第 25 卷第 2 期 2016 年 4 月 Vol. 25 No. 2

Apr. 2016

文章编号:1671-1947(2016)02-0113-08

中图分类号 :P597 ;P595

文献标志码 :A

内蒙古敖汉旗大黄花正长花岗岩锆石 U-Pb 年代学及地球化学特征

李 斌 游井胜 12 张建伟 3 李 伟 1 刘 淼 12

1.中国地质调查局 沈阳地质调查中心(沈阳地质矿产研究所) 辽宁 沈阳 110034; 2.吉林大学 地球科学学院,吉林 长春 130061;3.青岛大学 环境科学系,山东 青岛 266071

摘 要 通过研究大黄花正长花岗岩的锆石 U-Pb 年代学,结合地球化学特征,探讨其形成时代、岩石成因及其构造背景.大黄花正 长花岗岩的同位素测试结果为 162.6±1.9 Ma ,表明该岩体形成于中侏罗世晚期.该花岗岩主量元素具有高 Si、富碱、低 P 和 Ca 的特 征,微量元素具明显的 Eu、Ba、Sr、P、Ti 负异常.岩石经历了高分异演化(DI=95.1~95.88),为高分异 I 型花岗岩.极低的 Sr/Yb 比值 暗示其形成于一个非常低压的熔融环境.结合岩石地球化学、区域地质特征,认为大黄花正长花岗岩是蒙古-鄂霍次克缝合带演化 的产物,其形成于碰撞后的伸展环境.

关键词 :正长花岗岩 ,锆石 U-Pb 年代学 ,地球化学 ,敖汉旗 ;内蒙古

DOI:10.13686/j.cnki.dzyzy.2016.02.003

ZIRCON U-Pb GEOCHRONOLOGY AND GEOCHEMISTRY OF THE DAHUANGHUA SYENOGRANITE IN AOHAN QI, INNER MONGOLIA

LI Bin¹, CHEN Jing-sheng^{1,2}, ZHANG Jian-wei³, LI Wei¹, LIU Miao^{1,2}

 Shenyang Institute of Geology and Mineral resources, CGS, Shenyang 110034, China; 2. College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun 130061, China; 3. Department of Environmental Science, Qingdao University, Qingdao 266071, Shandong Province, China

Abstract : Based on the study of zircon U-Pb geochronology and geochemistry of the Dahuanghua syenogranite in Aohan Qi, Inner Mongolia, the formation time, petrogenesis and tectonic background are discussed. The result of the zircon U-Pb age by laser ablation ICP-MS technique is 162.6±1.9 Ma, indicating that the Dahuanghua syenogranite is formed in late Middle Jurassic. The major and rare elements are characterized by high Si, rich alkaline and obviously negative Eu, Ba, Sr, P and Ti anomalies. The rock, which experienced a high fractionate evolution (DI=95.1–95.88), is highly fractionated I-type granite. The low Sr/Yb ratio implies that it was formed in a melting environment with very low pressure. Combining the geochemical and regional geological characteristics, it is suggested that the Dahuanghua syenogranite should be generated in postcollisional extension tectonic setting with the evolution of Mongolian-Okhotsk suture zone.

Key words : syenogranite; zircon U-Pb age; geochemistry; Aohan Qi; Inner Mongolia

0 引言

赤峰地区位于华北地台北缘,处于地台与造山带 的交界位置,是成矿的有利地带.矿化现象较多,金属 矿产以金、铜、铁、铅锌等多金属为主,非金属矿产为 煤、石灰石、萤石等.前人对区内金矿研究程度较高, 发现的金矿床主要有金厂沟梁^[1-2]、烧锅营子^[3-4]、撰 山子^[5]、二道沟^[6]等金矿床,但对于铜矿来说,相对研 究较少. 笔者在赤峰市敖汉旗地区进行 1:5 万区域地 质矿产调查工作时新发现了大黄花以铜为主的多金属 矿化点,在该地区尚属首次发现. 此矿化点产于正长花 岗岩体与上石炭统酒局子组的接触部位,其成因与岩 体关系密切. 研究正长花岗岩岩体对指导本区地表、深

收稿日期 2015-06-03 修回日期 2015-07-06. 编辑 李兰英.

基金项目:中国地质调查局项目"内蒙古1:5万敖汉旗(K50E011024)、捣格朗营子(K51E011001)、新地(K50E012024)、铁匠营子(K51E012001)幅区域 地质矿产调查"(编号12120113053400)和"内蒙古敖汉旗大黄花地区矿产地质调查"(编号12120114055501).

作者简介 李斌(1986—) 男 硕士 主要从事火成岩岩石学研究工作 通信地址 辽宁省沈阳市皇姑区黄河北大街 280 号 E-mail//717121767@qq.com

部铜矿找矿工作具有重要意义.本文主要研究大黄花 正长花岗岩岩体的锆石 U-Pb 年代学,结合地球化学 特征,探讨其形成时代、岩石成因及构造背景,以期为 研究华北板块在中侏罗世的构造演化提供资料,为在 大兴安岭南段找矿提供线索.

1 地质概况及样品特征

研究区位于内蒙古赤峰市敖汉旗南部,大兴安岭 成矿带、赤峰金银多金属成矿带内.大黄花正长花岗岩 岩体位于内蒙古敖汉旗大黄花胡同村南,大地构造位 置属华北板块北部陆缘增生带,北侧紧邻兴蒙造山带. 前人资料⁹⁹将其划为二叠纪正长花岗岩的一部分.大 黄花正长花岗岩岩体呈不规则状产出,出露面积较小, 约9km²(图1).岩体侵入中石炭统酒局子组之中,两 者接触带附近的蚀变带是成矿的有利部位,可见酒局 子组地层的变质砂岩、粉砂岩发育孔雀石化、蓝铜矿化 等. 张家口组火山岩角度不整合覆盖于岩体和酒局子 组地层之上,在岩体内部可见张家口组、义县组火山岩 零星出露,角度不整合覆盖于岩体之上.

研究区构造发育,以东西向和北东向为主,东西向 构造(赤峰-开原断裂)较早,北东向构造较晚,其中北 东向断裂是区内主要的控矿构造,控制了区内矿化带 (蚀变带)的分布方向,其独特的构造位置决定了本区 具有良好的成矿潜力^[7].

岩石风化面浅肉红色-黄褐色,新鲜面肉红色,半 自形粒状结构,块状构造(局部可见岩石发生碎裂岩 化),矿物粒径较均匀,粒径1.2~3.0 mm,以中粒为主. 主要矿物成分:石英为22%~35%,他形粒状,边缘齿 状,波状消光,钾长石55%~64%,半自形宽板状、粒状, 成分为条纹长石,见卡氏双晶,表面泥化,斜长石5%~



图 1 大黄花地区地质简图

Fig. 1 Simplified geological map of Dahuanghua area

(a) —研究区大地构造位置(tectonic position of study area) (b) —野外实测地质图(field survey map);1—第四系(Quaternary) 2—义县组一段火山岩 (1st mem. of Yixian fm.) 3—张家口组火山岩(Zhangjiakou fm.) 并—酒局子组地层(Jiujuzi fm.) 5—中侏罗世中粒正长花岗岩(Meddle Jurassic syenogranite) 5— 晚三叠世中粒花岗闪长岩(Late Triassic medium-grained granodiorite);7—采样点位置和点号(sampling position and number) 8—村庄(village);9—铜 矿化点(Cu occurrence)

辽宁地质局第二区域地质测量队. 敖汉旗幅 1:20 万区域地质矿产报告. 1970.
 ②吉林大学. 赤峰市幅 1:25 万区域地质调查报告. 2012.

20%,半自形宽板状集合体,堆积分布,聚片双晶纹较 细密或宽窄不一,更长石为主,表面模糊,中心强绢云 母化;黑云母1%~3%,不规则片状,黄褐色,微弱多色 性,强烈铁染.

2 分析方法

样品的破碎和锆石的挑选工作由河北省区域地质 调查大队地质实验室完成. 镀碳后进行阴极发光扫描 电镜显微照相(CL). 锆石的阴极发光图像(图 2)采集 及打点工作由武汉地质调查中心国土资源部中南矿产 监督检测中心完成.

采用锆石激光剥蚀等离子体质谱(LA-ICP-MS) U-Pb 同位素对锆石进行数据采集 同时采集锆石微量 元素含量.激光剥蚀系统为 GeoLas2005 JCP-MS 为 Agilent 7500a.激光剥蚀过程中采用氦气作为载气、氩 气为补偿气以调节灵敏度,二者在进入 ICP 之前通过 一个 T 型接头混合.在等离子体中心气流(Ar+He)中 加入了少量氮气,以提高仪器灵敏度、降低检出限和改 善分析精密度.采用软件 ICPMSDataCal 对分析数据的 离线处理.锆石微量元素含量利用 NIST610 作为外 标、Si 作为内标的方法进行定量计算.U-Pb 同位素定 年中采用锆石标准 91500 作外标进行同位素分馏校 正,每分析 5 个样品点,分析 2 次 91500.锆石标准 91500 的 U-Th-Pb 同位素比值推荐值据文献[8].锆 石样品的 U-Pb 年龄谐和图绘制和年龄权重平均计算 均采用 Isoplot/Ex_ver3^[9]完成.

3 分析结果



正长花岗岩样品(PM203-4-4)的锆石 U-Pb 同位 素测年结果见表 1. 选择了 6 个样品进行了主量元素、 稀土元素和微量元素测定,数据列于表 2.

3.1 年代学

本研究对采自敖汉旗地区的正长花岗岩样品 (PM203-4-4)进行了锆石 U-Pb 同位素测年,分析结 果见表 1 和图 2. 样品中的锆石多呈自形或半自形,少 量形态不规则,长宽比为2:1~3:1,长径介于 50~110 μm, CL 图像显示锆石生长环带发育(图 2),U、Th 含量分 别为 695~2206 和 609~1500,Th/U 比值=0.62~1.03,表 明其为岩浆成因锆石.共选取 20 个点进行测试,由于 7 个点的谐和度都很高,故舍去.其余 13 个谐和度较 好.其中 12 个点的²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄为 162.6± 1.9 Ma,代表正长花岗岩的形成年龄为中侏罗世晚期.

3.2 主量元素

该花岗岩主量元素特征较一致(表 2),高 SiO₂含量(76.2%~76.9%),富 Na₂O(3.92%~3.99%)、K₂O(3.93%~4.25%),Na₂O/K₂O 为 0.93~1.在 SiO₂-K₂O 图解(图 3a)中样品基本落入了高钾钙碱性系列中.Al₂O₃含量中一低等,A/CNK 值(1.12~1.16)较高,属于过铝质花岗岩.相对富铁贫镁,FeO^T/MgO=7.29~12.13.分异指数(DI=95.1~95.88)高,显示岩石经历了高分异演化.在 QAP 图解(图 3b)上样品均落入碱长花岗岩区.结合薄片鉴定,定名为正长花岗岩.

3.3 稀土和微量元素

岩石稀土总量较低(表 2),∑REE=90.69×10⁻⁶~ 139.72×10⁻⁶,平均含量 119.33×10⁻⁶,(La/Yb)_N=1.65~ 3.22,(La/Sm)_N=3.09~4.17,(Gd/Yb)_N=0.85~0.97. 在稀





		Tab	le 1 The L	A-ICP-MS	U-Pb analysi	s results of t	he syenogra	nite			
样品号及	含量/10-6				同位素比值				年龄/Ma		
分析点号	Pb	Th	U	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	
PM203-4-4-01	11.06	212.81	341.80	0.62	0.24064	0.02264	0.02758	0.00105	175	7	
РМ203-4-4-02	28.37	609.13	944.25	0.65	0.18709	0.00621	0.02556	0.00039	163	2	
РМ203-4-4-03	8.12	160.97	237.73	0.68	0.23385	0.03973	0.03013	0.00198	191	12	
РМ203-4-4-04	37.65	820.20	1232.97	0.67	0.17950	0.00609	0.02606	0.00031	166	2	
РМ203-4-4-05	36.88	842.34	1212.54	0.69	0.17479	0.00561	0.02525	0.00033	161	2	
PM203-4-4-06	22.93	714.58	695.82	1.03	0.18563	0.00712	0.02525	0.00033	161	2	
PM203-4-4-07	4.34	77.89	138.17	0.56	0.21871	0.02091	0.02692	0.00084	171	5	
PM203-4-4-08	29.82	605.24	920.69	0.66	0.19700	0.00700	0.02692	0.00037	171	2	
PM203-4-4-09	40.80	1116.67	1286.58	0.87	0.17358	0.00627	0.02547	0.00036	162	2	
РМ203-4-4-10	56.95	394.75	663.09	0.60	0.57920	0.01813	0.07197	0.00100	448	6	
PM203-4-4-11	67.54	1405.03	2206.61	0.64	0.17433	0.00452	0.02550	0.00036	162	2	
PM203-4-4-12	27.38	556.76	953.04	0.58	0.16252	0.00587	0.02375	0.00038	151	2	
PM203-4-4-13	48.36	997.34	1616.09	0.62	0.17395	0.00661	0.02473	0.00036	157	2	
PM203-4-4-14	33.48	1086.78	1011.84	1.07	0.21774	0.01575	0.02740	0.00057	174	4	
РМ203-4-4-15	62.30	1500.14	1929.51	0.78	0.18214	0.00516	0.02605	0.00037	166	2	
PM203-4-4-16	38.47	1136.35	1207.07	0.94	0.17833	0.00648	0.02497	0.00036	159	2	
PM203-4-4-17	41.96	1048.10	1336.71	0.78	0.17727	0.00528	0.02557	0.00037	163	2	
PM203-4-4-18	46.29	919.52	1466.89	0.63	0.20361	0.00861	0.02640	0.00035	168	2	
РМ203-4-4-19	27.03	975.20	814.00	1.20	0.23387	0.01215	0.02803	0.00056	178	4	
PM203_4_4_20	61 30	1306.24	2038 31	0.64	0 17594	0.00/180	0.02574	0.00036	164	2	







土元素球粒陨石标准化配分图解(图 4a)上 表现为轻 稀土相对富集,重稀土相对亏损,重稀土分馏不明显; 具明显的负 Eu 异常(δEu=0.09~0.28)及 Ce 的正异常 (δCe=1.39~2.23)稀土元素配分曲线"四分组效应"明 显. 在微量元素原始地幔标准化蛛网图(图 4b)上,相 对富集大离子亲石元素 Rb、K、Th 等,明显亏损 Ba、 Sr、P、Ti 等.

4 讨论

4.1 岩体形成时代及其对铜矿化的制约

	PM203-2-2	PM203-4-1	PM203-4-3	PM203-4-5	PM203-6-1	PM203-8-1
SiO ₂	76.8	76.8	76.2	76.9	76.4	76.4
${\rm TiO}_2$	0.060	0.061	0.059	0.056	0.059	0.065
Al_2O_3	12.7	12.8	12.8	12.7	12.8	13.0
Fe_2O_3	1.26	1.39	1.62	1.31	1.58	1.34
FeO	0.49	0.45	0.515	0.49	0.63	0.58
MnO	0.015	0.011	0.022	0.019	0.024	0.013
MgO	0.14	0.16	0.19	0.23	0.17	0.18
CaO	0.11	0.14	0.14	0.14	0.12	0.14
Na ₂ O	3.96	3.94	3.98	3.92	3.99	3.98
K_2O	4.25	3.93	4.12	4.01	4.07	4.11
P_2O_5	0.012	0.010	0.012	0.011	0.016	0.011
LOI	0.63	0.78	0.82	0.75	0.72	0.77
Total	100.43	100.38	100.46	100.44	100.57	100.51
Na ₂ O+K ₂ O	8.22	7.87	8.10	7.93	8.06	8.09
K ₂ O/Na ₂ O	1.07	1.00	1.04	1.02	1.02	1.03
A/NKC	1.12	1.16	1.13	1.15	1.14	1.15
F/M	11.29	10.92	10.23	7.29	12.13	9.90
DI	95.88	95.23	95.13	95.27	95.1	95.17
La	17.8	16.4	18.8	12.7	11.7	10.7
Ce	58.6	70.0	71.3	61.5	44.6	58.2
Pr	5.71	5.37	5.92	4.16	3.98	3.68
Nd	19.6	18.8	21.0	14.9	13.8	13.2
Sm	4.40	4.31	4.51	3.68	3.23	3.46
Eu	0.38	0.24	0.13	0.26	0.13	0.14
Gd	3.78	3.97	3.83	3.61	2.69	3.85
Tb	0.81	0.83	0.77	0.83	0.55	0.87
Dy	5.00	5.22	4.74	5.14	3.54	5.54
Ho	1.04	1.07	0.97	1.03	0.72	1.15
Er	2.92	3.24	2.80	3.00	1.97	3.16
Tm	0.57	0.57	0.53	0.57	0.38	0.62
Yb	4.16	4.23	3.95	4.22	2.99	4.36
Lu	0.52	0.55	0.52	0.54	0.37	0.56
Υ	37.8	32.4	40.9	34.7	42.3	39.6
Σ REE	125.20	134.73	139.72	116.11	90.69	109.54
LREE/HREE	5.66	5.85	6.72	5.13	5.87	4.45
$La_N Yb_N$	2.88	2.61	3.22	2.02	2.65	1.65
δΕυ	0.28	0.18	0.09	0.21	0.13	0.11
Th	33.1	33.9	36.7	37.8	44.9	39.0
U	2.06	2.10	2.42	1.96	2.38	2.09
Hf	5.64	7.07	5.31	6.31	4.05	6.87
Та	3.70	2.83	2.43	2.95	2.31	2.02
Sc	3.73	5.27	4.81	3.84	3.84	3.95
Li	5.06	5.68	6.11	6.46	6.25	7.18
Be	3.23	4.09	6.23	4.35	5.33	4.79
Ba	116	115	91.6	100	102	115
Cr	4.97	5.30	4.02	3.90	4.49	5.39
Nb	29.6	28.9	35.5	29.2	34.4	30.2
Ni	1.25	3.11	1.93	1.82	3.18	2.23
Rb	197	183	197	186	184	194
Sr	18.9	18.3	18.3	17.4	17.3	18.8
Zr	146	162	171	162	176	174
Co	1.69	1.81	0.11	0.53	1.54	2.62
Pb	2.66	1.07	3.82	0.07	3.41	2.39

表 2 大黄花正长花岗岩主量元素、稀土及微量元素分析结果 Table 2 Major element, trace element and rare earth element contents of the Dahuanghua syenogranite



Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element spidergrams (b) of Dahuanghua syenogranite

通过锆石 U-Pb 年龄测试,大黄花正长花岗岩的 锆石生长环带发育,Th/U 比值大于 0.4 ,表明其为岩浆 成因锆石. 162.6±1.9 Ma 代表大黄花正长花岗岩的形 成年龄,其形成时代为中侏罗世晚期. 前人资料⁹⁹将大 黄花正长花岗岩被划为二叠纪正长花岗岩岩体的一部 分,通过锆石 U-Pb 年龄测试将其从该岩体中解体出 来. 除此之外,在本次 1:5 万区调中选取的其他两个样 品,分别获得中二叠世、早侏罗世晚期的年龄(未发 表)表明原"二叠纪正长花岗岩岩体"为形成于不同时 代的杂岩. 对原"二叠纪正长花岗岩岩体"还需进行详 细的岩石学、年代学研究,该岩体还存在进一步解体的 可能性.

侏罗纪—白垩纪期间的燕山运动深刻影响着中国 广大地区,发生了岩浆-火山活动及大规模成矿作用, 岩浆的高度结晶分异有利于铜等在岩浆热液中富集并 进一步形成矿床.在稀土元素球粒陨石标准化配分图 解上可以看出,大黄花正长花岗岩具有明显的"四分组 效应".具"四分组效应"的花岗岩经常与区内大规模成 矿作用关系密切^[10].流体出溶和流体去气作用,改变 了体系的物理化学条件,也改变了流体的性质,将非常 有利于成矿元素的富集^[11].矿化时间上与各自区内最 晚一次花岗质岩浆作用同时或稍晚^[12-14].因此,大黄花 铜多金属矿化点的形成可能与岩浆的侵入有密切关 系 略晚于大黄花正长花岗岩的形成年龄.这正对应于 朝阳-赤峰地区金矿成矿时代的中期(160 Ma)^[15].

4.2 花岗岩成因及源区特征

MISA 是目前最常用的花岗岩分类方案,角闪石、 【 ●辽宁地质局第二区域地质测量队. 敖汉旗幅 1:20 万区域地质矿产报告. 1970. ❷吉林大学. 赤峰市幅 1:25 万区域地质调查报告. 2012.

堇青石、碱性暗色矿物是判断 I、S、A 型花岗岩的重要 矿物学标志[10]. 大黄花正长花岗岩不具有上述判别矿 物 在岩相学上较难区分其成因类型 因此只能通过地 球化学特征探讨其成因类型. 然而, 当 I、S 型花岗岩经 历高度分异结晶作用之后,其某些地球化学特征与A 型花岗岩相似. Ebv^[16]认为 采用 SiO-FeO^T/MgO 图解, 可以有效地将 A 型花岗岩与分异的其他类型花岗岩 区分. 但是随着岩浆分异程度的增加, 岩浆的 FeO^T/ MgO 比值会逐渐增加,常常会使一些高分异的 I 型花 岗岩落入 A 型花岗岩的范围^[17].在 SiO-FeO^T/MgO 图 解(图 5a)上,样品多落入 A 型花岗岩一侧,只有一个 样品落入 I、S 型花岗岩区域;附近的早侏罗世晚期正 长花岗岩落入 I、S 型花岗岩区域,暗示大黄花正长花 岗岩可能不是 A 型花岗岩. 大黄花正长花岗岩稀土元 素总量较低,没有表现出Nb、Zr等元素的明显富集; Zr<250×10⁻⁶ Zr+Nb+Ce+Y<350×10⁻⁶ 在(Zr+Nb+Ce+Y)-FeO^T/MgO 图解(图 5b)上 样品落入高分异花岗岩区 域. 综上 本文认为大黄花正长花岗岩应为高分异花岗 岩 而非 A 型花岗岩.

尽管这些花岗岩为过铝质,表现出S型花岗岩的 特点.但岩石不含堇青石、白云母等矿物;样品 Al₂O₃ 含量并不高,过铝主要是因为 CaO 含量(0.11~0.14)较 低造成的;岩石 Na₂O 含量、Fe³⁺/Fe²⁺比值较高,P₂O₅含 量低(<0.016),与高分异S型花岗岩明显不同;无 Nb、 Ta 元素的亏损,表明可能无陆壳物质的参与.东北地 区中生代花岗岩主要为I型,并以高分异I型为主^[18]. 因此,笔者认为大黄花正长花岗岩为高分异I型花岗岩.



图 5 大黄花正长花岗岩 SiO₂-FeO^T/MgO 图解和(Zr+Nb+Ce+Y)-FeO^T/MgO 图解 Fig. 5 The SiO₂-FeO^T/MgO and (Zr+Nb+Ce+Y)-FeO^T/MgO diagrams of Dahuanghua syenogranite 1—中侏罗世晚期大黄花正长花岗岩(late Middle Jurassic syenogranite) 2—早侏罗世晚期大黄花正长花岗岩(late Early Jurassic syenogranite)

较高的 Rb/Sr 比值(约为 10.5)和明显的 Eu 负异 常 表明岩石经历了强烈的结晶分异作用. 所有样品均 具有低 Sr 和强烈的 Eu 负异常,暗示源区存在大量斜 长石的残留;极低的 Sr/Yb 比值暗示了一个非常低压 的熔融环境^[19] /低 TiO₂ 和 P₂O₅ ,表明岩浆经历了显著 的钛铁矿、磷灰石等矿物的分离结晶作用.

4.3 构造背景

第2期

对冀北--辽西地区中生代的构造背景主要有两种 观点,一种认为此时本区受古太平洋板块俯冲作用 影响^[20-21];而近些年另一种观点认为本区此时是受蒙 古--鄂霍次克构造体系影响^[22-24].对古太平洋板块俯 冲开始的时间现多认为是早—中侏罗世^[21,25].有证据 表明古太平洋俯冲对冀北-辽西地区的影响有限^[23]. 目前多认为蒙古-鄂霍次克洋的俯冲延续至三叠纪, 对于蒙古-鄂霍次克板块东段碰撞闭合的时间可持续 到晚侏罗世—早白垩世^[26-27].本文获得的 162 Ma 的 年龄与冀北-辽西地区蓝旗组火山岩喷发的峰期相吻 合,此火山岩形成于与加厚陆壳垮塌阶段相对应的伸 展环境^[24],其形成被认为是蒙古-鄂霍次克缝合带演 化的产物,而与环太平洋构造体系无关.在(Y+Nb)-Rb 和 Rb/30-Hf-Ta×3 构造环境判别图解(图 6)中,大黄 花正长花岗岩全部落于碰撞后花岗岩区.综上所述,大

Rb/30





Fig. 6 The (Y+Nb)-Rb and Rb/30-Hf-Ta×3 diagrams of Dahuanghua syenogranite

syn-COLG—同碰撞花岗岩(syn-collisional granite) , WPG—板内花岗岩(within plate granite) , NAG—火山弧花岗岩(volcanic arc granite) , ORG—洋中脊 花岗岩(ocean ridge granite) , Post-COLG—后碰撞花岗岩(Post-collisional granite)

119

黄花正长花岗岩是蒙古-鄂霍次克缝合带演化的产物,其形成于碰撞后的伸展环境.

5 结论

(1)通过锆石 U-Pb 定年,确定了大黄花正长花岗 岩的形成年龄为 162.6±1.9 Ma,为中侏罗世晚期,而非 二叠纪.原二叠纪正长花岗岩岩体还存在进一步解体 的可能性.

(2)大黄花正长花岗岩具有高 Si、富碱、低 P 和 Ca,具明显的 Eu、Ba、Sr、P、Ti 负异常. 岩石稀土元素具 有明显的"四分组效应" 经历了高分异演化(DI=95.1~ 95.88),为高分异 I 型花岗岩,而非 A 型花岗岩.

(3)结合岩石地球化学、区域地质特征,大黄花正 长花岗岩是蒙古-鄂霍次克缝合带演化的产物,其形 成于碰撞后的伸展环境.

参考文献:

- [1]牛树银,王宝德,张建珍,等.内蒙古金厂沟梁金矿的构造特征及深 部找矿预测[J].大地构造与成矿学,2011,35(3):348—354.
- [2]宋维民,邢德和,郭胜哲,等.内蒙古金厂沟梁西对面沟岩体岩石地 球化学特征及意义[J].地质与资源,2009,18(2):134—139.
- [3]郑超,王建国,赵纯福,等.建平烧锅营子金矿区矿化地质特征及找 矿标志[J].沈阳黄金学院学报,1995,14(2):101-109.
- [4]李鹏飞. 烧锅营子金矿区构造控矿规律与成矿预测[D]. 沈阳:东北 大学, 2009: 1—90.
- [5]李秀琴 杨吉. 内蒙撰山子金矿赋存规律及成矿预测[J]. 长春科技 大学学报, 1998, 30(1): 32—35.
- [6] 庞奖励, 裘愉卓. 辽宁二道沟金矿床成矿地球化学条件研究[J]. 地 质地球化学, 1996, 4: 25—29.
- [7]王时麒,孙承志.内蒙古赤峰地区金矿地质[M].呼和浩特:内蒙古人 民出版社,1994:375.
- [8]Wiedenbeck M, Alle P, Corfu F, et al. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses[J]. Geostandards and Geoanalytical Research, 1995,19(1): 1—23.
- [9]Ludwig K R. ISOPLOT 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel[C]. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2003, 1— 70.
- [10]吴福元 李献华 杨进辉 ,等. 花岗岩成因研究的若干问题[J]. 岩石 学报, 2007, 23(6): 1217—1238.
- [11]陶继华,李武显,李献华,等. 赣南龙源坝地区燕山期高分异花岗岩 年代学、地球化学及锆石 Hf-O 同位素研究[J]. 中国科学, 2013, 43 (5):760-778.
- [12]阎志军 阴翠珍,孙洪礼,等. 撰山子金矿田燕山期花岗岩特征及其 与金矿的关系[J]. 黄金, 1997, 18(2): 8—15.
- [13] 苗来成,范蔚茗,翟明国,等.金厂沟梁-二道沟金矿田内花岗岩类

侵入体锆石的离子探针 U-Pb 年代学及意义[J]. 岩石学报, 2003, 19(1): 71-80.

- [14]孙珍军. 华北克拉通北缘赤峰-朝阳地区金矿成矿作用研究[D]. 长春: 吉林大学, 2013.
- [15]陈井胜, 彭艳东, 刘森, 等. 辽西建平烧锅营子金矿花岗岩的锆石
 U-Pb年代学、地球化学特征及地质意义[J]. 中国地质, 2016, 43
 (2): 395-409.
- [16]Eby G N. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis [J]. Lithos, 1990, 26: 115-134.
- [17]Eby G N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications[J]. Geology, 1992, 20: 641—644.
- [18]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]. Chem Geol, 2002, 187: 143—173.
- [19]张旗,王焰,李承东,等.花岗岩的 Sr-Yb 分类及其地质意义[J].岩 石学报, 2006, 22(9): 2249—2269.
- [20]吴福元 / 葛文春 ,孙德有 ,等. 中国东部岩石圈减薄研究中的几个问题[J]. 地学前缘, 2003, 10(3): 51—60.
- [21]WU Fu-yuan, SUN De-you, GE Wen-chun. Geochronology of the phanerozoic granitoids in Northeastern China[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2011, 41(1): 1—30.
- [22] 孟恩,许文良 杨德彬,等. 满洲里地区灵泉盆地中生代火山岩的锆石 U-Pb 年代学、地球化学及其地质意义[J]. 岩石学报, 2011, 27 (4): 1209—1226.
- [23]许文良, 王枫, 裴福萍, 等. 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, 2013, 29(2): 339—353.
- [24]Xu W L, Pei F P, Wang F, et al. Spatial-temporal relationships of Mesozoic volcanic rocks in NE China: Constraints on tectonic overprinting and transformations between multiple tectonic systems[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2013, 74: 17—193.
- [25]Xu W L, Ji W Q, Pei F P, et al. Triassic volcanism in eastern Heilongjiang and Jilin provinces, NE China: Chronology, geochemistry and tectonic implications[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2009, 34 (3): 392—402.
- [26]Kravchinsky V A, Cogné J P, Harbert W P, et al. Evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol-Okhotsk suture zone, Siberia [J]. Geophysical Journal International, 2002, 148(1): 34—57.
- [27]Sorokin A A, Sorokin A P, Ponomarchuk V A, et al. The age and geochemistry of volcanic rocks on the eastern flank of the Umlekan-Ogodzha volcanoplutonic belt (Amur region)[J]. Russian Geology and Geophysics, 2010, 51(4): 369—379.