第 25 卷第 1 期 2016 年 2 月 Vol. 25 No. 1

 ${\rm Feb.}\ 2016$ 

文章编号:1671-1947 2016)01-0001-10

文献标志码:A

# 内蒙古林西朝阳沟早白垩世花岗岩锆石 U-Pb 年代学和地球化学及其意义

# 万 乐<sup>1</sup>,刘正宏<sup>1</sup>,李 刚<sup>1</sup>,辛后田<sup>2</sup>

1. 吉林大学 地球科学学院, 吉林 长春 130061; 2. 天津地质矿产研究所, 天津 300170

摘 要:林西县朝阳沟地区位于华北板块与西伯利亚板块之间的兴蒙造山带的东部.朝阳沟花岗岩体的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测 年结果表明,岩体的侵位时间为早白垩世(126.2±2.5 Ma).地球化学分析显示,该花岗岩体具有富硅(SiO<sub>2</sub>=68.5%~72.1%)、铝 (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=14.05%~14.95%)、碱 K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O=8.34%~10.03%)和 Fe<sub>2</sub>O(2.27%~4.15%)的特点,属于准铝质碱性花岗岩系列;A/CNK= 0.97~1.09,Mg<sup>#</sup> 值较高,为12.66~15.02;稀土配分曲线呈明显的右倾型,轻、重稀土元素分馏明显;具有显著的 Eu 负异常和 Ba、Ta、 Nb、Sr、P、Ti 亏损,富集 Rb、Th、U、K 等大离子亲石元素.在(Yb+Nb)-Rb 判别图解和 R1-R2 判别图解中,样品全部落于后碰撞花 岗岩区和造山晚期花岗岩区.结合区域地质背景,认为该岩体形成于后碰撞伸展构造环境中.

关键词:岩石地球化学;早白垩世;锆石 U-Pb 年龄;林西朝阳沟;内蒙古

DOI:10.13686/j.cnki.dzyzy.2016.01.001

# ZIRCON U-Pb DATING, GEOCHEMISTRY AND THEIR SIGNIFICANCE OF THE EARLY CRETACEOUS CHAOYANGGOU GRANITES IN LINXI, INNER MONGOLIA

WAN Le<sup>1</sup>, LIU Zheng-hong<sup>1</sup>, LI Gang<sup>1</sup>, XIN Hou-tian<sup>2</sup>
1. College of Earth Sciences, Jinlin University, Changchun 130061, China;
2. Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources, CGS, Tianjin 300170, China

**Abstract**: The Chaoyanggou pluton in Linxi area, Inner Mongolia, is tectonically located in the east of Xingan-Mongolia orogenic belt between the North China plate and Siberian plate. The LA-ICP-MS zircon U-Pb dating for the Chaoyanggou rock body indicates that the granite was emplaced in Early Cretaceous ( $126.2\pm2.5$  Ma). The intrusive rock is geochemically characterized by high SiO<sub>2</sub>(68.5% - 72.1%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(14.05% - 14.95%), alkali(K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O=8.34% - 10.03%) and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(2.2~7% - 4.15%), belonging to quasi aluminum and calc-alkaline granite, with A/CNK=0.97 - 1.09 and high Mg<sup>#</sup> values (12.66 - 15.02). The pluton shows relatively more enriched LREE( $124\times10^{-6} - 199\times10^{-6}$ ) in comparison with HREE( $15\times 10^{-6} - 21\times10^{-6}$ ). It has evident negative Eu anomaly, with distinct negative Ba, Ta, Nb, Sr, P and Ti anomalies and enrichment of LILE such as Rb, Th, U and K. Based on the (Yb+Nb)-Y and R1-R2 diagrams, all samples fall in post-collisional granite area and late orogenic granite area. Considering the regional geological setting, it is concluded that the Chaoyanggou granite pluton is the product of extensive background after collision.

Key words: lithogeochemistry; Early Cretaceous; LA-ICP-MS zircon U-Pb age; Linxi area; Inner Mongolia

0 引言

大兴安岭地区是中国大陆东部中生代火山岩带 的重要组成部分,其中以晚侏罗世—早白垩世火山活 动最为强烈,形成大量的火山岩,构成大兴安岭的主体<sup>[1-2]</sup>.大兴安岭的多期次岩浆构造活动为多金属矿产形成提供了有利的条件,形成我国重要的成矿构造带,

收稿日期:2015-06-23;修回日期:2015-09-14.编辑:张哲.

基金项目:国家自然科学基金项目 医巫闾山变质核杂岩形成与岩浆活动 (编号 41272223);中国地质调查局项目 内蒙古 1:25 万内蒙古苏尼特右旗 (K49C002004)、集宁市 (K49C003004)幅区域地质调查修测 (编号 1212011120709).

作者简介:万乐(1991—),男,硕士,从事岩石大地构造与岩石地球化学研究工作,通信地址 吉林省长春市朝阳区建设街 2199 号, E-mail// 710760735@qq.com

通信作者:刘正宏 1960—),男,博士,教授,主要从事构造地质学和区域地质调查方面研究,E-mail//zhliu@jlu.edu.en

一直是地质工作者关注研究的热点地区.

内蒙古林西地区地处大兴安岭南段,大地构造位 置上位于中亚造山带东段的索伦-林西缝合带上,该 缝合带被认为是西伯利亚板块与华北板块碰撞拼合的 最终缝合带<sup>[3-4]</sup>.研究区在古生代—早中生代经历了 多个微陆块的碰撞拼合,古亚洲洋的闭合<sup>[5-6]</sup>,以及蒙 古-鄂霍次克洋自西向东的剪刀式闭合<sup>[7]</sup>.晚中生代本 区处于强烈伸展环境,并伴随大规模火山-岩浆活动. 对于控制本区晚中生代岩浆活动的球动力学背景,存 在着较大争议,总体来说,可以概括为蒙古-鄂霍次克 洋的闭合、晚侏罗世太平洋板块向华北板块俯冲方向 的改变以及地幔柱或软流圈上涌这几种不同的观点.

林西朝阳沟岩体是一个重要含矿岩体,在1:20万 白塔子林西幅地质报告<sup>●</sup>中,将此岩体定名为朝阳沟花 岗岩体,通过区域岩体特征对比将其归属于晚侏罗世. 但是对该岩体形成时代和形成构造背景,缺失确切的 同位素测年数据和地球化学分析数据.

本文将通过对林西朝阳沟花岗岩岩体进行岩相 学、年代学和地球化学研究,确定该岩体的形成时代, 讨论花岗岩岩浆成因及物质来源,判定该花岗岩的具 体类型,并结合区域上的研究资料,初步讨论岩体形成 时的构造背景.

1 区域地质背景

研究区位于林西北部五十家子朝阳沟附近,大地 构造位置上处于西拉木伦河缝合带以北锡林浩特断裂 带以南的二道井增生杂岩带上,夹持在西伯利亚古板 块和华北板块之间 见图 1a).研究区内出露于的地层 主要有上古生界下二叠统寿山沟组和林西组、中生界 中侏罗统新民组.寿山沟组出露于研究区东南部,为一 套浅变质砂岩、粉砂岩,被新民组角度不整合覆盖.林 西组出露在研究区北部,由板岩和变质砂岩组成.新民 组出露在五十家子断陷盆地中,由一套酸性火山岩和 碎屑岩组成 见图 1b).

区内主体断裂构造为北东—北东东向,多属压扭 性构造.另外还发育有东西向、北北东向、北西向等断 裂构造,这些断裂长期活动,相互影响.研究区内岩浆 活动比较频繁,大量出露中生代火山岩及海西期—燕



#### 图 1 朝阳沟岩体区域地质构造图

Fig. 1 Regional geological and structural map of the Chaoyanggou intrusive rock

1—新民组 Xinmin fm.);2—寿山沟组 Shoushangou fm.);3—林西组 Linxi fm.);4—花岗斑岩 granite porphyry);5—花岗闪长岩 granodiorite);6—斑状 钾长花岗岩 porphyritic moyite);7—不整合界线 unconformity);8—断裂 fault);9—年龄样品点 age sampling position);10—地球化学样品点 geochemical sampling position);11—研究区 study area);12—国界 country border);a 据文献 3];b 据辽宁省第二区域地质测量大队

●辽宁省第二区域地质测量大队三连.区域地质矿产报告.1971.

山期花岗岩侵入体.海西期西耳子二长花岗岩体呈北 东向带状产出,主要岩性为含斑中细粒二长花岗岩,其 北部被朝阳沟花岗岩侵入,南部被侏罗系新民组流纹 质火山碎屑岩以角度不整合覆盖.花岗斑岩呈脉状侵 入到朝阳沟岩体中.

## 2 岩相学特征

朝阳沟岩体位于五十家子西侧,长轴呈北东向,为 一扁长椭圆形岩基,岩体长35 km 以上,面积约 240 km<sup>2</sup>. 北部侵入林西组板岩和变质砂岩中,南部侵入在海西 期西耳子花岗闪长岩岩体中.岩体中岩相的分带不明 显,在朝阳沟一带为含斑中粒—中粗粒钾长花岗岩组 成,呈不等粒-似斑状结构,黑云母含量较少.岩体南 部为细粒钾长花岗岩、斑状细粒钾长花岗岩、斑状细粒 黑云母花岗岩,组成了岩体边缘相岩石.整个岩体以钾 长花岗岩为主.朝阳沟岩体南侧与花岗闪长岩体呈渐 变侵入接触关系,同化混染作用较强.

无色,负低突起,见解理,双晶不发育;石英为粒状,无 色,正低突起,一级灰白干涉色,表面干净;角闪石见有 褐铁矿化,有的钾长石和细粒石英一起构成条纹结构. 副矿物以榍石为主,磷灰石、锆石次之 图 2b、c、d、e、f).

#### 3 分析方法

本次工作所采集的锆石测年样品来自工作区内五 十家子北部水泉沟附近 118°18′12″E,44°8′50″N)的天 然新鲜露头,样品编号 P17N-1,岩性为中细粒似斑状 钾长花岗岩.共取6块地球化学样品:P17YQ4-1(118° 18′12″E,44°8′50″N)、P17YQ5-1(118°18′13″E,44°8′ 52″N)、P17YQ7-1(118°18′14″E,44°8′58″N)、P17YQ7-2(118°18′15″E,44°9′1″N)、P17YQ8-2(118°18′22″E, 44°9′11″N)、P17YQ10-1(118°18′30″E,44°9′25″N).

锆石的分选和制靶在河北廊坊区域地质调查研究 所实验室完成.将原岩样品粉碎至 80~100 目,再经过 淘洗和电磁选分选方法进行分离,得到较高纯度的矿 样;在双目镜下挑选晶形较好、透明度高、无明显裂痕 和包裹体的锆石制靶,将挑选出来的锆石摆放在环氧 树脂表面,尽量保证锆石长轴平行于环氧树脂表面;然 后对锆石进行打磨和抛光,使锆石内部充分暴露;再拍 摄透射光、反射光和阴极发光(CL)图像.样品的主量 元素和痕量元素的分析是在广州奥实分析检测有限公 司完成的.主量元素通过 X 射线荧光光谱仪测定,痕



图 2 朝阳沟钾长花岗岩 Fig. 2 The Chaoyanggou K-feldspar granite a—手标本 hand specimen);b~f—显微照片(正交偏光)(microphotographs);Kfs—碱性长石(alkali feldspar);Pl—斜长石(plagioclase); Hbl—角闪石(hornblende);Q—石英(quartz)

量元素的分析采用等离子质谱仪完成. 锆石 U-Pb 同 位素分析是在中国地质科学院矿产资源研究所实验室 LA-ICP-MS 仪器上用标准测定顺序完成的,采用标准 锆石 GJ-1 和 SRM610 的测定值来校正, 根据锆石的 图像选择合适的区域进行测试,通过直径为 30 μm 的 激光束击打锆石颗粒.实验测得数据用 Anderson<sup>81</sup>方法进 行同位素比较去除普通 Pb 的影响, 使用 ICP-MS DataCal 程序处理锆石测年中的 U-Pb 年龄,用 Isoplot 程序进行年龄计算成图, 所得的同位素比值和年龄误 差均在 1σ 水平<sup>[9]</sup>.

- 4 分析结果
- 4.1 主量元素

五十家子朝阳沟的花岗岩体主量和痕量元素的分析结果显示,朝阳沟的花岗岩样品具有高 Si、K、Na、Fe, 低 Ca、Mg 的特征;SiO<sub>2</sub> 含量为 68.5%~72.1%,K<sub>2</sub>O 为



4.49%~5.53%, Na<sub>2</sub>O为3.85%~4.5%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>为14.05%~ 14.95%, CaO为0.68%~1.64%, MgO为0.18%~0.35%, Mg<sup>#</sup>为12.66~15.02, 全碱 K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O)含量为8.58%~ 9.47%, Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O=0.7~0.95, A/CNK=0.97~1.09(表1). 在AR-SiO<sub>2</sub>解中,样品均落于碱性花岗岩区域图3a), 表现富碱性特点; TAS图解中,样品几乎全部落在花岗 岩的范围内图3b); A/CNK-A/NK图解显示样品岩石 属于准铝质花岗岩图4a).朝阳沟岩体中含有普通角 闪石,且含量较高,副矿物见有榍石、磷灰石, CIPW标 准计算表明,样品中刚玉含量大都小于1%,富硅 (SiO<sub>2</sub>=68.5%~72.1%), A/CNK 值全部小于1.1,表现出 I型花岗岩特征<sup>10-11]</sup>.在SiO<sub>2</sub>-Ce判别图解中(图4b), 样品均落在I型花岗岩区域中.因此,朝阳沟花岗岩为 准铝质 I型花岗岩.

4.2 稀土与微量元素

6个样品具有相似的稀土配分模式,稀土元素总



# 图 3 朝阳沟花岗岩 AR-SiO<sub>2</sub> 图解 a) 和 TAS 图解 b)

Fig. 3  $\,$  AR-SiO\_2 diagram( a) and TAS diagram( b) of Chaoyanggou granite





 $(La/Yb)_N$ 

8.97

Tabl	Table 1         The contnts of major elements, trace elements and rare earth elements in Chaoyanggou granite													
样品号	P17YQ4-1	P17YQ5-1	P17YQ7-1	P17YQ7-2	P17YQ8-2	P17YQ10-1								
$SiO_2$	69.8	68.5	70	72.1	69.6	69.7								
$Al_2O_3$	14.75	14.95	14.7	14.05	14.65	14.75								
$Fe_2O_3$	3.69	4.15	2.9	2.27	3.81	3.85								
CaO	0.68	1.64	1.03	0.81	1.51	1.62								
MgO	0.27	0.35	0.24	0.18	0.34	0.34								
$K_2O$	5.53	4.7	5.31	4.75	4.49	4.4								
Na <sub>2</sub> O	3.85	4.41	4.16	4.5	4.09	4.22								
$TiO_2$	0.35	0.38	0.26	0.22	0.34	0.35								
$P_2O_5$	0.09	0.09	0.06	0.07	0.07	0.08								
MnO	0.03	0.06	0.03	0.04	0.06	0.06								
LOI	0.92	0.53	0.55	0.53	0.63	0.52								
Total	99.96	99.76	99.24	99.52	99.59	99.89								
$Mg^{\#}$	12.66	14.31	14.08	13.58	15.02	14.89								
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	9.38	9.11	9.47	9.25	8.58	8.62								
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	0.7	0.93	0.78	0.95	0.91	0.96								
A/CNK	1.09	0.97	1.01	1	1.02	1								
Cr	20	20	30	20	20	20								
Rb	250	204	218	206	173.5	159								
Cs	4.79	6.3	6.16	5.61	8.27	6.96								
Sr	240	219	160	119.5	197	199.5								
Ba	974	858	652	533	809	831								
$\mathbf{V}$	29	26	6	5	12	12								
Nb	10.1	10	10.5	12.6	10.2	9.7								
Та	0.7	0.6	0.8	1.2	0.9	0.9								
Zr	266	286	378	324	271	288								
Hf	7.5	7.4	9.1	8.6	7	7.5								
U	4.17	4.73	3.36	4.68	3.84	3.22								
Th	15.4	13.25	17.8	21	14.2	12.1								
La	41.1	35.5	45.3	37.3	29	26								
Ce	74.6	72.3	104	75.3	67.9	58.5								
Pr	9.47	8.39	9.81	7.87	7.53	6.77								
Nd	35.9	32.1	33.3	27.7	29.1	26.5								
Sm	7.39	6.95	6.08	5.06	6.41	5.9								
Eu	1	0.93	0.58	0.41	0.84	0.81								
Gd	6.53	5.95	4.47	4.23	5.82	5.55								
Tb	1.04	0.94	0.73	0.69	0.92	0.92								
Dy	5.71	5.11	4.23	4.27	5.41	5.29								
Ho	1.17	1.07	0.87	0.89	1.06	1.02								
Er	3.02	3.03	2.44	2.63	2.94	3.05								
Tm	0.41	0.38	0.36	0.38	0.4	0.42								
Yb	3.09	2.95	2.51	2.75	2.83	2.86								
Lu	0.44	0.45	0.38	0.43	0.42	0.43								
Y	34.2	31.4	24.8	26.6	31.5	30.9								
$\Sigma$ REE	190.87	176.05	215.06	169.91	160.58	144.02								
LREE	169.46	156.17	199.07	153.64	140.78	124.48								
HREE	21.41	19.88	15.99	16.27	19.8	19.54								
LREE/HREE	7.91	7.86	12.45	9.44	7.11	6.37								
$\delta Eu$	0.43	0.43	0.33	0.26	0.41	0.43								

表 1 朝阳沟花岗岩体主量、微量和稀土元素分析测试结果 Table 1 The controls of major elements, trace elements and rare earth elements in Chaoyanggou gr

注:Mg<sup>#</sup>=100×[ MgQ MgO+∑ FeO)]( 分子数);A/CNK= Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>( CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)];LREE=La+Ce+Pr+Nd+Sm+Eu;HREE=Gd+Tb+Dy+Ho+Er+Tm+Yb+Lu; Σ REE=LREE+HREE; La/Yb)<sub>N</sub>= La/0.33)( Yb/0.20);δEu=Eu<sub>4</sub>( Gd<sub>x</sub>+Sm<sub>x</sub>)/2. 含量单位:主量元素为%,微量、稀土元素为 10<sup>®</sup> 质量分数).

8.11 12.17 9.14

6.91

6.13

量  $\Sigma$ REE=144×10<sup>-6</sup>~215×10<sup>-6</sup>,富集轻稀土元素,亏损 重稀土元素 LREE/HREE=6.37~12.45).样品的稀土配 分曲线呈明显的右倾型 La/Yb=2.75~4.74),轻、重稀 土元素分异较为明显,轻稀土元素配分曲线较重稀土 元素陡. Eu 具有明显的负异常,说明源区发生有斜长 石的分离结晶作用.岩石样品在原始地幔标准化微量 元素蜘蛛网图中表现出明显的 Ba、Ta、Nb、Sr、P 和 Ti 亏损,富集 Rb、Th、U、K 等大离子亲石元素特征 图5a). 所有样品的稀土配分均呈现出左陡右缓的 V"型分布 模式 图 5b).研究区花岗岩具有低 Sr 高 Yb 特征,Sr< 400×10<sup>-6</sup>,Yb>2×10<sup>-6</sup>.岩石在微量元素上表现出低锶 I 型花岗岩特征.

4.3 锆石 U-Pb 同位素的测定

锆石颗粒在透射光和反射光下为无色,大多半透明—透明,粒径在 100~200 μm,主要呈自形—半自形,
绝大多数具有明显的振荡环带(图 6).锆石的 Th/U 比



(据文献 15-16])

Fig. 5 Primitive mantle-normalized trace element spidergrams( a) and chondrite-normalized REE patterns( b) of Chaoyanggou granite (After References [15-16])



图 6 朝阳沟岩体锆石(P17N-1)CL图、测点编号及<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U年龄

Fig. 6 CL images of zircons from Chaoyanggou granite with surveying spot numbers and <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U ages

值较高 0.29~1.69),平均值 0.77,所有的测点 Th/U 比 值大于 0.1(表 2),说明这些锆石具有岩浆成因<sup>[12-13]</sup>. 该年龄样品共测 17 个点,其中大部分锆石投影落在谐 和曲线上,只有 15 号锆石偏离谐和曲线 图 7),其裂 隙中见有暗黑阴极发光,与无核锆石非常相似,推测可能 是岩浆的捕获锆石<sup>[14]</sup>.剩余 16 个点的的 <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 年 龄集中在 118~136 Ma,年龄加权平均值为126.2±2.5 Ma (MSWD=2.5),表明五十家子朝阳沟花岗岩的侵位年 代为早白垩世.

5 讨论

# 5.1 岩石成因类型

 145
 0.0

 135
 0.0

 135
 0.0

 125
 0.0

 115
 0.0

 105
 0.0

 95
 0.0

朝阳沟岩体样品显示较高的 Mg# 值和 Fe 含量及

负 Eu 异常,其岩浆源区为深部地壳或上地幔的可能 性是存在的.对大兴安岭中南段地区中生代火山岩研 究时发现,样品在 Pb-Pb/Ce 关系图解 图 8)中几乎都 落在深海沉积区<sup>[18]</sup>.对于富钾型的火山岩,其地幔源 区被认为曾受到俯冲大洋沉积物的污染<sup>[19]</sup>.研究区位 于大兴安岭中南段,区内花岗岩表现出富硅、富铝、富 钾特点,其岩浆源区具有俯冲洋壳物质性质.同时,前 人对大兴安岭地区花岗岩的 Sr-Nd 同位素研究结果 均表现出正的 ε<sub>M</sub> t)以及 t<sub>DM</sub> 值普遍偏低特点,反映年 轻物质在岩浆源区中的主导地位<sup>20-22]</sup>.这些暗示着朝 阳沟岩体的源区可能是受古亚洲洋闭合过程中俯冲板 块与地幔物质之间相互作用影响,由地幔物质组成的 新生地壳发生熔融形成,同时这也为后期岩浆作用提



#### 图 7 朝阳沟岩体中的 U-Pb 谐和图

Fig. 7 U-Pb concordia diagram for Chaoyanggou granite



图 8 中生代侵入岩 Sr 初始值和 Pb-Pb/Ce 图解

(据文献[17-18])

Fig. 8 Initial values of Sr and Pb-Ce vs. Pb diagrams of the Mesozoic volcanic intrusion

( After References [17-18])

表 2 林西朝阳沟岩体 P17N-1 样品的 LA-ICP-MS 和 U-Pb 同位素测定结果 Table 2 LA-ICP-MS and U-Pb data of the Chaoyanggou granite in Linxi

样品号	DI /10-6	TTL (10-6	11/10-6	40.6 771 /71	同位素比值															
P17N-1 Pb/	Pb/10 <sup>~</sup>	Th/10 <sup>-c</sup>	° U/10-°	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pł	ο 1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	$1\sigma$	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup>	Γh 1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	$1\sigma$	$^{207}\mathrm{Pb}/^{235}\mathrm{U}$	$1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$1\sigma$	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	1σ
1	12	311	544	0.68	0.05	0.01	0.13	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	238	289	127	16	121	3	120	4
2	20	468	816	0.70	0.05	0.00	0.15	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	353	127	146	10	133	3	126	8
3	6	163	257	0.58	0.06	0.01	0.15	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	474	165	139	12	126	3	123	10
4	11	324	389	1.01	0.05	0.00	0.16	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	352	133	148	11	136	3	116	7
5	3	46	108	0.52	0.06	0.01	0.14	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	414	347	134	20	118	5	116	4
6	4	89	169	0.55	0.06	0.01	0.15	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	584	192	143	16	130	5	112	12
7	2	50	97	0.58	0.06	0.01	0.15	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	706	166	139	14	127	5	95	11
8	3	57	128	0.56	0.05	0.01	0.14	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	386	224	134	16	127	4	95	8
9	6	162	249	0.86	0.05	0.01	0.14	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	337	181	132	13	126	3	92	8
10	10	353	396	1.10	0.05	0.00	0.14	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	316	173	133	12	121	3	104	7
11	10	300	422	0.92	0.05	0.00	0.13	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	199	123	121	8	122	3	94	6
12	6	160	229	0.89	0.05	0.01	0.13	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	232	157	123	11	124	4	104	7
13	11	304	458	0.86	0.05	0.00	0.13	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	159	98	126	7	124	2	99	5
14	6	158	227	0.85	0.05	0.01	0.14	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	270	192	132	14	132	4	112	7
15	64	334	1633	0.70	0.05	0.00	0.26	0.01	0.04	0.00	0.01	0.00	342	49	238	7	226	3	195	10
16	6	145	255	0.74	0.05	0.00	0.13	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	146	139	126	10	127	3	109	7
17	5	84	208	0.54	0.05	0.01	0.14	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	307	144	135	10	127	3	120	9

注:表中所列误差均为1σ误差.

供主要的物质来源.与此同时,通过对比林西北部地区 晚侏罗世花岗岩  $\varepsilon_{\text{lf}}(t)$  值 9.9~15.9)和早白垩世花岗 岩的  $\varepsilon_{\text{lf}}(t)$  值 3.4~13.9),认为晚侏罗世花岗岩源区的 底侵物质较为年轻,早白垩世花岗岩源区则是古生代 俯冲增生杂岩混染新生下地壳形成的<sup>[23]</sup>.

低锶花岗岩的岩浆源区与幔源物质有关,低锶 I 型花岗岩则明显亏损 Sr、Ba、P<sup>[24]</sup>,Ba、Sr 的负异常以 及较低的 CaO 含量,说明源区存在富 Ca 的斜长石 残留相<sup>25-26]</sup>.岩浆演化过程中产生高度分异作用形成 了斜长石及锆石、榍石等少量的副矿物.样品中含极少 量的副矿物为本区岩浆分异演化提供了有力的说明. 同时随着 SiO<sub>2</sub> 含量的增加,P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、CaO、 TiO<sub>2</sub>和 MgO 的含量有降低趋势,而 K<sub>2</sub>O 含量与 SiO<sub>2</sub> 含量则表现出正相关,这也反映了铁镁质矿物在岩浆 演化中的分离结晶作用<sup>[2]</sup>.

## 5.2 侵入岩形成的构造环境

大兴安岭地区从古生代至中生代主要经历两大构 造运动:古亚洲洋构造域和环太平洋构造域形成<sup>[27]</sup>; 索伦缝合带的形成则是古亚洲洋闭合的构造演化过程 的完美记录者.二叠纪—三叠纪被认定为古亚洲洋构 造域向太平洋构造域转换的关键时期<sup>28]</sup>.

三叠纪—晚侏罗世,蒙古-鄂霍次克洋自西向东

呈剪刀式逐渐闭合<sup>[29]</sup>. 侏罗纪期间,在中蒙边界形成 一系列的近东西走向的推覆构造<sup>30]</sup>和逆掩断层<sup>[31]</sup>. 由 此推测蒙古-鄂霍次克南向挤压作用在早白垩世及以 前中生代一直存在. 三叠纪—早侏罗世是蒙古-鄂霍 次克造山作用强烈时期<sup>2]</sup>. 在西拉木伦断裂附近形成 有一系列的右行走滑变形构造,并测得西拉木伦河北 岸糜棱岩钾长石 Rb-Sr 年龄为 165 Ma,这与西伯利亚 板块和华北-蒙古联合地块挤压碰撞有一定关联<sup>[32]</sup>.

太平洋板块运动方向发生改变 由北东向转为近 北向)使得中国东部大陆边缘受到的北向剪切作用加 强,北西向挤压作用减弱<sup>[30]</sup>,这使得大兴安岭及中国 东部地区在晚侏罗世—早白垩世 143~127 Ma)的构 造环境由挤压逐渐转换为伸展<sup>2]</sup>.同时在大兴安岭中 南段地区发现有中生代变质核杂岩和堆晶岩<sup>[33-34]</sup>以 及大量镁铁质-长英质脉体<sup>[35]</sup>.这为早白垩世该区处 于伸展环境提供了有力的证据.华北板块和西伯利亚 板块挤压碰撞使得大兴安岭及中国东部地区在中生代 期间形成众多近东西向构造带<sup>[30]</sup>,这些近东西向构造 带后期在太平洋板块北西向俯冲作用下逐渐变为北北 东走向<sup>29]</sup>.这也正好解释了研究区花岗岩体的构造形 态.太平洋板块在晚侏罗世末期已经达到大兴安岭地 区<sup>[2]</sup>.直至早白垩世,太平洋板块对中国东部边缘的西 向或北西向的俯冲作用仍在持续<sup>36]</sup>. 在 Y+Nb)-Rb 花 岗岩构造环境判别图 图 9)与 R1-R2 图解 图 10)中, 林西朝阳沟样品全部落于后碰撞花岗岩区域和造山晚 期花岗岩区域中. 这意味着在白垩纪期间,研究区处于 后造山的构造背景中,受北方造山带和太平洋板块俯 冲的双重影响.





Fig. 9 The(Yb+Nb)-Rb diagram of Chaoyanggou granite Syn-COLG—同碰撞花岗岩 syn-collisional granite); Post-COLG—碰撞后 花岗岩(post-collisional granite); VAG—火山弧花岗岩(volcanic arc granite); ORG—洋中脊花岗岩 oceanic ridge granite); WPG—板内花岗岩 (within-plate granite)







6 结论

(1)五十家子朝阳沟岩体形成时代为早白垩世 (126.2±2.5 Ma),是燕山运动时期的产物,而非形成于 印支晚期.

(2) 五十家子朝阳沟地区岩体属于准铝质低锶 I 型花岗岩,岩体富集大离子亲石元素,亏损高场强元 素,具有较高的 Mg<sup>#</sup> 值及富钾特征,区内花岗岩浆源区 是由幔源物质经过高度分异演化形成的新生地壳部分 熔融而成.

(3)朝阳沟花岗岩体形成于造山带晚期地壳伸展 减薄的构造环境.

致谢:室内样品分析得到河北廊坊区域地质调查 研究所实验室、广州奥实分析检测有限公司和中国地 质科学院矿产资源研究所实验室的大力支持,在此表 示衷心感谢.

### 参考文献:

- [1] 薛刚, 骆剑英, 刘金玉, 等. 大兴安岭中南段中生代火山岩特征及成因J. 内蒙古科技与经济, 2006(4):100-102.
- [2] 潘明. 内蒙古巴林右旗古力古台中生代岩浆作用及区域构造演化[D]. 石家庄:石家庄经济学院, 2012.
- [3] Xiao W J, Windley B F, Hao J, et al. Accertion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: Termination of the Central Asian Orogenic bel[J]. Tectonics, 2003, 22 (6): 288-308.
- [4]李益龙,周汉文,肖文交,等.古亚洲构造域和西太平洋构造域在索 伦缝合带东段的叠加:来自内蒙古林西县西拉木伦断裂带内变形闪 长岩的岩石学、地球化学和年代学证据[J].中国地质大学学报, 2012, 37(3):433—450.
- [5] Sengör A M C, Natalin B A. Paleotectonics of Asia: Fragments of a synthesis C]//Yin A, Harrison M, eds. The Tectonic Evolution of Asia. Cambridge: Cambridge University Press, 486—640.
- [6] Li J Y. Permian geodynamic setting of Northeast China and adjacent regions: Closure of the Paleo-Asian Ocean and subduction of the Paleo-Pacific Plate J]. Journal of Asian Earth Sciences, 26 3/4): 207—224.
- [7]Zorin Y A. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia[J]. Tectonophysics, 1999, 306 (1): 33—56.
- [8] Anderson T. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report <sup>204</sup>Pl J]. Chemical Geology, 2002, 192 (2): 59-79.
- [9] Ludwig K R. Isoplot/Ex: A geochronological toolkit for Microsoft Excel version3.00 M]. Berkeley: Berkeley Geochronology Center, 2003, 4: 1—70.
- [10]潘迎春,程顺波.花岗岩分类问题研究现状 JJ.资源环境与工程, 2009,23(2):119—137.
- [11] 陈建林, 郭原生, 付善明. 花岗岩研究进展——ISMA 花岗岩类分类 综述 J. 甘肃地质学报, 2004, 13(1): 67-73.
- [ 12] William I S, Buick A, Cartwight I. An extended episode of Early

Mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reynold Region, central Australiá J]. Journal of Metamorphic Geology, 1996, 14(1): 29-47.

- [ 13] Hoskin P W O, Schaltegger U. The Composition of Zircon and igneous and metamorphic petrogenesis[ J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2003, 53 (1): 27-62.
- [14] 彭花明,夏菲,严兆彬,等. 江西大岭上钨矿花岗斑岩锆石特征、成因及意义[J]. 岩石矿物学杂志, 2014, 33[5): 811-824.
- [ 15] Gill J B. Orogenic andesites and plate tectonics [M]. Berlin: Springer-Verlag, 1981.
- [ 16] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : Implications for mantle composition and processes[ J]. Geological Society, London, Special Publications, 1989, 42 (1):313–345.
- [17] 王忠,朱洪森.大兴安岭中南段中生代火山岩特征及演化 J.中国 区域地质,1999,18 4):351—358.
- [18] 吕志成,段国正,郝立波,等.大兴安岭中南段中生代中基性火山岩 岩石学地球化学研究 J. 高校地质通报, 2004, 10(2):186—198.
- [ 19] Nelson D R. Isotopic characteristics of potassic rocks: Evidence for the involvement of subducted sediments in the magma genesis[ J]. Lithos, 1992, 28 3): 403-420.
- [20] 吴福元,孙德有,林强.东北地区显生宙花岗岩的成因与地壳增生 [J].岩石学报,1999,15(2):181—189.
- [21] Wu F Y, Jahn B M, Wilds S, et al. Phanerozoic continental cruatal growth: Sr-Nd isotopic evidence from the granites in northeastern China
   [J]. Tectonophyaics, 2000, 328 (1): 89—113.
- [ 22] Wu F Y, Sun D Y, Li H M, et al. A-type granites in northeastern China: Age and geochemical constraints on their petrogenesis[ J]. Chemical Geology, 2002, 187 (1): 147—173.
- [23] 杨奇荻,郭磊,王涛.大兴安岭中南段甘珠尔庙地区晚中生代两期 花岗岩的时代、成因、物源及其构造背景 J. 岩石学报, 2014, 30
   (7):1961—1981.

- [24] 林强, 葛文春, 吴福元, 等. 大兴安岭中生代花岗岩类的地球化学 [J]. 岩石学报, 2004, 20(3): 403—412.
- [ 25] Wu F Y, Jahn B M, Wilde S A, et al. Highly fractionated I-type granites in NE China (I): Gechronology and petrogenesis J]. Lithos, 2003, 66 (3): 241-273.
- [26] 贺元凯,吴泰然,罗红玲,等.华北板块北缘中段新太古代的陆-陆碰撞事件:来自合教S型花岗岩的证据 J.北京大学学报:自然科学版,2010,46(4):571-580.
- $[\ 27]$  Jahn B M, Wu F, Chen B. Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in the phanerozoid  $[\ J]$ . Trans Soc Edinburgh: Earth Science, 2000, 9 ( 8): 181—193.
- [28] 邵济安, 牟保磊, 何国琦, 等. 华北北部在古亚洲域与太平洋域构造 叠加过程中的地质作用 J]. 中国科学, 1997, 27, 5): 390—394.
- [29] 莫申国,韩美莲,李锦轶.蒙古鄂霍茨克造山带的组成及造山过程 [J]. 山东科技大学学报:自然科学版,2005,24(3):51-64.
- [30] 张宏, 权恒, 赵春荆, 等. 辽西-大兴安岭晚侏罗世—早白垩世火山 岩形成动力学背景的新认识 J. 地质论评, 1999, 45(3): 431-443.
- [31] 王彦斌,韩娟,李建波,等.内蒙赤峰楼子店拆离断层带下盘变形花 岗质岩石的时代、成因及其地质意义[J].岩石矿物学杂志,2010, 29(6):763—777.
- [32] 刘伟,杨进辉,李超峰.内蒙赤峰地区若干断裂带的构造热年代学 [J].岩石学报,2003,19(4):717—728.
- [33] 张履桥, 邵济安, 郑广瑞. 内蒙古甘珠尔庙变质核杂岩 J. 地质科 学, 1998, 33 (2): 140-146.
- [34] 邵济安,刘福田,陈辉,等.大兴安岭-燕山晚中生代岩浆作用与俯 冲作用关系 JJ.地质学报,2001,75(1):56-63.
- [35] 邵济安,张履桥,牟保磊.大兴安岭中南段中生代的构造热演化 J. 中国科学:D辑,1998,28(3):193-200.
- [36]张吉衡.大兴安岭中生代火山岩年代学及地球化学研究 D].武汉: 中国地质大学,2009.