

大兴安岭中北段莫尔道嘎地区含矿斑岩的 锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素特征及成矿意义

王召林^{1,2}, 金 浚^{1,2}, 李占龙³, 卢百志³, 张忠义³, 可旭升³,
赵 伟³, 周亚男³, 周菊芳³

(1. 有色金属矿产地质调查中心 北京地质调查所, 北京 100012; 2. 北京矿产地质研究院, 北京 100012;
3. 中色地科矿产勘查股份有限公司, 北京 100012)

摘 要: 处于大兴安岭中北段额尔古纳地块的莫尔道嘎地区发育大量花岗质岩石, 本文报道了该地区与斑岩钼矿有关的花岗斑岩、花岗闪长斑岩的锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素特征。锆石的 LA-ICPMS U-Pb 年龄测试结果显示, 太平川含矿斑岩体的形成年龄分别为 183.6、193.7 和 199.1 Ma, 表明花岗岩主要形成于早侏罗世, 可能代表蒙古-鄂霍茨克洋闭合阶段的岩浆侵入事件。锆石的 Hf 同位素研究显示, 3 件含矿斑岩样品锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 分别为 -3.2~0.4、-3.1~1.8 和 -3.7~-1.1, 两阶段模式年龄分别为 1322、1276 和 1394 Ma, 岩浆起源于中新元古代增生的地壳物质。结合额尔古纳地块已有的花岗岩锆石 Hf 同位素资料, 认为额尔古纳地块在中新元古代曾发生过地壳增生, 增生的地壳物质于早侏罗世发生熔融, 形成花岗质岩浆并成矿。太平川含矿斑岩具有与乌奴格吐山含矿斑岩相似的大地构造背景、岩石地球化学特征和岩石年龄, 推测太平川斑岩钼矿的成矿年代大致在 195~180 Ma。

关键词: 太平川斑岩钼矿; 锆石 U-Pb 年龄; Hf 同位素; 大兴安岭中北段

中图分类号: P588.12⁺1; P618.65

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2010)06-0796-15

Zircon U-Pb ages and Hf isotopic characteristics of mineralized porphyries in the Mordaoga area, northern-central Da Hinggan Mountains, and their metallogenic significance

WANG Zhao-lin^{1,2}, JIN Jun^{1,2}, LI Zhan-long³, LU Bai-zhi³, ZHANG Zhong-yi³, KE Xu-sheng³,
ZHAO Wei³, ZHOU Ya-nan³ and ZHOU Ju-fang³

(1. Beijing Institute of Geological Survey, China Non-ferrous Metals Resource Geological Survey, Beijing 100012, China;
2. Beijing Institute of Geology for Mineral Resources, Beijing 100012, China; 3. Sinotech Mineral Exploration Co., Ltd.,
Beijing 100012, China)

Abstract: Granitoids are developed in Mordaoga area of Eerguna block, northern-central Da Hinggan Mountains. On the basis of granite batholith, the Taipingchuan porphyry Mo-Cu deposit was discovered. Metallogenic host rocks are granite porphyry, granodiorite porphyry and granodiorite, which are characterized by high-K calc-alkalic series, adakite magmatic affinity and slightly negative anomalies of Eu. In order to study the ages and sources of the mineralized porphyry and the relationship between the intrusive body and the Taipingchuan porphyry Mo-Cu deposit, zircon this paper reports U-Pb ages and Hf isotope characteristics of granite porphyry and

收稿日期: 2010-03-26; 修订日期: 2010-07-20

基金项目: 国家科技支撑计划资助项目(2006BAB01A10), 国土资源调查基础性公益性地质调查项目(1212010781041), 中央地质勘查基金项目(2009151014)

作者简介: 王召林(1978-), 男, 工程师, 博士, 主要从事矿床学研究工作, E-mail: geology231@126.com

granodiorite porphyry related to the porphyry molybdenite deposit. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating results reveal that the Taipingchuan mineralized porphyries have ages of 183.6 Ma, 193.7 Ma and 199.1 Ma, suggesting that granitoids were formed in early Jurassic and might stand for magmatic intrusion activities related to the closure of Mongolia-Okhotsk Ocean. Zircon Hf isotope characteristics indicate that three mineralized porphyry samples have zircon $\epsilon\text{Hf}(t)$ values ranging from -3.2 to 0.4 , -3.1 to 1.8 and -3.7 to -1.1 , with model ages of 1 322 Ma, 1 276 Ma and 1 394 Ma respectively, implying that magma originated from the crustal growth and accretion of Meso-Neoproterozoic. Combined with previous zircon Hf isotope data obtained from Eerguna block, the authors hold that crustal growth and accretion took place in Meso-Neoproterozoic, and partial melting occurred in early Jurassic and resulted in the formation of granitic magma and mineralization in Eerguna block. The Taipingchuan mineralized porphyries are comparable with Wunugetushan porphyry in that they have similar tectonic setting, geochemical characteristics and ages of the host porphyry. It is thus inferred that the ore-forming age of the Taipingchuan porphyry molybdenite deposit should be 195 to 180 Ma.

Key words: Taipingchuan porphyry molybdenite deposit; zircon U-Pb age; Hf isotope; northern-central Da Hinggan Mountains

大兴安岭地区位于中亚造山带的东段,素有“巨型花岗岩省”之称(Sengor and Natal'in, 1996; 吴福元等, 1999; Wu *et al.*, 2000)。到目前为止在该区东北部已进行了较多的花岗岩年代学、岩石地球化学及同位素研究(武广等, 2004; 葛文春等, 2005; 隋振民等, 2006, 2007, 2009; 张彦龙等, 2008; 张吉衡, 2009)表明花岗岩年代大多集中在如下几个年龄段: 130~132 Ma, 171~190 Ma, 229~236 Ma, 460~500 Ma。这些花岗质岩浆起源于元古宙增生的地壳物质的部分熔融,并有少量地幔组分的贡献,同时证明了额尔古纳地块地壳增生的时间主要发生在中新元古代。其中,以中晚侏罗世斑岩与大兴安岭中北段的斑岩型 Cu、Mo 成矿作用密切相关(秦克章等, 1999; 刘建明等, 2004; 陈志广等, 2008; 武广等, 2008)。

莫尔道嘎地区与斑岩型矿床关系最为密切的花岗岩主要位于海拉尔市西北 400 km 的莫尔道嘎镇太平川斑岩钼矿地区,该地区以大面积发育新元古代花岗岩为特征(王忠等, 2005; 张明等, 2006),对晚于新元古代的花岗岩却鲜有发现和研究。依托于太平川地区的钼矿勘查项目,在新元古代花岗岩的深部发现了与太平川钼矿有关的花岗质侵入体(部分出露地表),以中、细粒斑状结构区别新元古代巨斑状花岗岩。本次研究对该花岗岩进行锆石年代学和 Lu-Hf 同位素研究,以期探讨含矿斑岩的年龄和该花岗质岩浆的起源信息及其含矿指示意义。

1 区域地质

古生代到早侏罗世,研究区处于中亚造山带影响范围内,经历了增生造山作用、古生代末古亚洲洋壳闭合进而发生蒙古地块与中朝板块之间的陆-陆碰撞作用(Sengor and Natalin, 1996; Xiao *et al.*, 2009a)和侏罗纪晚期的蒙古-鄂霍茨克大陆碰撞造山作用(Zorin, 1999),从中侏罗世到早白垩世发生了古亚洲洋与古太平洋两个动力学体制的转换和叠加,西太平洋板块向古亚洲板块自南东向北西俯冲、消减,研究区进入环太平洋或陆内伸展构造体制(邵济安等, 1997; Meng, 2003; Xiao *et al.*, 2003, 2009b; 赵越等, 2004)。

研究区所处的额尔古纳地块位于大兴安岭中北段,该地块的变质基底主要由角闪岩相变质的兴华渡口群、绿片岩相变质的佳疙瘩组、额尔古纳河组浅变质岩系构成。其中兴华渡口群为一套由变质沉积岩、基性火山熔岩、火山碎屑岩组成的变质表壳岩;佳疙瘩组为一套绢云母板岩、绢云母千枚岩、炭质板岩夹变质细粒长石石英砂岩、变质粉细砂岩、变安山岩、结晶灰岩等,原岩具有早期的被动大陆边缘拉张和后期弧后拉张被动陆缘碎屑沉积特征,额尔古纳河组为一套条带状微晶-隐晶灰岩(吕志成等, 2002)。

区内花岗岩及中生代火山岩极为发育。本区岩浆活动频繁,主要为新元古代、燕山早期和燕山晚

期。新元古代岩浆作用分为3个阶段:早阶段中基性侵入岩多呈岩株状产出,由中基性杂岩、片麻状黑云母石英闪长岩、黑云石英二长闪长岩、片麻状花岗闪长岩组成,具有典型的弧岩浆岩特征;中阶段主要为酸性侵入岩,呈岩基产出,由巨斑状中粒黑云母钾长花岗岩、含斑中粒黑云母二长花岗岩组成,显示同碰撞花岗岩特征,晚阶段为粗粒角闪黑云正长岩,岩石地球化学特征显示为后碰撞的伸展环境(王忠等,2005;张明等,2006),新元古代岩浆活动显示了该区为岛弧-活动大陆边缘的陆缘增生、碰撞造山环境(张明等,2006)。燕山期侵入岩整体呈现由中性→中酸性→酸性演化,早期多呈岩基、岩株产出,主要岩石类型有石英闪长岩、钾长花岗岩、花岗闪长岩、斑状花岗岩等,晚期多呈浅成-超浅成侵入,呈岩株状产出,主要岩石类型有黑云母花岗岩、花岗斑岩、正长斑岩、闪长玢岩、霏细斑岩等。燕山晚期火山活动较强,以中基性火山熔岩夹火山碎屑岩为主,岩浆侵入作用较弱。燕山晚期的岩浆构造系统与火山-次火山、斑岩系列铜多金属矿床关系十分密切。

2 矿区岩石类型及样品特征

根据区调资料和矿产勘查的成果,发现太平川斑岩钼矿围岩为花岗片麻岩和粗粒条带状、似眼球状粗-巨似斑状(混合)花岗岩,向深部变为中细粒似斑状(混合)花岗岩,该花岗岩被后期的花岗岩类和辉绿岩、煌斑岩脉侵入(图1)。围岩花岗片麻岩镜下具似斑状结构,斑晶主要为钾长石、条纹长石(约占10%)、少量斜长石及其交代残余假像(1%~3%),粒径3~5 mm。基质为钾长石、斜长石(约占50%~60%)、石英(20%~30%),不均匀分布,大小0.2~2 mm,多在0.8 mm以下。与钼矿关系密切的花岗岩类主要为花岗斑岩、花岗闪长斑岩、花岗闪长岩(图2a、2c、2e),新鲜岩石的 SiO_2 含量变化于65.86%~69.48%, Al_2O_3 变化于13.69%~15.88%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 变化于6.04%~6.99%,具有高钾钙碱性特征,微量元素显示Adakite质岩石地球化学属性和轻微的Eu负异常(陈志广等,未刊资料)。岩石遭受不同程度的蚀变,斜长石常蚀变为绢云母、钠长石、黝帘石、伊利石以及碳酸盐矿物,钾长石常蚀变为高岭石,黑云母局部比较新鲜,也见部分或全部被白云母等取代。岩石裂隙较为发育,被石英、方解石及黄铁矿沿裂隙充填。

(1) 花岗斑岩

斑状结构-基质微晶结构。斑晶主要为斜长石假像(30%~35%)、石英(约15%)、黑云母假像等(>5%),大小一般0.15~3.2 mm,零散分布。斜长石半自形板状,绢云母化、碳酸盐化,呈假像,边界较模糊。石英自形-半自形,局部可见近等轴粒状的六方双锥形“ β -石英”和熔蚀现象。黑云母呈叶片状,白云母化、碳酸盐化,析出铁质,呈假像(图2b)。

基质成分主要为长英质,约45%~50%,包括斜长石、钾长石、石英等,具微晶结构,粒度一般<0.1 mm,局部绢云母化、碳酸盐化。

岩石不同程度被石英、碳酸盐、不透明矿物等呈细脉状、星散状和弥漫状交代。斜长石的绢云母化和伊利石化强烈,次生绢云母含量一般(3~4)%~(10~20)%不等,强绢云母化时其含量可达45%~55%,其次还发育轻微的绿泥石化、黝帘石化、钠长石化、碳酸盐化等。

(2) 花岗闪长斑岩

岩石镜下具显微花岗结构的多斑状(多斑)结构,斑晶成分主要为斜长石、石英、黑云母假像等。斜长石呈半自形板状,绢云母化,碳酸盐化,多呈假像,有残留,部分具聚片双晶及环带构造,含量一般40%~60%,石英呈近等轴-他形粒状、局部熔蚀状,一般10%~15%,黑云母呈叶片状,粒径0.2~2 mm,多在1 mm以上,可达2~3 mm,白云母化、碳酸盐化,析出铁质,呈假像,一般3%~5%,最多5%~7%(图2d)。

基质成分主要为斜长石、钾长石、石英、黑云母假像等,大部分粒径为0.03~0.2 mm,少部分0.2~0.4 mm,集合体填隙状分布于斑晶粒间。斜长石半自形板状-他形粒状,蚀变同斑晶,钾长石、石英他形粒状,黑云母叶片状,蚀变同斑晶。含微量锆石、磷灰石、磁铁副矿物。

(3) 花岗闪长岩

岩石镜下具细粒花岗结构。主要由斜长石及其假晶(含量一般55%~65%,最高可达77%)、石英(一般20%~30%,最高可达35%)、钾长石(一般5%~8%,最高可达16%,最少2%~3%或无)、黑云母及其假晶(一般4%~8%,最高可达15%,最少1%~2%)。斜长石呈半自形板柱状,大小0.1 mm×0.2 mm~1 mm×2 mm不等,部分见聚片双晶、环带构造及假晶结构,石英呈他形粒状,粒径0.2~3 mm不等,多在0.5~1.5 mm之间,钾长石呈他形不

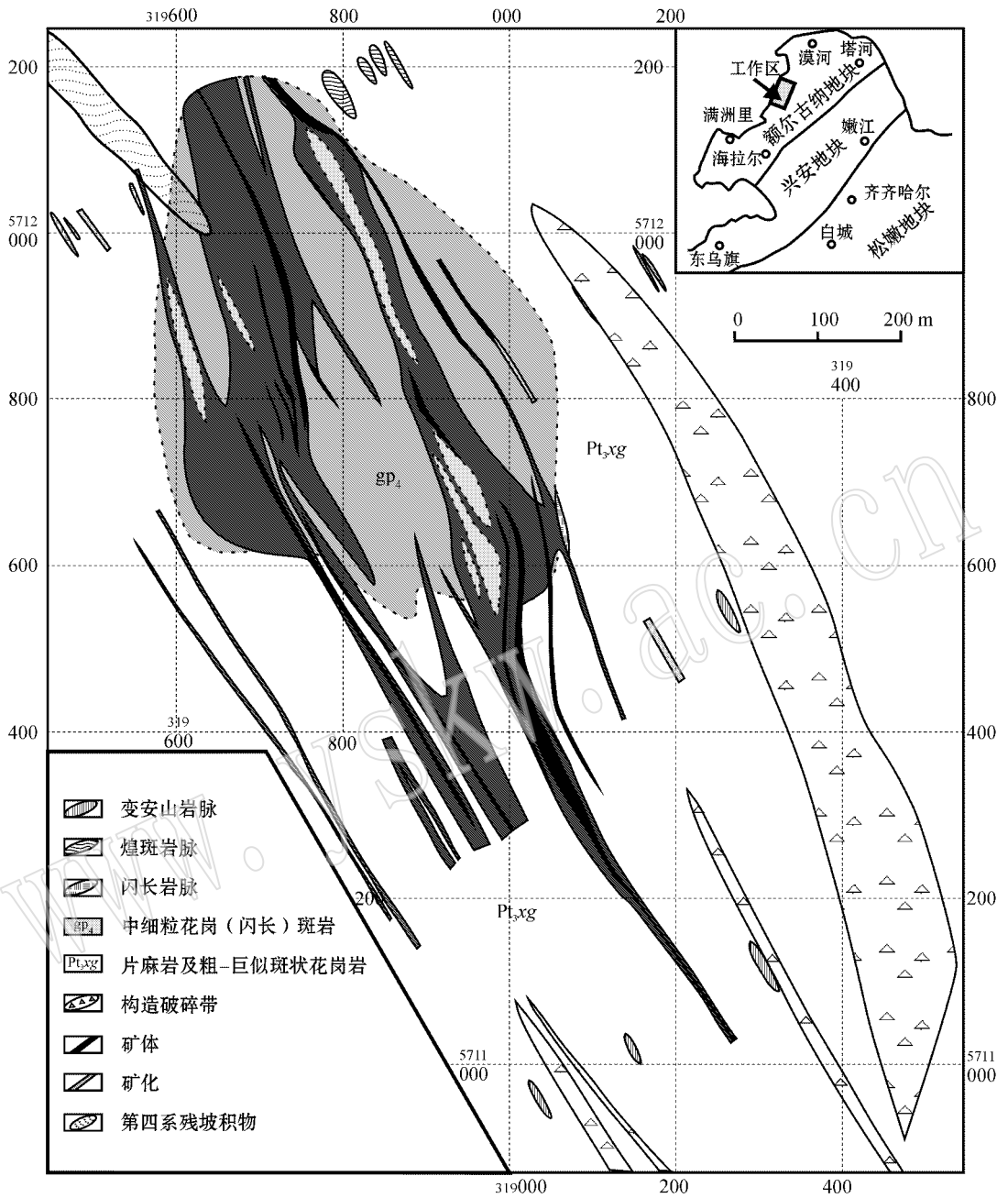


图 1 太平川斑岩钼矿地质简图

Fig. 1 Sketch geologic map of the Taipingchuan porphyry molybdenite deposit

规则状,部分斜长石及钾长石有硅化现象,被不规则粒状或蠕虫状石英沿其边部交代;黑云母呈鳞片状,多已蚀变(图 2f)。

岩石主要发育斜长石的绢云母化,程度不及上部的花岗斑岩和花岗闪长斑岩,但向深部绢云母化增强。次生绢云母含量一般(3~4)%(10~15)%不等,深部强绢云母化其含量可达 40%~50%。其次还发育轻微的绿泥石化、黝帘石化、钠长石化、碳

酸盐化、粘土化等。

经钻探及探槽工程证实,围岩花岗岩主要发生强硅化蚀变,其内也见有菊花状、鳞片状辉钼矿,且局部品位较高,与后期花岗岩内脉状、细粒状辉钼矿有明显区别,但钻孔揭示围岩花岗岩向深部的矿化并不好,推测围岩的富矿化部位可能已被剥蚀,对其继续勘探的意义不大。勘探证实,太平川钼矿与斑岩体有关,为典型的斑岩型矿床。本文测试的样品

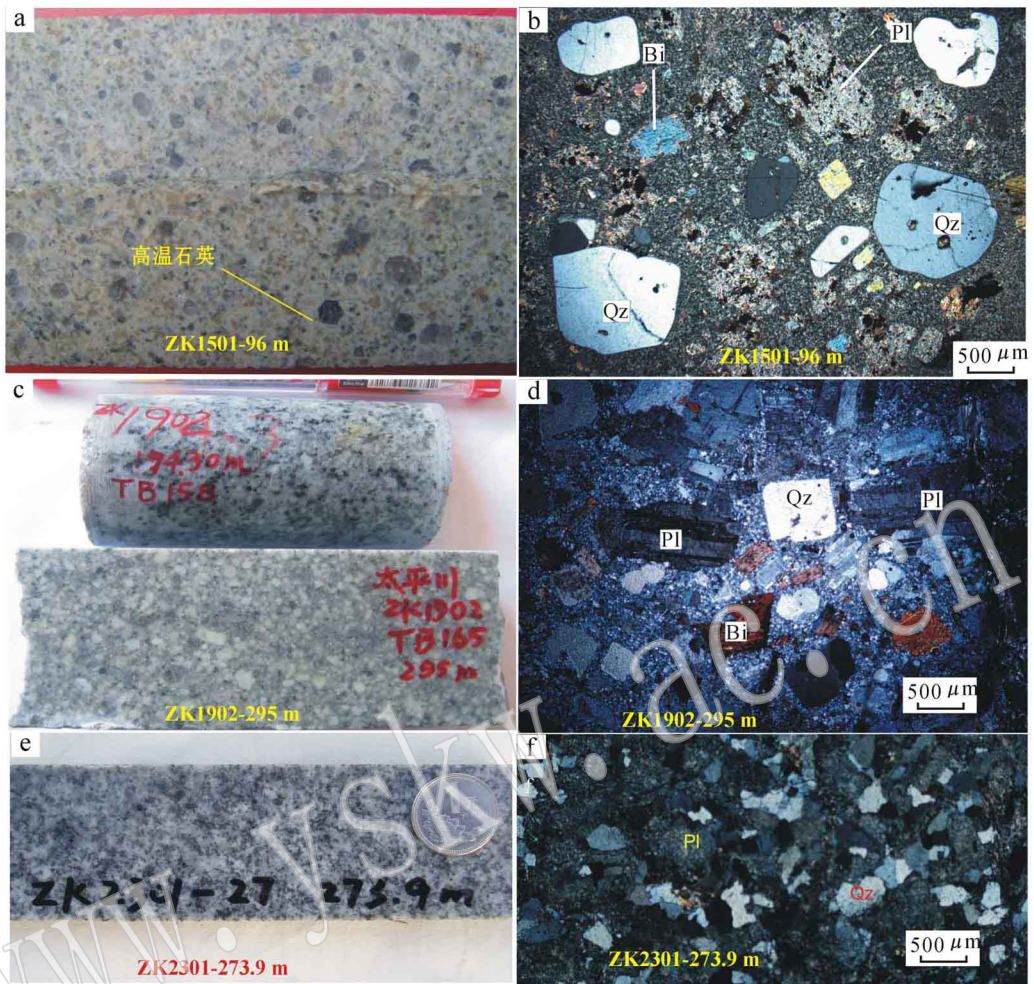


图2 太平川斑岩钼矿岩心及显微照片

Fig. 2 Core and microphotograph of the Taipingchuan porphyry molybdenite deposit

a—1501 钻孔 96 m 处花岗斑岩; c—1902 钻孔 295 m 处花岗闪长斑岩; e—2301 钻孔 273.9 m 处花岗岩; b、d、f—正交偏光显微照片; Qz—石英; Pl—斜长石; Bi—黑云母

a—granite porphyry of drill hole 1501 at 96 m; c—granodiorite porphyry of drill hole 1902 at 295 m; e—granite porphyry of drill hole 2301 at 273.9 m; b, d, f—photographs of the porphyry (crossed nicols); Qz—quartz; Pl—plagioclase; Bi—biotite

均来自于太平川钼矿床钻孔内与脉状、细粒状辉钼矿化关系密切的新鲜含矿斑岩,分别为花岗闪长斑岩(TP818)和花岗斑岩(TP820、TP848)。

3 分析方法

用于年龄和 Hf 同位素测试的 3 件样品均取自太平川钼矿床钻孔内的新鲜含矿斑岩,样品的破碎和锆石的挑选工作由河北省地质矿产局廊坊实验室完成,锆石的阴极发光(CL)图像在中国科学院地质与地球物理研究所电子探针实验室完成,所测试的锆石颗粒均具有清晰的岩浆型振荡环带结构,且

Th/U 值多数大于 0.2,表明这些锆石为岩浆结晶成因(图 3)。由于所测定的岩石形成于显生宙(<500 Ma),其结果以 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄计算,年龄误差为 1σ 。

锆石原位 Lu-Hf 同位素测试是在中国科学院地质与地球物理研究所多接收电感耦合等离子体质谱仪(LA-ICPMS)和 193 nm 激光取样系统上完成的,激光束斑直径为 $63\ \mu\text{m}$,激光频率 6~8 Hz,激光强度 100 mJ,激光脉冲宽度为 15 ns,采用 He 气作为剥蚀物质载气,用国际标准锆石 91500 作外标。详细测试流程以及仪器运行条件等参见徐平等(2004)和 Wu 等(2006)。根据模式年龄的定义和单阶段、两阶段 Hf 模式年龄计算图解(吴福元等,2007),玄武质下

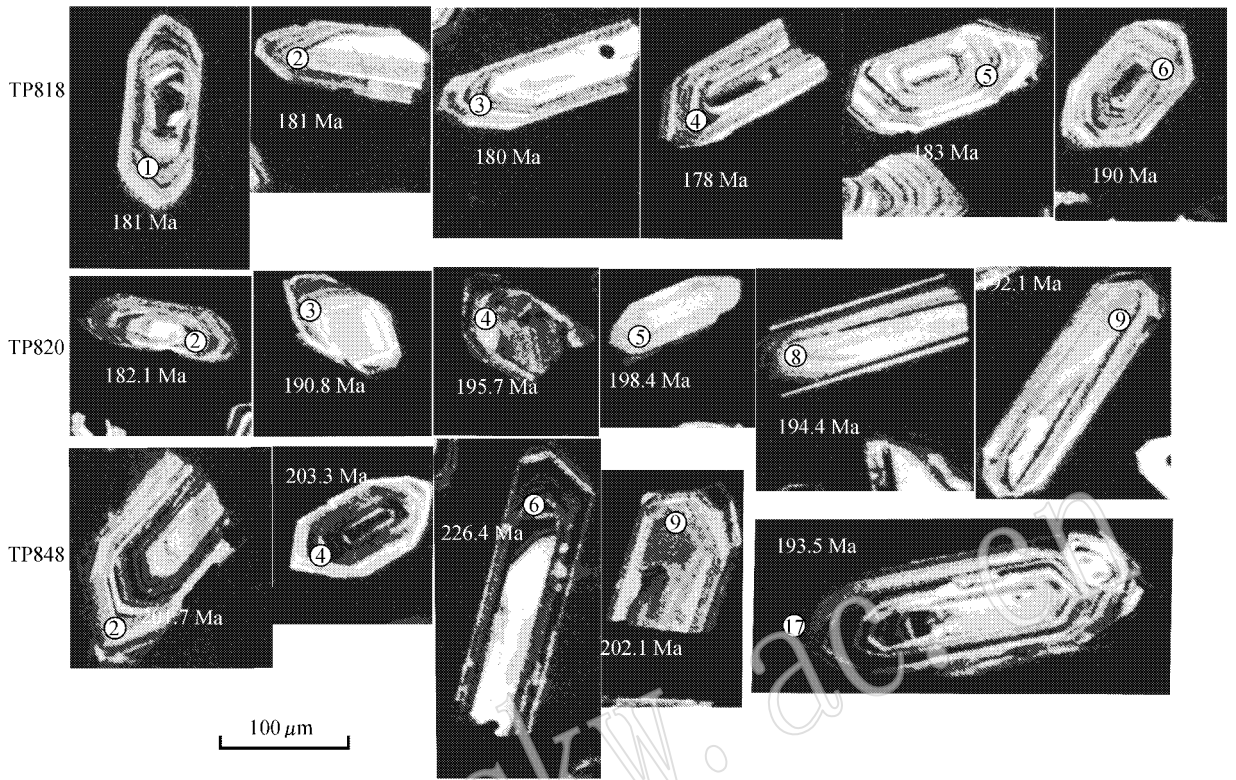


图 3 太平川斑岩锆石阴极发光图像

Fig. 3 Cathodoluminescence images of zircons from Taipingchuan porphyry

地壳岩石发生再熔融形成花岗岩,该花岗岩的 Hf 模式年龄只能代表玄武质下地壳岩石的形成年龄,但对于新形成的花岗岩而言,其演化至今的 Hf 同位素模式年龄 (t_{DM1}) 明显小于真正的模式年龄,因此只有使用两阶段模式年龄 (t_{DM2}) 方法才能获得真正的壳幔分异作用的年代。在计算 $\epsilon_{Hf}(t)$ 和单阶段模式年龄时 (t_{DM1}), 球粒陨石和亏损地幔的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 和 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 参考值分别采用 0.033 2、0.287 72 和 0.038 4、0.283 25 (Bicherl *et al.*, 1997), 在计算两阶段模式年龄 (t_{DM2}) 时采用平均地壳的 f_{cc} (-0.55) (Griffin *et al.*, 2002) 和亏损地幔的 f_{DM} (0.16) (Griffin *et al.*, 2000)。

4 分析结果

4.1 锆石年龄

锆石 LA-ICPMS U-Pb 分析结果见表 1, U-Pb 谐和图如图 4 所示。

样品 TP818 中锆石全部为具有清晰振荡型环带, 并多以短柱状自形晶为主的岩浆锆石, 21 个锆石

分析点 Th 的变化范围为 $74.0 \times 10^{-6} \sim 292.5 \times 10^{-6}$, U 的变化范围为 $224.0 \times 10^{-6} \sim 670.1 \times 10^{-6}$ 。两颗位于谐和线上的锆石具有两组年龄, 分别是 314 Ma 和 224 Ma, 另外一颗锆石的测年结果显示偏离谐和线, 这些锆石可能为岩浆上升时捕获的早期岩浆锆石。其余 18 个测点均位于谐和线上, 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $183.6 \pm 2.7 \text{ Ma}$ (MSWD=1.5), 应代表岩浆结晶的年龄 (图 4a)。

样品 TP820 共分析了 20 颗锆石, 测试分析点 Th 的变化范围为 $80.2 \times 10^{-6} \sim 336.3 \times 10^{-6}$, U 的变化范围为 $264.2 \times 10^{-6} \sim 907.8 \times 10^{-6}$ 。该样品的年龄主要有两组, 第一组年龄的锆石较多, 15 颗锆石的分析数据均位于谐和线附近, 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $193.7 \pm 3.4 \text{ Ma}$ (MSWD = 1.7), 代表了岩浆的结晶年龄。另外一组年龄有两颗锆石, 谐和年龄分别是 452.1 Ma 和 456.8 Ma, 可能反映其是岩浆上升时捕获的早期岩浆锆石, 其余的测年结果显示偏离谐和线 (图 4b)。

样品 TP848 共分析了 22 颗锆石, 测试分析点 Th 的变化范围为 $34.7 \times 10^{-6} \sim 597.4 \times 10^{-6}$, U 的

表1 太平川斑岩锆石 LA-ICPMS U-Pb 分析结果

Table 1 LA-ICPMS U-Pb data of zircons from Taipingchuan porphyry Table

样号	$w_B/10^{-6}$				同位素比值				年龄/Ma					
	Th	U	Pb	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ		
	1 σ	1 σ	1 σ	1 σ	1 σ	1 σ	1 σ	1 σ	1 σ	1 σ	1 σ	1 σ		
TP818 01	74.0	335.8	37.8	0.22	0.002 4	0.198 7	0.008 9	0.028 5	0.000 7	219	184	8	181	5
TP818 02	158.5	583.0	65.4	0.27	0.001 5	0.202 5	0.005 4	0.028 5	0.000 7	266	187	5	181	4
TP818 03	201.5	670.1	74.9	0.30	0.001 3	0.190 6	0.004 9	0.028 4	0.000 7	134	177	4	180	4
TP818 04	168.8	530.5	58.4	0.32	0.001 5	0.188 2	0.005 6	0.028 0	0.000 7	139	175	5	178	4
TP818 05	267.2	621.4	70.4	0.43	0.001 4	0.188 5	0.005 5	0.028 8	0.000 7	76	175	5	183	4
TP818 06	243.5	528.6	62.4	0.46	0.002 2	0.213 1	0.008 7	0.030 0	0.000 8	267	196	7	190	5
TP818 07	292.5	666.7	100.4	0.44	0.002 6	0.330 2	0.006 2	0.038 3	0.000 9	695	290	5	242	6
TP818 08	174.6	411.2	80.7	0.42	0.001 6	0.365 1	0.010 7	0.049 9	0.001 2	331	316	8	314	8
TP818 09	141.3	347.4	39.7	0.41	0.002 2	0.204 9	0.008 7	0.029 1	0.000 7	245	189	7	185	5
TP818 10	108.1	224.0	25.5	0.48	0.040 0	0.160 1	0.016 5	0.029 0	0.000 9	-289	151	14	184	6
TP818 11	94.2	293.1	31.6	0.32	0.049 5	0.187 3	0.020 2	0.027 4	0.001 0	173	174	17	175	6
TP818 12	169.8	544.7	62.7	0.31	0.045 8	0.185 1	0.010 1	0.029 4	0.000 8	-14	172	9	186	5
TP818 13	172.2	230.9	32.0	0.75	0.049 6	0.004 1	0.241 5	0.035 4	0.001 1	175	220	16	224	7
TP818 14	132.5	492.3	53.0	0.27	0.043 9	0.002 6	0.166 1	0.009 5	0.000 8	-77	156	8	175	5
TP818 15	125.4	430.4	51.8	0.29	0.052 2	0.221 1	0.009 9	0.030 7	0.000 8	294	203	8	195	5
TP818 16	176.7	473.5	55.9	0.37	0.041 0	0.002 2	0.170 2	0.009 0	0.000 8	-233	160	8	191	5
TP818 17	152.0	457.6	54.3	0.33	0.044 9	0.002 2	0.187 3	0.008 9	0.000 8	-27	174	8	193	5
TP818 18	262.9	453.6	51.3	0.58	0.050 9	0.002 3	0.202 9	0.009 0	0.000 8	236	188	8	184	5
TP818 19	149.5	367.0	42.3	0.41	0.047 7	0.003 2	0.194 0	0.012 8	0.000 8	86	180	11	187	5
TP818 20	140.8	408.8	45.4	0.34	0.050 1	0.002 6	0.196 2	0.009 8	0.000 8	199	182	8	181	5
TP818 21	116.1	533.4	62.3	0.22	0.049 6	0.001 9	0.200 4	0.007 5	0.000 7	178	185	6	186	5
TP820 01	336.3	504.9	141.7	0.67	0.056 3	0.002 1	0.568 1	0.073 3	0.001 2	462.3	455.8	7	456.8	13
TP820 02	150.9	604.1	70.3	0.25	0.046 9	0.003 0	0.196 5	0.011 7	0.000 7	45.6	144	4	182.1	10
TP820 03	166.9	660.9	76.1	0.25	0.049 9	0.002 3	0.206 7	0.009 3	0.000 5	192.1	105	3	190.8	8
TP820 04	169.9	585.0	70.6	0.29	0.049 0	0.002 6	0.212 6	0.010 8	0.000 6	149.4	120	4	195.7	9
TP820 05	152.2	760.6	89.9	0.20	0.050 8	0.002 2	0.215 8	0.008 9	0.000 5	231.5	97	3	198.4	7
TP820 06	80.2	312.7	35.0	0.26	0.059 8	0.005 1	0.240 4	0.019 2	0.000 9	594.9	174	6	218.8	16
TP820 07	108.8	329.2	95.0	0.33	0.055 9	0.003 1	0.579 6	0.029 6	0.001 9	448.5	118	11	464.2	19
TP820 08	152.2	449.6	53.1	0.34	0.049 8	0.003 2	0.211 1	0.013 2	0.000 7	184.8	145	4	194.4	11
TP820 09	100.1	377.4	43.0	0.27	0.051 1	0.003 7	0.208 2	0.014 2	0.000 8	244.7	158	5	192.1	12
TP820 10	122.4	279.9	34.6	0.44	0.050 5	0.004 0	0.223 1	0.017 1	0.000 8	218	174	5	204.5	14
TP820 11	329.4	907.8	102.5	0.36	0.049 4	0.002 7	0.199 6	0.010 1	0.000 6	167	121	4	184.8	9

续表 1
Continued Table 1

样号	$\omega_B/10^{-6}$				Th/U				同位素比值				年龄/Ma						
	Th	U	Pb		Th/U				$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	1σ	1σ	1σ
									1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ
TP820 12	84.1	336.9	106.5	0.25	0.026	0.661 1	0.027 9	0.082 0	0.001 7	547.6	96	507.9	10	515.3	17				
TP820 13	310.2	606.4	68.3	0.51	0.004 2	0.229 7	0.015 6	0.029 2	0.000 9	491.4	154	185.6	5	210	13				
TP820 14	116.3	395.8	48.7	0.29	0.005 2	0.216 7	0.022 0	0.031 9	0.001 1	159.1	232	202.5	7	199.2	18				
TP820 15	151.8	342.3	39.8	0.44	0.004 7	0.200 4	0.018 9	0.030 2	0.000 8	108.6	216	191.5	5	185.5	16				
TP820 16	162.4	312.8	37.3	0.52	0.006 8	0.274 9	0.026 8	0.030 9	0.001 3	756.1	207	196.3	8	246.6	21				
TP820 17	99.3	422.9	53.5	0.23	0.006 5	0.285 7	0.028 2	0.033 2	0.001 3	689.4	208	210.6	8	255.1	22				
TP820 18	206.0	458.3	54.4	0.45	0.005 4	0.279 2	0.021 8	0.031 1	0.001 0	779.5	165	197.5	6	250	17				
TP820 19	123.6	264.2	57.9	0.47	0.004 3	0.560 9	0.031 5	0.057 4	0.001 5	955	119	359.9	9	452.1	20				
TP820 20	140.7	284.4	43.2	0.49	0.005 5	0.358 0	0.028 0	0.039 8	0.001 3	782.4	166	251.8	8	310.7	21				
TP848 01	152.7	367.9	90.2	0.42	0.002 0	0.419 3	0.014 5	0.056 4	0.001 0	362.1	81	353.4	6	355.6	10				
TP848 02	246.7	845.3	100.0	0.29	0.002 3	0.219 7	0.009 4	0.030 9	0.000 6	261.4	101	196	4	201.7	8				
TP848 03	597.4	1112.2	269.6	0.54	0.001 8	0.535 4	0.014 4	0.061 1	0.000 9	719.5	60	382.5	6	435.4	10				
TP848 04	222.3	1043.1	130.8	0.21	0.001 8	0.221 7	0.007 5	0.031 9	0.000 5	209.6	80	202.3	3	203.3	6				
TP848 05	160.4	527.0	97.7	0.30	0.002 1	0.333 9	0.012 9	0.045 8	0.000 8	319.4	89	288.5	5	292.5	10				
TP848 06	54.8	154.4	23.1	0.35	0.009 0	0.249 8	0.038 6	0.032 2	0.001 4	460.2	321	204	9	226.4	31				
TP848 07	158.9	496.8	78.8	0.32	0.002 8	0.304 5	0.015 5	0.042 2	0.000 8	294.4	117	266.6	5	269.9	12				
TP848 08	226.0	563.5	70.5	0.40	0.003 3	0.344 9	0.013 7	0.032 4	0.000 7	1124.6	83	205.4	4	300.9	10				
TP848 09	34.7	184.4	24.7	0.19	0.005 9	0.220 2	0.026 5	0.028 5	0.001 2	448.7	258	181.3	7	202.1	22				
TP848 10	121.0	174.9	47.3	0.69	0.004 8	0.516 4	0.042 8	0.068 4	0.002 1	400.1	184	426.2	12	422.7	29				
TP848 11	250.0	465.7	130.4	0.54	0.002 7	0.583 1	0.024 7	0.071 7	0.001 5	561.9	96	446.6	9	466.4	16				
TP848 12	142.6	731.0	198.1	0.20	0.002 2	0.523 8	0.017 8	0.063 4	0.001 1	599.6	76	396.2	7	427.7	12				
TP848 13	79.0	755.8	85.1	0.10	0.003 1	0.207 3	0.012 3	0.030 3	0.000 7	174.6	140	192.5	4	191.3	10				
TP848 14	113.2	448.2	51.9	0.25	0.006 2	0.212 7	0.024 6	0.030 0	0.001 2	258	257	190.6	8	195.8	21				
TP848 15	203.1	363.3	55.8	0.56	0.004 3	0.262 0	0.023 2	0.041 1	0.001 2	6.3	208	259.9	7	236.2	19				
TP848 16	212.8	502.1	60.9	0.42	0.004 3	0.221 8	0.018 1	0.031 7	0.000 7	229.6	183	201.1	5	203.4	15				
TP848 17	149.6	435.6	50.9	0.34	0.004 9	0.209 9	0.019 7	0.030 4	0.000 9	197.3	211	193.2	5	193.5	17				
TP848 18	49.5	172.5	22.2	0.29	0.017 3	0.275 6	0.088 7	0.038 1	0.002 9	305.9	616	241.1	18	247.2	71				
TP848 19	199.2	397.3	46.8	0.50	0.005 0	0.315 5	0.019 4	0.030 9	0.000 9	1 041.3	130	196.4	6	278.4	15				
TP848 20	213.6	775.1	94.2	0.28	0.003 7	0.229 8	0.016 2	0.032 8	0.000 7	232.6	161	208.2	5	210	13				
TP848 21	138.2	339.5	39.3	0.41	0.007 6	0.302 1	0.028 9	0.029 2	0.001 0	1 073.8	190	185.4	6	268.1	23				
TP848 22	175.9	826.7	101.7	0.21	0.003 3	0.244 1	0.013 8	0.032 5	0.000 7	392.2	129	206.4	5	221.8	11				

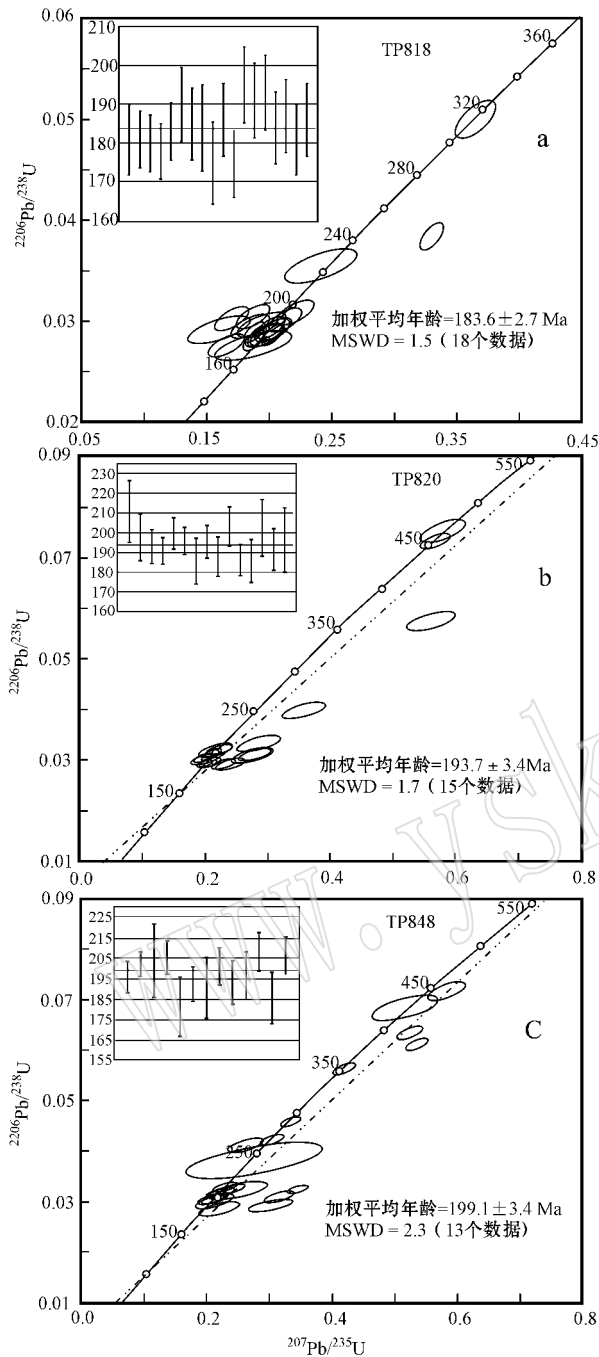


图 4 太平川含矿斑岩锆石 LA-ICPMS U-Pb 谐和图

Fig. 4 Concordia diagram showing age data of LA-ICPMS U-Pb zircon dating from Tiapingchuan mineralized porphyries

变化范围为 $154.4 \times 10^{-6} \sim 1112.2 \times 10^{-6}$, 锆石分析点给出了较大的年龄变化范围, 反映岩体的锆石相对较复杂, 相对集中的 13 个测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $199.1 \pm 4.3 \text{ Ma}$ ($\text{MSWD} = 2.3$) (图 4c), 该年龄与 TP820 的年龄结果在误差范围内一致, 与野外钻孔中观察的现象相符。

4.2 锆石 Hf 同位素特征

在 LA-ICPMS 锆石 U-Pb 定年的基础上, 对钻孔中与钼矿关系密切的花岗斑岩和花岗闪长岩体进行了锆石微区 Hf 同位素测定。Hf 同位素的分析结果列于表 2。图 5 中只包括 U-Pb 年龄与岩体成岩年龄一致的锆石 Hf 同位素分析数据, 大部分锆石的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值均小于 0.002 (图 5a), 说明锆石在形成以后具有很少的放射成因的 Hf 的积累, 所测定的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值基本代表了其形成时体系的 Hf 同位素组成。

样品 TP818 共分析了 21 个点, 其中与岩体成岩年龄一致的共 17 个测试点, 该 17 个点的锆石同位素比较均一, 其 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值变化于 $0.282566 \sim 0.282674$, 加权平均值为 0.282619 ± 0.000015 (2σ , $n = 17$), $\epsilon\text{Hf}(t)$ 值变化于 $-3.2 \sim 0.4$, 平均 -1.6 , 单阶段模式年龄变化范围为 $825 \sim 972 \text{ Ma}$, 平均 903 Ma , 两阶段模式年龄变化范围为 $1196 \sim 1432 \text{ Ma}$, 平均 1322 Ma 。

样品 TP820 共分析了 20 个点, 与成岩年龄一致的锆石测试点共 16 个, 这些测试点的锆石同位素比较均一, 其 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值变化于 $0.282568 \sim 0.282795$, 加权平均值为 0.282616 ± 0.000026 (2σ , $n = 16$), 有一颗谐和年龄较老的锆石 (分析点为 20, 251.8 Ma) 的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值稍高, 为 0.282795 , $\epsilon\text{Hf}(t)$ 值也较高, 去除该分析点后 $\epsilon\text{Hf}(t)$ 值变化于 $-3.1 \sim 1.8$, 平均 -1.2 , 单阶段模式年龄变化范围为 $658 \sim 976 \text{ Ma}$, 平均 873 Ma , 两阶段模式年龄变化范围为 $889 \sim 1422 \text{ Ma}$, 平均 1276 Ma 。

样品 TP848 共分析了 22 个点, 与成岩年龄一致的锆石测试点共 13 个, 其 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值变化于 $0.282542 \sim 0.282626$, 加权平均值为 0.282584 ± 0.000012 (2σ , $n = 13$), $\epsilon\text{Hf}(t)$ 值变化于 $-3.7 \sim -1.1$, 平均 -2.6 , 单阶段模式年龄变化范围为 $898 \sim 1010 \text{ Ma}$, 平均 951 Ma , 两阶段模式年龄变化范围为 $1299 \sim 1476 \text{ Ma}$, 平均 1394 Ma 。

5 讨论

5.1 含矿斑岩形成时代及地质解释

本文所测试的花岗闪长斑岩 (TP818) 和花岗斑岩 (TP820、TP848) 年代分别为 183.6 Ma 、 193.7 Ma 和 199.1 Ma , 大致显示出两个世代的岩体侵入。此外, 据余宏全等 (未刊资料) 对太平川矿区南部的

表 2 太平川斑岩锆石微区 Hf 同位素分析结果

Table 2 Hf isotope data of zircons from Taipingchuan porphyry

样品分析点	t/Ma	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\epsilon\text{Hf}(t)$	t_{DM1}	t_{DM2}	$f_{\text{Lu/Hf}}$
TP818 01	181	0.023 6	0.000 99	0.282 652	0.000 017	-0.4	849	1 244	-0.970 1
TP818 02	181	0.022 7	0.000 89	0.282 584	0.000 017	-2.8	942	1 396	-0.973 3
TP818 03	180	0.029 0	0.001 11	0.282 604	0.000 018	-2.1	920	1 355	-0.966 7
TP818 04	178	0.037 9	0.001 49	0.282 636	0.000 018	-1.1	883	1 285	-0.955 1
TP818 05	183	0.036 3	0.001 41	0.282 635	0.000 018	-1.0	883	1 285	-0.957 5
TP818 06	190	0.030 8	0.001 22	0.282 627	0.000 018	-1.1	889	1 296	-0.963 4
TP818 07	242	0.028 1	0.001 11	0.282 696	0.000 015	2.5	790	1 111	-0.966 5
TP818 08	314	0.034 2	0.001 34	0.282 639	0.000 019	1.9	875	1 199	-0.959 7
TP818 09	185	0.026 7	0.001 02	0.282 635	0.000 019	-0.9	875	1 282	-0.969 1
TP818 10	184	0.018 7	0.000 76	0.282 610	0.000 026	-1.8	903	1 335	-0.977 2
TP818 11	175	0.034 5	0.001 37	0.282 581	0.000 027	-3.1	959	1 410	-0.958 6
TP818 12	186	0.028 7	0.001 15	0.282 627	0.000 022	-1.2	888	1 299	-0.965 2
TP818 13	224	0.029 7	0.001 18	0.282 805	0.000 032	5.9	636	8 769	-0.964 5
TP818 14	175	0.029 6	0.001 17	0.282 583	0.000 023	-3.0	951	1 404	-0.964 7
TP818 15	195	0.026 8	0.001 07	0.282 607	0.000 021	-1.7	915	1 339	-0.967 7
TP818 16	191	0.027 6	0.001 09	0.282 566	0.000 020	-3.2	972	1 432	-0.967 2
TP818 17	193	0.028 8	0.001 16	0.282 602	0.000 021	-1.9	923	1 350	-0.965 2
TP818 18	184	0.049 3	0.001 88	0.282 611	0.000 022	-1.9	929	1 343	-0.943 5
TP818 19	187	0.031 6	0.001 26	0.282 612	0.000 025	-1.7	913	1 334	-0.961 9
TP818 20	181	0.031 3	0.001 24	0.282 660	0.000 021	-0.1	843	1 228	-0.962 7
TP818 21	186	0.030 9	0.001 29	0.282 674	0.000 023	0.4	825	1 196	-0.961 1
TP820 01	455.8	0.029 4	0.001 06	0.282 470	0.000 026	-1.0	1 110	1 491	-0.968 0
TP820 02	192.9	0.030 0	0.001 12	0.282 626	0.000 019	-1.1	890	1 298	-0.966 3
TP820 03	190.8	0.025 9	0.000 85	0.282 706	0.000 013	1.8	770	1 116	-0.974 5
TP820 04	199.7	0.033 1	0.001 23	0.282 646	0.000 018	-0.2	863	1 248	-0.962 9
TP820 05	195.7	0.034 5	0.001 29	0.282 650	0.000 019	-0.2	860	1 244	-0.961 1
TP820 06	185.5	0.018 5	0.000 74	0.282 661	0.000 022	0.0	832	1 221	-0.977 6
TP820 07	467.5	0.018 5	0.000 71	0.282 453	0.000 024	-1.2	1 120	1 514	-0.978 7
TP820 08	195.3	0.028 4	0.001 13	0.282 619	0.000 018	-1.3	899	1 312	-0.966 1
TP820 09	187.8	0.027 4	0.001 09	0.282 651	0.000 017	-0.3	853	1 245	-0.967 3
TP820 10	203.3	0.022 0	0.000 84	0.282 568	0.000 019	-2.9	964	1 419	-0.974 8
TP820 11	186.1	0.046 9	0.001 74	0.282 584	0.000 025	-2.8	965	1 401	-0.947 7
TP820 12	507.9	0.009 8	0.000 43	0.282 528	0.000 019	2.4	1 010	1 317	-0.986 9
TP820 13	185.6	0.045 9	0.001 73	0.282 629	0.000 024	-1.2	900	1 300	-0.948 0
TP820 14	202.5	0.020 7	0.000 83	0.282 627	0.000 020	-0.8	880	1 286	-0.975 1
TP820 15	191.5	0.039 3	0.001 52	0.282 572	0.000 030	-3.1	976	1 422	-0.954 2
TP820 16	196.3	0.033 7	0.001 29	0.282 610	0.000 028	-1.6	916	1 333	-0.961 0
TP820 17	210.6	0.036 8	0.001 39	0.282 573	0.000 027	-2.6	971	1 408	-0.958 0
TP820 19	359.9	0.028 3	0.001 00	0.282 659	0.000 022	3.7	840	1 124	-0.969 8
TP820 20	251.8	0.039 5	0.001 56	0.282 795	0.000 033	6.1	658	8 885	-0.953 0
TP848 01	353.4	0.028 7	0.001 02	0.282 674	0.000 016	4.1	819	1 094	-0.969 4
TP848 02	196	0.025 4	0.000 93	0.282 597	0.000 016	-2.0	925	1 359	-0.972 0
TP848 03	382.5	0.031 7	0.001 17	0.282 553	0.000 024	0.4	994	1 351	-0.964 8
TP848 04	202.3	0.043 2	0.001 59	0.282 585	0.000 018	-2.4	960	1 389	-0.952 0
TP848 05	288.5	0.017 7	0.000 68	0.282 636	0.000 016	1.4	865	1 214	-0.979 6
TP848 06	204	0.015 1	0.000 58	0.282 558	0.000 028	-3.2	971	1 439	-0.982 6
TP848 07	266.6	0.021 1	0.000 77	0.282 633	0.000 021	0.8	871	1 235	-0.976 8
TP848 08	205.4	0.026 5	0.001 01	0.282 605	0.000 018	-1.5	917	1 337	-0.969 6
TP848 09	181.3	0.011 0	0.000 44	0.282 560	0.000 025	-3.6	965	1 447	-0.986 7
TP848 10	426.2	0.025 7	0.000 94	0.282 525	0.000 018	0.4	1 030	1 383	-0.971 8
TP848 11	446.6	0.029 5	0.001 06	0.282 570	0.000 023	2.4	967	1 273	-0.968 0
TP848 12	396.2	0.015 4	0.000 64	0.282 553	0.000 023	0.8	979	1 333	-0.980 8

续表 2

Continued Table 2

样品分析点	t/Ma	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\epsilon\text{Hf}(t)$	t_{DM1}	t_{DM2}	$f_{\text{Lu/Hf}}$
TP848 13	192.5	0.025 2	0.000 95	0.282 581	0.000 015	-2.6	948	1 396	-0.971 3
TP848 14	190.6	0.032 2	0.001 22	0.282 580	0.000 018	-2.8	957	1 403	-0.963 2
TP848 15	259.9	0.053 9	0.002 00	0.282 799	0.000 024	6.3	660	8 792	-0.939 8
TP848 16	201.1	0.038 7	0.001 46	0.282 585	0.000 027	-2.4	956	1 388	-0.956 1
TP848 17	193.2	0.028 0	0.001 08	0.282 562	0.000 024	-3.3	979	1 441	-0.967 6
TP848 18	241.1	0.016 3	0.000 62	0.282 583	0.000 021	-1.5	938	1 361	-0.981 2
TP848 19	196.4	0.038 1	0.001 47	0.282 626	0.000 024	-1.1	898	1 299	-0.955 7
TP848 20	208.2	0.028 7	0.001 06	0.282 542	0.000 024	-3.7	1 010	1 476	-0.968 0
TP848 21	185.4	0.028 8	0.001 12	0.282 600	0.000 028	-2.1	926	1 360	-0.966 3
TP848 22	206.4	0.036 7	0.001 36	0.282 580	0.000 023	-2.4	960	1 394	-0.959 1

$\epsilon\text{Hf}(t) = 10\,000 \left[\left(\frac{^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}}{\lambda} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\lambda} \times (e^{\lambda t} - 1) \right) \right) / \left(\frac{^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}}{\lambda_{\text{CHUR}}} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\lambda_{\text{CHUR}}} \times (e^{\lambda t} - 1) \right) \right) - 1 \right]$; $t_{\text{DM1}} = 1/\lambda \times \ln \left\{ 1 + \left[\left(\frac{^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}}{\lambda} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\lambda} \right)_{\text{DM}} \right) / \left(\frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\lambda} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\lambda} \right)_{\text{DM}} \right) \right] + t_0 \right\}$; $t_{\text{DM2}} = 1/\lambda \times \ln \left\{ 1 + \left[\left(\frac{^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}}{\lambda} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\lambda} \right)_{\text{DM},t} \right) / \left(\frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\lambda} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\lambda} \right)_{\text{DM},t} \right) \right] + t_0 \right\}$ 。上述 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR}}$ 、 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR}}$ 、 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{DM}}$ 、 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{\text{DM}}$ 同位素比值分别为 0.282 772 和 0.033 2、0.283 25 和 0.038 4 (Blichert-Toft and Albarède, 1997; Griffin *et al.*, 2000) $\lambda = 1.867 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$ (Soderlund *et al.*, 2004) $\left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}} \right)_0 = 0.015$; t_0 为锆石结晶年龄; $f_{\text{Lu/Hf}} = \left(\frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\lambda} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\lambda} \right)_{\text{DM}} \right) / \left(\frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\lambda} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}}{\lambda} \right)_{\text{DM},t} \right)$ 为样品的测定值。

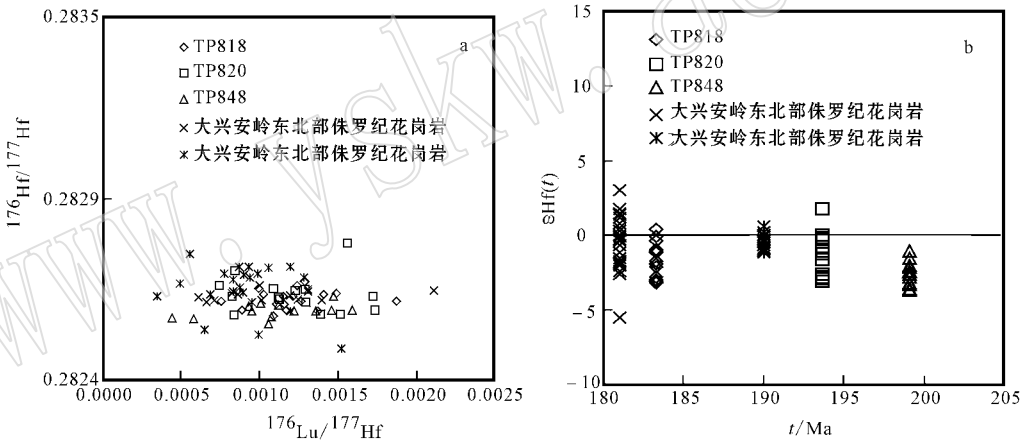


图 5 太平川含矿斑岩 Lu-Hf 同位素相关图 (a) 及 $\epsilon\text{Hf}(t)$ 和 U-Pb 年龄相关图 (b) (大兴安岭东北部侏罗纪花岗岩 Hf 同位素值参考隋振民等 2007)

Fig. 5 Lu-Hf isotopic relationship diagram (a) and $\epsilon\text{Hf}(t) - t$ relationship diagram (b) for Taipingchuan mineralized porphyries (Hf values for Jurassic granites in the northeastern part of the Da Hinggan Mountains from Sui zhenmin *et al.*, 2007)

巨斑状钾长花岗岩的锆石 U-Pb 年代学研究结果, 该花岗岩存在两组年龄, 分别为 $458.9 \pm 10 \text{ Ma}$ 、 $444.3 \pm 8.6 \text{ Ma}$ 和 $202 \pm 3 \text{ Ma}$ 、 $205.3 \pm 2.4 \text{ Ma}$, 前一组年龄与本次研究样品 TP820 中捕获的一组锆石年龄 (452.1 Ma 和 456.8 Ma) 一致, 可能代表额尔古纳-兴安地块拼、碰撞结束后的后造山阶段形成的花岗岩 (葛文春等 2005, 武广等 2005, 隋振民等 2006), 而后一组年龄和本文所测定的 183.6 Ma 、 193.7 Ma 和 199.1 Ma 可能代表蒙古-鄂霍茨

克洋俯冲闭合阶段的岩浆侵入事件年龄 (武广等, 2008)。

5.2 岩浆源区

相对于全岩 Sr-Nd 同位素体系, 锆石 Lu-Hf 同位素体系具有较高的封闭温度 (Scherer *et al.*, 2000), 更能揭示岩浆演化过程和源区性质 (Griffin *et al.*, 2000; Xu *et al.*, 2004; Beloisova *et al.*, 2006; Yang *et al.*, 2006)。由于 Hf 属于不相容元素, 当寄主岩浆不断发生部分熔融和结晶分异作用

时,亏损地幔源区具有更高的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值,使得熔融物和寄主岩浆发生 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值的解耦,即大陆地壳相对于亏损地幔而言有着更低的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值和 $\epsilon\text{Hf}(t)$ 值(Patchett *et al.*, 1981)。本次研究的花岗岩随着年龄变新, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值逐渐变大,与 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 呈较好的线性关系,反映岩浆为同一源区。

花岗质岩石的正 $\epsilon\text{Hf}(t)$ 值通常被认为来自亏损地幔或从亏损地幔中新增长的年轻地壳物质的部分熔融(隋振民等,2007),亦或来自于加厚的镁铁质下地壳部分熔融的结果(侯增谦等,2009),负 $\epsilon\text{Hf}(t)$ 值通常代表古老地壳成因(吴福元等,2007),偶尔的正 $\epsilon\text{Hf}(t)$ 值和相对较高的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值可能代表有部分亏损地幔物质的加入(汪相等,2003)。研究显示,大兴安岭地区显生宙以来的花岗岩的源岩具有正 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 和较低的 t_{DM} 值,被认为是在地壳垂向增生过程中源于地幔的年轻地壳物质(吴福元等,1999;洪大卫等,2000;Wu *et al.*, 2000, 2002),最新的 Hf 同位素研究结果表明,额尔古纳地块花岗岩具有较大的 $\epsilon\text{Hf}(t)$ 值变化范围,早古生代花岗岩的 $\epsilon\text{Hf}(t)$ 值主要介于1.5~3.8之间(葛文春等,2007),侏罗纪花岗岩介于-2.82~5.41(早侏罗世)7.25~11.64(中侏罗世)两段范围内(隋振民等,2007),早白垩世花岗岩的 $\epsilon\text{Hf}(t)$ 值为1.32~8.23(张彦龙等,2008),本次研究的3件花岗岩样品的 $\epsilon\text{Hf}(t)$ 值分别为-3.2~0.4、-3.1~1.8和-3.7~-1.1(图5b),具有较小的 Hf 同位素组成变化,显示它们具有同源性,在 $\epsilon\text{Hf}(t)$ 对 $t(\text{Ma})$ 图解中显示出与上述早侏罗世花岗岩具有相近的 $\epsilon\text{Hf}(t)$ 值(图5b),说明莫尔道嘎地区早侏罗世斑岩的源区为古老的地壳。但总体来讲,大兴安岭地区的花岗岩随着年龄变新, $\epsilon\text{Hf}(t)$ 值呈现正值的趋势,例如大兴安岭东北部171 Ma 的黑花山花岗岩岩体具有11.64的 $\epsilon\text{Hf}(t)$ 值,其更靠近亏损地幔演化线(隋振民等,2007),这可能意味着随着岩浆的演化,花岗岩的源区逐渐转向亏损地幔或有更多地幔物质的参与。

莫尔道嘎地区早侏罗世花岗岩的锆石 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值较低, $\epsilon\text{Hf}(t)$ 值多数位于 CHUR 线以下,而且具有1322 Ma、1276 Ma 和1394 Ma 的模式年龄,显示了与大兴安岭东北部侏罗纪花岗岩

一致的源区信息(隋振民等,2007),暗示了额尔古纳地块于新元古代就开始发生了地壳增生,类似的地壳生长信息也通过大兴安岭新元古代微陆块上具有较低 $\epsilon(\text{Nd})$ 值和较老的 Nd 模式年龄的花岗岩得到证实(洪大卫等,2000)。

5.3 成矿意义

最近对额尔古纳构造带内花岗岩的研究也证实了原来认为新元古代花岗岩内存在大量245.2~236.8 Ma 的花岗岩侵入体(余宏全,未刊资料),这些花岗岩普遍经历了重熔和混合岩化作用,为碰撞造山型花岗岩的典型特征。近年来,大陆碰撞造山带和大陆内部也被证实为斑岩型矿床的有利成矿部位,其以独特的地球动力学背景、深部作用过程、岩浆起源演化、流体与金属来源等方面与岩浆弧环境下斑岩型矿床存在显著的差异(侯增谦等,2007,2008,2009)。与太平川钼矿处于同一成矿带的乌奴格吐山斑岩钼矿曾被认为是蒙古-鄂霍茨克洋于二叠纪-早侏罗世闭合、中朝蒙古板块与西伯利亚板块发生碰撞造山作用的产物(李诺等,2007;陈志广等,2008),大陆板块的碰撞使陆壳缩短、加厚,致使陆壳中下部增温、减压和大规模的部分熔融,形成中酸性岩浆和成矿流体。

前人对中国大陆碰撞造山带内含钼岩浆起源及斑岩型钼矿 Pb 同位素的研究表明,含钼岩浆主要起源于下地壳物质的部分熔融(陈衍景等,2000),下地壳同时为斑岩钼矿提供了主要的钼金属来源(卢欣祥等,2002)。上述 Hf 同位素资料证实了太平川含矿斑岩起源于古老的地壳物质,在地壳熔融的过程中,钼金属从地壳源区就地进入岩浆系统。

一个典型的斑岩成矿系统往往经历中性→中酸性→酸性的演化过程,其岩浆-热液活动可能维系5~10 Ma,而成矿事件往往“瞬时”发生,而且岩浆系统活动时间越久,其成矿的潜力可能越大。虽然目前尚未取得该矿床的成矿年龄,但本次所得的花岗岩成岩年龄与研究区西南部同处于额尔古纳构造带得尔布干成矿带内的乌奴格吐山斑岩铜钼矿床的含矿斑岩的成岩年龄一致(秦克章等,1999;余宏全等,2009)(表3),因此,可以大致推测额尔古纳构造带内次火山-斑岩成矿活动在早侏罗世就已经开始,太平川斑岩钼矿的成矿年代大致在195~180 Ma。

表 3 太平川斑岩钼矿成岩时代及其与邻区对比表

Table 3 The petrogenic age of the Taipingchuan porphyry molybdenite deposit and correlation with that in adjacent area

矿床名称	测试岩石(矿物)	方法	年龄数据/Ma	资料来源
乌奴格吐山	二长花岗岩	锆石 U-Pb	202.9±2.8	余宏全等(2009)
	二长花岗岩	LA-ICP-MS	204.2±2.8	余宏全等(2009)
	二长花岗岩	锆石 U-Pb	188.3±0.6	秦克章等(1999)
	二长花岗岩	全岩 Rb-Sr	183.9±1.0	秦克章等(1999)
	黑云母花岗岩	K-Ar	187	王之田(1994)
	辉钼矿	Re-Os	177.4±2.4	余宏全等(2009)
太平川	花岗闪长斑岩	LA-ICP-MS	183.6±2.7	本文
	花岗斑岩	LA-ICP-MS	193.7±3.4	本文
	花岗斑岩	LA-ICP-MS	199.1±4.3	本文

6 结论

太平川含矿斑岩体的形成年龄为 183.6 Ma、193.7 Ma 和 199.1 Ma, 代表早侏罗世蒙古-鄂霍茨克洋闭合阶段的岩浆侵入事件。含矿斑岩锆石两阶段模式年龄及 Hf 同位素显示斑岩起源于中新元古代增生的地壳物质, 增生的地壳于早侏罗世发生熔融, 钼金属从地壳源区就地进入岩浆系统, 形成斑岩型矿床。莫尔道嘎地区的含矿斑岩可与乌奴格吐山铜钼矿的斑岩对比, 推测太平川斑岩钼矿的成矿年代大致在 195~180 Ma。

致谢 感谢审稿人对本文的提出的评审意见, 感谢有色金属矿产地质调查中心姜福芝、王静纯教授级高级工程师对作者室内薄片鉴定工作中的悉心指导, 感谢有色金属矿产地质调查中心龙灵利博士在锆石 LA-ICPMS U-Pb 定年过程中提供帮助。

References

- Beloisova B A, Griffin W L and O'Reilly S Y. 2006. Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf Isotope composition as a tool for petrogenetic modelling: Examples from Eastern Australian granitoids[J]. *Journal of Petrology*, 47: 329~353.
- Blichert-Toft J, Chauvel C and Albarede F. 1997. Separation of Hf and Lu for high-precision isotope analysis of rock samples by magnetic sector-multiple collector ICP-MS[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 127: 248~260.
- Chen Yanjing, Li Chao, Zhang Jing, et al. 2000. Sr and O isotopic characteristics of porphyries in the Qinling molybdenum deposit belt and their implication to genetic mechanism and type[J]. *Science in China Series D*, 30(Suppl.): 64~72 (in Chinese).
- Chen Zhiguang, Zhang Lianchang, Wan Bo, et al. 2008. Geochemistry and geological significances of ore-forming porphyry with low Sr and Yb value in Wunugetushan copper-molybdenum deposit, Inner Mongolia[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24(1): 115~128 (in Chinese with English abstract).
- Ge Wenchun, Sui Zhenmin, Wu Fuyuan, et al. 2007. Zircon U-Pb ages, Hf isotopic characteristics and their implications of the Early Paleozoic granites in the northwestern Da Hinggan Mts, northeastern China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23: 423~440 (in Chinese with English abstract).
- Ge Wenchun, Wu Fuyuan, Zhou Changyong, et al. 2005. Emplacement age of the Tahe granite and its constraints on the tectonic nature of the Ergun block in the northern part of the Da Hinggan Rang[J]. *Chinese Sci. Bull.*, 50: 1239~1246 (in Chinese).
- Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, et al. 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in Kimberites[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64: 133~147.
- Griffin W L, Wang X, Jackson S E, et al. 2002. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes[J]. *Lithos.*, 61: 237~269.
- Hong Dawei, Wang Shiguang, Xie Xilin, et al. 2000. Genesis of positive (ϵ_{Nd} , t) granitoids in the DaHinggan Mts.-Mongolia orogenic belt and growth continental crust[J]. *Earth Science Frontiers*, 7(2): 441~456 (in Chinese with English abstract).
- Hou Zengqian, Pan Xiaofei, Yang Zhiming, et al. 2007. Porphyry copper deposits in Continental Settings[J]. *Geoscience*, 21: 332~351 (in Chinese with English abstract).
- Hou Zengqian and Wang Erqi. 2008. Metallogensis of the Indo-Asian collisional orogen: new advance[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 29(3): 275~292 (in Chinese with English abstract).
- Hou Zengqian and Yang Zhiming. 2009. Porphyry deposits in continental settings of China: geological characteristics, magmatic hydrothermal system, and metallogenic model[J]. *Acta Geologica Sinica*, 83(12): 1779~1817 (in Chinese with English abstract).
- Li Nuo, Chen Yanjing, Lai Yong, et al. 2007. Fluid inclusion study of the Wunugetushan porphyry Cu-Mo deposit, Mongolia[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2177~2188 (in Chinese with English abstract).
- Liu Jianming, Zhang Rui and Zhang Qingzhou. 2004. The regional metallogeny of Daxing'anling China[J]. *Earth Science Frontiers*, 11

- (1): 269~277 (in Chinese with English abstract).
- Lu Xinxiang, Yu Zaiping, Feng Youli, *et al.* 2002. Mineralization and tectonic setting of deep-hypabyssal granites in east Qinling Mountain [J]. *Mineral Deposits*, 21(2): 168~178 (in Chinese with English abstract).
- Lü Zhicheng, Duan Guozheng, Hao Libo, *et al.* 2002. Geochemistry and tectonic setting of metamorphic detrital rock of Jiageda Group [J]. *Journal of Jilin University (Earth Science edition)*, 32(2): 111~115 (in Chinese with English abstract).
- Meng Q R. 2003. What drove late Mesozoic extension of the northern China-Mongolia tract? [J]. *Tectonophysics*, 369(3~4): 155~174.
- Patchett P J, Kouvo O, Hedge C E, *et al.* 1981. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78: 279~297.
- Qin Kezhang, Li Huimin, Li Weishi, *et al.* 1999. Intrusion and mineralization ages of the Wunugetushan porphyry Cu-Mo deposit, Inner Mongolia, Northern China [J]. *Geological Review*, 45(2): 181~185 (in Chinese with English abstract).
- Scherer E E, K L Cameron and Blichert J T. 2000. Lu-Hf garnet geochronology: closure temperature relative to the Sm-Nd system and the effects of trace mineral inclusions [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(19): 3 413~3 432.
- Sengor A M C and Natal'in B A. 1996. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis [A]. An Yin and M. Harrison. *The Tectonic Evolution of Asia* [C]. Cambridge: Cambridge University Press, 486~640.
- Shao Ji'an, Mu Baolei, He Guoqi, *et al.* 1997. Geological effects in tectonic superposition of Paleo-Pacific domain and Paleo-Asian domain in northern part of North China [J]. *Science in China (Series D)*, 27(5): 390~394 (in Chinese).
- She Hongquan, Li Honghong, Li Jinwen, *et al.* 2009. The metallogenetical characteristics and prospecting direction of the copper-lead-zinc polymetal deposits in the Northern-Central Daxing'anling Mountain, Inner Mongolia [J]. *Acta Geologica Sinica*, 83(10): 1 456~1 472 (in Chinese with English abstract).
- Soderlund U, Patchett P J, Vervoort J D, *et al.* 2004. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 210: 311~324.
- Sui Zhenmin, Ge Wenchun, Wu Fuyuan, *et al.* 2006. U-Pb chronology in zircon from Harabaqi granitic pluton in northeastern Daxing'anling area and its origin [J]. *World Geology*, 25: 229~236 (in Chinese with English abstract).
- Sui Zhenmin, Ge Wenchun, Wu Fuyuan, *et al.* 2007. Zircon U-Pb ages, geochemistry of Jurassic granites in northeastern part of the Dahinggan Mts. *Acta Petrologica Sinica*, 23(2): 461~480 (in Chinese with English abstract).
- Sui Zhenmin, Ge Wenchun, Wu Fuyuan, *et al.* 2009. Hf isotopic characteristics and geological significance of the Chahayan pluton in Northern Daxing'anling mountains [J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 39(5): 849~856 (in Chinese with English abstract).
- Wang Xiang, Griffin W L, Wang Zhicheng, *et al.* 2003. Hf isotope composition of zircons and implication for the petrogenesis of Ya-jiangqiao granite, Hunan Province, China [J]. *Chin. Sci. Bull.*, 48(4): 379~382 (in Chinese).
- Wang Zhong, An Chunjie, Shao Jun, *et al.* 2005. Geochemical characteristics of Neoproterozoic large-porphyritic alkali-feldspar gartite in Moraga area [J]. *Geology and Resources*, 14(3): 187~191 (in Chinese with English abstract).
- Wu F Y, Jahn B M, Wilde S A, *et al.* 2000. Phanerozoic crustal growth: U-Pb and Sr-Nd isotopic evidence from the granites in Northeastern China [J]. *Tectono-physics*, 328: 89~113.
- Wu Fuyuan, Li Xianhua, Zheng Yongfei, *et al.* 2007. Lu-Hf isotopic systematics and their applications in petrology [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23: 185~220 (in Chinese with English abstract).
- Wu F Y, Sun D Y, Li H M, *et al.* 2002. A-type granites in Northeastern China: Age and geochemical constraints on their petrogenesis [J]. *Chemical Geology*, 187: 143~173.
- Wu Fuyuan, Sun Deyou and Lin Qiang. 1999. Petrogenesis of the Phanerozoic granites and crustal growth in Northeast China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 15(2): 181~189 (in Chinese with English abstract).
- Wu F Y, Yang Y H, Xie L W, *et al.* 2006. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U-Pb geochronology [J]. *Chemical Geology*, 234: 105~126.
- Wu Guang, Chen Yanjing, Sun Fengyue, *et al.* 2008. Geochemistry of the Late Jurassic granitoids in the northern end area of Da Hinggan Mountains and their geological and prospecting implication [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24(4): 899~910 (in Chinese with English abstract).
- Wu Guang, Li Zhitong, Li Guangyuan, *et al.* 2004. Magmatism and mineralization of the Luoguhe area in Mohe County, Heilongjiang Province [J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 23(Suppl.): 78 (in Chinese with English abstract).
- Wu Guang, Sun Fengyue, Zhao Caisheng, *et al.* 2005. Discovery of Early Paleozoic post collisional granite in the north margin of Eguna plot and its geological significance [J]. *Chinese Science Bulletin*, 50(20): 2 278~2 288 (in Chinese with English abstract).
- Xiao W J, Windley B F, Han C M, *et al.* 2009b. End Permian to mid-Triassic termination of the southern Central Asian Orogenic Belt [J]. *International Journal of Earth Sciences*, doi: 10. 1007/s00531-008-0407-z.
- Xiao W J, Windley B F, Hao J, *et al.* 2003. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: Termination of the central Asian orogenic belt [J]. *Tectonics*, 22(6), 1069, doi: 10. 1029/2002TC001484.
- Xiao W J, Windley B F, Yuan C, *et al.* 2009a. Paleozoic multiple subduction-accretion processes of the southern Altai [J]. *American Journal of Science*, 309: 221~270.
- Xu Ping, Wu Fuyuan, Xie Liewen, *et al.* 2004. Hf isotopic compositions of the standard zircons for U-Pb dating [J]. *China Science Bulletin*, 49: 1 403~1 410 (in Chinese).
- Yang J H, Wu F Y, Chung S L, *et al.* 2006. A hybrid origin for the Qianshan A-type granite, northeast China: Geochemical and Sr-

- Nd-Hf isotopic evidenc[J]. *Lithos*, 89(1~2): 89~106.
- Zhang Jiheng. 2009. Geochronology and Geochemistry of the Mesozoic Volcanic Rocks in the Great Xing'an Range, Northeastern China[D]. Wuhan: China University of Geosciences, 1~105 (in Chinese).
- Zhang Ming, Wang Zhong, Meng Rrgen, *et al.* 2006. Geochemical characteristics and tectonic significance of the Neoproterozoic granites in Northern Daxing'anling, Inner Mongolia[J]. *Geology and Resources*, 15(2): 98~106 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Yanlong, Ge Wenchun, Liu Xiaoming, *et al.* 2008. Isotopic characteristics and its significance of the Xinlin Town pluton, Great Hinggan Mountain[J]. *Journal of Jilin University: Earth Science Edition*, 38(2): 177~186 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Yue, Xu Gang, Zhang Shuanhong, *et al.* 2004. Yanshanian movement and conversion of tectonic regimes in East Asia[J]. *Earth Science Frontiers*, 11(3): 319~328 (in Chinese with English abstract).
- Zorin Y A. 1999. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia[J]. *Tectonophysics*, 306: 33~56.
- ### 附中文参考文献
- 陈衍景, 李超, 张静, 等. 2000. 秦岭钼矿带斑岩体铷氧同位素特征与岩石成因机制和类型[J]. *中国科学(D辑)*, 30(增刊): 64~72.
- 陈志广, 张连昌, 万博, 等. 2008. 内蒙古乌奴格吐山斑岩铜钼矿床低 Sr-Yb 型成矿斑岩地球化学特征及地质意义[J]. *岩石学报*, 24(1): 115~128.
- 葛文春, 隋振民, 吴福元, 等. 2007. 大兴安岭东北部早古生代花岗岩锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素特征及地质意义[J]. *岩石学报*, 23(2): 423~440.
- 葛文春, 吴福元, 周长勇, 等. 2005. 大兴安岭北部塔河花岗岩体的时代及对额尔古纳地块构造归属的制约[J]. *科学通报*, 50: 1239~1246.
- 洪大卫, 王式洸, 谢锡林, 等. 2000. 兴安造山带正 $\epsilon(\text{Nd}, t)$ 值花岗岩的成因和大陆地壳生长[J]. *地学前缘*, 7(2): 441~456.
- 侯增谦, 潘小菲, 杨志明, 等. 2007. 初论大陆环境斑岩铜矿[J]. *现代地质*, 21: 332~351.
- 侯增谦, 王二七. 2008. 印度-亚洲大陆碰撞成矿作用主要研究进展[J]. *地球学报*, 29(3): 275~292.
- 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.
- 李诺, 陈衍景, 赖勇, 等. 2007. 内蒙古乌奴格吐山斑岩铜钼矿床流体包裹体研究[J]. *岩石学报*, 23(9): 2177~2188.
- 刘建明, 张锐, 张庆洲. 2004. 大兴安岭地区的区域成矿特征[J]. *地学前缘*, 11(1): 269~277.
- 卢欣祥, 于在平, 冯有利, 等. 2002. 东秦岭深源浅成型花岗岩的成矿作用及地质构造背景[J]. *矿床地质*, 21(2): 168~178.
- 吕志成, 段国正, 郝立波, 等. 2002. 佳疙瘩组变碎屑岩地球化学特征及古构造环境[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 32(2): 111~115.
- 秦克章, 李惠民, 李伟实, 等. 1999. 内蒙古乌奴格吐山斑岩铜钼矿床的成岩、成矿时代[J]. *地质评论*, 45(2): 181~185.
- 邵济安, 牟保磊, 何国琦, 等. 1997. 华北北部在古亚洲域与古太平洋构造叠加过程中的地质作用[J]. *中国科学(D辑)*, 27(5): 390~394.
- 余宏全, 李红红, 李进文, 等. 2009. 内蒙古大兴安岭中北段铜铅锌金银多金属矿床成矿规律与找矿方向[J]. *地质学报*, 83(10): 1456~1472.
- 隋振民, 葛文春, 吴福元, 等. 2007. 大兴安岭东北部侏罗纪花岗岩锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及成因[J]. *岩石学报*, 23(2): 461~480.
- 隋振民, 葛文春, 吴福元, 等. 2009. 大兴安岭北部察哈彦岩体的 Hf 同位素特征及其地质意义[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 39(5): 849~856.
- 隋振民, 葛文春, 吴福元, 等. 2006. 大兴安岭东北部哈拉巴奇花岗岩体锆石 U-Pb 年龄及其成因[J]. *世界地质*, 25: 229~236.
- 汪相, Griffin W L, 王志成, 等. 2003. 湖南丫江桥花岗岩中锆石的 Hf 同位素地球化学[J]. *科学通报*, 48(4): 379~382.
- 王忠, 安春杰, 邵军, 等. 2005. 大兴安岭莫尔道嘎地区新元古代巨斑状碱长花岗岩地球化学特征[J]. *地质与资源*, 14(3): 187~191.
- 吴福元, 李献华, 郑永飞, 等. 2007. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用[J]. *岩石学报*, 23: 185~220.
- 吴福元, 孙德有, 林强. 1999. 东北地区显生宙花岗岩的成因与地壳增生[J]. *岩石学报*, 15(2): 181~189.
- 武广, 陈衍景, 孙丰月, 等. 2008. 大兴安岭北端晚侏罗世斑岩地球化学及其地质和找矿意义[J]. *岩石学报*, 24(4): 899~910.
- 武广, 李之彤, 李广远, 等. 2004. 黑龙江省漠河县洛古河地区岩浆作用与成矿[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 23(增刊): 78.
- 武广, 孙丰月, 赵财胜, 等. 2005. 额尔古纳地块北缘早古生代后碰撞花岗岩的发现及其地质意义[J]. *科学通报*, 50(20): 2278~2288.
- 徐平, 吴福元, 谢烈文, 等. 2004. U-Pb 同位素定年标准锆石的 Hf 同位素[J]. *科学通报*, 49: 1403~1410.
- 张明, 王忠, 孟二根, 等. 2006. 内蒙古大兴安岭北部新元古代花岗岩岩石地球化学特征及构造意义[J]. *地质与资源*, 15(2): 98~106.
- 张吉衡. 2009. 大兴安岭中生代火山岩年代学及地球化学研究[D]. 武汉: 中国地质大学(武汉), 1~105.
- 张彦龙, 葛文春, 柳小明, 等. 2008. 大兴安岭新林镇岩体的同位素特征及其地质意义[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 38(2): 177~186.
- 赵越, 徐刚, 张拴宏, 等. 2004. 燕山运动与东亚构造体制的转变[J]. *地学前缘*, 11(3): 319~328.