

doi:10.12097/j.issn.1671-2552.2022.04.007

# 新疆加尔塔斯克斯套斑岩锆石 U-Pb-Hf 同位素特征及其对洋脊俯冲的制约

陶明荣<sup>1</sup>, 陆一敢<sup>2\*</sup>, 方科<sup>1</sup>, 周奇明<sup>1</sup>, 陈青云<sup>1</sup>TAO Mingrong<sup>1</sup>, LU Yigan<sup>2\*</sup>, FANG Ke<sup>1</sup>, ZHOU Qiming<sup>1</sup>, CHEN Qingyun<sup>1</sup>

1. 中国有色桂林矿产地质研究院有限公司矿产地质研究所, 广西 桂林 541004;

2. 中国科学院壳幔物质与环境重点实验室/中国科学技术大学地球和空间科学学院, 安徽 合肥 230026

1. Institute of Minerals Resources and Geology, China Nonferrous Metals (Guilin) Geology and Mining Co., Ltd., Guilin 541004, Guangxi, China;

2. CAS Key Laboratory of Crust-Mantle Materials and Environments, School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, Anhui, China

**摘要:**新疆加尔塔斯克斯套斑岩铜矿床位于西准噶尔斑岩成矿带西段, 目前研究程度很低。对该矿床花岗闪长斑岩体进行 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄、岩石地球化学及 Hf 同位素组成测试分析。结果显示, 该岩体的锆石 U-Pb 年龄为  $299.2 \pm 5.3$  Ma, 形成于晚石炭世末—早二叠世初; 岩石具有富  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、Na, 贫 K,  $\text{Mg}^\#$  值较高, 以及高 Sr、低 Y 和 Yb 含量的特点, 显示埃达克岩特征; 富集大离子亲石元素 Cs、Ba、U 和轻稀土元素, 亏损高场强元素 Ti、Nb、Ta 和重稀土元素, 无明显 Eu 异常。斑岩具有高的  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  值, 正高  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  值 ( $+10.1 \sim +15.6$ , 平均  $+12.8$ ), 以及年轻的两阶段模式年龄 ( $T_{\text{DM2}} = 307.4 \sim 687.1$  Ma), 显示亏损地幔源区属性, 鲜有壳源混染。研究认为, 该斑岩体可能形成于洋脊俯冲, 并伴有明显的 Cu、Au 矿化, 指示该斑岩铜矿床有良好的找矿潜力。

**关键词:** 西准噶尔; 斑岩铜矿; 锆石 U-Pb 定年; Hf 同位素; 地球化学; 加尔塔斯克斯套

**中图分类号:** P595; P597; P618.41 **文献标志码:** A **文章编号:** 1671-2552(2022)04-0611-15

**Tao M R, Lu Y G, Fang K, Zhou Q M, Chen Q Y. Characteristics of zircon U-Pb-Hf isotopes for the Gartaskitao porphyritic rocks and constraints on ridge subduction, Xinjiang. *Geological Bulletin of China*, 2022, 41(4): 611-625**

**Abstract:** The Gartaskitao porphyry copper deposit is located in the western part of the porphyry metallogenic belt in West Junggar. The LA-ICP-MS zircon U-Pb age, geochemistry, and Hf isotopic compositions of the granodiorite porphyry for this deposit have been analyzed. The results show that the zircon U-Pb age of the granodiorite porphyry is  $299.2 \pm 5.3$  Ma, formed between the Late Carboniferous and the Early Permian. The samples have high  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , and low  $\text{K}_2\text{O}$ , high  $\text{Mg}^\#$  and Sr, low Y, Yb, indicating affinity with the adakitic feature. Trace elements are characterized by enrichment of Cs-Ba-U LILEs and LREEs, depletion of Ti-Nb-Ta and HREEs, and rarely Eu anomaly. The  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  ratios are high, with positive  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  values ( $+10.1 \sim +15.6$ , Avg.  $+12.8$ ) and young  $T_{\text{DM2}}$  ( $307.4 \sim 687.1$  Ma), indicating that the granodiorite porphyry was derived from a depleted mantle source. It could be suggested that the porphyry was formed by the oceanic ridge subduction, accompanied by considerable Cu and Au mineralization, which indicates that the Gartaskitao porphyry copper deposit has promising prospecting potential.

**Key words:** West Junggar; porphyry copper deposit; zircon U-Pb dating; Hf isotope; geochemistry; Gartaskitao

中亚成矿域位于西伯利亚与东欧、塔里木和北克拉通之间, 是世界三大成矿域之一<sup>[1-2]</sup>。该成

矿域发育多个大型-超大型斑岩铜矿床, 如哈萨克斯坦的波谢库尔铜-金矿和科翁腊德铜-钼矿、乌兹

收稿日期: 2021-04-23; 修订日期: 2021-10-18

资助项目: 国家自然科学基金项目《地壳岩浆活动中的镁同位素分馏及其意义——以喜马拉雅地区典型岩石为例》(批准号: 41729001)

作者简介: 陶明荣 (1986-), 男, 工程师, 从事矿产地质和勘查地球化学研究。E-mail: taomrgl@sina.com

\* 通信作者: 陆一敢 (1983-), 男, 博士后, 从事矿床学和同位素地球化学研究。E-mail: yglu210@ustc.edu.cn

别克斯坦的阿尔马雷克铜-金矿、蒙古的欧玉托勒盖铜-金矿、中国新疆的土屋-延东铜矿和包古图铜-金矿等,表明该巨型斑岩成矿带向东进入中国境内<sup>[3-8]</sup>。新疆西准噶尔斑岩铜矿带位于巴尔喀什-准噶尔地体的东段,是中亚成矿域的重要组成部分<sup>[7,9-11]</sup>。前人研究认为,西准噶尔地区古生代的地质演化具有跨越周期长、多阶段性等特点,受控于多重地球动力学体系叠加,构造背景复杂(洋壳俯冲、陆-陆碰撞、造山后伸展至陆内环境、地壳的垂向和侧向增生等),矿床类型多样(斑岩铜矿、铜金矿、金矿、铜钼矿、钼矿等)、构造-岩浆-流体系统复杂,导致壳幔物质频繁交换和活化,成矿物质多次迁移并富集成矿<sup>[12-14]</sup>。西准噶尔地区矿床类型丰富,近年已发现多个铜金多金属矿床和矿点,引起广泛关注<sup>[15-18]</sup>。加尔塔斯克斯套铜矿是包古图地区新发现的一个斑岩铜矿床(点),由于研究程度较低,尚未形成工业规模矿床。该斑岩与包古图成矿带上的成矿斑岩在地球化学特征有何差异?它们的形成时代和构造背景有什么不同?成矿潜力又如何?这些是值得深入探讨的科学问题。本文以加尔塔斯克斯套铜矿床的1号花岗闪长斑岩体为研究对象,结合锆石U-Pb年代学、岩石地球化学和锆石Lu-Hf同位素分析,探讨该斑岩的岩石成因和构造动力学背景,为进一步评价西准噶尔地区的斑岩成矿潜力提供地球化学依据。

## 1 区域地质

西准噶尔地区地质构造复杂,分布多条蛇绿混杂岩带,包括北部的塔尔巴哈台、洪古勒楞蛇绿岩,中部的达拉布特蛇绿岩,南部的玛依勒、唐巴勒和克拉玛依蛇绿岩<sup>[19-20]</sup>。这些蛇绿岩形成于前寒武纪-泥盆纪,具有复杂的构造环境和岩石地球化学特征,目前普遍认为这些蛇绿岩形成于与俯冲相关的构造环境<sup>[21-23]</sup>。克拉玛依地区发现的白云石大理岩、石榴子石角闪岩代表了古俯冲带的存在<sup>[24]</sup>。西准噶尔地区北东走向的断裂构造发育,自西向东依次为巴尔鲁克断裂、玛依勒断裂和达拉布特断裂(图1)。其中,达拉布特断裂是区内最主要的构造,其两侧次级构造差别很大。该断裂带两侧是西准噶尔地区铜金多金属矿床产出的重要部位。区内出露古生代地层,物质组成以火山碎屑沉积为主,并伴有大量火山岩夹层,早石炭世火山岩地层广泛

分布在包古图地区,包括太勒古拉组、包古图组和希贝库拉斯组。

区内侵入岩分布广泛,部分侵入体与成矿作用密切相关<sup>[26-27]</sup>。达拉布特断裂以北出露花岗岩基,断裂以南出露克拉玛依岩体、大量小型岩株和脉岩,多数侵入早石炭世地层中。这些岩体大多属花岗岩类和闪长岩类,还有少量辉石闪长岩,<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr初始值平均为0.7038,成矿母岩浆形成于上地幔或下地壳,侵入年龄为300~320 Ma<sup>[25-26,28-29]</sup>。大部分岩体具有相似的形成年龄、地球化学特征和成岩过程,个别岩体有石英硫化物脉发育,形成规模不一的铜、金矿(化)点<sup>[15]</sup>。西准噶尔成矿省地处中亚成矿域核心地区,古生代构造和岩浆活动强烈,成矿作用丰富多样,发育的矿床类型有斑岩型铜矿床、矽卡岩型铜(多金属)矿床、火山成因块状硫化物型(VMS)多金属矿床、浅成低温热液型金矿床、石英脉-蚀变岩型中温热液金矿床等,成矿时代以晚古生代为主<sup>[2,11]</sup>。近年相继发现包古图铜矿、哈图金矿、罕哲尔能铜矿、谢米斯台铜矿、阿尔木强铜锌矿、加曼铁列克德铜矿等,使西准噶尔成为中亚成矿域向东延伸入中国境内的重要矿床集中区<sup>[5,30]</sup>。区域地球化学特征表明,区内酸性小岩体中Au、Ag、As、Cu、Hg、Sb、Mo、Bi、Co、Cr、Pb等元素的丰度值均大于维氏提出的花岗闪长岩中相应微量元素值,其中Ag、As、Cu值高出维氏值十几倍。

## 2 矿床地质

加尔塔斯克斯套铜矿床位于托里县包古图斑岩铜矿西南方向约50 km处。矿区出露地层主要有太勒古拉组(C<sub>1</sub>t)火山碎屑岩,为安山质熔结凝灰岩、凝灰岩、层凝灰岩、凝灰质粉砂岩。矿区断层较发育,F<sub>1</sub>断裂破碎带位于矿区东部,破碎带长度大于1 km,宽度30~80 m,走向北北东,倾向北西西,产状280°~290°∠70°~80°,断裂带内硅化蚀变强烈、绿帘石发育普遍,碎裂岩化明显,褐铁矿化较强,具有Cu、Mo、Au等地球化学异常。中酸性侵入岩发育,主要岩性为各类细-中-粗粒花岗闪长斑岩、斑状花岗闪长岩、石英闪长斑岩、花岗斑岩等,呈小岩株、岩脉产出,有多期次、多相岩性分带的特点(图2)。

研究区的岩石围岩蚀变较普遍,蚀变矿物主要为绿泥石、绿帘石、绢云母、钾长石等,目前已发现I、II、IV、V号等多条金矿化体,这些矿化体产在1号

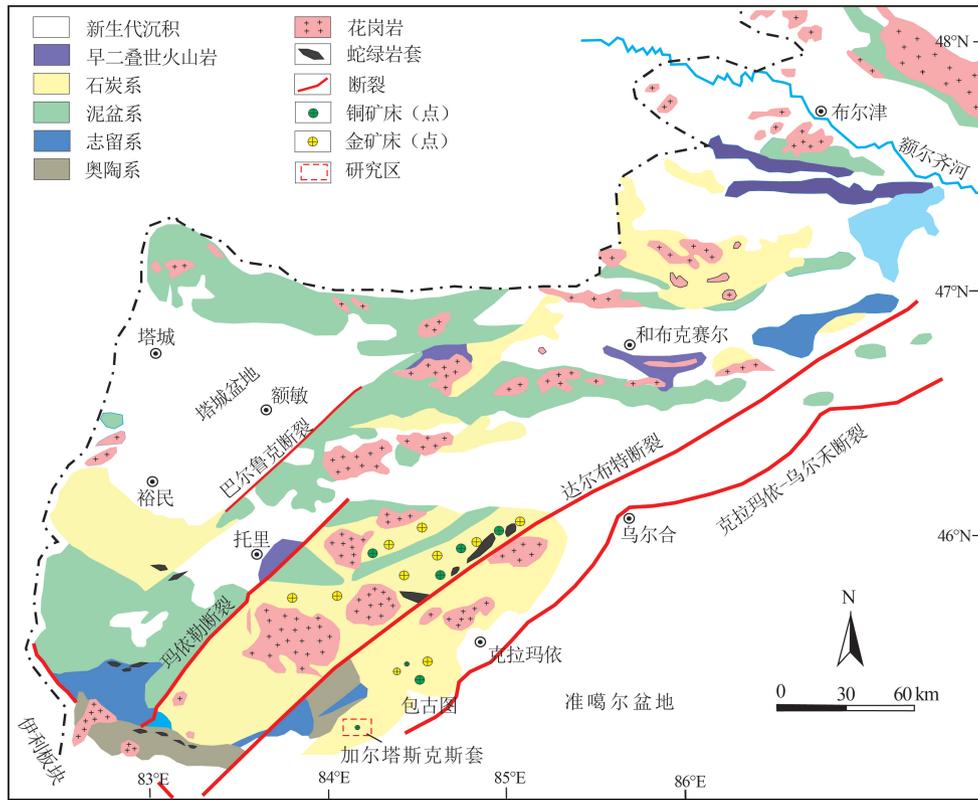


图 1 西准噶尔地区铜金矿带区域地质简图(据参考文献[25]修改)

Fig. 1 Regional geological sketch map of the Cu-Au ore belt in Western Junggar region

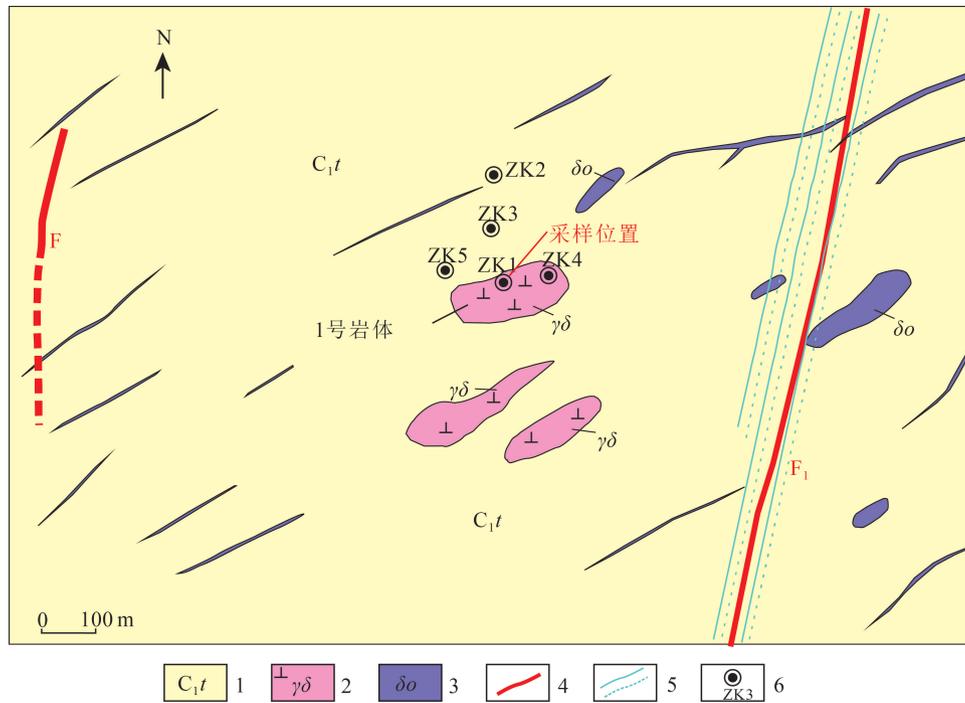


图 2 加尔塔斯克斯套铜矿区地质简图

Fig. 2 Geological sketch map of Gartaskisat porphyry deposit

1—太勒古拉组灰色-灰绿色凝灰质砂岩、凝灰岩;2—花岗闪长斑岩;3—石英闪长斑岩;4—断层;5—绿泥石化、硅化带;6—钻孔位置

斑岩体内。地表铜矿化多为辉铜矿、孔雀石、蓝铜矿等,钻孔 ZK1 揭露的 1 号斑岩体,其深部含 Cu (Au) 矿化石英脉相对密集,矿石矿物主要为黄铜矿,呈稀疏的星点、斑块和发丝状产于石英细脉中,并沿破碎裂纹向旁侧围岩扩散,星点针尖大小,斑块米粒大小,发丝宽仅零点几毫米,共生黄铁矿,伴生 Au 矿化(表 1)。孔雀石、蓝铜矿呈薄膜和叶片状沿岩石裂隙产出,氧化带断续延深上百米。

本次研究的样品采自加尔塔斯克斯套 1 号斑岩体 ZK1 中(图 3),共采集了 6 件花岗闪长斑岩、1 件花岗斑岩样品进行岩石地球化学分析,1 件锆石样品(ZK1-79)进行锆石 U-Pb 年龄定年和原位 Lu-Hf 同位素分析。所采集的样品新鲜,花岗闪长斑岩主要由斜长石(45%)、钾长石(10%~15%)、石英(25%)、角闪石(10%)和黑云母(5%~8%)组成(图 3-a~f)。斑晶相以斜长石和石英为主,其次为黑云母、角闪石,基质为粒度较小的斜长石、石英、角闪石、黑云母、钾长石等。花岗斑岩主要由钾长石(30%~40%)、石英(20%~30%)、斜长石(<20%)、黑云母(约 5%)等组成,斑晶含量一般为 20%~25%,主要为钾长石和石英,基质为细粒或隐晶质的钾长石、石英、黑云母、斜长石等,有少量磁铁矿和磷灰石(图 3-g,h)。

### 3 测试方法

#### 3.1 激光剥蚀 ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄测定

从花岗闪长斑岩样品(ZK1-79)中挑选出来的锆石镶在环氧树脂中,并进行抛光。使用 TESCAN MIRA 3 LMH FE-SEM & Gatan Chromal CL2 仪器制作阴极发光(CL)图像,实验在中国科学技术大学中国科学院壳幔物质与环境重点实验室完成。采

表 1 加尔塔斯克斯套 1 号岩体 ZK1 见矿情况

Table 1 Ore occurrences of ZK1 in Gartaskitao No.1 stock

矿(化)体	截断深度/m	视厚度/m	样品	平均品位 Cu/%	备注
I	17.00~22.00	5.00	8-10H	0.34	铜贫矿体
II	34.00~35.20	1.20	17H	0.30	铜贫矿体
I	40.00~45.00	5.00	21-23H	0.41	铜矿体
IV	101.23~102.83	1.60	32-34H	0.67	铜矿体
V	177.00~181.00	4.00	100-101H	Au~0.5 g/t	金矿(化)体

用 Agilent 7700e ICP-MS 联合 Geolas 193 nm ArF-准分子激光测量锆石 U-Pb 同位素比值和微量元素浓度。光斑大小为 32  $\mu\text{m}$ ,重复频率为 10 Hz,频率为 10 mJ。烧蚀后的气溶胶用氦气体输送到 ICP-MS。选择 91500 和 NIST610 分别作为 U-Pb 测年和微量元素分析的标样,利用 ICPMS Data Cal 软件计算 U-Pb 年龄和微量元素的含量,采用<sup>29</sup>Si 作为浓度的内标<sup>[31]</sup>。

#### 3.2 全岩主量和微量元素分析

全岩主量和微量元素实验分析在中国科学技术大学中国科学院壳幔物质与环境重点实验室完成。首先通过详细的手标本和显微镜观察,挑选加尔塔斯克斯套铜矿床 1 号岩体共 7 件新鲜花岗闪长斑岩,用玛瑙研钵研磨粉碎至约 200 目。粉碎后,用四硼酸锂和偏硼酸锂以 2:1 的比例作为助熔剂和释放剂,在 ZSB0630 自动电熔炉中熔融并制备成玻璃片,利用 Rigaku ZSX Primus II WDXRF X-射线荧光光谱仪对样品进行主量元素测试,以 GSR-1 和 GSR-9 两个标准品为监测标样,2 $\sigma$  RSD 为 $\pm 5\%$ 。

微量元素在测试之前进行预处理(溶样),用混合的 HF 和 HNO<sub>3</sub>将约 50 mg 样品粉末在特氟龙溶样弹中溶解,在 190 $^{\circ}\text{C}$  温度条件下恒温溶解约 72 h 后,取出蒸干,再将蒸干的样品稀释到 80 g 待测试。微量元素分析采用 Elan 6100 DRC 电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS),用 BHVO-2 为标准物质监控分析质量,分析精度 2 $\sigma$  RSD 为 $\pm 0.3$ 。

#### 3.3 原位 Hf 同位素测试分析

利用 Teledyne Cetac Technologies Analyte HE Excite 193 nm ArF 激光烧蚀系统联合 Thermofisher Neptune Plus MC-ICP-MS (LA-MC-ICP-MS),对锆石中的 Hf 同位素进行比值测定,实验在合肥工业大学资源与环境工程学院同位素实验室完成。设备采用的参数约为 6.0 J/cm<sup>2</sup>,重复率为 8 Hz,直径为 55  $\mu\text{m}$ ,对锆石进行 30 s 烧蚀。载气为氦-氩混合气,流量约 0.9 L/min。在分析过程中采用标准锆石(Qinghu, Plešovice, Penglai, 91500, GJ-1)作为质量监控。使用 LAZrHf-Calculator@HFUT 和 Gu 等<sup>[32]</sup>提出的等压校正模型对所有数据进行处理,测量的标准锆石分析结果见表 2。初始<sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf 值根据 Lu 的衰减常数  $1.865 \times 10^{-11}$  计算<sup>[36]</sup>,假设地

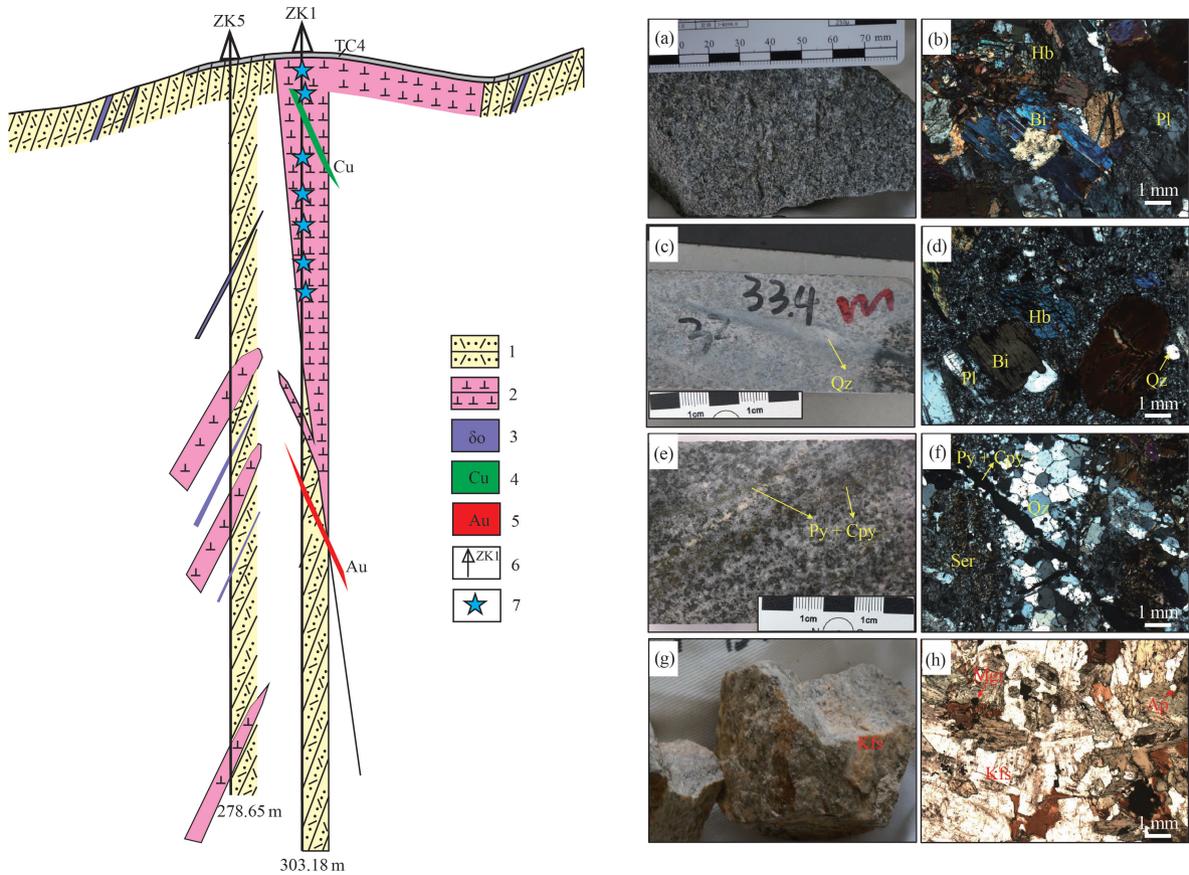


图 3 加尔特斯套斯套铜矿床 1 号岩体 ZK1 剖面及样品手标本和显微照片

Fig. 3 ZK1 drilling profile, samples and micrographs of No.1 stock in Gartaskitao Cu deposit

1—太勒古拉组灰色-灰绿色凝灰质砂岩、凝灰岩;2—花岗闪长斑岩;3—石英闪长斑岩;4—铜矿(化)体;5—金矿(化)体;6—钻孔;7—采样位置;a—石英闪长斑岩的手标本,主要矿物为斜长石、角闪石、黑云母和石英;b—正交偏光镜下石英闪长斑岩呈镶嵌结构;c—花岗闪长斑岩的岩心标本,钾化明显,石英脉发育;d—正交偏光镜下花岗闪长斑岩,斑状结构,斑晶主要为斜长石、黑云母、角闪石和石英,基质较多;e—花岗闪长斑岩的岩心标本,钾化、黑云母硅酸盐化明显,硫化物石英脉发育;f—正交偏光镜下花岗闪长斑岩,见有黄铁矿、黄铜矿和磁铁矿及石英脉;g—花岗斑岩手标本;h—花岗斑岩镜下可见磁铁矿;Hb—角闪石;Bi—黑云母;Pl—斜长石;Kfs—钾长石;Ap—磷灰石;Qz—石英;Ser—绢云母;Py—黄铁矿;Cpy—黄铜矿;Mgt—磁铁矿

壳<sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf 平均值为 0.015, 球粒陨石实际的<sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf 和亏损地幔的<sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf 值分别为 0.282772 和 0.0332, 0.28325 和 0.0384。

表 2 标准锆石<sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf 同位素组成及范围  
Table 2 Hf isotopic compositions and ranges of <sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf for standard zircons

标准锆石	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf(2σ)	个数	推荐值	参考文献
Penglai	0.282915(19)	7	0.282906	[33]
Plešovice	0.282484(7)	9	0.282482	[34]
Qinghu	0.282997(9)	12	0.282996	[35]

## 4 分析结果

### 4.1 锆石年龄

加尔特斯套斯套花岗闪长斑岩的锆石颗粒一般呈棱柱状、无色、透明、自形, 阴极发光(CL)图像清晰地显示振荡环带, 其 Th/U 值为 0.5~1.7, 为典型的岩浆锆石成因(图 4)。锆石 LA-ICP-MS 分析点数为 34 个, U-Pb 年龄较一致, 在谐和图上集中分布(图 5-a), <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 年龄加权平均值为 299.2±5.3 Ma。结合直方统计图, 认为该年龄代表了该岩体的结晶年龄(图 5-b)。锆石 U-Pb 同位素分析结果见表 3。

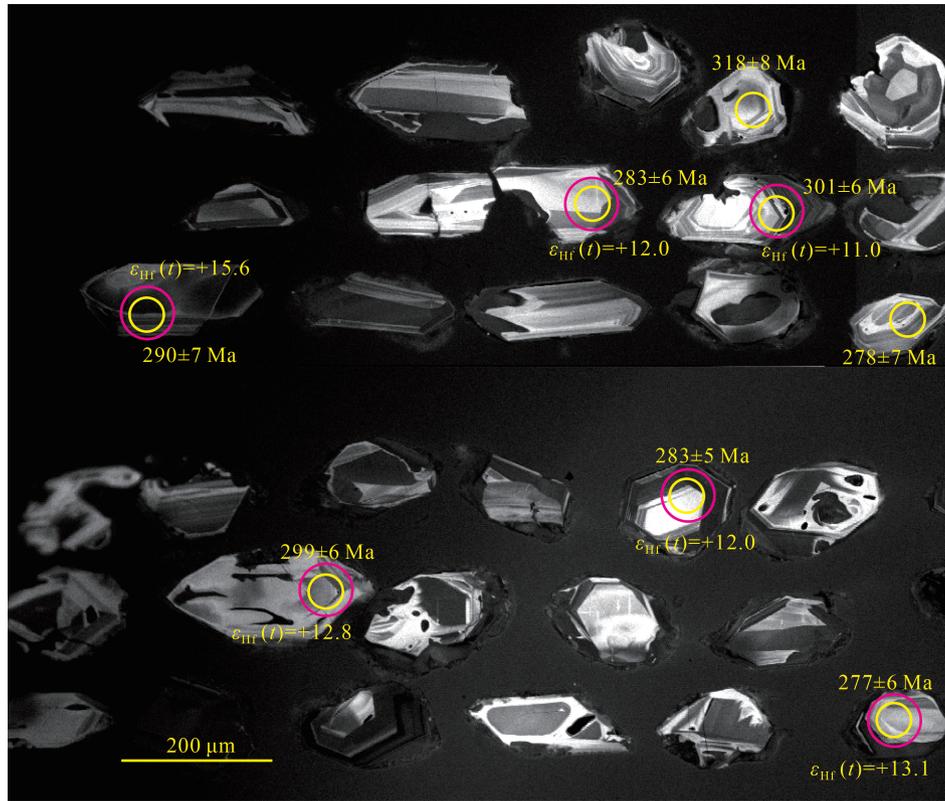


图4 代表性锆石阴极发光图像和 Hf 同位素  $T_{DM}$  年龄和  $\epsilon_{Hf}(t)$  值

(黄色小圆代表激光消融 ICP-MS U-Pb 分析点, 粉色大圆代表激光消融 ICP-MS Hf 同位素分析点, 圆旁边的数字代表 U-Pb 年龄和  $\epsilon_{Hf}(t)$  值)

Fig. 4 Representative cathodoluminescence images, and Hf isotope  $T_{DM}$  ages and  $\epsilon_{Hf}(t)$  values

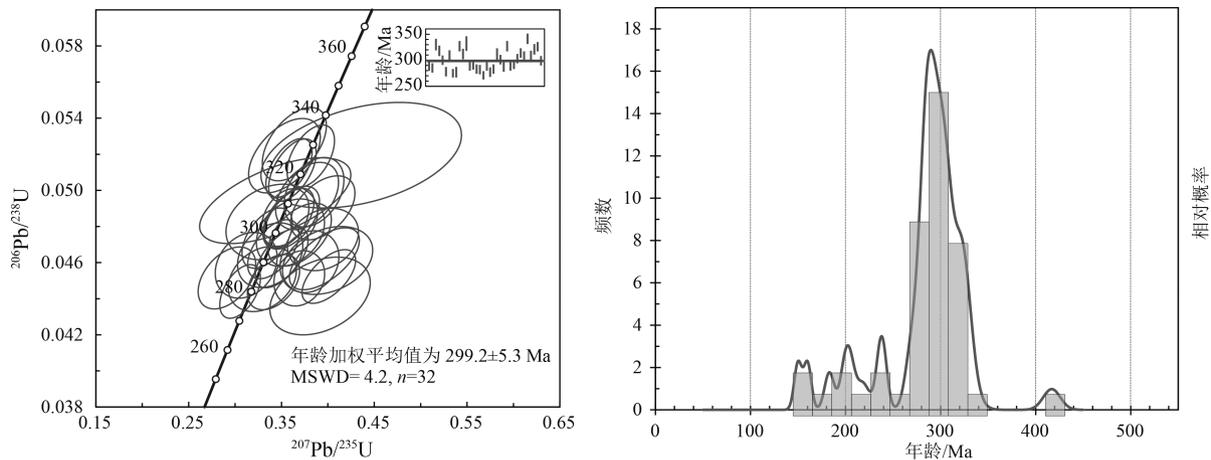


图5 加尔塔斯克斯套花岗闪长斑岩锆石 U-Pb 谐和图解(a)及  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄直方图(b)

Fig. 5 Zircon U-Pb concordia diagrams (a) and histogram of  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  weighted ages (b)

#### 4.2 主量和微量元素分析结果

加尔塔斯克斯套花岗闪长斑岩的主量元素变化范围较大,  $\text{SiO}_2$  含量在 62.7%~70.8% 之间(平均

65.7%,  $n=7$ ; 表4)。所有样品的烧失量和 CIA 值分别为 1.5%~1.8% 和 45.4~49.6, 表明蚀变(或风化)对岩石分析结果的影响有限。在 TAS 图解中, 样品点

表 3 加爾塔斯克斯套 1 号岩体花岗闪长斑岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Th-Pb 分析结果

Table 3 LA-ICP-MS zircon U-Th-Pb dating of granodiorite porphyry in Gartaskitao No.1 stock

测点	$^{232}\text{Th}$ / $10^{-6}$	$^{238}\text{U}$ / $10^{-6}$	Pb *	Th/ U	同位素比值						年龄/Ma					
					$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$1\sigma$
zk1-79-1	154.29	234.80	13.93	0.66	0.0511	0.0044	0.3246	0.0356	0.0460	0.0017	247	183	285	27	290	7
zk1-79-2	350.81	236.25	16.67	1.48	0.0570	0.0029	0.3550	0.0195	0.0452	0.0014	492	107	308	15	285	6
zk1-79-3	74.27	90.50	6.26	0.82	0.0500	0.0031	0.3615	0.0236	0.0525	0.0017	193	138	313	18	330	8
zk1-79-4	105.76	111.39	7.75	0.95	0.0532	0.0028	0.3711	0.0215	0.0506	0.0017	336	121	320	16	318	7
zk1-79-5	138.39	147.80	9.78	0.94	0.0636	0.0031	0.4181	0.0227	0.0477	0.0015	729	103	355	16	300	6
zk1-79-6	89.90	106.70	6.64	0.84	0.0557	0.0059	0.3387	0.0425	0.0441	0.0015	441	231	296	32	278	6
zk1-79-7	306.56	254.36	17.87	1.21	0.0535	0.0024	0.3639	0.0183	0.0493	0.0015	351	102	315	14	310	6
zk1-79-8	315.46	228.40	14.86	1.38	0.0547	0.0025	0.3288	0.0170	0.0436	0.0014	402	99	289	13	275	5
zk1-79-9	48.40	57.64	3.62	0.84	0.0522	0.0059	0.3158	0.0424	0.0439	0.0017	296	233	279	33	277	7
zk1-79-10	352.87	300.69	22.16	1.17	0.0545	0.0024	0.3915	0.0193	0.0521	0.0016	393	94	335	14	327	7
zk1-79-11	77.23	92.39	6.00	0.84	0.0642	0.0041	0.4378	0.0297	0.0495	0.0017	747	137	369	21	312	7
zk1-79-12	39.78	49.48	3.99	0.80	0.0646	0.0103	0.4707	0.0851	0.0528	0.0023	762	346	392	59	332	11
zk1-79-13	135.10	284.69	15.78	0.47	0.0576	0.0024	0.3647	0.0177	0.0459	0.0014	515	93	316	13	289	6
zk1-79-14	73.43	83.44	5.15	0.88	0.0542	0.0037	0.3443	0.0239	0.0461	0.0015	379	157	300	18	291	6
zk1-79-15	286.21	243.07	15.80	1.18	0.0585	0.0031	0.3618	0.0206	0.0449	0.0014	549	117	314	15	283	6
zk1-79-16	98.18	115.90	6.71	0.85	0.0494	0.0032	0.3044	0.0204	0.0447	0.0015	167	148	270	16	282	6
zk1-79-17	501.19	460.66	26.94	1.09	0.0517	0.0022	0.3063	0.0145	0.0430	0.0013	272	98	271	11	271	5
zk1-79-18	115.95	126.51	7.62	0.92	0.0483	0.0030	0.3056	0.0195	0.0459	0.0015	114	140	271	15	289	6
zk1-79-19	73.94	96.27	5.34	0.77	0.0555	0.0033	0.3357	0.0209	0.0439	0.0014	433	137	294	16	277	6
zk1-79-20	367.46	382.01	22.06	0.96	0.0535	0.0025	0.3311	0.0172	0.0449	0.0014	350	109	290	13	283	6
zk1-79-21	114.93	130.00	9.33	0.88	0.0520	0.0062	0.3548	0.0491	0.0495	0.0018	284	251	308	37	312	8
zk1-79-22	412.38	295.30	20.54	1.40	0.0539	0.0025	0.3551	0.0182	0.0478	0.0015	365	99	309	14	301	6
zk1-79-23	136.94	140.66	8.38	0.97	0.0572	0.0039	0.3597	0.0240	0.0456	0.0015	501	141	312	18	287	6
zk1-79-24	139.94	136.90	9.31	1.02	0.0521	0.0034	0.3737	0.0252	0.0520	0.0017	291	142	322	19	327	7
zk1-79-25	362.63	305.22	20.16	1.19	0.0559	0.0026	0.3534	0.0183	0.0459	0.0014	447	98	307	14	289	6
zk1-79-26	181.90	199.39	12.03	0.91	0.0551	0.0028	0.3513	0.0198	0.0463	0.0015	416	109	306	15	292	6
zk1-79-27	259.86	222.29	14.50	1.17	0.0603	0.0031	0.4001	0.0225	0.0482	0.0015	613	102	342	16	303	6
zk1-79-28	639.24	387.11	29.42	1.65	0.0543	0.0024	0.3730	0.0184	0.0499	0.0015	383	91	322	14	314	6
zk1-79-29	157.93	202.59	12.39	0.78	0.0570	0.0030	0.3846	0.0216	0.0490	0.0015	491	104	330	16	308	6
zk1-79-30	267.46	199.28	15.12	1.34	0.0500	0.0028	0.3741	0.0221	0.0543	0.0017	194	113	323	16	341	7
zk1-79-31	85.66	85.22	5.30	1.01	0.0441	0.0041	0.2973	0.0276	0.0489	0.0017	-66	169	264	22	308	7
zk1-79-32	117.56	148.87	9.11	0.79	0.0557	0.0032	0.3913	0.0249	0.0510	0.0017	438	120	335	18	321	7
zk1-79-33	939.48	628.97	47.68	1.49	0.0511	0.0022	0.3653	0.0174	0.0519	0.0015	245	93	316	13	326	6
zk1-79-34	551.04	329.23	24.02	1.67	0.0654	0.0036	0.4278	0.0258	0.0475	0.0015	787	111	362	18	299	6

投影在花岗岩到闪长岩区域(图 6-a),其中样品 ZK1-15 为花岗岩; $\text{Al}_2\text{O}_3$  和  $\text{CaO}$  含量较高,平均值分别为 14.9% 和 3.9% (图 6-b),岩石富 Na 贫 K ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.2\sim 0.6$ , 平均 0.4; 图 6-c),属于钙碱性系列; $\text{TiO}_2$  (平均 0.6%)、 $\text{P}_2\text{O}_5$  (平均 0.2%)、

$\text{MnO}$  (平均 0.02%) 含量较低; $\text{MgO}$  含量和  $\text{Mg}^\#$  值较高,平均值分别为 2.5% 和 51.7 (图 6-d)。具有高 Sr ( $440.1\sim 589.6\times 10^{-6}$ ),低 Y ( $4.8\sim 14.6\times 10^{-6}$ ),低 Yb ( $0.7\sim 1.5\times 10^{-6}$ ),以及高 Sr/Y 值的埃达克岩特征。

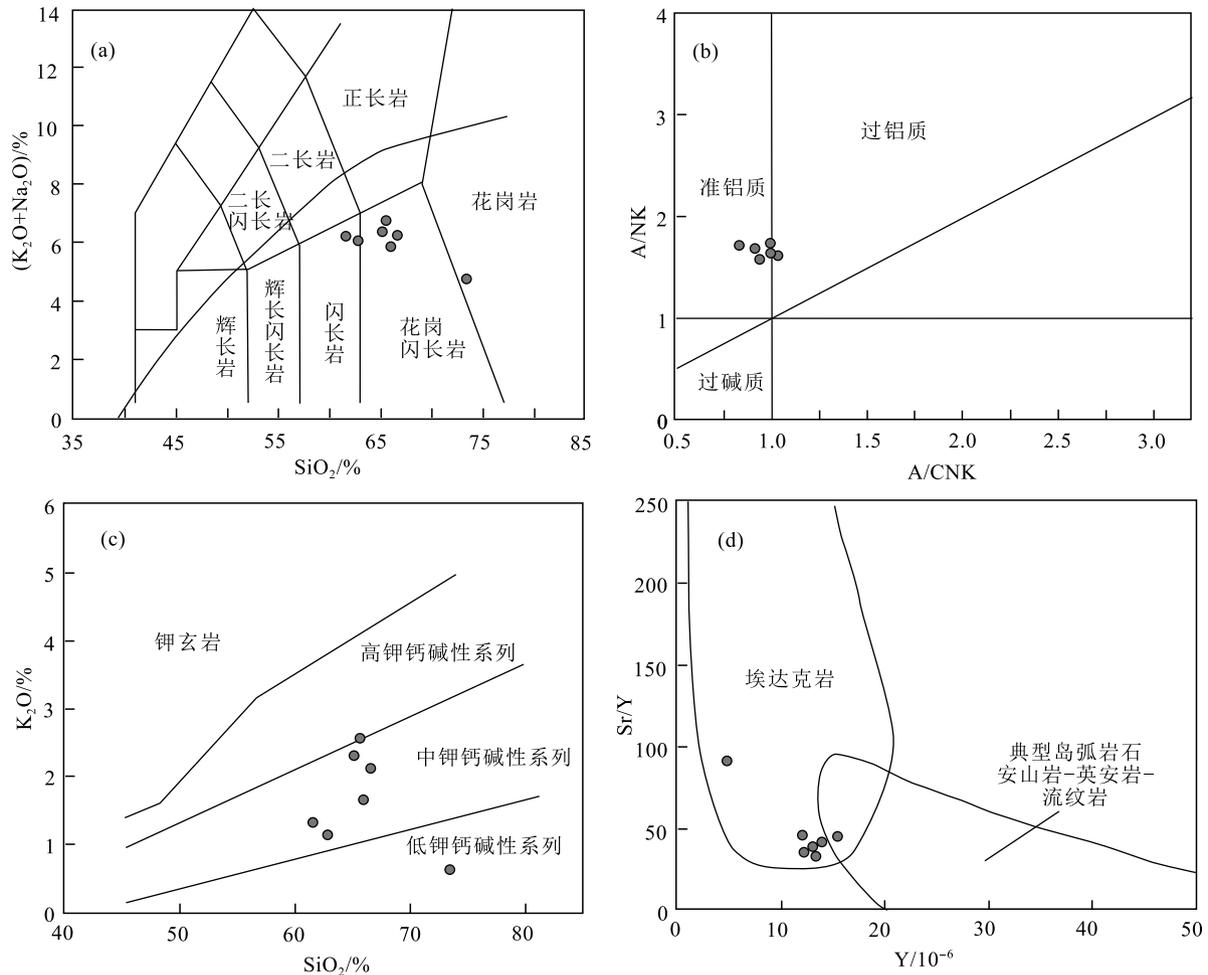


图6 加尔塔斯克斯套斑岩主量和微量元素相关图解

(A/CNK 和 A/NK 分别表示摩尔  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  和  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  比值)

Fig. 6 Plots of major and trace element for porphyritic rocks from Gartaskitao

a— $\text{SiO}_2-(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$  图解; b—A/CNK—A/NK 图解; c— $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$  图解; d—Y—Sr/Y 图解

所有样品都表现出相对一致的微量元素地球化学特征(表3), 稀土元素总量较低 ( $42.4 \times 10^{-6} \sim 89.0 \times 10^{-6}$ , 平均  $73.6 \times 10^{-6}$ ), 显示右倾型的稀土元素配分模式(图7-a), 轻稀土元素富集, 重稀土元素平坦分布, 轻、重稀土元素分异弱 ( $\text{La}/\text{Yb}$ )<sub>N</sub> = 4.4~7.0, 平均 6.0), 无明显 Eu 异常 ( $\delta\text{Eu} = 0.8 \sim 1.3$ , 平均 0.9)。在微量元素蛛网图(图7-b)上, Cs、Rb、Ba、Th、U 等大离子亲石元素含量变化很大, Cs、Ba、U 显示富集趋势。所有样品均显示 Nb-Ta-Ti 的亏损, Sr 含量很高, Zr、Hf 含量变化很大。

#### 4.3 锆石 Hf 同位素

锆石 Hf 同位素分析结果见表 5。加尔塔斯克斯套花岗闪长斑岩的  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  值为 0.282870~0.283039 (平均 0.282956,  $n=17$ ),  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  ( $t=298 \pm$

6.5 Ma) 为 +10.1~+15.6 (平均 +12.8,  $n=25$ ; 图 4),  $T_{\text{DM1}} = 300.9 \sim 561.2$  Ma,  $T_{\text{DM2}} = 307.4 \sim 687.1$  Ma, 表明加尔塔斯克斯套斑岩可能来自亏损地幔端元。

## 5 讨论

### 5.1 岩石成因

埃达克岩具有如下地球化学特征: 高的  $\text{SiO}_2$  ( $\geq 56\%$ )、 $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15\%$  (或稍低),  $\text{Mg} \leq 3\%$ , 高的  $\text{Sr}/\text{Y} (>40)$  和  $\text{Sr} (\geq 400 \times 10^{-6})$ , 低的  $\text{Y} (\leq 18 \times 10^{-6})$ 、 $\text{Yb} (\leq 1.9 \times 10^{-6})$  和重稀土元素 (HREEs)<sup>[38-39]</sup>。近年来, 埃达克岩的多种成因机制被提出, 如年轻洋壳俯冲熔融<sup>[40]</sup>、玄武质岩浆的结晶分异<sup>[41]</sup>、加厚下地壳<sup>[42]</sup>、拆沉下地壳部分熔融<sup>[43]</sup> 等。

表 4 加爾塔斯克斯套斑岩主量和微量元素含量

Table 4 Major and trace element concentrations of the Gartaskitao porphyry

样品号	ZK1-15	ZK1-34	ZK1-37	ZK1-56	ZK1-79	ZK1-126	ZK1-143
岩性	花岗斑岩	花岗闪长斑岩	花岗闪长斑岩	花岗闪长斑岩	花岗闪长斑岩	花岗闪长斑岩	花岗闪长斑岩
SiO <sub>2</sub>	70.8	63.4	62.7	65.1	66.2	66.4	65.6
TiO <sub>2</sub>	0.5	0.6	0.7	0.7	0.7	0.6	0.7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.8	15.7	15.5	15.3	15.1	14.6	14.5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.9	4.6	4.8	4.6	4.3	3.9	4.7
MgO	1.9	3.3	3.2	2.2	2.7	2.3	2.2
MnO	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
CaO	3.7	4.8	5.2	3.8	3.7	3.1	2.9
Na <sub>2</sub> O	3.9	4.5	4.7	4.2	4.3	4.2	4.3
K <sub>2</sub> O	0.8	1.4	1.3	2.4	1.8	2.2	2.5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2
烧失量	1.8	1.8	1.6	1.5	1.6	1.5	1.6
总计	100.2	100.3	99.9	99.9	100.5	99.0	99.2
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.2	0.3	0.3	0.6	0.4	0.5	0.6
Mg <sup>#</sup>	54.1	56.4	54.5	46.3	53.1	51.5	45.7
A/CNK	1.0	0.9	0.8	0.9	1.0	1.0	1.0
A/NK	1.9	1.8	1.7	1.6	1.7	1.6	1.5
CI <sub>A</sub>	49.6	47.1	45.4	48.2	48.9	49.4	49.0
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	4.7	5.9	6.0	6.6	6.1	6.4	6.8
Li	8.1	9.3	8.6	12.7	13.6	12.4	10.7
Be	1.3	0.8	1.2	0.8	1.1	1.3	1.2
Sc	9.6	13.6	11.7	11.2	11.2	10.3	11.2
V	63.5	114.6	128.3	100.4	118.6	107.6	114.4
Cr	46.8	67.3	74.2	31.6	63.4	40.8	46.5
Ni	36.9	47.4	41.6	24.1	29.8	21.0	42.1
Cu	402.3	289.1	284.6	48.9	354.6	312.1	486.9
Zn	27.4	31.7	31.8	31.4	41.8	33.8	71.8
Ga	18.4	18.9	19.6	17.4	19.3	20.3	20.4
Rb	42.6	63.1	44.2	79.2	52.7	82.7	75.6
Sr	440.1	578.3	677.4	453.6	589.6	456.2	512.4
Y	4.8	12.8	14.6	11.0	14.2	13.6	13.0
Zr	110.7	105.8	86.9	129.5	115.3	139.6	82.7
Nb	3.6	4.2	3.3	4.2	4.2	4.5	4.3
Cs	1.8	2.4	2.7	2.3	2.6	3.2	2.8
Ba	187.6	273.4	386.7	634.1	634.1	492.1	502.7
La	6.3	9.6	12.4	12.8	12.3	13.6	7.9
Ce	15.9	22.4	24.8	25.3	27.6	31.7	20.3
Pr	1.6	2.6	3.3	3.2	3.5	3.6	2.5
Nd	7.3	13.9	14.4	12.3	12.8	13.4	11.2
Sm	1.3	2.8	3.0	2.5	2.6	2.8	2.3
Eu	0.5	0.9	0.9	0.7	0.8	0.7	0.6
Gd	1.1	2.7	3.1	2.6	2.6	2.8	2.5
Tb	0.2	0.5	0.5	0.4	0.4	0.5	0.4
Dy	1.4	2.3	2.6	2.2	2.3	2.6	2.2
Ho	0.3	0.4	0.6	0.5	0.4	0.5	0.4
Er	0.8	1.4	1.5	1.4	1.5	1.4	1.5
Tm	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Yb	0.7	1.4	1.5	1.4	1.3	1.4	1.3

续表 4

样品号	ZK1-15	ZK1-34	ZK1-37	ZK1-56	ZK1-79	ZK1-126	ZK1-143
岩性	花岗斑岩	花岗闪长斑岩	花岗闪长斑岩	花岗闪长斑岩	花岗闪长斑岩	花岗闪长斑岩	花岗闪长斑岩
Lu	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Hf	3.5	3.3	2.8	3.5	3.2	3.9	2.8
Ta	0.4	0.3	0.4	0.3	0.4	0.3	0.4
Pb	3.6	3.3	2.9	3.4	4.4	4.3	3.6
Th	7.4	4.2	3.8	5.2	5.3	5.4	5.6
U	1.3	1.2	1.5	1.7	1.8	1.6	1.8
Sr/Y	91.7	45.2	46.4	41.2	41.5	33.5	39.4
$\Sigma$ REE	42.4	74.1	83.6	76.7	82.7	89.0	66.5
LREE	32.9	52.2	58.8	56.8	59.6	65.8	44.8
HREE	9.5	21.9	24.8	19.9	23.1	23.2	21.7
LREE/HREE	3.5	2.4	2.4	2.9	2.6	2.8	2.1
$(La/Yb)_N$	6.5	4.9	5.9	6.6	6.8	7.0	4.4
Eu/Eu*	1.3	1.0	0.9	0.8	0.9	0.8	0.8

注:主量元素含量单位为%,微量和稀土元素含量单位为 $10^{-6}$

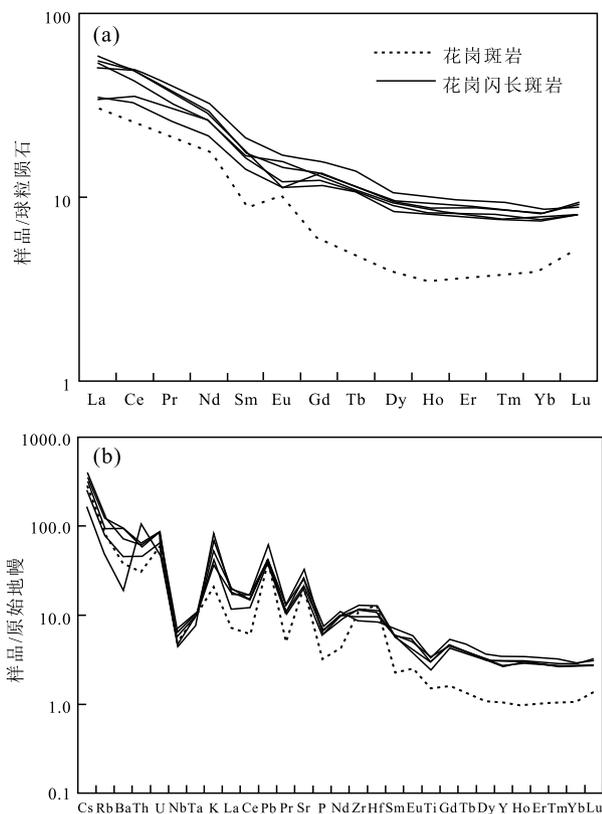


图7 加尔塔斯克斯套斑岩球粒陨石标准化稀土元素配分图(a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b) (标准化数据参考文献[37])

Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns(a) and primitive mantle-normalized trace element diagrams(b) for the Gartaskitao porphyry

加尔塔斯克斯套花岗闪长斑岩的  $SiO_2$ 、 $CaO$  和  $Na_2O$  含量较高,富含黑云母、角闪石等矿物,没有显示出分离结晶的趋势(表4)。此外,由于玄武岩浆通过结晶分异一般只能形成少量的中性和酸性岩,演化末端的  $SiO_2$  通常很低;而加尔塔斯克斯套斑岩的  $SiO_2$  含量较高(62.7%~70.8%,平均65.7%),因此该斑岩不是玄武岩浆结晶分异而成。实验研究表明,玄武质岩石部分熔融生成的岩浆  $Mg^\#$  值都很低<sup>[44]</sup>,加厚下地壳形成的埃达克质岩,由于没有地幔楔的参与,岩石一般具有低的  $Mg$ 、 $Cr$ 、 $Ni$  含量;拆沉下地壳通常具有高的  $K_2O$  和  $MgO$  含量(两者通常都大于3.0%);陆壳俯冲形成的埃达克质岩具有高的  $K_2O$  含量。上述3种情况一般具有较低的  $\epsilon_{Hf}(t)$  值(通常小于+5)。然而,加尔塔斯克斯套花岗闪长斑岩具有中等的  $MgO$  (平均2.5%),较低的  $K_2O$  (平均1.8%),高的  $Cr$  (平均  $52.9 \times 10^{-6}$ )、 $Ni$  (平均  $34.7 \times 10^{-6}$ ) 含量,以及高的  $^{176}Hf/^{177}Hf$  值(0.282870~0.283039)和正的  $\epsilon_{Hf}(t)$  值(+10.1~+15.6,平均12.5),因此加尔塔斯克斯套花岗闪长斑岩很可能不是由加厚下地壳、拆沉下地壳或陆壳俯冲(大陆碰撞)形成<sup>[45-47]</sup>。在  $SiO_2$ - $MgO$  图解(图8)中,本次研究的绝大部分样品都落在俯冲大洋板片熔融形成的埃达克岩区域。最近的研究也表明,古亚洲洋地幔域具有典型的太平洋型低  $Th/U$  同位素值<sup>[49]</sup>。结合本次岩石地球化学和  $Hf$  同位素组成特征,笔者认为加尔塔斯克斯套

表 5 加尔塔斯克斯套斑岩矿床样品 Hf 同位素组成

Table 5 Hf isotopic composition of samples from the Gartaskitao porphyry deposit

样品号	岩性	T/Ma	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2SE	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	$2\sigma$	$T_{\text{DM1}}$ /Ma	$T_{\text{DM2}}$ /Ma
ZK1-79-1		290	0.001001	0.000065	0.283039	0.000025	15.6	1.0	300.9	307
ZK1-79-2		310	0.002142	0.000041	0.282970	0.000023	13.4	0.9	412.5	468
ZK1-79-3		291	0.001039	0.000094	0.282980	0.000023	13.6	0.9	385.4	441
ZK1-79-4		283	0.001672	0.000096	0.282944	0.000021	12.0	0.8	444.8	536
ZK1-79-5		271	0.002706	0.000141	0.282950	0.000026	11.8	1.0	448.5	541
ZK1-79-6		289	0.001529	0.000059	0.282940	0.000026	12.0	1.0	447.8	538
ZK1-79-7		277	0.000919	0.000020	0.282976	0.000027	13.1	1.0	390.7	458
ZK1-79-8		312	0.001093	0.000100	0.282974	0.000024	13.8	1.0	395.0	444
ZK1-79-9	花岗闪 长斑岩	301	0.002720	0.000077	0.282911	0.000027	11.0	1.0	506.7	613
ZK1-79-10		327	0.001138	0.000071	0.282923	0.000023	12.3	0.9	468.4	551
ZK1-79-11		303	0.001678	0.000017	0.282946	0.000027	12.5	1.0	441.5	519
ZK1-79-12		298	0.001771	0.000029	0.282962	0.000021	12.9	0.9	419.7	488
ZK1-79-13		314	0.002717	0.000113	0.282899	0.000023	10.8	0.9	524.4	633
ZK1-79-14		308	0.001203	0.000033	0.282989	0.000026	14.2	1.0	374.5	413
ZK1-79-15		321	0.000740	0.000014	0.283016	0.000024	15.5	1.0	331.5	338
ZK1-79-16		326	0.002321	0.000034	0.282870	0.000021	10.1	0.8	561.2	687
ZK1-79-17		298	0.001937	0.000062	0.282960	0.000026	12.8	1.0	424.9	495

注:  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = ((^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_s(t) / (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}(t) - 1) \times 10000$ ;  $T_{\text{DM1}} = (1/\lambda) \times (1 + ((^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_s - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}) / ((^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_s - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}))$ ;  $T_{\text{DM2}} = T_{\text{DM1}} - (T_{\text{DM1}} - t) \times (f_{\text{CC}} - f_s) / (f_{\text{CC}} - f_{\text{DM}})$ ;  $f_s = (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_s / (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} - 1$ ;  $f_{\text{CC}} = -0.5482$ ;  $f_{\text{DM}} = 0.157$ ;  $l = 1.867 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ ;  $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.038$ ,  $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.28325$ ;  $t = 3 \text{ Ma}$

斑岩是由俯冲大洋板片熔融形成的。

Martin 等<sup>[50]</sup> 将埃达克岩分成高硅埃达克岩 ( $\text{SiO}_2 > 60\%$ ,  $\text{MgO}$  为  $0.5 \sim 4.0\%$ ) 和低硅埃达克岩 ( $\text{SiO}_2 < 60\%$ ;  $\text{MgO}$  为  $4\% \sim 9\%$ )。高硅埃达克岩指俯冲的板片熔体在上升过程中与地幔楔交代的产物, 而低硅埃达克岩一般是由硅质熔体交代地幔橄榄岩的部分熔融形成的<sup>[51]</sup>。加尔塔斯克斯套斑岩具有较高的  $\text{SiO}_2$  (平均  $65.7\%$ ) 和中等的  $\text{MgO}$  含量 (平均  $2.5\%$ ), 且  $\text{Mg}^\#$  值大于 40, 因此可能是俯冲的板片熔体与上覆地幔楔反应的产物, 这与前人对西准噶尔地区埃达克岩的成因研究结论一致<sup>[52]</sup>。

## 5.2 成岩时代与构造动力学背景

前人将西准噶尔地区包古图斑岩成矿带的斑岩成岩年龄限定于  $300 \sim 320 \text{ Ma}$  之间, 时代集中在晚石炭世。然而, 是否存在比石炭纪更晚的成矿斑岩, 目前仍存在争议<sup>[25-26]</sup>。Wang 等<sup>[53]</sup> 根据古地磁研究成果, 提出晚石炭世在准噶尔岛弧和伊犁板块

之间的准噶尔洋仍然存在。申萍等<sup>[28]</sup> 认为, 直到约  $290 \text{ Ma}$ , 西准噶尔部分地区仍然为浅海-次深海环境, 以细碎屑沉积为主, 夹含放射虫硅质岩、玄武岩。本次研究获得加尔塔斯克斯套花岗闪长斑岩体的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄加权平均值为  $299.2 \pm 5.3 \text{ Ma}$ , 时代介于晚石炭世和早二叠世之间, 表明准噶尔洋演化至少持续到二叠纪<sup>[54-55]</sup>。

实验岩石学研究认为, 埃达克岩的形成通常需要相对高的温压条件 ( $P = 1.5 \sim 2.5 \text{ GPa}$ ,  $T = 850 \sim 1050^\circ\text{C}$ )<sup>[56]</sup>。在大多数俯冲体系中, 由于普遍较低的地热梯度, 俯冲的洋壳板片只脱水而不发生熔融作用, 从而形成正常的岛弧安山岩<sup>[57]</sup>。晚石炭世, 西准噶尔地区不仅形成埃达克花岗闪长岩, 还形成大量的碱性花岗岩、碱性玄武岩、富镁闪长岩、赞岐质岩墙、紫苏花岗岩等代表高温和拉张环境的特殊岩石组合, 被解释为洋脊俯冲的产物<sup>[58-59]</sup>。加尔塔斯克斯套矿区出现大量的石英闪长岩脉, 与花岗闪长斑岩在空间上穿插出现。尤为重要, 花岗闪

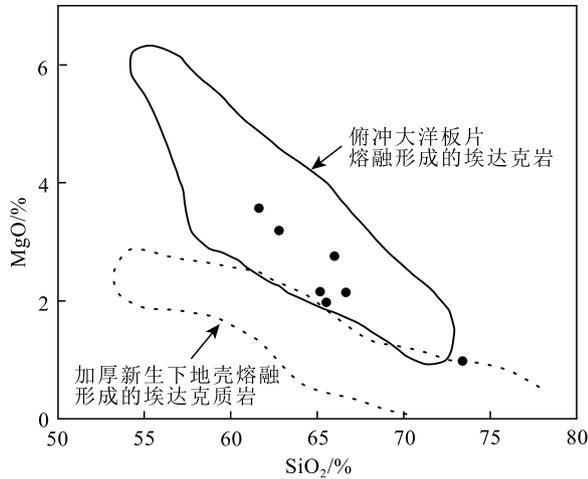


图8 加尔塔斯克斯套斑岩  $\text{SiO}_2$ - $\text{MgO}$  相关图解

(埃达克岩区域据参考文献[40, 48])

Fig. 8  $\text{MgO}$  vs.  $\text{SiO}_2$  diagram of the Gartaskitao porphyry

长斑岩具有非常亏损的 Hf 同位素特征,显示高的  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  值(0.282870~0.283039),正高  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值(+10.1~+15.6,平均+12.8),所有样品点都落在靠近亏损地幔的球粒陨石区域(图9),且两阶段模式年龄  $T_{\text{DM}2}$ (307.4~687.1 Ma)趋年轻,鲜有古老地壳的混染,可能来源于年轻洋壳或岛弧。此外,张连昌等<sup>[60]</sup>测得包古图斑岩体初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值和  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值分别为 0.7037~0.7040 和 +6.7~+7.4,与洋中脊玄武岩(MORB)的值相近。结合岩石地球化学特征和前人研究成果,笔者认为加尔塔斯克斯套形成于洋脊俯冲的构造背景。

晚石炭世末—早二叠世初,随着西准噶尔洋中

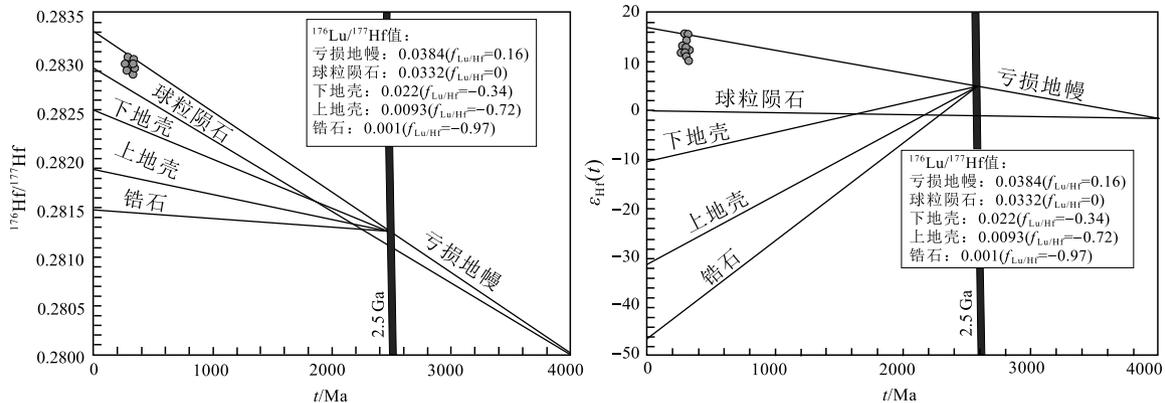


图9 加尔塔斯克斯套斑岩锆石  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  数据与锆石 U-Pb 年龄投点相关图解

Fig. 9 Zircon  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  data plotted against zircon U-Pb ages for the Gartaskitao porphyry

脊进入俯冲区域,正常的俯冲作用停止。陈艺超等<sup>[61]</sup>对西准噶尔别斯托别地区出露的约 270 Ma 高温变泥质岩、A 型花岗岩和 E-MORB 型苏长辉长岩开展研究,认为其中的苏长辉长岩具有最高的  $\text{MgO}$  含量(6%~8%),代表原始岩浆成分,提出西准噶尔地区晚石炭世以来持续经历了洋脊俯冲事件;其他学者也在东准噶尔克拉麦里的蛇绿岩中发现具有洋中脊玄武岩的岩石地球化学特征<sup>[62]</sup>。由于俯冲洋中脊的持续扩张作用,洋中脊两侧洋壳板片之间形成一个持续加宽的间隙<sup>[59]</sup>,这个间隙成为板片窗,诱发热流的软流圈上涌,促使板片窗两侧的洋壳板片发生熔融,形成埃达克岩浆<sup>[63]</sup>。同时,高温的软流圈地幔加热下地壳,使之发生部分熔融形成诸如紫苏花岗岩、碱性花岗岩<sup>[58]</sup>。热的软流圈地幔通过板片窗上涌,使冷的岩石圈地幔迅速拉张和走滑,为岩浆上升提供通道,从而形成区域上的各类花岗闪长岩体,以及大量中-基性岩墙和岩脉。

### 5.3 斑岩成矿意义

埃达克岩已被证实在时空上与斑岩型或热液型铜金多金属矿床有关,具有明显的偏向性和亲和性<sup>[45]</sup>。尽管,目前对铜金矿化机制的认识还不一致<sup>[64-65]</sup>,但埃达克岩可以作为斑岩型或热液型铜-金(钼)矿床重要的找矿标志<sup>[66]</sup>。Cu、Au 是亲硫元素,主要赋存于地幔和铁镁质岩石中,这些岩石中的 Cu、Au 含量高出正常地球化学背景的玄武质洋壳中的 Cu、Au 含量,其熔融形成的埃达克岩被普遍认为是成矿物质的主要来源,同时埃达克岩浆具有很高的氧逸度<sup>[67]</sup>。Mungall<sup>[68]</sup>认为板片熔体可以携带大量的  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,当携带大量  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  的板片熔体进入

富金属硫化物的地幔楔时,导致地幔楔橄榄岩氧逸度增高,地幔中的金属硫化物被氧化,Cu、Au 等溶解度激增,大量进入板片熔体或岛弧岩浆中<sup>[65,68]</sup>。另外,俯冲板片富含挥发分 H<sub>2</sub>O 和 Cl,其中 Cl 在高温高压下是 Cu、Au 等金属元素的强配合剂,其与 Cu、Au 等形成稳定的配合物(络合物),随岩浆溶流体一起迁移,有利于矿床形成<sup>[69]</sup>。

如前所述,加尔塔斯克斯套斑岩可能起源于洋脊俯冲熔融。部分熔融形成的埃达克质岩浆上升后与地幔橄榄岩发生相互作用,较高氧逸度(Wei 等<sup>[70]</sup>根据斑岩中锆石 Ce<sup>4+</sup>/Ce<sup>3+</sup> 值为 15.9~163,角闪石氧压力计的  $\log f_{O_2} = \Delta FMQ + 2.5$ ) 的岩浆氧化地幔中的硫化物,使得 S 以 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 形式溶解于硅酸盐溶体中,而 Cu 等亲铜元素在 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 中的溶解度比在 S<sup>2-</sup> 中高数十倍,使 Cu、Au 等金属元素在 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 熔体中不断富集,经演化迁移至地壳浅部,由于温度、压力等外部条件改变而使矿质沉淀卸载,形成斑岩铜-金(钼)矿床<sup>[64]</sup>。此外,斑岩形成过程中,多阶段、多期次的岩浆脉动作用导致成矿物质多次迁移和聚集,是形成大型斑岩矿床的重要因素<sup>[7,24,71]</sup>。加尔塔斯克斯套矿区发育有与区域上斑岩矿床<sup>[15,29]</sup>(如包古图等斑岩矿床)相似的中酸性花岗闪长岩体、石英斑岩岩脉,且岩性组合复杂,围岩蚀变广泛,地表和钻孔所揭露 Cu、Au 矿化现象明显,指示该矿床及周边有很好的找矿前景。

## 6 结 论

(1) 加尔塔斯克斯套含矿斑岩的锆石 U-Pb 年龄为  $299.2 \pm 5.3$  Ma, 矿床形成于晚石炭世—早二叠世之间。

(2) 加尔塔斯克斯套花岗闪长斑岩为高硅埃达克岩,以富 SiO<sub>2</sub>、Na<sub>2</sub>O, 贫 K<sub>2</sub>O, 高 Sr 和 Mg<sup>#</sup>, 低 Y 和 Yb 为特征,可能是俯冲板片熔体与上覆地幔楔反应的产物。

(3) 加尔塔斯克斯套斑岩矿床很可能与洋脊俯冲有关,与区域上多期次、多阶段形成的埃达克岩一致,有利于形成大型斑岩铜-金矿床,指示该区有很好的找矿潜力。

**致谢:** 野外工作得到新疆大华盛矿业有限公司、新疆南方矿业公司的领导及新疆地矿局张锐教授级高工的大力支持和帮助,在此表示衷心感谢。

## 参考文献

- [1] 肖文交,舒良树,高俊,等.中亚造山带大陆动力学过程与成矿作用[J].新疆地质,2008,(1): 4-8.
- [2] 高俊,申萍,徐兴旺,等.中亚成矿域斑岩大规模成矿特征:大地构造背景、流体作用与成矿深部动力学机制[J].地质学报,2019,93(1): 24-71.
- [3] Richards J. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation[J]. Economic Geology, 2003, 98(8): 1515-1533.
- [4] Cooke D R, Hollings P, Walshe J L. Giant porphyry deposits: characteristics, distribution, and tectonic controls [ J ]. Economic Geology, 2005, 100(5): 801-818.
- [5] 申萍,潘鸿迪, Eleonora S. 中亚成矿域斑岩铜矿床基本特征[J].岩石学报,2015,(2): 315-332.
- [6] 芮宗瑶. 中国斑岩铜(钼)矿床[M]. 北京:地质出版社,1984.
- [7] 秦克章,郭正林,唐冬梅,等.准噶尔西北缘吐尔库班套阿拉斯加型镁铁-超镁铁岩体的发现及意义[J].岩石学报,2018,34(7): 1897-1913.
- [8] 韩宝福,季建清,宋彪,等.新疆准噶尔晚古生代陆壳垂向生长(I)——后碰撞深成岩浆活动的时限[J].岩石学报,2006,22(5): 1077-1086.
- [9] 宋会侠,刘玉琳,屈文俊.新疆包古图斑岩铜矿床地质特征[J].岩石学报,2007,(8): 1981-1988.
- [10] 董连慧,徐兴旺,屈迅,等.新疆北部斑岩铜矿成矿规律及找矿方向[J].矿床地质,2006,25(S1): 293-296.
- [11] Shen P, Pan H, Hattori K, et al. Large Paleozoic and Mesozoic porphyry deposits in the Central Asian Orogenic Belt: Geodynamic settings, magmatic sources, and genetic models [ J ]. Gondwana Research, 2018, 58: 161-194.
- [12] Seltmann R, Porter T M, Pirajno F. Geodynamics and metallogeny of the central Eurasian porphyry and related epithermal mineral systems: A review[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2014, 79(B): 810-841.
- [13] 何国琦,朱永峰,中国新疆及其邻区地质矿产对比研究[J].中国地质,2006,33(3): 451-460.
- [14] 朱永峰,王涛,徐新.新疆及邻区地质与矿产研究进展[J].中亚型造山与成矿国际学术研讨会,2007.
- [15] 尹继光,陈文,肖文交,等.西准噶尔包古图 I 号岩体的锆石 U-Pb 年代学和地球化学特征[J].吉林大学学报(地球科学版),2016,46(6): 1754-1768.
- [16] 申萍,沈远超,刘铁兵,等.新疆包古图斑岩型铜钼矿床容矿岩石及蚀变特征[J].岩石学报,2009,(4): 777-792.
- [17] Cao M, Qin K, Li G, et al. Baogutu: An example of reduced porphyry Cu deposit in western Junggar[J]. Ore Geology Reviews, 2014, 56: 159-180.
- [18] 沈远超,金成伟.西准噶尔地区岩浆活动与金矿化作用[M].北京:科学出版社,1993.
- [19] Coleman R G. Continental growth of northwest China[J]. Tectonics, 1989, 8(3): 621-635.
- [20] 肖序常.新疆北部及其邻区大地构造[M].北京:地质出版社,1992.
- [21] 朱永峰,徐新.新疆塔尔巴哈台山发现早奥陶世蛇绿混杂岩[J].

- 岩石学报,2006,22(12): 2833-2842.
- [22] 陈博,朱永峰.新疆达布特蛇绿混杂岩中辉长岩岩石学、微量元素地球化学和锆石 U-Pb 年代学研究[J].岩石学报,2011,27(6): 1746-1758.
- [23] Zheng R G, Zhao L, Yang Y Q. Geochronology, geochemistry and tectonic implications of a new ophiolitic mélange in the northern West Junggar, NW China[J]. Gondwana Research, 2019, 74: 237-250.
- [24] 朱永峰,何国瑞,安芳.中亚成矿域核心地区地质演化与成矿规律[J].地质通报,2007,26(9): 1167-1177.
- [25] Shen P, Shen Y, Pan H, et al. Geochronology and isotope geochemistry of the Baogutu porphyry copper deposit in the West Junggar region, Xinjiang, China[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2012, 49: 99-115.
- [26] 唐功建,王强,赵振华,等.西准噶尔包古图成矿斑岩年代学与地球化学: 岩石成因与构造,铜金成矿意义[J].地球科学,2009,34(1): 56-74.
- [27] 董连慧,徐兴旺,屈迅,等.初论环准噶尔斑岩铜矿带的地质构造背景与形成机制[J].岩石学报,2009,25(4): 713-737.
- [28] 申萍,董连慧,冯京,等.新疆斑岩型铜矿床分布、时代及成矿特点[J].新疆地质,2010,(4): 358-364.
- [29] 刘玉琳,郭丽爽,宋会侠,等.新疆西准噶尔包古图斑岩铜矿年代学研究[J].中国科学: 地球科学,2009,(10): 1466-1472.
- [30] 申萍,周涛发,袁峰,等.环巴尔喀什-西准噶尔成矿省矿床类型、成矿系统和跨境成矿带对接[J].岩石学报,2015,31(2): 285-303.
- [31] Liu Y, Hu Z, Gao S, et al. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard[J]. Chemical Geology, 2008, 257(1): 34-43.
- [32] Gu H O, Sun H, Wang F Y, et al. A new practical isobaric interference correction model for the in situ Hf isotopic analysis using laser ablation-multi-collector-ICP-mass spectrometry of zircons with high Yb/Hf ratios [J]. Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 2019, 34(6): 1223-1232.
- [33] Li X H, Long W G, Li Q L, et al. Penglai zircon megacrysts: a potential new working reference material for microbeam determination of Hf-O isotopes and U-Pb age[J]. Geostandards and Geoanalytical Research, 2010, 34(2): 117-134.
- [34] Sláma J, Kosler J, Condon D J, et al. Plešovice zircon — A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis[J]. Chemical Geology, 2008, 249(1): 1-35.
- [35] Li X H, Tang G Q, Gong B, et al. Qinghu zircon: A working reference for microbeam analysis of U-Pb age and Hf and O isotopes[J]. Chinese Science Bulletin, 2013, 58(36): 4647-4654.
- [36] Scherer E, Munker C, Mezger K. Early Differentiation of the Crust-Mantle System: a Hf Isotope Perspective [J]. AGUFM, 2001, 001: V52B-10.
- [37] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[J]. Geological Society London Special Publications, 1989, 42 (1): 313-345.
- [38] Defant M J, Drummond M S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere [J]. Nature, 1990, 347: 662-665.
- [39] Richards J P, Kerrich R. Special paper: adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis[J]. Economic Geology, 2007, 102(4): 537-576.
- [40] Defant M J, Drummond M S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere[J]. Nature, 1990, 347(6294): 662-665.
- [41] Macpherson C G, Dreher S T, Thirlwall M F. Adakites without slab melting: high pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2006, 243(3/4): 581-593.
- [42] 侯增谦,高永丰,孟祥金,等.西藏冈底斯中新世斑岩铜矿带: 埃达克质斑岩成因与构造控制[J].岩石学报,2004,(2): 239-248.
- [43] Kay R W, Kay S M. Delamination and delamination magmatism[J]. Tectonophysics, 1993, 219(1/3): 177-189.
- [44] Rapp R P, Watson E B. Dehydration Melting of Metabasalt at 8-32 kbar: Implications for Continental Growth and Crust-Mantle Recycling[J]. Journal of Petrology, 1995, 36(4): 891-931.
- [45] Thiéblemont D, Stein G, Lescuyer J L. Epithermal and porphyry deposits: the adakite connection[J]. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Series IIA Earth and Planetary Science, 1997, 325: 103-109.
- [46] 李智佩,白建科,茹艳娇,等.新疆昭苏县北高铝玄武岩时代、岩石学和地球化学特征——西天山早石炭世汇聚板块构造的标志[J].地质通报,2021,40(6): 864-879.
- [47] 卢鹏,童英,孟秋熠,等.东准噶尔北缘乌伦古地区晚二叠世 A 型花岗岩墙成因及构造背景[J].地质通报,2021,40(1): 58-70.
- [48] Liu S A, Li S, He Y, et al. Geochemical contrasts between early Cretaceous ore-bearing and barren high-Mg adakites in central-eastern China: implications for petrogenesis and Cu-Au mineralization[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2010, 74(24): 7160-7178.
- [49] Liu X J, Zhang Z G, Xu J F, et al. The youngest Permian Ocean in Central Asian Orogenic Belt: Evidence from Geochronology and Geochemistry of Bingdaban Ophiolitic Mélange in Central Tianshan, northwestern China[J]. Geological Journal, 2020, 55: 2062-2079.
- [50] Martin H, Smithies R H, Rapp R, et al. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution [J]. Lithos, 2005, 79(1/2): 1-24.
- [51] Castillo P R. 埃达克岩成因回顾[J].科学通报,2006,51(6): 617-627.
- [52] Tang G J, Wang Q, Wyman D A, et al. Ridge subduction and crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt: evidence from Late Carboniferous adakites and high-Mg diorites in the western Junggar region, northern Xinjiang (west China) [J]. Chemical Geology, 2010, 277(3/4): 281-300.
- [53] Wang B, Chen Y, Zhan S, et al. Primary Carboniferous and Permian paleomagnetic results from the Yili Block (NW China) and their implications on the geodynamic evolution of Chinese Tianshan Belt [J].

- Earth and Planetary Science Letters, 2007, 263(3/4): 288-308.
- [54] Song D F, Xiao W J, Windley B F, et al. Closure of the Paleo-Asian Ocean in the Middle-Late Triassic (Ladinian-Carnian): Evidence From Provenance Analysis of Retroarc Sediments [J]. Geophysical Research Letters, 2021, 48(14): 094276.
- [55] Song D F, Xiao W J, Collins A, et al. Late Carboniferous-early Permian arc magmatism in the south-western Alxa Tectonic Belt (NW China): Constraints on the late Palaeozoic subduction history of the Palaeo-Asian Ocean [J]. Geological Journal, 2019, 54: 1046-1063.
- [56] Xiong X L. Trace element evidence for growth of early continental crust by melting of rutile-bearing hydrous eclogite [J]. Geology, 2006, 34(11): 945-948.
- [57] Schmidt M W, Poli S. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1998, 163(1/4): 361-379.
- [58] Geng H Y, Sun M, Yuan C, et al. Geochemical, Sr-Nd and zircon U-Pb-Hf isotopic studies of Late Carboniferous magmatism in the West Junggar, Xinjiang: implications for ridge subduction? [J]. Chemical Geology, 2009, 266(3/4): 364-389.
- [59] 孙卫东, 凌明星, 杨晓勇, 等. 洋脊俯冲与斑岩铜金矿成矿 [J]. 中国科学: 地球科学, 2010, 40(2): 127-137.
- [60] 张连昌, 万博, 焦学军, 等. 西准包古图含铜斑岩的埃达克岩特征及其地质意义 [J]. 中国地质, 2006, 33(3): 626-631.
- [61] 陈艺超, 肖文交, 周仁杰, 等. 新疆西准噶尔早二叠世别斯托别岩浆杂岩岩石学、地球化学、年代学研究: 洋脊俯冲的产物? [C]// 2019 年中国地球科学联合学术年会, 2019.
- [62] 刘希军, 许继峰, 侯青叶, 等. 新疆东准噶尔克拉麦里蛇绿岩地球化学: 洋脊俯冲的产物 [J]. 岩石学报, 2007, 23(7): 1591-1602.
- [63] Yogodzinski G M, Lees J M, Churikova T G, et al. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges [J]. Nature, 2001, 409(6819): 500-504.
- [64] Sajona F G, Maury R C. Maury, Association of adakites with gold and copper mineralization in the Philippines [J]. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science, 1998, 326(1): 27-34.
- [65] Richards J P. Discussion on "Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism" by Oyarzun et al. (Mineralium Deposita 36: 794-798, 2001) [J]. Mineralium Deposita, 2002, 37(8): 788-790.
- [66] 张旗, 秦克章, 王元龙, 等. 加强埃达克岩研究, 开创中国 Cu、Au 等找矿工作的新局面 [J]. 岩石学报, 2004, 20(2): 195-204.
- [67] Sun W D, Huang R F, Li H, et al. Porphyry deposits and oxidized magmas [J]. Ore Geology Reviews, 2015, 65: 97-131.
- [68] Mungall J E. Roasting the mantle: Slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits [J]. Geology, 2002, 30(10): 915-918.
- [69] 熊小林, 蔡志勇, 牛贺才, 等. 东天山晚古生代埃达克岩成因及铜金成矿意义 [J]. 岩石学报, 2005, 21(3): 967-976.
- [70] Wei S N, Zhu Y F, Jiang J Y, et al. Magmatic oxidation state of the Baogutu porphyry copper deposit in the west Junggar of China: Implication for ore-formation [J]. Ore Geology Reviews, 2019, 106: 351-368.
- [71] 王强, 赵振华, 资峰, 等. 天山北部石炭纪埃达克岩-高镁安山岩-富 Nb 岛弧玄武质岩: 对中亚造山带显生宙地壳增生与铜金成矿的意义 [J]. 岩石学报, 2006, 22(1): 11-30.