

# 黑龙江河口林场锡多金属矿床地质特征及矿床成因

王 硕<sup>1,2</sup>, 孙丰月<sup>2</sup>, 王 冠<sup>3</sup>, 刘 凯<sup>4</sup>, 李睿华<sup>5,6</sup>, 郭花利<sup>7</sup>

(1. 长安大学 地球科学与资源学院, 陕西 西安 710054; 2. 吉林大学 地球科学学院, 吉林 长春 130061; 3. 四川鑫顺矿业股份有限公司, 四川 成都 610041; 4. 中国地质调查局 沈阳地质调查中心, 辽宁 沈阳 110034; 5. 北京大学 地球与空间科学学院, 北京 100871; 6. 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; 7. 中化地质矿山总局 吉林地质勘查院, 吉林 长春 130033)

**摘 要:** 黑龙江河口林场锡多金属矿床位于我国东部大陆边缘完达山陆缘增生带内, 锆石 ICP-MS U-Pb 测年结果显示该矿床的成矿母岩体花岗斑岩形成于  $121.4 \pm 0.5$  Ma, 属早白垩世晚期, 成矿时间略晚于此。地球化学测试结果显示, 河口林场花岗斑岩  $\text{SiO}_2$  含量较高, 为 61.21% ~ 73.81%,  $\text{K}_2\text{O}$  含量较高, 为 3.74% ~ 4.61%,  $\text{Na}_2\text{O}$  为 0.06% ~ 0.20%, 属高钾钙碱性系列的 A 型花岗岩, 形成于伸展背景下。 $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} - \text{Yb}$ 、 $\text{K}/\text{Rb} - \text{Rb}$  等微量元素比值图解显示矿体的形成与壳-幔岩浆的混合作用有关。中生代晚期(130~120 Ma)我国东部进入地壳伸展减薄的高峰期, 古太平洋板块的持续西向俯冲使区内岩石圈不断增厚发生拆沉, 软流圈地幔直接加热下地壳使其部分熔融导致壳幔混合作用的发生, 形成的岩浆携带大量成矿物质沿伸展作用形成的空间上侵, 并于运移过程中不断萃取沿途围岩中的有用组分, 随后就位于三叠纪地层内, 岩浆演化晚期, Sn、W 等金属元素随流体不断聚集在岩浆房顶部及构造薄弱处, 随着温度、压力等物化条件的改变, 最终沉淀于岩体与地层的内外接触带成矿。本次研究确定了该矿床为区内发现的首例斑岩型锡多金属矿, 与东侧俄罗斯境内的锡霍特-阿林锡多金属成矿省具有良好的亲缘性, 为该成矿省在我国境内的延伸部分, 其发现为我国东北地区锡矿的探寻工作提供了新的思路。

**关键词:** 斑岩型锡多金属矿床; 矿床成因; 锡霍特-阿林锡成矿省; 完达山; 河口林场

中图分类号: P618.44

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2017)03-0312-17

## Geological characteristics and genesis of the Hekoulinchang tin-polymetallic deposit in Baoqing, Heilongjiang Province

WANG Shuo<sup>1,2</sup>, SUN Feng-yue<sup>2</sup>, WANG Guan<sup>3</sup>, LIU Kai<sup>4</sup>, LI Rui-hua<sup>5,6</sup> and GUO Hua-li<sup>7</sup>

(1. College of Earth Sciences and Resources, Chang'an University, Xi'an 710054, China; 2. College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun 130061, China; 3. Sichuan Xinshun Mineral Limited Liability Corporation, Chengdu 610041, China; 4. Shenyang Center of Geological Survey, China Geological Survey, Shenyang 110034, China; 5. School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China; 6. MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 7. Jilin Geological Exploration Institute of China Chemical Geology and Mine Bureau, Changchun 130033, China)

**Abstract:** The Hekoulinchang porphyry tin-polymetallic deposit is located in the Wandashan epicontinental accretional terrane, which is a part of China's eastern margin in the Circum-Pacific Metallogenic Belt. On the basis of previous geological and geochemical studies, this paper first reports ICP-MS zircon U-Pb age of  $121.4 \pm 0.5$  Ma for granite porphyry, which indicates that the deposit was formed in late period of Late Cretaceous. Geochemical analysis indicates that rock samples of the Hekoulinchang granite porphyry show high content of

收稿日期: 2016-11-28; 接受日期: 2017-01-20

基金项目: 中国地质调查项目(1212011085485, DD20160346); 中央高校基本科研业务费专项资金项目(310827161011)

作者简介: 王 硕(1984-), 男, 讲师, 从事矿床地质学、成矿作用研究, E-mail: iamsure1984@163.com; 通讯作者: 孙丰月(1963-), 男, 教授, 从事矿床地质学、区域成矿作用研究, E-mail: sfy@jlu.edu.cn.

SiO<sub>2</sub>(61.21% ~ 73.81%), K<sub>2</sub>O (3.74% ~ 4.61%) and lower content of Na<sub>2</sub>O (0.06% ~ 0.20%). The Hekoulinchang granite porphyry can be classified as high K calc-alkaline A-type granites. The magmatism in this area occurred in an extensional tectonic setting, and the diagrams of Yb-(La/Yb)<sub>N</sub> and Rb-K/Rb show that mantle-derived materials played an important role in the generation of the magma. The lithospheric thinning in eastern China took place in the Late Mesozoic, and maximally thinned in Early Cretaceous (130~120 Ma). It is thus considered that the lithospheric thinning was related to the subduction of paleo-Pacific plate in the east, which resulted in the lithospheric thickening and subsequent delamination, leading therefore to the direct contact between the asthenospheric mantle and the crust. The heating from the asthenosphere on the crust subsequently caused the W-Sn ore-related deep-seated magma to trigger the fluids to circulate and leach out ore-forming elements from sedimentary rocks underlain by the wall rock of the deposit, thus forming the Hekoulinchang porphyry tin-polymetallic deposit in endo- and exo-contact zone between the strata and the intrusion. The Hekoulinchang porphyry tin-polymetallic deposit is the first case in Wandashan epicontinental accretional belt which has an affinity with Sikhote-Alin tin province, and its discovery offers a new thought of tin exploration in Northeast China.

**Key words:** porphyry tin-polymetallic deposit; ore genesis; Sikhote-Alin tin province; Wandashan; Hekoulinchang

**Fund support:** Project of China Geological Survey (1212011085485, DD20160346); Fundamental Research Funds for the Central Universities (310827161011)

完达山陆缘增生带位于我国黑龙江省东部边境地区,与锡霍特-阿林陆缘增生带西南缘以中俄国境线相接,在地层、古生物和岩石特征等方面二者具有极大的相似性,据此,地质学家普遍认同完达山和锡霍特-阿林地区中生代以来为同一大型地质单元,并将它们统称为完达山-锡霍特-阿林地体(Kojima, 1989; 水谷伸治郎等, 1989; 邵济安等, 1992; 田东江, 2007; Zhang *et al.*, 2013; Wilde, 2015; Tang *et al.*, 2016)(图1)。锡霍特-阿林陆缘增生带位于俄罗斯东南远东地区,是俄境内最重要的锡多金属成矿省。区内产出规模不等的锡矿床 500 余个,提供了整个俄罗斯锡需求总量的近 70%(Gonevchuk *et al.*, 2010),主要的成矿带有 Komsomolsk-Badzhai (Khabarovsk 地区)和 Kavaleroovo。该区锡矿床多形成于中生代晚期,同位素年代学研究结果显示出 3 个成矿作用的高峰期,分别为 96、63 和 55 Ma (Ognyanov, 1986; Rodionov, 2000, 2005; Korostelev *et al.*, 2004; Nokleberg, 2010)。这种脉冲式的成矿作用不仅表现在具有一定规模的成矿带内,在一些独立的锡多金属矿床中也显示出多期的成矿作用(Gonevchuk *et al.*, 2010)。这是中生代晚期以来(130 Ma~)较长地史时期内持续的构造活动

在不同阶段对锡霍特-阿林锡多金属成矿省成矿作用的影响。

作为与锡霍特-阿林锡多金属成矿省(以下简称成矿省)延入我国境内的部分,完达山陆缘增生带多年来未见有关锡矿床方面的报道,河口林场锡多金属矿床的发现填补了这一方面的空缺。本文通过对该矿床岩、矿相学及成矿母岩的岩石地球化学等方面的研究,探讨其矿床成因,以期能为完达山地区锡矿床的找寻工作提供帮助。

## 1 区域地质

完达山陆缘增生带位于黑龙江省东部边缘地区,是我国境内环太平洋构造域的重要组成部分。其西侧以跃进山断裂为界与布列亚-佳木斯地块相邻,南部为兴凯地块,东部为俄境内的锡霍特-阿林陆缘增生带(图1)。完达山地区发育我国东部最完整的中生代深海沉积地层,主要由晚三叠-中侏罗世放射虫深海硅质岩组成,并夹持镁铁-超镁铁质杂岩和晚古生代浅海沉积岩(黑龙江省地质矿产局, 1987<sup>①</sup>, 1993; 张世红等, 1991),主要地层有中三叠统-下侏罗统大佳河组(T<sub>2</sub>J<sub>1</sub>d)灰白色、灰紫色硅质

① 黑龙江省地质矿产局. 1987. 黑龙江省东北部完达山地区早中生代地质特征研究报告.

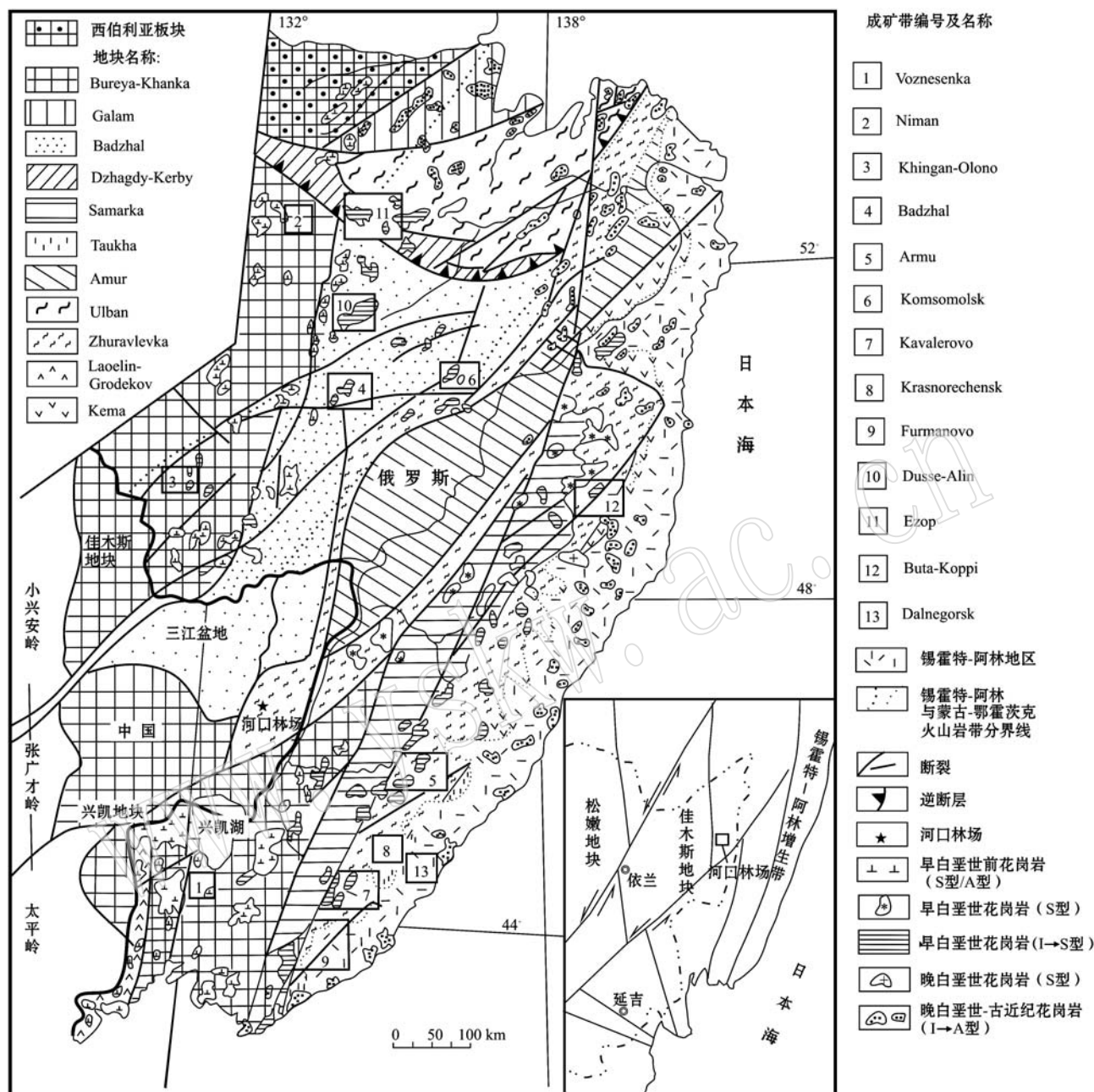


图 1 锡霍特-阿林-完达山陆缘增生带地质简图及构造位置图(据 Gonevchuk 等, 2010)

Fig. 1 Sketch geological map of tin-polymetallic deposits in Wandashan-Sikhote-Alin epicontinental accretional belt (after Gonevchuk *et al.*, 2010)

岩夹硅质、粉砂质板岩、细砂岩, 上三叠统-下侏罗统大岭桥组( $T_3J_1dl$ )砂质板岩夹硅质岩和少量基性火山岩, 下白垩统皮克山组( $K_1p$ )中性、中酸性火山岩组合和第四系。外来岩块主要为石炭-二叠纪石灰岩和三叠纪-中侏罗世深海硅质岩。150~131 Ma 期间, 中国东部经历了显著的板块俯冲-走滑过程, 致使完达山陆缘增生带就位于现今位置(程瑞玉,

2006)。

完达山地区经历了复杂的地质构造演变过程, 变质作用强烈, 褶皱、断裂构造非常发育。可分为早侏罗世和早白垩世构造运动, 早侏罗世时期构造线方向以 SN 向及 NNE 向为主, 早白垩世构造线方向则以 NE、NW 向为主。区内花岗质岩石较为发育, 主要分布在研究区东部, 呈 NNE 向展布。

## 2 矿床地质特征

勘查结果显示,河口林场锡多金属矿床锡(333+334)金属量达20 000吨,银236吨,铅15 000吨,锌38 000吨,硫18 000吨。依据多金属矿体的规模标准要求,锡、银达到中型,铅、锌可达小型标准<sup>①</sup>。矿区出露地层主要为:中三叠统-下侏罗统大佳河组( $T_2J_1d$ )灰白色、灰紫色硅质岩夹硅质、粉砂质板岩和细砂岩;上三叠-下侏罗统大岭桥组( $T_3J_1dl$ )以砂

板岩夹硅质板岩为主,局部有黄绿色、土黄色中细粒岩屑长石砂岩,与下覆大佳河组为连续沉积接触关系;下白垩统皮克山组( $K_1p$ )主要出露于矿区南东端,为一套中性、中酸性火山岩组合,主要为流纹岩不整合覆盖于三叠系之上。矿区侵入岩主要为绢英岩化花岗斑岩( $\gamma\pi$ ),呈NE向展布,与区域构造线方向一致。锡铅矿化产在岩体与大佳河组的侵入接触带两侧。地质工程(钻孔、探槽)揭露的地质证据及已有的物化探资料显示,矿区内花岗斑岩体即为河口林场锡多金属矿床的成矿母岩<sup>①</sup>(图2)。

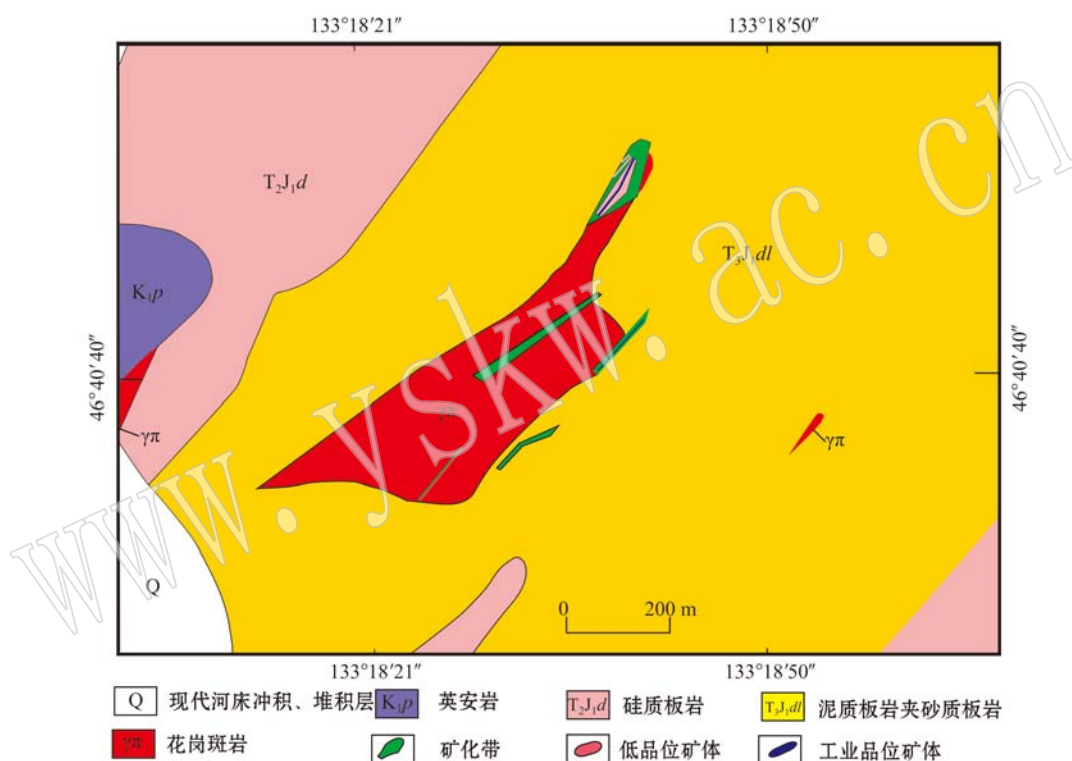


图2 河口林场锡矿床地质略图

Fig. 2 Sketch geological map of the Hekoulinchang tin deposit

矿体产于花岗斑岩内外接触带。与成矿有关的花岗斑岩为灰白色,中粗粒(中细粒)斑状结构,块状构造。斑晶含量约30%,主要为长石、石英和黑云母,其中黑云母几乎全部绢云母化,只保留矿物颗粒的外形。基质含量约70%,均为微细粒长英质矿物,主要为长石、石英,有少量黑云母,其中黑云母与斜长石同样发生绢云母化。岩体中金属硫化物发育(图3a、3b)。粉砂质泥质板岩呈灰绿色,变余泥质结构,板状构造,主要由粉砂级石英、长石和泥质组成,

见少量的绢云母,石英脉与碳酸盐脉先后沿裂隙灌入其中(图3c),其中石英脉含多金属硫化物(图3d、3e、3f),碳酸盐脉中则主要为黄铁矿。

区内矿体以脉状产出,走向为北东 $20^{\circ}\sim 25^{\circ}$ 方向,与区域构造线方向一致,倾向 $280^{\circ}$ 左右,倾角 $40^{\circ}\sim 65^{\circ}$ 之间。地表出露以锡、铅矿体为主,厚度相对较薄,一般在1~3 m之间,最厚可达11 m;深部以锡、铅、锌、铜等多金属矿体和金属硫化物为主。控制厚度一般在5~8 m,最厚的锡工业品位矿体可

① 黑龙江省第六地质勘察院. 2013. 黑龙江省宝清县河口林场锡铅矿普查阶段性成果报告.



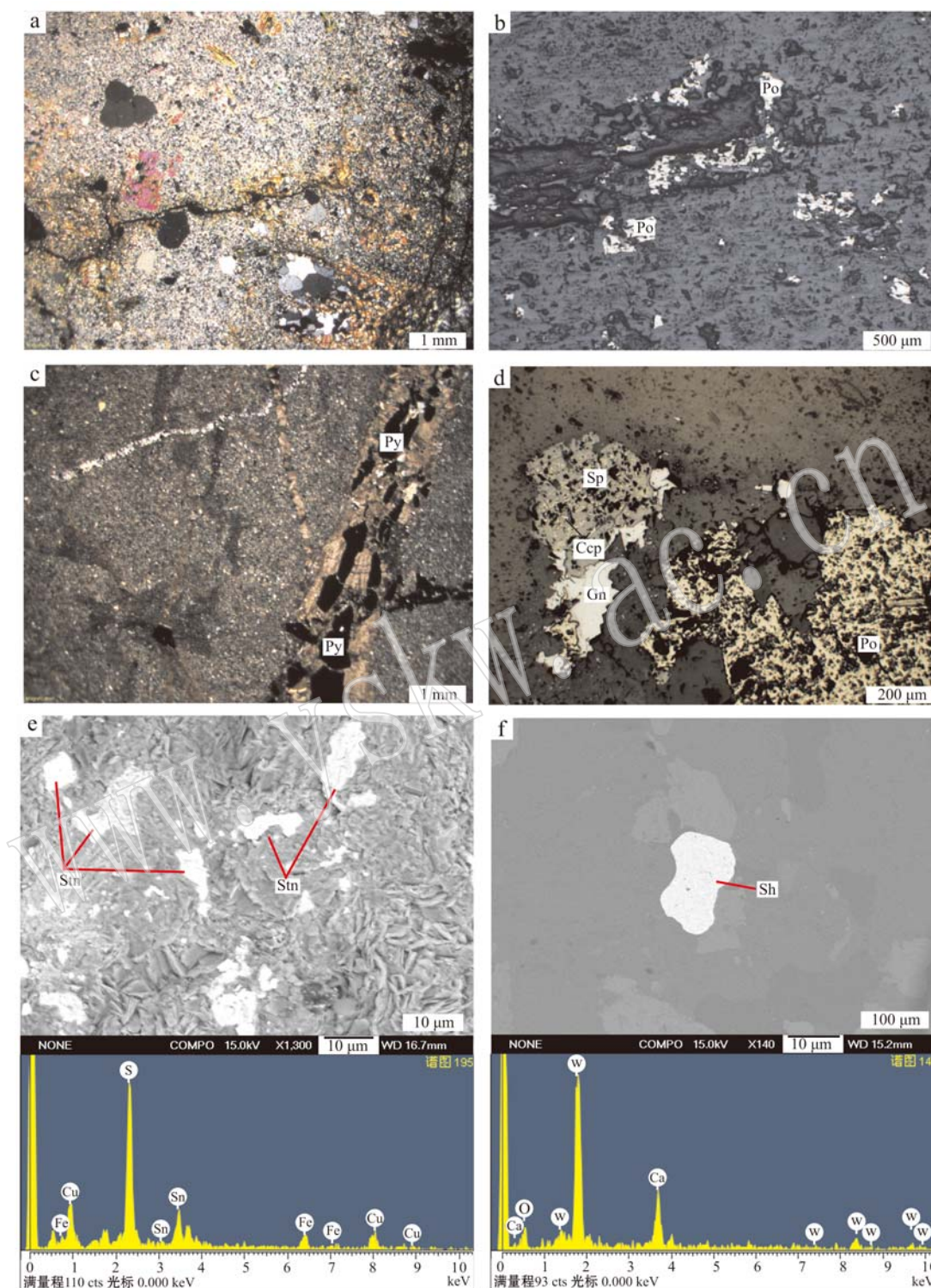


图 3 河口林场锡矿床典型矿石显微照片

Fig. 3 Microscopic images of typical minerals in the Hekoulinchang tin-polymetallic deposit

a—矿化蚀变花岗斑岩(正交偏光); b—矿化花岗斑岩中磁黄铁矿(反射光); c—矿化泥质岩中(早期)石英脉和(晚期)碳酸盐脉(反射光); d—石英脉中多金属硫化物(反射光); e—矿化花岗斑岩中黝锡矿(电镜照片); f—矿化花岗斑岩中白钨矿(电镜照片); Py—黄铁矿; Po—磁黄铁矿; Sp—闪锌矿; Ccp—黄铜矿; Gn—方铅矿; Stn—黝锡矿; Sh—白钨矿

a—mineralized granite porphyry (crossed nicols); b—pyrrhotite in mineralized granite porphyry (reflected polarized light); c—quartz vein and carbonate vein in mineralized pelite (reflected light); d—polymetallic sulfide in quartz vein (reflected light); e—stannite in mineralized granite porphyry (stereoscan photograph); f—scheelite in mineralized granite porphyry (stereoscan photograph); Py—pyrite; Po—pyrrhotite; Sp—sphalerite; Ccp—chalcopyrite; Gn—galena; Stn—stannite; Sh—scheelite

达 20 m。矿化类型根据矿物共生组合分为 3 种类型: 早期的石英-多金属硫化物脉状-网脉状矿化、中期的黄铁绢英岩化浸染状矿化、晚期的碳酸盐-黄铁矿脉状-网脉状矿化。主要矿石矿物有黝锡矿(图 3e)、方铅矿、白钨矿(图 3f)、黄铜矿和闪锌矿等, 次要矿石矿物为黄铁矿和磁黄铁矿等。主要蚀变作用为绢云母化、绿泥石化、硅化和褐铁矿化等, 其中与成矿作用关系密切的为硅化和绢云母化。上述特征结合野外观察显示, 河口林场锡矿床应为斑岩型锡多金属矿。

### 3 样品采集与分析

本次研究对矿区内矿体赋存部位进行了详细的野外观察, 对成矿母岩体即花岗斑岩进行了分析测试, 所采样品呈浅肉红色, 斑状结构, 基质为细粒花岗结构, 其中斑晶为斜长石和石英, 含量约占 25%~30%, 粒度大小不等。

样品送至广州澳实检测中心进行常量微量及稀土元素含量测定。常量元素分析采用 X 荧光光谱仪(PANalytical Axios AdvPW4400); 微量元素分析采用电感耦合等离子体质谱仪(Elan 9000)测定完成。

锆石测年样品选取与成矿关系最为密切的花岗斑岩, 矿物挑选在河北省廊坊市区地质调查研究所进行。先用常规方法将矿化了的流纹斑岩粉碎至 80~100 目, 之后经过淘洗和电磁方法进行分离, 并在双目镜下将具有较好晶形且无明显裂痕和包裹体

的锆石挑选出来, 粘贴在树脂表面并打磨抛光, 然后进行透射光、反射光和阴极发光(CL)图像采集。锆石的制靶、显微图像采集以及 U-Pb 同位素分析在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成, 采用 Agilent7500 型 ICP-MS 和 ComPex102 ArF 准分子激光器以及 GeoLas200M 光学系统联机进行, 通过直径为 30  $\mu\text{m}$  的激光束击打锆石颗粒, 剥蚀样品深度为 20~40  $\mu\text{m}$ (Yuan *et al.*, 2004)。锆石年龄采用国际标准锆石 91500 作为外标标准物质, 元素含量采用 NIST SRM610 作为外标,  $^{29}\text{Si}$  作为内标。实验测得的数据采用 Andersen(2002)的方法进行同位素比值的校正以去除普通 Pb 的影响, 谐和图的绘制则采用 Isoplot3.0 完成(Ludwing, 2001), 得出的同位素比值和年龄的误差均在  $1\sigma$  水平。

### 4 分析结果

#### 4.1 主量元素

河口林场锡多金属矿床花岗斑岩的主量元素含量见表 1。岩体  $\text{SiO}_2$  含量为 61.21%~73.81%, 个别样品受热液影响导致  $\text{SiO}_2$  含量偏低, 碱金属元素中  $\text{K}_2\text{O}$  含量较高, 为 3.74%~4.61%,  $\text{Na}_2\text{O}$  为 0.06%~0.20%,  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  含量为 3.54%~4.67%, 在  $\text{NaO} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  图解(图 4a)和  $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  图解(图 4b)中, 与成矿省内和成矿作用有关的花岗质岩石均落入亚碱性系列中高钾钙碱性系列范围内。 $\text{TiO}_2$  含量偏高, 为 0.43%~0.52%。岩石富

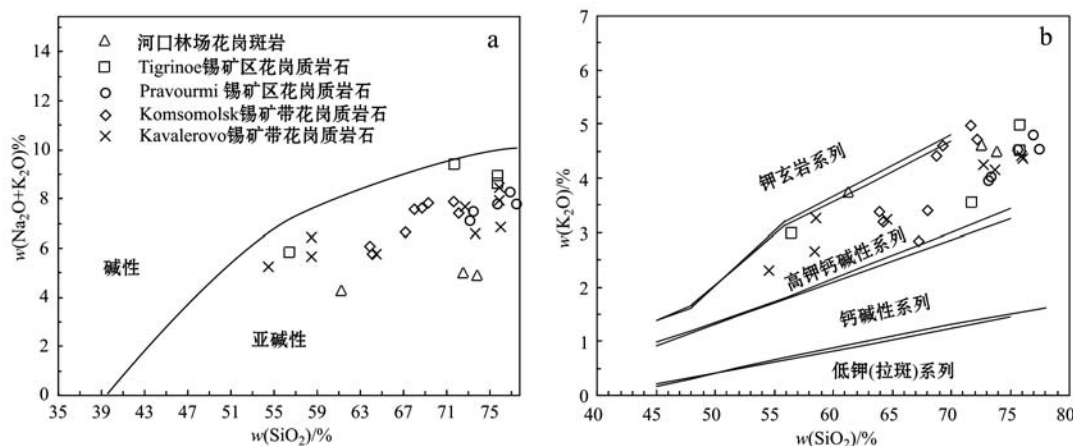


图 4 河口林场锡矿区花岗斑岩和成矿省内与成矿有关的花岗质岩石  $\text{NaO} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  图解(据 Rickwood, 1989)和  $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  图解(据 Peccerillo and Taylor, 1976)

Fig. 4  $\text{NaO} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (after Rickwood, 1989) and  $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (after Peccerillo and Taylor, 1976) diagrams of the granitoids from Wandashan-Sikhote-Alin epicontinental accretional belt

表 1 完达山-锡霍特-阿林锡陆缘增生带与成矿有关花岗岩岩石主量元素( $w_B/\%$ )、微量及稀土元素( $w_B/10^{-6}$ )分析结果  
Table 1 Major ( $w_B/\%$ ), rare earth and trace elements ( $w_B/10^{-6}$ ) compositions of the Wandashan-Sikhote-Alin epicontinental accretional belt

矿床 岩性	河口林场锡多金属矿床				Tigrinoe 矿床				Pravoumri 矿床			
	花岗岩斑岩		Bolsnoi 花岗岩		Malvi 中粒花岗岩	Malvi 斑状花岗岩	Malvi 二长闪长岩	Verkhneumri 黑云母花岗岩	Verkhneumri 花岗岩	Verkhneumri 黑云母花岗岩	Verkhneumri 浅色花岗岩	Verkhneumri 浅色花岗岩
SiO <sub>2</sub>	73.81	72.58	61.21	75.74	75.73	71.72	56.45	73.22	73.44	75.66	77.46	76.91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.75	15.16	13.13	13.34	13.18	16.18	16.37	14.40	13.85	12.75	11.54	11.56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.01	2.57	9.15	0.20	0.17	0.23	1.21	1.13	0.28	0.70	0.94	0.74
FeO	0	0	0	0.55	0.60	0.55	6.03	1.06	1.66	0.99	0.59	0.43
CaO	0.02	0.02	1.93	0.48	0.45	0.36	6.13	1.70	1.42	1.35	0.95	0.98
MgO	0.76	0.77	1.28	0.13	0.10	0.12	5.63	0.42	0.90	0.49	0.04	0.12
Na <sub>2</sub> O	0.07	0.06	0.20	4.00	4.13	5.87	2.87	3.17	3.45	3.25	3.23	3.49
K <sub>2</sub> O	4.50	4.61	3.74	4.98	4.52	3.56	2.99	3.94	4.01	4.52	4.51	4.80
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.01	<0.01	<0.01	0.06	0.03	0.01	0.75	0.21	0.19	0.11	0.07	0.07
TiO <sub>2</sub>	0.50	0.52	0.43	0.01	0.03	0.09	0.15	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03
MnO	0.01	0.01	0.11	0.01	0.03	0.05	0.4					
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.043	0.062	0.125	0.02	0.03							
SnO	<0.01	<0.01	<0.01									
BaO	0.05	0.05	0.05									
LOI	2.49	2.72	6.94									
Total	99.01	99.13	98.29	99.51	98.97	98.74	98.98	99.84	99.63	100.28	100.09	99.65
Ce	25.3	29.1	49.9					66.2	65.2	62.2	45.3	47.5
Dy	1.85	2.05	3.11					7.05	5.49	7.72	4.24	7.17
Er	1.16	1.32	1.73					4.37	3.28	5.12	2.57	4.89
Eu	0.33	0.42	0.57					0.653	0.654	0.272	0.134	0.144
Gd	1.95	2.17	3.42					6.44	5.43	6.67	3.99	5.95
Ho	0.39	0.43	0.61					1.48	1.14	1.67	0.87	1.56
La	14.1	16.3	24.5					30.1	30.2	26.2	18.7	18.2
Lu	0.22	0.24	0.29	50	55	86	21	0.659	0.497	0.793	0.409	0.760
Nb	15	15.3	12.8					29	13	18	18	11
Nd	11.5	12.7	20.2					28.2	27.1	27.0	20.2	21.1
Pr	3.19	3.57	5.53					7.88	7.68	7.49	5.72	5.73
Rb	320	327	244					247	182	245	303	305
Ba	499	475	481									
Th	11.90	11.35	10.80									
U	2.15	2.16	2.55									
Zr	176	182	148									
Hf	4.6	4.7	4.0									
Sr	8.2	7.9	31.8									
Ga	20.8	19.5	22.3									
Ti	3 000	3 120	2 580									
Sm	2.30	2.63	4.14									
Sn	750	733	846	21	28	38	4	6.21	5.51	6.32	4.66	5.59
Tb	0.31	0.34	0.54					1.110	0.899	1.160	0.694	2
Tm	0.20	0.21	0.27					0.683	0.510	0.805	0.410	1.050
W	17	15	12	32	53	302	30					0.786
Y	11.4	12.3	17.3	125	357	27	19	41.5	30.5	45.9	19.3	40.9
Yb	1.31	1.41	1.72					4.33	3.28	5.32	2.68	5.10
ΣREE	64.11	72.89	116.53					165.365	156.870	158.740	110.574	125.530

续表 1  
Continued Table 1

矿床 岩性	Komsomolsk 矿区						Kavalerovo 矿区					
	Puril 花岗岩	Puril 花岗岩	Silinka 花岗岩	Silinka 花岗岩	Silinka 花岗岩	Silinka 花岗岩	Chalba 花岗岩	Chalba 花岗岩	Berezovka Ararat 杂岩体	Novogorka glovsky 杂岩体	Shunny 杂岩体	
SiO <sub>2</sub>	68.07	67.28	63.93	64.23	69.34	72.17	68.75	71.69	54.60	58.60	76.10	72.80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.64	16.48	15.21	15.31	14.21	13.35	14.38	13.67	15.91	16.92	12.34	13.94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.13	0.05	3.53	1.24	2.23	0.80	1.77	1.50	2.32	2.65	1.13	0.93
FeO	3.95	3.00	2.56	4.41	1.78	1.46	2.68	2.00	6.54	2.94	0.73	1.82
CaO	2.52	3.79	4.40	4.60	2.39	2.32	2.41	1.72	6.38	5.16	1.11	1.69
MgO	1.20	1.60	2.98	3.02	1.28	1.10	1.02	0.42	5.56	4.55	0.21	0.22
Na <sub>2</sub> O	4.18	3.78	2.68	2.56	3.25	2.68	3.19	2.93	2.91	3.14	2.50	3.42
K <sub>2</sub> O	3.40	2.82	3.37	3.17	4.58	4.71	4.40	4.96	2.30	3.26	4.35	4.22
TiO <sub>2</sub>	0.56	0.58	0.47	0.47	0.33	0.26	0.48	0.30	1.13	0.75	0.21	0.25
MnO	0.09	0.06	0.09	0.13	0.07	0.01	0.08	0.05	0.45	0.41	0.01	0.20
Total	99.86	99.88	100.08	99.56	99.98	99.64	99.98	99.78	99.47	99.23	99.94	100.09
Ce	49.3	52.0	56.9	56.6	69.4	77.5	76.8	82.9	78.6	60.6	70.0	80.6
Dy	2.42	2.40	4.76	3.92	3.85	3.75	4.82	3.94	5.43	4.02	2.77	3.68
Er	1.38	1.37	2.86	2.40	2.39	2.30	3.02	2.31	3.09	2.26	1.73	2.43
Eu	0.806	1.020	0.803	0.807	0.591	0.574	0.715	0.487	1.140	1.200	0.483	0.679
Gd	2.85	2.91	4.87	4.02	4.01	4.19	4.92	4.10	6.54	4.75	2.99	3.54
Ho	0.481	0.448	0.962	0.783	0.806	0.768	1.020	0.794	1.090	0.817	0.578	0.874
La	24.3	26.4	26.2	26.4	34.0	37.3	37.1	39.1	36.1	28.5	35.5	29.0
Lu	0.213	0.203	0.428	0.369	0.383	0.372	0.497	0.349	0.448	0.345	0.324	0.368
Nb	17	15	10	11	18	14	17	29	13	8	6	10
Nd	19.4	20.0	23.5	22.9	24.5	28.0	28.9	27.3	36.0	27.1	23.2	16.7
Pr	5.66	5.88	6.65	6.49	7.64	8.63	8.57	8.34	9.66	7.31	7.27	7.16
Rb	141	104	185	140	210	206	220	206	115	210	148	102
Sm	3.51	3.38	4.84	4.41	4.38	4.95	5.47	4.86	7.15	5.16	3.81	5.27
Sn	3	3	9	5	16	3	9	19	5	17	8	7
Tb	0.425	0.411	0.764	0.656	0.625	0.644	0.763	0.660	0.928	0.692	0.462	0.742
Tm	0.202	0.196	0.426	0.361	0.372	0.348	0.492	0.373	0.454	0.343	0.297	0.367
Y	13.4	13.3	28.4	23.1	22.6	22.2	28.4	22.0	29.4	22.3	16.4	23.8
Yb	1.41	1.31	2.78	2.33	2.47	2.31	3.25	2.46	2.97	2.17	2.06	2.34
ΣREE	112.357	117.928	136.743	132.446	155.417	171.636	176.337	177.973	189.600	145.267	151.474	146.051
												101.435
												196.584
												117.324
												92.592

注: 除本文所测的 3 个数据外, 其他数据均引自 Goneychuk 等(2010)。

铝, 贫 Mg 和 Ca,  $Al_2O_3$  含量在 13.13%~15.16% 之间, A/CNK 值在 1.66~2.95 之间, MgO 含量为 0.76%~1.28%, CaO 含量为 0.02%~1.93%。全铁含量( $Fe_2O_3^T$ )介于 2.01%~9.15%, 个别样品铁含量偏高可能受褐铁矿化蚀变的影响。

## 4.2 稀土元素

河口林场锡多金属矿床花岗斑岩的稀土和微量元素含量见表 1。河口林场锡矿花岗斑岩稀土元素总量较低,  $\Sigma REE$  值为  $64.11 \times 10^{-6} \sim 116.53 \times 10^{-6}$ , LREE/HREE 值为 6.67~8.96,  $(La/Yb)_N$  为 7.26~9.60, 属轻稀土元素富集的右倾型,  $\delta Eu$  值介于 0.44~0.52, 呈明显的 Eu 负异常特征。与成矿省内和成矿有关花岗质岩石相比, 河口林场锡矿区花岗斑岩稀土元素总量属中等偏下, 但它们整体均显示出“海鸥式”配分模式, 绝大部分样品均无明显 Ce 异常现象, 在稀土元素配分图上具有较为一致的型式(图 5a)。稀土元素特征和所谓“海鸥式”曲线型式是判断 A 型花岗岩的重要标准之一(Whalen *et al.*, 1987), 河口林场花岗斑岩与成矿省内花岗质岩石的稀土元素均符合这一特征。

## 4.3 微量元素

河口林场花岗斑岩样品富集 Rb( $244 \times 10^{-6} \sim 327 \times 10^{-6}$ )、U( $2.15 \times 10^{-6} \sim 2.55 \times 10^{-6}$ )等大离子亲石元素和 Nb( $12.8 \times 10^{-6} \sim 15.3 \times 10^{-6}$ )、Zr( $148 \times 10^{-6} \sim 182 \times 10^{-6}$ )、Hf( $4.0 \times 10^{-6} \sim 4.7 \times 10^{-6}$ )等高场强元素, 微量元素蛛网图中显示明显的 Sr( $7.9 \times 10^{-6} \sim 31.8 \times 10^{-6}$ )亏损(图 5b), 与稀土元素配分曲线中 Eu 异常现象相对应, 可能与斜长石的

分离结晶作用有关。岩体中 Ga( $19.5 \times 10^{-6} \sim 22.3 \times 10^{-6}$ )含量较高, Ti 含量中等偏高, 应受控于岩体中的钛铁矿, 这与成矿省内与成矿有关的花岗质岩石均为钛铁矿系列相互印证(Gonevchuk *et al.*, 2010)。Sn 含量在  $733 \times 10^{-6} \sim 846 \times 10^{-6}$ , 远远高于地壳中 Sn 元素的平均含量( $2.2 \times 10^{-6}$ )。图中阴影部分的锡霍特-阿林陆缘增生带内与锡矿床有关的花岗质岩石与河口林场花岗斑岩微量元素蛛网图型式相似, 暗示它们应形成于相似的构造背景。

## 5 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年

### 5.1 锆石特征

构造岩浆活动为内生金属矿床提供了成矿物质及热源, 使流体在运移过程中能更好地携带并萃取围岩中的成矿组分, 是热液矿床形成的重要先决条件。为限定岩浆热液活动的时限, 在河口林场锡矿区选取了成矿母岩即花岗斑岩进行了锆石 U-Pb 年代学测试。花岗斑岩中锆石自形程度较高, 颗粒较大, 长柱状, 长度多为 50~140  $\mu m$ , 长短轴比例为 2:1~3:1。阴极发光图像显示锆石晶型完好, 具清晰的震荡环带(图 6)。样品中锆石 Th 含量为  $80.56 \times 10^{-6} \sim 525.45 \times 10^{-6}$ , U 含量为  $231 \times 10^{-6} \sim 843 \times 10^{-6}$ , Th/U 值为 0.31~0.65, 平均值为 0.48, 具明显的岩浆锆石特征。

### 5.2 锆石 U-Pb 年龄

河口林场花岗斑岩锆石 U-Pb 年龄分析结果见表 2。此次对花岗斑岩样品中 20 颗锆石进行了 20

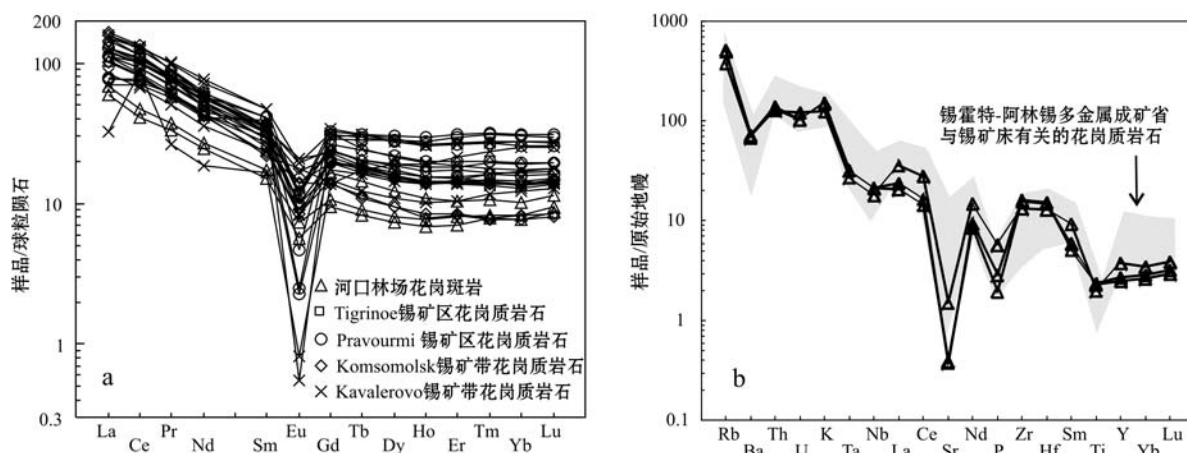


图 5 河口林场锡矿区花岗斑岩和成矿省内与成矿有关的花岗质岩石稀土元素球粒陨石标准化配分图(a)和微量元素蛛网图(b)(标准化值据 Sun 和 McDonough, 1989)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element spider diagram (b) for the granitoids from Wandashan-Sikhote-Alin epicontinental accretional belt (normalized values after Sun and McDonough, 1989)

表 2 河口林场锡矿区花岗斑岩锆石 U-Pb 分析结果  
Table 2 Zircon ICP-MS U-Pb data for the Hekoulinchang granite porphyry

测试点	$w_B/10^{-6}$			Th/U	同位素比值						年龄							
	Pb	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$			
					1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$		
HK-N1-01	9.71	137.73	445	0.31	0.048 24	0.002 56	0.127 56	0.005 71	0.019 18	0.000 31	111	121	122	5	122	2	137	4
HK-N1-02	14.56	378.58	631	0.60	0.050 10	0.002 14	0.131 92	0.004 27	0.019 09	0.000 29	200	96	126	4	122	2	132	2
HK-N1-03	12.83	306.98	571	0.54	0.046 78	0.002 00	0.124 01	0.004 04	0.019 22	0.000 29	38	100	119	4	123	2	121	2
HK-N1-04	5.32	80.56	231	0.35	0.047 74	0.003 74	0.126 11	0.009 10	0.019 15	0.000 38	86	177	121	8	122	2	143	7
HK-N1-05	10.29	179.76	451	0.40	0.051 73	0.002 72	0.133 93	0.005 92	0.018 77	0.000 31	274	116	128	5	120	2	128	3
HK-N1-06	11.47	262.71	512	0.51	0.049 44	0.002 22	0.128 75	0.004 53	0.018 89	0.000 29	169	102	123	4	121	2	131	3
HK-N1-07	18.29	448.81	843	0.53	0.050 78	0.003 58	0.133 00	0.008 48	0.018 99	0.000 37	231	155	127	8	121	2	125	4
HK-N1-08	18.17	525.45	811	0.65	0.046 67	0.002 03	0.121 90	0.004 06	0.018 94	0.000 29	32	101	117	4	121	2	123	2
HK-N1-09	16.17	326.23	735	0.44	0.051 87	0.002 10	0.134 61	0.003 96	0.018 82	0.000 28	280	90	128	4	120	2	128	2
HK-N1-10	12.80	290.20	543	0.53	0.048 32	0.004 36	0.126 62	0.010 69	0.019 00	0.000 43	115	200	121	10	121	3	137	7
HK-N1-11	7.77	146.94	321	0.46	0.049 37	0.005 32	0.131 79	0.013 47	0.019 36	0.000 51	166	235	126	12	124	3	125	7
HK-N1-12	10.11	181.52	453	0.40	0.049 52	0.002 28	0.132 29	0.004 82	0.019 37	0.000 30	173	104	126	4	124	2	129	3
HK-N1-13	14.65	328.27	668	0.49	0.047 76	0.002 15	0.125 08	0.004 41	0.018 99	0.000 29	87	105	120	4	121	2	122	3
HK-N1-14	7.32	160.65	328	0.49	0.047 33	0.002 57	0.123 61	0.005 72	0.018 94	0.000 31	66	125	118	5	121	2	121	3
HK-N1-15	10.84	243.50	451	0.54	0.048 17	0.003 42	0.125 58	0.008 07	0.018 91	0.000 37	108	160	120	7	121	2	127	5
HK-N1-16	5.92	98.91	273	0.36	0.045 41	0.002 78	0.118 86	0.006 41	0.018 98	0.000 33	123	109	114	6	121	2	127	4
HK-N1-17	6.96	107.11	244	0.44	0.054 85	0.004 74	0.138 70	0.011 12	0.018 34	0.000 42	406	182	132	10	117	3	156	7
HK-N1-18	12.99	280.37	579	0.48	0.050 74	0.002 42	0.126 19	0.004 86	0.018 04	0.000 28	229	107	121	4	115	2	123	3
HK-N1-19	15.93	224.53	544	0.41	0.051 69	0.002 23	0.139 48	0.004 58	0.019 57	0.000 30	272	96	13	4	125	2	144	3
HK-N1-20	16.33	296.59	591	0.50	0.049 64	0.002 26	0.124 94	0.004 48	0.018 25	0.000 28	178	103	120	4	117	2	117	2



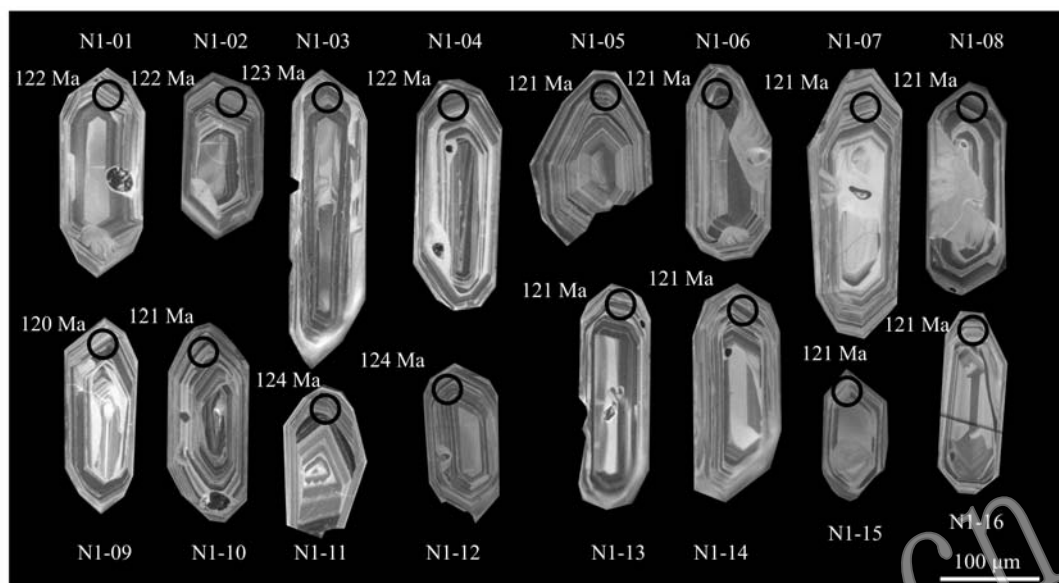


图 6 河口林场锡矿区花岗斑岩锆石阴极发光图像、LA-ICP-MS 分析点位及 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 视年龄

Fig. 6 CL images of representative zircon of granite porphyry from the Hekoulinchang tin-polymetallic deposit with analytical numbers, U-Pb ages

个点的 U-Pb 年龄分析,其中表 1 中 17~20 这 4 个点 $^{204}\text{Pb}$ 计数较高,可能由于锆石具有较高普通铅组成导致谐和度过低,剩余 16 个点的 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄数据较为集中,均落在一致线上(图

7a),其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄的加权平均值为 $121.4 \pm 0.5$  Ma(图 7b),代表花岗斑岩的结晶年龄,表明花岗斑岩形成于早白垩世。

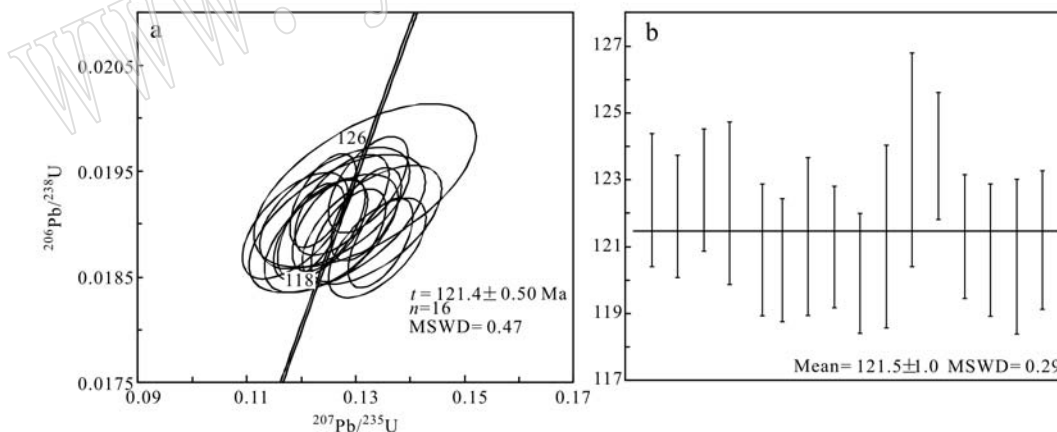


图 7 河口林场锡矿含矿花岗斑岩锆石 U-Pb 谐和图及加权平均年龄

Fig. 7 Zircon U-Pb isotope concordant diagram and weighted average age

## 6 讨论

### 6.1 成岩年龄及构造背景

锡多金属矿床成矿作用多与花岗质岩石关系密切(Heinrich, 1990; 毛景文等, 1998, 2004, 2007;

华仁民等, 2005; 蒋少涌等, 2006; Li *et al.*, 2007; Su *et al.*, 2007)。河口林场斑岩型锡多金属矿床矿体均赋存于矿区花岗斑岩体与地层内外接触带内,化探资料显示金属元素异常现象也大都围绕该岩体分布(黑龙江省第六地质勘察院, 2013)<sup>①</sup>,且岩体中 Sn 含量为地壳平均含量的百倍以上。可见,矿区内

① 黑龙江省第六地质勘察院, 2013. 黑龙江省宝清县河口林场锡铅矿普查阶段性成果报告。

花岗斑岩即为河口林场斑岩型锡矿床的成矿母岩。对河口林场锡多金属矿床成矿母岩花岗斑岩进行的锆石 U-Pb 年代学测试结果,显示  $121.4 \pm 0.5$  Ma 为其结晶年龄,成矿时代略晚于此。

完整的活动大陆边缘构造演化顺序为:俯冲消减—碰撞—后碰撞—造山后—板内,每一构造阶段对应的岩浆岩都具有其独特的地球化学特征,可据此来判别其产出时的构造环境。河口林场锡矿区花岗斑岩为高硅、富铝、富碱、贫 Ca 和 Mg 的高钾钙碱性长英质岩石,这与 Bonin(2004)总结的造山后岩浆岩系列特征相似。稀土元素地球化学特征显示,河口林场锡矿区内花岗斑岩和锡霍特-阿林-完达山陆缘增生带内其他与成矿有关的花岗质岩石均具有 A 型花岗岩的特点,在 Whalen 等(1987)提出的花岗质岩石判别图解中,河口林场花岗斑岩样品投影点均落在 A 型花岗岩区域内(图 8),显示其应为 A 型花岗岩,形成与地壳的拉张作用有关。近年来,地质学家将 A 型花岗岩细分为  $A_1$  和  $A_2$  两个亚类,分别代

表了非造山和造山后两种类型。其中  $A_1$  型形成于大陆岩石圈稳定后的拉张阶段,是裂谷作用开始的标志, $A_2$  型则直接起源于经历了陆-陆碰撞或岛弧岩浆作用的陆壳或板下地壳,预示着俯冲碰撞作用后的伸展作用。根据不同微量元素组合特征,在 Rb/Nb-Y/Nb 图解和 Nb-Y-Ce 图解中,河口林场锡矿区花岗斑岩与锡霍特-阿林-完达山陆缘增生带内与成矿有关的花岗质岩石绝大部分样品落入  $A_2$  型花岗岩范围及附近(图 9),即形成于后造山阶段。在花岗岩的 Rb-Y+Nb 判别图解中,样品主要落在火山弧与同碰撞交界的区域,而 Nb-Y 图解中大部分样品落在火山弧-同碰撞范围,但具有向板内花岗岩演化的趋势(图 10),说明区内岩体应形成于后碰撞向板内环境地壳伸展的转换阶段。我国东部分布有晚中生代大规模 A 型花岗岩带,成岩时代为 135~70 Ma。关于这期岩浆活动的形成机制尚有争议,如形成于板块俯冲背景下的剪切拉张作用和洋壳西向俯冲引起的弧后扩张(王德滋等,1995),或洋壳俯

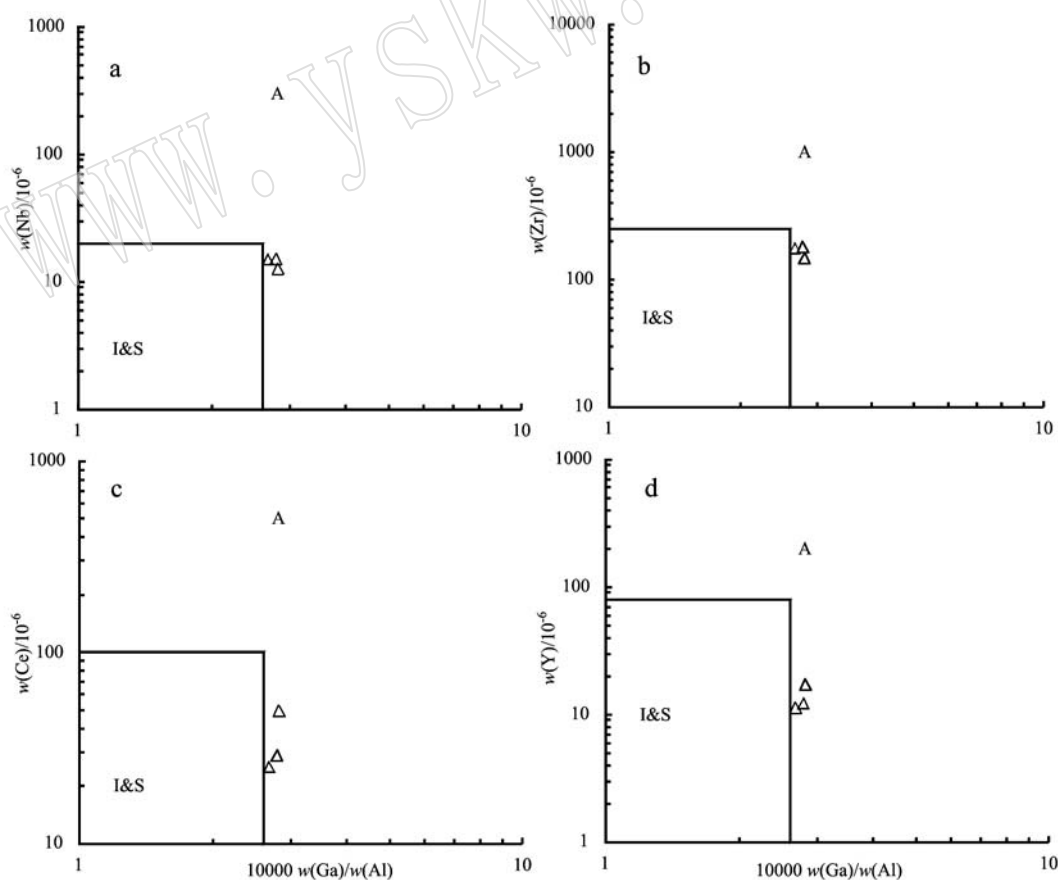


图 8 河口林场花岗斑岩 Nb(a)、Zr(b)、Ce(c)和 Y(d)对 10 000 Ga/Al 图解(据 Whalen *et al.*, 1987)

Fig. 8 Nb(a), Zr(b), Ce(c) and Y(d) versus 10 000 Ga/Al diagram of Hekoulinchang granite porphyry (after Whalen *et al.*, 1987)

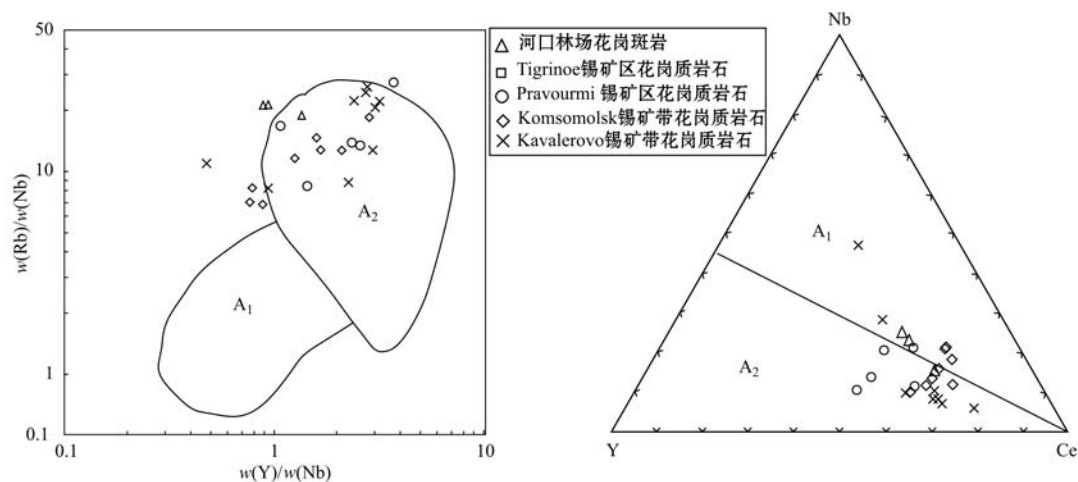


图 9 河口林场锡矿区花岗岩  $A_1 - A_2$  亚类判别图解(据 Eby, 1992)

Fig. 9 Rb/Nb - Y/Nb and Nb - Y - Ce diagrams of granitoids from Wandashan-Sikhote-Alin epicontinental accretional belt (after Eby, 1992)

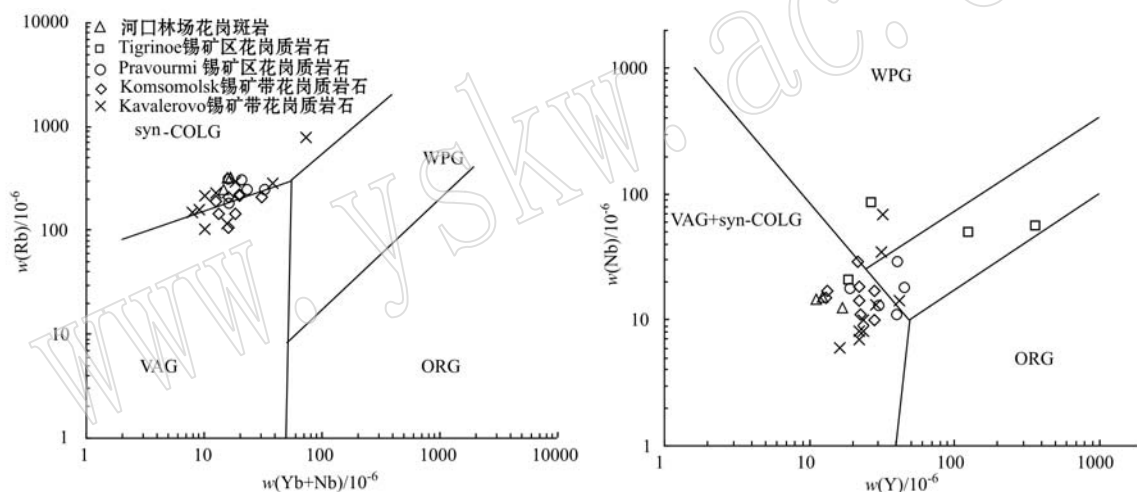


图 10 河口林场锡矿区花岗岩  $(Y + Nb) - Rb$  和  $Y - Nb$  构造判别图(据 Pearce *et al.*, 1984)

Fig. 10 Discrimination diagrams of tectonic setting for granitoids from Wandashan-Sikhote-Alin epicontinental accretional belt (after Pearce *et al.*, 1984)

冲造成岩石圈不断加厚形成拆沉作用引起的岩石圈减薄(Wu *et al.*, 2002; 吴福元等, 2003; 李志明等, 2005), 这些观点都能较好地解释环太平洋成矿带中生代晚期幔源物质参与的成矿作用。

中生代以来, 锡霍特-阿林-完达山陆缘增生带已经完成了对欧亚板块的拼贴, 带内岩浆活动与成矿作用均为古太平洋板块不同时期西向俯冲作用的产物(Wilde, 2015; Tang *et al.*, 2016)。锡霍特-阿林-完达山陆缘增生带是世界重要的锡金属产地, 锡矿床也多分布在俄罗斯境内, 达 500 余处, 构成 4 个主要的成矿系统。其中, 与 Badzhal 成矿系有关的岩浆活动发生在 130~75 Ma, 与 Armu 成矿系有关的

岩浆活动发生在 130~70 Ma, 与 Komsomolsk 成矿系有关的岩浆活动发生在 120~67 Ma, 与 Kovalero-vo 成矿系有关的岩浆活动发生在 115~45 Ma, 与之相对应的成矿年代主要集中在 105~55 Ma 之间, 略晚于岩浆活动, 并表现出 3 个成矿作用的高峰期, 为 96、63 和 55 Ma(Ognyanov, 1986; Rodionov, 2000, 2005; Korostelev *et al.*, 2004; Nokleberg, 2010)。与之相应, 我国东北地区中生代火山岩浆作用可划分为晚三叠世、早中侏罗世、晚侏罗世、早白垩世、早白垩世晚期和晚白垩世(许文良等, 2013), 形成这 6 期火山岩的具体构造背景尚有争议, 但吉黑东部地区侏罗纪以来的岩浆活动受控于环太平洋构造域这

一观点已基本达成共识(程瑞玉, 2006; Wu *et al.*, 2011; 许文良等, 2013)。其中早白垩世晚期(133~106 Ma)为上述两区域同时经历大规模岩浆活动与成矿作用的时段, 我国东北地区同样发育有如四平山金矿(黄永卫, 2010; 黄永卫等, 2010)、金厂金矿(赵玉锁等, 2012; 钱烨等, 2012)、闹枝金矿(杨帅师等, 2010)等大规模成矿事件。

结合已有的研究成果, 本文认为河口林场花岗斑岩形成于早白垩世晚期古太平洋洋壳持续俯冲使岩石圈不断加厚发生拆沉作用引起的岩石圈减薄和伸展作用背景下。中生代晚期, 我国东部岩石圈伸展作用于 120 Ma $\pm$ 达到高峰(吴福元等, 2003; 李志明等, 2005), 形成了大面积的 A 型花岗岩, 河口林场锡多金属矿床略晚于此形成。

## 6.2 成矿物质来源

微量元素测试结果显示河口林场锡矿区花岗斑岩携带大量的 Sn 元素, 是矿床形成的母岩体。一般认为, 与成矿有关的花岗质母岩浆主要来源于富集 Sn 元素的地壳物质的部分熔融(Lehmann, 1990)。但是就 Sn 元素本身而言, 除了很强的亲石性还有一定的亲 Fe 性, 这就决定了 Sn 元素应首先富集于地幔中。锡霍特-阿林-完达山陆缘增生带内锡矿床产于活动大陆边缘环境, 与板块俯冲造成岩石圈伸展引起的岩浆活动密不可分(Khanchuk *et al.*, 2003), 这些岩浆活动又往往与幔源岩浆的底侵有关。岩浆岩中一些痕量元素可以判断岩浆的壳-幔混合作用, 在 K/Rb-Rb 图解(图 11a)中, 河口林场花岗斑岩和

成矿省内与成矿有关花岗质岩石样品落在同一范围内, 在壳源岩浆与壳-幔过渡型岩浆分界线两侧。在  $(La/Yb)_N - Yb$  图解(图 11b)中, 区内样品也全都落在地壳区域靠近上地幔部分。结合上文, 由于中生代以来我国东部地区持续受太平洋板块西向俯冲作用的影响不断加厚, 导致岩石圈重力失稳引起拆沉和伸展作用的发生(Wu *et al.*, 2011), 软流圈物质直接加热下地壳使其部分熔融并在此过程中发生二者的混合, 河口林场花岗斑岩即起源于此。可见, 地幔物质的加入即壳-幔的相互作用对河口林场和区内大规模锡矿的形成起到至关重要的作用。

## 6.3 矿床成因浅析

显生宙以来, 我国东北地区经历了古亚洲洋构造域向环太平洋构造域的叠加转换过程。自完达山-锡霍特-阿林地体拼贴至欧亚大陆东缘后继续受太平洋板块西向俯冲作用的影响, 在中生代晚期与中国东部大陆同时进入大规模岩石圈伸展减薄阶段, 并于 120 Ma $\pm$ 达到高峰期。岩石圈的伸展减薄使软流圈物质上涌, 直接加热下地壳使其部分熔融, 致使壳幔混合作用的发生, 形成的岩浆携带大量成矿元素向上运移, 并在运移过程中不断萃取围岩中的有用组分, 最终在地壳浅部就位。岩浆演化晚期, 流体聚集在岩浆房顶部, Sn、W 等成矿元素随其向构造薄弱处运移, 随着温度、压力等物化条件的改变, 最终于斑岩体和围岩接触部位沉淀成矿。随后, 锡霍特-阿林锡成矿省达到第 1 个成矿高峰期(96 Ma), 这一时间刚好晚于许文良(2013)划分的晚白

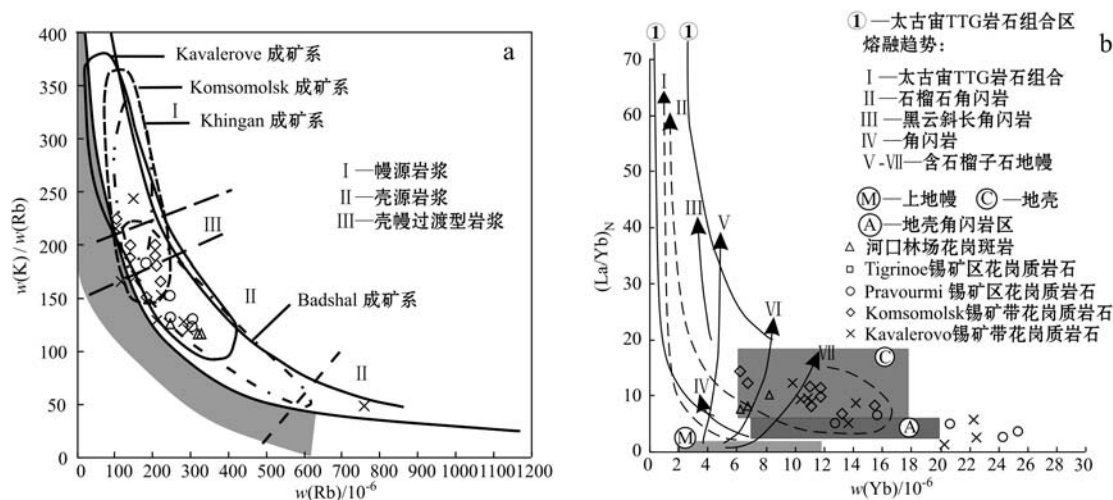


图 11 河口林场锡矿区花岗斑岩岩浆源区判别图

Fig. 11 Sources of melts of magmatic associations of the main tin-bearing ore magmatic system in Wandashan-Sikhote-Alin epicontinental accretional belt

垩世古太平洋板块第 2 次西向俯冲事件 10 Ma (133 ~ 106 Ma), 10 Ma 也与岩浆结晶和分异出的流体成矿时间间隔相吻合。

## 7 结论

(1) 河口林场斑岩型锡多金属矿床为我国东北地区发现的首例该类型矿床, 矿区内成矿母岩体锆石 U-Pb 年龄为  $121.4 \pm 0.5$  Ma, 成矿时代略晚于此;

(2) 河口林场花岗斑岩为起源于壳幔混合源区的后造山 A 型花岗岩, 形成于洋壳俯冲机制下的岩石圈伸展减薄环境;

(3) 完达山陆缘增生带与俄境内的锡霍特-阿林锡成矿省具有很好的亲缘性, 应为其在我国东北地区的西延部分。结合野外地质特征及地球化学分析结果认为, 河口林场矿床为完达山地区确定的首例斑岩型锡多金属矿, 成矿物质多来源于地幔, 其发现为我国东北地区锡矿的勘查工作提供了新的找矿思路。

## References

- Andersen T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report  $^{204}\text{Pb}$ [J]. *Chemical Geology*, 192: 59~79.
- Bonin B. 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal sources? A review[J]. *Lithos*, 78: 1~24.
- Cheng Ruiyu. 2006. The Era and Petrogenesis of Raohe Granites in East Heilongjiang Province[D]. A dissertation submitted to Jilin University for master's degree(in Chinese).
- Eby G N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granites: Petrogenetic and tectonic implications[J]. *Geology*, 20: 641~644.
- Gonevchuk V G, Gonevchuk G A, Korostelev P G, *et al.* 2010. Tin deposits of the Sikhote-Alin and adjacent areas (Russian Far East) and their magmatic association[J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 57(6): 777~802.
- Heinrich C A. 1990. The chemistry of hydrothermal tin (-tungsten) ore deposition[J]. *Economic Geology*, 85(3): 457~481.
- Hua Renmin, Chen Peirong, Zhang Wenlan, *et al.* 2005. Metallogenesis and their geodynamic settings related to Mesozoic granitoids in the Nanling range[J]. *Geological Journal of China Universities*, 11(3): 291~304(in Chinese).
- Huang Yongwei. 2010. Study on Metallogenetic Regularities and Ore-forming Forecast of Epithermal Gold Deposits in Wanda Mountain and Taiping Mountain Belts in Southeast of Heilongjiang Province [D]. A dissertation submitted to China University of Geosciences for doctoral degree(in Chinese).
- Huang Yongwei, Li Guanghui and Lu Dachao. 2010. Prediction of deep orebody in Sipingshan gold deposit of Heilongjiang[J]. *Global Geology*, 29(2): 226~233(in Chinese).
- Jiang Shaoyong, Zhao Kuidong, Jiang Yaohui, *et al.* 2006. New type of tin mineralization related to granite in South China: evidence from mineral chemistry, element and isotope geochemistry[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(10): 2 509~2 516(in Chinese with English abstract).
- Khanchuk A I, Gonevchuk V G, Bortnikov N S, *et al.* 2003. Paleogeodynamic model of Sikhote-Alin tin-bearing system (Russia)[A]. *Mineral Exploration and Sustainable Development: Proceedings of the 7th Biennial SGA Meeting*[C]. Rotterdam: Millpress, 1: 295~298.
- Kojima S. 1989. Mesozoic terrane accretion in Northeast China, Sikhote-Alin and Japan regions[J]. *Paleos*, 69: 213~232.
- Korostelev P G, Semenyak B I and Gonevchuk V G. 2004. Stages of the Meso-Cenozoic ore formation of the Sikhote-Alin tin-bearing system [A]. *Metallogeny of the Pacific Northwest: Tectonics, Magmatism and Metallogeny of Active Continental Margins*[C], 112~114.
- Lehmann B. 1990. *Metallogeny of Tin*[M]. Berlin: Springer, 1~211.
- Li Z L, Hu R Z, Yang J S, *et al.* 2007. He, Pb and S isotopic constraints on the relationship between the A-type Qitianling granite and the Furong tin deposit, Hunan Province, China[J]. *Lithos*, 97(1~2): 161~173.
- Li Zhiming and Zhang Ping. 2005. Some advances of studying on lithosphere thinning in eastern China[J]. *Xinjiang Oil and Gas*, 1(2): 10~16(in Chinese).
- Ludwing K R. 2001. Users manual for Isoplot/EX (Rev. 2.49): A geochronological toolkit for Microsoft Excel [A]. Berkeley Geochronology Center Special Publication[C], 1~55.
- Mao Jingwen, Li Hongyan, Song Xuexin, *et al.* 1998. Geology and Geochemistry of the Shizhuyuan W, Sn, Mo, Bi Polymetallic Deposits, Hunan Province[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~215(in Chinese).
- Mao Jingwen, Xie Guiqing, Guo Chunli, *et al.* 2007. Large-scale tungsten-tin mineralization in the Nanjing region, South China: Metallo-

- genic ages and corresponding geodynamic processes[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(10): 2 329~2 338(in Chinese with English abstract).
- Mao Jingwen, Xie Guiqing, Li Xiaofeng, *et al.* 2004. Mesozoic large scale mineralization and multiple lithospheric extension in south China[J]. *Earth Science Frontiers*, 11(1): 45~55(in Chinese with English abstract).
- Nokleberg W J. 2010. Metallogenesis and tectonics of northeast Asia [J]. *US Geological Survey Professional Paper* 1 765.
- Ognyanov N V. 1986. Geology of tin districts and deposits in the Khingan-Okhotsk tin-bearing region[A]. *Geology of Tin Deposits in the USSR*[C]. Moscow: Nedra, Book 1: 340~399.
- Pearce J A, Harris N B W and Tindle A G. 1984. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks [J]. *Journal of Petrology*, 25(4): 956~983.
- Peccerillo A and Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63~81.
- Qian Ye, Sun Fengyue, Li Bile, *et al.* 2012. Geochemistry and U-Pb geochronology of zircon from granite porphyry of Jinchang gold deposit in Heilongjiang, China and its geological significance[J]. *Journal of Chengdu University of Technology (Science and Technology Edition)*, 39(4): 362~371(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.
- Rodionov S M. 2000. Tin metallogeny of the Russian Far East[A]. Kremenetsky A, Lehmann B & Seltmann R. Ore-bearing Granites of Russia and Adjacent Countries[C]. 237~262.
- Rodionov S M. 2005. Tin metallogeny of Far East Russia[A]. Mao J and Bierlein F P. Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge Proc. 8th Biennial SGA Meet., Beijing, China[C]. Berlin: Springer-Verlag, 1 175~1 178.
- Shao Ji'an, Wang Chengyuan and Tang Kedong. 1992. A new approach to the tectonics in the Ussuri(Wusuli) region[J]. *Geological Review*, 38(1): 33~39(in Chinese with English abstract).
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [A]. Saunders A D and Norry M J. Magmatism in the Ocean Basins[C]. Geological Society of London Special Publication, 42: 313~345.
- Tang J, Xu W L, Niu Y L, *et al.* 2016. Geochronology and geochemistry of Late Cretaceous Paleocene granitoids in the Sikhote-Alin Orogenic Belt: Petrogenesis and implications for the oblique subduction of the paleo-Pacific plate[J]. *Lithos*, 266~267: 202~212.
- Tian Dongjiang. 2007. The Geological-geochemical Composition and Evolution of the Wandashan Orogenic Belt[D]. A dissertation submitted to Jilin University for master's degree(in Chinese).
- Wang Dezi, Zhao Guangtao and Qiu Jiansheng. 1995. The tectonic constraint on the late Mesozoic A-type granitoids in eastern China[J]. *Geological Journal of Universities*, 1(2): 13~21(in Chinese with English abstract).
- 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: 407~419.
- Wilde S A. 2015. Final amalgamation of the Central Asian Orogenic Belt in NE China: Paleo-Asian Ocean closure versus Paleo-Pacific plate subduction-A review of the evidence[J]. *Tectonophysics*, 662: 345~362.
- Wu Fuyuan, Ge Wenchun, Sun Deyou, *et al.* 2003. Discussions on the lithospheric thinning in Eastern China[J]. *Earth Science Frontiers*, 10(3): 51~60(in Chinese with English abstract).
- Wu F Y, Sun D Y, Ge W C, *et al.* 2011. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41: 1~30.
- Wu F Y, Sun D Y, Li H M, *et al.* 2002. A type egranites in northeastern China age and geochemical constraints on their petrogenesis[J]. *Chemical Geology*, 187: 143~173.
- Xu Wenliang, Wang Feng, Pei Fuping, *et al.* 2013. Mesozoic tectonic regimes and regional ore-forming background in NE China: Constraints from spatial and temporal variations of Mesozoic volcanic rock associations[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 29(2): 339~353 (in Chinese with English abstract).
- Yang Shuaishi, Qing Min, Hao Tongshun, *et al.* 2010. Geological characteristics and genesis of Naozhi gold deposit in Yanbian area, Jinlin Province[J]. *Global Geology*, 29(4): 607~613(in Chinese with English abstract).
- Yuan H L, Gao S, Liu X M, *et al.* 2004. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry[J]. *Geostandards Newsletter*, 28: 353~370.
- Zhang G B, Yang Y C, Wang J, *et al.* 2013. Geology, geochemistry, and genesis of the hot-spring-type Sipingshan gold deposit, eastern Heilongjiang Province, Northeast China[J]. *International Geology Review*, 55(4): 482~495.



- Zhang Shihong, Shi Yangshen, Sun Yan, *et al.* 1991. On the relation between Wandashan orogenic belt and Nadanhada terrane in Heilongjiang Province[J]. Journal of Nanjing University (Earth Sciences), 3: 287~294(in Chinese).
- Zhao Yusuo, Yang Liqiang, Chen Yongfu, *et al.* 2012. Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of the diorite porphyry associated with the Jinchang Cu-Au deposit, Heilongjiang Province[J]. Acta Petrologica Sinica, 28(2): 451~467(in Chinese with English abstract).
- ### 附中文参考文献
- 程瑞玉. 2006. 黑龙江省东部饶河地区花岗岩时代及其成因[D]. 吉林大学硕士学位论文.
- 华仁民, 陈培荣, 张文兰, 等. 2005. 南岭与中生代花岗岩类有关的成矿作用及其大地构造背景[J]. 高校地质学报, 11(3): 291~304.
- 黑龙江省地质矿产局. 1993. 黑龙江省地质志[M]. 北京: 地质出版社.
- 黄永卫. 2010. 黑龙江省东南部完达山-太平岭一带浅成低温热液矿床区域成矿规律及找矿前景研究[D]. 中国地质大学博士学位论文.
- 黄永卫, 李光辉, 卢大超. 2010. 黑龙江四平山金矿深部矿体预测[J]. 世界地质, 29(2): 226~233.
- 李志明, 张平. 2005. 中国东部岩石圈减薄研究的一些进展[J]. 新疆石油天然气, 1(2): 10~16.
- 蒋少涌, 赵葵东, 姜耀辉, 等. 2006. 华南与花岗岩有关的一种新类型的锡成矿作用: 矿物化学、元素和同位素地球化学证据[J]. 岩石学报, 22(10): 2509~2516.
- 毛景文, 李红艳, 宋学信, 等. 1998. 湖南柿竹园钨锡钼铋多金属矿床地质与地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 215.
- 毛景文, 谢桂青, 郭春丽, 等. 2007. 南岭地区大规模钨锡多金属成矿作用: 成矿时限及地球动力学背景[J]. 岩石学报, 23(10): 2329~2338.
- 毛景文, 谢桂青, 李晓峰, 等. 2004. 华南地区中生代大规模成矿作用与岩石圈多阶段伸展[J]. 地学前缘, 11(1): 45~55.
- 钱 烨, 孙丰月, 李碧乐, 等. 2012. 黑龙江金厂金矿花岗岩斑岩锆石地球化学、U-Pb 年代学及地质意义[J]. 成都理工大学学报, 39(4): 362~371.
- 水谷伸治郎, 邵济安, 张庆龙. 1989. 那丹哈达地体与东亚大陆边缘中生代构造的关系[J]. 地质学报, 63(3): 204~216.
- 邵济安, 唐克东, 王成源, 等. 1991. 那丹哈达地体的构造特征及演化[J]. 中国科学(B辑), (7): 744~750.
- 邵济安, 王成源, 唐克东. 1992. 乌苏里地区构造新探索[J]. 地质论评, 38(1): 33~39.
- 田东江. 2007. 完达山造山带的地质-地球化学组成及其演化[D]. 吉林大学硕士学位论文.
- 王德滋, 赵广涛, 邱检生. 1995. 中国东部晚中生代 A 型花岗岩的构造制约[J]. 高校地质学报, 1(2): 13~21.
- 吴福元, 葛文春, 孙德友, 等. 2003. 中国东部岩石圈减薄研究中的几个问题[J]. 地学前缘, 10(3): 51~60.
- 许文良, 王 枫, 裴福平, 等. 2013. 中国东北中生代构造体制与区域成矿背景: 来自中生代火山岩组合时空变化的制约[J]. 岩石学报, 29(2): 339~353.
- 杨帅师, 卿 敏, 郝通顺, 等. 2010. 吉林延边闹枝金矿床地质特征及矿床成因[J]. 世界地质, 29(4): 607~707.
- 张世红, 施央申, 孙 岩, 等. 1991. 黑龙江完达山造山带及其那丹哈达地体的关系[J]. 南京大学学报(地球科学), 3: 287~294.
- 赵玉锁, 杨立强, 陈永福, 等. 2012. 黑龙江金厂铜金矿床闪长玢岩地球化学及锆石 U-Pb 年代学[J]. 岩石学报, 28(2): 451~467.