

# 内蒙古敖包吐铅锌矿床花岗岩类年代学 及其地球化学特征\*

董旭舟<sup>1</sup>, 周振华<sup>2\*</sup>, 王润和<sup>3</sup>, 李进文<sup>2</sup>, 何姝<sup>1</sup>

(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 内蒙古地质矿产勘查院, 内蒙古 呼和浩特 010010)

**摘要** 内蒙古敖包吐铅锌矿是大兴安岭南段成矿带上新发现的矿床, 成矿与花岗闪长斑岩关系密切。对矿区内花岗闪长斑岩和花岗岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年结果表明, 形成年龄分别为 $(140.0 \pm 0.5)$  Ma (MSWD = 1.3) 和 $(151.6 \pm 0.4)$  Ma (MSWD = 1.2), 为晚侏罗世—早白垩世岩浆活动的产物。岩石地球化学测试结果显示, 花岗闪长斑岩具有高硅( $w(\text{SiO}_2) = 65.51\% \sim 67.85\%$ ), 富碱( $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 6.86\% \sim 7.81\%$ ), 贫  $\text{P}_2\text{O}_5$  的特征, A/CNK 在 0.95~1.02 之间, 富集微量元素 K、Rb、Nd, 亏损 Ta、Nb、P、Ti, 为 I 型花岗岩。花岗岩的 A/CNK 值为 1.58, 属强过铝质岩石。Rb/Sr 比值大于 0.9, 为 S 型花岗岩。敖包吐花岗岩的全岩 Pb 同位素组成显示, 其 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  为 18.398~18.755,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  为 15.534~15.541,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  为 38.386~38.542, 铅具有混合来源特征。岩浆很可能来源于岩石圈地幔, 并受到一定程度的混染。敖包吐花岗岩类可能与兴蒙造山带东段的后碰撞环境有关, 并受到与古太平洋板块俯冲有关的弧后伸展影响。

**关键词:** 地球化学; 花岗岩; LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年; 敖包吐铅锌矿床; 大兴安岭; 内蒙古

中图分类号: P618.42; P618.43

文献标志码: A

## Geochronology and geochemistry of granite in Aobaotu Pb-Zn deposit, Inner Mongolia

DONG XuZhou<sup>1</sup>, ZHOU ZhenHua<sup>2</sup>, WANG RunHe<sup>3</sup>, LI JinWen<sup>2</sup> and HE ShuJun<sup>1</sup>

(1 School of Earth Science and Mineral 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 Inner Mongolia Institute of Geology and Mineral Resources, Hohhot 010010, Inner Mongolia, China)

### Abstract

The Aobaotu ore deposit, located in the southern part of the Da Hinggan Mountains metallogenic belt, is a newly discovered lead-zinc deposit. The results of zircon LA-ICP-MS U-Pb dating for granodiorite-porphyrines and granites in the study area show that granodiorite-porphyrines were formed at  $(140.0 \pm 0.5)$  Ma (MSWD = 1.3), meanwhile, the age of granites is  $(151.6 \pm 0.4)$  Ma (MSWD = 1.2), which indicates that they are the products of magma movement during Late Jurassic-Early Cretaceous period. An analysis of major elements, trace elements and REE has revealed that the granodiorite-porphyrines from the Aobaotu deposit are characterized by high silica ( $65.51\% \sim 67.85\%$ ) and alkali ( $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 6.86\% \sim 7.81\%$ ), low  $\text{P}_2\text{O}_5$ , with the A/

\* 本文为中国地质调查局地质调查项目(12120113093600、1212011085260)联合资助成果

第一作者简介 董旭舟,男,1987生,硕士研究生,矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: dxuzhou@126.com

\* 通讯作者 周振华,男,1981年出生,助理研究员,矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: zhzhou@cags.ac.cn

收稿日期 2013-05-15; 改回日期 2014-04-05。张绮玲编辑。

CNK being 0.95~1.02, enrichment of K, Rb and Nd, and depletion of Ta, Nb, P and Ti, suggesting I-type granitoids. Characteristics of Aobaotu granites are similar to those of S-type granitoids. The Pb isotope values show crust-mantle mixing characteristics, with the  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  values ranging from 18.398 to 18.755,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  values between 15.534 and 15.541, and  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  values between 38.386 and 38.542. The magma source might have mostly originated from the lithospheric mantle components which were transformed or affected by the subduction components, and its formation was probably closely related to the post-collision of the Xing'an-Mongolia belt and the subduction of the Paleo-Pacific Ocean.

**Key words:** geochemistry, granite, LA-ICP-MS zircon U-Pb dating, Aobaotu Pb-Zn deposit, Da Hinggan Mountains, Inner Mongolia

敖包吐铅锌矿床位于内蒙古阿鲁科尔沁旗坤都镇,目前已探明铅锌金属资源量为47.07万吨,并伴生银、铜,为一中型矿床,具有大型矿床的远景。该矿床自2006年勘探发现至今,仅开展了一些地质特征和成矿规律的研究(白翠霞等,2010),对成岩成矿时代和地质背景未进行专门研究。本文通过对矿区中花岗闪长斑岩和花岗岩的LA-ICP-MS锆石U-Pb定年、地球化学测试和全岩铅同位素研究,厘定了成矿岩体形成时代,初步探讨了岩石成因、岩浆来源和构造背景,以期丰富对区域成矿规律的认识。

## 1 区域地质概况

敖包吐铅锌矿床大地构造归属大兴安岭南段晚古生代增生造山带(赵一鸣等,1997),西拉木伦深大断裂北侧,嫩江断裂西侧(图1a)。

区域内的地层具有上古生界二叠系基底和燕山期盖层的两层结构模式(刘建明等,2004),二叠系基底主要由板岩、变质粉砂岩、变质砂岩及变质火山岩组成。中生代盖层为侏罗系、白垩系陆相火山岩、火山碎屑岩、碎屑岩以及含煤系地层(图1b)。区域内构造以断裂构造为主,NE向的大兴安岭主脊断裂、嫩江断裂控制了大多数地质体的展布,也是多次构造变形的轴线方向。EW向的西拉木伦深大断裂具有多期次活动特点(周振华等,2010)。NE向,EW向区域性深大断裂长期反复活动,使区内火山-岩浆活动强烈,既为成矿提供热源,也提供了丰富的成矿物质(张喜周等,2003)。边部的次级断裂是区域内重要的控岩、控矿构造。区域内岩浆岩主要有华力西期的石英闪长岩、花岗闪长岩及花岗岩,燕山期的花岗岩类、花岗闪长岩类及其派生的中酸性脉岩。

## 2 矿床地质特征

矿区出露地层为中侏罗统新民组酸性火山碎屑岩、流纹岩、火山沉积碎屑岩、凝灰质细砂岩、粉砂岩。该组分为2个岩性段,矿体赋存于新民组上段的凝灰质细砂岩、粉砂岩之中(图2、3)。

敖包吐铅锌矿床位于一宽缓复背斜的南东翼,矿体集中出露于近东西向的次级宽缓背斜或向斜核部。成矿前与成矿后断裂构造较发育,成矿前构造以EW向构造为主,它既是导矿构造也是容矿构造,发育在向斜及背斜构造附近。北东向断裂构造是成矿后期构造,它穿切矿体和矿化体。

矿区侵入岩有近北北东向展布的安山玢岩岩株、流纹质角砾熔岩、流纹斑岩、闪长玢岩、花岗岩、花岗闪长斑岩等,侵入岩中仅花岗闪长斑岩内见黄铜矿化与方铅矿化,因此初步推测与成矿关系密切的是花岗闪长斑岩。

花岗闪长斑岩 地表仅出露于I矿带东部,钻孔控制的I、II、III矿带深部普遍存在,敖包吐花岗闪长斑岩体主要侵位于中侏罗统新民组凝灰质细砂岩、凝灰质粉砂岩和粉砂岩中,总体呈大脉状、岩枝状,岩石呈灰白色,间夹黄绿色斑点。斑状结构、块状构造,斑晶有斜长石(15%~20%)、石英(10%~15%)、黑云母等。长石斑晶呈半自形板状或他形,大小2~5mm;石英斑晶具六方双锥体,少量为浑圆状,大小1~3mm,部分石英斑晶有破碎现象。基质为隐晶质结构,主要由长石类矿物组成。基质几乎全部绢云母化,长石斑晶也多蚀变为绢云母(部分变为叶蜡石)。黄铁矿呈浸染状散布于基质中,多为他形粒状,少量为自形立方晶体,含量约1%,偶见他形粒状黄铜矿。部分岩石内可见方铅矿。

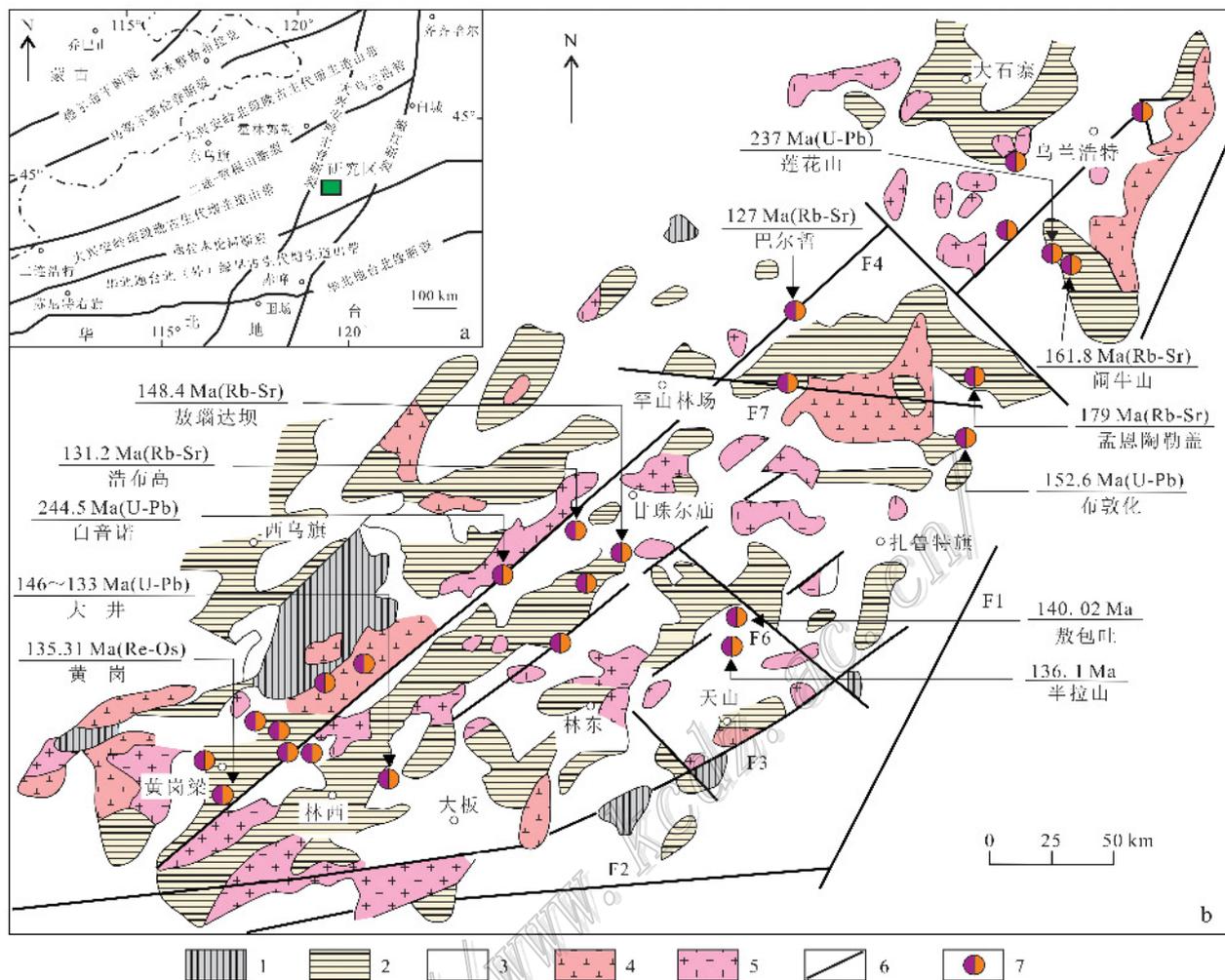


图1 大兴安岭中南段成矿带区域地质(a)图及重要矿产分布图(b, 据周振华等, 2010 修改)

成岩成矿时代据赵一鸣等, 1997; 盛继福, 1999; 毛景文等, 2005; 江思宏等, 2011; 2012; 周振华等, 2012; 冯祥发, 2010; 闫聪等, 2011  
1—石炭系沉积岩; 2—二叠系安山岩、砂板岩; 3—侏罗系凝灰质砂砾岩; 4—华力西期岩浆岩; 5—燕山期岩浆岩; 6—断裂带; 7—矿床

Fig. 1 Regional geological map showing the distribution of major ore deposits (a) along the middle-south section of the Daxing'anling metallogenic belt (b, modified after Zhou et al., 2010)

The ages from Zhao et al., 1997; Sheng et al., 1999; Mao et al., 2005; Jiang et al., 2011; 2012; Zhou et al., 2012; Feng et al., 2010; Yan et al., 2011

1—Carboniferous sediments; 2—Permian andesite, sandstone; 3—Jurassic tuffaceous sandy conglomerate; 4—Variscan magmatic rock; 5—Yanshanian magmatic rock; 6—Fault belt; 7—Deposit

花岗岩 矿区地表未见出露, 钻孔控制 II 矿带深部存在。侵位于中侏罗统新民组凝灰质细砂岩、凝灰质粉砂岩和粉砂岩中。灰绿色, 中细粒结构, 块状构造。斜长石占矿物总量的 65% 左右, 一般为酸性和中性斜长石, 常具有明显的环带构造。石英含量一般在 25% 左右。暗色矿物以角闪石为主, 副矿物有楣石、磷灰石、磁铁矿、锆石、褐帘石、独居石等。含有火山岩角砾充填物, 含量大约在 10% 左右, 可见零星分布的立方体状黄铁矿, 未见铅锌矿化。

敖包吐铅锌矿床现已控制 3 个矿带, 以 I、II 号矿带为主, 两条矿带总体走向均为北西-北西西向, 矿带与断裂破碎带方位一致, 矿体充填于宽大的断裂破碎带中, 显示出构造控矿的特点。矿体倾角较陡, 倾向为 N 或 NNE 向, 矿体形态较简单, 以大脉状为主, 局部矿脉有分支复合现象(图 3)。矿石多为半自形-他形粒状结构, 浸染状构造。主要金属矿物为方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、黄铜矿、褐铁矿、毒砂、斑铜矿、孔雀石等。主要脉石矿物为石英、玉髓、绿

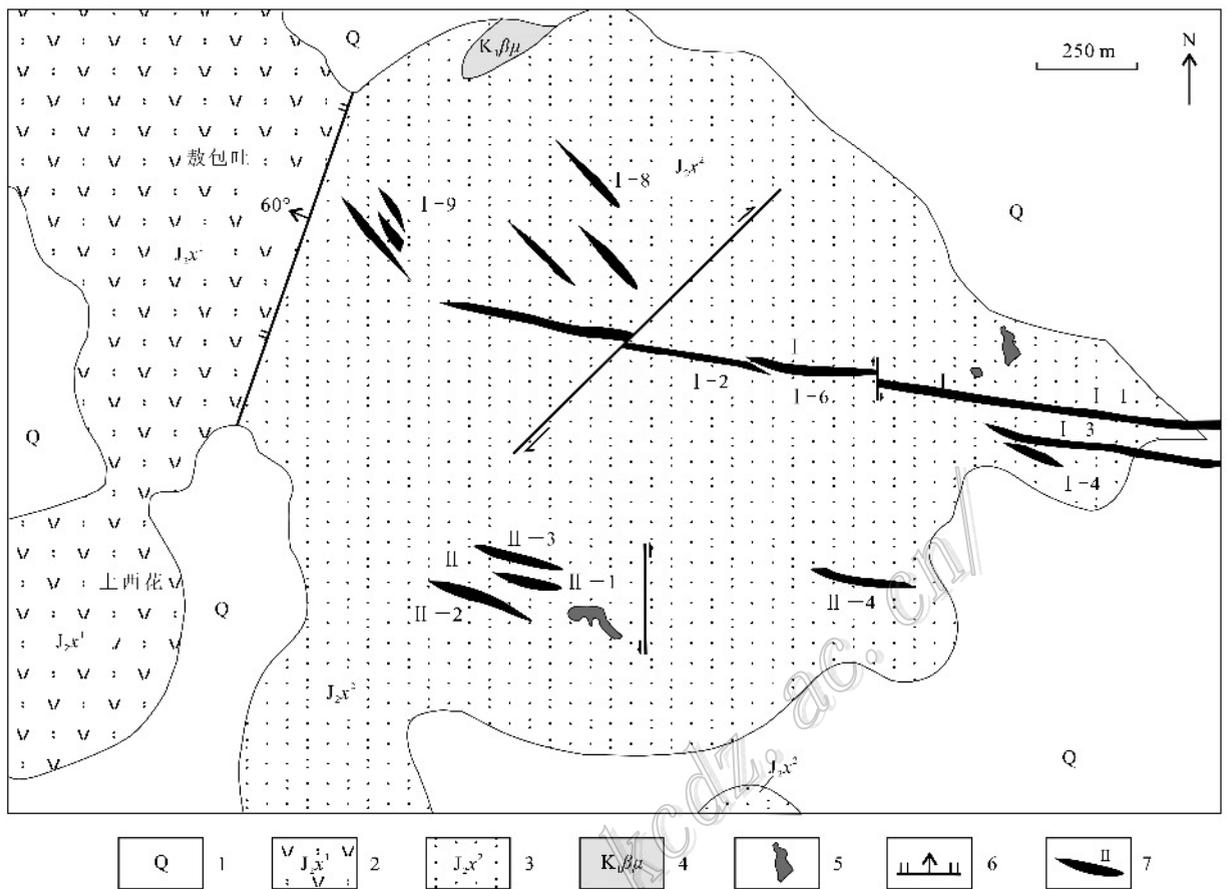


图2 内蒙古敖包吐铅锌矿矿区地质简图

1—第四系；2—新民组下段岩屑晶屑凝灰岩；3—新民组上段凝灰质砂砾岩、凝灰质细砂岩；4—安山玢岩；5—花岗闪长斑岩；6—断层；7—矿体及编号

Fig. 2 Simplified geological map of the Aobaotu lead-zinc deposit in Alukeerqinqi, Inner Mongolia

1—Quaternary; 2—Lithic crystal tuff of Xinmin Formation; 3—Tuffaceous sandstone and conglomerate of Xinmin Formation; 4—Andesitic porphyrite; 5—Granodiorite porphyry; 6—Fault; 7—Orebody and its number

泥石、绢云母、方解石、萤石、高岭石等。

矿区围岩蚀变具有多期多阶段的特点，早期伴随区域构造运动形成宽缓褶皱变形，发育面状蚀变，表现为普遍绿泥石化、绿帘石化；中期蚀变主要发生在地层与花岗闪长斑岩接触带附近，伴随着成矿作用形成与矿体密切联系的带状蚀变，表现为硅化、赤铁矿化、黄铁矿化、碳酸盐化；晚期蚀变主要沿控矿构造发育，形成线状蚀变，主要有硅化、黄铁矿化、碳酸盐化、高岭土化、绢云母化。

矿床地质特征表明内部有黄铜矿化、方铅矿化的花岗闪长斑岩与铅锌矿化关系密切，是矿区铅锌矿化形成的主导因素，因此，选择花岗闪长斑岩进行年龄测定，以确定矿区内岩浆活动的时限，并以此限定矿化的时限。

### 3 分析方法

锆石激光剥蚀等离子体质谱(LA-ICP-MS)定年样品花岗闪长斑岩(ABT-01)和花岗岩(ABT-12)均采自敖包吐2号矿带钻孔中(采样位置: N 44°15' 54.99", E 120°03'33.99"),激光剥蚀熔融等离子体质谱(LA-ICP-MS)锆石 U-Pb 定年在中国地质科学院矿产资源研究所 Neptune 多接受电感耦合等离子体质谱和 Newwave UP 213 Nd: YAG 激光剥蚀系统下进行。

锆石 U-Pb 定年所采用的激光剥蚀坑径为 25 μm, 频率 10 Hz, 能量密度 2.5 J/cm<sup>2</sup>, 采样方式为单点剥蚀, 数据采集采用所有信号同时静态方式接收,

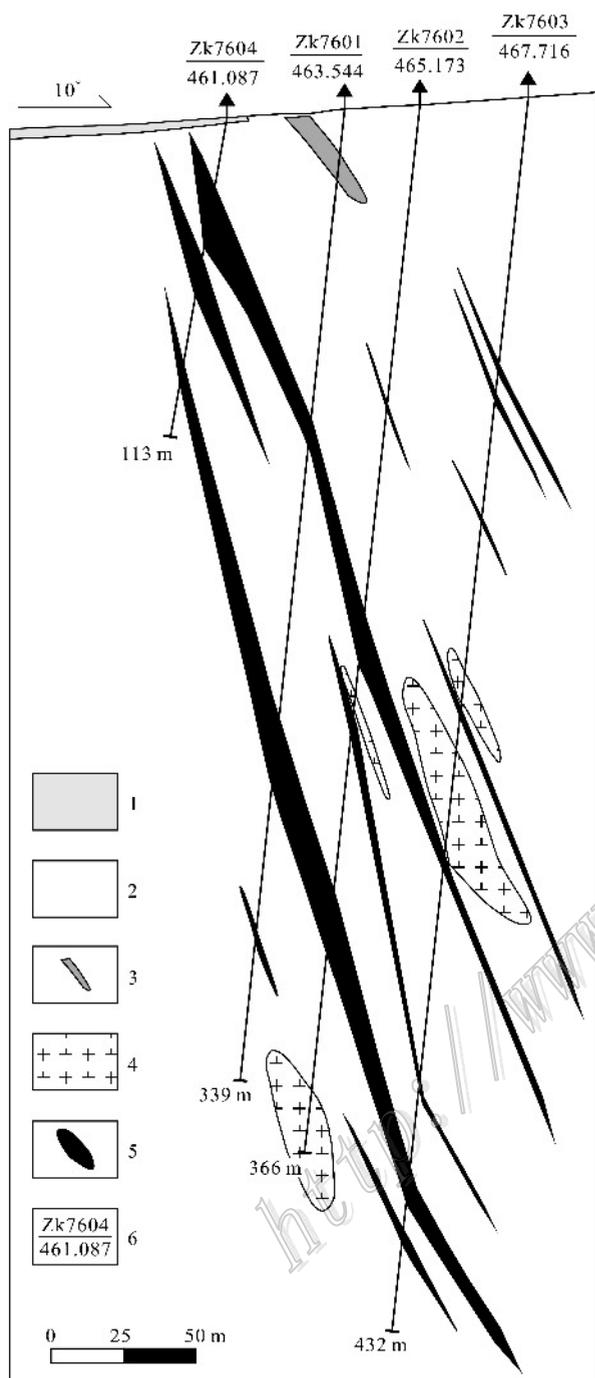


图3 敖包吐铅锌矿床76线剖面图

1—第四系; 2—新民组上段凝灰质细砂岩、粉砂岩; 3—闪长玢岩;  
4—花岗闪长斑岩; 5—矿体; 6—钻孔编号

Fig. 3 Geological section along No. 76 exploration line of the Aobaotu Pb-Zn deposit

1—Quaternary; 2—Tuffaceous sandstone and conglomerate of Xinmin Formation; 3—Diorite porphyrite; 4—Granodiorite porphyry;  
5—Orebody; 6—Serial number of drill hole

信号较弱的 $^{207}\text{Pb}$ 、 $^{206}\text{Pb}$ 、 $^{204}\text{Pb}$ (+ $^{204}\text{Hg}$ )、 $^{202}\text{Hg}$ 用离子计数器接收, $^{208}\text{Pb}$ 、 $^{232}\text{Th}$ 、 $^{238}\text{U}$ 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。锆石颗粒 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 、 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 的测试精度( $2\sigma$ )均为2%左右,对锆石标准的定年精度和准确度在1%( $2\sigma$ )左右。测试采用高纯Ar气和He气,装入样品靶后气体连续冲洗样品池约2小时,除去样品池和气路中可能存在的普通Pb。锆石年龄采用GJ1作为外标,元素质量分数采用M127( $\text{U} = 923 \times 10^{-6}$ ;  $\text{Th} = 439 \times 10^{-6}$ ;  $\text{Th}/\text{U} = 0.475$ , Nasdala et al., 2008)作为外标进行校正。测试过程中在每测定10个样品前后,重复测定2个锆石GJ1对样品进行校正,并测量一个锆石Plesovice,观察仪器的状态以保证测试的精确度。数据处理采用ICPMSData-Cal程序(Liu et al., 2010),锆石年龄谱和图用Iso-plot 3.0程序获得。详细的实验测试过程可参见侯可军等(2009)文献。

主量元素、微量元素、稀土元素分析测试在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成,全岩的主量元素测试采用X-射线荧光光谱法(XRF),仪器型号为XRF-1500,分析误差优于5%。微量元素和稀土元素测定采用ICP-MS法,测试方法和依据参照DZ/T0223-2001电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)方法通则,实验过程中温度 $20^\circ\text{C}$ ,相对湿度30%,当元素的质量分数大于 $10 \times 10^{-6}$ 时,误差小于5%;当元素质量分数小于 $10 \times 10^{-6}$ 时,误差小于10%。

全岩Pb同位素测试分析在核工业北京地质研究院的热电离质谱仪上完成,仪器型号为ISO-PROBE-T,  $\text{M}^+$ ,可调多法拉第接收器接收。 $1 \mu\text{g}$ 铅的 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 测量精度 $\leq 0.005\%$ ,NBS981标准值( $2\sigma$ )为: $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2.1681 \pm 0.0008$ , $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.91464 \pm 0.00033$ , $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.059042 \pm 0.000037$ 。测试样品先用三酸分解,然后用强碱性阴离子树脂交换法分离出铅,蒸干后进行同位素测定。

## 4 测试结果

### 4.1 锆石测年结果

镜下观察显示2个样品的锆石呈无色透明的板

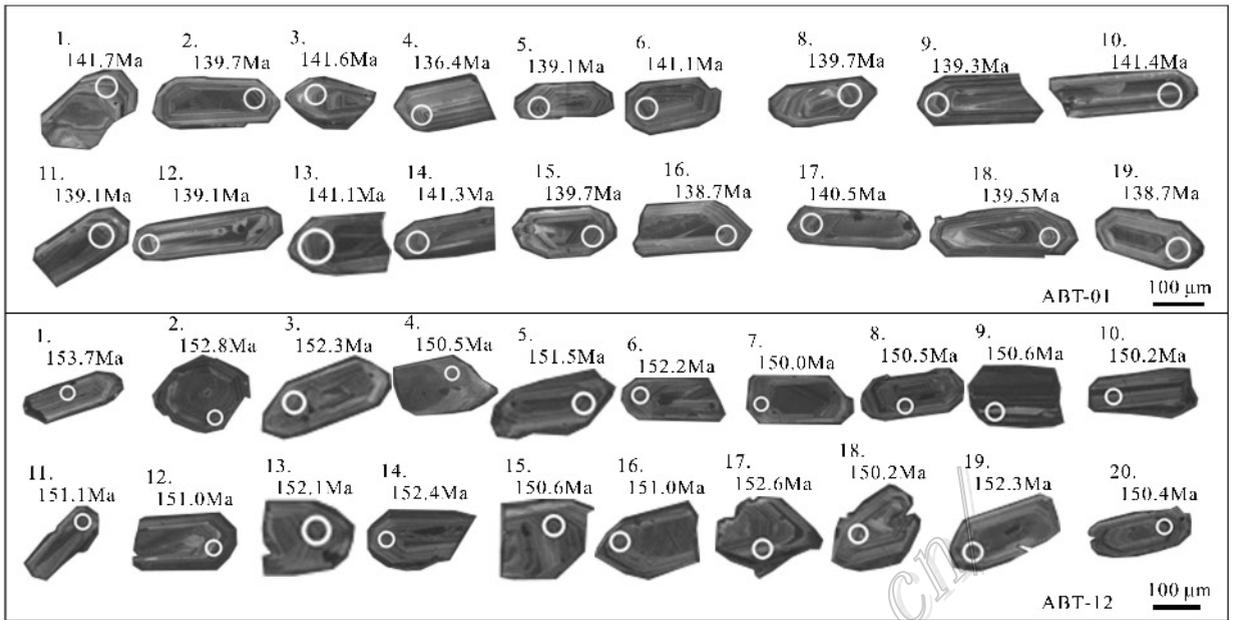


图4 敖包吐矿区相关岩体锆石阴极发光图像及测试结果

Fig. 4 CL images of zircons from rocks of the Aobaotu deposit

柱状或不规则状, 粒径  $50\sim 250\ \mu\text{m}$ , 自形程度较高, CL 图像显示 2 个样品的锆石都具有明显的岩浆锆石震荡环带(图 4)。

花岗闪长斑岩(ABT-01)中锆石  $w(\text{Th})$  为  $363\times 10^{-6}\sim 3240\times 10^{-6}$ ,  $w(\text{U})$  为  $350\times 10^{-6}\sim 3413\times 10^{-6}$ , Th/U 比值在 0.64~1.89 之间。花岗岩(ABT-12)中锆石  $w(\text{Th})$  为  $395\times 10^{-6}\sim 1784\times 10^{-6}$ ,  $w(\text{U})$  为  $600\times 10^{-6}\sim 2278\times 10^{-6}$ , Th/U 比值在 0.66~1.26 之间(表 1)。上述地球化学数据表明敖包吐花岗闪长斑岩、花岗岩具有岩浆锆石的特征(Hoskin et al., 2000)。

花岗闪长斑岩(ABT-01)样品共测试了 20 个数据点, 其中 2 个数据(ABT-01-07 和 ABT-01-20)谱和度较低, 一个数据(ABT-01-04)积分时间过短, 其余 17 个为有效数据, 其  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄加权平均值为  $(140.02\pm 0.45)\ \text{Ma}$  (MSWD=1.3), 代表了花岗闪长斑岩的岩浆结晶年龄。花岗岩(ABT-12)样品共测试了 20 个数据点均有效, 其  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄加权平均值为  $(151.56\pm 0.40)\ \text{Ma}$  (MSWD=1.2), 代表了花岗岩岩浆的结晶年龄。属晚侏罗世—早白垩世的产物。具体测试数据和年龄谱和曲线分别见表 1 和图 5。

#### 4.2 主量元素

花岗闪长斑岩的  $w(\text{SiO}_2)$  为 65.51% ~

67.85%, 属于酸性岩浆岩。Mg<sup>#</sup> 变化范围 56.06~71.60。里特曼指数  $\sigma$  变化范围 1.86~2.5, 碱度率(AR) 变化范围 2.31~2.62(表 2)。 $w(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  变化范围为 6.86%~7.81%,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  比值变化范围为 0.41~0.78, 相对富钠, 在  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  图解上, 样品主要落入高钾钙碱性系列和钙碱性系列范围内(图 6a), 说明本区花岗闪长斑岩具有富碱、高钾的特点。岩体的  $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$  为 14.46%~15.31%, A/CNK 值为 0.95~1.02, 集中在 1 附近, 属准铝质~过铝质岩石(图 6b)。分异指数 DI 值为 73.97~79.74, 固结指数 SI 值为 10.22~12.84, 较高的分异指数和固结指数显示原始岩浆已经历充分的结晶分异作用。

花岗岩的  $w(\text{SiO}_2)$  为 75%。属酸性岩浆岩。里特曼指数  $\sigma$  为 0.26, 碱度率(AR) 为 1.54(表 2), 在  $w(\text{K}_2\text{O})-w(\text{SiO}_2)$  图解上, 样品落入钙碱性系列范围内(图 6a)。 $w(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  为 2.88%,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  为 14.16, 比值较大, 可能与样品发生绢云母化有关, 造成 Na 的流失。岩体的  $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$  为 11.42%, A/CNK 值为 1.58, 属过铝质岩石。分异指数 DI 值为 77, 固结指数 SI 值为 14.8, 显示原始岩浆已经历充分的结晶分异作用。

#### 4.3 微量元素、稀土元素

在微量元素的原始地幔标准化图(图 7)中, 花岗

表 1 敖包吐铅锌矿床花岗岩类 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果

Table 1 LA-ICP-MS zircon analytical data of granites in the Aobaotu Pb-Zn deposit

样品点	$\epsilon(B) \times 10^{-6}$			Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄/Ma	1 $\sigma$
	Pb	Th	U									
ABT-01-1	110	590	556	1.06	0.051	0.00168	0.16	0.0054	0.02222	0.0003167	141.69	2.00
ABT-01-2	212	1177	1593	0.74	0.051	0.00094	0.15	0.0035	0.02190	0.0002716	139.66	1.71
ABT-01-3	11	1062	1010	1.05	0.051	0.00085	0.16	0.0028	0.02221	0.0001401	141.62	0.88
ABT-01-4	103	363	566	0.64	0.049	0.01313	0.15	0.0408	0.02138	0.0001716	136.39	1.08
ABT-01-5	81	1099	949	1.16	0.046	0.00064	0.14	0.0022	0.02182	0.0001449	139.14	0.91
ABT-01-6	225	1308	1588	0.82	0.050	0.00051	0.15	0.0017	0.02213	0.0001884	141.13	1.19
ABT-01-8	122	460	511	0.90	0.051	0.00075	0.15	0.0026	0.02191	0.0001574	139.71	0.99
ABT-01-9	196	1167	969	1.21	0.047	0.00083	0.14	0.0028	0.02184	0.0002063	139.27	1.30
ABT-01-10	68	616	350	1.76	0.050	0.00096	0.15	0.0030	0.02218	0.0001561	141.44	0.98
ABT-01-11	30	1601	1216	1.32	0.049	0.00089	0.15	0.0030	0.02182	0.0001308	39.12	0.83
ABT-01-12	226	1618	857	1.89	0.051	0.00063	0.15	0.0020	0.02181	0.0001194	139.06	0.75
ABT-01-13	498	3240	3413	0.95	0.051	0.00052	0.16	0.0016	0.02213	0.0000953	141.12	0.60
ABT-01-14	142	1267	953	1.33	0.052	0.00089	0.16	0.0024	0.02216	0.0001634	141.28	1.03
ABT-01-15	223	1005	1008	1.00	0.051	0.00049	0.16	0.0016	0.02191	0.0000964	139.70	0.61
ABT-01-16	227	1321	1077	1.23	0.050	0.00076	0.15	0.0022	0.02174	0.0001266	138.67	0.80
ABT-01-17	265	1335	1169	1.14	0.051	0.00082	0.15	0.0028	0.02203	0.0002168	140.48	1.37
ABT-01-18	224	1335	937	1.42	0.049	0.00056	0.15	0.0022	0.02187	0.0002128	139.47	1.34
ABT-01-19	111	831	712	1.17	0.049	0.00121	0.15	0.0040	0.02175	0.0001775	138.69	1.12
ABT-12-1	114	607	866	0.70	0.050	0.00074	0.17	0.0027	0.024	0.00018	153.70	1.15
ABT-12-2	203	1772	1916	0.92	0.049	0.00059	0.16	0.0023	0.024	0.00012	152.78	0.79
ABT-12-3	260	1347	1443	0.93	0.051	0.00280	0.17	0.0097	0.024	0.00014	152.34	0.89
ABT-12-4	46	395	600	0.66	0.049	0.00103	0.16	0.0037	0.024	0.00012	150.50	0.74
ABT-12-5	311	995	1169	0.85	0.047	0.00279	0.15	0.0096	0.024	0.00009	151.54	0.58
ABT-12-6	81	993	1096	0.91	0.049	0.00120	0.16	0.0046	0.024	0.00009	152.18	0.57
ABT-12-7	62	982	1385	0.71	0.048	0.00132	0.15	0.0050	0.024	0.00014	150.00	0.85
ABT-12-8	104	1704	1604	1.06	0.051	0.00269	0.16	0.0095	0.024	0.00018	150.51	1.12
ABT-12-9	32	689	614	1.12	0.049	0.00676	0.16	0.0237	0.024	0.00017	150.57	1.09
ABT-12-10	57	1784	2278	0.78	0.048	0.00183	0.16	0.0071	0.024	0.00021	150.17	1.34
ABT-12-11	23	804	1228	0.66	0.048	0.00165	0.15	0.0064	0.024	0.00020	151.10	1.24
ABT-12-12	20	617	863	0.72	0.048	0.00149	0.15	0.0057	0.024	0.00022	150.96	1.37
ABT-12-13	22	839	988	0.85	0.052	0.00154	0.17	0.0059	0.024	0.00017	152.14	1.06
ABT-12-14	33	1139	1193	0.95	0.050	0.00127	0.16	0.0048	0.024	0.00014	152.38	0.89
ABT-12-15	31	1082	1163	0.93	0.047	0.00120	0.15	0.0044	0.024	0.00015	150.59	0.93
ABT-12-16	23	754	790	0.95	0.052	0.00104	0.17	0.0038	0.024	0.00015	151.03	0.94
ABT-12-17	25	878	794	1.11	0.051	0.00109	0.17	0.0043	0.024	0.00013	152.63	0.85
ABT-12-18	20	583	600	0.97	0.047	0.00256	0.16	0.0095	0.024	0.00017	50.23	1.05
ABT-12-19	33	1112	879	1.26	0.051	0.00080	0.17	0.0029	0.024	0.00013	152.33	0.85
ABT-12-20	55	1589	1265	1.26	0.050	0.00087	0.16	0.0034	0.024	0.00024	150.43	1.50

闪长斑岩所有样品的变化趋势十分一致,具有高场强元素 Ta、Nb、P、Ti 的负异常,出现大离子亲石元素 Rb、U、La、Nd、Hf、Y 的正异常。花岗岩具有 Ba、Ta、Nb、Sr、P、Ti 的负异常,出现大离子亲石元素 Rb、U、La、Ce、Nd、Zr、Hf 的正异常(表 3)。该区花岗岩普遍富集大离子亲石元素而亏损高场强元素,这种 LILE/HSE 之间的解耦是钙碱性和高钾钙碱性岩浆的共同特征,通常被解释为消减板片脱水后形成的富含 LILE 的水流体进入楔形地幔,导致岩浆源

区的大离子亲石元素的富集,而 HFS 因其相对的情性而滞留在脱水后残余板片内(刘红涛等,2002)。亏损元素 P 和 Ti 暗示岩石经历了磷灰石和钛铁矿的分离结晶(Miller et al., 1999)。Nb、P 的亏损说明斜长石作为熔融残留相或者结晶分异相存在,即在熔融过程中斜长石没有耗尽(Patino-Douce et al., 1991)。以  $\epsilon(\text{Sr}) = 400 \times 10^{-6}$  和  $\epsilon(\text{Yb}) = 2 \times 10^{-6}$  作为地球化学标志,花岗闪长斑岩  $\epsilon(\text{Sr})$  多数小于  $400 \times 10^{-6}$ , 平均为  $333 \times 10^{-6}$ ,  $\epsilon(\text{Yb}) = 2.06 \times$

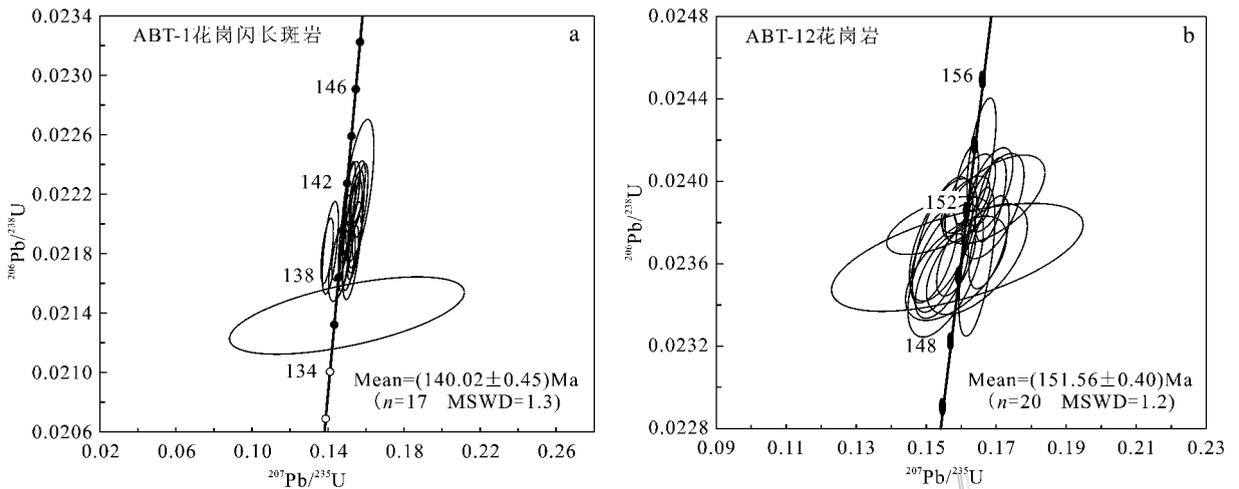


图 5 敖包吐铅锌矿床锆石 U-Pb 年龄谐和图

Fig. 5 Zircon U-Pb age and concordia diagram of rocks from the Aobaotu Pb-Zn deposit

表 2 敖包吐铅锌矿床花岗岩类的主量元素组成 (w<sub>B</sub>/%)

Table 2 Major element compositions of the granites in the Aobaotu Pb-Zn deposit (w<sub>B</sub>/%)

组分	花岗闪长斑岩											花岗岩
	ABT01	ABT02	ABT03	ABT04	ABT05	ABT06	ABT07	ABT08	ABT09	ABT10	ABT11	ABT12
SiO <sub>2</sub>	66.33	65.51	67.19	67.49	67.79	67.67	67.43	66.64	66.25	67.85	66.88	75.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.82	15.31	15.22	14.91	14.78	14.88	14.62	14.78	14.89	14.46	14.96	11.42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.53	4.24	2.90	3.76	3.14	3.49	3.58	3.43	3.58	3.02	3.34	1.72
FeO	1.00	1.30	1.05	0.75	1.10	0.65	1.40	0.90	0.80	0.35	1.05	1.10
MgO	1.46	1.88	1.47	1.30	1.42	1.30	1.50	1.34	1.50	1.19	1.54	0.98
CaO	2.53	2.87	2.25	2.97	2.13	2.35	2.35	2.43	2.50	2.68	2.20	2.20
Na <sub>2</sub> O	4.38	4.21	4.65	4.80	4.81	4.91	4.29	4.66	4.33	4.88	4.27	0.19
K <sub>2</sub> O	3.19	3.21	3.16	2.29	2.52	2.24	3.26	2.95	3.23	1.98	3.34	2.69
MnO	0.08	0.07	0.06	0.05	0.06	0.05	0.08	0.06	0.06	0.05	0.07	0.23
TiO <sub>2</sub>	0.57	0.66	0.57	0.56	0.56	0.56	0.57	0.56	0.58	0.56	0.59	0.24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.18	0.16	0.16	0.15	0.16	0.16	0.16	0.16	0.15	0.17	0.02
LOI	2.87	1.77	2.22	1.61	2.54	2.23	2.38	2.89	2.84	3.07	2.56	5.19
总和	100.91	101.21	100.90	100.65	101.00	100.49	101.32	100.80	100.72	100.24	100.97	100.98
DI	77.95	73.97	79.66	77.16	79.74	79.30	78.03	79.17	77.96	79.54	78.83	77.00
A/CNK	0.97	0.98	1.00	0.95	1.02	1.01	0.98	0.97	0.98	0.96	1.02	1.58
SI	10.90	12.84	11.21	10.23	11.05	10.48	10.81	10.22	11.31	10.58	11.50	14.80
AR	2.55	2.38	2.62	2.31	2.53	2.42	2.60	2.59	2.54	2.33	2.59	1.54
σ	2.42	2.43	2.50	2.04	2.14	2.04	2.34	2.41	2.41	1.86	2.39	0.26

注: 分异指数 DI = Qz + Or + Ab + Ne + Lc + Kp; 固结指数 SI = MgO × 100 / (MgO + FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) × 100 (B%) ; 碱度率 AR = [Σ(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) + Σ(CaO) + Σ(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)] / [Σ(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) + Σ(CaO) + Σ(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)] ; 里特曼指数 σ = (K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O) / (SiO<sub>2</sub> - 43) ; 其中 K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, SiO<sub>2</sub> 均为氧化物质量百分数 ; A/CNK = n(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) / [n(CaO) + n(Na<sub>2</sub>O) + n(K<sub>2</sub>O)] (摩尔比)

10<sup>-6</sup> ~ 2.53 × 10<sup>-6</sup>, 为浙闽型花岗岩(张旗等, 2006)表明形成于低压环境并且源区缺少石榴子石, 富斜长石。而花岗岩(ε(Sr) = 83.8 × 10<sup>-6</sup>, ε(Yb) = 3.3 × 10<sup>-6</sup>)则为形成于高温低压区的南岭型花岗岩(张旗等, 2006), 代表地壳减薄的产物。

花岗闪长斑岩的稀土元素总含量 ΣREE 为

118.47 × 10<sup>-6</sup> ~ 147.02 × 10<sup>-6</sup>, 平均为 135.32 × 10<sup>-6</sup>, 稍低于区域上与铅锌矿有关的岩石的稀土元素总量(ΣREE 为 155.83 × 10<sup>-6</sup> ~ 199.29 × 10<sup>-6</sup>) (高进路等, 2002)。LREE 较富集, HREE 相对亏损, 轻、重稀土元素之间分馏较明显(LREE/HREE 在 7.08 ~ 8.09 之间), La/Yb 比值为 10.76 ~ 13.30,

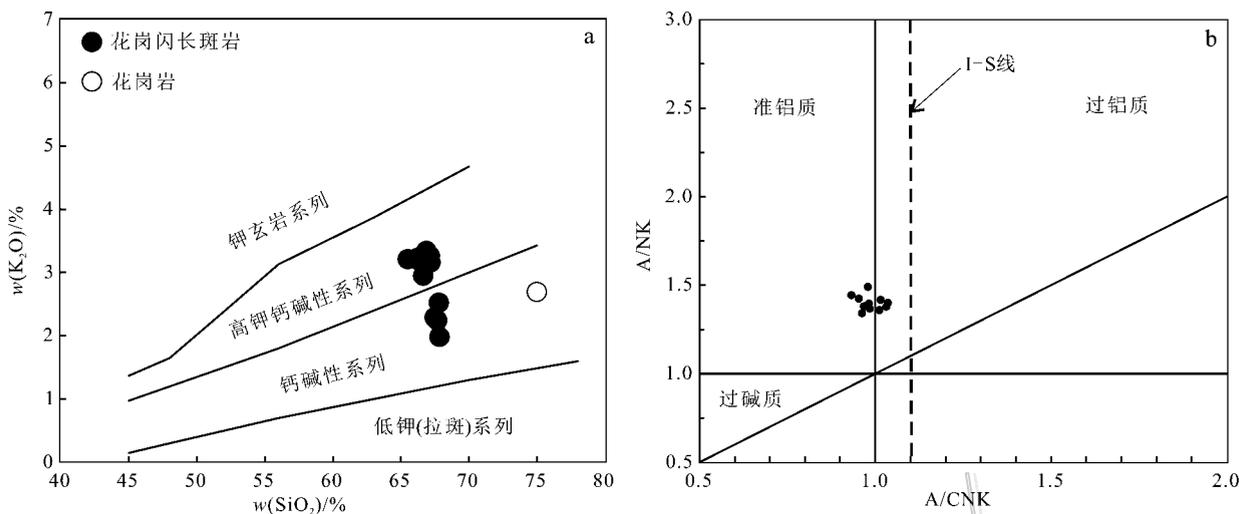


图 6 敖包吐铅锌矿床岩浆岩样品  $K_2O-SiO_2$  (a) 和  $A/CNK-A/NK$  (b) 图解

Fig. 6  $K_2O-SiO_2$  diagram (a) and  $A/CNK-A/NK$  diagram (b) of magmatic rocks in the Aobaotu Pb-Zn deposit

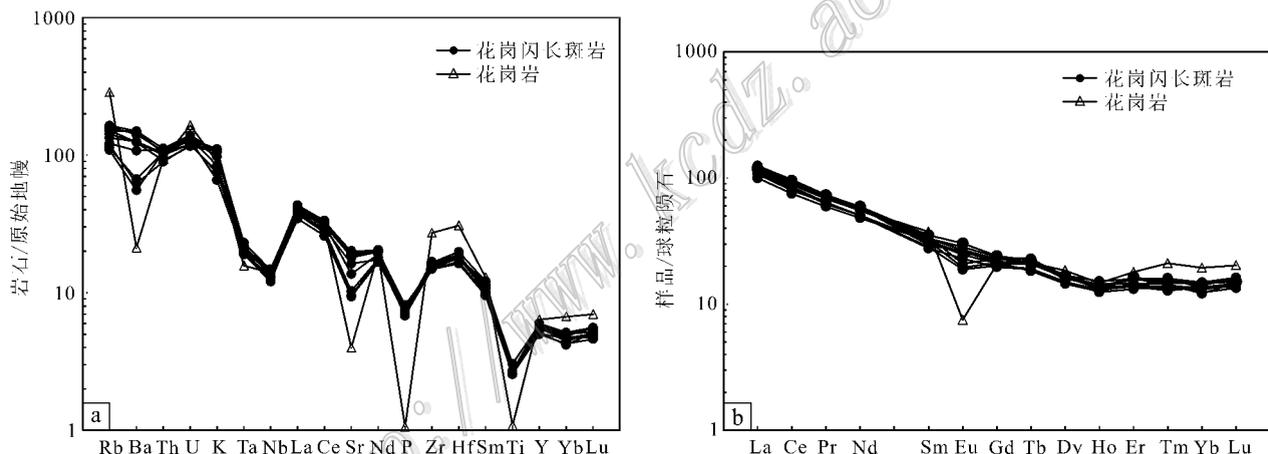


图 7 敖包吐铅锌矿床岩浆岩样品微量元素蛛网图 (a) 和 REE 配分图解 (b) (据 Sun et al., 1989)

Fig. 7 Primitive mantle-normalized spider diagram of magmatic rocks (a) and chondrite-normalized REE patterns of magmatic rocks (b) in the Aobaotu Pb-Zn deposit (after Sun et al., 1989)

平均为 11.81 ( $La/Yb$ )<sub>N</sub> 为 7.72~9.54, 平均为 8.47。花岗岩的稀土元素总含量  $\Sigma REE$  为  $138.79 \times 10^{-6}$  轻重稀土元素比值为 6.75。La/Yb 为 8.84, ( $La/Yb$ )<sub>N</sub> 为 6.09。本区花岗岩类相对低的重稀土元素含量暗示了残留体中含有较多的重稀土元素富集的石榴子石和角闪石 (Patino-Douce et al., 1995)。

从稀土元素配分曲线来看敖包吐样品为轻稀土元素富集的右倾型。花岗闪长斑岩  $\delta Eu$  范围为 0.72~1.03  $\delta Ce$  范围 0.93~0.99, Eu 从不明显负异常到弱正异常, 而花岗岩的  $\delta Eu$  为 0.26, 显示出负异常。弱的 Eu 负异常表明岩石的源区含极少量的斜

长石或者花岗岩浆在成岩过程中分异出了斜长石 (Hassanen, 1997)。

#### 4.4 Pb 同位素特征

敖包吐花岗岩的全岩 Pb 同位素组成见表 4, 其变化范围为:  $^{206}Pb/^{204}Pb$  为 18.398~18.755,  $^{207}Pb/^{204}Pb$  为 15.534~15.541,  $^{208}Pb/^{204}Pb$  为 38.386~38.542。μ 值变化范围在 9.31~9.34, ω 值变化范围在 34.21~35.81。本区铅同位素组成变化不大, 比值稳定, 显示出具有正常铅的特征。在铅构造模式图 (图 8) 上, 样品投点在上地幔演化线和造山带演化线之间的范围内。

表3 敖包吐铅锌矿床花岗岩类微量元素和稀土元素组成( $w_B/10^{-6}$ )Table 3 Trace element and REE compositions of granites in the Aobaotu Pb-Zn deposit( $w_B/10^{-6}$ )

组分	花岗闪长斑岩											花岗岩
	ABT01	ABT02	ABT03	ABT04	ABT05	ABT06	ABT07	ABT08	ABT09	ABT10	ABT11	ABT12
Li	29.60	31.60	29.70	21.00	27.80	20.90	28.50	26.80	26.90	17.70	30.40	253.00
Be	1.84	1.96	1.69	1.60	1.65	1.64	1.68	1.72	1.73	1.72	1.72	1.84
Sc	8.72	10.00	8.05	7.81	8.26	8.13	8.88	7.83	8.30	7.75	8.36	4.97
V	104.00	97.30	107.00	92.70	99.50	88.50	98.80	90.00	81.70	78.40	104.00	26.50
Cr	18.80	27.60	18.40	18.30	19.40	18.70	17.80	16.30	16.70	15.60	20.20	9.30
Co	10.20	12.70	8.49	9.88	8.91	8.80	10.30	8.68	9.05	7.97	10.20	1.54
Ni	9.27	11.80	8.38	8.00	8.03	7.85	8.33	7.44	7.94	8.19	9.58	3.14
Cu	24.10	16.30	16.10	13.00	14.10	17.80	23.90	12.90	12.40	11.70	20.80	4.73
Zn	57.40	65.10	55.10	77.00	53.40	230.00	56.90	51.60	55.00	50.70	59.50	35.10
Ga	16.70	15.90	15.30	14.90	15.30	14.70	15.60	14.60	15.20	14.90	16.00	14.50
Rb	104.00	96.20	95.80	75.10	77.20	71.80	102.00	85.00	90.20	69.10	99.20	182.00
Sr	418.00	425.00	386.00	201.00	288.00	198.00	410.00	343.00	380.00	217.00	397.00	83.8
Y	25.60	26.90	24.90	22.90	25.50	23.30	26.30	25.20	25.80	22.70	27.20	29.00
Nb	10.40	9.28	10.10	8.58	9.43	8.90	10.60	9.97	9.06	9.53	10.20	9.98
Mo	2.13	1.29	1.18	0.70	1.86	0.73	1.26	0.85	1.65	1.17	1.53	0.35
Cd	0.05	0.10	0.09	0.18	0.05	0.50	0.10	0.04	0.09	0.06	0.11	0.10
In	0.06	0.07	0.07	0.05	0.04	0.07	0.05	0.04	0.06	0.04	0.06	0.05
Sb	0.93	1.44	0.98	1.10	0.70	0.81	0.76	1.07	0.73	0.87	0.88	2.23
Cs	4.80	5.47	4.97	4.90	4.18	4.24	4.10	4.43	5.03	4.32	5.64	10.80
Ba	1044	866	1042	434	752	468	991	876	873	389	1015	148
La	28.10	26.80	28.90	25.50	29.00	23.70	28.30	25.80	28.10	26.30	29.70	28.00
Ce	58.20	54.30	55.00	48.80	56.00	46.00	56.40	52.10	57.50	50.90	59.30	54.00
Pr	6.95	7.00	6.75	6.10	6.52	5.64	6.62	6.10	6.79	5.91	6.98	6.52
Nd	27.70	26.70	26.90	23.40	25.80	22.50	27.00	23.60	26.90	23.70	27.50	26.20
Sm	5.38	5.06	4.87	4.24	5.29	4.85	4.74	4.77	4.51	4.34	5.07	5.73
Eu	1.76	1.56	1.47	1.33	1.21	1.13	1.51	1.43	1.52	1.09	1.65	0.44
Gd	4.95	4.68	4.76	4.04	4.73	4.36	4.51	4.31	4.40	4.15	4.85	4.27
Tb	0.83	0.86	0.77	0.71	0.81	0.68	0.77	0.78	0.82	0.71	0.85	0.80
Dy	4.25	4.07	4.27	3.79	4.17	3.68	4.31	4.14	4.01	3.83	4.29	4.69
Ho	0.78	0.79	0.77	0.74	0.75	0.71	0.80	0.80	0.82	0.70	0.86	0.83
Er	2.71	2.61	2.27	2.28	2.64	2.41	2.26	2.24	2.42	2.18	2.62	2.97
Tm	0.38	0.38	0.40	0.33	0.36	0.37	0.41	0.36	0.34	0.36	0.41	0.54
Yb	2.47	2.49	2.31	2.30	2.18	2.06	2.39	2.29	2.35	2.10	2.53	3.30
Lu	0.38	0.40	0.37	0.36	0.38	0.38	0.41	0.35	0.35	0.34	0.41	0.52
Ta	0.95	0.79	0.82	0.78	0.90	0.82	0.87	0.89	0.82	0.78	0.86	0.65
W	1.30	1.15	1.07	1.33	1.35	1.33	0.77	1.10	0.92	0.92	0.90	1.96
Re	0.001	0.003	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.004	0.003	0.003
Tl	0.80	0.74	0.82	0.63	0.66	0.58	0.74	0.68	0.68	0.62	0.73	3.33
Pb	11.10	17.10	11.30	32.60	6.68	50.90	13.20	8.84	12.60	10.80	15.40	9.48
Bi	0.08	0.10	0.22	0.49	0.14	0.70	0.15	0.13	0.12	0.22	0.26	0.22
Th	9.50	7.75	8.82	7.61	9.32	8.88	9.10	8.78	8.51	8.96	9.02	7.93
U	2.93	2.44	2.77	2.49	2.82	2.51	2.78	2.71	2.53	2.72	2.76	3.46
Zr	185	168	175	166	177	181	187	188	176	166	171	305
Hf	6.12	5.51	5.49	5.03	5.55	5.67	5.83	5.48	5.59	5.20	5.67	9.51
ΣREE	144.84	137.7	139.81	123.92	139.84	118.47	140.43	129.07	140.82	126.62	147.02	138.79
LREE	128.09	121.42	123.89	109.37	123.82	103.82	124.57	113.8	125.32	112.24	130.2	120.89
HREE	16.75	16.28	15.92	14.55	16.02	14.65	15.86	15.27	15.5	14.38	16.82	17.91
LREE/HREE*	7.65	7.46	7.78	7.52	7.73	7.08	7.85	7.45	8.09	7.81	7.74	6.75
L <sub>N</sub> /Y <sub>N</sub> *	8.16	7.72	8.97	7.95	9.54	8.25	8.49	8.08	8.58	8.98	8.42	6.09
δEu*	1.02	0.96	0.92	0.97	0.72	0.74	0.98	0.95	1.03	0.77	1	0.26
δCe*	0.99	0.95	0.93	0.93	0.96	0.94	0.97	0.98	0.99	0.96	0.97	0.94

注: \* 单位为1。

表 4 敖包吐花岗岩体铅同位素组成

Table 4 Pb isotopic compositions of granites in the Aobaotu Pb-Zn deposit

样品编号	岩石名称	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma$	$\mu$	$\omega$
ABT08	花岗闪长斑岩	18.538	0.002	15.541	0.001	38.542	0.003	9.34	35.71
ABT09	花岗闪长斑岩	18.430	0.002	15.534	0.001	38.439	0.003	9.33	35.81
ABT10	花岗闪长斑岩	18.519	0.001	15.540	0.001	38.504	0.002	9.34	35.65
ABT11	花岗闪长斑岩	18.398	0.002	15.535	0.002	38.386	0.005	9.34	35.77
ABT12	花岗岩	18.755	0.002	15.537	0.001	38.449	0.003	9.31	34.21

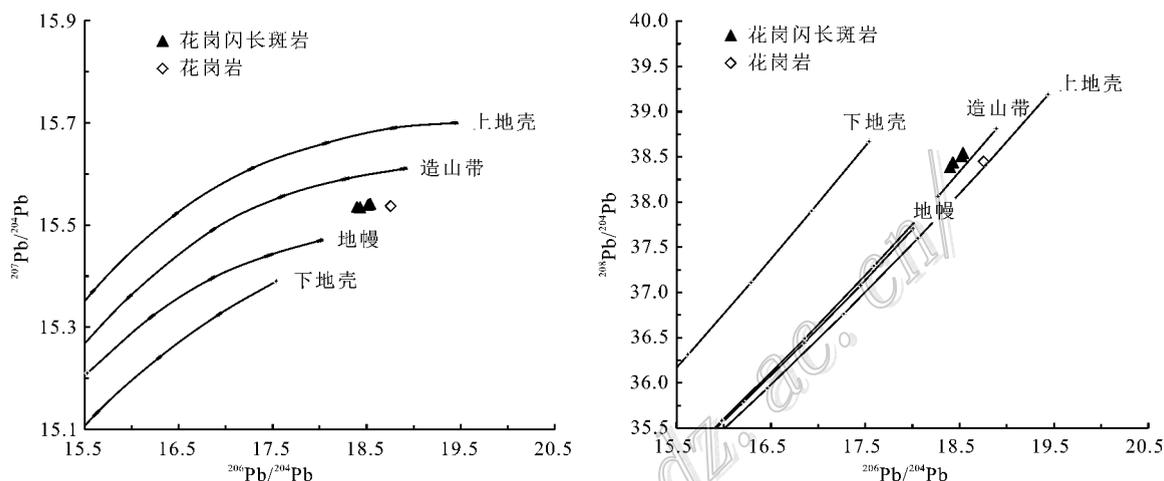


图 8 敖包吐花岗岩的 Pb 同位素组成图解

Fig. 8 Pb isotopic diagrams of the Aobaotu granite

## 5 讨论

### 5.1 岩石类型和岩浆源区

在 Whalen 等(1987)提出的以  $10^4 \times \text{Ga}/\text{Al}$  为基础的花岗岩分类判别图解(图 9a~d)中,样品几乎全部落入 I 型和 S 型花岗岩区域。

敖包吐花岗闪长斑岩的  $\omega(\text{SiO}_2)$  为 65.51%~67.85%, 与澳大利亚 Lachlan 造山带中的 I 型花岗岩的  $\omega(\text{SiO}_2)$  平均值(69.50%)相近(Chappell et al., 1992),  $A/\text{CNK}$  值(0.95~1.02)均小于 1.1,  $A/\text{NK} > 1.0$ , CIPW 标准矿物刚玉均小于 1%。在图 9e 中,  $\omega(\text{P}_2\text{O}_5)$  随着  $\omega(\text{SiO}_2)$  的升高而降低, 这种特征是区分 I 型和 S 型花岗岩的重要标志(Chappell et al., 1992)。结合微量元素特征, 样品均富集 Rb、Nd、K, 亏损 Nb、Ta、P、Ti, 所以敖包吐花岗闪长斑岩应为准铝质 I 型花岗岩。

敖包吐花岗岩高 Si, 富  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{K}_2\text{O}$  等,  $A/\text{CNK}$  值为 1.58, 属强过铝质岩石。CIPW 标准矿物中刚玉含量为 4.42%。Rb/Sr 比值大于 0.9, 是 S 型花岗

岩的特征(王德滋等, 1993); 其 Rb/Sr 比值为 2.17, 大于 0.9, 并且在 ACF 图解(图 9f)中落入 S 型花岗岩区域。笔者认为, 敖包吐花岗岩为过铝质 S 型花岗岩。

大兴安岭南段中生代花岗岩广泛发育, 赵一鸣等(1997)总结出大兴安岭南段 155~140 Ma 的花岗岩类特征, 指出这个阶段的花岗岩类具有 S 型岩浆源区的性质, I 型花岗岩较少。本次研究发现的敖包吐 Pb-Zn 矿床 I 型花岗岩为大兴安岭成矿带较罕见的类型, 为该区的找矿勘察提供了借鉴。

用地球化学性质来判断源区性质和岩浆演化是现代岩石成因研究的基础(Zhou et al., 2013)。敖包吐花岗岩类的 Rb/Nb 比值为 7.25~18.24, 平均 9.85, 高于中国东部上地壳的平均 Rb/Nb 比值 6.8(高山等, 1999), 同样也高于上地壳的平均 Rb/Nb 比值 4.5(Taylor, 1995)。La/Yb 比值取决于地幔源区的成分。敖包吐花岗岩类 La/Yb 为 8.84~13.30, 远高于 1.0, 表明它是在地壳底部大压力下源区岩石脱水熔融形成的(王中刚等, 1989)。实验岩石学研究表明准铝质花岗岩通常是地壳玄武岩部分

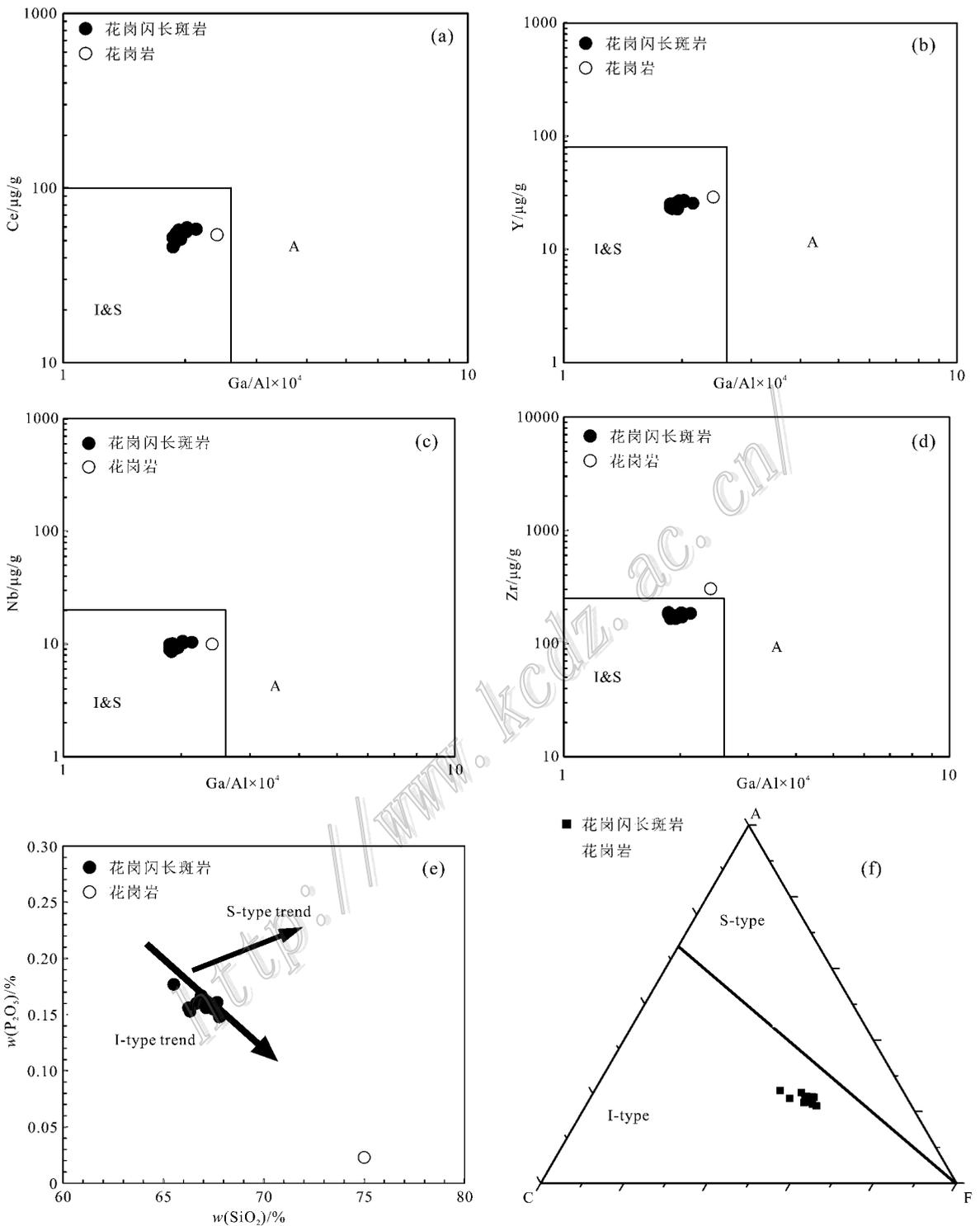


图9 (a) Ce与  $Ga/Al \times 10^4$  判别图 (b) Y与  $Ga/Al \times 10^4$  判别图 (c) Nb与  $Ga/Al \times 10^4$  判别图 (d) Zr与  $Ga/Al \times 10^4$  判别图 (a~d底图据 Whalen et al., 1987); (e)  $P_2O_5$  对比  $SiO_2$  图解, (f) ACF 图解 (Chappell et al., 1992)

I, S和A分别代表I型, S型和A型花岗岩, A, C, F分别代表  $Al_2O_3-Na_2O-K_2O$ , CaO和  $FeO$  (摩尔数)

Fig. 9 (a) Ce versus  $Ga/Al \times 10^4$ ; (b) Y versus  $Ga/Al \times 10^4$ ; (c) Nb versus  $Ga/Al \times 10^4$ ; (d) Zr versus  $Ga/Al \times 10^4$  (after Whalen et al., 1987) classification diagrams (e)  $P_2O_5$  versus  $SiO_2$ , (f) ACF diagram (after Chappell et al., 1992) I, S and A represent I-type, S-type and A-type granite, respectively, and A, C, F represent  $Al_2O_3-Na_2O-K_2O$ , CaO and  $FeO$  (in mole), respectively

熔融形成的,而过铝质花岗岩主要来自于沉积岩的部分熔融(Sisson et al., 2005; Patino-Douce et al., 1998a; 1998b)。在 C/MF 和 A/MF 图解(图 10a)中,敖包吐花岗闪长斑岩落入代表基性岩部分熔融的区域内,而敖包吐花岗岩落入变杂砂岩部分熔融的区域内。

敖包吐花岗岩全岩铅同位素变化很小,在铅构造模式图上样品集中分布于造山带和地幔演化线之间,其  $\mu$  值(9.31~9.34)较一致,高于地幔原始铅的  $\mu$  值(8~9),表明全岩铅源于上地幔。 $\omega$  值变化范围在 34.21~35.81,均低于平均地壳铅的  $\omega$  值(36.84),具有幔源铅的特征。通常,具有低  $\mu$  值的铅可能来自下地壳或上地幔(Stacey et al., 1975),低  $\mu$  值和低  $\omega$  值被认为是上地幔源(吴开兴等, 2002)。

全岩铅的 Th/U 比值变化于 3.56~3.71,与地壳的 Th/U 比值(约为 4)基本相当,揭示了壳源的特征。因此,敖包吐花岗岩全岩铅同位素组成低  $\mu$ 、低  $\omega$  值的特征指示了岩石铅来源于富 Th、亏 U 的源区。

运用高场强元素 Th/Yb-Ta/Yb(图 10b)图解判断岩浆岩的成因也是一种比较有效的方法,在图解中数据点落入俯冲带附近,并且具有分离结晶的演化趋势。在另一个高场强元素 Rb/Y-Nb/Y(图 10c)图解上,数据点落入下地壳和总地壳之间,反映它们起源于地壳深部。并显示出板内富集的趋势。另外,微量元素出现了 Nb、Ta、Ti 的负异常且较低的 Nb/La 比值(0.32~0.39)表明敖包吐花岗岩类不可能形成于软流圈的部分熔融(Miller et al., 1999)。这些花岗岩类的源区一定有与俯冲有关的物质的加入(刘红涛等, 2002)。毛景文等(2005)提出,大兴安岭南段是一个较特殊的地区,从侏罗纪到白垩纪,所形成的花岗岩一直都显示出大量地幔物质参与成岩过程,也就是花岗岩表现为壳幔同熔的产物,这可能和海西晚期大规模的壳幔分异和地壳增生有关。结合之前的分析,笔者认为敖包吐花岗岩类主要来自岩石圈地幔,并受到俯冲物质的混染。

## 5.2 成岩成矿时代与成矿构造背景

由于矿区内侵入岩仅见花岗闪长斑岩具有黄铜矿化、方铅矿化,其他侵入岩不含矿。所以笔者认为敖包吐矿区与成矿密切相关的岩浆侵入活动为花岗闪长斑岩的侵入,本文获得的敖包吐花岗闪长斑岩和花岗岩的锆石 U-Pb 年龄分别为  $(140.02 \pm 0.45)$  Ma 和  $(151.56 \pm 0.40)$  Ma,均代表岩体的侵入年龄,

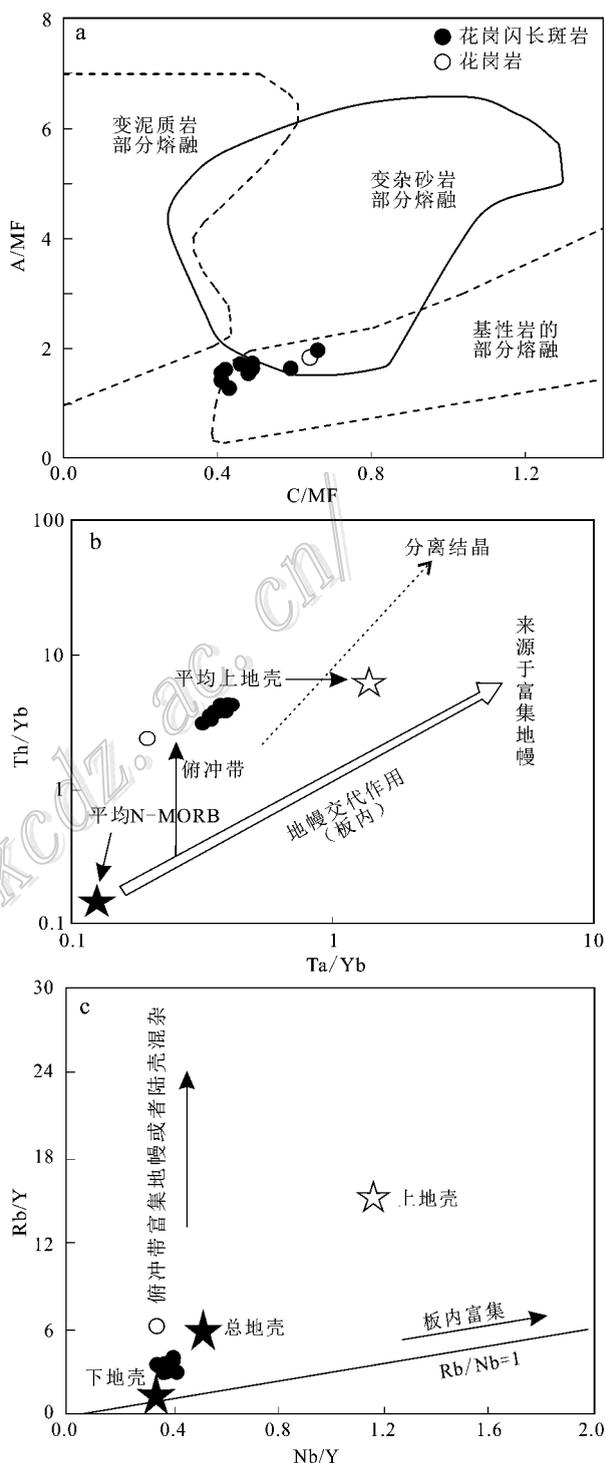


图 10 敖包吐铅锌矿 C/MF 对比 A/MF 图解(a, 据 Altherr et al., 2000) Ta/Yb 对比 Th/Yb 图解(b)及 Nb/Y 对比 Rb/Y 图解(c, 据李佐臣等, 2010 和其中的参考文献) Fig. 10 C/MF versus A/MF diagram (a, after Altherr et al., 2000), Ta/Yb versus Th/Yb diagram (b) and Nb/Y versus Rb/Y diagram (c, after Li et al., 2010 and the references therein) of the samples from the Aobaotu lead-zinc deposit

分别为早白垩世和晚侏罗世,属燕山期构造-岩浆活动的产物。

地质研究表明,敖包吐铅锌矿床的矿体分布于燕山期花岗闪长斑岩周围的断裂破碎带中,显示了它们的空间和成因联系,矿化类型的水平分带,围岩蚀变以中低温组合为特征(硅化、绢云母化、高岭土化、绿泥石化和碳酸盐化等),中低温的矿石矿物共生组合,这些和与花岗岩有关的热液脉状铅锌矿的一般特征基本一致。因此,敖包吐矿床的成因类型为与早白垩世花岗闪长斑岩有关的热液脉状矿床。根据成矿岩体的形成时间大致推断矿床形成时间在140.0 Ma左右。花岗闪长斑岩发生强烈的矿化蚀变特征也印证了这一点。矿区花岗岩与成矿无直接成因关系。此外,敖包吐铅锌矿床南侧仅25 km的半拉山隐爆角砾岩型钼矿床和北侧约30 km的敖仑花斑岩型铜钼矿床的年龄分布为136.1 Ma(闫聪等,2011)和129.4 Ma(舒启海等,2009),它们可能是同一期岩浆-成矿作用的产物。

敖包吐铅锌矿床所处的大兴安岭南段是传统意义上重要的多金属成矿带,以铅、锌、银、铁、锡、铜为主要金属矿产。研究表明,区内存在两期成矿作用:早期为三叠纪成矿,表现出矿种、矿床多样化的特征,矿化时代主要在245~224 Ma(毛景文等,2012),如白音诺尔铅锌矿床(江思宏等,2011),莲花山铜钼矿床(周振华等,2012)等,晚期中生代成矿作用高峰发生在130~150 Ma,形成大量的多金属矿床,如拜仁达坝银多金属矿床、维拉斯托铜多金属矿

床、黄冈铁锡矿床、大井铜多金属矿床等。

虽然对华北板块和西伯利亚板块以及两者之间的小块体群最终碰撞拼合的时间尚有不同认识,但多数学者认为两者最终于二叠纪末—早三叠世在索伦-贺根山一线拼合(李锦轶等,2009;代军治等,2006),区内逐渐由古亚洲构造域向濒太平洋构造域过渡。晚侏罗世之后,古太平洋板块向欧亚大陆的俯冲方向转变为北或北西向,古太平洋板块俯冲方向转变可能导致了我国北方构造体制大转变(毛景文等,2005),并加速了岩石圈的拆沉和软流圈物质的上涌。形成了大规模的火山喷发及岩浆侵入活动,并伴有强烈的多金属成矿作用。关于140 Ma左右的构造背景,赵越等(1994)认为东亚古亚洲洋构造系向环太平洋构造系主动陆缘体制的转变发生在中侏罗世。周振华等(2010)认为大兴安岭存在180~160 Ma和140~130 Ma两次成矿爆发期,前者与鄂霍茨克洋消亡及后碰撞造山有关,后者与构造体制转折背景下岩石圈减薄有关。闫聪等(2011)认为该区域150~130 Ma的成矿与中亚造山带东段的后碰撞环境有关,并受到与太平洋板块俯冲有关的弧后伸展的影响。可见140 Ma左右的构造背景是挤压向伸展转变期是学者们的共识。

在Rb/30-Hf-3Ta构造环境判别图解上(图11b),本区的花岗岩类均落入火山弧花岗岩(VAG)区域,并且靠近后碰撞花岗岩一侧。在Rb-(Yb+Ta)构造环境判别图(图11a)上,本区花岗岩类落入火山弧花岗岩区域,并且靠近板内花岗岩一侧。

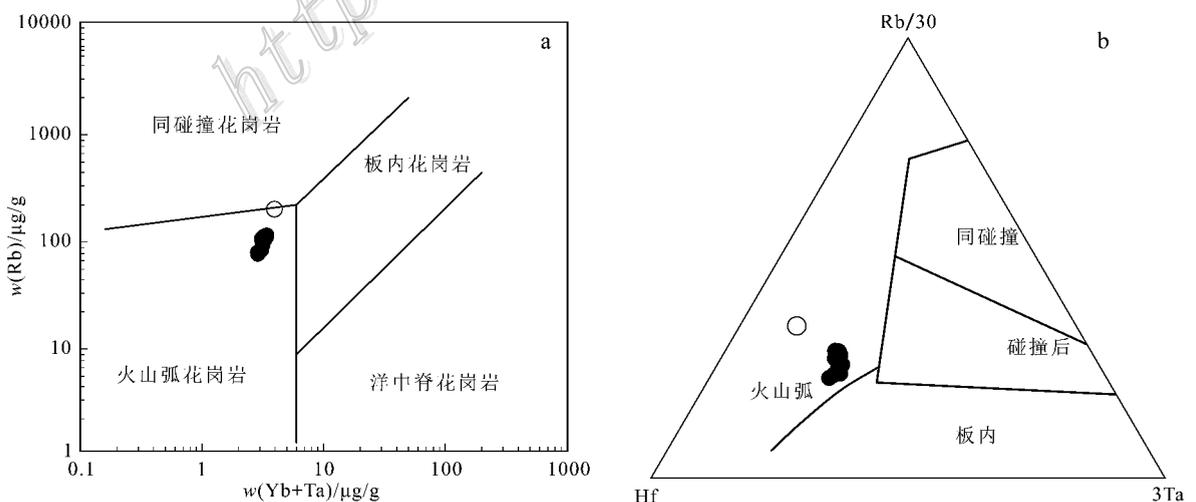


图 11 敖包吐铅锌矿床花岗岩类微量元素构造环境判别图解(图 a 据 Pearce et al., 1984; 图 b 据 Harris et al., 1986)

Fig. 11 Diagrams of the tectonic setting of trace elements for granitoids in the Aobaotu lead-zinc deposit

(Fig. a after Pearce et al., 1984; b after Harris et al., 1986)

侏罗纪末或白垩纪初,古太平洋向欧亚大陆俯冲,造成强烈的弧后伸展,诱发大规模陆壳或岩石圈地幔部分熔融,形成巨量燕山期花岗岩、火山岩及相关矿床(Chen et al., 2007)。因此笔者认为,敖包吐花岗岩与兴蒙造山带东段的后碰撞环境有关,并受到与古太平洋板块俯冲有关的弧后伸展的影响。

## 6 结 论

(1)敖包吐铅锌矿区的花岗闪长斑岩和花岗岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄分别为(140.02 ± 0.45) Ma (MSWD = 1.3) 和 (151.56 ± 0.40) Ma (MSWD = 1.2), 代表岩体的结晶年龄,与兴蒙造山带东段的后碰撞环境有关,并受到与古太平洋板块俯冲有关的弧后伸展的影响。

(2)敖包吐花岗闪长斑岩的  $w(\text{SiO}_2)$  为 65.51% ~ 67.85%, A/CNK 值(0.95 ~ 1.02) 均小于 1.1, A/NK > 1.0,  $\text{P}_2\text{O}_5$  的含量随着  $\text{SiO}_2$  含量的升高而降低,富集 Rb、Nd、K,亏损 Nb、Ta、P、Ti,应为准铝质 I 型花岗岩。敖包吐花岗岩具有高 Si,富  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{K}_2\text{O}$  等, A/CNK 值为 1.58, Rb/Sr 比值大于 0.9 为过铝质 S 型花岗岩。

(3)敖包吐花岗岩类主要来自岩石圈地幔,并受到俯冲物质的混染。

## 参考文献/References

白翠霞,李泊洋,苏士杰,高红霞,马少华. 2010. 敖包吐铅锌银多金属矿床地质特征及成矿规律[J]. 西部资源, 38(5):4-5.

代军治,毛景文,杨富全. 2006. 华北地台北缘燕辽钨(铜)成矿带矿床地质特征及动力学背景[J]. 矿床地质, 25(5):598-612.

冯祥发. 2010. 内蒙古兴安盟布敦化铜矿地质与地球化学特征研究[D]. 硕士学位论文. 北京:中国地质科学院.

高进路,肖成东,阎国翰. 2002. 东蒙地区燕山期三类成矿岩体地质地球化学特征[J]. 地质找矿论丛(3):152-160.

高山,骆庭川,张本仁,张宏飞,韩吟文,赵志丹, Hartmut Kern. 1999. 中国东部地壳的结构和组成[J]. 中国科学(D辑:地球科学)(3):204-213.

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,聂凤军,白大明,刘翼飞,刘妍. 2011. 内蒙古白音诺尔铅锌矿床印支期成矿的年代学证据[J]. 矿床地质, 30(5):787-798.

江思宏,梁清玲,刘翼飞,刘妍. 2012. 内蒙古大井矿区及外围岩浆

岩锆石 U-Pb 年龄及其对成矿时间的约束[J]. 岩石学报, (2): 495-513.

李锦轶,张进,杨天南. 2009. 北亚造山区南部及其毗邻地区地壳构造分区与构造演化[J]. 吉林大学学报:地球科学版, 39(4):584-605.

李佐臣,裴先治,丁仁平,刘战庆,李瑞保,孙雨,冯建,张亚峰. 2010. 川西北碧口地块老河沟岩体和筛子岩岩体地球化学特征及其构造环境[J]. 地质学报, (3):343-356.

刘红涛,孙世华,刘建明,翟明国. 2002. 华北克拉通北缘中生代高锆花岗岩类地球化学与源区性质[J]. 岩石学报, (3):257-274.

刘建明,张锐,张庆洲. 2004. 大兴安岭地区的区域成矿特征[J]. 地质前缘, 11(1):269-277.

毛景文,谢桂青,张作衡,李晓峰,王义天,张长青,李永峰. 2005. 中国北方中生代大规模成矿作用的期次及其地球动力学背景[J]. 岩石学报, (1):171-190.

毛景文,周振华,丰成友,王义天,张长青,彭惠娟,于森. 2012. 初论中国三叠纪大规模成矿作用及其动力学背景[J]. 中国地质, 35(6):1437-1471.

盛继福. 1999. 大兴安岭中段成矿环境与铜多金属矿床地质特征[M]. 北京:地震出版社.

舒启海,蒋林,赖勇,鲁颖淮. 2009. 内蒙古阿鲁科尔沁旗敖包吐花岗斑岩铜矿床成矿时代和流体包裹体研究[J]. 岩石学报(10): 2601-2614.

王德滋,刘昌实,沈渭洲,陈繁荣. 1993. 桐庐 I 型和相山 S 型两类碎斑熔岩对比[J]. 岩石学报, (1):44-54.

王中刚,于学元,赵振华. 1989. 稀土元素地球化学[M]. 北京:科学出版社.

吴开兴,胡瑞忠,毕献武,彭建堂,唐群力. 2002. 矿石铅同位素示踪成矿物质来源综述[J]. 地质地球化学, 30(3):73-81.

闫聪,孙艺,赖勇,马星华. 2011. 内蒙古半拉山钨矿 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 与辉钨矿 Re-Os 年龄及其成矿动力学背景[J]. 矿床地质, 30(4):616-634.

张旗,王焰,李承东,王元龙,金惟俊,贾秀勤. 2006. 花岗岩的 Sr-Yb 分类及其地质意义[J]. 岩石学报, (9):2249-2269.

张喜周,张振邦. 2003. 大兴安岭南段地质构造与成矿[J]. 矿产与地质, 17(增刊):298-301.

赵一鸣,张德全. 1997. 大兴安岭及其邻区铜多金属矿床成矿规律与远景评价[M]. 北京:地震出版社.

赵越,杨振宇,马醒华. 1994. 东亚大地构造发展的重要转折[J]. 地质科学, (2):105-119.

周振华,吕林素,冯佳睿,李超,李涛. 2010. 内蒙古黄岗夕卡岩型锡铁矿床辉钨矿 Re-Os 年龄及其地质意义[J]. 岩石学报, 26(3):667-679.

周振华,武新丽,欧阳荷根. 2012. 内蒙古莲花山铜银矿斜长花岗岩斑岩 LA-MC-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年、Hf 同位素研究及其地质意义[J]. 中国地质, 35(6):1472-1485.

Altherr R., Holl A. and Hegner E. 2000. High potassium, calc-alkaline I-

- type plutonism in the European Variscides: Northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany) [J]. *Lithos*, 50(1-3): 51-73.
- Chappell B W and White A J R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt [J]. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences (Trans. Earth Sci.)*, 83: 1-26.
- Chen Y J, Chen H Y, Zaw K, Pirajno F and Zhang Z J. 2007. Geodynamic settings and tectonic model of skarn gold deposits in China: An overview [J]. *Ore Geology Reviews*, 31(1-4): 139-169.
- Harris N B W, Pearce J A and Tindle A G. 1986. Geochemical characteristics of collision zone magmatism [A]. In: Coward M P, Reis A C, eds. *Collision tectonics* [C]. *Spec. Publ. Geol. Soc.*, 19(1): 67-81.
- Hassanen M A. 1997. Post-collision, A-type granites of Homrit Waggat complex, Egypt: Petrological and geochemical constraints on its origin [J]. *Precambrian Research*, 82(3): 211-236.
- Hoskin P and L Black. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon [J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 18(4): 423-439.
- Liu Y S, Gao S, Hu Z C, Gao C G, Zong K Q and Wang D B. 2010. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the trans-north China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in Zircons from mantle xenoliths [J]. *Journal of Petrology*, 51: 537-571.
- Miller C, Schuster R, Klötzli U, et al. 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis [J]. *Journal of Petrology*, 40(9): 1399-1424.
- Nasdala L, Hofmeister W, Norberg N, Martinson J M, Corfu F, Dyrer W, Kamo S L, Kennedy A K, Kronz A and Reiners P W. 2008. Zircon M257-a Homogeneous natural reference material for the Ion Microprobe U-Pb analysis of zircon [J]. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 32(3): 247-265.
- Patino-Douce A E and Johnston A D. 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: Implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107(2): 202-218.
- Patino-Douce A E and Beard J S. 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar [J]. *Journal of Petrology*, 36(3): 707-738.
- Patino-Douce A E and Harris N. 1998a. Experimental constraints on Himalayan Anatexis [J]. *Journal of Petrology*, 39(4): 689-710.
- Patino-Douce A E and McCarty T C. 1998b. Melting of crustal rocks during continental collision and subduction [A]. In: Hacker B R, Liu J G, eds. *When continents collide: Geodynamics of ultrahigh pressure rocks* [M]. Netherlands: Kluwer Academic Publisher. 27-55.
- Pearce J A, Harris N B W and Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks [J]. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983.
- Sisson T W, Ratajeski K, Hankins W B, et al. 2005. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148(5): 635-661.
- Stacey J T and Kramers J. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 26(2): 207-221.
- Sun S S and 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 and McLennan S M. 1995. The geochemical evolution of the continental crust [J]. *Rev. Geophys.*, 33(2): 241-265.
- Whalen J B, Currie K L and Chappell B W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407-419.
- Zhou Z H, Li B Y, Wang A S, Wu X L, Ouyang H G and Feng J R. 2013. Zircon SHRIMP U-Pb dating and geochemical characteristics of Late Variscan granites of the Daitongshan copper deposit and Lamahanshan polymetallic-silver deposit, southern Daxing'anling, China [J]. *Journal of Earth Science* 24(5): 772-795.