

文章编号 0258-7106 (2010) 03-0437-15

内蒙古霍各乞海西期侵入岩形成时代、成因 及其与铜矿体的关系*

皮桥辉^{1,2}, 刘长征^{1,3}, 陈岳龙^{1**}, 李泳泉¹, 李大鹏¹

(1 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083; 2 中国地质科学院矿产资源研究所国土资源部成矿作用与
资源评价重点实验室, 北京 100037; 3 青海省第五地质矿产勘查院, 青海 西宁 810012)

摘 要 文章通过对狼山霍各乞矿区侵入岩中锆石 U-Pb 年代学和铅同位素组成、岩石化学及空间上毗邻铜矿体地球化学的研究,探讨了其岩石成因及与铜矿体的关系。结果表明,岩体岩性为辉长-闪长岩,岩体中锆石阴极发光图像具明显的振荡环带结构, Th/U 比值均大于 0.1 (0.20~0.77), 指示岩浆成因特征; 岩体中锆石加权平均 $^{206}\text{Pb}/^{328}\text{U}$ 年龄为 (273.9 ± 1.2) Ma, 表明岩体形成于海西晚期, 锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化范围为 $-4.1 \sim -10.0$; Hf 模式年龄分布于 1.56~1.92 Ga 之间, 其峰值与 Nd 两阶段亏损地幔模式年龄一致, 这说明成岩物质主要来自古老地壳物质的熔融, 并非来自亏损地幔源区。铜矿体钨模式年龄变化比较大, 变化范围为 1.78~2.37 Ga, 反映了成矿物质多来源的特征。野外地质特征和爆裂测温数据表明铜矿体受后期改造, 与海西期侵入岩有关。认为海西期辉长-闪长岩体应由太古代结晶基底部分熔融并混入少量幔源组分形成, 该岩体对霍各乞铜矿床没有提供大量成矿物质, 但岩体的形成对矿体局部有明显的富集改造作用。

关键词 地球化学 部分熔融 铅同位素 改造 海西晚期 内蒙古霍各乞

中图分类号: P618.41

文献标志码: A

Formation epoch and genesis of intrusive rocks in Huogeqi orefield of Inner Mongolia and their relationship with copper mineralization

PI QiaoHui^{1,2}, LIU ChangZheng^{1,3}, CHEN YueLong¹, LI YongQuan¹ and LI DaPeng¹

(1 School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2 MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3 No. 5 Institute of Geology and Mineral Exploration of Qinghai Province, Xining 810012, Qinghai, China)

Abstract

Single zircon MC-ICP-MS U-Pb dating and lithogeochemical studies of gabbro-diorite intrusives in the Huogeqi orefield were conducted for the purpose of constraining their petrogenesis and their relationship with copper mineralization. Zircons collected from gabbro-diorite display oscillatory zoning and high Th/U ratios (0.20~0.77), indicating their magmatic origin. A weighted average U-Pb age of (273.9 ± 1.2) Ma for Huogeqi intrusive rocks was obtained, suggesting that the formation of gabbro-diorite should be associated with the collisional event of the North China Plate and Siberia Plate in late Hercynian period. Their initial Hf isotope ratios and Hf two-stage depleted mantle model ages range from -4.1 to -10.0 and from 1.56 to 1.92 Ga, respectively.

* 本文得到内蒙古自治区院士项目(YS05)的资助

第一作者简介 皮桥辉, 男, 1973 年生, 博士研究生, 矿床学、矿床地球化学专业。

****通讯作者** 陈岳龙, 男, 1963 年生, 教授, 博士生导师, 地球化学专业。Email: piwenxuan 3572@sina.com

收稿日期 2009-08-20; **改回日期** 2010-03-10。李 岩编辑。

Their peak model ages are consistent with the bulk rock Nd two-stage depleted mantle model age of 1.77Ga, implying that the rock-forming materials were mostly derived from the paleo-crust instead of from the depleted mantle. Geological and geochemical characteristics of the gabbro-diorite intrusives reveal that they were derived from partial melting of Archaean basement and interacted with mantle-derive magmas by about 17%, as estimated by simulated calculation. A comparison of geochemical characteristics between gabbro-diorite intrusives and the copper ore body suggests that Hercynian diorite failed to provide significant metallogenic elements. Furthermore, Hercynian diorite intruded in the compressive orogenic environment 273.9 Ma ago, whereas copper mineralization occurred in Middle-Late Proterozoic, suggesting the absence of direct genetic relationship between the plutonic intrusion and the formation of the copper ore body. Based on field observation and decrepitation curves of quartz and chalcopyrite, the authors have reached the conclusion that the Huogeqi copper deposit was reformed by magmatic hydrothermal fluid along the contact zone between the gabbro-diorite and the copper ore body.

Key words: geochemistry, partial melting, zircon Hf isotopes, reformation, late Hercynian, Hougeqi, Inner Mongolia

内蒙古狼山造山带位于华北地台北缘,总体呈北北东向展布,区内蕴藏霍各乞、东升庙、炭窑口、甲生盘、白云鄂博、朱拉扎嘎等大型、超大型矿床,该造山带为中国著名的成矿构造带(翟裕生等,2002)。近来,大量研究表明海西期花岗岩类侵位对该区矿床有直接的改造作用。彭润民等(2007a)根据东升庙矿床矿石矿物中流体包裹体爆裂温度并与狼山北侧的海西期欧布拉格等斑岩型铜金矿床爆裂温度对比,认为东升庙黄铜矿是海西期造山过程中岩浆热液叠加作用的产物。江思宏等根据对朱拉扎嘎金矿床的地质地球化学研究,认为金矿体主要是在海西期构造-岩浆活动时形成(江思宏等,2000;2001;李俊建等,2004)。同时,对如欧布拉格、阿尔其图、扣克陶勒盖等斑岩型铜金矿床的研究亦表明,在海西期造山作用晚期还发生了次火山岩浆热液成矿作用(彭润民等,2007b)。

然而,一些学者对此持不同观点。杨学明等(2000)通过海西期岩体与含矿岩系中稀土元素的对比,认为白云鄂博矿床成矿作用与花岗岩岩浆活动没有直接联系。Zhu等(2006)在研究霍各乞铜多金属矿床物质来源时未发现海西期岩体提供成矿物质。费红彩等(2004)认为霍各乞多金属矿床形成于海底热水喷流沉积叠加后期变质热液改造富集。刘玉堂等(2004)总结霍各乞成矿模式时认为,该矿床属大陆裂谷环境的海底火山喷气沉积层控(变质)型,文中没有涉及海西期岩浆改造作用。

华北陆块与西伯利亚板块约在二叠纪晚期完成对接(Xiao et al., 2003)。在华北陆块与西伯利亚板块汇聚过程中,随着古亚洲洋的俯冲消减作用,大量

侵入岩体于海西期形成。霍各乞矿区亦出露着大量与矿体毗邻的海西期侵入体,这期侵入岩是否参与了霍各乞铜多金属矿床的改造,是关系该地区找矿方向的关键所在。本文结合已有的研究成果,通过对海西期侵入体中锆石的 U-Pb 定年和 Hf 同位素组成的研究,结合全岩主、微量元素地球化学、化学组成及 Nd 同位素特征,探讨了侵入岩的成因,进而对矿床成因进行了约束,以期指示该区进一步找矿的方向。

1 矿床地质特征及样品采集

霍各乞矿区位于华北克拉通北缘,狼山西侧(图1)。该区出露的主要地层从老到新依次为:新太古代乌拉山群、中元古代狼山群、第三系和第四系。乌拉山群地层呈 NE 向展布于狼山主峰太阳庙、宝格太庙、崩巴台庙一线,组成狼山复背斜构造之核部。乌拉山群为一套经混合岩化作用而成的变质程度已达角闪岩相的混合杂岩,主要岩性为角闪斜长片麻岩、斜长角闪岩、角闪石岩、黑云母变粒岩、黑云母石英片岩,在迭布斯格见条带状磁铁石英岩。苏对沟、东升庙沟的乌拉山群黑云斜长片麻岩获得的 Sm-Nd 等时线年龄约为 2 712 Ma(王思源等,1993),属新太古代。狼山群分布于狼山主峰南北两侧,组成狼山复背斜南、北两翼。南侧出露于东升庙、炭窑口一带;北侧出露于那仁宝力格-霍各乞-沟乃胡都格一带及周缘。狼山群为一套砂泥质、碳硅泥质、钙质组成的类复理石建造,岩性以碳质千枚岩、云母石英片岩、石英岩为主,夹碳质板岩、泥质大理岩化灰岩和条带

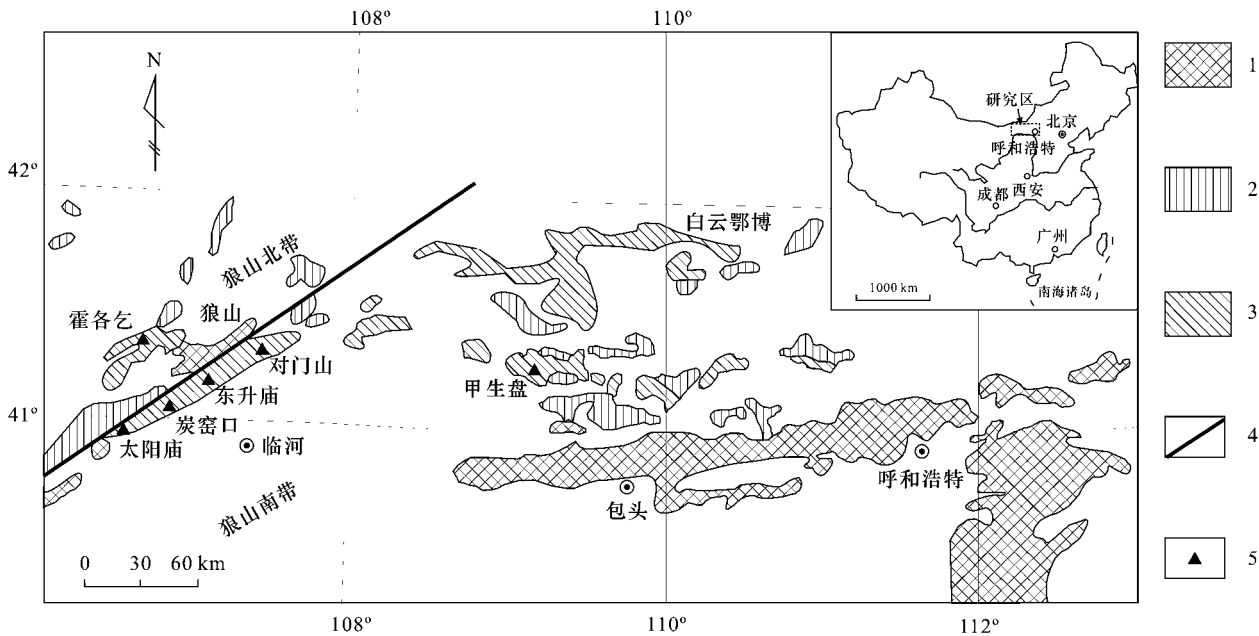


图 1 狼山多金属成矿带硫化物矿床分布图(据 Zhu et al., 2006 修改)

1—太古界；2—古元古界；3—中元古界；4—断裂；5—矿床

Fig. 1 The distribution of sulfide deposits in the Langshan metallogenic belt

1—Archean；2—Early Proterozoic；3—Middle Proterozoic；4—Fault；5—Deposit

状石英岩(变碳硅质岩)。该群下部及底部岩段内普遍含基性、中酸性火山岩,总厚度约 3 000 m,变质程度达绿片岩相。该岩群中云母石英片岩 Rb-Sr 同位素年龄为 $(1\ 198 \pm 59.9)$ Ma,所夹的变基性火山岩 Sm-Nd 年龄为 1 492 Ma(王思源等,1993),为中元古代,与北东部的中元古代白云鄂博群和东部中元古代渣尔泰山群时代及岩性相当。第三系主要为陆相杂砂砾岩、砂岩堆积。第四系主要为砂土质堆积,形成沙漠-半沙漠和河谷沟口冲积扇等。

霍各乞矿床(图 2)主要产在中元古代狼山群第二岩组中,该岩组为一套浅海相泥炭质为主的碎屑岩-泥灰岩-碳酸盐岩建造,含矿岩层从下至上为:底板黑云石英片岩,碳质板岩(Pb、Zn 主要赋矿层位),下条带石英岩(Cu 次要含矿层位),透辉-透闪石英岩(Fe 主要赋矿层位),上条带石英岩(Cu 主要赋矿层位),顶板二云石英片岩。

霍各乞矿田侵入岩切割围岩,且有明显相带,以岩株状侵入体为主。主要岩性包括辉长-闪长岩、花岗闪长岩和花岗岩等。辉长-闪长岩体的矿物成分为斜长石(55%~60%, $w(B)$,下同)、角闪石(15%~35%)、单斜辉石(5%~10%)、黑云母(5%左右)和石英(<5%),自形粒状,细粒花岗结构,片麻状构

造。花岗闪长岩中浅色矿物约 55%(以更、中长石为主),暗色矿物约 40%(主要为黑云母和角闪石),亦可见磁铁矿、磷灰石、电气石、榍石、锆石等副矿物,似斑状结构,块状构造。接触带常见同化混染,且有明显的富集改造现象,岩体内有片岩、次角闪片岩捕虏体。花岗岩的主要矿物为钾长石(35%~65%)、斜长石(5%~15%),石英(25%~40%)和黑云母(5%~10%),亦可见磷灰石、电气石、榍石、锆石等副矿物及绿泥石等次生矿物,粗粒结构,块状构造。为了研究岩体与成矿的关系,本次在钻孔 HZ822 约 1 000 m 深处采集了岩芯样品,离矿体约 20 m 处。

3 个铜矿石样品分别来自 HZ817 钻孔 667 m、HZ702 钻孔 525 m 和 HZ718 钻孔 720 m 处。

HZ817-10 样品:主要矿物组成为石英、黑云母、白云母,金属矿物主要为黄铜矿。显微粒状变晶结构,弱片状-块状构造。石英呈 0.02~0.2 mm 的较均匀粒状变晶,云母多为小于 0.15 mm 的微片状。不规则硅质细脉重结晶为石英,暗色矿物全部被次闪石、绿泥石、碳酸盐集合体取代呈假象。岩石命名为铜矿化石英片岩。

HZ702-10 样品:主要矿物组成为石英和白云母(+绢云母及杂质),金属矿物主要为黄铜矿。显微

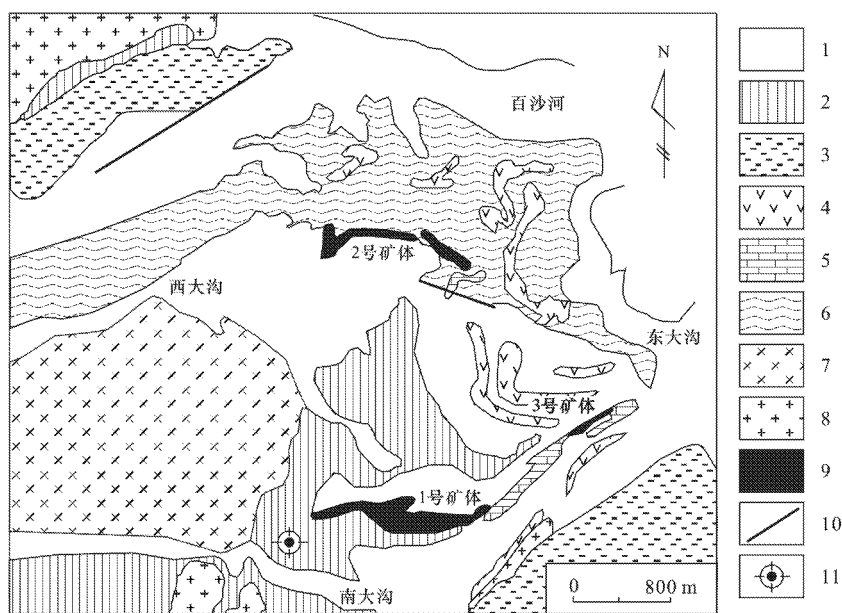


图2 霍各乞矿区地质示意图(据 Zhu et al; 2006 修改)

1—第四系；中元古代狼山群第二岩组(2~6)：2—云母石英片岩；3—石英岩；4—斜长角闪岩；5—大理石化灰岩；6—千枚岩；7—海西期岩体；8—新元古辉长岩；9—矿体；10—断裂；11—钻孔 HZ822 位置(采样点)

Fig. 2 Geological sketch map of the Huogeqi orefield

1—Quaternary；The second Member of Langshan Group of Middle Proterozoic (2~6)：2—Mica-quartz schist；3—Quartzite；4—Amphibolite；5—Marbleized limestone；6—Hercynian granite；7—late Proterozoic diorite；8—Phyllite；9—Ore body；10—Fault；11—Drill hole HZ822 (sampling point)

鳞片粒状变晶结构，片状构造。石英粒度多为 0.05~0.2 mm，次为 0.25~0.6 mm，粗、细粒石英分别相对集中呈条带状定向分布；白云母多呈 0.01~0.05 mm，个别达 0.25 mm 的鳞片状变晶，沿长轴稀疏定向散布石英颗粒间或同绢云母及杂质集中呈纹带状定向分布。金属矿物多同略粗粒石英条带伴生。岩石命名为铜矿化白云母石英片岩。

HZ718-09 样品：岩石主要由石英组成，石英呈 0.5~4.5 mm 等粒状变晶，颗粒间多呈齿状接触，颗粒内带状消光明显。岩石受力产生轻微破碎，沿不规则的显微碎裂隙充填金属矿物、绿泥石、方解石等。岩石命名为铜矿化石英片岩。

2 样品分析测试方法

取 HZ822-13 岩石样品约 1 kg，在河北省区域地质矿产调查研究所实验室(廊坊)将样品粉碎至 80~100 目，按常规方法分选锆石。锆石样品靶的制备在北京离子探针中心进行，过程与 SHRIMP 定年锆石样品制备方法相同(宋彪等，2002)。首先将锆石单

矿物粘在双面胶上，然后用无色透明环氧树脂固定，待环氧树脂充分固化后抛光至锆石中心露出。锆石阴极发光(CL)图像在中国地质科学院的 Cameca 电子探针仪上完成，分析电压为 50 kV，电流为 15 nA。测试点的选取首先根据锆石反射光和透射光照片进行初选，再与 CL 影像反复对比，力求避开内部裂隙和包裹体，以获得较准确的年龄信息。

LA-MC-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年测试分析在中国地质科学院矿产资源研究所 MC-ICP-MS 实验室完成，锆石定年分析所用仪器为 Finnigan Neptune 型 MC-ICP-MS 及与之配套的 Newwave UP 213 激光剥蚀系统。激光剥蚀所用斑束直径为 25 μm ，频率为 10 Hz，能量密度约为 2.5 J/cm²，以 He 为载气。信号较小的 ²⁰⁷Pb、²⁰⁶Pb、²⁰⁴Pb (+ ²⁰⁴Hg)、²⁰²Hg 用离子计数器接收，²⁰⁸Pb、²³²Th、²³⁸U 信号用法拉第杯接收，实现了所有目标同位素信号的同时接收并且不同质量数的峰基本上都是平坦的，进而可以获得高精度的数据。均匀锆石颗粒 ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb、²⁰⁶Pb/²³⁸U、²⁰⁷Pb/²³⁵U 的测试精度(2 σ)均为 2% 左右，对锆石标准的定年精度和准确度在 1% (2 σ) 左右。LA-MC-

ICP-MS 激光剥蚀采样采用单点剥蚀的方式,数据分析前用锆石 GJ-1 进行调试仪器,使之达到最优状态,锆石 U-Pb 定年以锆石 GJ-1 为外标,U、Th 含量以锆石 M127(U:923 $\mu\text{g/g}$, Th:439 $\mu\text{g/g}$, Th/U:0.475。Nasdala et al., 2008)为外标进行校正。在测试过程中每测定 5-7 个样品点后,重复测定 2 个锆石 GJ1 和 1 个锆石 Plesovice 进行校正。观察仪器的状态以保证测试的精度。数据处理采用 ICPMSDataCal 4.3 程序(Liu et al., 2008),测量过程中绝大多数分析点 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 500$,故不进行普通铅校正, ^{204}Pb 由离子计数器检测, ^{204}Pb 含量异常高的分析点可能受包裹体等普通 Pb 的影响,对 ^{204}Pb 含量异常高的分析点在计算时剔除,锆石年龄谱和图用 Iso-plot 3.0 程序获得。详细实验测试过程可参见侯可军等(2009)。样品分析过程中,Plesovice 标样的分析结果为 337 Ma($n=12$, 2σ),对应的年龄推荐值为 (337.13 ± 0.37) Ma(2σ) (Slama et al., 2008),两者在误差范围内完全一致。分析结果见表 1。

锆石铪同位素组成分析是在阴极发光(CL)图像及锆石 U-Pb 定年的基础上进行的,分析前将锆石样品靶再次清洗干净并晾干。测试在中国地质科学院矿产资源研究所 MC-ICP-MS 同位素实验室 Thermo Finnigan Neptune 型多接收电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICP-MS)上进行,系统配有 213 nm 紫外激光系统(Newwave UP213 Laser Ablation System),剥蚀光斑直径在 10~150 μm 可调。分析时大部分分析点激光束直径约为 32 μm ,所用激光脉冲速度为 8 Hz 部分结构简单且颗粒粗大的锆石,激光束直径约为 64 μm ,所用的激光脉冲速度为 6 Hz。激光剥蚀时间为 27 s($0.131 \text{ s} \times 200$ 组),分析过程中以国际标准锆石 GJ1(GEMOC 中心编号 GJ1/53)作为外标。分析结果见表 2。

样品的化学分析在北京核工业地质研究院进行, Fe^{2+} 分析采用滴定法,烧失量分析采用重量法,其余元素采用 X 荧光光谱法,重复样品分析的相对误差小于 4%。分析结果见表 3。

稀土元素分析在中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室 ICP-MS ELEMENT 实验室进行。溶样方式为钢套酸溶,分析仪器为 FINNIGAN MAT 公司电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS) ELEMENT。以国家标准参考物质(花

岗岩 GSR1,安山岩 GSR2,玄武岩 GSR3)进行质量监控,绝大多数元素 $\text{RSD} \leq 10\%$,绝大部分样品相对误差 $< 4\%$ 。结果见表 3。

Sm-Nd 同位素测定在北京核工业地质研究院同位素室 MAT-262 质谱仪上进行,采用同位素稀释法。Sm-Nd 同位素的分馏校正采用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 。JMC 标准给出的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 平均值为: $0.511\,937 \pm 10(2\sigma)$,BCR-1 标准给出的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 平均值为 $0.512\,594 \pm 10$ 。结果见表 4。

3 锆石 U-Pb 年龄及铪同位素

3.1 锆石 U-Pb 年龄

锆石颗粒无色透明或略带浅黄棕色,少量因具有高铀含量而显暗褐色或呈混浊状,自形程度高,呈长柱状,颗粒大小不一,最大长约 300 μm ;CL 图像可见清晰的韵律环带,部分颗粒内部少量具有细小继承核(图 3)。共进行了 40 个点的锆石 U-Pb 年龄测定,样品点 $w(\text{Th})$ 变化范围为 $(71 \sim 958) \times 10^{-6}$, $w(\text{U})$ 变化范围为 $(297 \sim 2\,193) \times 10^{-6}$, Th/U 比值约为 0.3~0.7 左右。结合其阴极发光结构特征,表明这些锆石为岩浆成因。其中,测点 01 和 29 的 U-Pb 年龄均为约 500 Ma,可能是由激光剥蚀区域穿越了不同的锆石结构域所致;测点 28 年龄为约 1 246 Ma,该测点 CL 图像表明其为岩浆上侵过程捕获的继承锆石。其余 37 个测点年龄值在误差范围内一致,变化范围为 265~298 Ma, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 比值年龄的加权平均值为 (273.9 ± 1.2) Ma (图 4),代表了侵入体的侵位结晶年龄。

3.2 锆石 Hf 同位素特征

24 个颗粒获得的 25 个分析点的铪同位素组成如表 2 所示(分析点编号与同一颗粒相同区域 U-Pb 分析点相同)。其中,YT27 号分析点(U-Pb 年龄为 1 246 Ma)具最高的 ϵ_{Hf} (1 246 Ma) 为 8.4,明显高于其他分析点。其余 24 个点的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值以 274 Ma 计算可知,两阶段模式年龄分布于 1.56~1.92 Ga,概率分布曲线给出的峰值为 1.72 Ga(图 5A) 其 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值分布于 $-4.1 \sim -10.0$ 的范围内(图 5B)。这些特征表明岩体中锆石具有不均一的铪同位素组成,其 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化范围达 6 个 ϵ 单位,可能暗示了岩体成岩过程的混源特征。

表 1 霍各乞矿区侵入体单颗粒锆石 U-Pb 同位素测定结果

Table 1 The results of U-Pb isotopic dating for the single-grain zircon from the Huogeqi intrusive rock

样号	Pb/ 10^{-6}	Th/ 10^{-6}	U/ 10^{-6}	Th/U	U-Pb 同位素比值						U-Pb 同位素表面年龄						谐和度				
					$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$			$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$			
					比值	1 σ	比值	1 σ	比值	1 σ	比值	1 σ	t/Ma	1 σ	t/Ma	1 σ		t/Ma	1 σ		
YT01	32.0	119	402	0.30	0.0750	0.0005	0.0120	0.0816	0.0010	0.0123	0.0007	2.3850	1133	14.8	623	6.61	506	5.81	247	13.8	79%
YT02	17.5	163	503	0.32	0.0511	0.0003	0.3063	0.0031	0.0435	0.0004	0.0048	0.0003	243	14.8	271	2.42	274	2.51	96.6	6.20	98%
YT03	23.5	153	733	0.21	0.0528	0.0004	0.3205	0.0037	0.0440	0.0005	0.0059	0.0003	320	19.4	282	2.86	277	2.81	119	6.99	98%
YT04	18.8	158	542	0.29	0.0513	0.0003	0.3077	0.0027	0.0435	0.0004	0.0053	0.0003	254	47.2	272	2.13	274	2.30	106	6.55	99%
YT05	35.9	346	1022	0.34	0.0520	0.0003	0.3059	0.0028	0.0426	0.0004	0.0047	0.0003	287	13.0	271	2.18	269	2.43	94.9	5.45	99%
YT06	44.9	585	901	0.65	0.0544	0.0004	0.3145	0.0026	0.0420	0.0004	0.0045	0.0003	387	47.2	278	2.02	265	2.39	91.4	5.65	95%
YT07	35.8	244	1155	0.21	0.0530	0.0003	0.3260	0.0037	0.0446	0.0005	0.0049	0.0003	328	10.2	287	2.83	281	3.30	99.7	6.19	98%
YT08	20.6	185	484	0.38	0.0564	0.0009	0.3413	0.0079	0.0435	0.0005	0.0054	0.0004	478	35.2	298	5.99	274	2.94	109	7.04	91%
YT09	27.6	212	962	0.22	0.0513	0.0003	0.3072	0.0027	0.0434	0.0004	0.0040	0.0002	254	45.3	272	2.11	274	2.32	80.7	5.01	99%
YT10	95	958	2193	0.44	0.0530	0.0003	0.3233	0.0038	0.0442	0.0005	0.0045	0.0002	332	13.0	284	2.92	279	3.36	91.2	4.38	98%
YT11	9.57	74.8	284	0.26	0.0512	0.0005	0.3072	0.0041	0.0435	0.0004	0.0053	0.0004	250	19.4	272	3.19	274	2.44	106	8.46	99%
YT13	26.9	291	703	0.41	0.0511	0.0003	0.3118	0.0033	0.0443	0.0005	0.0038	0.0002	243	14.8	276	2.55	279	2.91	76.0	4.27	98%
YT14	33.8	395	721	0.55	0.0506	0.0003	0.3130	0.0031	0.0448	0.0004	0.0039	0.0002	233	14.8	277	2.40	283	2.66	79.0	4.61	97%
YT15	22.2	182	657	0.28	0.0522	0.0003	0.3141	0.0040	0.0436	0.0006	0.0042	0.0003	295	14.8	277	3.13	275	3.53	84.3	5.65	99%
YT16	37.3	326	848	0.38	0.0662	0.0005	0.3946	0.0041	0.0433	0.0004	0.0043	0.0002	813	16.7	338	2.97	273	2.62	86.7	4.54	78%
YT17	32.7	374	783	0.48	0.0515	0.0003	0.3253	0.0031	0.0458	0.0004	0.0035	0.0002	265	14.8	286	2.35	289	2.72	70.1	3.51	99%
YT18	13.4	110	327	0.34	0.0508	0.0004	0.3049	0.0040	0.0435	0.0005	0.0050	0.0004	232	18.5	270	3.08	274	3.15	101	7.76	98%
YT19	26.6	247	657	0.38	0.0533	0.0004	0.3377	0.0049	0.0460	0.0007	0.0044	0.0003	343	21.3	295	3.69	290	4.12	87.8	5.45	98%
YT20	46.8	548	999	0.55	0.0556	0.0004	0.3348	0.0042	0.0437	0.0005	0.0036	0.0002	435	18.5	293	3.19	275	2.88	72.8	3.68	93%
YT21	29.1	326	674	0.48	0.0509	0.0003	0.3088	0.0030	0.0440	0.0004	0.0035	0.0002	239	8.3	273	2.33	278	2.69	71.1	3.99	98%
YT22	15.7	120	436	0.27	0.0508	0.0003	0.3048	0.0035	0.0435	0.0005	0.0042	0.0003	232	19.4	270	2.70	275	3.14	85.5	5.52	98%
YT23	15.1	127	407	0.31	0.0526	0.0005	0.3139	0.0035	0.0434	0.0005	0.0041	0.0003	309	13.9	277	2.73	274	2.87	83.3	5.25	98%
YT24	19.4	154	630	0.24	0.0513	0.0003	0.3077	0.0032	0.0435	0.0005	0.0035	0.0002	254	47.2	272	2.48	275	2.85	70.2	4.11	99%
YT25	18.1	143	595	0.24	0.0508	0.0003	0.3068	0.0029	0.0438	0.0004	0.0033	0.0002	232	19.4	272	2.24	276	2.52	66.9	4.13	98%

续表 1

Cont. Table 1

样号	Pb/ 10^{-6}	Th/ 10^{-6}	U/ 10^{-6}	Th/U	U-Pb 同位素比值						U-Pb 同位素表面年龄						谐和度				
					$^{206}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$			$^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$			$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$			$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$							
					比值	1 σ	比值	1 σ	比值	1 σ	比值	1 σ	比值	1 σ	比值	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					
YT26	18.4	160	578	0.28	0.3097	0.0036	0.0439	0.0005	0.0034	0.0002	0.0002	2.3614	256	14.8	274	2.81	277	3.07	68.4	4.27	98%
YT27(R)	42.5	71.7	240	0.30	2.3622	0.0250	0.2132	0.0023	0.0145	0.0007	0.0007	2.1595	1206	11.1	1231	7.57	1246	12.4	291	14.4	98%
YT28(C)	15.4	96.6	489	0.20	0.3167	0.0041	0.0441	0.0005	0.0046	0.0003	0.0003	3.3305	283	17.6	279	3.14	278	3.06	93.5	6.69	99%
YT29	46.1	262	661	0.40	0.9546	0.0678	0.0860	0.0046	0.0062	0.0004	0.0004	1.7073	954	47.4	680	35.2	532	27.5	124	8.84	75%
YT30	27.2	250	738	0.34	0.3232	0.0045	0.0436	0.0005	0.0036	0.0002	0.0002	1.9599	367	18.5	284	3.43	275	3.20	72.1	3.87	96%
YT31	21.1	211	511	0.41	0.3068	0.0052	0.0430	0.0004	0.0038	0.0002	0.0002	1.6180	333	27.8	272	4.05	271	2.69	76.1	4.80	99%
YT32	71.2	963	1469	0.66	0.3048	0.0026	0.0429	0.0003	0.0033	0.0002	0.0002	1.0375	265	14.8	270	1.99	270	2.14	65.7	3.21	99%
YT33	27.2	285	747	0.38	0.3056	0.0031	0.0432	0.0004	0.0034	0.0002	0.0002	1.8084	254	47.2	271	2.43	273	2.50	67.9	4.14	99%
YT34	23.6	263	637	0.41	0.3003	0.0035	0.0425	0.0005	0.0034	0.0002	0.0002	1.6543	250	14.8	267	2.71	269	2.90	68.4	4.72	99%
YT35	14.5	99.1	343	0.29	0.3040	0.0034	0.0430	0.0005	0.0060	0.0005	0.0005	2.3812	257	16.7	270	2.62	271	2.80	121	9.83	99%
YT36	22.2	171	658	0.26	0.3171	0.0036	0.0427	0.0004	0.0040	0.0003	0.0003	2.6608	367	16.7	280	2.74	270	2.27	79.8	5.64	96%
YT37	15.2	127	297	0.43	0.4357	0.0207	0.0472	0.0011	0.0050	0.0004	0.0004	1.6303	717	15.7	367	14.7	298	7.04	100	7.52	79%
YT38	25.2	182	606	0.30	0.3690	0.0052	0.0426	0.0005	0.0049	0.0003	0.0003	2.4253	700	20.4	319	3.82	269	2.89	98.6	6.46	83%
YT39	13.6	138	306	0.45	0.3182	0.0045	0.0434	0.0005	0.0037	0.0002	0.0002	1.5282	345	18.5	281	3.48	274	3.40	74.8	4.88	97%
YT41	51.9	721	936	0.77	0.3019	0.0036	0.0424	0.0004	0.0031	0.0001	0.0001	0.9027	265	14.8	268	2.77	268	2.63	63.3	3.02	99%
YT42	21.2	174	656	0.26	0.3161	0.0032	0.0425	0.0004	0.0031	0.0002	0.0002	2.5907	372	10.2	279	2.48	268	2.69	63.3	4.61	96%

注：C 代表锆石的核部，R 代表锆石的边部。

表 2 霍各乞矿区侵入岩体锆石 Hf 同位素分析结果
Table 2 Zircon Hf isotopic data for Huogeqi intrusive rock

样号	t/Ma	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	2σ	t_{DM}/Ma	$t_{\text{DM}}^{\text{C}}/\text{Ma}$
YT01	274	0.035919	0.001006	0.282338	0.000045	-15.4	-9.5	1.6	1293	1897
YT02	274	0.033504	0.000894	0.282428	0.000013	-12.2	-6.3	0.4	1162	1694
YT03	277	0.029141	0.000839	0.282431	0.000011	-12.1	-6.1	0.4	1157	1686
YT04	274	0.033503	0.000926	0.282474	0.000096	-10.5	-4.7	3.4	1099	1592
YT06	265	0.033580	0.000887	0.282429	0.000035	-12.1	-6.5	1.2	1161	1697
YT07	281	0.034353	0.000916	0.282434	0.000034	-11.9	-5.9	1.2	1154	1676
YT11	274	0.021884	0.000600	0.282456	0.000030	-11.2	-5.3	1.1	1115	1629
YT13	279	0.032736	0.000966	0.282458	0.000041	-11.1	-5.1	1.5	1122	1624
YT14	283	0.048131	0.001474	0.282489	0.000110	-10.0	-4.1	3.9	1094	1559
YT18	274	0.040384	0.001155	0.282380	0.000054	-13.8	-8.0	1.9	1237	1803
YT19	290	0.047264	0.001283	0.282406	0.000070	-12.9	-6.8	2.5	1205	1738
YT20	275	0.028456	0.000838	0.282464	0.000043	-10.9	-5.0	1.5	1111	1612
YT21	278	0.030956	0.000865	0.282480	0.000050	-10.3	-4.4	1.8	1089	1575
YT22	275	0.041497	0.001077	0.282412	0.000114	-12.7	-6.9	4.0	1190	1731
YT23	274	0.027802	0.000802	0.282411	0.000058	-12.8	-6.9	2.1	1183	1731
YT24	275	0.037558	0.001086	0.282444	0.000046	-11.6	-5.8	1.6	1146	1661
YT25	276	0.037674	0.001070	0.282420	0.000121	-12.5	-6.6	4.3	1179	1713
YT26	277	0.030000	0.000874	0.282440	0.000066	-11.7	-5.8	2.4	1145	1665
YT27	1246	0.023701	0.000772	0.282247	0.000014	-18.6	8.4	0.5	1411	1510
YT28	278	0.031764	0.001126	0.282364	0.000018	-14.4	-8.5	0.6	1260	1838
YT29	274	0.030176	0.000865	0.282324	0.000015	-15.8	-10.0	0.5	1307	1926
YT30	275	0.028153	0.000852	0.282446	0.000022	-11.5	-5.6	0.8	1136	1652
YT33	273	0.044689	0.001316	0.282478	0.000130	-10.4	-4.6	4.6	1105	1588
YT38	269	0.028865	0.000898	0.282444	0.000015	-11.6	-5.9	0.5	1140	1661
YT41	268	0.026710	0.000858	0.282433	0.000087	-12.0	-6.3	3.1	1155	1687

注：表中 t 表示实测锆石 U-Pb 年龄， t_{DM} 为亏损地幔模式年龄， t_{DM}^{C} 为两阶段模式年龄。

1. $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 104 \times \left\{ \left[\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{S}} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{S}} \times (e^{\lambda t} - 1) \right] / \left[\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{CHUR},0} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{CHUR}} \times (e^{\lambda t} - 1) \right] - 1 \right\}$

2. $t_{\text{DM}} = 1/\lambda \times \ln \left\{ 1 + \left[\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{S}} - \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{DM}} \right] / \left[\left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{S}} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{DM}} \right] \right\}$

3. $t_{\text{DM}}^{\text{C}} = 1/\lambda \times \ln \left\{ 1 + \left[\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{S},t} - \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{DM},t} \right] / \left[\left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{C}} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{DM}} \right] \right\} + t$

以上各式中 DM 代表亏损地幔，CHUR 代表球粒陨石； $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}}$ 、 $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}}$ 分别为锆石原位测定比值；亏损地幔现今的 $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}$ 、 $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}$ 分别为 0.28325、0.0384（吴福元等，2007）； λ 为 ^{176}Lu 衰变常数 $= 1.867 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ ； $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 的计算中采用球粒陨石现今的 $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0} = 0.282772$ ， $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} = 0.0332$ （Harrison et al.，2005）。

表 3 侵入岩样品与铜矿石主量元素和稀土元素组成
Table 3 Major element and REE compositions of Huogeqi intrusive rock and copper ore samples

样品号	岩石名称	$w(\text{B})/\%$										烧失量	总和
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅		
HZ822-13	辉长-闪长岩	49.06	1.27	20.23	10.26	0.16	4.31	5.86	1.96	2.96	0.25	3.49	99.81
HZ817-10	铜矿石	51.46	0.13	4.61	15.46	0.27	2.78	5.42	0.22	0.36	0.13	1.78	82.62
HZ702-10	铜矿石	76.46	0.18	3.99	5.36	0.39	2.79	4.65	0.24	1.08	0.13	1.34	96.61
HZ718-9	铜矿石	37.88	0.13	3.50	21.76	0.98	7.31	15.00	0.21	0.12	0.29	4.14	91.32

样品号	岩石名称	$w_{\text{B}}/10^{-6}$											
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm
HZ822-13	辉长-闪长岩	25.2	44.13	5.23	19.73	3.37	1.71	3.18	0.43	2.42	0.46	1.3	0.20
HZ817-10	铜矿石	7.81	15.77	1.91	8.631	2.71	1.70	2.35	0.28	1.28	0.22	0.598	0.09
HZ702-10	铜矿石	16.92	36.05	4.73	22.50	7.38	5.03	5.40	0.53	2.16	0.33	0.82	0.12
HZ718-9	铜矿石	30.75	28.82	7.06	30.30	8.80	7.61	8.00	0.85	4.02	0.68	1.80	0.26

表 4 侵入岩样品与铜矿石 Sm、Nd 同位素组成

Table 4 Sm, Nd isotope compositions of Huogeqi intrusive rock and copper ore samples								
样品号	岩石名称	t/Ma	$\varepsilon_{\text{Sm}}/10^{-6}$	$\varepsilon_{\text{Nd}}/10^{-6}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$t_{\text{DM}}/t_{2\text{DM}}/\text{Ga}$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$
HZ822-13	辉长-闪长岩	274	2.230	16.000	0.0845	0.511991	1.78	-8.7
HZ817-10	铜矿石	1198	1.91	7.54	0.1530	0.512319	2.08	0.5
HZ702-10	铜矿石	1198	6.23	22.5	0.1673	0.512423	2.37	0.3
HZ718-9	铜矿石	1198	5.72	24.2	0.1430	0.512307	1.81	1.8

注： t 为岩体形成年龄或侵位年龄， t_{DM} 、 $t_{2\text{DM}}$ 和 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 的计算公式和相关参数见文献(李大鹏,2008)。

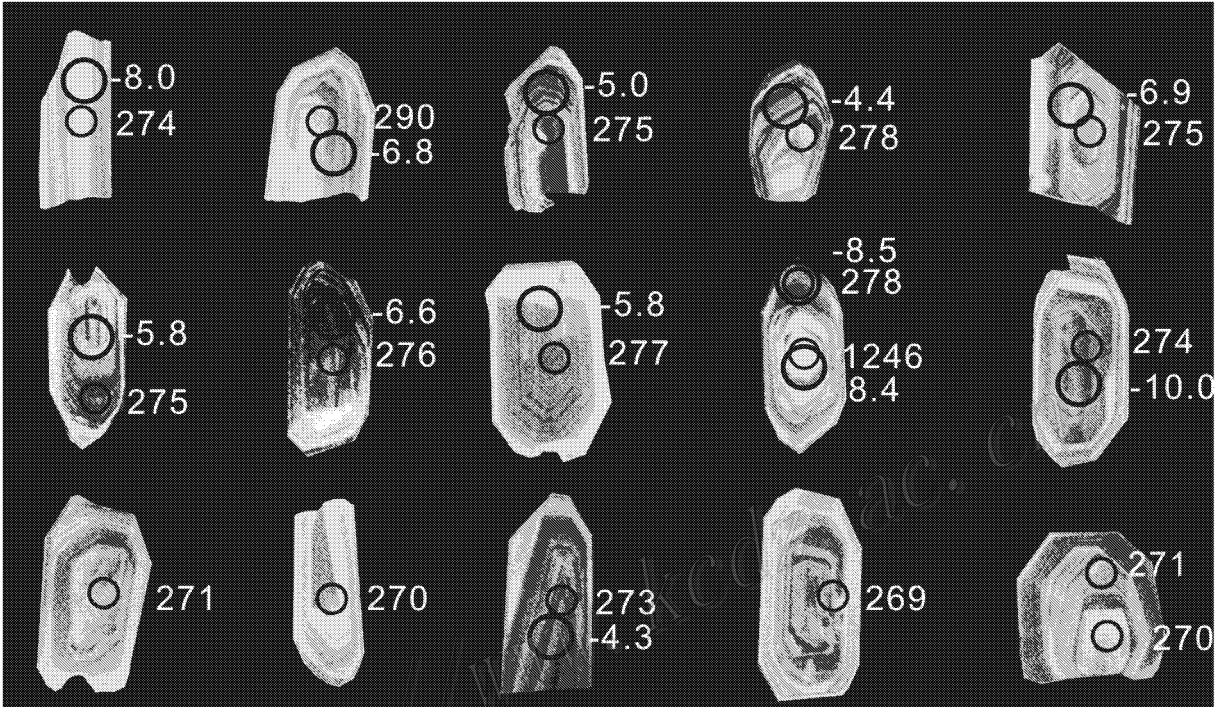


图 3 钻孔 HZ822 闪长岩部分锆石在阴极发光下的形态结构及部分分析点示意图
图中小圈代表 U-Pb 年龄测点位置,相对应的数字为年龄值(Ma) 大圈代表铪同位素测点位置,相对应的数字为 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值
Fig. 3 Representative cathodoluminescence images of zircons from diorite in drill hole HZ822
Small circle represents U-Pb dating location, with the corresponding numeral being age data (Ma) ; large circle represents Hf isotopic dating position, with the corresponding numeral being $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ value

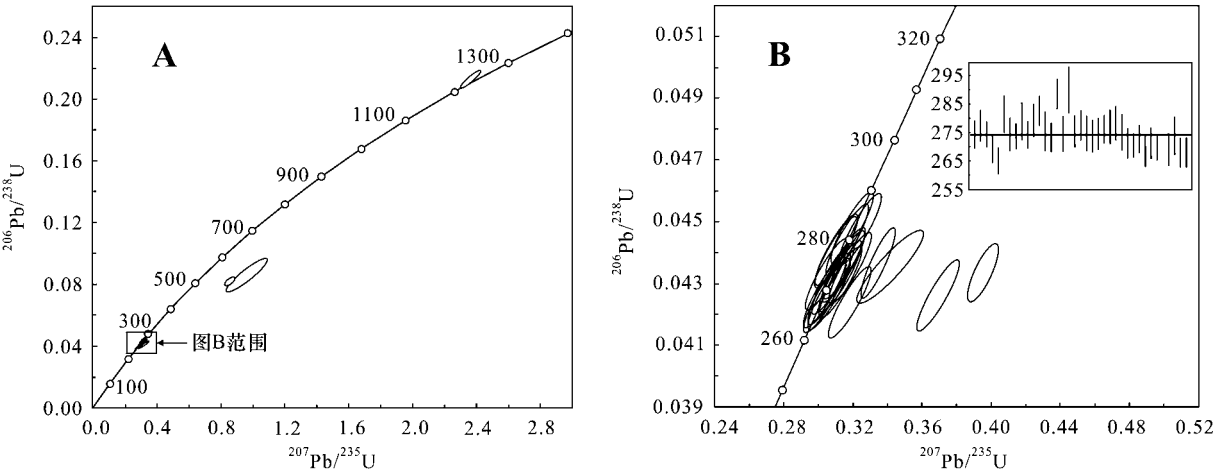


图 4 钻孔 HZ822 侵入体锆石 LA-MC-ICP-MS U-Pb 谐和图
Fig. 4 MC-ICP-MS U-Pb concordia diagram of zircon from diorite in drill hole HZ822

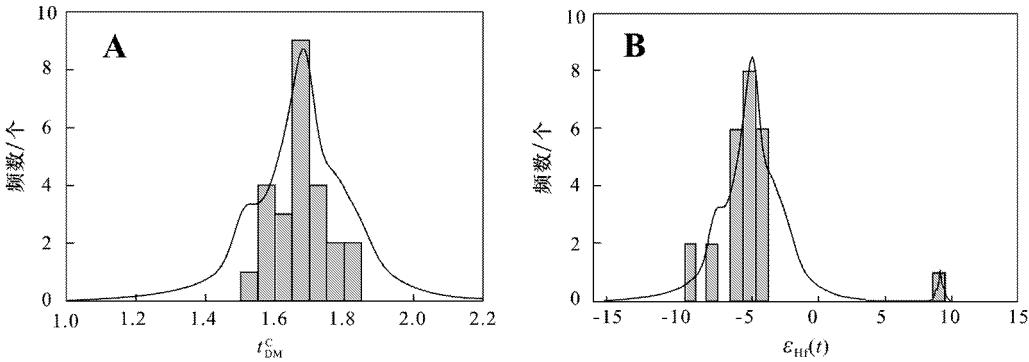


图 5 钻孔 HZ822 辉长闪长岩中锆石的地壳模式年龄 t_{DM}^C (A) 和 $\epsilon_{Hf}(t)$ (B) 概率分布图

Fig. 5 Relative probability density diagrams for t_{DM}^C (A) and $\epsilon_{Hf}(t)$ (B) of zircon from gabbro-diorite of drill hole HZ822

4 地球化学特征

4.1 主量、稀土元素

图 6 给出了霍各乞矿田不同成分侵入岩的 SiO_2 - K_2O 和 SiO_2 -全碱变异趋势。该图中除一件辉长闪长岩(表 3)外,其余数据均来自王思源等(1993)。由图 6 可以看出,铝饱和指数变化非常小,为不饱和或弱饱和, Al_2O_3 变化范围为 12.75% ~ 19.49%, A/NCK 值主要变化范围 0.79 ~ 1.14, 大多数样品大于 1, 小于 1.1, 属弱过铝质。该区所有岩石样品均投于亚碱性岩石系列范围内。碱度率指数(AR)变化于 1.18 ~ 4.51, 碱铝指数(AKI)变化比较大, 介于 0.19 ~ 0.89, 平均为 0.68。在 SiO_2 - K_2O 图

解上, 投影点落在钙碱性系列至高钾钙碱性系列内。

侵入岩 REE 含量特征较复杂, 具中等稀土元素总量(表 3)。根据稀土元素配分曲线(图 7)大体可将其分为 2 类: I 类为接触带闪长岩, 稀土元素总量平均为 108.88×10^{-6} , Eu 为正异常, La/Yb 比值为 19.24, 重、轻稀土元素分异明显; II 类为花岗岩, 稀土元素总量平均为 109.97×10^{-6} , Eu 为中等负异常, La/Yb 比值平均为 17.88, 重、轻稀土元素分异明显。

4.2 Sm-Nd 同位素

研究表明, 地壳岩石的 Nd 模式年龄与其 Sm/Nd 比值呈明显的正相关关系, 即随着样品 Sm/Nd 比值的升高或降低, 计算的 Nd 模式年龄一般亦升高或降低(沈渭洲等, 1998)。

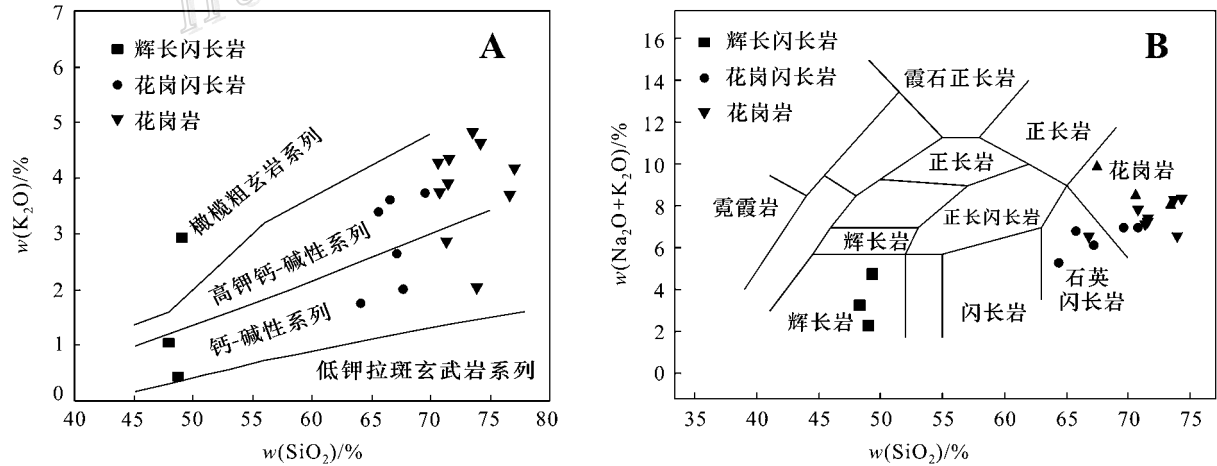


图 6 霍各乞矿田侵入岩岩石化学分类

A. SiO_2 - K_2O 图解(底图据 Rickwood, 1989 ; LeMaitre et al., 1989) ; B. TAS 图解(底图据 wilson, 1989)

Fig. 6 Classification of intrusive rocks in the Huogeqi orefield

A. Classification of SiO_2 - K_2O subalkaline rocks(base diagram after Rickwood, 1989 and LeMaitre et al., 1989) ;

B. TAS diagram (base diagram after Wilson, 1989)

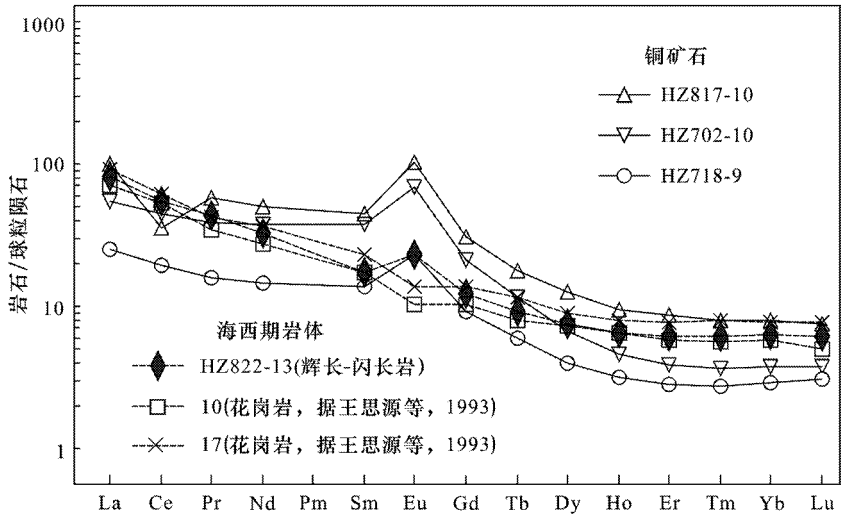


图 7 霍各乞矿田侵入岩和矿石 REE 球粒陨石标准化配分模式图(REE 标准化值采用 Boynton,1984 的 CI 球粒陨石值)

Fig. 7 Chondrite-normalizes REE patterns of intrusive diorite and ore body in the Huogeqi orefield

当 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} > 0.13$ 或 < 0.1 时用单阶段模式计算就会产生较大偏差(Li et al., 2003) 这种情况下采用两阶段 Nd 模式年龄计算方法能有助于得到较合理的 t_{DM} , 对于 HZ822-13 的样品, 采取两阶段模式计算模式年龄是比较合适的。分析和计算结果表明, 两阶段 Nd 模式年龄与两阶段 Hf 模式年龄的误差范围是一致的。

3 个铜矿体模式年龄变化较大, 为 1.78~2.37 Ga, 反映了成矿物质多来源的特征。

5 讨论

5.1 侵入体源区及岩石成因

锆石是一种常见的岩浆结晶矿物, 其 U-Pb 同位素体系的封闭温度高达 900℃, 因此可有效地确定各种地质事件的年龄(Cherniak et al., 2000)。Hf 同位素体系非常稳定, 即使在麻粒岩相变质作用下也保持其同位素组成不变(Scherer et al., 1997)。因此, Hf 同位素组成可以示踪源区特征(Griffin et al., 2002), 特别是两体系相结合, 成为揭示岩浆过程和示踪岩浆源区的最有效手段(Amelin et al., 1999; Bodet et al., 2000)。

除 YT27 点外(捕获锆石), 霍各乞海西期岩体中主体锆石(~274 Ma) 的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化于 -4.1~-10.0 之间, 在 Hf 同位素特征图解上分布于球粒陨石 Hf 同位素演化线与太古代演化区域之间(图 8)。产生这样的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值范围暗示岩浆可能是古老

的太古代结晶基底部分熔融的产物并混入了基性幔源物质。YT27 点(捕获锆石) 的年龄为 1 246 Ma, 暗示在中元古时代发生过岩浆热构造事件。

综上所述, 幔源岩浆参与了霍各乞侵入体的成岩作用。那么, 幔源物质占多大比例呢?

Jahn 等(2000) 根据出露于中亚造山带不同位置花岗岩类的 Nd 同位素数据系统地计算了显生宙中亚造山带内各地区深成岩类增生组分所占的比例。根据不同地壳端员 ϵ_{Nd} 分别为: -12(中国东北), -30(中蒙古), -15(阿尔泰和哈萨克斯坦), -4(准

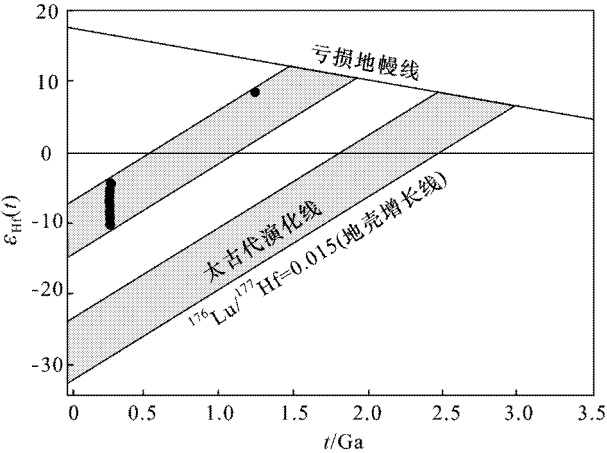


图 8 霍各乞矿田侵入闪长岩体锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 随年龄演化关系图(底图据 Yang et al., 2006)

Fig. 8 Evolution of $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ with age of zircon in the intrusive complex from the Huogeqi orefield

噶尔), -18 (天山) 地幔端员 $\omega_{Nd} = 15 \times 10^{-6}$, 地壳端员 $\omega_{Nd} = 25 \times 10^{-6}$, 已知狼山地区 Nd 同位素组成, 取中国东北 $\epsilon_{Nd} = -12$, 则可计算出这种侵入岩类增生组分所占比例约为 16.7%。

众所周知, 中亚造山带显生宙花岗岩类的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 和 $\epsilon_{Nd}(t)$ 均为正值, 幔源组分为主要组分 (John et al., 2003)。霍各乞矿区侵入岩 $\epsilon_{Hf}(t)$ 和 $\epsilon_{Nd}(t)$ 都为负值, 这与中亚造山带形成明显的对比。

5.2 海西期侵入体与霍各乞铜矿体的关系

5.2.1 时空关系

霍各乞矿田由一系列晚元古代断陷盆地内的海相火山沉积和碎屑沉积岩所构成, 历经多次变质和岩浆侵入的影响。矿田构造为一个复式倒转向斜, 1 号矿床位于其南部倒转向斜的倒转翼, 岩层属狼山群第二岩组, 且第二岩组中段条带石英岩、透辉透闪石岩、碳质板岩分别是铜矿、铁矿、铅锌矿的主要赋矿层位。铜矿体主要以层状、似层状产出, 受后期构造影响, 形态复杂, 分枝复合、揉皱等现象普遍存在, 各种迹象表明, 本矿床属喷流沉积矿床 (费红彩等, 2004; 刘义堂等, 2004)。这种铜矿体并不围绕岩体分布的特征, 表明矿体形成与海西期岩体没有直接关系。

尽管成矿期次非常复杂, 成矿时代仍存争议, 但越来越多的证据表明霍各乞铜多金属矿主体形成于中新元古代 (彭润民等, 2007b), 而海西期岩体结晶侵位年龄为 273.9 Ma, 两者年龄相差甚远, 说明岩体和矿体是不同时代的产物。

5.2.2 成因关系

(1) 稀土元素特征

铜矿石具有正铕异常 ($\delta Eu = 2.42$), 稀土元素配分曲线总体向右倾, 左较平缓 [$(La/Sm)_N = 2.61$], 右陡倾 [$(Gd/Yb)_N = 13.17$]。与空间上毗邻的花岗岩类稀土元素配分曲线完全不同 (图 7)。其中, 样品 10、17 为来自霍各乞矿田的花岗闪长岩, 这表明了海西期岩体对铜矿石的形成没有提供成矿物质, 但是在接触带发生相互作用并对铜矿体进行了改造, 样品 HZ822-13 出现正铕异常 ($\delta Eu = 1.57$) 就说明了这一点。

(2) 钕-钐同位素特征

在 $^{143}Nd/^{144}Nd-1/Nd$ 图解 (图 9) 上, 铜矿石与火山岩关系密切 (所有样品校正到 274 Ma), 而与海西期岩体和基底关系不太, 这与前人的认识是一致的 (Zhu et al., 2006)。

5.2.3 改造关系

野外观察表明, 在接触带附近有明显的热液改

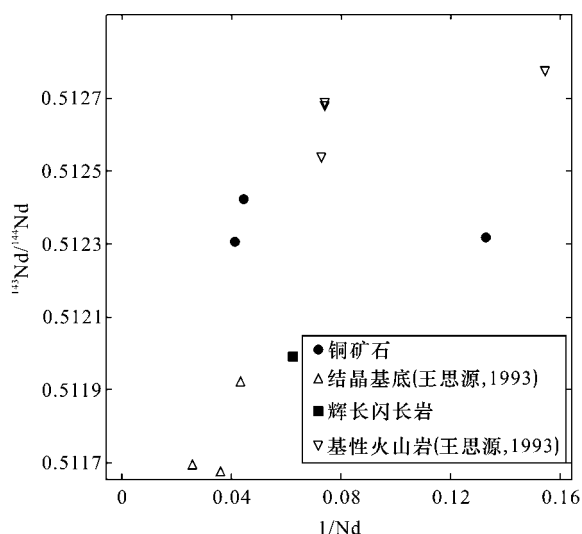


图 9 霍各乞矿区岩石和矿石 Nd 同位素组成与 Nd 含量倒数关系图解

Fig. 9 Plot of $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratio versus inverse Nd content for various rocks and ore body in the Huogeqi orefield

造迹象, 这种改造是变质热液改造还是海西期岩浆热液改造, 关系着该区的找矿方向。

近 20 年来, 许多学者运用爆裂法测温为成矿流体的来源、成矿阶段划分等提供重要信息 (谢奕汉等, 2001; Burlinson et al., 1983)。爆裂法测温是一种经济、有效、可信, 并已在矿床地质学研究中得到普遍应用并取得了明显成效的方法。

本研究样品来自 HZ701 钻孔 590 m 深处, 野外观察可知为明显受热液改造的矿石。为了加强对比, 选取区域变质岩石——云母片岩中的石英做爆裂法测温, 样品的用量为 20 mg, 使用的仪器为中国科学院地质与地球物理研究所谢奕汉研究员改进的 DT-5 型爆裂仪。由谢奕汉研究员完成, 爆裂曲线见图 10。

从图 10 可直观地看出:

(1) 霍各乞矿床黄铜矿 (H2701-07) 的起爆温度为 206℃, 保留喷流沉积成矿信息。改造成矿期起爆温度为 294℃, 与东升庙矿床 (彭润民等, 2007a) 4 个样品黄铜矿的起爆温度 (303~315℃) 相当接近, 反映两矿床有相似的改造作用。

(2) 云母石英片岩 (H2702-08) 中石英内包裹体的起爆温度为 384℃, 与狼山地区绿片岩变质程度 ($\theta = 300 \sim 400^\circ C$) 相吻合。

(3) 根据石英爆裂曲线的强度和拐点分出 2 个

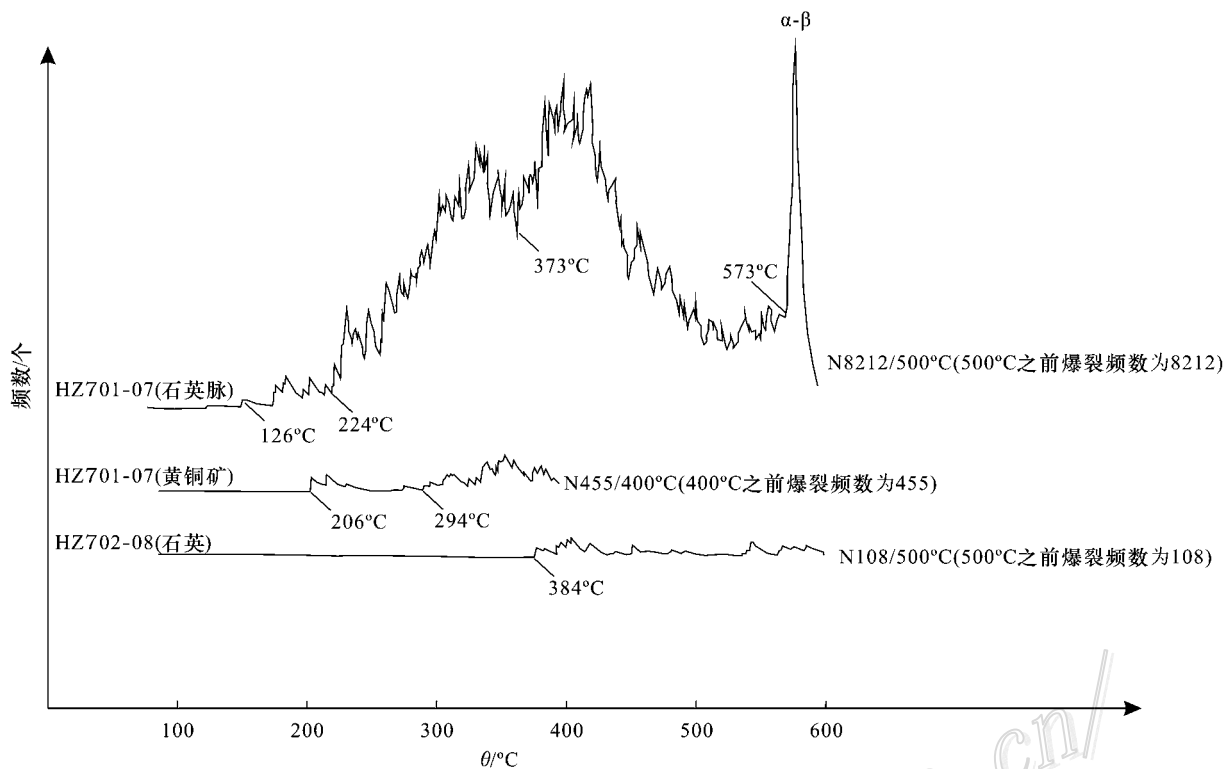


图 10 霍各乞矿田铜多金属石英和黄铜矿样品爆裂曲线

Fig. 10 Decrepitation curves of quartz and chalcopyrite samples collected from the Huogeqi orefield

爆裂期,第一期低温爆裂区间为 126~224℃,包裹体数量较少,保留了喷流-沉积时的热水流体的信息。第二期中高温爆裂区间范围较宽,包裹体数量较多,出现 2 个峰值约为 350℃和 400℃,爆裂次数明显增多,曲线密度增大,一直到出现相转变峰之前都有包裹体爆裂,反映了后期岩浆热液多次改造的成矿流体的信息。

(4) 石英爆裂曲线出现强烈的 α - β 转变峰,反映样品为同熔型或重熔型花岗岩派生的高温石英脉,这与海西期岩体性质一致(王思源等,1993;谢弈汉等,2001),而与变质热液派生的石英脉不同。说明海西期岩体侵入对铜矿体有明显的局部改造作用。

6 结 论

通过对霍各乞矿区侵入体的岩石地球化学、锆石 U-Pb 年代学与 Hf 同位素地球化学的研究,可以得出以下结论:

- (1) 根据野外地质特征,岩石地球化学和年代学可知,霍各乞矿区侵入体形成于海西晚期。
- (2) 岩石化学和同位素地球化学表明,结合 Nd

和 Hf 模式年龄及 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值,海西晚期侵入岩原始岩浆起源于太古代结晶基底部分熔融,并有少量幔源组分加入。经验公式计算表明,幔源组分占 17% 左右。

(3) 岩石化学和同位素地球化学分析对比表明,矿体与海西期岩体接触带局部热液改造铜矿体的成矿物质主要是就地取材,而海西期岩体没有提供大量成矿物质。但对霍各乞铜矿体有明显的局部改造作用。这可能是霍各乞铜矿体局部高品位的原因。这与彭润民等(2007b)的观点不一致。

References

Amelin Y, Lee D C, Halliday A N and Pidgeon R T. 1999. Nature of the earth earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons[J]. Nature, 399 :252-255.

Bodet F and Schörrer U. 2000. Evolution of the SE-Asian continent from U-Pb and Hf isotopes in single grains of zircon and baddeleyite from large rivers[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 64 :2067-2091.

Boynton W V. 1984. Cosmochemistry of rare earth element : Meteorite studies[A]. In : Henderson P, ed. Rare earth element geochemistry[C]. Amsterdam :Elsevier. 63-114.

Burlinson K, Dubeasy J and Hladaky G. 1983. The use of fluid inclusion

- decrepimentary to distinguish minerals and barren quartz veins in the Aberfoyle tin-tungsten district, Tasmania [J]. *J. Geochem. Exploids*, 19 : 319-333.
- Fei H C, Dong P, An G Y and Xiao R G. 2004. Ore-bearing formation and its genesis analysis of the Huogeqi polymetal deposit in Inner Mongolia [J]. *Geoscience*, 18(1) : 32-40 (in Chinese with English abstract).
- Griffin W L, Wang X and Jackson S E. 2002. Zircon chemistry and magma mixing, SE China : In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes [J]. *Lithos*, 61 : 237-269.
- Harrison T M, Blichert T J and Muller W. 2005. Heterogeneous Hadean hafnium : Evidence of continental crust at 4.4 to 4.5 Ga [J]. *Sci.*, 310 : 1947-1950.
- Hou K J, Li Y H and 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).
- Jahn B M, Wu F Y and Chen B. 2000. Granitoids of the Central Asian orogenic belt and continental growth in the Phanerozoic [J]. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh : Earth Sciences*, 91 : 181-193.
- Jahn B M, Wu F Y and Chen B. 2003. Massive granitoid generation in Central Asia : Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic [J]. *Episodes*, 23(2) : 82-92.
- Jiang S H, Yang Y Q and Nie F J. 2000. Studies on mineralization of the Zhulazhaga glod deposit in Inner Mongolia, China [J]. *Bull. Mineral. Petrol. & Geochem.*, 19(4) : 229-230 (in Chinese with English abstract).
- Jiang S H, Yang Y Q, Nie F J, Wang J M, Li F X and Jia L Z. 2001. Studies on the sulfur and lead isotopic geology of the Zhulazhaga glod deposit in the Alxa district, Inner Mongolia, China [J]. *Geol. Rev.*, 47(4) : 438-445 (in Chinese with English abstract).
- LeMaitre R W, Bateman P, Dudek A and Keller J. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms [M]. Oxford : Blackwell.
- Li D P, Chen Y L, Luo Z H and Zhao J X. 2008. The petro-chemistry and Nd isotopes study of metamorphic intrusions in Kuangding-Mianning, Sichuan Province [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24(6) : 1251-1260 (in Chinese with English abstract).
- Li J J, Luo H, Zhou H Y, Sang H P, Qin Z A, Wang S G and Sun Z P. 2004. Metallogenic epoch of Zhulazhaga glod deposit in the Alxa district, Inner Mongolia Autonomous Region [J]. *Geochimica*, 33(6) : 663-669 (in Chinese with English abstract).
- Liu Y S, Hu Z C, Gao S, Gunther D, Xu J, Gao C and Chen H. 2008. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard [J]. *Chem. Geol.*, 257 : 34-43.
- Liu Y T and Li W J. 2004. Ore-bearing formation and genesis of the Huogeqi copper multimetal ore deposit in Inner Mongolia [J]. *J. Guilin Institute of Technology*, 24(3) : 261-268 (in Chinese with English abstract).
- Nasdala L, Norberg N, Schaltegger U, Schoene B, Tubrett M N and Whitehouse M J. 2008. Plesovice zircon : A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis [J]. *Chem. Geol.*, 249 : 1-35.
- Peng R M, Zhai Y S, Han X F, Wang J P and Wang Z G. 2007a. Magmatic hydrothermal overprinting in the Mesoproterozoic Dongshengmiaao deposit, Inner Mongolia : Geological and fluid inclusion evidences [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(1) : 145-152 (in Chinese with English abstract).
- Peng R M, Zhai Y S, Han X F, Wang J P, Shen C L and Chen X F. 2007b. Mineralization response to the structural evolution in the Langshan orogenic belt, Inner Mongolia [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(3) : 693-688 (in Chinese with English abstract).
- Rickwood P C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements [J]. *Lithos*, 22 : 247-263.
- Scherer E E, Cameron K L, Johnson C M, Beard B L, Barovich K M and Collerson K D. 1997. Lu-Hf geochronology applied to dating Cenozoic events affecting lower crustal xenoliths from Kilbourne Hole, New Mexico [J]. *Chem. Geol.*, 142 : 63-78.
- Shen W Z, Lu H P, Xu S J, Wang R C, Lin H F, Huang X and Pan J. 1998. Sm-Nd isotopic study on metasediments in the area of Danba, China [J]. *Scientia Geologica Sinica*, 33(3) : 367-373 (in Chinese with English abstract).
- Song B, Zhang Y H and Wan Y S. 2002. Mount making and procedure of the SHRIMP dating [J]. *Geol. Rev.*, 48(Supp.) : 26-30 (in Chinese).
- Wang S Y and Yang H M. 1992. Research on effusion metalogeny of the Langshan orogenic belt Inner Mongolia [M]. Wuhan : China Univ. Geosci. Press. 1-160 (in Chinese).
- Wilson M. 1989. Igenous petrogenesis [M]. London : Allen & Unwin. 1-400.
- Wu F Y, Li X H, Zheng Y F and Gao S. 2007. Lu-Hf isotopic systematics and their applications in petrology [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(2) : 185-220 (in Chinese with English abstract).
- Xiao W J, Windley B and Hao J. 2003. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China : Termination of the Central Asian orogenic belt [J]. *Tectonics*, 2002(6) : 2-20.
- Xie Y H and Fan H R. 2001. Minerageny typomorphic characteristic of fluid inclusions [J]. *Geosci.*, 15(2) : 202-204 (in Chinese with English abstract).
- Yang J H, Wu F Y, Shao J A, Wilde S A, Xie L W and Liu X M. 2006. Constraints on the timing of the Yanshan fold and thrust belt, North China [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 246 : 336-352.
- Yang X M, Yang X Y, Fan H R, Guo H, Zhang Z F and Zhang P S. 2000. Rare earth element geochemistry of the Heicynian granite complex at Baiyunebo, Inner Mongolia, China [J]. *Chinese Rare Earths*, 21(2) : 1-7 (in Chinese with English abstract).
- Zhai Y S, Deng J and Tang Z L. 2002. Metallogenic systems of paleocontinental margin [M]. Beijing : Geol. Pub. House. 1-384 (in Chinese with English abstract).
- Zhu X Q, Zhang Q, He Y L and Zhu C H. 2006. Lead isotopic composition and lead source of the Huogeqi Cu-Pb-Zn desposit, Inner Mongolia, China [J]. *Acta Geologica Sinica*, 80(4) : 528-539.

附中文参考文献

- 费红彩, 董 普, 安国英, 肖荣阁. 2004. 内蒙古霍各乞铜多金属矿床的含矿建造及矿床成因分析 [J]. 现代地质, 18(1): 32-40.
- 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.
- 江思宏, 杨岳清, 聂凤军. 2000. 内蒙古朱拉扎嘎成矿作用研究 [J]. 矿物岩石地球化学通报, 19(4): 229-230.
- 江思宏, 杨岳清, 聂凤军, 王剑民, 李福喜, 贾林柱. 2001. 阿拉善地区朱拉扎嘎金矿床硫、铅同位素研究 [J]. 地质论评, 47(4): 438-445.
- 李大鹏, 陈岳龙, 罗照华, 赵俊香. 2008. 四川康定-冕宁地区变质侵入岩的地球化学及 Nd 同位素地球化学研究 [J]. 岩石学报, 23(2): 185-220.
- 李俊建, 骆 辉, 周红英, 桑海清, 覃志安, 王守光, 孙政平. 2004. 内蒙古阿拉善地区朱拉扎嘎金矿的成矿时代 [J]. 地球化学, 33(6): 663-669.
- 刘玉堂, 李维杰. 2004. 内蒙古霍各乞铜多金属矿床含矿建造及矿床成因 [J]. 桂林工学院, 24(3): 261-268.
- 彭润民, 翟裕生, 韩雪峰, 王建平, 王志刚. 2007a. 内蒙古东升庙矿床岩浆热液叠加成矿——来自地质与矿物包裹体测温的证据 [J]. 岩石学报, 23(1): 145-152.
- 彭润民, 翟裕生, 韩雪峰, 王志刚, 王建平, 沈存利, 陈喜峰. 2007b. 内蒙古狼山造山带构造演化与成矿响应 [J]. 岩石学报, 23(3): 679-688.
- 沈渭洲, 陆怀鹏, 徐士进, 王汝成, 凌洪飞, 黄 莹, 潘 均. 1998. 丹巴地区变质沉积岩 Sm-Nd 同位素研究 [J]. 地质科学, 33(3): 367-373.
- 宋 彪, 张玉海, 万渝生. 2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论 [J]. 地质论评, 48(增刊): 26-30.
- 王思源, 杨海明. 1993. 狼山造山带喷溢成矿研究 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 1-160.
- 吴福元, 李献华, 郑永飞, 高山. 2007. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用 [J]. 岩石学报, 23(2): 185-220.
- 谢奔汉, 范宏瑞. 2001. 矿物包裹体的成因矿物学标型意义 [J]. 现代地质, 15(2): 202-204.
- 杨学明, 杨晓明, 范宏瑞, 郭 范, 张兆峰, 张培善. 2000. 白云鄂博海西期花岗杂岩体的稀土元素地球化学 [J]. 稀土, 21(4): 1-7.
- 翟裕生, 邓 军, 汤中立. 2002. 古陆边缘成矿系统 [M]. 北京: 地质出版社. 1-384.