

doi: 10.12029/gc20190611

郭喜运, 孙华山, 董挨管, 任建勋, 徐瑞英, 高博. 2019. 内蒙古锡林浩特北早二叠世花岗岩类定年及成因[J]. 中国地质, 46(6): 1396–1409.
Guo Xiyun, Sun Huashan, Dong Aiguan, Ren Jianxun, Xu Ruiying, Gao Bo. 2019. The genesis and dating of the Early Permian granitic rock in the north of Xilin Hot, Inner Mongolia[J]. Geology in China, 46(6): 1396–1409(in Chinese with English abstract).

内蒙古锡林浩特北早二叠世花岗岩类定年及成因

郭喜运^{1,2}, 孙华山², 董挨管³, 任建勋³, 徐瑞英¹, 高博³

(1. 山西省矿山调查测量队, 山西 太原 030024; 2. 中国地质大学(武汉)资源学院, 湖北 武汉 430074;
3. 山西省地质调查院, 山西 太原 030006)

摘要: 内蒙古锡林浩特北部朝克乌拉山附近分布有早二叠世花岗岩类, 可作为兴蒙造山带东部构造-岩浆活动的研究载体。本文通过对花岗岩类进行岩相学、岩石地球化学、锆石 U-Pb 年代学的研究, 讨论其岩石成因、构造环境。早二叠世侵入岩岩性主要为正长花岗岩、二长花岗岩、正长斑岩。地球化学上, 岩石具有高硅、富碱、贫钙、贫镁的特点, 属于偏铝-过铝质碱性花岗岩。轻重稀土元素存在一定程度的分馏, 总体表现出轻稀土相对富集、重稀土相对亏损, 具有明显的负 Eu 异常, Rb、Th、K、La、Ce、Nd、Zr、Hf、Sm 元素明显富集, Ba、Ta、Nb、Sr、P、Ti 元素显著亏损。岩石的锆石饱和温度为 802℃, 具有低 Sr 高 Yb 特征, 指示岩体形成于高温低压环境, 结合岩石地球化学表明岩体属于铝质 A 型花岗岩, 其源岩与岛弧岩浆作用有关。锆石 U-Pb 测年结果为(275.6±1.3) Ma (正长花岗岩)、(274.2±1.4) Ma (正长斑岩), 表明岩体形成时代为早二叠世晚期。结合区域上阿木山组中安山岩夹层的锆石 U-Pb 年龄, 古生物、花岗岩证据表明晚石炭世至早二叠世晚期, 贺根山洋闭合并完成了板块碰撞挤压到碰撞伸展的转换。

关键词: 地质意义; A 型花岗岩; 锆石 U-Pb 年龄; 地球化学; 贺根山

中图分类号: P595; P597^{+.3} 文献标志码: A 文章编号: 1000-3657(2019) 06-1396-14

The genesis and dating of the Early Permian granitic rock in the north of Xilin Hot, Inner Mongolia

GUO Xiyun^{1,2}, SUN Huashan², DONG Aiguan³, REN Jianxun³, XU Ruiying¹, GAO Bo³

(1. Shanxi Party of Mine Survey and Measurement, Taiyuan 030024, Shanxi, China; 2. Faculty of Resource Department, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China; 3. Shanxi Institute of Geology Survey, Taiyuan 030006, Shanxi, China)

Abstract: The Permian granitic rock near the Chaokewula Mountain in the north of Xilin Hot area are very important for the study of the structural and magmatic activities in eastern Xing'an–Mongolian orogenic belt. The purpose of this study is to discuss the petrogenesis and tectonic setting based on detailed investigation of petrography, litho–geochemical characteristics and zircon U–Pb chronology of the granitic rock. The rocks are mainly composed of syenogranite, monzonitic granite and orthophyre. Geochemically, the granites are characterized by rich silicon and alkalis as well as depletion of calcium and magnesium, thus belonging to

收稿日期: 2018-03-15; 改回日期: 2018-12-21

基金项目: 中国地质调查局项目(1212011220447)资助。

作者简介: 郭喜运, 男, 1988 年生, 硕士, 工程师, 主要从事区域地质调查工作; E-mail: 43640822@qq.com。

通讯作者: 孙华山, 男, 1969 年生, 博士, 副教授, 主要从事成矿预测教学与科研工作; E-mail: sunhsh@cug.edu.cn。

aluminous-peraluminous alkali granite. The rare earth elements demonstrate a slightly high degree of fractionation, and are characterized by richness of LREE and poorness of HREE. The rocks exhibit significant negative Eu anomalies. Trace element analyses show that the rocks are enriched in Rb, Th, K, La, Ce, Nd, Zr, Hf and Sm and depleted in Ba, Ta, Nb, Sr, P and Ti. The zircon saturation temperature of rock is 802°C, with geochemical characteristics of low Sr and high Yb, showing that the rocks were formed in an environment of high temperature and low pressure. Combined with the geological and geochemical data, the authors hold that the rocks belong to aluminous A-type granite, and the sources of rocks were formed in an island-arc environment. The zircon U-Pb age of syenogranite is (275.6±1.3) Ma, and the zircon U-Pb age of orthophyre is (274.2±1.4) Ma, respectively. These results indicate that the rock body was formed in late period of early Permian. With a set of volcanic rocks of Amushan Formation as the research object, the authors obtained the zircon U-Pb age of andesite. Combined with the palaeontology, granitoids and chronological evidence, the authors consider that the Hegenshan Ocean was closed and completed the transformation from collision to post-collision during the period from late Carboniferous to late Early Permian.

Key words: geological significance; A-type granite; zircon U-Pb age; geochemistry; Hegenshan orogenic belt

About the first author: GUO Xiyun, male, born in 1988, master, engineer, mainly engages in regional geological survey; E-mail: 43640822@qq.com.

About the corresponding author: SUN Huashan, male, born in 1969, doctor, associate professor, mainly engages in teaching and study of metallogenic prediction; E-mail: sunhsh@cug.edu.cn.

Fund support: Supported by China Geological Survey Program (No. 1212011220447).

1 引言

兴蒙造山带隶属于世界上发展历史最长、构造-岩浆作用最复杂的中亚造山带的东段,其演化记录了华北板块与西伯利亚板块汇聚、古亚洲洋闭合的历史(史兴俊等,2014)。区域上该带晚古生代岩浆活动具有区域性特点,以沿构造带分布的花岗岩展布为特征,在二连-贺根山蛇绿混杂岩带两侧较为集中,主要存在两期岩浆活动,一期岩浆活动时间集中于330~300 Ma,另一期岩浆活动时间集中于298~271 Ma(李可等,2015)。

由于该区域对研究古亚洲洋的闭合及相应古板块的碰撞具有特殊意义,前人对区域上该带内发育的花岗岩从同位素年龄、地球化学、物质来源、构造环境等方面做了较为详细的研究工作,多数岩体形成于碰撞后的伸展构造环境,但对古亚洲洋闭合的时间和位置存在争议(张玉清等,2009;叶栩松等,2011;程银行等,2012;张磊等,2013;李敏等,2015;肖中军,2015)。古亚洲洋发育的鼎盛时期,具有小洋盆性质,存在许多微陆块,呈现多岛小洋盆的构造格局(唐克东,1992)。有研究表明,北部贺根山蛇绿岩与南部的索伦山-西拉木伦蛇绿岩代表两个洋盆体系,中间为锡林浩特地块隔开,古亚洲洋闭合于索伦山-西拉木伦一带,而贺根山蛇绿岩为贺根山洋的残留(童英等,

2010;聂凤军等,2014)。

研究区位于内蒙古锡林浩特市朝克乌拉山附近巴拉巴契乌拉-巴格达乌拉一带,在1:20万区域地质调查巴彦宝力格幅^①中将这一带侵入岩划归为华力西晚期侵入岩,提供了岩体的岩性及岩石地球化学等方面的初始资料;在1:25万区域地质调查朝克乌拉幅(修测)^②中,将巴拉巴契乌拉北西及东部侵入体的形成时代划为中二叠世,将巴格达乌拉侵入体形成时代划为晚侏罗世,年代学及岩石地球化学方面的研究较薄弱。本文基于1:5万区域地质矿产调查工作,通过剖面测量,采用高精度测试分析等手段对区内展布的侵入岩体进行岩相学、地球化学、锆石U-Pb年代学的研究,探讨岩石成因和构造背景,为兴蒙造山带晚古生代岩浆作用研究提供新证据。

2 地质背景

区域上研究区位于二连-贺根山断裂结合部位(图1),地层由老及新分别为下古生界奥陶系-志留系哈尔哈达组、中志留统徐尼乌苏组;上古生界泥盆系塔尔巴格特组,石炭系本巴图组、阿木山组;中生界白垩系白音高老组、大磨拐河组及新生代松散沉积物。主要岩浆岩成岩时代为泥盆纪、二叠纪、白垩纪及第四纪。泥盆纪以超基性岩为主;二叠纪以发育偏碱性的花岗岩为特征;白垩纪发育

小规模的二长斑岩侵入体和酸性火山喷发活动;第四纪发育大规模喷溢的阿巴嘎玄武岩。此外,在泥盆系、石炭系中也有火山岩呈夹层状产出。

侵入岩主要在巴拉巴契乌拉—巴格达乌拉一带近东西向分布,各侵入体呈岩株状独立产出(图1),自西向东主要岩性分别为中细粒正长花岗岩、二长花岗岩和正长斑岩,岩体围岩主要为石炭系本巴图组和阿木山组。

中细粒正长花岗岩分布于巴拉巴契乌拉北西,面积2.78 km²,主体侵入于石炭系本巴图组。石英脉、花岗斑岩脉,呈北西向、近东西向产出。主体岩性为灰黄色中细粒正长花岗岩,局部为中粒二长花岗岩。

二长花岗岩分布于巴拉巴契乌拉以东,面积约1.23 km²,侵入石炭系本巴图组和阿木山组之中,中部为第四系覆盖,南部有早白垩世辉长岩脉侵入。主体岩性为肉红色细粒二长花岗岩、二长花岗斑岩等。

正长斑岩分布于巴格达乌拉,出露面积约1.92 km²,侵入于石炭系阿木山组中,受后期北东向构造影响,侵入体分为东西两部分。

3 岩石学特征

中细粒正长花岗岩:岩石呈灰白、浅灰红色,中细粒他形粒状结构,块状构造。主要矿物成分中斜长石呈他形板状,零散均匀分布,发育聚片双晶,含量3%~5%;正长石多为条纹长石及钾微斜长石,他形粒状,含量70%~80%;石英多呈他形粒状,少数具不均匀的波状消光,含量15%~20%。副矿物主要为锆石、萤石、锐钛矿、赤褐铁矿、磁铁矿等。

中细粒二长花岗岩:岩石多呈灰白、浅灰红色,具半自形粒状结构、似斑状结构、斑状结构,块状构造。主要矿物成分中斜长石呈半自形板状,发育聚片双晶,表面有绢云母化,含量45%;正长石呈半自形—他形粒状,含量35%~50%;石英呈他形粒状,含量15%~25%。暗色矿物不发育。副矿物主要为锆石、磷灰石、黄铁矿、绿帘石、赤褐铁矿、钛铁矿、磁铁矿等。

正长斑岩:岩石多呈灰白色,斑状结构,基质具细—微粒结构,部分具球粒结构,块状构造,流纹构造。斑晶主要由条纹长石和少量的斜长石组成,条纹长石:零散分布呈他形粒状,粒径1.2~1.5 mm,含量10%;斜长石:半自形板状,见聚片双晶,含量3%~

5%。另见有少量圆化的他形石英。基质主要为细—微粒的他形粒状正长石,含量85%。基本不含暗色矿物。正长斑岩中副矿物主要为锆石、黄铁矿、方铅矿、磷灰石、钛铁矿、白钛石、磁铁矿、赤褐铁矿等。

4 地球化学特征

本文依托1:5万区域地质矿产调查所测制的实测地质剖面,共涉及研究区内3个岩体中10块岩石样品(图1)。P33、P34岩石样品取自巴拉巴契乌拉西北部的正长花岗岩,P51岩石样品取自巴拉巴契乌拉东部的二长花岗岩,P37、P38岩石样品取自巴格达乌拉的正长斑岩。经过岩矿鉴定后,选取岩石新鲜部位在破碎机中破碎,然后在磨样机中加工成200目以下的岩石粉末,对其进行主量元素、微量元素和稀土元素分析。其中主量元素在山西省岩矿测试应用研究所完成,样品采用原子吸收分光光度计和分光光度计分析测试;微量和稀土元素在武汉综合岩矿测试中心完成,样品采用X荧光光谱仪(XRF-1800)、等离子体发射光谱仪(ICAP6300)、电感耦合等离子体质谱仪(X7)进行分析测试。

4.1 主量元素特征

在侵入岩TAS分类图解(图2a)中,样品分析结果全部落入花岗岩区且位于Ir-Irvine分界线的下方,属于亚碱性岩石系列。在SiO₂-K₂O图解(图2b)中,样品均投于高钾钙碱性系列区域。

主量元素分析结果见表1,岩石中SiO₂含量为73.8%~79.4%,平均值为75.91%,岩石显示富硅的特点。全碱(Na₂O+K₂O)含量为7.14%~8.71%,平均含量为7.91%,K₂O/Na₂O为0.92~2.47,几乎全部样品该比值大于1.4,说明岩石具有富碱的特点。CaO含量介于0.34%~0.79%,平均含量为0.52%,MgO含量0.25%~1.14%,平均含量为0.57%,Al₂O₃含量为10.02%~13.74%,平均为12.21%;侵入岩体的A/CNK值分布在0.924~1.325,在A/NK-A/CNK图解(图3)中样品投影在准铝质—过铝质间,显示了岩体具有铝质特征。

4.2 稀土微量元素特征

稀土元素原始地幔标准化分布型式图(图4a)中总体表现出轻稀土相对富集、重稀土相对亏损的平缓右倾的海鸥型分布特征,具有明显的负Eu异常。

岩体的稀土元素含量及各有关参数比值见表2,

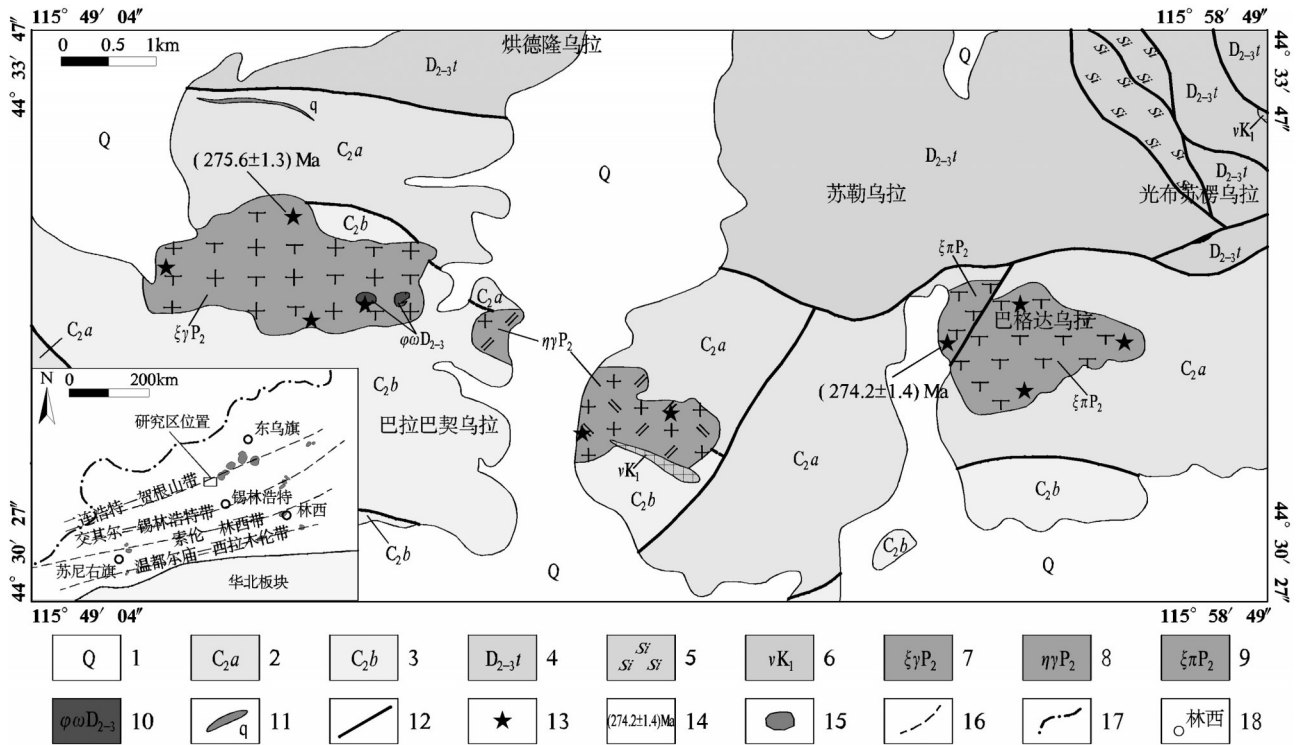


图1 研究区地质简图

1—第四系;2—阿木山组;3—本巴图组;4—塔尔巴格特组;5—硅质岩;6—辉长岩;7—正长花岗岩;8—二长花岗岩;9—正长斑岩;10—蛇纹岩;11—石英脉;12—断层;13—采样位置;14—锆石U-Pb年龄;15—蛇绿岩块;16—缝合线;17—国界线;18—地名

Fig.1 Geological sketch map of the study area

1—Quaternary; 2—Amushan Formation; 3—Benbatu Formation; 4—Taerbagete Formation; 5—Siliceous rock; 6—Gabbro; 7—Syenogranite; 8—Monzonitic granite; 9—Orthophyre; 10—Serpentinite; 11—Quartz vein; 12—Fault; 13—Sampling location; 14—Zircon U-Pb age; 15—Ophiolite block; 16—Sutural Zone; 17—Border; 18—Place name

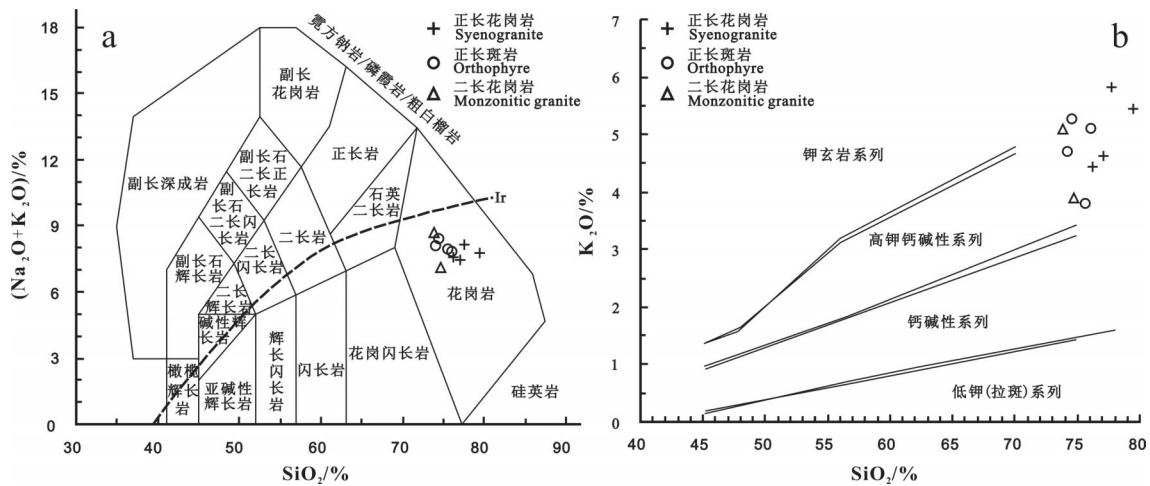


图2 侵入岩 TAS 分类图解(a—底图据 Middlemost, 1994)和 K₂O-SiO₂ 图解(b—底图据 Peccerllo et al., 1976)

Fig.2 TAS diagram (a—after Middlemost, 1994) and K₂O-SiO₂ diagram (b—after Peccerllo et al., 1976) of intrusive rocks

稀土元素主要特征为:稀土总量(Σ REE)为 $130.31 \times 10^{-6} \sim 282.88 \times 10^{-6}$, 平均值 168.23×10^{-6} , 稀土总量中等偏高。轻稀土 LREE 为 $64.84 \times 10^{-6} \sim 222.49 \times 10^{-6}$, 重稀土 HREE 为 $19.55 \times 10^{-6} \sim 68.79 \times 10^{-6}$, 轻重稀土比值

LREE/HREE 为 0.94 ~ 5.96, 反映出岩体具有轻稀土相对富集, 重稀土相对亏损的特点。La_N/Yb_N 值为 0.47 ~ 4.89, 表明轻重稀土元素存在一定程度的分馏。 δ Eu 为 0.07 ~ 0.32, 平均值 0.22, 具有强烈的负 Eu 异常。

表1 侵入岩主量元素分析结果(%)

Table 1 Major elements compositions of intrusive rocks (%)

岩石名称	正长花岗岩				正长斑岩				二长花岗岩	
送样编号	P33Gs-1	P33Gs-2	P34Gs-1	P34Gs-2	P37Gs-1	P37Gs-2	P38Gs-2	P38Gs-3	P51Gs-2	PM51GS-4
SiO ₂	76.18	77	77.66	79.4	74.22	74.5	75.62	76.08	73.8	74.68
TiO ₂	0.23	0.24	0.24	0.06	0.3	0.26	0.22	0.24	0.22	0.20
Al ₂ O ₃	11.68	11.68	11.04	10.02	12.47	12.76	12.76	12.52	13.38	13.74
Fe ₂ O ₃	1.52	0.72	0.5	0.19	1.2	1.18	1.24	0.58	0.87	1.29
FeO	0.5	0.2	0.19	0.14	0.54	0.44	0.46	0.52	0.46	0.46
MnO	0.01	0	0.12	0.14	0.12	0.08	0.12	0.042	0.03	0.03
MgO	0.56	0.4	0.85	0.54	1.14	0.66	0.25	0.5	0.35	0.43
CaO	0.79	0.63	0.54	0.61	0.53	0.46	0.34	0.41	0.41	0.45
Na ₂ O	3.15	2.83	2.36	2.34	3.35	3.17	4.16	2.74	3.61	3.24
K ₂ O	4.44	4.64	5.82	5.44	4.71	5.23	3.82	5.09	5.1	3.9
P ₂ O ₅	0.05	0.025	0.024	0.011	0.025	0.039	0.06	0.12	0.11	0.035
A/CNK	1.022	1.079	0.989	0.924	1.078	1.089	1.1	1.163	1.096	1.325
AR	3.04	2.7	2.38	2.57	3.13	2.84	4.12	2.47	3.2	2.68
DI	92.16	94.25	94.26	96.26	91.36	92.9	93.63	93.4	94.54	91.2
SI	5.54	4.57	8.76	6.25	10.46	6.21	2.53	5.31	3.38	4.64
R ₁	2881	3051	2969	3207	2634	2596	2632	2894	2438	2903
R ₂	344	321	319	292	363	336	301	317	329	344

注:主量元素分析在山西省岩矿测试应用研究所完成。

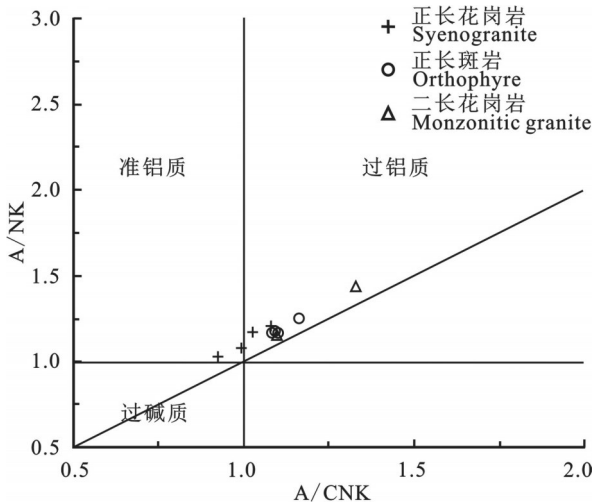


图3 侵入岩A/NK-A/CNK图解(底图据Maniar et al., 1989)
Fig.3 A/NK-A/CNK diagram of intrusive rocks(after Maniar et al., 1989)

在微量元素原始地幔标准化蛛网图(图4b)中各样品曲线总体表现为整体右倾,呈多峰多谷状态的不相容元素分布型式,在该图中多数样品表现为Rb、Th、K、La、Ce、Nd、Zr、Hf、Sm等元素明显富集,呈隆起状态,Ba、Ta、Nb、Sr、P、Ti元素显著亏损。

5 锆石U-Pb测年

选择巴拉巴契乌拉西北部和巴格达乌拉两个岩体的相关配套样品进行锆石U-Pb测年,P34样品

取自巴拉巴契乌拉正长花岗岩,P37样品取自巴格达乌拉正长斑岩(图1)。测年所用锆石样品的挑选工作在河北省廊坊市区域地质矿产调查研究所实验室进行。将挑选出的锆石颗粒置于树脂材料中制成标靶并磨去多余部分,抛光后方可进行下一步的锆石反射光和阴极发光图像(CL)分析。光学观测工作与锆石U-Pb年代学测定工作在西北大学大陆动力学国家重点实验室进行,其中锆石的阴极发光图像(CL)由加载于扫描电镜上的英国Gatan公司的Mono CL3+型阴极荧光探头完成,锆石微量元素分析和U-Pb年龄测定在Hewlett Packard公司的Agilent7500a ICP-MS,德国Lambda Physik公司的CompPex102 Excimer激光器(工作物质ArF,波长193 nm)以及MicroLas公司的GeoLas 200 M光学系统的联机上进行。激光束斑直径为30 μm。微量元素含量利用NIST610为外标,²⁹Si为内标的方法进行定量计算,锆石年龄采用标准锆石91500为外标进行校正。同位素比值及元素含量计算采用GLITTER程序处理,锆石U-Pb谐和年龄图绘制和加权平均年龄计算采用Isoplot程序处理。详细的分析流程及处理方法参考相关文献(Yuan et al., 2004, 2008)。

岩石样品中锆石呈透明状、自形程度较高,未见变质边及继承核,发育较为清晰的韵律环带结构

表2 侵入岩稀土和微量元素分析结果(10⁻⁶)
Table 2 REE and trace elements compositions of intrusive rocks(10⁻⁶)

岩石名称 送样编号	正长花岗岩				正长斑岩				二长花岗岩	
	P33Gs-1	P33Gs-2	P34Gs-1	P34Gs-2	P37Gs-1	P37Gs-2	P38Gs-2	P38Gs-3	P51Gs-2	PM501GS-4
La	32.4	19.9	42.0	13.0	31.5	26.1	23.4	29.2	23.9	22.92
Ce	95.9	68.9	102	33.8	61.3	55.3	50.1	58.6	56.4	51.18
Pr	10.8	6.32	13.8	3.46	8.05	6.59	6.22	7.01	6.82	6.09
Nd	40.9	22.0	51.8	11.1	28.4	23.2	22.0	24.4	24.5	23.76
Sm	10.4	5.74	12.6	3.26	5.99	4.85	4.99	5.21	5.61	5.11
Eu	0.566	0.144	0.630	0.177	0.459	0.450	0.524	0.455	0.57	0.48
Gd	10.5	6.38	12.2	5.60	6.22	4.41	5.00	4.95	5.15	5.26
Tb	2.26	1.68	2.58	1.94	1.30	0.832	1.01	0.957	1.04	0.92
Dy	14.0	12.1	16.3	15.9	8.01	4.97	6.06	5.79	6.13	5.83
Ho	2.99	2.82	3.48	4.25	1.75	1.07	1.28	1.21	1.27	1.21
Er	9.39	9.50	10.6	15.4	5.14	3.30	3.94	3.72	3.73	3.69
Tm	1.71	1.82	1.88	2.99	0.863	0.589	0.696	0.664	0.656	0.60
Yb	10.8	12.4	11.9	19.9	5.41	3.86	4.41	4.28	4.07	3.85
Lu	1.49	1.72	1.45	2.89	0.749	0.542	0.616	0.590	0.555	0.58
Y	85.0	81.8	104	153	53.1	31.4	37.5	35.3	36.6	35.78
ΣREE	244.09	171.40	282.88	133.63	165.15	136.04	130.31	146.99	140.37	131.48
LREE	190.94	123.03	222.49	64.84	135.70	116.49	107.30	124.83	117.78	109.53
HREE	53.15	48.37	60.39	68.79	29.45	19.55	23.01	22.16	22.60	21.94
LREE/HREE	3.59	2.54	3.68	0.94	4.61	5.96	4.66	5.63	5.21	4.99
La _N /Yb _N	2.15	1.15	2.54	0.47	4.17	4.85	3.81	4.89	4.21	4.27
δEu	0.16	0.07	0.15	0.13	0.23	0.29	0.32	0.27	0.32	0.28
Sc	3.10	2.02	2.59	1.49	3.39	3.53	4.01	4.07	4.44	5.56
Co	1.50	1.35	0.78	0.86	1.69	1.50	3.41	1.99	2.09	2.36
Rb	160	194	223	214	147	116	128	171	128	104.7
Zr	256	143	234	183	180	182	181	175	192	172.3
Nb	11.2	11.8	8.63	10.8	6.56	5.68	5.76	5.10	4.25	6.46
Cs	2.84	5.42	2.84	1.98	4.99	4.75	4.20	4.67	2.64	2.23
Hf	14.5	8.43	12.5	9.35	7.32	7.31	7.23	7.15	6.81	6.42
Ta	1.22	1.73	0.84	1.02	0.90	0.71	0.65	0.60	0.51	0.97
Th	15.7	19.3	14.5	15.0	15.6	14.8	15.2	15.5	11.2	10.74
Ba	166	73.2	227	240	384	530	341	451	489	495.6
Cr	12.7	7.54	3.80	3.28	11.8	14.3	11.7	14.7	9.37	13.69
Ni	5.95	11.3	4.59	3.13	6.49	8.97	8.54	4.95	4.67	3.96
Sr	41.9	20.1	31.4	25.6	51.6	72.5	32.7	46.1	37.7	47.58
V	12.4	9.62	5.27	4.33	11.4	13.6	12.0	17.7	14.2	14.98

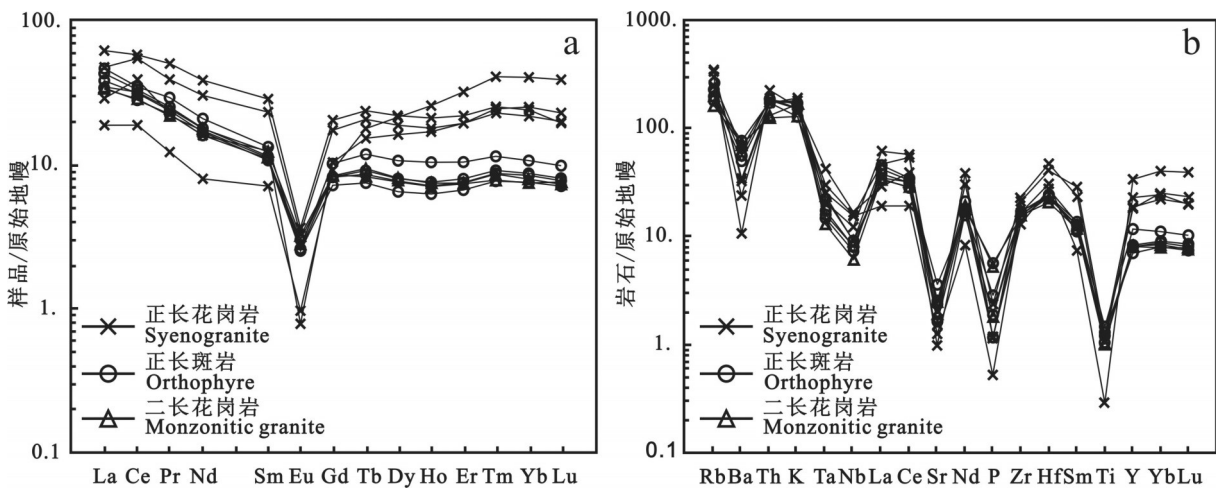


图4 稀土元素原始地幔标准化分布型式图(a)和微量元素原始地幔标准化蛛网图(b)(原始地幔标准化值据 Sun et al., 1989)
Fig.4 Primitive mantle-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace elements spidergram (b)
(after Sun et al., 1989)

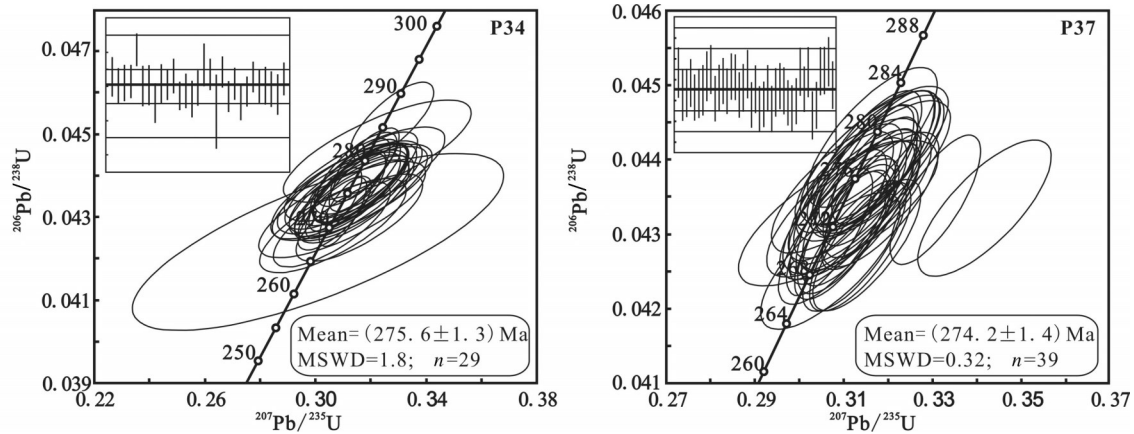


图5 锆石 U-Pb 年龄谐和图
Fig.5 Zircons U-Pb concordia diagrams

(图6),几乎所有的测点 Th/U 比大于0.4(表3),表明所测试锆石为岩浆结晶形成。锆石 U-Pb 测年数据点在谐和线上分布较集中(图5),正长花岗岩锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄加权平均值为 (275.6 ± 1.3) Ma; 正长斑岩锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄加权平均值为 (274.2 ± 1.4) Ma。

锆石 U-Pb 测年结果表明上述两个岩体形成时间相近,其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值结果被解释为岩体的结晶年龄,即岩体形成时代为早二叠世晚期。

6 讨论

6.1 岩石成因判别

对于花岗岩成因分类方案众多,20世纪80年代根据岩石地球化学特征提出的 ISMA 型花岗岩分类方案为广大研究者所接受,其花岗岩分类中所表达的内涵不同,I型和S型主要突出花岗岩的源岩类型,M型主要突出源区类型,而A型则由其非造山构造背景定义(楼亚儿,2003;吴福元等,2007)。

在 $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}-(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ 成因判别图解(图7)中,样品多投影于A型花岗岩和分异的M、S、I型花岗岩区的过渡区域,难以划分岩石的成因类型。区内侵入体分异指数(DI)平均值为93.40,固结指数(SI)平均值5.77,高分异指数和低固结指数指示岩体具有高分异特点。对高分异S型、I型花岗岩与A型花岗岩,它们在矿物学特征及地球化学特征方面具有较高的相似性,对这类花岗岩成因判别图解经常失效,需结合各方面特征综合判定(邱检生等,2008)。

通常情况下,S型花岗岩强烈富铝($A/\text{CNK} > 1.1$,CIPW标准矿物中刚玉分子含量大于1%)(吴魏伟等,2015)。高分异S型花岗岩与A型花岗岩还具有以下差异:高分异的S型花岗岩具有更高的 P_2O_5 (均值为0.14%)和更低的 Na_2O (均值为2.81%)含量,且分异程度与 P_2O_5 含量呈正相关,表现出与A型花岗岩相反的趋势。

高分异I型花岗岩与A型花岗岩存在以下几点不同:高分异I型花岗岩(TFeO)一般小于1.00%,A型花岗岩全铁(TFeO)含量高,一般大于1.00%;高分异的I型花岗岩具有高的Rb含量,大于 270×10^{-6} ,相对低Ba、Sr、Zr+Nb+Ce+Y;高分异I型花岗岩的形成温度较低(均值 764°C),A型花岗岩形成温度通常大于 800°C (贾小辉等,2009)。

岩石矿物组合中未见白云母、堇青石和石榴子石等特征矿物;CIPW标准矿物中出现少量刚玉分子,A/CNK均值1.08与S型花岗岩存在差别;地球化学上 P_2O_5 含量主要集中在0.01%~0.06%,远低于高分异S型花岗岩 P_2O_5 均值, Na_2O 平均含量为3.10%,高于S型花岗岩 Na_2O 均值;随着分异程度增加 P_2O_5 含量未呈现明显相关性,故可以排除为S型花岗岩的可能性。

岩石中多数样品FeOT含量1%~1.61%,均值为1.22%,与高分异I型花岗岩FeOT含量存在明显差异;微量元素中Rb含量 104.7×10^{-6} ~ 223×10^{-6} ,均值为 158.4×10^{-6} ,远低于高分异的I型花岗岩Rb含量;通常认为锆石饱和温度近似代表花岗质岩石近液相线的温度,可以简单有效估算岩浆结晶温度



图6 侵入岩锆石阴极发光图像
Fig.6 CL images of zircon from the intrusive rocks

(Watson et al.,1983)。根据岩石中Zr含量和主量元素含量计算花岗岩锆石饱和温度,通过计算区内侵入体锆石饱和温度集中于790℃~810℃,平均802℃,高于高分异I型花岗岩的形成温度均值764℃。故也可以排除为I型花岗岩的可能性。

A型花岗岩最初定义为碱性(alkaline)、贫水(anhydrous)以及形成于非造山(annrogenic)环境(Loiselle, 1979)。A型花岗岩涵盖多种岩石类型,不仅包含碱性岩类,还扩展到钙碱性岩类、弱碱-准

铝质岩类、弱过铝质岩类等(张旗等,2012)。研究表明在矿物学组成上,传统典型的A型花岗岩含有碱性暗色矿物,存在部分不含碱性暗色矿物的准铝质、甚至过铝质的花岗岩类也属于A型花岗岩范畴(吴锁平等,2007;蒋少涌等,2008)。

地球化学特征是判别A型花岗岩的重要手段,而REE和微量元素分布图的联用判别是有效手段之一,A型花岗岩最重要的地球化学特征是富SiO₂、贫Al₂O₃(一般为12%~13%)、Sr、Ba、Eu、Ti、P、REE

表3 侵入岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学分析结果
Table 3 LA-ICP-MS zircon U-Pb dating results of intrusive rock

分析号	含量/ 10^{-6}		Th/U	同位素比值		年龄/Ma		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ							
	Pb*	Th		U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$			1σ						
正长花岗岩																
P34TW-1-01	9	91	174	0.52	0.05231	0.0040	0.31759	0.0237	0.04405	0.0009	299	166	280	18	278	6
P34TW-1-02	7	69	131	0.52	0.05181	0.0030	0.31158	0.0175	0.04363	0.0008	277	129	275	14	275	5
P34TW-1-03	11	94	213	0.44	0.05152	0.0031	0.31076	0.0180	0.04376	0.0009	264	134	275	14	276	5
P34TW-1-04	15	151	286	0.53	0.05230	0.0025	0.31603	0.0141	0.04383	0.0008	299	105	279	11	277	5
P34TW-1-05	14	132	264	0.50	0.05238	0.0021	0.32743	0.0123	0.04534	0.0008	302	90	288	9	286	5
P34TW-1-06	5	38	92	0.41	0.05207	0.0041	0.31306	0.0237	0.04361	0.0010	288	169	277	18	275	6
P34TW-1-07	8	85	149	0.57	0.05150	0.0037	0.30996	0.0216	0.04365	0.0010	263	158	274	17	275	6
P34TW-1-08	10	114	203	0.56	0.05185	0.0038	0.30608	0.0216	0.04281	0.0009	279	159	271	17	270	6
P34TW-1-09	15	154	307	0.50	0.05176	0.0037	0.31216	0.0214	0.04373	0.0009	275	155	276	17	276	6
P34TW-1-10	23	207	468	0.44	0.05206	0.0018	0.31348	0.0095	0.04367	0.0007	288	75	277	7	276	4
P34TW-1-11	12	109	229	0.48	0.05231	0.0027	0.31798	0.0153	0.04408	0.0008	299	112	280	12	278	5
P34TW-1-12	58	817	1087	0.75	0.05205	0.0014	0.30966	0.0070	0.04314	0.0007	288	59	274	5	272	4
P34TW-1-13	12	140	245	0.57	0.05241	0.0029	0.31363	0.0164	0.04339	0.0008	303	120	277	13	274	5
P34TW-1-14	8	71	156	0.46	0.05321	0.0033	0.31562	0.0188	0.04300	0.0009	338	134	279	14	271	5
P34TW-1-15	10	87	193	0.45	0.05212	0.0030	0.31283	0.0170	0.04351	0.0008	291	125	276	13	275	5
P34TW-1-16	7	76	133	0.57	0.05234	0.0046	0.32212	0.0278	0.04461	0.0010	300	189	284	21	281	6
P34TW-1-17	41	638	660	0.97	0.05167	0.0021	0.31482	0.0117	0.04417	0.0007	271	89	278	9	279	5
P34TW-1-18	9	48	106	0.46	0.05140	0.0096	0.30070	0.0549	0.04241	0.0018	259	379	267	43	268	11
P34TW-1-19	20	206	375	0.55	0.05201	0.0018	0.31768	0.0102	0.04428	0.0007	286	78	280	8	279	5
P34TW-1-20	14	118	278	0.42	0.05156	0.0020	0.30669	0.0108	0.04311	0.0007	266	85	272	8	272	5
P34TW-1-21	11	111	218	0.51	0.05145	0.0022	0.31037	0.0122	0.04372	0.0008	261	94	275	9	276	5
P34TW-1-22	9	70	175	0.40	0.05171	0.0030	0.30563	0.0172	0.04284	0.0008	273	130	271	13	270	5
P34TW-1-23	25	263	481	0.55	0.05123	0.0016	0.30638	0.0083	0.04335	0.0007	251	69	271	6	274	4
P34TW-1-24	29	251	558	0.45	0.05196	0.0016	0.31569	0.0090	0.04403	0.0007	284	71	279	7	278	4
P34TW-1-25	9	85	179	0.47	0.05215	0.0024	0.31387	0.0135	0.04362	0.0008	292	101	277	10	275	5
P34TW-1-26	11	109	206	0.53	0.05236	0.0035	0.31521	0.0205	0.04363	0.0009	301	146	278	16	275	5
P34TW-1-27	5	56	103	0.55	0.05230	0.0031	0.31371	0.0177	0.04347	0.0008	299	128	277	14	274	5
P34TW-1-28	4	28	72	0.38	0.05189	0.0043	0.30934	0.0247	0.04320	0.0010	281	177	274	19	273	6
P34TW-1-29	11	98	219	0.45	0.05181	0.0023	0.31424	0.0133	0.04395	0.0008	277	99	278	10	277	5
正长斑岩																
P37TW-1-01	43	293	358	0.82	0.05201	0.0024	0.31525	0.0134	0.04397	0.0008	286	100	278	10	277	5
P37TW-1-02	40	388	467	0.83	0.05174	0.0032	0.30862	0.0183	0.04328	0.0008	274	135	273	14	273	5
P37TW-1-03	15	207	268	0.77	0.05185	0.0025	0.30978	0.0141	0.04334	0.0008	279	106	274	11	274	5
P37TW-1-04	23	365	394	0.93	0.05159	0.0024	0.31045	0.0138	0.04365	0.0007	267	104	275	11	275	5

续表3

分析号	含量/ 10^{-6}		Th/U	同位素比值		年龄/Ma									
	Pb*	Th232		U238	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ							
P37TW-1-05	21	314	379	0.83	0.03202	0.0018	0.30968	0.04319	0.0007	286	77	274	8	273	4
P37TW-1-06	24	378	427	0.89	0.05213	0.0023	0.31133	0.04332	0.0008	291	98	275	10	273	5
P37TW-1-07	25	373	436	0.86	0.05227	0.0024	0.31287	0.04342	0.0008	297	103	276	11	274	5
P37TW-1-09	34	302	379	0.80	0.05235	0.0025	0.31651	0.04385	0.0008	301	105	279	11	277	5
P37TW-1-10	31	564	542	1.04	0.05213	0.0024	0.31675	0.04406	0.0008	291	101	279	11	278	5
P37TW-1-11	26	434	476	0.91	0.05233	0.0017	0.31138	0.04316	0.0007	300	71	275	7	272	4
P37TW-1-12	32	571	556	1.03	0.05154	0.0018	0.30923	0.04351	0.0007	265	77	274	8	275	4
P37TW-1-14	29	459	516	0.89	0.05241	0.0016	0.31591	0.04371	0.0007	303	69	279	7	276	4
P37TW-1-15	35	615	617	1.00	0.05271	0.0016	0.31558	0.04339	0.0007	316	68	278	7	274	4
P37TW-1-16	22	322	387	0.83	0.05202	0.0018	0.31462	0.04385	0.0007	286	77	278	8	277	5
P37TW-1-17	27	467	468	1.00	0.05203	0.0017	0.31464	0.04385	0.0007	287	71	278	7	277	4
P37TW-1-18	29	508	520	0.98	0.05182	0.0016	0.30933	0.04328	0.0007	277	68	274	6	273	4
P37TW-1-19	26	386	476	0.81	0.05207	0.0022	0.31244	0.04350	0.0007	289	92	276	9	275	5
P37TW-1-20	14	185	256	0.72	0.05246	0.0021	0.31794	0.04394	0.0008	305	89	280	9	277	5
P37TW-1-22	25	388	437	0.89	0.05307	0.0019	0.31815	0.04346	0.0007	332	81	281	8	274	5
P37TW-1-23	30	523	534	0.98	0.05307	0.0018	0.31358	0.04283	0.0007	332	73	277	7	270	4
P37TW-1-24	27	446	500	0.89	0.05223	0.0017	0.30966	0.04299	0.0007	295	71	274	7	271	4
P37TW-1-26	27	453	491	0.92	0.05284	0.0018	0.31230	0.04284	0.0007	322	74	276	7	270	4
P37TW-1-27	39	728	655	1.11	0.05712	0.0022	0.34161	0.04335	0.0008	496	84	298	9	274	5
P37TW-1-28	31	534	540	0.99	0.05260	0.0016	0.31600	0.04355	0.0007	312	67	279	7	275	4
P37TW-1-29	26	446	457	0.98	0.05217	0.0018	0.31234	0.04340	0.0007	293	75	276	7	274	4
P37TW-1-30	29	516	509	1.01	0.05167	0.0015	0.30668	0.04303	0.0007	271	65	272	6	272	4
P37TW-1-31	32	544	591	0.92	0.05330	0.0018	0.31507	0.04285	0.0007	342	76	278	8	271	4
P37TW-1-32	25	410	449	0.91	0.05225	0.0017	0.31049	0.04307	0.0007	297	71	275	7	272	4
P37TW-1-33	30	531	531	1.00	0.05228	0.0019	0.31741	0.04401	0.0008	298	81	280	8	278	5
P37TW-1-34	29	467	500	0.93	0.05514	0.0016	0.33052	0.04346	0.0007	418	62	290	6	274	4
P37TW-1-36	25	359	417	0.86	0.05217	0.0021	0.31654	0.04398	0.0008	293	91	279	9	278	5
P37TW-1-38	16	216	287	0.75	0.05217	0.0023	0.30686	0.04264	0.0008	293	98	272	10	269	5
P37TW-1-39	29	505	489	1.03	0.05190	0.0018	0.30744	0.04295	0.0007	281	79	272	8	271	5
P37TW-1-40	30	445	493	0.90	0.05191	0.0018	0.31519	0.04401	0.0008	282	77	278	8	278	5
P37TW-1-41	25	429	449	0.95	0.05248	0.0017	0.31875	0.04403	0.0007	306	72	281	7	278	5
P37TW-1-42	28	370	446	0.83	0.05176	0.0021	0.31632	0.04430	0.0008	275	90	279	9	280	5
P37TW-1-43	22	330	385	0.86	0.05171	0.0018	0.31084	0.04358	0.0007	272	78	275	8	275	5

注:Pb*代表放射性成因铅

分布具强烈的负铕异常(张旗等,2012)。

A型花岗岩产于高温环境,这是它另一个本质特征,其形成过程中往往出现完全熔融的情况。通过锆石饱和温度计获得的铝质A型花岗岩平均结晶温度通常可达800℃以上(李小伟等,2010)。有研究成果表明,花岗岩中Sr和Yb含量的不同,可以指示花岗岩形成的压力,低Sr高Yb型与非常低Sr高Yb型花岗岩形成压力较低(张旗等,2006)。

从岩石矿物学方面分析,区内侵入体以正长花岗岩、二长花岗岩及正长斑岩为主,矿物主要成分为斜长石、正长石、石英,基本不含碱性暗色矿物。岩体的A/CNK值分布在0.92~1.3,均值1.09,显示了岩体具有铝质特征,岩石矿物学特征与传统含碱性暗色矿物的A型花岗岩存在差异。

从岩石地球化学方面分析,区内侵入体SiO₂平均值75.91%,显著富硅;Al₂O₃平均值12.21%,在微量元素蛛网图上显示强烈亏损Sr、Nb、Ba、Ti、P元素,在稀土元素蛛网图中Eu元素强烈亏损,与A型花岗岩的岩石地球化学特征相似。

从成岩温度、压力方面分析,侵入体锆石饱和温度平均值为802℃,与铝质A型花岗岩平均结晶温度类似。岩石样品中Sr含量20.1×10⁻⁶~72.5×10⁻⁶,Yb含量3.85×10⁻⁶~19.9×10⁻⁶,多数样品属于低Sr高Yb型,指示岩体形成压力较低。

综上所述,区内巴拉巴契乌拉—巴格达乌拉一带侵入岩具高硅、富碱、显著贫镁、钙、铝等特征,属于高分异铝质A型花岗岩。

6.2 构造环境判别及地质意义

通常认为,花岗岩与大地构造环境之间存在密切的联系,花岗岩产出的构造环境或其出露的构造位置在讨论其成因方面具有重要意义,利用地球化学标志可以判别花岗岩形成的大地构造环境。花岗岩的地球化学性质反映的是花岗岩原岩性质及源区构造环境,这种构造环境为花岗岩原岩或源区背景,如岛弧环境等,并非花岗岩形成时的构造环境。如果原岩形成后立即发生部分熔融形成花岗岩,这时,花岗岩的构造环境则可指示其形成的构造环境;如果部分熔融发生时,原岩所处构造环境已经改变,花岗岩反映的是改变前的环境(张旗等,2007)。

Eby(1992)将A型花岗岩分为A1和A2两种类

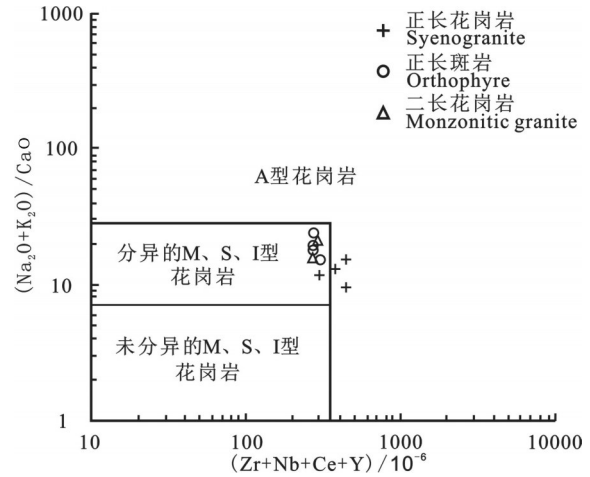


图7 (Na₂O+K₂O)/CaO-(Zr+Nb+Ce+Y)成因判别图解(底图据 Whalen et al.,1987)

Fig.7 (Na₂O+K₂O)/CaO-(Zr+Nb+Ce+Y) petrogenetic discrimination diagram(after Whalen et al.,1987)

型,A1型花岗岩岩浆物质来源与洋岛玄武岩关系密切,产生于大陆裂谷或地幔柱、热点环境;A2型花岗岩岩浆物质来源地壳或由岛弧岩浆派生,产生于碰撞后或造山后的张性构造环境(肖娥等,2007)。在A型花岗岩Nb-Y-Ce图解(图8)中样品投影在造山后A型花岗岩区域。Ti、Nb、Ta的亏损(TNT异常)为岛弧构造环境的重要标志之一(赵振华,2007),在微量元素原始地幔蛛网图(图4b)中也显示出明显的“TNT异常”。

区内二叠世花岗岩侵入地层为晚石炭世本巴图组、阿木山组。阿木山组底界与下伏本巴图组整合接触,局部为断层接触。本巴图组为一套海相碎屑岩夹火山碎屑岩沉积建造,由正常沉积的泥岩、粉砂质泥岩、粉砂岩、长石杂砂岩夹凝灰质泥岩、凝灰岩、硅质岩等组成,岩石普遍发生轻微变质。依托地层剖面,从岩石特征、岩性组合分析,部分层位以泥质、粉砂质、砂质沉积为主,发育深水环境的类复理石建造。

阿木山组为一套滨浅海相陆缘碎屑岩夹碳酸盐沉积建造,由生物碎屑灰岩、腕足微泥晶灰岩、泥质凝灰质粉砂岩、岩屑砂岩、凝灰岩屑质泥岩、微晶硅质岩等组成。经鉴定分析灰岩中含丰富的腕足类化石及棘皮、苔藓虫、珊瑚碎片;砂岩部分层位含丰富的腕足类化石,个体保存较完整,种类丰富,化石时代集中于晚石炭世—早二叠世。

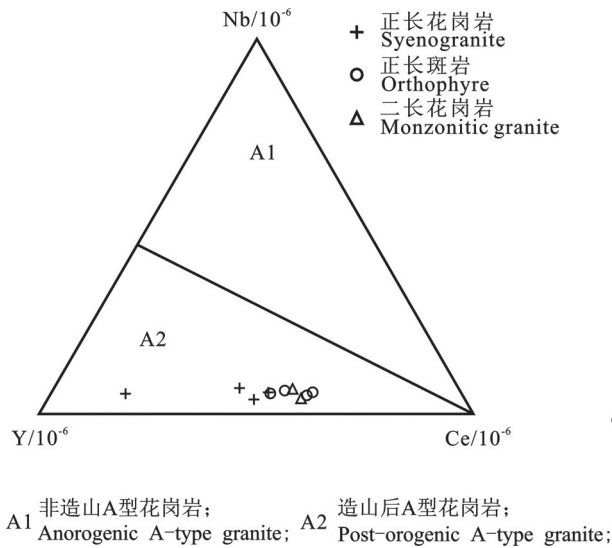


图8 A型花岗岩的Nb-Y-Ce图解(底图据Eby, 1992)
Fig.8 Nb-Y-Ce diagram of A-type granite (after Eby, 1992)

此外,在本巴图组获得了火山碎屑岩锆石U-Pb年龄为(322.6±4.4) Ma、(323.2±2.2) Ma,为早石炭世晚期至晚石炭世早期。在阿木山组的安山岩夹层中获得了锆石U-Pb年龄为(302.3±1.7) Ma,为晚石炭世岛弧岩浆作用产物。沉积物、古生物、高精度测年证据指示晚石炭世研究区具有海相沉积环境特征。

区域上花岗岩带空间展布范围大,东西向延伸长,在相近的构造背景下不同地区的地质情况存在差异,各展布的花岗岩体具有共性特征的同时又具有特殊性。区内花岗岩具有形成压力低、温度高的特点,其形成代表了碰撞后的伸展构造事件,结合研究区内围岩地层中火山岩夹层测年结果及围岩地层具有海相沉积的特点,可以推断在(302.3±1.7) Ma到(274.2±1.4) Ma之间,贺根山洋闭合并完成了挤压碰撞到碰撞后伸展的转换。

7 结 论

(1)内蒙古锡林浩特市朝克乌拉山附近巴拉巴契乌拉—巴格达乌拉一带晚古生代侵入岩类主要以正长花岗岩、二长花岗岩和正长斑岩为主,锆石U-Pb测年结果为(275.6±1.3) Ma、(274.2±1.4) Ma,岩体形成时代为早二叠世晚期。

(2)岩石分异程度较高,具有高硅、富碱、贫钙、镁的特点,A/CNK值分布在0.92~1.3,显示了岩体具有铝质特征。轻重稀土元素存在一定程度的分馏,总体

表现出轻稀土相对富集、重稀土相对亏损,具有明显的负Eu异常,Rb、Th、K、La、Ce、Nd、Zr、Hf、Sm等元素明显富集,Ba、Ta、Nb、Sr、P、Ti元素显著亏损。

(3)岩石具有不同于传统A型花岗岩特征,属于铝质A型花岗岩系列,产出于碰撞后或造山后的张性构造环境,其源岩与岛弧岩浆作用有关。

(4)晚石炭世至早二叠世晚期,贺根山洋闭合并完成了挤压碰撞到碰撞后伸展的转换,以产生区域上大规模岩浆活动为特征。

致谢:本文在写作过程中得到了山西省地质调查院王权总工程师、柴金钟教授级高级工程师、魏云峰高级工程师的指导和帮助,匿名审稿专家对文章的修改提出了宝贵的意见,在此表示衷心的感谢!

注释

①内蒙古自治区区域地质测量队. 1977. 巴彦宝力格幅1:20万区域地质调查报告[R].

②鞠文信. 2008. 朝克乌拉幅1:25万区域地质调查报告[R]. 呼和浩特:内蒙古自治区地质调查院.

References

- Cheng Yinhang, Teng Xuejian, Xin Houtian, Yang Junquan, Ji Shiping, Zhang Yong, Li Yanfeng. 2012. SHRIMP zircon U-Pb dating of granites in Mahonondor area, East Ujimqin Banner, Inner Mongolia[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 31(3): 323-334(in Chinese with English abstract).
- Eby G N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications[J]. Geology, 20(7): 641-644.
- Jiang Shaoyong, Zhao Kuidong, Jiang Yaohui, Dai Baozhang. 2008. Characteristics and genesis of Mesozoic A-type granites and associated mineral deposits in the southern Hunan and northern Guangxi Provinces along the Shi-Hang belt, South China[J]. Geological Journal of China Universities, 14(4): 496-509(in Chinese with English abstract).
- Jia Xiaohui, Wang Qiang, Tang Gongjian. 2009. A-type granites: research progress and implications[J]. Geotectonica et Metallogenia, 33(3): 465-480(in Chinese with English abstract).
- Loiselle M C, Wones D R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites[J]. Geological Society of America Abstract Progressing, (11): 468.
- Lou Yaer, Du Yangsong. 2003. A review of petrogenetic classification of granitoids[J]. Earth Science Frontiers, 10(3): 269-275(in Chinese with English abstract).
- Li Xiaowei, Mo Xuanxue, Zhao Zhidan, Zhu Dicheng. 2010. A discussion on how to discriminate A-type granite[J]. Geological Bulletin of China, 29(2/3): 278-285(in Chinese with English abstract).

- abstract).
- Li Min, Li Min, Cheng Yinhang, Ren Bangfang, Li Yanfeng, Zhang Tianfu. 2015. Characteristics and geological significance of chronology and geochemistry of Bayandulan monzonitic granites in Dong Ujimqin Qi, Inner Mongolia[J]. Geological Science and Technology Information, 34(4): 6–14(in Chinese with English abstract).
- Li Ke, Zhang Zhicheng, Feng Zhishuo, Li Jianfeng, Tang Wenhao, Luo Zhiwen, Chen Yan. 2015. Two-phase magmatic events during Late Paleozoic in the north of the Central Inner Mongolia–Da Hinggan Orogenic Belt and its tectonic significance[J]. Acta Geologica Sinica, 89(2): 272–288(in Chinese with English abstract).
- Maniar P D, Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids[J]. Geological Society of America Bulletin, 101(5): 635–643.
- Middlemost E A. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system[J]. Earth–Science Reviews, 37(3/4): 215–224.
- Nie Fengjun, Cao Yi, Ding Chengwu, Liu Yifei. 2014. Preliminary discussions on the rejuvenated metallogenesis of the Da Hinggan–Mongolia Paleozoic orogenic belt as deduced from the studies on Sn, W and Mo–polymetallic deposits occurring within the Xilinhot and Ergun Massifs[J]. Acta Petrologica Sinica, 30(7): 2063–2080(in Chinese with English abstract).
- Peccerillo A, Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calc–alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 58(1): 63–81.
- Qiu Jiansheng, Xiao E, Hu Jian, Xu Xisheng, Jiang Shaoyong, Li Zhen. 2008. Petrogenesis of highly fractionated I–type granites in the coastal area of northeastern Fujian Province: Constraints from zircon U–Pb geochronology, geochemistry and Nd–Hf isotopes[J]. Acta Petrologica Sinica, 24(11): 2468–2484(in Chinese with English abstract).
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and Isotopic Systematic of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes[J]. Geological Society London Special Publications, 42: 313–345.
- Shi Xingjun, Zhang Lei, Wang Tao, Xiao Xuchang, Tong Ying, Zhang Jianjun, Geng Jianzhen, Ye Ke. 2014. Geochronology and geochemistry of the intermediate–acid intrusive rocks from Zongnaishan area in northern Alxa, Inner Mongolia, and their tectonic implications[J]. Acta Petrol. Mineral., 33(6): 989–1007(in Chinese with English abstract).
- Tang Kedong. 1992. Tectonic Evolution and Minerogenetic Regularities of the Fold Belt along the Northern Margins of Sino–Korean Plate [M]. Beijing: Peking University Press, 227(in Chinese with English abstract).
- Tong Ying, Hong Dawei, Wang Tao, Shi Xingjun, Zhang Jianjun, Zeng Tao. 2010. Spatial and temporal distribution of granitoids in the middle segment of the Sino–Mongolian border and its tectonic and metallogenic implications[J]. Acta Geoscientica Sinica, 31(3): 395–412(in Chinese with English abstract).
- Watson E B, Harrison T M. 1983. Zircon saturation revisited–temperature and composition effects in a variety of crustal magma types[J]. Earth Planet Sci. Lett., 64: 295–304
- Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. 1987. A–type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 95(4): 407–419.
- Wu Fuyuan, Li Xianhua, Yang Jinhui, Zheng Yongfei. 2007. Discussions on the petrogenesis of granites[J]. Acta Petrologica Sinica, 23(6): 1217–1238 (in Chinese with English abstract).
- Wu Suoping, Wang Meiyong, Qi Kaijing. 2007. Present situation of researches on A–type granites: A review[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 26(1): 57–66(in Chinese with English abstract).
- Wu Weiwei, Liao Qunan, Chen Shuai, Hu Chaobin, Tian Jian, Wang Fuming, Fan Guangming. 2015. Petrogenesis and geological significance of highly fractionated A–type granites in Kalasayi, East Junggar[J]. Geological Bulletin of China, 34(2/3): 385–399.
- Xiao E, Qiu Jiansheng, Xu Xisheng, Jiang Shaoyong, Hu Jian, Li Zhen. 2007. Geochronology and geochemistry of the Yaokeng alkaline granitic pluton in Zhejiang Province: Petrogenetic and tectonic implications[J]. Acta Petrologica Sinica, 23(6): 1431–1440 (in Chinese with English abstract).
- Xiao Zhongjun. 2015. Geochemical Characteristics, Zircon U–Pb Age of the early Permian alkaline granite and its geological significance in the Aershanbulage, Inner Mongolia[J]. Geological Survey and Research, 38(3): 171–181(in Chinese with English abstract).
- Yuan H L, Gao S, Liu X M. 2004. Accurate U–Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation–inductively coupled plasma–mass spectrometry[J]. Geostandards and Geoanalytical Research, 28: 357–370.
- Yuan H L, Gao S, Dai M N. 2008. Simultaneous determinations of U–Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser ablation quadrupole and multiple collector ICP–MS[J]. Chemical Geology, 247: 100–117.
- Ye Xusong, Liao Qunan, Ge Mengchun. 2011. Petrogenesis and tectonic significance of Triassic peraluminous granitoids in Xilinhaote and Linxi area, Inner Mongolia [J]. Geological Science and Technology Information, 30 (3): 57–64(in Chinese with English abstract).
- Zhang Qi, Wang Yan, Li Chengdong, Wang Yuanlong, Jin Weijun, Jia Xiuqin. 2006. Granite classification on the basis of Sr and Yb contents and its implications[J]. Acta Petrologica Sinica, 22(9): 2249–2269 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Qi, Pan Guoqiang, Li Chengdong, Jin Weijun, Jia Xiuqin. 2007. Granite tectonic environment problems: Reflections on third granite research[J]. Acta Petrologica Sinica, 23(11): 2683–2698(in Chinese with English abstract).
- Zhang Yuqing, Xu Liquan, Kang Xiaolong, Bao Yinwuliji. 2009. Age dating of alkali granite in Jingsitai area of Dong Ujimqin Banner,

- Inner Mongolia, and its significance[J]. *Geology in China*, 36(5): 988–995(in Chinese with English abstract).
- Zhang Qi, Ran Hao, Li Chengdong. 2012. A-type granite: What is the essence? [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 31(4): 621–626(in Chinese with English abstract).
- Zhang Lei, Lü Xinbiao, Liu Ge, Chen Jun, Chen Chao, Gao Qi, Liu Hong. 2013. Characteristics and genesis of continental back-arc A-type granites in the eastern segment of the Inner Mongolia–Da Hinggan Mountains orogenic belt[J]. *Geology in China*, 40(3): 869–884(in Chinese with English abstract).
- Zhao Zhenhua. 2007. How to use the trace element diagrams to discriminate tectonic setting[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 31(1): 92–103(in Chinese with English abstract).
- ### 附中文参考文献
- 程银行, 滕学建, 辛后田, 杨俊泉, 冀世平, 张永, 李艳锋. 2012. 内蒙古东乌旗狼麦温都尔花岗岩 SHRIMP 锆石 U–Pb 年龄及其地质意义[J]. *岩石矿物学杂志*, 31(3): 323–334.
- 蒋少涌, 赵葵东, 姜耀辉, 戴宝章. 2008. 十杭带湘南—桂北段中生代 A 型花岗岩带成矿特征及成因探讨[J]. *高校地质学报*, 14(4): 496–509.
- 贾小辉, 王强, 唐功建. 2009. A 型花岗岩的研究进展及意义[J]. *大地构造与成矿学*, 33(3): 465–480.
- 楼亚儿, 杜杨松. 2003. 花岗质岩石成因分类研究述评[J]. *地学前缘*, 10(3): 269–275.
- 李小伟, 莫宣学, 赵志丹, 朱弟成. 2010. 关于 A 型花岗岩判别过程中若干问题的讨论[J]. *地质通报*, 29(2/3): 278–285.
- 李敏, 李敏, 程银行, 任邦方, 李艳锋, 张天福. 2015. 内蒙古东乌旗巴彦都兰二长花岗岩年代学、地球化学特征及其地质意义[J]. *地质科技情报*, 34(4): 6–14.
- 李可, 张志诚, 冯志硕, 李建锋, 汤文豪, 罗志文, 陈彦. 2015. 兴蒙造山带中段北部晚古生代的两期岩浆活动及其构造意义[J]. *地质学报*, 89(2): 272–288.
- 聂凤军, 曹毅, 丁成武, 刘翼飞. 2014. 论兴蒙造山带叠生成矿作用——以锡林浩特和额尔古纳地块为例[J]. *岩石学报*, 30(7): 2063–2080.
- 邱检生, 肖娥, 胡建, 徐夕生, 蒋少涌, 李真. 2008. 福建北东沿海高分异 I 型花岗岩的成因: 锆石 U–Pb 年代学、地球化学和 Nd–Hf 同位素制约[J]. *岩石学报*, 24(11): 2468–2484.
- 史兴俊, 张磊, 王涛, 肖序常, 童英, 张建军, 耿建珍, 叶珂. 2014. 内蒙古阿拉善盟北部宗乃山中酸性侵入岩年代学、地球化学及构造意义[J]. *岩石矿物学杂志*, 33(6): 989–1007.
- 唐克东. 1992. 中朝板块北侧褶皱带构造演化及成矿规律[M]. 北京: 北京大学出版社, 227.
- 童英, 洪大卫, 王涛, 史兴俊, 张建军, 曾涛. 2010. 中蒙边境中段花岗岩时空分布特征及构造和找矿意义[J]. *地球学报*, 31(3): 395–412.
- 吴福元, 李献华, 杨进辉, 郑永飞. 2007. 花岗岩成因研究的若干问题[J]. *岩石学报*, 23(6): 1217–1238.
- 吴锁平, 王梅英, 戚开静. 2007. A 型花岗岩研究现状及述评[J]. *岩石矿物学杂志*, 26(1): 57–66.
- 吴魏伟, 廖群安, 陈帅, 胡朝斌, 田健, 王富明, 樊光明. 2015. 东准噶尔喀拉萨依高分异 A 型花岗岩岩石成因及其地质意义[J]. *地质通报*, 34(2/3): 385–399.
- 肖娥, 邱检生, 徐夕生, 蒋少涌, 胡建, 李真. 2007. 浙江瑶坑碱性花岗岩体的年代学、地球化学及其成因与构造指示意义[J]. *岩石学报*, 23(6): 1431–1440.
- 肖中军. 2015. 内蒙阿尔善布拉格一带早二叠世碱性花岗岩地球化学特征、锆石 U–Pb 年龄及其地质意义[J]. *地质调查与研究*, 38(3): 171–181.
- 叶栩松, 廖群安, 葛梦春. 2011. 内蒙古锡林浩特、林西地区三叠纪过铝质花岗岩的成因及构造意义[J]. *地质科技情报*, 30(3): 57–64.
- 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*, 22(9): 2249–2269.
- 张旗, 潘国强, 李承东, 金惟俊, 贾秀勤. 2007. 花岗岩构造环境问题: 关于花岗岩研究的思考之三[J]. *岩石学报*, 23(11): 2683–2698.
- 张玉清, 许立权, 康小龙, 宝音乌力吉. 2009. 内蒙古东乌珠穆沁旗京格斯台碱性花岗岩年龄及意义[J]. *中国地质*, 36(5): 988–995.
- 张旗, 冉晔, 李承东. 2012. A 型花岗岩的实质是什么? [J]. *岩石矿物学杂志*, 31(4): 621–626.
- 张磊, 吕新彪, 刘阁, 陈俊, 陈超, 高奇, 刘洪. 2013. 兴蒙造山带东段大陆弧后 A 型花岗岩特征与成因[J]. *中国地质*, 40(3): 869–884.
- 赵振华. 2007. 关于岩石微量元素构造环境判别图解使用的有关问题[J]. *大地构造与成矿学*, 31(1): 92–103.