

doi: [10.12097/gbc.2024.05.047](https://doi.org/10.12097/gbc.2024.05.047)

东昆仑清水河东沟斑岩型钼矿床含矿岩体年龄、 地球化学特征及其对成矿机制的约束

张勇^{1,2}, 马忠元^{1*}, 李小伟², 奎明媚¹, 刘智刚¹, 莫生娟¹

ZHANG Yong^{1,2}, MA Zhongyuan^{1*}, LI Xiaowei², KUI Mingjuan¹, LIU Zhigang¹, MO Shengjuan¹

1. 青海省第三地质勘查院, 青海西宁 810029;

2. 中国地质大学(北京) 地球科学与资源学院, 北京 100083

1. *The Third Geological Exploration Institute of Qinghai Province, Xining 810029, Qinghai, China;*

2. *School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China*

摘要:【研究目的】清水河东沟斑岩型钼矿是东昆仑成矿带表性斑岩型矿床之一, 详细厘定矿区斑岩体形成时代、成因和构造环境有助于提升东昆仑斑岩型钼矿床成矿规律认识。【研究方法】对清水河东沟矿床与成矿关系密切的斑岩体开展了锆石U-Pb定年、岩石地球化学和锆石Hf同位素研究。【研究结果】花岗闪长斑岩锆石U-Pb年龄为226.9±1.3 Ma(MSWD=1.03, n=18), 闪长玢岩锆石U-Pb年龄为224.3±1.2 Ma(MSWD=0.47, n=15), 限定矿床成矿年龄介于226.9~224.3 Ma之间。花岗闪长斑岩、闪长玢岩与花岗斑岩富硅、碱、铝, 贫钛、镁, 稀土元素含量中等, 呈现轻稀土元素富集的右倾配分模式, 前两者Eu亏损不明显($\delta\text{Eu}=0.79\sim0.98$), 后者具有较明显的Eu亏损($\delta\text{Eu}=0.22\sim0.24$);均富集大离子亲石元素Rb、K、Ba等, 亏损高场强元素Ta、Nb、Ti、P等, 属准铝质—弱过铝质高钾钙碱性岩石系列。斑岩体锆石 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值介于0.282510~0.282652之间, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于-4.5~0.2之间, 二阶段模式年龄介于1541~1240 Ma之间。【结论】结合区域构造演化特征, 认为清水河东沟斑岩体是晚三叠世后碰撞伸展环境下中元古界金水口岩群部分熔融的产物, 并受到慢源物质的混染。

关键词:斑岩钼矿; 锆石U-Pb定年; 地球化学; 花岗闪长斑岩; 清水河东沟; 东昆仑

创新点:开展了东昆仑清水河东沟地区不同斑岩体岩石地球化学及年代学的对比研究, 提出花岗闪长斑岩与闪长玢岩是下地壳分批次熔融的产物, 而花岗斑岩是结晶分异作用形成的。

中图分类号:P595; P597^{+.3}; P618.65 **文献标志码:**A **文章编号:**1671-2552(2025)04-0679-26

Zhang Y, Ma Z Y, Li X W, Kui M J, Liu Z G, Mo S J. Zircon U-Pb ages, geochemical characteristics and their constraints on metallogenic mechanism of ore-bearing porphyry in Qingshuihe Donggou molybdenum deposit, East Kunlun. *Geological Bulletin of China*, 2025, 44(4): 679–704

Abstract: [Objective] The Qingshuihe Donggou porphyry molybdenum deposit is one of the representative porphyry deposits in the East Kunlun metallogenic belt. [Methods] Therefore, a detailed study of the age, genesis and tectonic environment of the porphyry intrusions in the Qingshuihe Donggou deposit is needed to improve the understanding of the metallogenic regularity of this area. In this paper, zircon U-Pb dating, petrogeochemistry and zircon Hf isotope of the porphyries from the Qingshuihe Donggou deposit, which are closely related to the Mo mineralization, have been studied. [Results] The zircon U-Pb age of granodiorite porphyry is 226.9 ± 1.3 Ma (MSWD = 1.03, $n = 18$), and the zircon U-Pb age of diorite porphyry is 224.3 ± 1.2 Ma (MSWD = 0.47, $n = 15$). These results indicate

收稿日期: 2024-05-27; 修订日期: 2024-09-06

资助项目:青海省第三地质勘查院项目《东昆仑斑岩成矿系统研究》(编号: SKYZC-2022-007)、青海省地质矿产勘查开发局项目《柴周缘钴镍成矿规律及靶区优选》(批准号: 青地矿科[2023]79号)、青海省高端创新创业人才计划项目《东昆仑热水喷流沉积型钴矿成矿模式及靶区优选》(批准号: 青地矿科[2022]32号)和青海省自然资源厅项目《青海省祁漫塔格地区铜镍钴矿找矿突破研究》(编号: 2024524028ky002)

作者简介: 张勇(1982-), 男, 硕士, 高级工程师, 从事矿床地质学方面的研究。E-mail: qhskyzy@163.com

* 通信作者: 马忠元(1989-), 男, 高级工程师, 从事矿产勘查方面的研究。E-mail: 44572386@qq.com

that this deposit formed at 226.9~224.3 Ma. Granodiorite porphyry, diorite porphyry and granite porphyry are rich in Si, Na, K and Al, poor in Ti and Mg, and show a right-leaning partition pattern characterized by the light rare earth element enrichment. The former two granites have no obvious Eu depletion (δEu : 0.79~0.98), whereas granite porphyry displays noticeable Eu depletion (δEu : 0.22~0.24). All of them are enriched in large ion lithophile elements (e.g., Rb, K, Ba), and depleted in high field strength elements (e.g., Ta, Nb, Ti, P), belonging to the metalluminous to weak peraluminous high K calc-alkaline granites. The $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratio of zircon from these porphyry rocks ranges from 0.282510 to 0.282652, the $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ value ranges from -4.5 to 0.2, and the two-stage model age ranges from 1541 Ma to 1240 Ma. **[Conclusions]** Based on the characteristics of regional tectonic evolution, it is deduced that these porphyries formed by partial melting of the Middle Proterozoic Jinshikou Group under the Late Triassic post-collisional extension environment, and experienced magma mixing by mantle-derived materials.

Key words: porphyry molybdenum deposit; zircon U-Pb age; geochemistry; granodiorite porphyry; Qingshuihe Donggou; East Kunlun

Highlights: A comparative study on the geochemistry and chronology of different porphyry bodies in the Qingshuihe Donggou area of the East Kunlun has been carried out. It is proposed that granodiorite porphyry and diorite porphyrite are the products of batch melting of the lower crust, while granite porphyry is formed by fractional crystallization.

斑岩矿床是世界上铜、钼和铼的主要来源和金的重要来源,为全球提供了75%的铜、50%的钼、20%的金,绝大部分铼,以及大量的银、锌、锡、钨等,是最具有经济意义的矿床类型之一(Hou et al., 2003, 2011, 2015; Richards, 2003, 2009; Cooke et al., 2005; 侯增谦等, 2009, 2012, 2020; Sillitoe, 2010; 毛景文等, 2014; 杨航等, 2023)。世界上大部分巨型斑岩型铜矿床产于大洋板片俯冲产生的大陆弧和岛弧环境(Richards et al. 2013; 侯增谦等, 2020),而中国65%以上的大中型斑岩型矿床形成于非弧环境(Yang and Cooke, 2019; 侯增谦等, 2020)。这类非弧环境主要可分为碰撞造山环境(如青藏高原玉龙斑岩铜矿带和冈底斯斑岩铜矿带)、陆内造山环境(如德兴斑岩成矿带和长江中下游斑岩成矿带)、活化克拉通及边缘(如太行山构造岩浆带和东秦岭钼矿带)3类(侯增谦等, 2020)。

东昆仑成矿带(造山带)主要经历了早古生代、晚古生代—中生代2次洋盆(分别为昆中洋和阿尼玛卿洋)的俯冲与陆陆碰撞(许志琴, 2006; 陈国超等, 2020; Zhang et al., 2023),形成了种类繁多的岩浆岩(袁万明等, 2000, 2017; Deng et al., 2004; 莫宣学等, 2007),是青藏高原内可与冈底斯带相媲美的另一条巨型岩浆岩带(莫宣学等, 2007; 袁万明等, 2017)。东昆仑成矿带强烈的岩浆活动形成了丰富的内生金属矿床,是青海省重要的矿产资源基地(徐文艺等, 2001; 李智明等, 2007; 张勇等, 2017, 2018, 2023; 陈国超等, 2020; Zhang et al., 2023; 郭广慧等, 2023; 何书跃等, 2023; 刘嘉情等, 2023)。东昆仑近

些年来也发现了一批斑岩型矿床,如哈龙休玛中型钼矿床、卡而却卡A区小型铜矿床(B区矽卡岩型铜多金属矿达到大型)、乌兰乌珠尔小型铜锡矿床、热水小型钼矿床、鸭子沟小型铜钼矿床、加当根小型铜钼矿床等(国显正等, 2016; 鲁海峰等, 2017; 王小龙等, 2017; 张勇等, 2018; 朱德全, 2018; Fan et al., 2021; 林艳海等, 2021; 刘建栋等, 2023; 刘光莲等, 2024),显示出东昆仑地区斑岩型矿床找矿的巨大潜力。

2009年,青海省第三地质勘查院在东昆仑清水河地区开展矿产资源调查时,发现了清水河东沟斑岩型钼矿床,随后开展了预查、普查工作。通过矿产勘查,发现矿区黄铁绢英岩化、绿泥石化等面型蚀变强烈,且分布广泛。在黄铁绢英岩化花岗闪长斑岩中发现了辉钼矿化,共圈定钼矿体27条,矿体延深50~400 m, Mo矿体平均品位为0.04%~1.34%。目前,清水河东沟斑岩型钼矿床的研究工作几乎处于空白阶段,仅个别学者对矿床的地质特征(张庆元等, 2013)与岩石地球化学(陈向阳等, 2013; 王昌勇等, 2017)进行了初步探讨。清水河东沟钼矿床作为典型的斑岩型矿床(张庆元等, 2013; 陈向阳等, 2013; 王昌勇等, 2017),进一步研究其形成时代、构造环境及成因机制,对东昆仑地区斑岩型钼矿床成矿规律总结具有重要参考意义。

本文在详细的矿床地质、野外路线地质调查和钻孔二次编录的基础上,划分了清水河东沟矿化蚀变分带特征和成矿阶段。利用锆石U-Pb测年确定了花岗斑岩及闪长玢岩成岩时代,利用岩石地球化学及锆石Hf同位素探讨了岩石成因、源区性质、构

造环境及成岩成矿演化过程。这为东昆仑斑岩型钼矿床成矿规律研究和清水河东沟斑岩型钼矿床下一步工作部署提供了新的理论依据。

1 区域地质背景

清水河东沟钼矿床所在的东昆仑成矿带(造山带),西起阿尔金山,东至鄂拉山,北邻柴达木盆地,南与巴颜喀拉相接,是横亘在青藏高原内部的一条造山带(图1-a; Zhang et al., 2023; 张勇等, 2023, 2024),其特点是软碰撞、多旋回复合造山(殷鸿福和张克信, 1997; 姜春发等, 2000; 许志琴等, 2006)。东昆仑造山带主要经历了前寒武纪古陆形成(造山带基底)、早古生代(加里东期)造山、晚古生代—早中生代(晚华力西期—印支期)造山和中—新生代叠复造山4个构造旋回(徐文艺等, 2001; 李智明等, 2007)。区域地层主要由前寒武纪基底和显生宙盖层组成(图1)。其中,元古宇基底主要由中元古界金水口岩群(潘彤等, 2019)、蓟县系狼牙山组等中—高级变质岩系,以及新元古代片麻状花岗岩组成;寒武系—奥陶系、石炭系—二叠系海相火山岩与火山碎屑岩与上泥盆统、上三叠统陆相火山岩、火山碎屑岩组成了上覆的显生宙盖层(徐文艺等, 2001; 李智明等, 2007; Zhang et al., 2023; 张勇等, 2023, 2024)。在4次造山运动过程中,发育多期次、多旋回的岩浆活动,形成了举世瞩目的东昆仑构造岩浆岩带(袁万明等, 2000, 2017)。侵入岩和火山岩分布广泛,又以晚古生代—早中生代(晚华力西期—印支期)旋回,特别是三叠纪花岗岩最发育(郭正府等, 1998; 袁万明等, 2000; 莫宣学等, 2007),形成了一系列岛弧型火山-侵入杂岩,如拉陵灶火岩体(250~242 Ma, 陈静等, 2013)、战红山流纹岩(244.1±1.8 Ma, 张新远等, 2020)、下得玻利花岗斑岩(244.2±2.1 Ma, 刘建楠等, 2012)、别里赛北石英闪长岩(242.9±0.6 Ma, 张勇等, 2015)。但总的来说,华力西期—印支期岩浆活动以造山后伸展环境形成的一系列碰撞后火山-侵入杂岩最发育,如野马泉岩体(223~220 Ma, 张爱奎等, 2016)、卡而却卡岩体(237~226 Ma, 王松等, 2009; 张勇等, 2017)、尕林格南岩体(222 Ma, 张杰等, 2018)、哈日扎岩体(225~222 Ma, Li et al., 2019; Fan et al., 2021)、肯德可克岩体(230 Ma; 奚仁刚等, 2010)、乌兰拜兴岩体(219 Ma, 张勇等, 2018)。另外,在晚三叠世还形成了大量含矿斑岩体,如哈日扎

含铜花岗斑岩年龄为 223 ± 2 Ma(Fan et al., 2021); 哈陇休玛辉钼矿化花岗斑岩年龄为 224.68 ± 0.88 Ma(鲁海峰等, 2017); 热水钼矿花岗斑岩 230.9 ± 1.4 Ma(国显正等, 2016); 乌兰乌珠尔含矿花岗斑岩年龄 215 ± 5 Ma(余宏全等, 2007)等。区域内的晚三叠世花岗质侵入体与矽卡岩型多金属矿和斑岩型铜钼矿成矿作用最为密切(徐文艺等, 2001; 李智明等, 2007; 张勇等, 2015, 2017; 张爱奎等, 2016; 袁万明等, 2017)。

2 矿区地质特征

2.1 矿区地质背景

矿区除在沟谷见有第四系风积及洪积砂、砾石外,其余地段大面积分布中酸性侵入岩,主要有晚三叠世卡尼期花岗闪长岩、花岗岩和晚三叠世诺利期花岗闪长斑岩(原报告为英云闪长斑岩,舒晓峰等, 2014)、黑云母花岗闪长岩(原报告为英云闪长岩,舒晓峰等, 2014)、花岗斑岩、闪长玢岩。晚三叠世卡尼期花岗闪长岩、花岗岩是矿区最早形成的一期侵入岩(花岗闪长岩: 235.4 Ma, 内部资料),也是区内侵入活动最强烈、出露面积最大的一期岩浆活动,呈岩基状产出,总体上呈北西—南东向展布。第二期是晚三叠世诺利期($226.9\sim224.3$ Ma, 本文),主要由花岗闪长斑岩、花岗斑岩、闪长玢岩、黑云母花岗闪长岩等岩体组成,呈岩株状产出的复式杂岩体。杂岩体南北长 1.95 km, 东西宽 1.3 km, 面积 0.85 km^2 。含矿岩体主要为花岗闪长斑岩及黑云母花岗闪长岩,两者呈渐变过渡,为涌动式侵入接触,面状蚀变均较明显,以绢云母化、硅化、钾化、泥化为主(图1-b)。岩石中黄铁矿化较发育,普遍达 1%~8%,局部可达 20% 以上,黄铜矿化零星出现,另有少量磁铁矿、辉钼矿、方铅矿等(王昌勇等, 2017)。闪长玢岩基本不含矿,呈岩脉状穿切花岗闪长斑岩及黑云母花岗闪长岩,与后两者接触界线清晰,为脉动式侵入接触关系。花岗斑岩亦未见明显的矿化蚀变,与花岗闪长斑岩为脉动式侵入接触关系。矿区构造不甚发育,仅见 5 条规模不大的褐黄色破碎蚀变带(图1-b),其内见有较强黄铁矿化、褐铁矿化。

2.2 矿体特征

矿区共圈定各类矿体 30 条,其中钼矿体 27 条,铜、铅、锌矿体各 1 条。钼矿体多呈脉状、条带状近东西向展布,倾向北北东,倾角 $10^\circ\sim35^\circ$,局部可达 $60^\circ\sim65^\circ$,钼矿主要赋存于花岗闪长斑岩、花岗斑岩、

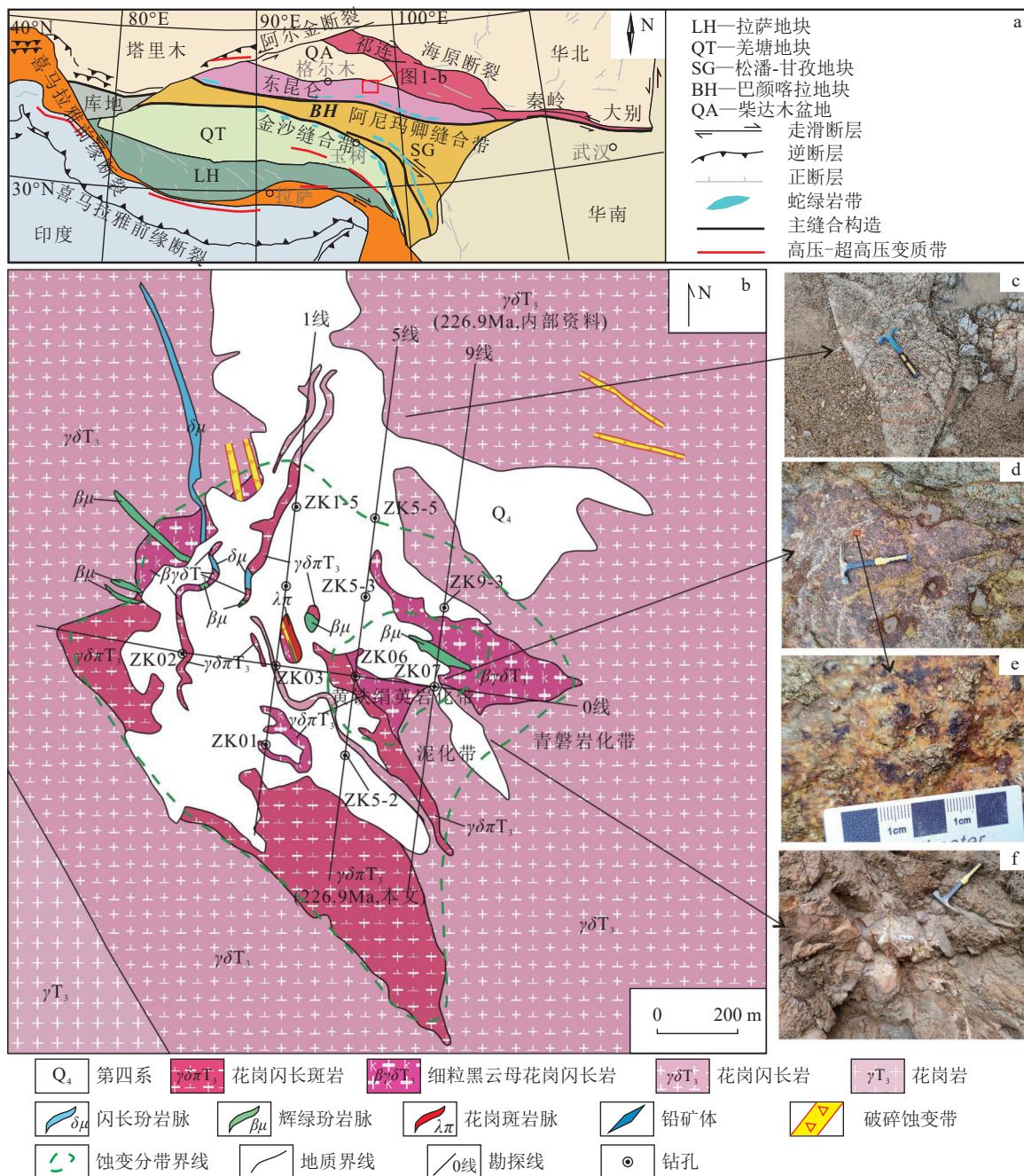


图1 青藏高原大地构造单元图(a, 据马昌前等, 2013 修改)、矿区地质简图(b)及不同蚀变带岩石露头照片(c~f)

Fig. 1 Tectonic unit map of the Tibetan Plateau (a), geological map of mining area (b) and photographs of rock outcrops in different alteration zones (c~f)

c—晚三叠世卡尼期的花岗闪长岩具绿泥石化, 局部具钾化脉; d—黄铁绢英岩化带中的晚三叠世诺利期的花岗闪长斑岩, 岩石具较强的黄铁矿化、黄钾铁矾与绢云母化; e—为图f的局部放大, 可见呈浸染状分布的黄铁矿; f—泥化带中的花岗闪长岩, 具高岭土化、绿泥石化与钾化

花岗闪长岩中(图2)。矿体厚度多在1.0~6.3 m之间, 延深50~400 m, 铜矿体平均品位为0.03%~1.34%, 铜矿床平均品位0.065%。铅、锌、铜矿体均为单工程控制, 厚度0.2~5.0 m, 其品位分别为0.43%、0.79%、0.21%, 赋矿岩石与铜矿一致。

2.3 矿石特征

清水河东沟矿床矿石类型较单一, 主要为细脉状、稀疏浸染状辉钼矿石(图3-g, h, k), 局部有少量细脉状、稀疏浸染状黄铜矿石(图3-m, n)、铅锌矿石。矿石矿物组合主要为辉钼矿、黄铁矿, 次为磁黄

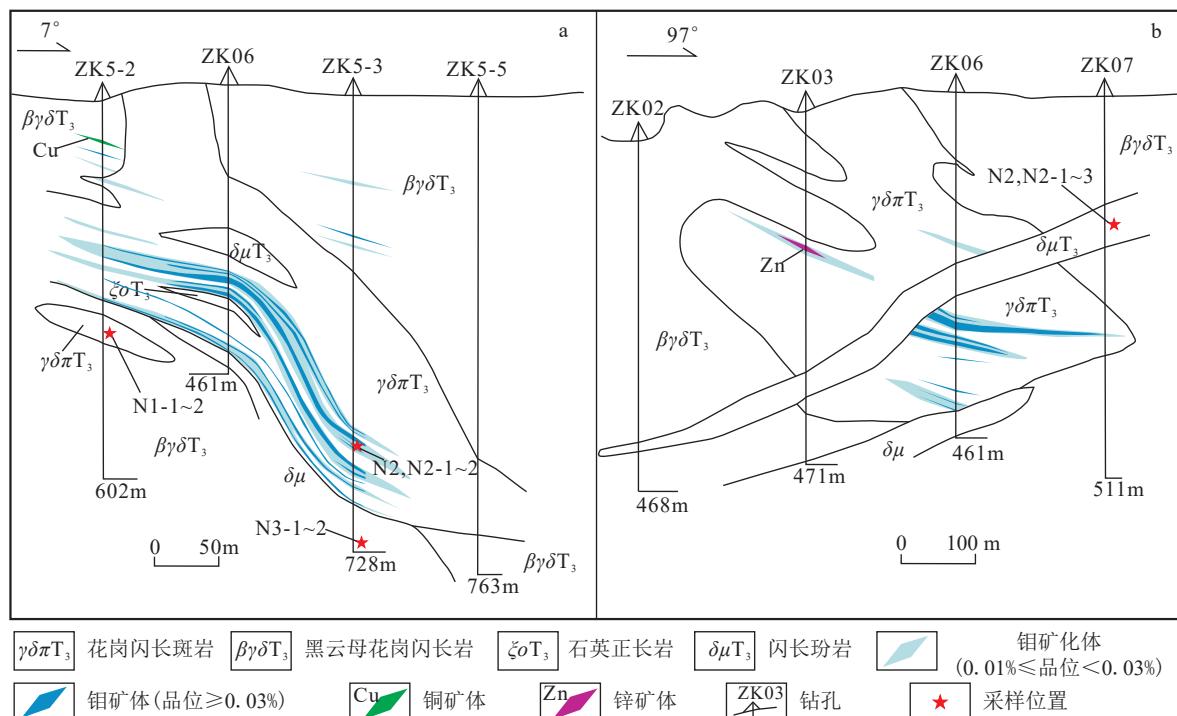


图 2 清水河东沟钼矿床 5 线(a)和 0 线(b)勘探线剖面示意图

Fig. 2 Schematic diagrams of exploration line profile of line 5 (a) and line 0 (b) in the Qingshuihe Donggou molybdenum deposit

铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、磁铁矿和钛铁矿(图 3-l~o)。脉石矿物组合主要为石英、钾长石、黑云母、绢云母、白云母、方解石等。矿石结构主要为自形—半自形结构、交代结构、出溶结构等;矿石构造主要为细脉状、稀疏浸染状。

2.4 围岩蚀变和成矿阶段

区内围岩蚀变强烈,面状蚀变明显,大部分岩体具退色现象,有黄褐色铁染现象,岩石表面呈现各种颜色的“花斑状”或是火烧皮。其原因是岩体中黄铁矿含量较多,二氧化硅高,铜铁质有淋失现象所致(张庆元等,2013)。根据岩石蚀变特征及薄片资料,在矿区划分了黄铁绢英岩化带、泥化带和青磐岩化带共3个蚀变带(图 2-b)。黄铁绢英岩化带主要分布于岩体中东部,宽约200 m,南北长约300 m,具强烈的绢云母化、硅化、高岭土化,可见呈脉状分布的钾化脉。斜长石多不同程度被绢云母、白云母及石英交代,呈假象,局部地段绢云母高达25%,次生石英达20%以上。黄铁矿含量较高,呈稀疏浸染状、团块状分布,含量一般2%~8%,最高可达30%以上(图 1-e),岩石具强烈的褐铁矿化、黄钾铁矾化。泥化带主要分布于黄铁绢英岩化带外围,局部与黄铁绢英岩化带呈交错状,以粘土化为主,具绢云

母化、硅化,有少量黄铁矿、绿泥石、绿帘石等。泥化带与黄铁绢英岩化有不同程度的叠置,两者均有辉钼矿体产出。青磐岩化带主要分布于外围的晚三叠世卡尼期花岗闪长岩中,宽200~600 m,蚀变轻微,以绿泥石化为主,具弱的高岭土化、绿帘石化、黄铁矿化等,偶见有钾化脉。

清水河东沟钼矿床成矿期根据矿物组合和穿插关系可划分为热液硫化物期和成矿后表生期(图 4)。热液硫化物期又可进一步划分为3个阶段:第Ⅰ阶段(黄铁矿-磁黄铁矿期)成矿流体在深部形成磁铁矿、黄铁矿、磁黄铁矿、钛铁矿,同时由于钾化、硅化,形成少量次生钾长石、黑云母、石英;第Ⅱ阶段(多金属硫化物期)是矿区主成矿阶段,成矿流体在中—浅部形成脉状、稀疏浸染状辉钼矿,含少量的黄铜矿、黄铁矿、方铅矿、闪锌矿等,同时形成大量石英脉;第Ⅲ阶段成矿流体在浅部形成不含矿的方解石-萤石脉。成矿后表生期主要形成次生氧化矿物,如褐铁矿、黄钾铁矾、孔雀石等。

3 样品采集和实验方法

3.1 样品采集及其岩石学特征

本次于ZK5-3、ZK5-2、ZK07钻孔采集了12件

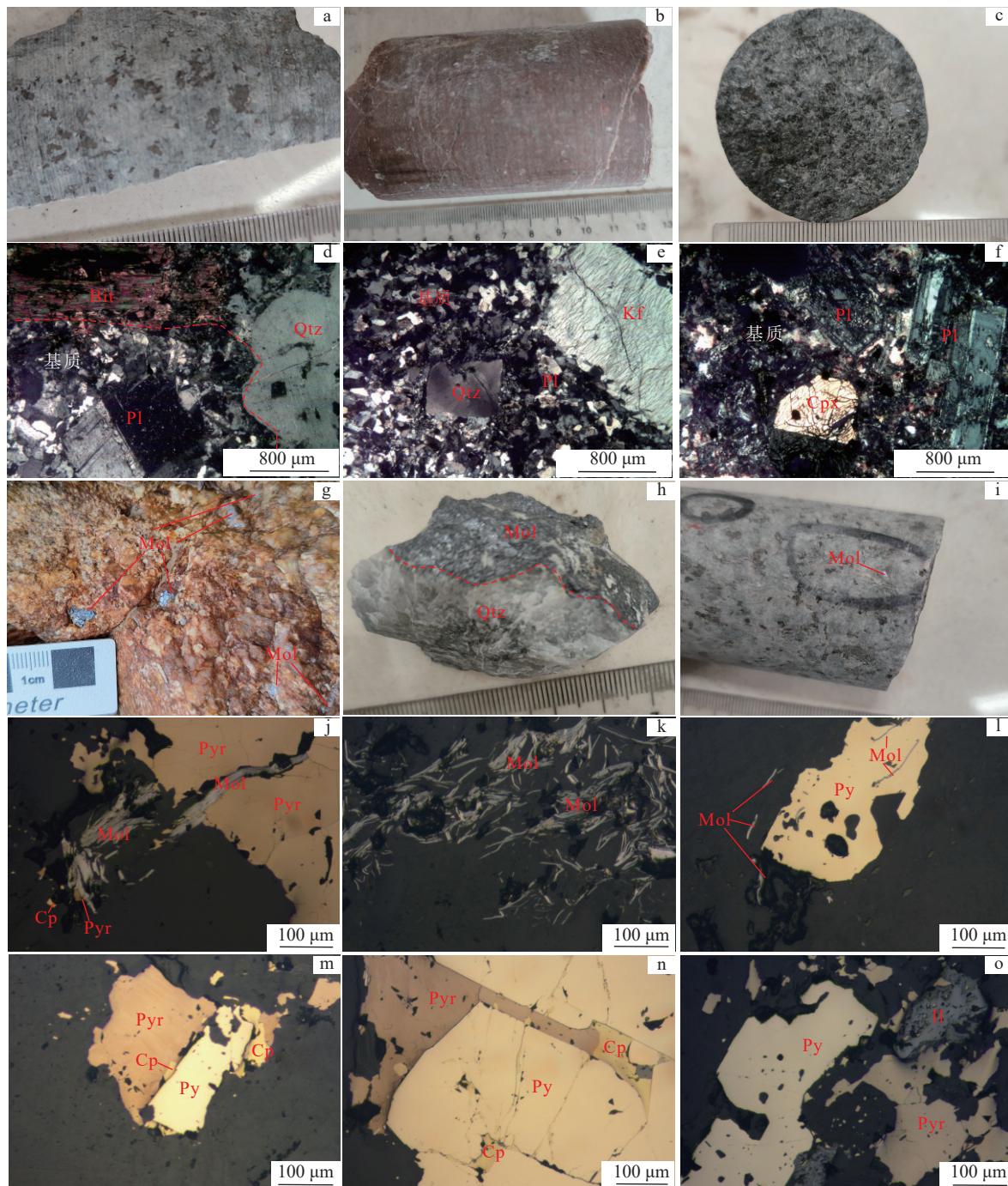


图 3 清水河东沟岩矿石手标本(a~c, g~i)及镜下(d~f, j~o)照片

Fig. 3 The hand specimen (a~c, g~i) and microscopic (d~f, j~o) photos of rock ore in the Qingshuihe Donggou deposit
 a—浅灰色花岗闪长斑岩, 半自形, 见斜长石、黑云母斑晶; b—紫红色花岗斑岩, 可见细小石英斑晶; c—深灰色闪长玢岩;
 d—花岗闪长斑岩正交偏光镜下照片, 斑晶主要为斜长石、石英和黑云母; e—花岗斑岩正交偏光镜下照片, 斑晶主要为
 钾长石、石英; f—闪长玢岩正交偏光镜下照片, 斑晶主要为斜长石、辉石; g—石英脉中斑点状辉钼矿; h—沿裂隙呈
 薄膜状分布的辉钼矿; i—花岗闪长斑岩中呈星点状分布的辉钼矿; j—沿磁黄铁矿裂隙分布的辉钼矿; k—浸染状
 辉钼矿; l—黄铁矿粒间辉钼矿; m, n—黄铁矿、磁黄铁矿与黄铜矿, 磁黄铁矿局部交代黄铁矿, 黄铜矿局部呈
 尖角状交代磁黄铁矿、黄铁矿; o—钛铁矿、黄铁矿与磁黄铁矿。Qtz—石英; Pl—斜长石; Kf—钾长石;
 Bit—黑云母; Cpx—辉石; Mol—辉钼矿; Py—黄铁矿; Pyr—磁黄铁矿; Cp—黄铜矿; Il—钛铁矿

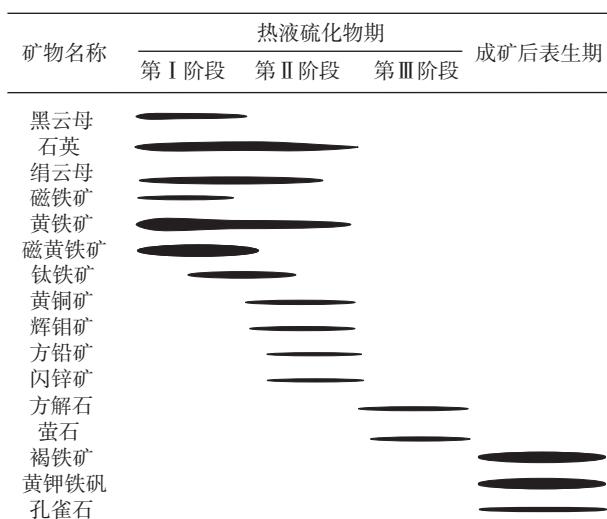


图4 清水河东沟斑岩钼矿床矿物生成顺序图

Fig. 4 Mineral formation sequence diagram of porphyry molybdenum deposit in the Qingshuihe Donggou

样品用于岩石地球化学、锆石 U-Pb 年代学和 Hf 同位素分析。样品采集信息见表 1。

花岗闪长斑岩(图 3-a)呈浅灰色, 斑状结构, 基质具文象花岗结构, 块状构造。岩石主要由斑晶、基质组成。斑晶为斜长石、石英及黑云母, 均为半自形晶, 大小一般 0.5~2 mm, 部分 2~5 mm, 星散状分布(图 3-d)。斜长石(25%~30%)板状, 可见聚片双晶、环带, 被绢云母交代, 表面略脏; 石英(<5%)粒状, 星散状分布, 可见港湾、穿孔状熔蚀; 黑云母(1%~5%)片状, 星散状分布。基质为斜长石、钾长石、石英、黑云母及角闪石, 大小一般 0.05~0.2 mm, 部分 0.2~0.5 mm。斜长石(25%~30%)半自形板状, 杂乱分布, 被绢云母交代; 钾长石(约 20%)半自形板状, 星散状分布, 常与石英文象交生, 轻微泥化; 石英(15%~20%)他形粒状, 填隙状分布, 表面新鲜干净; 黑云母

(1%~5%)片状, 星散状分布; 角闪石(1%~5%)多呈半自形柱状, 被阳起石及黑云母交代, 为假象。

花岗斑岩呈浅红褐色(图 3-b), 斑状结构、块状构造, 主要由斑晶、基质组成。斑晶为斜长石、钾长石、石英, 均为半自形晶, 大小一般 0.5~1 mm, 部分 1~2 mm, 少部分 0.3~0.5 mm, 星散状分布(图 3-e)。斜长石(少)板状, 被绢云母交代; 钾长石(~5%)板状, 泥化, 表面脏。石英(1%~3%)粒状, 局部可见港湾、穿孔状熔蚀。基质为斜长石、钾长石、石英、黑云母, 大小一般 0.1~0.2 mm, 部分 0.05~0.1 mm, 少部分 0.02~0.05 mm。斜长石(35~40%)半自形板状, 杂乱分布, 被绢云母交代; 钾长石(35%~70%)半自形—他形粒状, 杂乱分布, 轻微泥化; 石英(20%~25%)他形粒状, 填隙状分布, 局部与长石文象交生; 黑云母(1%~2%)片状, 星散状分布, 被绿泥石交代。

闪长玢岩呈浅褐色(图 3-c), 斑状结构, 基质微晶结构, 块状构造。岩石主要由斑晶、基质组成。斑晶为斜长石、单斜辉石、角闪石, 均为半自形晶, 大小一般 0.5~2 mm, 部分 2~5 mm, 少部分 0.2~0.5 mm, 杂乱分布(图 3-f)。斜长石(20%~25%)板状, 被绢云母及方解石、沸石交代。单斜辉石(1%~5%)柱状, 表面较新鲜干净。角闪石(<1%)柱状, 多被绿泥石交代。基质为斜长石、石英、单斜辉石、黑云母, 大小一般 0.1~0.2 mm, 部分 0.05~0.1 mm, 少部分 0.02~0.05 mm。斜长石(65%~70%)半自形板状, 杂乱分布, 被绢云母及沸石、方解石交代; 石英(1%~5%)他形粒状, 星散状、填隙状分布; 单斜辉石(<5%)半自形柱状, 星散状分布; 黑云母(1%~5%)片状, 星散状分布, 被方解石交代。

3.2 测试方法

主量、微量元素均委托吉林大学自然资源部东

表1 清水河东沟矿床样品采集信息

Table 1 Samples collection information in the Qingshuihe Donggou deposit

样品编号	样品类型	重量	孔口坐标	孔深/m	岩性
QSHDZK5-3-N2	锆石U-Pb测年、Hf同位素	31 kg	97°11'43" E, 36°03'26" N	562	花岗闪长斑岩
QSHDZK5-3-N2-1~2	全岩分析	~1 kg		562	花岗闪长斑岩
QSHDZK5-2-N1-1~2	全岩分析	~1 kg	97°11'42" E, 36°03'15" N	375	花岗闪长斑岩
QSHDZK9-3-GS1~2	全岩分析	~1 kg	97°11'51" E, 36°03'27" N	655	花岗斑岩
QSHDZK07-N2	锆石U-Pb测年、Hf同位素	28 kg	97°11'51" E, 36°03'21" N	170	闪长玢岩
QSHDZK07-N2-1~3	全岩分析	~1 kg		709	闪长玢岩
QSHDZK5-3-N3-1~2	全岩分析	~1 kg	97°11'43" E, 36°03'26" N	709	闪长玢岩

北亚矿产资源评价重点实验室测试。主量元素采用X-射线荧光光谱仪(PW1401/10)测定,相对误差小于3%;微量元素采用美国安捷伦科技有限公司Agilent 7500A型耦合等离子体质谱仪测试,分析误差小于5%^(张勇等,2023)。

锆石挑选在廊坊市宏信地质勘查技术服务有限公司完成。首先将样品粉碎至80目,经粗选后,再在双目镜下手工挑选晶形好的锆石约200粒。锆石U-Pb测年工作在北京燕都中实测试技术有限公司完成,锆石U-Pb同位素定年采用LA-ICP-MS分析完成。激光剥蚀系统为New Wave UP213, ICP-MS为布鲁克M90。U-Pb同位素定年中采用锆石标准91500和Plesovice作为外标进行同位素分馏校正。测试时激光束直径30 μm,剥蚀深度20~40 μm,分析误差小于 5×10^{-6} ,具体测试方法见文献(^{侯可军等,2009;余振东,2023;张勇等,2023})。

锆石原位Hf同位素测试工作由北京燕都中实测试技术有限公司完成,采用美国热电Neptune-plus MC-ICP-MS与NewWave UP213激光烧蚀进样系统完成测试。锆石剥蚀使用频率为8 Hz,能量为16 J/cm²的激光剥蚀31 s,剥蚀出直径约30 μm的剥蚀坑,选用国际标样91500作外标,具体测试方法见文献(^{Amelin et al., 2000; 吴福元等, 2007a; 张勇等, 2023})。

4 测试结果

4.1 主量元素

清水河东沟斑岩体岩石地球化学全岩分析结果见表2。

花岗闪长斑岩: SiO₂含量64.79%~69.96%,平均67.03%,为中酸性岩类; Al₂O₃含量14.69%~15.70%,平均15.34%,富铝; Na₂O含量3.06%~3.26%,平均3.16%,K₂O含量2.64%~3.89%,平均3.35%,全碱含量ω(Na₂O+K₂O)为5.87%~6.95%,平均6.51%,富碱,K₂O/Na₂O值介于0.82~1.27之间,平均1.06,相对富钾。

花岗斑岩: SiO₂含量75.54%~75.70%,平均75.62%,为酸性岩类; Al₂O₃含量12.36%~12.39%,平均12.38%,中等富铝; Na₂O含量3.48%~3.61%,平均3.55%,K₂O含量4.90%~5.04%,平均4.97%,全碱含量ω(Na₂O+K₂O)为8.38%~8.65%,平均8.52%,富碱,K₂O/Na₂O值介于1.40~1.41之间,平均1.40,相

对富钾。

闪长玢岩: SiO₂含量58.88%~59.41%,平均59.16%,为中性岩类; Al₂O₃含量16.46%~16.60%,平均16.53%,富铝; Na₂O含量3.17%~3.42%,平均3.34%,K₂O含量2.17%~2.56%,平均2.42%,全碱含量ω(Na₂O+K₂O)为5.34%~5.92%,平均5.76%,富碱,K₂O/Na₂O值介于0.68~0.76之间,平均0.72,相对富钠。

在TAS图解中,清水河东沟斑岩体样品点全部位于亚碱性岩石系列范围(图5-a);在AFM图解上,岩石总体具富铁趋势,表现为钙碱性岩石系列(图5-b);在SiO₂-K₂O图解中,样品点主要位于高钾钙碱性系列(图5-c);在A/CNK-A/NK图解上,花岗闪长斑岩位于弱过铝质岩石系列范围,闪长玢与花岗斑岩位于准铝质岩石系列范围(图5-d)。综上所述,清水河东沟含矿花岗闪长斑岩属于弱过铝质高钾钙碱性岩石系列,闪长玢岩、花岗斑岩属于准铝质高钾钙碱性岩石系列。

4.2 微量元素

清水河东沟花岗闪长斑岩稀土元素总量(ΣREE)为 121.84×10^{-6} ~ 151.17×10^{-6} ,平均值为 136.87×10^{-6} ;轻、重稀土元素比值(LREE/HREE)为11.22~15.35,平均13.59,(La/Yb)_N值为15.16~26.22,平均21.93,轻、重稀土元素分异明显。 δEu 值为0.79~0.98,平均0.91,弱负Eu异常; δCe 值为0.97~1.02,平均0.99。稀土元素球粒陨石标准化配分曲线呈现轻稀土元素富集的右倾配分模式(图6-a)。原始地幔标准化微量元素蛛网图明显富集大离子亲石元素(Rb、K、Ba)、活泼不相容元素(Th、U)和LREE元素,相对亏损高场强元素(Ta、Nb、Ti、P)(图6-b)。

花岗斑岩ΣREE含量为 75.45×10^{-6} ~ 117.95×10^{-6} ,平均值为 96.70×10^{-6} ; LREE/HREE值为5.34~5.62,平均5.48,(La/Yb)_N值为4.76~5.22,平均4.99,轻、重稀土元素分异不明显。 δEu 值为0.22~0.24,平均0.23,负Eu异常强烈; δCe 值为1.01~1.04,平均1.03。稀土元素球粒陨石标准化配分曲线呈现轻稀土元素弱富集的右倾配分模式(图6-a)。原始地幔标准化微量元素蛛网图明显富集大离子亲石元素(Rb、K)、活泼不相容元素(Th、U),Sr、P、Ti强烈亏损(图6-b)。

闪长玢岩ΣREE含量为 129.44×10^{-6} ~ 139.46×10^{-6} ,平均值为 133.80×10^{-6} ; LREE/HREE值为

表2 清水河东沟斑岩体主量、微量元素及有关参数

Table 2 Major, trace and rare earth elements and parameter of the porphyry in the Qingshuihe Donggou deposit

元素	ZK5-3-N2-1	ZK5-3-N2-2	ZK5-2-N1-1	ZK5-2-N1-2	ZK9-3-GS1	ZK9-3-GS2	ZK5-3-N3-1	ZK5-3-N3-1	ZK07-N2-1	ZK07-N2-2	ZK07-N2-3	
	花岗闪长斑岩				花岗斑岩				闪长玢岩			
SiO ₂	69.96	68.32	65.06	64.79	75.54	75.70	59.23	59.17	58.88	59.12	59.41	
TiO ₂	0.38	0.44	0.72	0.73	0.09	0.08	0.83	0.83	0.83	0.84	0.84	
Al ₂ O ₃	14.69	15.32	15.70	15.63	12.36	12.39	16.51	16.52	16.60	16.46	16.58	
Fe ₂ O ₃	0.28	0.40	1.98	2.59	0.54	0.56	2.05	2.70	2.69	2.74	2.40	
FeO	2.86	3.21	2.58	2.43	1.08	1.12	4.11	3.50	3.41	3.50	3.60	
MnO	0.10	0.11	0.08	0.08	0.10	0.10	0.12	0.13	0.13	0.13	0.12	
MgO	0.82	0.99	1.76	1.77	0.15	0.15	3.23	3.59	3.51	3.49	3.50	
CaO	2.81	3.09	3.55	3.45	0.72	0.74	5.62	6.14	5.53	5.44	5.45	
Na ₂ O	3.06	3.26	3.09	3.23	3.61	3.48	3.42	3.17	3.35	3.36	3.39	
K ₂ O	3.89	3.64	3.24	2.64	5.04	4.90	2.47	2.17	2.45	2.56	2.45	
P ₂ O ₅	0.12	0.14	0.19	0.19	0.02	0.01	0.19	0.19	0.19	0.20	0.19	
烧失量	0.80	0.98	1.82	2.33	0.49	0.47	1.82	1.47	2.20	2.11	1.84	
总计	99.77	99.90	99.77	99.86	99.74	99.70	99.60	99.58	99.77	99.95	99.77	
Na ₂ O+K ₂ O	6.95	6.9	6.33	5.87	8.65	8.38	5.89	5.34	5.8	5.92	5.84	
K ₂ O/Na ₂ O	1.27	1.12	1.05	0.82	1.40	1.41	0.72	0.68	0.73	0.76	0.72	
A/CNK	1.02	1.03	1.04	1.08	0.97	1.00	0.89	0.88	0.91	0.90	0.91	
A/NK	1.59	1.65	1.83	1.91	1.08	1.12	1.99	2.18	2.03	1.98	2.01	
A/MF	2.26	2.02	1.48	1.39	4.75	4.62	0.99	0.94	0.97	0.95	0.97	
C/MF	0.79	0.74	0.61	0.56	0.5	0.5	0.61	0.64	0.59	0.57	0.58	
Q	33.59	31.55	30.20	31.10	32.86	34.28	22.90	24.52	23.88	23.74	24.54	
A	24.20	20.82	19.33	15.82	39.29	36.79	4.62	2.80	3.73	5.14	2.71	
P	42.20	47.63	50.47	53.08	27.85	28.93	72.48	72.68	72.39	71.12	72.75	
σ	1.78	1.87	1.78	1.55	2.29	2.14	2.07	1.71	2.04	2.10	2.01	
La	30.7	28.6	33.6	33.5	20.45	13.34	24.4	27.5	27.7	23.8	24.1	
Ce	54.4	52.7	64.6	65.7	46.36	29.19	54.4	57.7	57.8	54.4	53.8	
Pr	6.21	6.05	7.38	7.42	5.79	3.73	6.46	6.81	6.76	6.45	6.34	
Nd	21.6	21.6	27.2	26.9	22.1	13.9	25.3	26.3	26.2	24.9	24.9	
Sm	3.52	3.63	4.84	4.56	5.05	3.14	5.01	5.08	4.98	4.89	4.91	
Eu	1.01	1.00	1.18	1.36	0.37	0.24	1.29	1.30	1.29	1.24	1.25	
Gd	2.98	3.18	4.31	3.94	5.02	3.09	4.70	4.84	4.70	4.55	4.63	
Tb	0.41	0.44	0.58	0.51	0.78	0.50	0.73	0.71	0.68	0.67	0.68	
Dy	1.78	1.92	3.09	2.45	4.65	3.11	3.74	3.72	3.61	3.55	3.60	
Ho	0.38	0.42	0.62	0.47	0.96	0.66	0.81	0.79	0.75	0.75	0.77	
Er	0.90	0.99	1.65	1.18	2.74	1.93	2.08	2.09	1.98	1.97	2.00	
Tm	0.18	0.20	0.27	0.19	0.42	0.30	0.35	0.35	0.32	0.32	0.32	
Yb	0.84	0.91	1.59	1.01	2.81	2.01	1.94	1.93	1.82	1.83	1.82	
Lu	0.18	0.20	0.26	0.17	0.45	0.31	0.35	0.34	0.31	0.32	0.32	
Y	8.52	9.29	15.3	11.7	23.6	17.0	19.7	19.4	19.0	18.7	18.6	
Σ REE	125.09	121.84	151.17	149.36	117.95	75.45	131.56	139.46	138.90	129.64	129.44	
LREE/HREE	15.35	13.75	11.22	14.06	5.62	5.34	7.95	8.44	8.80	8.29	8.15	
(La/Yb) _N	26.22	22.54	15.16	23.79	5.22	4.76	9.02	10.22	10.92	9.33	9.50	

续表2

元素	ZK5-3-N2-1	ZK5-3-N2-2	ZK5-2-N1-1	ZK5-2-N1-2	ZK9-3-GS1	ZK9-3-GS2	ZK5-3-N3-1	ZK5-3-N3-1	ZK07-N2-1	ZK07-N2-2	ZK07-N2-3
	花岗闪长斑岩				花岗斑岩			闪长玢岩			
δEu	0.95	0.90	0.79	0.98	0.22	0.24	0.81	0.80	0.82	0.80	0.80
δCe	0.97	0.98	1.01	1.02	1.04	1.01	1.06	1.03	1.04	1.08	1.07
Rb	136	112	98.6	98.7	189	117	28.8	31.8	68.5	28.6	28.9
Ba	841	740	691	692	181	106	474	589	614	411	401
Th	9.91	9.32	8.09	8.11	44.7	29.1	7.65	8.45	7.98	7.28	7.29
U	2.49	2.42	2.74	2.33	14.2	8.93	1.93	2.10	1.91	1.89	1.82
Ta	0.68	0.67	0.70	0.67	1.62	1.00	0.67	0.65	0.60	0.58	0.57
Nb	9.80	10.3	11.5	10.4	17.0	10.1	10.9	10.7	10.1	10.3	10.4
Sr	432	457	469	475	34.5	18.2	460	455	599	510	532
Zr	207	155	200	184	101	53.7	197	199	189	195	192
Hf	6.28	4.81	5.94	5.57	4.25	2.40	5.84	5.84	5.53	5.69	5.65
Li	21.5	28.3	33.3	34.6	8.60	6.40	30.8	30.9	23.2	22.6	22.8
Be	2.10	2.25	2.60	2.38	3.07	1.84	1.78	1.81	1.76	1.79	1.76
B	11.6	10.9	17.8	11.5	19.9	17.3	14.9	13.6	14.3	14.6	14.4
Sc	3.77	4.23	8.14	7.89	2.93	1.43	11.0	14.0	13.4	10.0	10.0
V	42.4	47.6	106	96.2	2.01	0.47	139	137	132	134	135
Cr	36.2	48.5	45.1	35.1	37.5	70.0	64.9	67.7	64.9	52.8	55.2
Co	11.0	10.6	13.4	10.2	2.61	1.71	17.8	17.8	17.5	17.0	17.5
Ni	12.1	13.3	8.79	9.10	19.1	34.7	19.4	20.5	20.1	19.9	20.5
Cu	585	655	301	252	17.6	5.05	26.6	23.5	23.1	26.2	23.2
Zn	44.2	48.8	62.2	68.5	20.9	14.9	66.5	68.5	69.1	67.8	69.4
Ga	20.1	21.1	23.1	23.2	14.7	8.9	20.3	21.4	20.0	18.3	18.7
Ge	2.96	3.19	3.83	3.64	3.28	1.71	3.77	3.81	3.75	3.55	3.73
As	39.3	39.9	43.4	45.1	1.79	0.65	39.8	43.9	46.8	35.7	36.7
Mo	10.7	19.7	6.74	1.93	4.13	2.33	1.78	1.84	1.88	1.49	1.54
Ag	1.56	1.62	0.57	0.55	0.19	0.10	0.24	0.26	0.26	0.26	0.24
Au	1.18	0.99	0.98	0.99	3.42	2.38	1.13	1.09	1.04	0.96	1.07
Tl	1.36	1.34	1.25	0.98	1.20	0.75	0.44	0.31	0.40	0.35	0.35
Pb	22.7	20.0	20.0	16.2	41.0	27.4	10.9	12.0	14.1	12.6	13.1

注: 测试单位为吉林大学自然资源部东北亚矿产资源评价重点实验室; 比值单位为1; A/NK= $n(\text{Al}_2\text{O}_3)/n(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (mol); A/CNK= $n(\text{Al}_2\text{O}_3)/n(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (mol); A/MF= $n\text{Al}_2\text{O}_3/n(\text{TFeO}+\text{MgO})$ (mol); C/MF= $n\text{CaO}/n(\text{TFeO}+\text{MgO})$ (mol); QAP值计算采用花岗岩类自然矿物岩石化学换算法(朱方和唐春景, 1983); $\delta\text{Eu}=(2*\text{Eu}_{\text{岩}}/\text{Eu}_{\text{球}})/(\text{Sm}_{\text{岩}}/\text{Sm}_{\text{球}}+\text{Gd}_{\text{岩}}/\text{Gd}_{\text{球}})$; $\delta\text{Ce}=(2*\text{Ce}_{\text{岩}}/\text{Ce}_{\text{球}})/(\text{La}_{\text{岩}}/\text{La}_{\text{球}}+\text{Pr}_{\text{岩}}/\text{Pr}_{\text{球}})$; 主量元素含量单位为%, 微量和稀土元素含量单位为 10^{-6}

7.95~8.80, 平均 8.33, $(\text{La/Yb})_{\text{N}}$ 值为 9.02~10.92, 平均 9.80, 轻、重稀土元素分异较明显。 δEu 值为 0.80~0.82, 平均 0.81, 负 Eu 异常明显; δCe 值为 1.03~1.08, 平均 1.06。稀土元素球粒陨石标准化配分曲线呈现轻稀土元素富集的右倾配分模式(图 6-a)。原始地幔标准化微量元素蛛网图明显富集大离子亲石元素(Rb、K、Ba)、活泼不相容元素(Th、U)和LREE 元素, 相对亏损高场强元素(Ta、Nb、P、Ti)元素(图 6-b)。

4.3 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年

本次对与钼矿成矿关系密切的花岗闪长斑岩和与其有穿切关系的闪长玢岩进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年。

花岗闪长斑岩锆石无色透明, 自形程度较高, 多呈长柱状, 长 150~240 μm , 宽 80~150 μm 。从锆石阴极发光图像(图 7-a)可看出, 锆石具清晰的韵律环带结构, Th/U 含量中等, 分别为 60.6×10^{-6} ~ 484×10^{-6} 和 156×10^{-6} ~ 585×10^{-6} , Th/U 值在 0.39~0.84 之间

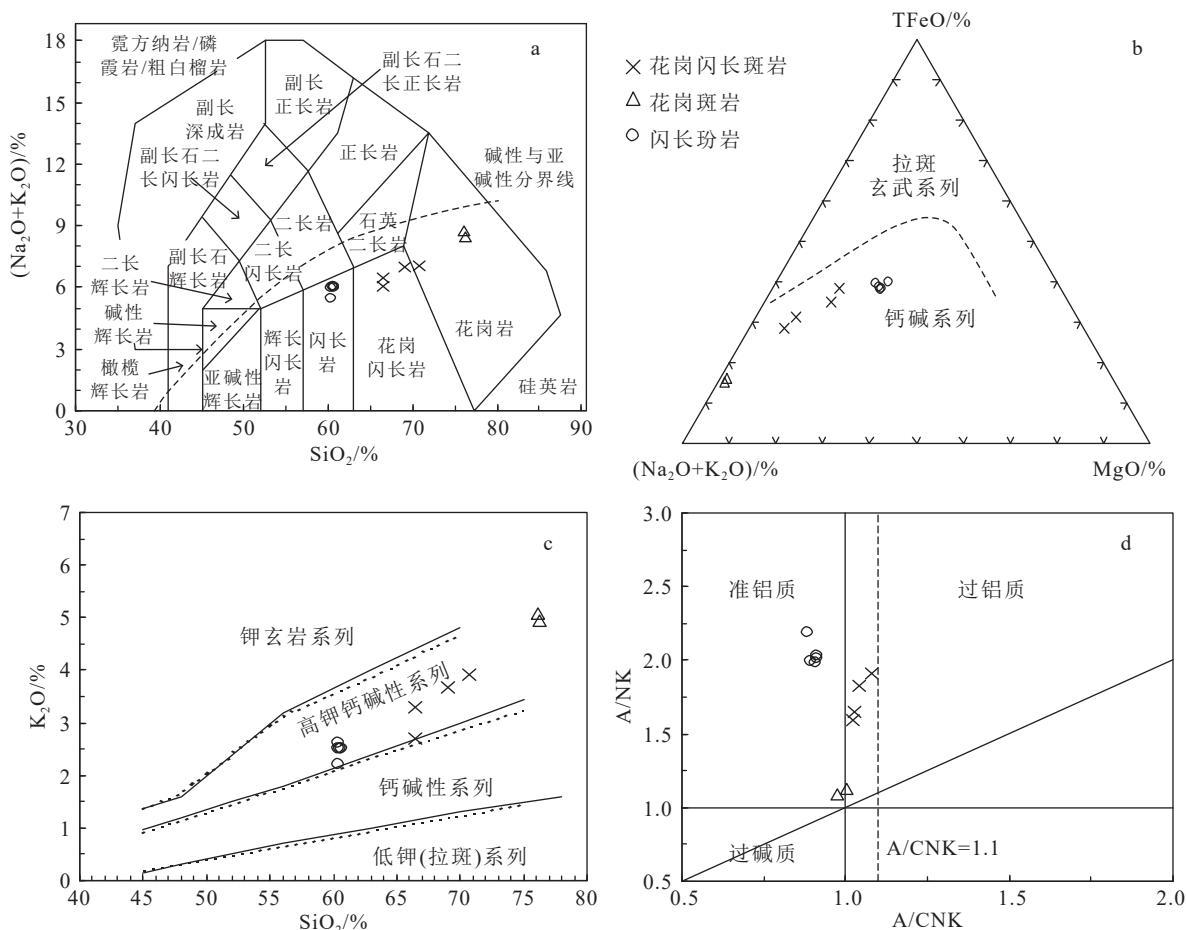


图5 清水河东沟斑岩体岩石 TAS(a, 底图据 Middlemost, 1994)、AFM(b, 底图据 Irvine and Baragar, 1971)、SiO₂-K₂O(c, 底图据 Richter, 1989)和 A/CNK-A/NK(d, 底图据 Richter, 1989)图解

Fig. 5 TAS (a), AFM (b), SiO₂-K₂O (c) and A/CNK-A/NK (d) diagrams of the granitic porphyry rocks in the Qingshuihe Donggou deposit

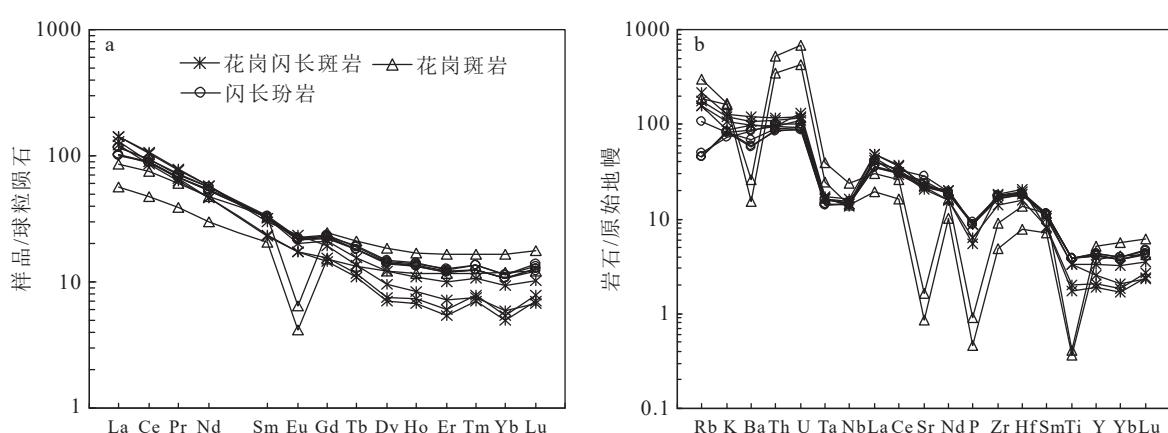


图6 清水河东沟斑岩体稀土元素球粒陨石标准化配分曲线(a, 标准化值据 Taylor and McLennan, 1985)和微量元素原始地幔标准化蛛网图(b, 标准化数据据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 6 Chondrite-normalized REE distribution pattern (a) and primitive mantle-normalized trace element spider diagram (b) of the porphyry in the Qingshuihe Donggou deposit

(>0.1), 具有岩浆锆石的特征(侯可军等, 2009)。共获得25个锆石U-Pb同位素数据(表3), $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄介于239.0~217.7 Ma之间, 有18个数据谐和度较高(图7-c), 这18个点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄加权平均值为 226.9 ± 1.3 Ma($n=18$, MSWD=1.03)(图7-e), 可代表岩石形成年龄。16号测点的年龄为239.0 Ma, 可能是捕获的围岩锆石(晚三叠世花岗闪长岩, 235.4 Ma, 内部资料), 13、15、16、20、21、23、24测点明显偏离了谐和曲线, 可能是由于锆石形成后U-Pb体系不封闭, 导致放射性成因的铅在后期热事件中丢失。

闪长玢岩锆石无色透明, 半自形—自形, 多呈粒状、贝壳状分布, 长60~150 μm , 宽40~80 μm 。从锆石阴极发光图像(图7-b)可看出, 锆石具模糊的韵律环带结构, 锆石边部可见细小增生边, Th/U含量中等, 分别为 72×10^{-6} ~ 554×10^{-6} 和 93×10^{-6} ~ 1360×10^{-6} , Th/U值在0.19~1.13之间, 均大于0.1, 具有岩浆锆石的特征(侯可军等, 2009)。共获得30个锆石U-Pb同位素数据(表3), $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄介于136.3~402.1 Ma之间, 有15个数据谐和度较高(图7-d), 这15个点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄加权平均值为 224.3 ± 1.2 Ma($n=15$, MSWD=0.47)(图7-f), 可代表岩石形

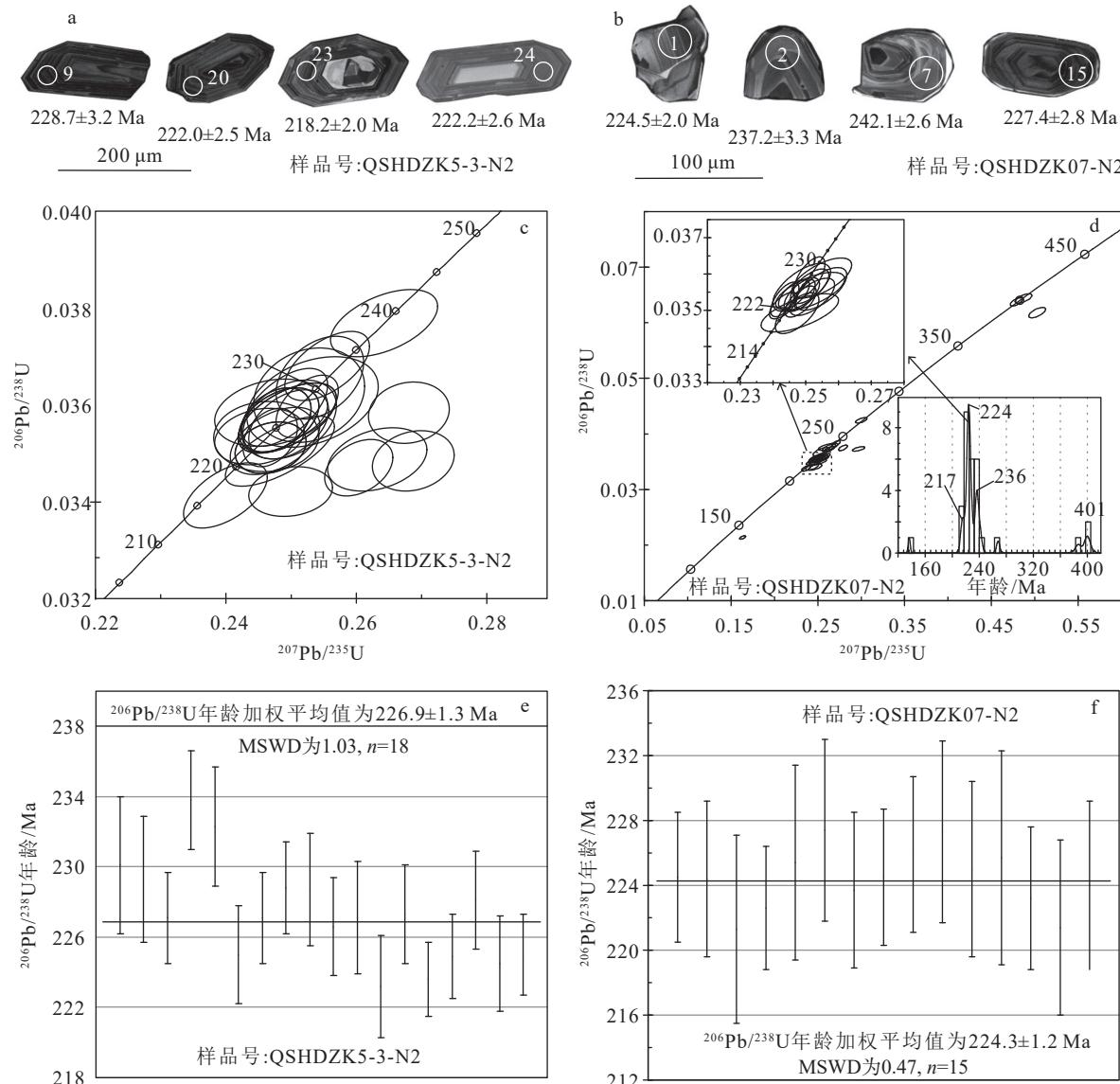


图7 清水河东沟花岗闪长斑岩与闪长玢岩锆石阴极发光(CL)图像(a, b)、U-Pb谐和图(c, d)和年龄加权平均值(e, f)

Fig. 7 Zircon CL images (a, b), LA-ICP-MS U-Pb concordia plot (b, c) and value of weighted mean age (e, f) of the granodiorite porphyry and diorite porphyrite in the Qingshuihe Donggou deposit

表3 清水河东沟斑岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Th-Pb 同位素数据

Table 3 LA-ICP-MS U-Th-Pb isotopic analyses of zircon from the porphyry in the Qingshuihe Donggou deposit

测点	含量/ 10^{-6}			同位素比值								表面年龄/Ma					
	U	Th	Pb	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	
花岗闪长斑岩																	
1	407	237	18.1	0.58	0.05066	0.00130	0.25359	0.00574	0.03634	0.00062	225.4	59.5	229.5	4.6	230.1	3.9	
2	328	211	14.7	0.64	0.05081	0.00134	0.25413	0.00687	0.03621	0.00059	232.4	60.9	229.9	5.6	229.3	3.6	
3	356	196	16.0	0.55	0.05025	0.00076	0.24841	0.00363	0.03586	0.00042	206.6	35.0	225.3	3.0	227.1	2.6	
4	499	275	22.9	0.55	0.05017	0.00071	0.25640	0.00438	0.03693	0.00045	202.8	33.0	231.8	3.5	233.8	2.8	
5	377	194	16.7	0.51	0.05056	0.00093	0.25533	0.00453	0.03670	0.00054	220.6	42.7	230.9	3.7	232.3	3.4	
6	375	256	17.1	0.68	0.05042	0.00132	0.24683	0.00548	0.03552	0.00046	214.4	60.4	224.0	4.5	225.0	2.8	
7	333	209	15.2	0.63	0.05025	0.00078	0.24881	0.00417	0.03585	0.00042	206.8	35.9	225.6	3.4	227.1	2.6	
8	585	466	28.6	0.80	0.05080	0.00062	0.25324	0.00325	0.03613	0.00041	231.5	28.2	229.2	2.6	228.8	2.6	
9	431	237	19.1	0.55	0.05012	0.00074	0.24975	0.00442	0.03611	0.00051	200.6	34.5	226.4	3.6	228.7	3.2	
10	242	107	10.3	0.44	0.05072	0.00082	0.25033	0.00418	0.03577	0.00045	228.2	37.4	226.8	3.4	226.6	2.8	
11	348	195	15.2	0.56	0.05076	0.00100	0.25049	0.00482	0.03586	0.00052	230.1	45.4	227.0	3.9	227.1	3.2	
12	457	303	19.9	0.66	0.05110	0.00084	0.24898	0.00570	0.03523	0.00046	245.5	38.0	225.8	4.6	223.2	2.9	
13	576	484	26.0	0.84	0.05063	0.00078	0.24035	0.00438	0.03435	0.00043	223.8	35.4	218.7	3.6	217.7	2.7	
14	427	235	18.6	0.55	0.05038	0.00085	0.25011	0.00515	0.03589	0.00046	212.5	39.2	226.7	4.2	227.3	2.8	
15	560	424	25.6	0.76	0.05421	0.00075	0.26143	0.00353	0.03490	0.00037	379.6	31.1	235.8	2.8	221.1	2.3	
16	226	97.6	10.0	0.43	0.05066	0.00092	0.26532	0.00557	0.03778	0.00044	225.4	42.1	238.9	4.5	239.0	2.8	
17	487	375	22.9	0.77	0.05080	0.00100	0.24750	0.00373	0.03530	0.00034	231.6	45.6	224.5	3.0	223.6	2.1	
18	547	436	25.8	0.80	0.05037	0.00064	0.24739	0.00284	0.03550	0.00038	212.3	29.6	224.5	2.3	224.9	2.4	
19	156	60.6	6.59	0.39	0.04974	0.00119	0.24761	0.00586	0.03601	0.00044	182.8	55.6	224.6	4.8	228.1	2.8	
20	420	324	19.6	0.77	0.05584	0.00118	0.27002	0.00427	0.03504	0.00040	445.8	47.0	242.7	3.4	222.0	2.5	
21	427	249	19.0	0.58	0.05423	0.00098	0.26932	0.00420	0.03600	0.00040	380.8	40.4	242.2	3.4	228.0	2.5	
22	392	255	17.1	0.65	0.05059	0.00085	0.24812	0.00465	0.03544	0.00044	222.1	39.0	225.0	3.8	224.5	2.7	
23	353	261	15.9	0.74	0.05267	0.00097	0.25069	0.00436	0.03443	0.00032	314.7	41.9	227.1	3.5	218.2	2.0	
24	325	164	13.9	0.50	0.05455	0.00107	0.26436	0.00520	0.03507	0.00042	393.6	43.8	238.2	4.2	222.2	2.6	
25	323	200	14.0	0.62	0.05014	0.00098	0.24572	0.00465	0.03552	0.00037	201.3	45.2	223.1	3.8	225.0	2.3	
闪长玢岩																	
1	424	476	21	1.12	0.05037	0.00068	0.24640	0.00385	0.03544	0.00033	212.1	31.2	223.7	3.1	224.5	2.0	
2	276	139	12	0.50	0.05077	0.00104	0.26293	0.00614	0.03749	0.00054	230.5	47.3	237.0	4.9	237.2	3.3	
3	406	206	20	0.51	0.05116	0.00079	0.30002	0.00537	0.04244	0.00039	248.1	35.5	266.4	4.2	267.9	2.4	
4	383	273	16	0.71	0.05075	0.00082	0.23670	0.00429	0.03380	0.00041	229.4	37.4	215.7	3.5	214.3	2.6	
5	282	160	22	0.57	0.05480	0.00070	0.48696	0.00787	0.06436	0.00069	404.2	28.8	402.8	5.4	402.1	4.2	
6	458	255	18	0.56	0.05264	0.00122	0.24707	0.00613	0.03402	0.00044	313.4	52.8	224.2	5.0	215.6	2.8	
7	352	179	16	0.51	0.05136	0.00067	0.27087	0.00404	0.03826	0.00042	257.1	29.9	243.4	3.2	242.1	2.6	
8	556	312	23	0.56	0.05168	0.00099	0.24346	0.00602	0.03405	0.00046	271.4	44.0	221.3	4.9	215.8	2.9	
9	289	161	13	0.56	0.05095	0.00077	0.24878	0.00443	0.03543	0.00038	238.4	34.8	225.6	3.6	224.4	2.4	
10	537	360	23	0.67	0.05137	0.00091	0.24735	0.00545	0.03492	0.00046	257.6	40.8	224.4	4.4	221.3	2.9	
11	296	190	14	0.64	0.05119	0.00088	0.26352	0.00434	0.03729	0.00035	249.6	39.8	237.5	3.5	236.0	2.2	
12	255	132	11	0.52	0.05016	0.00157	0.25412	0.00778	0.03679	0.00063	202.5	72.4	229.9	6.3	232.9	3.9	
13	284	162	12	0.57	0.05019	0.00072	0.24317	0.00349	0.03513	0.00030	204.0	33.3	221.0	2.8	222.6	1.9	
14	279	119	12	0.43	0.05177	0.00120	0.25469	0.00639	0.03559	0.00048	275.2	53.2	230.4	5.2	225.4	3.0	
15	536	317	24	0.59	0.05060	0.00070	0.25108	0.00390	0.03591	0.00046	222.6	31.9	227.5	3.2	227.4	2.8	

续表3

测点	同位素比值												表面年龄/Ma				
	U	Th	Pb	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	
16	446	295	20	0.66	0.04997	0.00062	0.24359	0.00353	0.03530	0.00039	193.8	28.8	221.4	2.9	223.7	2.4	
17	161	72	7	0.45	0.05011	0.00170	0.26187	0.00913	0.03768	0.00052	200.0	78.9	236.2	7.3	238.4	3.2	
18	1360	554	57	0.41	0.05094	0.00048	0.24970	0.00256	0.03544	0.00033	238.0	21.8	226.3	2.1	224.5	2.1	
19	185	117	8	0.63	0.05104	0.00093	0.25120	0.00478	0.03566	0.00039	242.6	42.0	227.6	3.9	225.9	2.4	
20	437	265	19	0.61	0.05137	0.00122	0.25489	0.00746	0.03589	0.00045	257.4	54.6	230.5	6.0	227.3	2.8	
21	156	126	8	0.81	0.05787	0.00128	0.29700	0.00581	0.03730	0.00033	524.9	48.5	264.1	4.6	236.1	2.1	
22	113	73	5	0.65	0.05120	0.00163	0.25134	0.00860	0.03552	0.00043	249.7	73.3	227.7	7.0	225.0	2.7	
23	190	166	16	0.87	0.05914	0.00105	0.50276	0.00794	0.06183	0.00076	572.1	38.4	413.6	5.4	386.7	4.6	
24	397	247	17	0.62	0.05056	0.00138	0.24875	0.00720	0.03563	0.00054	220.6	63.0	225.6	5.9	225.7	3.3	
25	385	74	28	0.19	0.05437	0.00060	0.47886	0.00573	0.06375	0.00061	386.4	24.7	397.3	3.9	398.4	3.7	
26	432	255	20	0.59	0.05392	0.00074	0.27897	0.00418	0.03749	0.00041	367.6	30.7	249.8	3.3	237.2	2.6	
27	475	499	23	1.05	0.05113	0.00075	0.24841	0.00391	0.03524	0.00035	246.6	33.9	225.3	3.2	223.2	2.2	
28	346	325	10	0.94	0.05555	0.00113	0.16338	0.00288	0.02137	0.00024	434.6	45.2	153.7	2.5	136.3	1.5	
29	93	105	5	1.13	0.05133	0.00190	0.24818	0.00966	0.03493	0.00043	255.5	85.1	225.1	7.9	221.4	2.7	
30	180	120	8	0.67	0.05161	0.00112	0.25196	0.00560	0.03537	0.00042	268.4	49.9	228.2	4.5	224.0	2.6	

成年龄。5、23、25测点的年龄介于402.1~386.7 Ma之间,可能是闪长玢岩侵入就位时捕获的华力西期岩浆锆石;2、7、11、12、17测点的年龄介于242.1~232.9 Ma之间,可能是捕获的围岩锆石(晚三叠世花岗闪长岩,235.4 Ma);4、6、8测点的年龄介于215.8~214.3 Ma之间,可能是后期岩浆活动的反映;21、23、28测点明显偏离了谐和曲线,可能是由于锆石形成后U-Pb体系不封闭,导致放射性成因的铅在后期热事件中丢失。

4.4 Hf同位素

在锆石U-Pb测年结束后,选取部分锆石进行了Hf同位素测定,其测点位置及编号与锆石U-Pb测点位置编号相同,测试结果见表4。清水河东沟花岗闪长斑岩锆石 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值为0.282536~0.282642,平均值为0.282576, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值为0.000627~0.001715,平均值为0.001058, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值以负值为主,介于-3.5~0.2之间,平均值为-2.08。一阶段Hf模式年龄(T_{DM1})为868~1012 Ma,平均模式年龄为957 Ma;二阶段模式年龄(T_{DM2})为1245~1479 Ma之间,平均模式年龄为1391 Ma。

闪长玢岩锆石的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值为0.282510~0.282652,平均值为0.282577, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值为0.000336~0.002854,平均值为0.001100, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值以负值为主,介于-4.5~0.2之间,平均值为-2.15。一阶段Hf模式年龄(T_{DM1})为875~1050 Ma,平均模式年龄

为958 Ma;二阶段模式年龄(T_{DM2})为1240~1541 Ma之间,平均模式年龄为1392 Ma。

5 讨论

5.1 成岩成矿时代

截至目前,还未见有关于清水河东沟钼矿床含矿斑岩体年龄的报道。鉴于此,本次对辉钼矿赋矿岩石——花岗闪长斑岩开展了LA-ICP-MS锆石U-Pb测年,获得年龄 226.9 ± 1.3 Ma。因闪长玢岩截穿含矿花岗闪长斑岩,为成矿后岩体,可以限定清水河东沟钼矿床形成的上限年龄(不晚于224.3 Ma)。综上认为,清水河东沟钼矿床形成于226.9~224.3 Ma,为晚三叠世成矿。

晚三叠世作为东昆仑成矿爆发期,形成了大量内生金属矿床(李智明等,2007;张勇等,2015,2017,2018,2023;张爱奎等,2016;张杰等,2018;Li et al., 2019;陈国超等,2020;Fan et al., 2021;Zhang et al., 2023),亦形成了大量含矿斑岩体。如哈日扎含铜花岗斑岩年龄为 223 ± 2 Ma(Fan et al., 2021);哈陇休玛辉钼矿化花岗斑岩年龄为 224.68 ± 0.88 Ma(鲁海峰等,2017);热水钼矿花岗斑岩 230.9 ± 1.4 Ma(国显正等,2016);加当根黄铜矿化二长花岗斑岩年龄为 225 ± 1.5 Ma(向鹏,2013);卡而却卡含矿斑状二长花岗岩年龄为 226.5 ± 0.5 Ma(张勇等,2017);鸭子沟铜矿床花岗斑岩年龄为 224.0 ± 1.6 Ma(李世金等,

表4 清水河东花岗闪长斑岩与闪长玢岩锆石Hf同位素测试数据

Table 4 Hf isotope analytical data for zircon of the granodiorite porphyry and diorite porphyrite in the Qingshuihe Donggou deposit

样品号	年龄/Ma	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	2σ	T_{DM1}/Ma	T_{DM2}/Ma	$f_{\text{Lu/Hf}}$
花岗闪长斑岩												
1	230	0.029781	0.000636	0.001121	0.000027	0.282577	0.000017	-2.0	0.6	958	1389	-0.97
2	229	0.035369	0.002284	0.001233	0.000088	0.282562	0.000019	-2.6	0.7	982	1424	-0.96
3	227	0.028692	0.000588	0.000985	0.000010	0.282580	0.000018	-2.0	0.6	951	1382	-0.97
4	234	0.044705	0.001447	0.001601	0.000024	0.282617	0.000021	-0.6	0.7	914	1301	-0.95
5	232	0.050239	0.000837	0.001715	0.000021	0.282565	0.000019	-2.5	0.7	991	1420	-0.95
6	225	0.022472	0.000441	0.000750	0.000015	0.282557	0.000017	-2.8	0.6	977	1433	-0.98
7	227	0.023007	0.000369	0.000807	0.000008	0.282536	0.000017	-3.5	0.6	1008	1479	-0.98
8	229	0.032114	0.000786	0.001082	0.000030	0.282538	0.000020	-3.4	0.7	1012	1476	-0.97
9	229	0.021759	0.000603	0.000789	0.000008	0.282565	0.000017	-2.4	0.6	967	1413	-0.98
10	227	0.036564	0.001510	0.001179	0.000052	0.282642	0.000019	0.2	0.7	868	1245	-0.96
11	227	0.020522	0.000849	0.000627	0.000016	0.282604	0.000020	-1.0	0.7	908	1325	-0.98
12	223	0.036308	0.000680	0.001241	0.000011	0.282589	0.000018	-1.8	0.6	944	1367	-0.96
14	227	0.024115	0.001047	0.000770	0.000024	0.282582	0.000017	-1.8	0.6	942	1376	-0.98
17	224	0.030954	0.001263	0.000994	0.000023	0.282593	0.000018	-1.6	0.6	933	1355	-0.97
18	225	0.028153	0.000611	0.000974	0.000023	0.282540	0.000019	-3.4	0.7	1007	1473	-0.97
闪长玢岩												
1	225	0.045000	0.000704	0.001676	0.000037	0.282612	0.000027	-1.0	1.0	923	1318	-0.95
9	224	0.015400	0.000491	0.000603	0.000015	0.282576	0.000017	-2.1	0.6	947	1390	-0.98
10	221	0.021671	0.000436	0.000736	0.000004	0.282630	0.000019	-0.3	0.7	875	1271	-0.98
13	223	0.021473	0.000425	0.000730	0.000018	0.282558	0.000018	-2.8	0.6	975	1432	-0.98
14	225	0.024962	0.000381	0.001005	0.000020	0.282510	0.000020	-4.5	0.7	1050	1541	-0.97
15	227	0.045307	0.000673	0.001482	0.000044	0.282523	0.000024	-4.0	0.8	1045	1515	-0.96
16	224	0.021242	0.000215	0.000789	0.000017	0.282540	0.000019	-3.4	0.7	1002	1472	-0.98
18	225	0.045031	0.000435	0.001707	0.000020	0.282562	0.000022	-2.7	0.8	995	1431	-0.95
19	226	0.009370	0.000090	0.000336	0.000002	0.282577	0.000021	-2.0	0.7	939	1384	-0.99
20	227	0.028430	0.000576	0.000883	0.000004	0.282593	0.000020	-1.5	0.7	930	1352	-0.97
22	225	0.022263	0.000305	0.000769	0.000006	0.282550	0.000020	-3.0	0.7	987	1449	-0.98
24	226	0.034401	0.000423	0.001111	0.000010	0.282552	0.000019	-3.0	0.7	993	1447	-0.97
27	223	0.097136	0.002597	0.002854	0.000100	0.282652	0.000026	0.2	0.9	894	1240	-0.91
29	221	0.036023	0.000559	0.001034	0.000007	0.282617	0.000025	-0.8	0.9	900	1303	-0.97
30	224	0.024968	0.000337	0.000784	0.000019	0.282597	0.000022	-1.4	0.8	922	1344	-0.98

2008);乌兰乌珠尔含矿花岗斑岩年龄为 215 ± 5 Ma(余宏全等,2007);莫河下拉含矿花岗斑岩年龄为 222 ± 1 Ma(许庆林等,2014)等。而这些斑岩体的形成时期往往亦是斑岩矿床成矿期,如哈陇休玛矿石辉钼矿Re-Os等时线年龄为 223.5 ± 1.3 Ma(鲁海峰等,2017);热水钼矿矿石辉钼矿Re-Os等时线年龄为 228.6 ± 7.9 Ma(国显正等,2016);鸭子沟辉钼矿Re-Os等时线年龄为 224.7 ± 3.4 Ma(何书跃等,2009);

拉陵灶火矿石辉钼矿Re-Os等时线年龄为 217.6 ± 3.5 Ma(王富春等,2013)。这些年龄数据反映,230~215 Ma是东昆仑地区斑岩成岩成矿的一个重要时期。本次获得的清水河东沟花岗闪长斑岩与闪长玢岩年龄分别为 226.9 ± 1.3 Ma、 224.3 ± 1.2 Ma,也位于该斑岩成矿期。

5.2 岩石成因及源区性质

目前花岗岩类最常用的成因类型划分为A型、

I型、S型、M型(Chappell and White, 1974; White and Chappell, 1977; Loiselle and Wones, 1979),并对其形成机制及成因做了大量研究,总结出一套岩石、矿物组合及地球化学识别标志(马鸿文,1992;罗照华等,2007;吴福元等,2007b;张旗等,2012,2013)。通常来说,A型花岗岩常与镁铁质侵入岩共存,特征矿物为霓石、霓辉石等碱性暗色矿物, $1000\times\text{Ga}/\text{Al}>2.6$, $\text{Zr}>250\times10^{-6}$,稀土元素球粒陨石标准配分曲线具强烈的负Eu异常;I型花岗岩岩石组合主要为闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩组合,特征矿物为角闪石, $\text{A}/\text{CNK}<1.1$;S型花岗岩岩石组合以淡色花岗岩为主,特征矿物为董青石、白云母、石榴子石, $\text{A}/\text{CNK}>1.1$;M型花岗岩较少见,岩石组合以辉长岩为主,次为斜长花岗岩,特征矿物为角闪石、辉石, K_2O 含量小于0.6%(马鸿文,1992;罗照华等,2007;吴福元等,2007b,2017;张旗等,2012,2013)。

通常高分异花岗岩轻、重稀土元素比值小,具强烈的负Eu异常和稀土元素“四组分效应”(吴福元等,2017;陈敏等,2024)。清水河东沟花岗闪长斑岩与闪长玢岩轻、重稀土元素比值较大(7.95~15.35),负Eu异常不明显;花岗斑岩虽然负Eu异常明显,但无稀土元素“四组分效应”,故清水河东沟各斑岩体不属于严格意义的高分异花岗岩范畴,常规矿物、地球化学成因判别方法在清水河东沟地区是适用的。清水河东沟侵入岩岩石组合主要为闪长玢岩、花岗闪长斑岩、花岗闪长岩、花岗斑岩,总体上以花岗闪长斑岩、花岗闪长岩为主,与I型花岗岩岩石组合更接近。角闪石、董青石和碱性暗色矿物(钠闪石、霓石、霓辉石等)是判断I、S、A型花岗岩的重要矿物学指标(马鸿文,1992;罗照华等,2007;吴福元等,2007b),清水河东沟花岗闪长斑岩、闪长玢岩均含有I型花岗岩特征矿物角闪石,并未发现代表S、A型花岗岩的董青石和碱性暗色矿物(马鸿文,1992;罗照华等,2007;吴福元等,2007b)。清水河东沟斑岩体 $1000\times\text{Ga}/\text{Al}$ 为0.14~0.28, Zr 含量为 53.7×10^{-6} ~ 207×10^{-6} , A/CNK 值介于0.88~1.08之间,明显不同于A型花岗岩地球化学特征;其 K_2O 含量为2.17~5.04,属于高钾岩石系列,与贫钾的M型花岗岩($\text{K}_2\text{O}<0.6\%$,马鸿文,1992)有明显区别。在 $(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})-(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ 和 $(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})-\text{TFeO}/\text{MgO}$ 图解(图8-a,b)上,花岗闪长斑岩与闪长玢岩全部位于OGT区(未分异的I、S型花岗岩),花

岗斑岩位于FG区(分异的长英质花岗岩),均不属于A型花岗岩。在QAP花岗岩成因系列判别图解(图8-c)中,样品点全部位于I型花岗岩区。在C/MF-A/MF岩石成因判别图(图8-c)中,花岗闪长斑岩与闪长玢岩主要位于基性岩部分熔融区,与I型花岗岩较相似(I型花岗为火成岩部分熔融而来;马鸿文,1992;吴福元等,2007b);而花岗斑岩主要位于变质杂砂岩部分熔融区,与S型花岗岩相似(S型花岗岩为沉积岩部分熔融而来;马鸿文,1992;吴福元等,2007b),该判别与QAP花岗岩成因判别为I型花岗岩相左,这可能与其结晶分异程度较高有关($\text{LREE}/\text{HREE}=5.34\sim5.62$; $\delta\text{Eu}=0.22\sim0.24$),具有某些高分异花岗岩的特征。从上述岩石组合、矿物学及岩石地球化学特征综合判断,清水河东沟斑岩体可能均为I型花岗岩。

清水河东沟花岗闪长斑岩与闪长玢岩Hf同位素组成相似,其中花岗闪长斑岩锆石 $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ 值为0.020522~0.050239, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值为0.000627~0.001715, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值为0.282536~0.282642。采用锆石结晶年龄进行了 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 的计算(表4), $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于-3.5~0.2之间, $f_{\text{Lu/Hf}}$ 值介于-0.98~-0.95之间,一阶段Hf模式年龄(T_{DM1})为0.87~1.01 Ga,二阶段Hf模式年龄(T_{DM2})为1.25~1.48 Ga。闪长玢岩锆石 $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ 值为0.009370~0.097136, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值为0.000336~0.002854, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值为0.282510~0.282652, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于-4.5~0.2之间, $f_{\text{Lu/Hf}}$ 值介于-0.99~-0.91之间,一阶段Hf模式年龄(T_{DM1})为0.88~1.05 Ga,两阶段Hf模式年龄(T_{DM2})为1.24~1.54 Ga。

清水河东沟无论是花岗闪长斑岩还是闪长玢岩的 $f_{\text{Lu/Hf}}$ 值(-0.99~-0.91)均小于镁铁质地壳值(0.34)和硅铝质地壳值(-0.72),故二阶段模式年龄(T_{DM2})更能反映其源区物质从亏损地幔被抽取的时间,或是其源区物质在地壳的平均存留年龄(Amelin et al., 2000;张勇等,2023)。清水河东沟斑岩体二阶段Hf模式年龄为1.24~1.54 Ga,表明岩石物源为古老(中元古代)地壳岩石部分熔融的产物(吴福元等,2007a)。在 $t-\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 图解(图9-a)中,花岗闪长斑岩与闪长玢岩样品点均分布于球粒陨石演化线和地壳演化线之间; $t-^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 图解(图9-b)中,两者亦分布在球粒陨石演化线与下地壳演化线之间,表明花岗闪长斑岩与闪长玢岩均为下地壳部分熔融的产

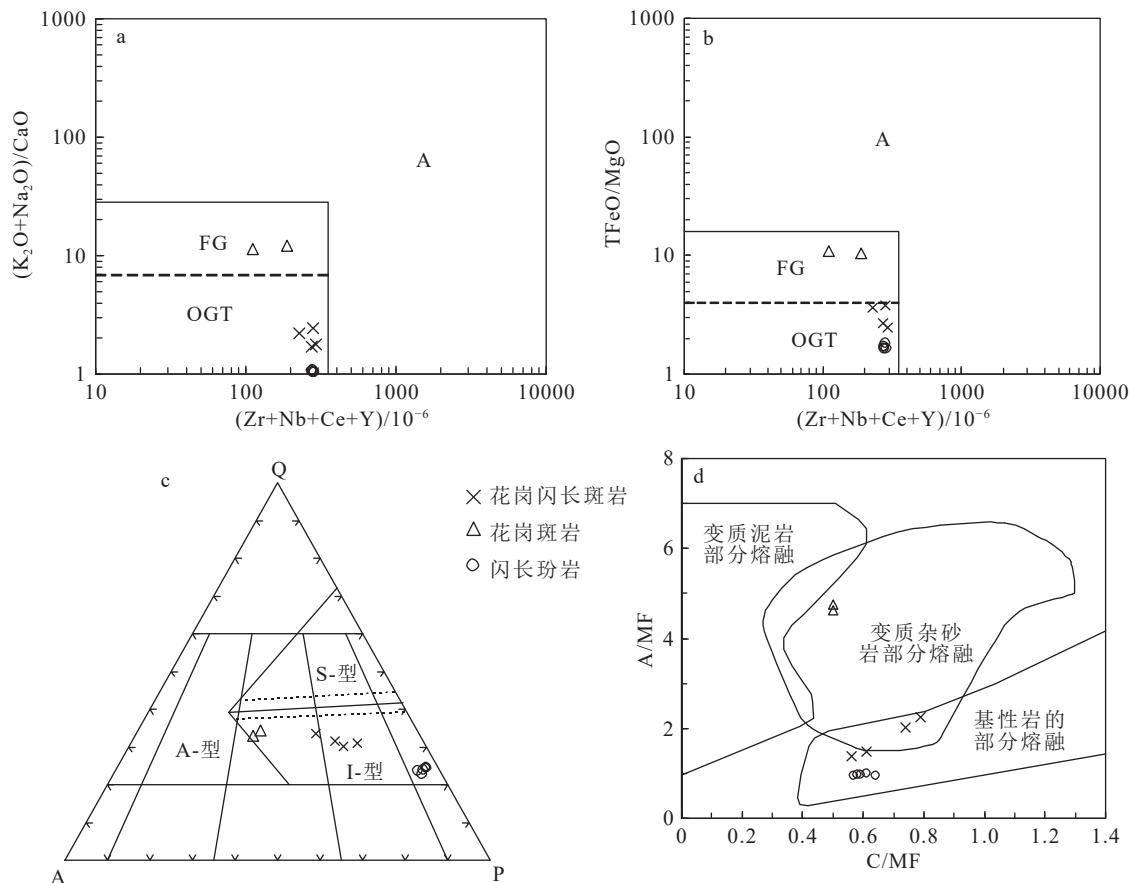


图8 清水河东沟斑岩体 $Zr+Nb+Ce+Y-(K_2O+Na_2O)/CaO$ (a)、 $Zr+Nb+Ce+Y-TFeO/MgO$ (b)、QAP(c) 和 $C/MF-A/MF$ (d) 图解
(底图据 Whalen et al., 1987; Collins et al., 1982)

Fig. 8 $Zr+Nb+Ce+Y-(K_2O+Na_2O)/CaO$ (a), $Zr+Nb+Ce+Y-TFeO/MgO$ (b), QAP(c) and $C/MF-A/MF$ (d) diagrams of the porphyry in the Qingshuihe Donggou deposit

A—A型花岗岩; FG—分异的长英质花岗岩; OGT—未分异的I、S型花岗岩

物，并受到幔源物质的混染。矿区周围前寒武纪地层只有中元古界金水口岩群，据此推测，花岗闪长斑岩与闪长玢岩可能是金水口岩群部分熔融的产物，并受到幔源物质的混染。

5.3 构造环境

花岗岩形成的构造环境一直是花岗岩研究的热点(吴福元等, 2007b; 张旗等, 2007)，但其构造环境判别往往具有复杂性和挑战性(张旗等, 2007)，目前花岗岩构造环境判别多采用多种方法综合分析(吴福元等, 2007b)。清水河东沟花岗岩石组合为闪长玢岩+花岗闪长岩+花岗闪长斑岩+花岗斑岩，明显有别于洋中脊扩张环境下的玄武岩+辉绿岩岩墙+辉长岩及其堆晶岩+斜长花岗岩组合，也不同于洋岛环境下的辉长岩+碱性辉长岩+二长辉长岩+二长闪长岩+正长岩+碱性花岗岩组合(邓晋福等, 2007)。

其组合总体上更接近于岛弧环境下的闪长岩+TTG(英云闪长岩-奥长花岗岩-花岗闪长岩)为主的岩石组合或是大陆碰撞环境下的安粗岩+二长岩/花岗岩类组合(邓晋福等, 2007)。清水河东沟斑岩体 SiO_2 含量 58.88%~75.7%， Al_2O_3 含量 12.36%~16.6%， K_2O 含量 2.17%~5.04%，均属于高钾钙碱性岩石系列， A/CNK 值为 0.88~1.08，属于准铝质—过铝质岩石系列，通常过铝质岩石多出现在碰撞造山带，而高钾钙碱性岩石出现一般代表了碰撞造山的结束(Harris et al., 1986; 韩宝福, 2007)。

清水河东沟花岗闪长斑岩、闪长玢岩、花岗斑岩 SiO_2 含量为 58.88%~75.70%，平均 65.02%， Al_2O_3 含量为 12.36%~16.60%，平均 15.34%， Y 含量 8.52×10^{-6} ~ 23.6×10^{-6} ，平均 16.44×10^{-6} ， Yb 含量 0.84×10^{-6} ~ 2.81×10^{-6} ，平均 1.68×10^{-6} ， Sr 含量 18.2×10^{-6} ~ $599 \times$

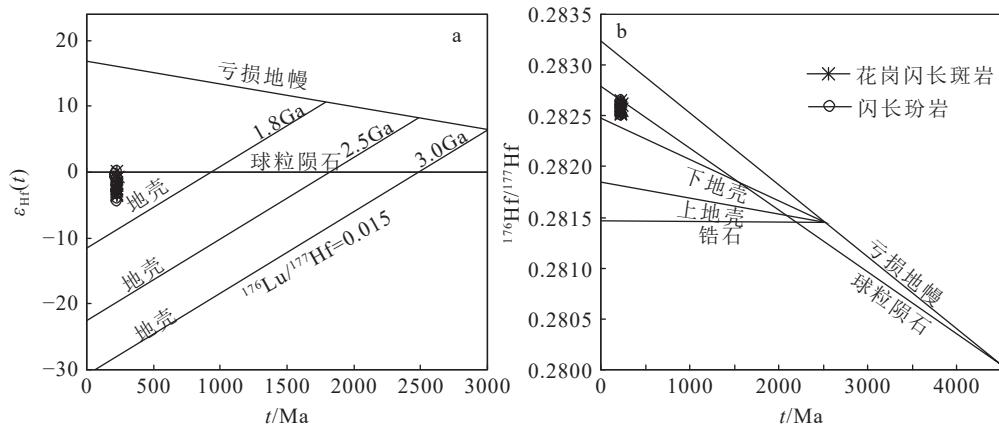


图 9 清水河东沟花岗闪长斑岩与闪长玢岩锆石 $t-\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 图解(a, 底图据吴福元等, 2007a)与 $t-^{176}\text{Hf}^{177}\text{Hf}$ 图解(b, 底图据张勇等, 2023)

Fig. 9 $t-\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ diagram(a) and $t-^{176}\text{Hf}^{177}\text{Hf}$ diagram(b) of the granodiorite porphyry and diorite porphyry in the Qingshuihe Donggou deposit

10^{-6} , 平均 404×10^{-6} , 总体具有埃达克岩的特征(通常埃达克岩 $\text{SiO}_2 \geq 56\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15\%$, $\text{Y} \leq 18 \times 10^{-6}$, $\text{Yb} \leq 1.9 \times 10^{-6}$, $\text{Sr} \geq 400 \times 10^{-6}$; 张旗等, 2002, 2003)。在 $\text{Yb}_{\text{N}}-(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 图解中, 样品点全部落入埃达克岩范围(图 10-a); 在 $\text{Yb}-\text{Sr}$ 图解中, 花岗闪长斑岩与闪长玢岩位于埃达克岩范围, 花岗斑岩位于南岭型花岗岩范围(图 10-b), 埃达克岩通常形成于板块俯冲和加厚的陆壳(张旗等, 2002, 2003)。从清水河东沟斑岩体产于大陆内部, 并且富 K(高钾钙碱性系列), 可判断它们是在后者(加厚陆壳)环境下形成的 C 型埃达克岩(张旗等, 2002), 板块碰撞是导致地壳加厚的一种重要形式。在 $(\text{Y}+\text{Nb})-\text{Rb}$ 图解(图 10-c)中, 清水河东沟斑岩体全部位于后碰撞花岗岩区; 在 $\text{Y}-\text{Nb}$ 图解(图 10-d)中, 花岗斑岩与闪长玢岩位于后碰撞花岗岩区, 花岗闪长斑岩 3 个样品位于火山弧+同碰撞花岗岩区, 1 个样品点位于碰撞后花岗岩区。综合岩石组合与岩石地球化学特征, 清水河东沟斑岩体总体与后碰撞环境下的花岗岩特征更接近。

利用年代学的限定, 并结合区域构造演化背景综合分析花岗岩成岩环境是必要的(吴福元等, 2007b)。晚古生代—中生代, 东昆仑地区进入古特提斯洋(东昆仑地区为阿尼玛卿洋)构造演化(吴福元等, 2020)。东昆仑南出露一套蛇绿岩, 其玄武岩年龄主要集中于 368.6~276 Ma(边千韬等, 2001; 杨经绥等, 2004; 张智勇等, 2004; 莫宣学等, 2007), 且布青山蛇绿岩套中的硅质岩中含早石炭世—早二叠世放射虫化石(边千韬等, 2001), 表明古特提斯洋从

晚泥盆世—早石炭世开始打开(莫宣学等, 2007), 中—晚二叠世—早三叠世(260~240 Ma)是主要的俯冲造山期(郭正府等, 1998; 莫宣学等, 2007)。中三叠统希里可特组与闹仓坚沟组微角度不整合关系代表了初始碰撞的洋陆转换构造事件(李瑞保等, 2012), 吴芳等(2010)获得闹仓坚沟组流纹质凝灰岩年龄为 243.5 ± 1.7 Ma; 中三叠世(242~239 Ma)强烈岩浆混合作用形成了大量富含镁铁质的暗色包体, 其构造环境属于该构造转换期(莫宣学等, 2007)。上三叠统鄂拉山组(231~225.4 Ma; 张得鑫等, 2017; Li et al., 2019)磨拉石的出现代表造山运动进入了后造山阶段(吴福元等, 2020)。清水河东沟斑岩体形成于 226.9~224.3 Ma, 正处于后造山阶段, 与前述根据岩石组合与岩石地球化学特征推断的成岩环境一致, 故清水河东沟斑岩体为后碰撞伸展环境下的产物。

5.4 成岩成矿机制

清水河东沟花岗闪长斑岩与闪长玢岩, 具有相似的地球化学特征, 两者 SiO_2 含量为 58.88%~69.96%, 稀土元素球粒陨石标准化配分曲线均呈现轻稀土元素富集的右倾配分模式(图 6-a), Eu 负异常不明显($\delta\text{Eu}=0.79\sim0.98$), 表明岩浆演化过程中无斜长石的残留或分离结晶作用较弱。花岗闪长斑岩与闪长玢岩均富集大离子亲石元素(Rb 、 K 、 Ba 等), 相对亏损高场强元素(Ta 、 P 、 Ti 等), 而这种相似的稀土、微量元素往往是判断两类岩石是否是同源岩石的重要依据(卢成忠等, 2006), 暗示两者可能来自同一母岩浆房。从岩石产状看, 花岗闪长斑岩被闪

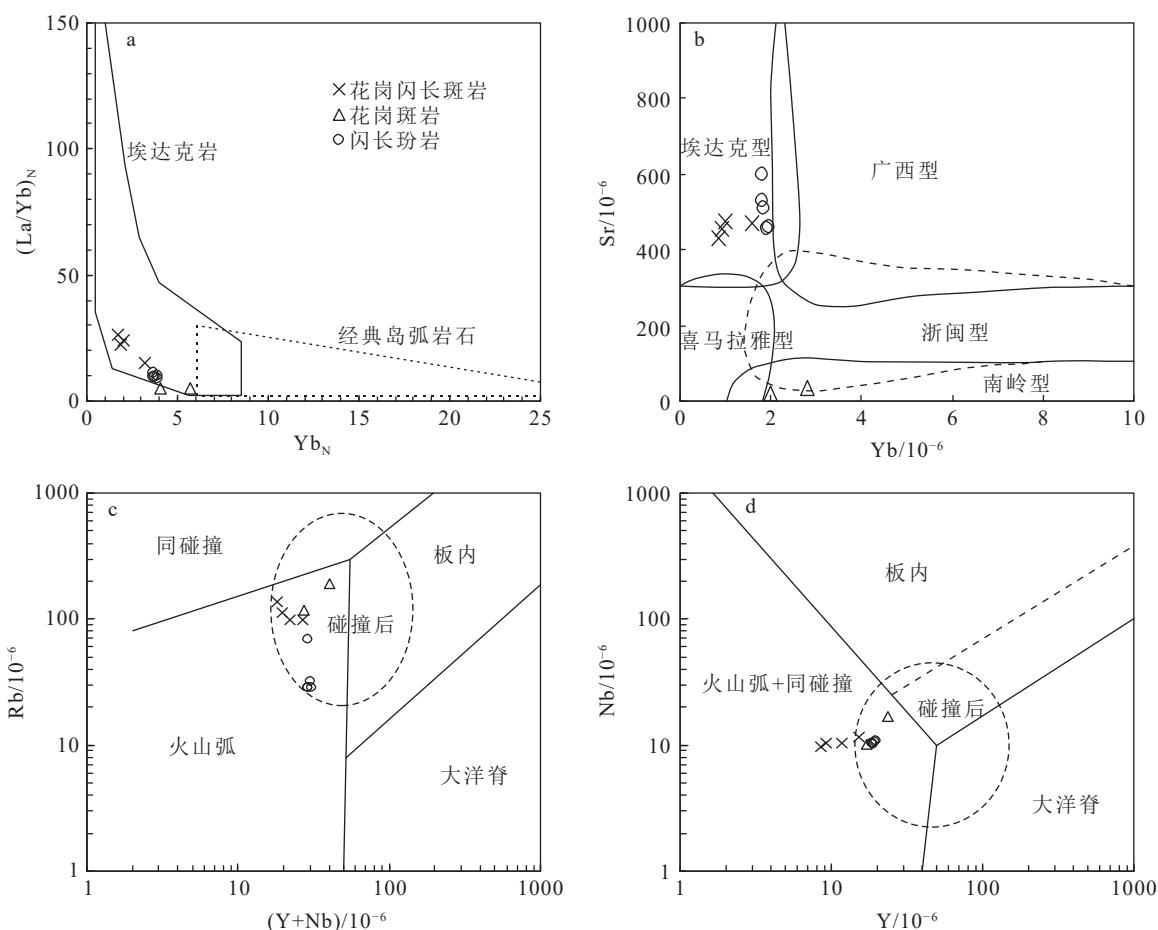


图 10 清水河东沟斑岩体 $\text{Yb}_N-(\text{La/Yb})_N$ (a)、 $\text{Yb}-\text{Sr}$ (b)、 $(\text{Y}+\text{Nb})-\text{Rb}$ (c) 和 $\text{Y}-\text{Nb}$ (d) 构造环境判别图解
(Defant and Drummond, 1990; Zhang et al., 2020; Pearce et al., 1984)

Fig. 10 $\text{Yb}_N-(\text{La/Yb})_N$ (a), $\text{Yb}-\text{Sr}$ (b), $(\text{Y}+\text{Nb})-\text{Rb}$ (c) and $\text{Y}-\text{Nb}$ (d) tectonic environment diagrams of the porphyry in the Qingshuihe Donggou deposit

长玢岩穿截(图 2-b), 其形成时期应早于闪长玢岩, 本次获得两者的锆石 U-Pb 年龄分别为 226.9 Ma、224.3 Ma, 也佐证了这一情况。偏基性的闪长玢岩形成时间晚于偏酸性的花岗闪长斑岩(图 2-b), 这与结晶分异花岗岩由基性向酸性演化趋势不相符, 可能暗示了清水河东沟花岗闪长斑岩与闪长玢岩是地壳部分熔融的产物。部分熔融起始熔浆往往是更偏酸性的花岗岩(罗照华等, 2007), 这也就能解释清水河东沟花岗闪长斑岩早于闪长玢岩形成。

从部分熔融的角度看, 花岗斑岩是区内最偏酸性($\text{SiO}_2 > 75.54\%$)的花岗岩, 应为最早形成的, 但这与钻孔中花岗斑岩呈脉状侵入到花岗闪长斑岩的现象不相符(花岗斑岩晚形成), 暗示了花岗斑岩可能不是部分熔融的产物, 而是花岗闪长斑岩等早期岩石结晶分异的产物。从岩石地球化学特征看, 花岗

斑岩具有一定的分异性, 随着花岗斑岩 SiO_2 (75.54%~75.70%) 的升高, 花岗斑岩相对于花岗闪长斑岩与闪长玢岩, TiFeO 、 MgO 、 CaO 、 TiO_2 、 P_2O_5 明显降低, 反映岩石经历了钛铁矿、榍石、磷灰石的分离结晶, K_2O 含量升高, 与钾长石含量增加有关。稀土元素标准化配分曲线(图 6-a)和微量元素蛛网图(图 6-b)显示, 花岗斑岩具有明显的负 Eu 异常, 强烈亏损 Sr 、 P 、 Ti , 也反映岩石经历了斜长石、磷灰石、钛铁矿等矿物的分离结晶。在 $\text{Ce}-\text{Ce}/\text{Sm}$ 与 $\text{La}-\text{La}/\text{Sm}$ 判别图解(图 11)中, 花岗闪长斑岩与闪长玢岩呈现出部分熔融的趋势, 花岗斑岩呈现出分离结晶的趋势, 这与前述认识一致。

Mo 元素作为一种稀有、亲硫元素, 常富集于地壳中的花岗岩内(张红等, 2011), 其在原始地幔中的丰度仅为 50×10^{-9} , 而在大陆地壳中的丰度可达

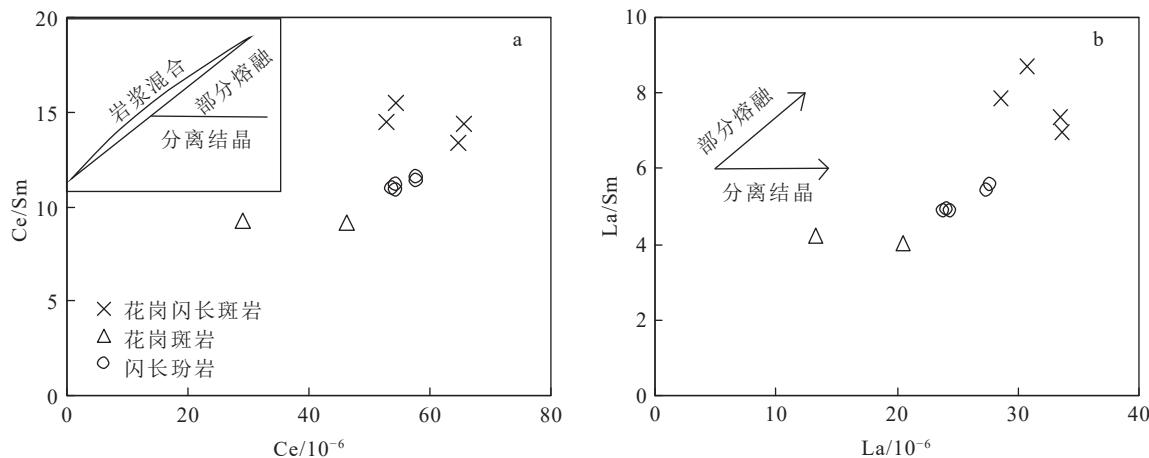


图 11 清水河东沟斑岩体 Ce-Ce/Sm(a) 和 La-La/Sm(b, 底图据王秉璋等, 2022) 图解

Fig. 11 Diagrams of Ce-Ce/Sm(a) and La-La/Sm(b) of the porphyry in the Qingshuihe Donggou deposit

800×10^{-9} , 上升了 15 倍(McDonough and Sun, 1995; Rudnick and Gao, 2003)。与斑岩钼矿成矿相关的岩体通常起源于古老(Stein and Crock, 1990; Ren et al., 2018)、新生(Li et al., 2014; Shu and Chiaradia, 2021; Kan et al., 2023)地壳, 即使钼矿来源于地壳, 其也需要富集 1000 倍才可能成矿。然而, 即使高分异花岗岩也不能使 Mo 元素富集到如此高的水平(Stemprok, 1990), 可能暗示了钼矿成矿具有独特成矿机制。Robb(2005)认为, 斑岩型钼矿形成于远离俯冲带、氧逸度稍低、距离地表更深的地方, 有流体参与的岩浆环境中更利于成矿。

前述已述及, 清水河东沟花岗闪长斑岩与闪长玢岩可能是金水口岩群部分熔融的产物, 与斑岩钼矿成矿相关的岩体通常起源于古老地壳(Stein and Crock, 1990; Ren et al., 2018)一致, 东昆仑骆驼峰地区金水口岩群斜长片麻岩 Mo 含量为 $1.07 \times 10^{-6} \sim 3.38 \times 10^{-6}$, 明显高于地壳丰度, 满足于斑岩钼矿形成所需的高 Mo 丰度大陆地壳熔融(Hou et al., 2011; 杨航等, 2023), 能够为成矿提供足够的 Mo 元素。矿区黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值介于 4.2‰~4.8‰之间, 辉钼矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值介于 1.7‰~3.8‰之间, 总体变化范围很小, 反映硫来源单一, 与花岗岩硫同位素组成较一致, 暗示 S 元素主要来于岩浆热液(另文发表)。

综上认为, 晚三叠世诺利期, 清水河东沟地区进入后碰撞陆内伸展阶段, 地壳伸展减薄, 幔源岩浆底侵作用与壳-幔源岩浆混合作用加剧(郭正府等, 1998; 许志琴等, 2006; 莫宣学等, 2007)。幔源物质底侵导致中元古界金水口岩群再次熔融, 形成母岩

浆房与富含成矿物质的岩浆期热液, 随着岩浆-热液相互作用, 成矿岩体 Mo 含量进一步提高。随着含矿母岩浆侵入就位时温度、压力的改变, 导致辉钼矿得以熔离, 并形成了赋矿花岗闪长斑岩(约 226.9 Ma)、赋矿黑云母花岗闪长岩。随着金水口岩群熔融程度的加深, 后期熔出更偏基性的闪长玢岩(约 224.3 Ma)灌入早期形成的花岗闪长斑岩中, 同时早期形成的熔流体随着结晶分异作用, 逐渐形成了分异程度更高的花岗斑岩。

6 结 论

(1) 清水河东沟与成矿关系密切的花岗闪长斑岩成岩年龄为 226.9 ± 1.3 Ma; 闪长玢岩成岩年龄为 224.3 ± 1.2 Ma, 限定了清水河东沟斑岩型钼矿的成矿年龄介于 226.9~224.3 Ma 之间, 为晚三叠世的产物。

(2) 花岗闪长斑岩锆石 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值为 0.282536~0.282642, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于 -3.5~0.2 之间, 平均模式年龄为 1391 Ma; 闪长玢岩锆石 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值为 0.282510~0.282652, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于 -4.5~0.2 之间, 平均模式年龄为 1392 Ma, 暗示清水河东沟斑岩体可能是中元古界金水口岩群部分熔融的产物。

(3) 清水河东沟花岗闪长斑岩属于弱过铝质高钾钙碱性岩石系列, 闪长玢岩、花岗斑岩属于准质高钾钙碱性岩石系列, 为后碰撞伸展环境下形成的 I 型花岗岩。

(4) 晚三叠世诺利期, 清水河东沟地区由于构造热事件导致钼高背景岩石(金水口岩群)部分熔融形成富钼岩浆系统, 岩浆侵位结晶分异逐步形成含矿

的花岗闪长斑岩(约 226.9 Ma)及黑云母花岗闪长岩,随岩浆进一步结晶分异出花岗斑岩,同时伴随有闪长玢岩脉(约 224.3 Ma)的出熔。

References

- Amelin Y, Lee D C, Halliday A. 2000. Early-middle Archaean crustal evolution deduced from Lu-Hf and U-Pb isotopic studies of single zircon grains[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(24): 4205–4225.
- Bian Q T, Luo X Q, Li D H, et al. 2001. Geochemistry and formation environment of the Buqingshan ophiolite complex, Qinghai Province, China[J]. *Acta Geologica Sinica*, 75(1): 45–55 (in Chinese with English abstract).
- Chappell B W, White A J R. 1974. Two contrasting granite types[J]. *Pacific Geology*, 8: 173–174.
- Chen G C, Pei X Z, Li R B, et al. 2020. Late Palaeozoic-Early Mesozoic tectonic-magmatic evolution and mineralization in the eastern section of the East Kunlun Orogenic Belt[J]. *Earth Science Frontiers*, 27(4): 33–48 (in Chinese with English abstract).
- Chen J, Xie Z Y, Li B, et al. 2013. Geological and geochemical characteristics of the ore-bearing intrusions from the Lalingzaohuo Mo polymetallic deposit and its metallogenetic significance[J]. *Geology and Exploration*, 49(5): 813–824 (in Chinese with English abstract).
- Chen M, Wang Y H, Gu Q, et al. 2024. Identification and petrogenesis of Wuhema highly fractionated I-type granitoids in Qinghai Province from Songpan-Ganzi Terrane[J]. *Geological Bulletin of China*, 43(5): 789–801 (in Chinese with English abstract).
- Chen X Y, Zhang Y L, Song Z B, et al. 2013. Geological and geochemical characteristics of the Qingshuuhe Donggou porphyry Cu-Mo deposit in the East Kunlun[C]//Abstracts of the 14th Annual Meeting of the Chinese Society for Mineralogy, Petrology and Geochemistry. Chinese Society for Mineralogy, Petrology and Geochemistry (in Chinese with English abstract).
- Collins W J, Beams S D, White A J R, et al. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80(2): 189–200.
- Cooke D R, Holling S P, Walshe J L. 2005. Giant porphyry deposits: Characteristics, distribution, and tectonic controls[J]. *Economic Geology*, 100(5): 801–818.
- Defant M J, Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere[J]. *Nature*, 347: 662–665.
- Deng J F, Mo X X, Zhao H L, et al. 2004. A new model for the dynamic evolution of Chinese lithosphere: Continental roots-plume tectonics[J]. *Earth Science Reviews*, 65: 223–275.
- Deng J F, Xiao Q H, Su S G, et al. 2007. Igneous petrotectonic assemblages and tectonic settings: A discussion[J]. *Geological Journal of China Universities*, 13(3): 392–402 (in Chinese with English abstract).
- Fan X Z, Sun F Y, Xu C H, et al. 2021. Genesis of Harizha Ag-Pb-Zn deposit in the eastern Kunlun Orogen, NW China: Evidence from fluid inclusions and C-H-O-S-Pb isotopes[J]. *Resource Geology*, 71: 177–201.
- Guo G H, Zhong S H, Li S Z, et al. 2023. Constructing discrimination diagrams for granite mineralization potential by using machine learning and zircon trace elements: Example from the Qimantagh, East Kunlun[J]. *Northwestern Geology*, 56(6): 57–70 (in Chinese with English abstract).
- Guo X Z, Jia Q Z, Zheng Y Y, et al. 2016. Re-Os isotopic dating of molybdenite from Reshui molybdenum polymetallic deposit in the East Kunlun and its geological significance[J]. *Acta Geologica Sinica*, 90(10): 2818–2829 (in Chinese with English abstract).
- Guo Z F, Deng J F, Xu Z Q, et al. 1998. Late Palaeozoic-Mesozoic intracontinental orogenic process and intermediate-acidic igneous rocks from the Eastern Kunlunmountains of Northwestern China[J]. *Geoscience*, 12(3): 51–59 (in Chinese with English abstract).
- Han B F. 2007. Diversity of post-collisional granitoids and complexity of discrimination of their tectonic settings[J]. *Earth Science Frontiers*, 14(3): 64–72 (in Chinese with English abstract).
- Harris N B W, Pearce J A, Tindle A G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism[J]. *Geological Society of London Special Publications*, 19(5): 67–81.
- He S Y, Li D S, Li L L, et al. 2009. Re-Os age of molybdenite from the Yazigou copper (Molybdenum) mineralized area in Eastern Kunlun of Qinghai Province and its geological significance[J]. *Geotectonica et Metallogenesis*, 33(2): 236–242 (in Chinese with English abstract).
- He S Y, Lin G, Zhong S H, et al. 2023. Geological characteristics and related mineralization of “Qinghai Gold Belt” formed by orogeny[J]. *Northwestern Geology*, 56(6): 1–16 (in Chinese with English abstract).
- Hou K J, Li Y H, Tian Y R. 2009. In situ U-Pb zircon dating using laser ablation-multi ion counting-ICP-MS[J]. *Mineral Deposits*, 28(4): 481–492 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Ma H W, Zaw K, et al. 2003. The Himalayan Yulong porphyry copper belt: Product of large-scale strike-slip faulting in eastern Tibet[J]. *Economic Geology*, 98(1): 125–145.
- Hou Z Q, Yang Z M. 2009. Porphyry deposits in continental settings of China: Geological characteristics, magmatic-hydrothermal system, and metallogenetic model[J]. *Acta Geologica Sinica*, 83(12): 1779–1817 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Zhang H R, Pan X F, et al. 2011. Porphyry Cu (-Mo-Au) deposits related to melting of thickened mafic lower crust: Examples from the eastern Tethyan metallogenetic domain[J]. *Ore Geology Reviews*, 39(1/2): 21–45.
- Hou Z Q, Zheng Y C, Yang Z M, et al. 2012. Metallogenesis of continental collision setting : Part I Gangdese Cenozoic porphyry Cu-Mo systems in Tibet[J]. *Mineral Deposits*, 31(4): 647–670 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Duan L F, Lu Y J, et al. 2015. Lithospheric architecture of the Lhasa terrane and its control on ore deposits in the Himalayan-Tibetan

- ogen [J]. *Economic Geology*, 110(6): 1541–1575.
- Hou Z Q, Yang Z M, Wang R, et al. 2020. Further discussion on porphyry Cu–Mo–Au deposit formation in Chinese mainland [J]. *Earth Science Frontiers*, 27(2): 20–44 (in Chinese with English abstract).
- Irvine T N, Baragar W R A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks [J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523–548.
- Jiang C F, Wang Z Q, Li J Y. 2000. Opening–closing structure in the Central Orogen [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1–154 (in Chinese with English abstract).
- Kan J, Qin K Z, Wang L, et al. 2023. Paleozoic and Mesozoic magmatism in the Gaodi porphyry Mo–Cu deposit: Implications for the evolution of the Mongol–Okhotsk Ocean in the northern Great Xing'an Range, NE China [J]. *Gondwana Research*, 124: 77–99.
- Li Q, Cui B, Wang L. 2019. Zircon U–Pb chronology, geochemistry and Lu–Hf isotope constraints on the genesis of the monzonitic granite in the Harizha area in the eastern section of the east Kunlun region [J]. *Global Geology*, 22(1): 36–49.
- Li R B, Pei X Z, Li Z C, et al. 2012. Geological characteristics of Late Palaeozoic–Mesozoic unconformities and their response to some significant tectonic events in eastern part of Eastern Kunlun [J]. *Earth Science Frontiers*, 19(5): 244–254 (in Chinese with English abstract).
- Li S J, Sun F Y, Feng C Y, et al. 2008. Geochronological study on Yazigou polymetallic deposit in Eastern Kunlun, Qinghai Province [J]. *Acta Geologica Sinica*, 82(7): 949–955 (in Chinese with English abstract).
- Li Z M, Xue C J, Wang X H, et al. 2007. Features of regional mineralization and analysis of the exploration development in the Eastern Kunlun Mountains [J]. *Geological Review*, 53(5): 708–718 (in Chinese with English abstract).
- Li Z Z, Qin K Z, Li G M, et al. 2014. Formation of the giant Chalukou porphyry Mo deposit in northern Great Xing'an Range, NE China: Partial melting of the juvenile lower crust in intra-plate extensional environment [J]. *Lithos*, 202: 138–156.
- Lin Y H, Li J Q, Wang M, et al. 2021. LA–ICP–MS U–Pb zircon dating and geological significance of ore-bearing granodiorite porphyry in Zamaxiuma area, East Kunlun [J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 41(3): 29–39 (in Chinese with English abstract).
- Liu G L, Wang Z X, Zhang D M, et al. 2024. Age, geochemistry and formation environment of diorite porphyrite in Kudeerte gold-polymetallic deposit, East Kunlun [J]. *Geological Bulletin of China*, 43(7): 1133–1148 (in Chinese with English abstract).
- Liu J D, Zhang K, Wang B Z, et al. 2023. U–Pb age, geochemical and Hf isotopic characteristics of Late Triassic granodiorite porphyry in Gounao area of Lalinggaoli River, Eastern Kunlun Mountain [J]. *Geological Review*, 69(4): 1525–1542 (in Chinese with English abstract).
- Liu J N, Feng C Y, Qi F, et al. 2012. SIMS zircon U–Pb dating and fluid inclusion studies of Xiadeboli Cu–Mo ore district in Dulan County, Qinghai Province, China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 28(2): 679–690 (in Chinese with English abstract).
- Liu J Q, Zhong S H, Li S Z, et al. 2023. Identification of mineralized and barren magmatic rocks for the porphyry–skarn deposits from the Qimantagh, East Kunlun: Based on machine learning and whole–rock compositions [J]. *Northwestern Geology*, 56(6): 41–56 (in Chinese with English abstract).
- Loiselle M C, Wones D R. 1979. Characteristics of anorogenic granites [J]. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 11: 468.
- Lu C Z, Yan T Z, Dong C W, et al. 2006. Magmatic consanguinity analysis of the Muchen intrusion and Xishantou Formation volcanic rocks in Zhejiang [J]. *Geology in China*, 33(1): 146–152 (in Chinese with English abstract).
- Lu H F, Yang Y Q, He J, et al. 2017. Zircon U–Pb age dating for granodiorite porphyry and molybdenite Re–Os isotope dating of Halongxuma molybdenum (tungsten) deposit in the East Kunlun area and its geological significance [J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 37(2): 33–39 (in Chinese with English abstract).
- Luo Z H, Huang Z M, Ke S. 2007. An overview of granitoid [J]. *Geological Review*, 53(S1): 180–226 (in Chinese with English abstract).
- Ma C Q, Xiong F H, Zhang J Y, et al. 2013. Influence of subducted slab on magmatism from subduction to post – orogenic stage: Evidence from Early Permian–Late Triassic mafic dyke swarms in the East Kunlun [J]. *Acta Geologica Sinica*, 87(S1): 79–81 (in Chinese with English abstract).
- Ma H W. 1992. Discrimination of genetic types of granitoid rocks [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 8(4): 341–350 (in Chinese with English abstract).
- Mao J W, Luo M C, Xie G Q, et al. 2014. Basic characteristics and new advances in research and exploration on porphyry copper deposits [J]. *Acta Geologica Sinica*, 88(12): 2153–2175 (in Chinese with English abstract).
- McDonough W F, Sun S S. 1995. The composition of the Earth [J]. *Chemical Geology*, 120(3–4): 223–253.
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system [J]. *Earth Science Reviews*, 37(3/4): 215–224.
- Mo X X, Luo Z H, Deng J F, et al. 2007. Granitoids and crustal Growth in the East–Kunlun Orogenic Belt [J]. *Geological Journal of China Universities*, 13(3): 403–414 (in Chinese with English abstract).
- Pan T, Wang B Z, Zhang A K. 2019. Metallogenesis series and prospecting prediction in the northern and southern margins of the Qaidam Basin [M]. Wuhan: China University of Geosciences Press: 11–174 (in Chinese with English abstract).
- Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks [J]. *Journal of Petrology*, 25: 956–983.
- Ren Z, Zhou T F, Hollings P, et al. 2018. Magmatism in the Shapinggou district of the Dabie orogen, China: Implications for the formation of porphyry Mo deposits in a collisional orogenic belt [J]. *Lithos*,

- 308/309: 346–363.
- Richards J P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation[J]. *Economic Geology*, 98(8): 1515–1533.
- Richards J P. 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere[J]. *Geology*, 37(3): 247–250.
- Richards J P. 2013. Giant ore deposits formed by optimal alignments and combinations of geological processes[J]. *Nature Geoscience*, 6(11): 911–916.
- Richter F M. 1989. Simple models for trace element fractionation during melt segregation[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 77(3/4): 333–344.
- Robb L. 2005. Introduction to ore-forming processes[M]. Oxford: Blackwell Publishing: 735–736.
- Rudnick R L, Gao S. 2003. Composition of the continental crust[C]//Heinrich D H, Turekian K K. Treatise on Geochemistry, Volume 3. Oxford: Pergamon: 1–64.
- She H Q, Zhang D Q, Jing X Y, et al. 2007. Geological characteristics and genesis of the Ulan Uzhuroporphry copper deposit in Qinghai[J]. *Geology in China*, 34(2): 306–314 (in Chinese with English abstract).
- Shu Q, Chiaradia M. 2021. Mesozoic Mo mineralization in northeastern China did not require regional-scale pre-enrichment[J]. *Economic Geology*, 116(5): 1227–1237.
- Shu X F, Ma Z Y, Zhou Q L, et al. 2014. General investigation report on the Qingshuihedonggou porphyry Cu-Mo deposit in Dulan County, Qinghai Province[R]. The Third Geological Exploration Institute of Qinghai Province (in Chinese with English abstract).
- Sillitoe R H. 2010. Porphyry copper systems[J]. *Economic Geology*, 105(1): 3–41.
- Stein H J, Crock J. 1990. Late Cretaceous-Tertiary magmatism in the Colorado mineral belt: Rare Earth element and Samarium-Neodymium isotopic studies[M]. Geological Society of America Memoir, 174: 195–223.
- Štempruk M. 1990. Solubility of tin, tungsten and molybdenum oxides in felsic magmas[J]. *Mineralium Deposita*, 25: 205–212.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[J]. *Geological Society London Special Publications*, 42(1): 313–345.
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. The continental crust: Its composition and evolution[M]. Carlton: Blackwell Scientific Publication: 1–312.
- Wang B Z, Fu C L, Pan T, et al. 2022. Early Paleozoic magmatism in the Saishiteng area, North Qaidam and their constraint on tectonic evolution[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 38(9): 2723–2742 (in Chinese with English abstract).
- Wang C Y, Ma Z Y, Zhou Q L, et al. 2017. Rock geochemical characteristics and tectonic environment analysis of Cu-Mo polymetallic mining area of Qingshui River Ore District, Eastern Kunlun, Qinghai Province[J]. *Journal of Qinghai University*, 35(5): 69–77 (in Chinese with English abstract).
- Wang F C, Chen J, Xie Z Y, et al. 2013. Geological features and Re-Os isotopic dating of the Lalingzaohuo molybdenum polymetallic deposit in East Kunlun[J]. *Geology in China*, 40(4): 1209–1217 (in Chinese with English abstract).
- Wang S, Feng C Y, Li S J, et al. 2009. Zircon SHRIMP U-Pb dating of granodiorite in the Kaerqueka polymetallic ore deposit, Qimantage Mountain, Qinghai Province, and its geological implications[J]. *Geology in China*, 36(1): 74–84 (in Chinese with English abstract).
- Wang X L, Yuan W M, Feng X, et al. 2017. LA-ICP-MS zircon U-Pb age and geological significance of granite porphyry and diorite in the Harizha polymetallic ore district, East Kunlun Mountains[J]. *Geological Bulletin of China*, 36(7): 1158–1168 (in Chinese with English abstract).
- Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407–419.
- White A J R, Chappell B W. 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis[J]. *Tectonophysics*, 43: 7–22.
- Wu F Y, Li X H, Zheng Y F, et al. 2007a. Lu-Hf isotopic systematics and their applications in petrology[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(2): 185–220 (in Chinese with English abstract).
- Wu F Y, Li X H, Yang J H, et al. 2007b. Discussions on the petrogenesis of granites[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(6): 1217–1238 (in Chinese with English abstract).
- Wu F Y, Liu X C, Ji W Q, et al. 2017. Highly fractionated granites: Recognition and research[J]. *Science China: Earth Sciences*, 47(7): 745–765 (in Chinese with English abstract).
- Wu F Y, Wan B, Zhao L, et al. 2020. Tethyan geodynamics[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 36(6): 1627–1674 (in Chinese with English abstract).
- Xi R G, Xiao P X, Wu Y Z, et al. 2010. The geological significances, composition and age of the Monzonitic granite in Kendekeke iron mine[J]. *Northwestern Geology*, 43(4): 195–202 (in Chinese with English abstract).
- Xiang P, Yao S Z, Zhou Z G. 2013. Geochemistry and genesis of igneous rocks in Jiadanggen porphyry Cu(Mo) deposit, Qinghai Province, China[J]. *Northwestern Geology*, 46(1): 139–153 (in Chinese with English abstract).
- Xu Q L, Sun F Y, Li B L, et al. 2014. Geochronological dating, geochemical characteristics and tectonic setting of the granite-porphyry in the Mohexiala silver polymetallic deposit, Eastern Kunlun Orogenic Belt[J]. *Geotectonica et Metallogenesis*, 38(2): 421–433 (in Chinese with English abstract).
- Xu W Y, Zhang D Q, Yan S H, et al. 2001. Progress and prospect of the major mineral resources survey in the East Kunlun area[J]. *Geology in China*, 28(1): 25–29 (in Chinese with English abstract).
- Xu Z Q, Yang J S, Li H B, et al. 2006. The Qinghai-Tibet plateau and continental dynamics: A review on terrane tectonics, collisional orogenesis, and processes and mechanisms for the rise of the

- plateau[J]. *Geology in China*, 33(2): 221–238 (in Chinese with English abstract).
- Yang H, Qin K Z, Wu P, et al. 2023. Tectonic setting, mineralization and ore-controlling factors of porphyry Cu–Mo–Au deposits[J]. *Mineral Deposits*, 42(1): 128–156 (in Chinese with English abstract).
- Yang J S, Wang X B, Shi R D, et al. 2004. The Dur'ngoi ophiolite in East Kunlun, northern Qinghai–Tibet Plateau: A fragment of paleo–Tethyan oceanic crust[J]. *Geology in China*, 31(3): 225–239 (in Chinese with English abstract).
- Yang Z M, Cooke D R. 2019. Porphyry copper deposits in China[C]//Mineral deposits of China. McLean: Society of Economic Geologists, 22: 133–187.
- Yin H F, Zhang K X. 1997. Characteristics of the Eastern Kunlun Orogenic Belt[J]. *Earth Science–Journal of China University of Geosciences*, 22(4): 339–342 (in Chinese with English abstract).
- Yu Z D, Tan R, Cao H Q, et al. 2023. Petrogenesis of fine-grained muscovite granite in the Lianhuashan tungsten tin ore cluster area of northern Jiangxi Province–Constraints from zircon U–Pb isotopes and elemental geochemistry[J]. *Geological Bulletin of China*, 42(12): 2084–2095 (in Chinese with English abstract).
- Yuan W M, Mo X X, Yu X H, et al. 2000. The record of Indosinian tectonic setting from the granotoid of Eastern Kunlun Mountains[J]. *Geological Review*, 46(2): 203–211 (in Chinese with English abstract).
- Yuan W M, Mo X X, Zhang A K, et al. 2017. Discovery of new porphyry belts in Eastern Kunlun Mountains, Qinghai Tibet Plateau[J]. *Earth Science Frontiers*, 24(6): 1–9 (in Chinese with English abstract).
- Zhang A K, Mo X X, Yuan W M, et al. 2016. Petrogenesis and tectonic setting of Yemaquan Triassic granite from the west of the Eastern Kunlun Mountain Range, China[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 36(2): 157–173 (in Chinese with English abstract).
- Zhang D X, Zeng X P, Wei X L, et al. 2017. Geochemistry and tectonic setting of late Triassic volcanics in Elashan formation in south of Nalingehe river, East Kunlun[J]. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 32(2): 245–253 (in Chinese with English abstract).
- Zhang H, Sun W D, Yang X Y, et al. 2011. Geochronology and metallogenesis of the Shapinggou giant porphyry molybdenum deposit in the Dabie Orogenic Belt[J]. *Acta Geologica Sinica*, 85(12): 2039–2059.
- Zhang J, Tang H W, Hou M C, et al. 2018. Geochemistry and zircon U–Pb ages of the volcanic rocks in southern Galing, Qinghai Province[J]. *Geological Bulletin of China*, 37(5): 819–829 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Q Y, Li L, Yang H, et al. 2013. Geological characteristics and genetic type analysis of the Qing Shui Hedonggou copper–molybdenum deposit[J]. *Journal of Qinghai University (Natural Science Edition)*, 31(4): 65–69.
- Zhang Q, Wang Y, Liu W, et al. 2002. Adakite: Its characteristics and implications[J]. *Geological Bulletin of China*, (7): 431–435 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Q, Wang Y, Wang Y L. 2003. On the relationship between Adakite and its tectonic setting[J]. *Geotectonica et Metallogenesis*, (2): 101–108 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Q, Pan G Q, Li C D, et al. 2007. Are discrimination diagrams always indicative of correct tectonic settings of granites? Some crucial questions on granite study (3)[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(11): 2683–2698 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Q, Ran H, Li C D. 2012. A-type granite: what is the essence?[J]. *Journal of Petrology and Mineralogy*, 31(4): 621–626 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Q. 2013. The criteria and discrimination for A-type granites: A reply to the question put forward by Wang Yang and some other persons for “A-type granite: what is the essence?” [J]. *Journal of Petrology and Mineralogy*, 32(2): 267–274 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Q, Jiao S T. 2020. Adakite comes from a high-pressure background: A scientific, reliable, predictable scientific discovery[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 36(6): 1675–1683 (in Chinese with English abstract).
- Zhang X Y, Li W F, Ou Yang G W, et al. 2020. The discovery of Early Triassic volcanic rocks in Zhanhongshan area of Qinghai Province in the eastern section of East Kunlun Mountain and its geological significance[J]. *Geological Bulletin of China*, 39(5): 631–641 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Y, Su S S, Bai S L, et al. 2015. Geochemistry, LA–ICP–MS zircon U–Pb dating and geological significance of quartz diorite in the Bielisaibei iron ore deposit, East Kunlun Mountains, Qinghai Province[J]. *Geology in China*, 42(3): 663–676 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Y, Zhang D M, Liu G Y, et al. 2017. Zircon U–Pb dating of porphyroid monzonitic granite in the Kaerqueka copper polymetallic deposit of East Kunlun Mountains and its geological significance[J]. *Geological Bulletin of China*, 36(2/3): 270–274 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Y, Pan T, Zhang A K, et al. 2023. Spatial relationship between eclogite and copper–nickel mineralization in East Kunlun, China[J]. *Minerals*, 13: 330.
- Zhang Y, Zhang A K, He S Y, et al. 2023. Age, petrogenesis and tectonic significance of granodiorite in Kudeerte gold deposit, Qimantang area, East Kunlun[J]. *Gold Science and Technology*, 31(1): 1–14 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Y, Li Z F, Liu G Y, et al. 2024. Discussion prospecting prospect of the eclogite type rutile deposit in east Kunlun[J]. *Mineral Exploration*, 15(3): 364–372 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Z Y, Yin H F, Wang B Z, et al. 2004. Presence and evidence of Kuhai–Saishitang branching ocean in copulae between Kunlun–Qinling Mountains[J]. *Earth Science*, (6): 691–696 (in Chinese with English abstract).
- Zhu D Q, Zhu H B, Li B L, et al. 2018. Re–Os geochronology of molybdenite from Reshui Cu–Mo deposit in Dulan, Qinghai and its

geological significance[J]. Global Geology, 37(4): 1004–1017 (in Chinese with English abstract).

Zhu W F, Tang C J. 1983. Geochemical conversion method of natural minerals in granitoids and its application [M]. Guiyang: Guizhou People's Publishing House (in Chinese).

附中文参考文献

- 边千韬, 罗小全, 李涤徽, 等. 2001. 青海省阿尼玛卿带布青山蛇绿混杂岩的地球化学性质及形成环境[J]. 地质学报, 75(1): 45–55.
- 陈国超, 裴先治, 李瑞保, 等. 2020. 东昆仑造山带东段晚古生代—早中生代构造岩浆演化与成矿作用[J]. 地学前缘, 27(4): 33–48.
- 陈静, 谢智勇, 李彬, 等. 2013. 东昆仑拉陵灶火钼多金属矿床含矿岩体地质地球化学特征及其成矿意义[J]. 地质与勘探, 49(5): 813–824.
- 陈敏, 王雁鹤, 谷强, 等. 2024. 松潘—甘孜地体青海吾和玛高分异I型花岗岩的识别与岩石成因[J]. 地质通报, 43(5): 789–801.
- 陈向阳, 张雨莲, 宋忠宝, 等. 2013. 东昆仑清水河东沟斑岩铜钼矿地质地球化学特征[C]//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. 中国矿物岩石地球化学学会.
- 邓晋福, 肖庆辉, 苏尚国, 等. 2007. 火成岩组合与构造环境: 讨论[J]. 高校地质学报, 13(3): 392–402.
- 郭广慧, 钟世华, 李三忠, 等. 2023. 运用机器学习和锆石微量元素构建花岗岩成矿潜力判别图解: 以东昆仑祁漫塔格为例[J]. 西北地质, 56(6): 57–70.
- 郭正府, 邓晋福, 许志琴, 等. 1998. 青藏东昆仑晚古生代末—中生代中酸性火成岩与陆内造山过程[J]. 现代地质, 12(3): 51–59.
- 国显正, 贾群子, 郑有业, 等. 2016. 东昆仑热水钼多金属矿床辉钼矿Re–Os同位素年龄及地质意义[J]. 地质学报, 90(10): 2818–2829.
- 韩宝福. 2007. 后碰撞花岗岩类的多样性及其构造环境判别的复杂性[J]. 地学前缘, 14(3): 64–72.
- 何书跃, 李东生, 李良林, 等. 2009. 青海东昆仑鸭子沟斑岩型铜(钼)矿区辉钼矿铼–锇同位素年龄及地质意义[J]. 大地构造与成矿学, 33(2): 236–242.
- 何书跃, 林贵, 钟世华, 等. 2023. 造山作用孕育“青海金腰带”[J]. 西北地质, 56(6): 1–16.
- 侯可军, 李延河, 田有荣. 2009. LA–MC–ICP–MS 锆石微区原位U–Pb定年技术[J]. 矿床地质, 28(4): 481–492.
- 侯增谦, 杨志明. 2009. 中国大陆环境斑岩型矿床: 基本地质特征、岩浆热液系统和成矿概念模型[J]. 地质学报, 83(12): 1779–1817.
- 侯增谦, 郑远川, 杨志明, 等. 2012. 大陆碰撞成矿作用: I. 冈底斯新生代斑岩成矿系统[J]. 矿床地质, 31(4): 647–670.
- 侯增谦, 杨志明, 王瑞, 等. 2020. 再论中国大陆斑岩Cu–Mo–Au矿床成矿作用[J]. 地学前缘, 27(2): 20–44.
- 姜春发, 王宗起, 李锦铁. 2000. 中央造山带开合构造[M]. 北京: 地质出版社: 1–154.
- 李瑞保, 裴先治, 李佐臣, 等. 2012. 东昆仑东段晚古生代—中生代若干不整合面特征及其对重大构造事件的响应[J]. 地学前缘, 19(5): 244–254.
- 李世金, 孙丰月, 丰成友, 等. 2008. 青海东昆仑鸭子沟多金属矿的成矿年代学研究[J]. 地质学报, 82(7): 949–955.
- 李智明, 薛春纪, 王晓虎, 等. 2007. 东昆仑区域成矿特征及有关找矿突破问题分析[J]. 地质论评, 53(5): 708–718.
- 林艳海, 李积清, 王明, 等. 2021. 东昆仑扎玛休玛地区含矿花岗闪长斑岩LA–ICP–MS 锆石定年及地质意义[J]. 矿物岩石, 41(3): 29–39.
- 刘光莲, 汪周鑫, 张大明, 等. 2024. 东昆仑库德尔特金多金属矿床闪长玢岩年龄、地球化学特征及形成环境[J]. 地质通报, 43(7): 1133–1148.
- 刘嘉情, 钟世华, 李三忠, 等. 2023. 基于机器学习和全岩成分识别东昆仑祁漫塔格斑岩–矽卡岩矿床成矿岩体和贫矿岩体[J]. 西北地质, 56(6): 41–56.
- 刘建栋, 张焜, 王秉璋, 等. 2023. 东昆仑拉陵高里河沟脑地区晚三叠世花岗闪长斑岩年代学、岩石地球化学及Hf同位素特征[J]. 地质论评, 69(4): 1525–1542.
- 刘建楠, 丰成友, 亓锋, 等. 2012. 青海都兰县下得波利铜钼矿区锆石U–Pb测年及流体包裹体研究[J]. 岩石学报, 28(2): 679–690.
- 卢成忠, 颜铁增, 董传万, 等. 2006. 浙江沐尘岩体与西山头组火山岩的岩浆同源性分析[J]. 中国地质, 33(1): 146–152.
- 鲁海峰, 杨延乾, 何皎, 等. 2017. 东昆仑哈陇休玛钼(钨)矿床花岗闪长斑岩锆石U–Pb及辉钼矿Re–Os同位素定年及其地质意义[J]. 矿物岩石, 37(2): 33–39.
- 罗照华, 黄忠敏, 柯珊. 2007. 花岗质岩石的基本问题[J]. 地质论评, 53(S1): 180–226.
- 马昌前, 熊富浩, 张金阳, 等. 2013. 从板块俯冲到造山后阶段俯冲板片对岩浆作用的影响: 东昆仑早二叠世—晚三叠世镁铁质岩墙群的证据[J]. 地质学报, 87(S1): 79–81.
- 马鸿文. 1992. 花岗岩成因类型的判别分析[J]. 岩石学报, 8(4): 341–350.
- 毛景文, 罗茂澄, 谢桂青, 等. 2014. 斑岩铜矿床的基本特征和研究勘查新进展[J]. 地质学报, 88(12): 2153–2175.
- 莫宣学, 罗照华, 邓晋福, 等. 2007. 东昆仑造山带花岗岩及地壳生长[J]. 高校地质学报, 13(3): 403–414.
- 潘彤, 王秉璋, 张爱奎. 2019. 柴达木盆地南北缘成矿系列及找矿预测[M]. 武汉: 中国地质大学出版社: 11–174.
- 余宏全, 张德全, 景向阳, 等. 2007. 青海省乌兰乌珠尔斑岩铜矿床地质特征与成因[J]. 中国地质, 34(2): 306–314.
- 舒晓峰, 马忠元, 周青禄, 等. 2014. 青海省都兰县清水河东沟斑岩型铜钼矿普查报告[R]. 青海省第三地质勘查院.
- 王秉璋, 付长奎, 潘彤, 等. 2022. 柴北缘赛什腾地区早古生代岩浆活动与构造演化[J]. 岩石学报, 38(9): 2723–2742.
- 王昌勇, 马忠元, 周青禄, 等. 2017. 东昆仑清水河东沟铜钼多金属矿区赋矿岩石地球化学特征及构造环境分析[J]. 青海大学学报, 35(5): 69–77.
- 王富春, 陈静, 谢志勇, 等. 2013. 东昆仑拉陵灶火钼多金属矿床地质特征及辉钼矿Re–Os同位素定年[J]. 中国地质, 40(4): 1209–1217.
- 王松, 丰成友, 李世金, 等. 2009. 青海祁漫塔格卡尔却卡铜多金属矿区花岗闪长岩锆石SHRIMP U–Pb测年及其地质意义[J]. 中国地质, 36(1): 74–84.
- 王小龙, 袁万明, 冯星, 等. 2017. 东昆仑哈日扎多金属矿区花岗斑岩与闪长岩LA–ICP–MS 锆石U–Pb年龄及其地质意义[J]. 地质通报, 36(7): 1158–1168.
- 吴芳, 张绪教, 张永清, 等. 2010. 东昆仑闹仓坚沟组流纹质凝灰岩锆石U–Pb年龄及其地质意义[J]. 地质力学学报, 16(1): 44–50.

- 吴福元, 李献华, 郑永飞, 等. 2007a. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用[J]. 岩石学报, 23(2): 185–220.
- 吴福元, 李献华, 杨进辉, 等. 2007b. 花岗岩成因研究的若干问题[J]. 岩石学报, 23(6): 1217–1238.
- 吴福元, 刘小驰, 纪伟强, 等. 2017. 高分异花岗岩的识别与研究[J]. 中国科学: 地球科学, 47(7): 745–765.
- 吴福元, 万博, 赵亮, 等. 2020. 特提斯地球动力学[J]. 岩石学报, 36(6): 1627–1674.
- 奚仁刚, 校培喜, 伍跃中, 等. 2010. 东昆仑肯德可克铁矿区二长花岗岩组成、年龄及地质意义[J]. 西北地质, 43(4): 195–202.
- 向鹏, 姚书振, 周宗桂. 2013. 青海加当根斑岩型铜(钼)矿床岩石地球化学特征及其成因认识[J]. 西北地质, 46(1): 139–153.
- 徐文艺, 张德全, 阎升好, 等. 2001. 东昆仑地区矿产资源大调查进展与前景展望[J]. 中国地质, 28(1): 25–29.
- 许庆林, 孙丰月, 李碧乐, 等. 2014. 东昆仑莫河下拉银多金属矿床花岗岩年代学、地球化学特征及其构造背景[J]. 大地构造与成矿学, 38(2): 421–433.
- 许志琴, 杨经绥, 李海兵, 等. 2006. 青藏高原与大陆动力学——地体拼合、碰撞造山及高原隆升的深部驱动力[J]. 中国地质, 33(2): 221–238.
- 杨航, 秦克章, 吴鹏, 等. 2023. 斑岩铜-钼-金矿床: 构造环境、成矿作用与控制因素[J]. 矿床地质, 42(1): 128–156.
- 杨经绥, 王希斌, 史仁灯, 等. 2004. 青藏高原北部东昆仑南缘德尔尼蛇绿岩: 一个被肢解了的古特提斯洋壳[J]. 中国地质, 31(3): 225–239.
- 殷鸿福, 张克信. 1997. 东昆仑造山带的一些特点[J]. 地球科学——中国地质大学学报, 22(4): 339–342.
- 余振东, 谭荣, 曹慧青, 等. 2023. 赣北莲花山钨锡矿集区中细粒白云母花岗岩成因——来自锆石 U-Pb 同位素和元素地球化学的约束[J]. 地质通报, 42(12): 2084–2095.
- 袁万明, 莫宣学, 喻学惠, 等. 2000. 东昆仑印支期区域构造背景的花岗岩记录[J]. 地质论评, 46(2): 203–211.
- 袁万明, 莫宣学, 张爱奎, 等. 2017. 青海省东昆仑斑岩带新发现[J]. 地学前缘, 24(6): 1–9.
- 张爱奎, 莫宣学, 袁万明, 等. 2016. 东昆仑西部野马泉地区三叠纪花岗岩成因与构造背景[J]. 矿物学报, 36(2): 157–173.
- 张得鑫, 曾小平, 魏小林, 等. 2017. 东昆仑那陵格勒河南上三叠统鄂拉山组火山岩地球化学特征及构造环境[J]. 地质找矿论丛, 32(2): 245–253.
- 张红, 孙卫东, 杨晓勇, 等. 2011. 大别造山带沙坪沟特大型斑岩铜矿床年代学及成矿机理研究[J]. 地质学报, 85(12): 2039–2059.
- 张杰, 汤鸿伟, 侯明才, 等. 2018. 青海尕林格南地区火山岩地球化学特征及锆石 U-Pb 年龄[J]. 地质通报, 37(5): 819–829.
- 张旗, 王焰, 刘伟, 等. 2002. 埃达克岩的特征及其意义[J]. 地质通报, 7(7): 431–435.
- 张旗, 王焰, 王元龙. 2003. 埃达克岩与构造环境[J]. 大地构造与成矿学, (2): 101–108.
- 张旗, 潘国强, 李承东, 等. 2007. 花岗岩构造环境问题: 关于花岗岩研究的思考之三[J]. 岩石学报, 23(11): 2683–2698.
- 张旗, 冉皞, 李承东. 2012. A 型花岗岩的实质是什么?[J]. 岩石矿物学杂志, 31(4): 621–626.
- 张旗. 2013. A 型花岗岩的标志和判别——兼答汪洋等对“A 型花岗岩的实质是什么”的质疑[J]. 岩石矿物学杂志, 32(2): 267–274.
- 张旗, 焦守涛. 2020. 埃达克岩来自高压背景——一个科学的、可靠的、有预见性的科学发现[J]. 岩石学报, 36(6): 1675–1683.
- 张庆元, 李磊, 杨泓, 等. 2013. 清水河东沟铜钼矿床地质特征及成因类型分析[J]. 青海大学学报(自然科学版), 31(4): 65–69.
- 张新远, 李五福, 欧阳光文, 等. 2020. 东昆仑东段青海柴红山地区早三叠世火山岩的发现及其地质意义[J]. 地质通报, 39(5): 631–641.
- 张勇, 苏生顺, 白生龙, 等. 2015. 东昆仑别里赛北铁矿床石英闪长岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年、地球化学及其地质意义[J]. 中国地质, 42(3): 663–676.
- 张勇, 张大明, 刘国燕, 等. 2017. 东昆仑卡而却卡铜多金属矿床似斑状二长花岗岩锆石 U-Pb 年龄及其地质意义[J]. 地质通报, 36(2/3): 270–274.
- 张勇, 何书跃, 刘智刚, 等. 2018. 青海祁漫塔格乌兰拜兴铁矿床形成时代: 来自石英闪长岩锆石 U-Pb 定年证据[J]. 中国地质, 45(6): 1308–1309.
- 张勇, 张爱奎, 何书跃, 等. 2023. 东昆仑祁漫塔格地区库德尔特金矿区花岗闪长岩的时代、成因及其构造意义[J]. 黄金科学技术, 31(1): 1–14.
- 张勇, 李泽峰, 刘国燕, 等. 2024. 东昆仑榴辉岩型金红石矿找矿前景探讨[J]. 矿产勘查, 15(3): 364–372.
- 张智勇, 殷鸿福, 王秉璋, 等. 2004. 昆秦接合部海西期苦海-赛什塘分支洋的存在及其证据[J]. 地球科学, (6): 691–696.
- 朱德全, 朱海波, 李宝龙, 等. 2018. 青海省都兰县热水铜钼矿床辉钼矿 Re-Os 测年及成矿意义[J]. 世界地质, 37(4): 1004–1017.
- 朱为方, 唐春景. 1983. 花岗岩类自然矿物岩石化学换算法及其应用[M]. 贵州: 贵州人民出版社.