 $0.57\sim0.83\text{ g/cm}^3$ 之间;Ⅲ-2型包裹体盐度在 $1.1\%\sim20.5\%$  NaCl eqv之间,集中在 $9.5\%\sim15.1\%$  NaCl eqv,密度介于 $0.65\sim0.87\text{ g/cm}^3$ 之间;Ⅲ-3型包裹体盐度在 $38.4\%\sim50.1\%$  NaCl eqv之间,均值为 $43\%$  NaCl eqv。

岩体边缘相Ⅲ-1型包裹体盐度在 $2.6\%\sim12.2\%$  NaCl eqv之间,集中在 $6.6\%\sim12.5\%$  NaCl eqv,密度介于 $0.55\sim0.80\text{ g/cm}^3$ 之间;Ⅲ-2型包裹体盐度在 $2.2\%\sim8.4\%$  NaCl eqv之间,集中在

$2.2\%\sim8.4\%$  NaCl eqv,密度介于 $0.55\sim0.76\text{ g/cm}^3$ 之间;Ⅲ-3型包裹体盐度在 $37.1\%\sim54.0\%$  NaCl eqv之间,均值为 $42.1\%$  NaCl eqv。

岩体中心相到边缘相气液相包裹体盐度明显下降,其密度有下降趋势,含子晶三相包裹体盐度沿岩体中心带到边缘相也有下降的趋势,但其密度变化不大(图6)。

## 2.6 出溶温度、压力及侵位深度估算

熔-流包裹体被公认为是记录岩浆-热液转换阶段时外界物理化学条件变化最好的保存者,这说明本次所研究的花岗质岩浆在结晶过程中达到了水饱和而出溶热液,因此可利用不同盐度 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 体系 $P-T$ 相图和 $\text{H}_2\text{O}$ 饱和和花岗质岩浆固相线(Johannes,1984)相交法计算岩浆演化分异出溶流体温度值(方法一)(李建康等,2011),本文选取能够基本控制出溶温压上下限及平均值的3个流体包裹体均一温度和盐度( $T_h=281\text{ }^{\circ}\text{C}$ , $w(\text{NaCl eqv})=37.1\%$ ;  $T_h=404\text{ }^{\circ}\text{C}$ , $w(\text{NaCl eqv})=26.2\%$ ;  $T_h\geq 500\text{ }^{\circ}\text{C}$ , $w(\text{NaCl eqv})=21.8\%$ )得到其等容线后,再与 $\text{H}_2\text{O}$ 饱和和花岗质岩浆固相线相交区域即为出溶流体温度范围(图7)。而对于含 $\text{CO}_2$ 三相包裹体来说,可以利用 $\text{CO}_2$ 摩尔体积、密度和均一温度根据 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 体系 $P-X_{\text{CO}_2}-\rho$ 相图和 $P-T$ 相图(据Brown and Lamb,1989)计算包裹体均一压力值,即最小捕获压力值(方法二),该压力值可以对方法一所得压力值进行校正比对。成岩深度按照静岩压力

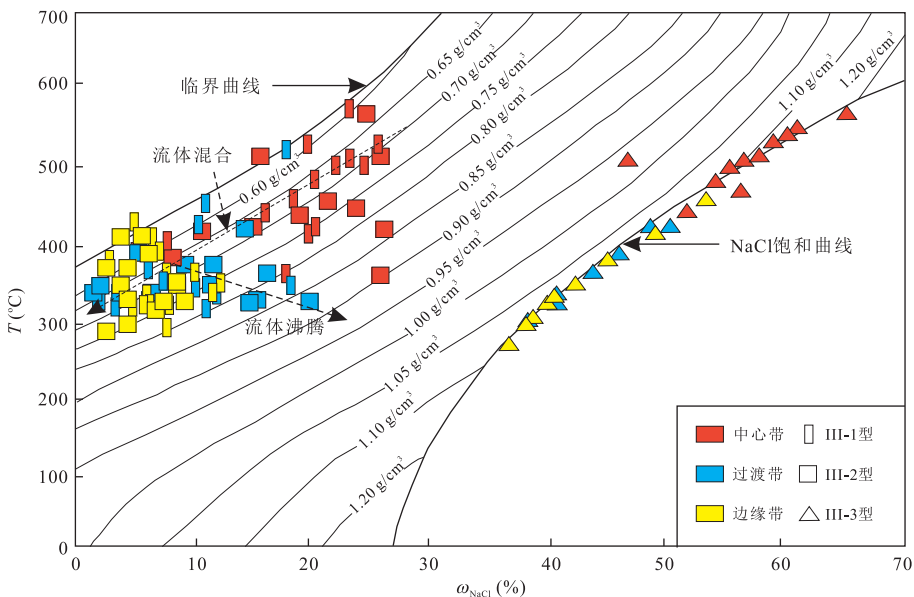


图6 山神府碱长花岗岩中心相-边缘相流体包裹体 $T-\omega-\rho$ 相

Fig.6  $T-\omega-\rho$  phase diagram of fluid inclusion from center phase to edge phase of Shanshenfu alkali feldspar granite

底图据 Bodar(1983)



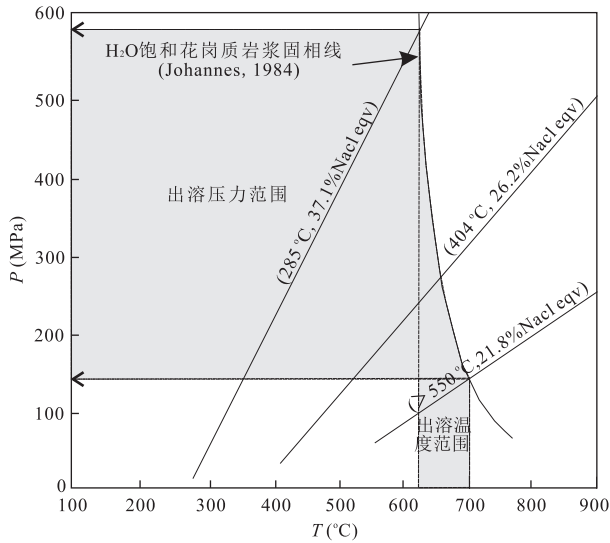


图7 山神府碱长花岗岩流体包裹体+H<sub>2</sub>O饱和花岗质岩浆固相线法计算出溶流体温压条件

Fig.7 Diagram of the method of fluid inclusion together with water-saturated solidus of granitic magma illustrating the temperature and pressure of exsolved fluid from Shanshenfu alkali feldspar granite

27.5 MPa/km进行换算。

方法一计算结果得出,岩体中心相出溶流体温压范围为 655~700 °C,出溶流体压力范围为 150~355 MPa,集中范围为 165~250 MPa,出溶流体深度范围在 5.5~12.9 km,集中范围为 6.0~9.1 km;岩体过渡相出溶流体温压范围为 625~695 °C,出溶流体压力范围在 165~500 MPa 之间,集中范围为 215~410 MPa,出溶流体深度范围在 6.0~18.2 km,集中范围为 7.8~14.9 km;岩体边缘相出溶流体温压范围为 620~690 °C,出溶流体压力范围在 160~580 MPa 之间,集中范围为 175~390 MPa,出溶流体深度范围在 5.8~21.1 km,集中范围为 6.4~14.2 km。方法二计算结果得出,含 CO<sub>2</sub> 三相包裹体最小捕获压力在 210~260 MPa 之间,均值为 245 MPa,形成最小深度在 7.6~9.5 km 之间,均值为 8.9 km。综上所述,得出山神府岩体最小侵位深度在 7.6~9.5 km 之间,均值为 8.9 km,出溶流体温压在 620~700 °C 之间,出溶流体深度集中在 6.0~14.9 km 之间。

## 3 讨论

### 3.1 出溶流体特征与来源

包裹体研究发现,山神府碱长花岗岩中心相一

边缘相普遍存在同一石英颗粒中熔融包裹体和气液包裹体共生现象(图 3b, 3d),说明硅酸盐熔体与流体不混溶,而在岩体各个岩相带中均发现有过渡类型的熔-流包裹体(图 3c, 3d),此类包裹体说明岩浆的演化是一个不间断的连续过程,早期岩浆的演化过程与晚期岩浆热液过程之间并没有截然的界线,是岩浆分异出热液过程的直接证据。因此,岩浆出溶热液是山神府岩体中发育流体包裹体的重要来源之一。Heinrich *et al.* (2007) 研究认为,流体出溶时可以从单相区出溶,也可以从两相区出溶,取决于当时的压力:一般认为岩浆侵位深度小于 4 km(对应压力 130 MPa)时流体从两相区出溶(同时出溶高盐度富液相和低盐度富气相),大于这个深度时,出溶流体一般为低盐度超临界流体。而本文计算的岩体出溶流体压力普遍大于 6 km 且出溶温度高(620~700 °C),因此出溶的初始流体应为低盐度超临界流体,但在包裹体实际观测中发现,岩体中心相一过渡相一边缘相普遍发育高盐度的含子矿物多相包裹体,那么这些高温高盐度流体是从何演化而来?高温高盐度流体产生的机理可能有 3 种:(1)直接在岩浆高温下产生;(2)通过液相不混溶作用形成(沸腾作用);(3)在岩浆结晶的最后阶段从浅部岩浆中直接出溶(Bondar, 1994)。施立达和李存有(2001)研究认为超临界流体与一般的气体、液体在物化性质上有很大的不同,它对盐类的溶解度会大大提高,特别是对一些气水热液难溶或不溶的矿物质(如某些金属卤化物、络合物)有很强的溶解性,而当这种流体温压降至临界点时,溶解度会突然变小,被溶矿质会大量析出沉淀。因此,高压下出溶的低盐度超临界条件流体有利于盐类和矿物质溶解而向高盐度成矿流体演化,即高温高盐度流体是从高温岩浆中出溶并演化形成的,而这种原始岩浆出溶的高温、高盐度热液往往具有很强的金属元素携带能力,Cu、Fe、Pb、Zn、Au 含量甚至可以达到包裹体总含量的十分之几到千分之几(Heinrich *et al.*, 1992)。而在岩体过渡相及边缘相我们测试到了沸腾包裹体群,其特征为气液相包裹体和含子晶包裹体共存,其气液比变化较大且均一温度相近,均一温度范围在 381~424 °C 之间,其沸腾的原因可能是由于局部压力释放和外界温度降低导致,因此,出溶流体的沸腾作用也可能是导致包裹体高盐度的原因之一(图 6)。

山神府碱长花岗岩体中心相一边缘相包裹体均一温度从 281 °C 到大于 550 °C 不等,盐度从 1.1% 变化到大于 66.8% NaCl eqv,流体表现出高温高盐度

向中低温、低盐度逐渐过渡,可能说明其流体来源并非单一岩浆来源,而中心相—过渡相—边缘相包裹体均一温度、盐度呈现明显下降趋势(图 6),说明边缘岩浆的出溶流体很可能受到了外界流体的混入,而由于山神府碱长花岗岩属于中深成侵位(侵位深度 $>7.6$  km),其流体受到天水来源的影响可能性不大,因此,边缘岩浆在出溶热液过程中很可能混染了围岩流体,而边缘岩浆熔—流包裹体和气液包裹体数量明显增加的现象,则说明可能是由于围岩流体的混染导致边缘岩浆含水量增加而使出溶热液程度加大,同时随着混染程度的加大导致了边缘岩浆的出溶流体温度、盐度和密度总体下降,而岩体过渡相和边缘相出现的沸腾作用可能是由于围岩流体的混入而导致温度突然下降所引起的.总之,山神府碱长花岗岩中出溶流体来源除了来自原始岩浆出溶的热液外,围岩流体的混入也是岩浆出溶流体的来源之一,而沸腾包裹体的出现可作为围岩流体混入的佐证.

### 3.2 岩浆—热液体系高氧逸度特征及指示意义

包裹体拉曼特征表明,熔—流包裹体固相成分含有氧化性强的重晶石、蓝铜矿、赤铁矿物质,而出溶流体气相成分只检测出  $H_2O$  的氧化性气体,同时流体包裹体中含赤铁矿子晶都说明原始岩浆和岩浆—热液体系具有高氧逸度,而从碱长花岗岩矿物组成中含有较多的磁铁矿副矿物也能印证这一点.前人研究表明,造成高氧化状态的岩浆—热液体系的机制有两种:一种是由氧化状态较高的岛弧岩浆演化而成(Takagi and Tsukimura, 1997);另一种则是正在冷凝的长英质岩浆受到玄武质岩浆的底垫作用所致(Hattori, 1993).陈俊等(2013)对红彦镇地区山神府花岗岩体锆石 U-Pb 年代学和地球化学研究表明,山神府花岗岩属于早二叠世 A 型花岗岩, Wu *et al.* (2002) 对东北二叠纪至白垩纪(300~120 Ma)的 A 型花岗岩做过系统的研究,认为二叠纪的 A 型花岗岩是由古亚洲洋俯冲板片断裂所导致的,而张磊等(2013)对兴蒙造山带贺根山—黑河一线产出的晚石炭世—二叠纪(325~260 Ma)的 A 型花岗岩研究同样表明其形成环境为古亚洲洋向西伯利亚板块俯冲的弧后伸展环境.Mungall(2002)指出只有板片来源的流体或者熔体才能提供上覆地幔楔熔融具有高氧逸度的证据.因此,山神府花岗岩体高氧逸度特征与古亚洲洋俯冲密切相关,其成因可能是由于俯冲板片发生脱水作用将大量洋水输送到上覆地幔楔并熔融所导致的,至于花岗岩的物质来源,洋壳部分

熔融、壳幔混合及幔源都有可能(Liu *et al.*, 2013). 由于岩浆具有高氧逸度的特征能使 S 以  $SO_3$  或者硫酸盐形式存在,而不是以还原性 S 的形式存在,这样就不会使金属在岩浆形成早期就形成不混溶的硫化物熔体,因此有利于富金、铜矿床的形成(Wainwright *et al.*, 2010; 李鹏举等, 2013). Mungall (2002)也进一步证实具有形成金、铜矿床潜力的弧岩浆具有高于 FMQ 两个对数单位的氧逸度,才能使亲铜性元素从地幔中释放出来.因此,山神府碱长花岗岩的高氧逸度特征对成矿元素进入岩浆熔体起着关键作用,而熔—流包裹体固相中重晶石、蓝铜矿和赤铁矿的存在能很好的说明在岩浆早期就有 Cu、Fe 和 S 以高价态氧化物的形式向岩浆中聚集,因此山神府碱长花岗岩原始岩浆具有一定的成矿潜力.

### 3.3 出溶流体演化特征及对成矿的指示意义

已有的金属分配研究表明,从岩浆中初始出溶的流体性质与封闭压力(即岩浆侵位的深度)密切相关(Cline and Bodnar, 1991),流体的盐度随压力的增加而增大(Kilinc *et al.*, 1972),而 Cu 的溶解度又随着流体盐度的增加而显著增大(Candela *et al.*, 1984).因此,山神府碱长花岗质岩浆在向热液阶段演化过程中,在较高的压力条件(通常压力 $\geq 108$  Pa,即深度 $\geq 4$  km; Cline and Bodnar, 1991)下将有利于岩浆中的 Cu 等金属向出溶的高盐度流体中富集.Roedder(1992)指出岩浆结晶过程中,达到水过饱和状态并发生流体相出溶作用的时间早晚,对铜矿的形成有很大的影响,因为在结晶时铜可以进入铁镁硅酸盐矿物中,如果岩浆较早达到水过饱和并发生流体相的释放,就能使更多的铜、金进入流体相并参与成矿,相反,岩浆中的铜就会大量进入结晶相而发生分散.山神府碱长花岗岩体中普遍存在熔融包裹体、熔—流包裹体和气液包裹体的共存,且出溶流体温度高(620~700  $^{\circ}C$ ),说明岩浆能较早达到水饱和而有利于 Cu 等金属向出溶热液中富集.而在热液演化过程中,随着温度、压力的降低以及围岩蚀变的进行,流体的氧逸度会逐渐降低,而硫逸度和  $H^+$  含量逐渐升高,流体中氧化性硫组分将转变为还原性硫组分,从而促使 Cu 等金属硫化物的沉淀.而岩体中心相—边缘相出溶流体温度呈现下降趋势(图 8),在岩体过渡相和边缘相有沸腾的迹象(有沸腾包裹体的存在),当出溶的富 Cu 热液运移中发生减压沸腾或者温度下降时会进一步导致 Cu 矿质的卸载.在实验方面, Liu and McPhail(2005)发现流体中铜的沉淀主要是温度降低所致,压力减少

反而会增大铜在流体中的溶解度。Hezarkhani *et al.* (1999)从热力学角度探讨了控制 Sungun 斑岩铜钼矿中铜沉淀的因素,结果发现 pH、氧逸度、流体混合等因素都不是铜沉淀的主因,温度从 450 °C 下降到 360 °C 阶段流体卸载了大于 95% 的铜;而近年来一些研究者利用 LA-ICP-MS 等方法测定在流体演化过程中流体组成的变化并结合外界温压条件,一致发现世界上典型的斑岩铜钼矿 (El Teniente、Butte、Bingham) 和斑岩钼矿 (Questa、Henderson) 流体中铜的沉淀受温度控制明显,铜主要在 450~300 °C 沉淀(还可以在更高或更低的温度下沉淀),集中的温度区间较小 (Rusk *et al.*, 2004)。杨志明等 (2008) 通过驱龙铜矿床的详细研究发现成矿物质的沉淀常受多个因素控制,早期 Cu 的大规模沉淀可能与压力的降低及流体中 S 的减少有关,晚期 Cu 的沉淀则可能与温度的降低有关。最新研究表明,金属沉淀机制从根本上取决于 Cu 在流体中的迁移方式,如 Cu 以 Cl 络合物的形式迁移(高盐度流体),温度降低则是其沉淀的最重要机制 (Landtwing *et al.*, 2005); 而 Cu 以 HS 络合物的形式迁移(低密度气相),压力变化则是金属沉淀最重要机制 (Nagaseki and Hayashi, 2008)。包裹体岩相学特征表明,岩体中存在大量的含石盐 (NaCl) 子晶的包裹体,而这些高盐度流体是岩浆早期出溶热液时的产物,同时岩浆早期出溶具有高氧逸度特征,出溶热液中应缺乏 HS 还原物质,因此,早期出溶的含 Cu 流体主要以 Cl 络合物形式迁移,当运移至围岩中,其温度的降低才是 Cu 主要的沉淀方式。综上所述,山神府碱长花岗岩体具有很好出溶含 Cu 成矿流体的条件,而根据该地区出露中生代地层的厚度 (4.6 km) (黑龙江 1:25 万嫩江县 (M51C003004)、孙吴县 (M52C003001) 幅区调修测设计书, 2010) 以及新生代的平均剥蚀速率 (29.68 m/Ma; 方石等, 2008), 可以推算出山神府花岗岩形成 (292 Ma; 陈俊等, 2013) 之后遭受的最大剥蚀深度为 6.5 km, 而本文计算的流体深度集中在 6.0~14.9 km 之间, 因此出溶的含 Cu 成矿流体将易于保存。

综上所述,本文研究的山神府碱长花岗岩虽然侵位深度大 (>7.6 km), 但岩体具有较好的出溶和保存 Cu 成矿流体的条件, 这明显区别于浅成斑岩型岩浆-热液系统, 考虑到穆龙套金矿在大于 5 km 深度仍钻到蚀变花岗岩型 Au 矿床 (没有考虑剥蚀深度), 使其储量增加了 3 000 t 的事实 (毛景文等, 2002), 因此并不排除山神府碱长花岗岩同样具有形

成大型的岩浆热液型 Cu 矿床的成矿潜力, 这也有待该地区进一步勘探和研究来印证, 而结合围岩中的铜金银矿化带多受断裂控制, 推测该地区有利找矿构造位置多为断裂发育地段。

## 4 结论

(1) 山神府碱长花岗岩包裹体类型主要分为熔融包裹体 (I 型)、熔-流包裹体 (II 型)、流体包裹体 (III 型) 3 大类。熔-流包裹体的存在表明山神府花岗质岩浆经历岩浆-热液过渡阶段。

(2) 山神府碱长花岗质岩浆经历了岩浆-热液过渡阶段出溶流体的过程, 可利用不同盐度 H<sub>2</sub>O-NaCl 体系 P-T 相图和 H<sub>2</sub>O 饱和花岗质岩浆固相线相交法计算岩浆演化分异出溶流体温压值 (方法一), 利用含 CO<sub>2</sub> 三相包裹体计算包裹体均一压力值, 即最小捕获压力值 (方法二), 该压力值可对方法一进行校正, 最终计算得出山神府碱长花岗岩岩最小侵位深度在 7.6~9.5 km 之间, 均值为 8.9 km, 出溶流体温度在 620~700 °C 之间, 出溶流体深度集中在 6.0~14.9 km 之间。

(3) 山神府碱长花岗岩体中心相-边缘相包裹体均一温度从 281 °C 到大于 550 °C 不等, 盐度变化较大 (1.1%~>66.8% NaCl eqv), 流体表现出由中低温、低盐度向高温高盐度逐渐过渡, 指示山神府碱长花岗岩出溶流体来源除了原始岩浆出溶的热液, 围岩流体的混入也是岩浆热液流体的来源之一。原始岩浆出溶热液以高温高盐度为特征, 同时边缘岩浆受到围岩成分的混染导致边缘岩浆含水量增加而使其出溶热液程度加大, 而围岩成分的持续混染作用导致了边缘岩浆出溶的热液流体温度、盐度和密度总体下降。

(4) 山神府碱长花岗岩岩浆-热液体系具有高温高盐高氧逸度特征, 有利于岩体出溶 Cu 成矿流体, 同时流体出溶深度 (6.0~14.9 km) 远大于该地区自早二叠世 (292 Ma) 以来的最大剥蚀深度 (6.5 km), 因此岩体具有保存 Cu 成矿流体的条件。山神府碱长花岗岩虽然侵位深度大 (>7.6 km), 但并不排除山神府碱长花岗岩具有形成大型的岩浆热液型 Cu 矿床的成矿潜力, 而结合围岩中的铜金银矿化带多受断裂控制, 因此该地区有利找矿构造位置多为断裂发育地段。

致谢: 论文的包裹体测温实验和激光拉曼实验得到了中国地质大学 (武汉) 资源学院唐然坤硕士和

胡庆成博士的大力帮助,而在包裹体实验数据综合分析上得到了中国地质大学(武汉)资源学院曹晓峰副教授、阮班晓博士和杨勇胜博士的细心指导,在此一并感谢!

## References

- Audetat, A., Pettke, T., Heinrich, C. A., et al., 2008. The Composition of Magmatic-Hydrothermal Fluids in Barren and Mineralized Intrusions. *Economic Geology*, 103 (5): 877–908. doi:10.2113/gsecongeo.103.5.877
- Bai, L. A., Sun, J. G., Zhang, Y., et al., 2012. Genetic Type, Mineralization Epoch and Geodynamical Setting of Endogenous Copper Deposits in the Great Xing'an Range. *Acta Petrologica Sinica*, 28(2): 468–482 (in Chinese with English abstract).
- Bodnar, R. J., 1994. Synthetic Fluid Inclusions; XII. The System H<sub>2</sub>O-NaCl Experimental Determination of the Halite Liquids and Isochors for a 40% NaCl Solution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58 (3): 1053–1063. doi:10.1016/0016-7037(94)90571-1
- Bodnar, R. J., 1983. A Method of Calculating Fluid Inclusion Volumes Based on Vapor Bubble Diameters and PVTX Properties of Inclusion Fluids. *Economic Geology*, 78 (3): 535–542. doi:10.2113/gsecongeo.78.3.535
- Brown, P. E., Lamb, W. M., 1989. P-V-T Properties of Fluids in the System CO<sub>2</sub> ± H<sub>2</sub>O ± NaCl: New Graphical Presentations and Implications for Fluid Inclusion Studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(6): 1209–1221. doi:10.1016/0016-7037(89)90057-4
- Candela, P. A., 1984. The Partitioning of Copper and Molybdenum between Silicate Melts and Aqueous Fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(2): 373–380. doi:10.1016/0016-7037(84)90257-6
- Candela, P. A., 1997. A Review of Shallow, Ore-Related Granites: Textures, Volatiles, and Ore Metals. *Journal of Petrology*, 38(12): 1619–1633. doi:10.1093/etroj/38.12.1619
- Chen, J., Lü, X. B., Yao, S. Z., et al., 2013. Zircon U-Pb of A-Type Granites in the Hongyan Area, Early Permian. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 32(5): 574–579 (in Chinese).
- Cline, J. S., Bodnar, R. J., 1991. Can Economic Porphyry Copper Mineralization be Generated by a Typical Calc-Alkaline Melt? *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 96(B5): 8113–8126. doi:10.1029/91JB00053
- Collins, P. L. F., 1979. Gas Hydrates in CO<sub>2</sub>-Bearing Fluid Inclusions and the Use of Freezing Data for Estimation of Salinity. *Economic Geology*, 74(6): 1435–1444. doi:10.2113/gsecongeo.74.6.1435
- Fang, S., Liu, Z. J., Huang, X. T., et al., 2008. Uplift and Topography Evolution Research at FT in Cenozoic of South-Eastern Slope of Daxing'anling Mountains. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 38 (5): 771–794 (in Chinese with English abstract).
- Hall, D. L., Sterner, S. M., Bodnar, R. J., 1988. Freezing Point Depression of NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O Solutions. *Economic Geology*, 83(1): 197–202. doi:10.2113/gsecongeo.83.1.197
- Hattori, K., 1993. High-Sulfur Magma, a Product of Fluid Discharge from Underlying Mafic Magma: Evidence from Mount Pinatubo, Philippines. *Geology*, 21 (12): 1083. doi:10.1130/0091-7613(1993)021<1083;hsmapo>2.3.co;2
- Heinrich, C. A., 2007. Fluid-Fluid Interactions in Magmatic-Hydrothermal Ore Formation. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 65(11): 363–387. doi:10.2138/rmg.2007.65.11
- Heinrich, C. A., Ryan, C. G., Mernagh, T. P., et al., 1992. Segregation of Ore Metals between Magmatic Brine and Vapor: A Fluid Inclusion Study Using PIXE Microanalysis. *Economic Geology*, 87 (6): 1566–1583. doi:10.2113/gsecongeo.87.6.1566
- Hezarkhani, A., Williams-Jones, A. E., Gammons, C. H., 1999. Factors Controlling Copper Solubility and Chalcopyrite Deposition in the Sungun Porphyry Copper Deposit, Iran. *Mineralium Deposita*, 34(8): 770–783. doi:10.1007/s001260050237
- Johannes, W., 1984. Beginning of Melting in the Granite System Qz-Or-Ab-H<sub>2</sub>O. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 86(3): 264–273. doi:10.1007/BF00373672
- Kamenetsky, V. S., Naumov, V. B., Davidson, P., et al., 2004. Immiscibility between Silicate Magmas and Aqueous Fluids: A Melt Inclusion Pursuit into the Magmatic-Hydrothermal Transition in the Omsukchan Granite (NE Russia). *Chemical Geology*, 210(1–4): 73–90. doi:10.1016/j.chemgeo.2004.06.016
- Kilinc, I. A., Burnham, C. W., 1972. Partitioning of Chloride between a Silicate Melt and Coexisting Aqueous Phase from 2 to 8 Kilobars. *Economic Geology*, 67(2): 231–235. doi:10.2113/gsecongeo.67.2.231
- Landtwing, M., Pettke, T., Halter, W., et al., 2005. Copper Deposition during Quartz Dissolution by Cooling Magmatic-Hydrothermal Fluids: The Bingham Porphyry. *Earth and Planetary Science Letters*, 235(1–2): 229–243. doi:10.1016/j.epsl.2005.02.046
- Leng, C. B., Zhang, X. C., Wang, S. X., et al., 2009. Advances of Researches on the Evolution of Ore-forming Fluids and

- the Vapor Transport of Metals in Magmatic-Hydrothermal Systems, *Geological Review*, 55(1): 100—112 (in Chinese with English abstract).
- Li, J. K., Zhang, D. H., Li, S. H., et al., 2011. Application of Melt Inclusions to Estimating Ore-Forming Pressure (Depth) of Granite-Related Ore Deposits, *Mineral Deposits*, 30(6): 1002—1016 (in Chinese).
- Li, P. J., Yu, X. Q., Qiu, J. T., et al., 2013. The Ore-Bearing Potential and Oxygen Fugacity of the Yanshanian Granites in the Intersection Area of Zhejiang, Jiangxi, and Anhui Provinces, SE China, *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Sunatseni*, 52(5): 161—168 (in Chinese with English abstract).
- Liu, J., Wu, G., Li, Y., Zhu, M. T., et al., 2012. Re-Os Sulfide (Chalcopyrite, Pyrite and Molybdenite) Systematics and Fluid Inclusion Study of the Duobaoshan Porphyry Cu (Mo) Deposit, Heilongjiang Province, China, *Journal of Asian Earth Sciences*, 49: 300—312. doi: 10.1016/j.jseaes.2011.10.014
- Liu, W., Liu, X. J., Liu, L. Q., 2013. Underplating Generated A- and I-Type Granitoids of the East Junggar from the Lower and the Upper Oceanic Crust with Mixing of Mafic Magma: Insights from Integrated Zircon U-Pb Ages, Petrography, Geochemistry and Nd-Sr-Hf Isotopes, *Lithos*, 179: 293—319. doi: 10.1016/j.lithos.2013.08.009
- Liu, W. H., McPhail, D. C., 2005. Thermodynamic Properties of Copper Chloride Complexes and Copper Transport in Magmatic-Hydrothermal Solutions, *Chemical Geology*, 221(1—2): 21—39. doi: 10.1016/j.chemgeo.2005.04.009
- Lu, H. Z., Fan, H. R., Ni, P., et al., 2004. Fluid Inclusion, Science Press, Beijing (in Chinese).
- Mao, J. W., Han, C. M., Wang, Y. T., et al., 2002. Geological Characteristics, Metallogenic Model and Exploration Criteria of Large Gold Belt at South Tianshan in Central Asia, *Geological Bulletin of China*, 21(12): 858—868 (in Chinese).
- Mao, J. W., Zhou, Z. H., Wu, G., et al., 2013. Metallogenic Regularity and Minerogenetic Series of Ore Deposits in Inner Mongolia and Adjacent Areas, *Mineral Deposits*, 32(4): 715—729 (in Chinese).
- Mei, W., Lü, X. B., Tang, R. K., et al., 2015. Ore-Forming Fluid and Its Evolution of Bairendaba-Weilasituo Deposits in West Slope of Southern Great Xing'an Range, *Earth Science*, 40(1): 145—162 (in Chinese with English abstract).
- 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<0915:RTMSMA>2.0.CO;2
- Nagaseki, H., Hayashi, K. I., 2008. Experimental Study of the Behavior of Copper and Zinc in a Boiling Hydrothermal System, *Geology*, 36(1): 27. doi: 10.1130/g24173a.1
- Roedder, E., 1992. Fluid Inclusion Evidence for Immiscibility in Magmatic Differentiation, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(1): 5—20. doi: 10.1016/0016-7037(92)90113-W
- Rusk, B. G., Reed, M. H., Dilles, J. H., et al., 2004. Compositions of Magmatic Hydrothermal Fluids Determined by LA-ICP-MS of Fluid Inclusions from the Porphyry Copper-Molybdenum Deposit at Butte, MT, *Chemical Geology*, 210(1—4): 173—199. doi: 10.1016/j.chemgeo.2004.06.011
- Shi, L. D., Li, C. Y., 2001. Critical Inclusion and Its Application in Gold Deposit Geological Study, *Geology and Resources*, 1(1): 59—62 (in Chinese).
- Wainwright, A. J., Tosdal, R. M., Forster, C. N., et al., 2010. Devonian and Carboniferous Arcs of the Oyu Tolgoi Porphyry Cu-Au District, South Gobi Region, Mongolia, *Geological Society of America Bulletin*, 123(1—2): 306—328. doi: 10.1130/b30137.1
- Wang, X. W., Wang, X. D., 2001. Geochemical Discrimination Signs of Granite Mineralization, *Geology and Mineral Resources of South China*, 17(4): 36—44 (in Chinese).
- Wu, F. Y., Sun, D. Y., Li, H. M., et al., 2002. A-Type Granites in Northeastern China: Age and Geochemical Constraints on their Petrogenesis, *Chemical Geology*, 187(1—2): 143—173. doi: 10.1016/s0009-2541(02)00018-9
- Takagi, T., Tsukimura, K., 1997. Genesis of Oxidized and Reduced Granites, *Economic Geology*, 92(1): 81—86. doi: 10.2113/gsecongeo.92.1.81
- Xiong, S. F., He, M. C., Yao, S. Z., et al., 2014. Compositions and Microthermometry of Fluid Inclusions of Chalukou Porphyry Mo Deposit from Great Xing'an Range, Implications for Ore Genesis, *Earth Science*, 39(7): 820—836 (in Chinese with English abstract).
- Xu, J. H., Wei, H., Wang, Y. H., Zeng, Q. D., et al., 2012. Sub-Volcanic Hydrothermal Mineralization of the Wulaga Gold Deposit, Heilongjiang, China: Evidences from Melt and Fluid Inclusion, *Acta Petrologica Sinica*, 28(4): 1305—1316 (in Chinese with English abstract).
- Yang, Z. M., Hou, Z. Q., Li, Z. Q., et al., 2008. Discovery of UST Quartz in Porphyry Copper Molybdenum Deposit at Qulong, Tibet: Direct Recording of Initial Magmatic Fluids, *Mineral Deposits*, 27(2): 188—199 (in Chinese).
- Zhai, D. G., Liu, J. J., Wang, J. P., et al., 2012a. Characteristics of Melt-Fluid Inclusions and Sulfur Isotopic Composi-

tions of the Hashitu Molybdenum Deposit, Inner Mongolia. *Journal of Earth Science*, 37(6): 1279–1290 (in Chinese with English abstract).

Zhai, D.G., Liu, J.J., Yang, Y.Q., et al., 2012b. Petrogenetic and Metallogenic Ages of the Huanggangliang Fe-Sn Deposit, Inner Mongolia and Its Tectonic Setting. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 31(4): 513–523 (in Chinese).

Zhang, D.H., Xu, J.H., Yu, X.Q., et al., 2011. The Diagenetic and Metallogenic Depth: Main Constraints and the Estimation Methods. *Geological Bulletin of China*, 30(1): 112–125 (in Chinese).

Zhang, D.H., Zhang, W.H., Xu, G.J., 2001. Exsolution and Evolution of Magmatic Hydrothermal Fluids and Their Constraints on the Porphyry Ore-Forming System. *Earth Science Frontiers*, 8(3): 193–202 (in Chinese).

Zhang, L., Lü, X.B., Liu, G., et al., 2013. Characteristics and Genesis of Continental Back-Arc A-Type Granite in the Eastern Part of Xingmeng Orogen. *Geology in China*, 40(3): 869–884 (in Chinese).

## 附中文参考文献

白令安, 孙景贵, 张勇, 等, 2012. 大兴安岭地区内生铜矿床的成因类型、成矿时代与成矿动力学背景. *矿物学报*, 28(2): 468–482.

陈俊, 吕新彪, 姚书振, 等, 2013. 内蒙古红彦镇地区早二叠世 A 型花岗岩锆石 U-Pb 年代学研究. *矿物岩石地球化学通报*, 32(5): 574–579.

方石, 刘招君, 黄湘通, 等, 2008. 大兴安岭东南坡新生代隆升及地貌演化的裂变径迹研究. *吉林大学学报(地球科学版)*, 38(5): 771–794.

冷成彪, 张兴春, 王守旭, 等, 2009. 岩浆-热液体系成矿流体演化及其金属元素气相迁移研究进展. *地质论评*, 55(1): 100–112.

李建康, 张德会, 李胜虎, 等, 2011. 熔体包裹体在估算花岗岩类矿床形成压力(深度)方面的应用. *矿床地质*, 30(6): 1002–1016.

李鹏举, 余心起, 邱骏挺, 等, 2013. 浙赣皖相邻区燕山期花岗

质岩类含矿性及其氧逸度特征. *中山大学学报(自然科学版)*, 52(5): 161–168.

卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 等, 2004. 流体包裹体. 北京: 科学出版社.

毛景文, 韩春明, 王义天, 等, 2002. 中亚地区南天山大型金矿带的地质特征、成矿模型和勘查准则. *地质通报*, 21(12): 858–868.

毛景文, 周振华, 武广等, 2013. 内蒙古及邻区矿床成矿规律与成矿系列. *矿床地质*, 32(4): 715–729.

梅微, 吕新彪, 唐然坤, 等, 2015. 大兴安岭南段西坡拜仁达坝-维拉斯托矿床成矿流体特征及其演化. *地球科学*, 40(1): 145–162.

施立达, 李存有, 2001. 临界包裹体及其在金矿地质研究中的应用. *地质与资源*, 1(1): 59–62.

汪威武, 王晓地, 2001. 花岗岩成矿的地球化学判别标志. *华南地质与矿产*, 17(4): 36–44.

熊索菲, 何谋忒, 姚书振, 等, 2014. 大兴安岭岔路口斑岩铜矿床流体成分及成矿意义. *地球科学*, 39(7): 820–836.

徐九华, 魏浩, 王燕海, 等, 2012. 黑龙江乌拉嘎金矿的次火山岩浆-热液成矿: 熔体-流体包裹体证据. *岩石学报*, 28(4): 1305–1316.

杨志明, 侯增谦, 李振清, 等, 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.

翟德高, 刘家军, 王建平, 等, 2012a. 内蒙古哈什吐钼矿床熔融-流体包裹体特征及硫同位素组成. *地球科学*, 37(6): 1279–1290.

翟德高, 刘家军, 杨永强, 等, 2012b. 内蒙古黄岗梁铁锡矿床成岩、成矿时代与构造背景. *岩石矿物学杂志*, 31(4): 513–523.

张德会, 张文淮, 许国建, 2001. 岩浆热液出溶和演化对斑岩成矿系统金属成矿的制约. *地学前缘*, 8(3): 193–202.

张德会, 徐九华, 余心起, 等, 2011. 成岩成矿深度: 主要影响因素与压力估算方法. *地质通报*, 30(1): 112–125.

张磊, 吕新彪, 刘阁, 等, 2013. 兴蒙造山带东段大陆弧后 A 型花岗岩特征与成因. *中国地质*, 40(3): 869–884.