

内蒙古锡林浩特东部地区早白垩世花岗岩地球化学、锆石 U-Pb 年龄及地质意义

袁建国^{1,2}, 顾玉超^{1,3}, 肖荣阁¹, 屈云燕², 段凯波², 韩 玥⁴

(1. 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083; 2. 中化地质矿山总局 化工地质调查总院, 北京 100013;
3. 中国地质调查局 沈阳地质调查中心, 辽宁 沈阳 110034; 4. 国家行政学院, 北京 100089)

摘要:通过对锡林浩特东部地区早白垩世花岗岩体进行 SHRIMP 锆石 U-Pb 测年、地球化学测试, 讨论其形成构造环境。花岗岩测年结果为: 正长花岗岩(DS214)(139.1 ± 1.7) Ma, 花岗岩(DS220)(134.7 ± 1.7) Ma, 表明研究区花岗岩形成于早白垩世早期。花岗岩地球化学具有高硅、富碱、相对低铝的特征, A/CNK 平均值 1.06, 为弱过铝质花岗岩。微量元素相对富集大离子亲石元素(Th、U、K), 明显亏损 Nb、Ba、Sr、P、Ti 等高场强元素; 稀土总量高, 为 $122.90 \times 10^{-6} \sim 368.77 \times 10^{-6}$, LREE/HREE 值为 5.71 ~ 14.36, 呈右倾模式, 负 Eu 异常显著(0.10 ~ 0.50), 表现为 A 型花岗岩特征。 $K_2O - Na_2O$ 构造环境判别图表明样品为 A 型花岗岩, Y/Nb-Ce/Nb 图解显示花岗岩为 A2 型。主量元素、微量元素特征指示花岗岩形成于造山后岩石圈伸展作用阶段, 在壳源岩浆演化过程中存在幔源物质混染作用。花岗岩成因可能是晚古生代末—中生代初期间古亚洲洋闭合引起的一系列板块碰撞作用(包括蒙古—鄂霍次克洋闭合), 使造山后期地壳逐渐增厚并发生重力垮塌, 导致构造环境由挤压转变为伸展, 同时受古太平洋板块西向俯冲的影响。

关键词: A 型花岗岩; SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄; 伸展构造环境; 锡林浩特东部地区

中图分类号: P588 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-8527(2017)01-0020-13

Geochemistry and Zircon U-Pb Dating of Granites in Early Cretaceous in Eastern Xilin Hot, Inner Mongolia and Its Geological Implications

YUAN Jianguo^{1,2}, GU Yuchao^{1,3}, XIAO Rongge¹, QU Yunyan², DUAN Kaibo², HAN Yue⁴

(1. School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;

2. General Institute of Chemical Geology Survey, China Chemical Geology and Mine Bureau, Beijing 100013, China;

3. Shenyang Institute of Geology and Mineral Resources, China Geological Survey, Shenyang, Liaoning 110034, China;

4. Chinese Academy of Governance, Beijing 100089, China)

Abstract: In this paper, a series of analyses including SHRIMP zircon U-Pb isotopic dating, major elements and trace elements, have been performed on the granite in Early Cretaceous in eastern Xilin Hot in order to make the discussion of tectonic environment in the study area. The results of the SHRIMP zircon U-Pb dating are (139.1 ± 1.7) Ma for syenogranite(DS214) and (134.7 ± 1.7) Ma for granite(DS220), which suggests that the granite formed in the early period of Early Cretaceous. The geochemical feature of major elements in the granites is found containing high SiO_2 and $K_2O + Na_2O$ contents, low Al_2O_3 content relatively. The average A/CNK value is 1.06, which belongs to weak peraluminous series. The trace element geochemistry shows evident enrichment of LILE(Th, U and K), deficit of HFSE(Nb, Ba, Sr, P and Ti). The REE patterns are the rich-

收稿日期: 2016-02-24; 改回日期: 2016-10-26; 责任编辑: 戚开静。

基金项目: 国土资源部矿产资源储量评审中心项目“主要非金属矿床合理勘查程度研究”(CB2015-2-6); 国土资源部公益性行业科研专项(201311018)。

作者简介: 袁建国, 男, 博士研究生, 1988 年出生, 区域成矿学专业, 主要从事矿床学和岩石学方面的研究。

Email: yuanjg0112@163.com。

通信作者: 顾玉超, 男, 工程师, 1986 年出生, 区域成矿学专业, 主要从事矿床学和岩石学方面的研究。

Email: guyi1224@126.com。

ment type of LREE/HREE value ($5.71 - 14.36$) with high total REE contents ($122.90 \times 10^{-6} - 368.77 \times 10^{-6}$) and strong negative Eu anomalies ($0.10 - 0.50$), which implies that the samples are A-type granites. The K_2O-Na_2O diagram for tectonic environments also shows that they are A-type granite. The Y/Nb-Ce/Nb diagram of A-type granites of different tectonic environments displays the feature of A2-type granite. These geochemical characteristics of the granites reveal that the granites formed in the extending phase of the post-orogenic by the evolution of crustal magma with mantle mixing. The cause of the granite may be related to the procession from the extruding to extending environment which is the result of the lithosphere thinning after the plates collision (including Mongolia-Okhotsk ocean) with the close of Paleo-Asian Ocean during the Late Paleozoic to the Early Mesozoic. It was also effected by the westward subduction of the Paleo-Pacific Ocean.

Key words: A-type granite; SHRIMP zircon U-Pb dating; extensional environment; eastern Xilin Hot

0 引言

锡林浩特东部地区北临西乌珠穆沁旗, 向东南延至林西县。近年来, 有学者对该地区中生代岩浆岩做了大量岩石地球化学及年代学研究工作^[1-3], 对古亚洲洋缝合时限^[4]、西伯利亚板块与华北板块碰撞拼合、太平洋构造域演化过程、蒙古—鄂霍茨克洋闭合等问题进行了探索。刘翠等在 2011 年^[5]认为该地区燕山期岩浆岩是早中生代东北高原向晚中生代盆岭体系转换的结果, 对探讨区域中生代构造演化具有重要指示意义^[6-7]。研究区与兴蒙造山带北段相比, 对花岗岩源区及构造环境的认识存在分歧^[8-9], 在华北东部中生代构造体制转折时限问题上未达成共识^[10-11]。为了精确探讨锡林浩特东部地区花岗岩的形成及构造环境, 本文基于前人的研究成果, 对研究区花岗岩进行了 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄测定和岩相学、地球化学研究, 探讨其时代、成因和构造背景, 为锡林浩特东部地区乃至兴蒙造山带晚中生代的构造演化提供新的依据。

1 地质概况和岩相学特征

研究区位于内蒙古中东部锡林郭勒盟东部, 构造上处于西伯利亚板块与华北板块的转换部位额尔齐斯—西拉木伦对接带中部(图 1(a))^[12], 与古亚洲洋的演化密切相关^[13]。

研究区内最老地体为古元古代早期宝音图群(Pt₁B)^[14], 呈北东—南西向条带状拼贴于兴蒙造山带中, 为一大套变质岩系, 变质程度为绿片岩相至角闪岩相^[15]。物源区表现出与华北克拉通具亲缘性, 可能为华北克拉通的一部分^[16]。区内还发育寒武纪—中志留世温都尔庙群北带俯冲增生

杂岩体, 呈北东东向分布, 岩性组合包括枕状变玄武岩、绿泥蓝闪石片岩、石英岩和绿泥石英片岩等^[17]。区内出露地层自下而上主要包括: 石炭系上统本巴图组(C₂b)为一套浅变质火山—碎屑岩组合; 二叠系下统寿山沟组(P₁s)浅变质中厚层状中细粒长石岩屑砂岩夹多套厚层状粗砂岩、中厚层状含砾粗砂岩, 具复理石建造特征; 二叠系中统大石寨组(P₂d)以中性火山岩为主, 夹陆源碎屑岩层; 哲斯组(P₂z)以深灰色变质粉砂岩、灰黑色炭质板岩、深灰色钙质粉砂岩为主夹生物碎屑灰岩透镜体。中生界地层侏罗系—白垩系陆相中酸性火山沉积岩系为主。侵入岩体以古生代—中生代未变质花岗岩、中酸性火山岩为主, 包括二叠纪花岗岩(γ P)、闪长岩(δ P), 侏罗纪—白垩纪花岗岩(γ J-K)及超基性岩(图 1)。

正长花岗岩(DS214-1)风化面呈红褐色, 新鲜面呈肉红色, 中粗粒花岗结构, 块状构造(图 2(A)), 主要矿物有: 正长石 50%, 肉红色, 粒度变化大, 1~5 mm; 石英 25%, 乳白色, 它形, 粒径 3~5 mm; 斜长石 15%, 灰白色, 粒径 4~5 mm; 暗色矿物主要为黑云母 10%。花岗斑岩为花岗斑状结构; 石英斑晶 5%, 呈熔蚀的浑圆状, 粒径 1~2 mm; 正长石 30%, 呈板状, 边缘被基质熔蚀, 呈锯齿状, 粒径 2~5 mm; 中—更长石 4%, 更长石呈板柱状, 聚片双晶发育, 中长石可见环带构造; 黑云母雏晶 1%; 基质具微花岗结构, 成分主要是细粒石英和长石(更长石、微斜长石、条纹长石)以及少量的黑云母雏晶等, 总含量 60%(图 2B)。

2 样品及测试方法

本文针对锡林浩特东部地区的花岗岩体共取 3

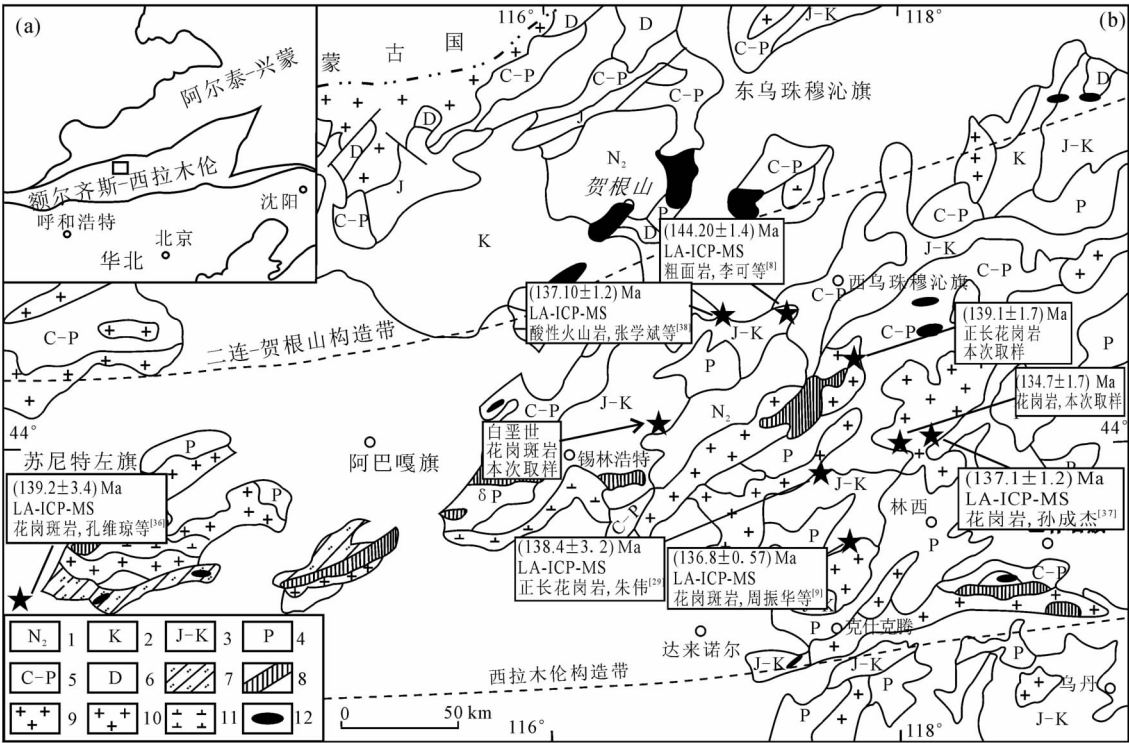


图1 内蒙古锡林浩特地区地质简图((a)据参考文献[12]修改;(b)据参考文献[18]修改)

Fig.1 Sketch geological map of Xilin Hot area in Inner Mongolia

1. 新近系; 2. 白垩系; 3. 侏罗系—白垩系; 4. 二叠系; 5. 石炭系—二叠系; 6. 泥盆系; 7. 温都尔庙群; 8. 古元古界宝音图群 (Pt₁B); 9. 侏罗纪—白垩纪花岗岩 (γJ-K); 10. 二叠纪花岗岩 (γP); 11. 二叠纪闪长岩 (δP); 12. 超基性岩

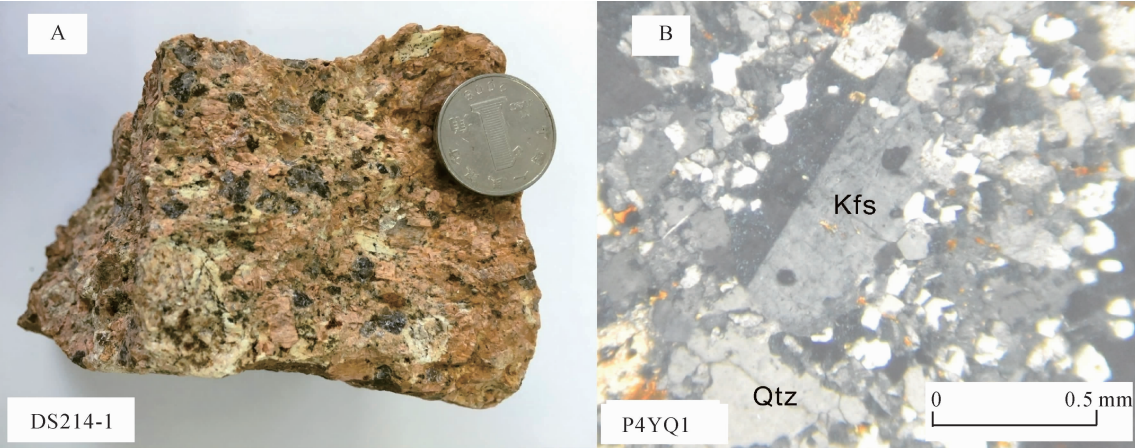


图2 样品手标本特征(A)及镜下特征(B)

Fig.2 The photograph(A) and microphotograph(B) of granites in eastern Xilin Hot

组样品: 样品 DS214-1 取自宇宙地镇北部正长花岗岩体, 地理坐标为 E117°49', N44°33'; 样品 DS220-1 取自新林镇西部花岗岩体, 地理坐标为 E118°14', N43°54'; 花岗斑岩样品 P4YQ01—P5YQ07 位于毛登牧场北部, 地理坐标为 E116°45', N44°10'。样品均选取新鲜且蚀变作用弱的岩石, 其测试结果可以客观反映源区特征、构造环境等问题。

样品的主量、微量元素分析在国土资源部东北矿产资源监督测试中心完成, 花岗斑岩的测试在中化地质矿山总局中心实验室完成。主量元素分析采用压片法 X 射线荧光光谱法 (XRF), 分析精度和准确度优于 5%; 微量元素分析采用电感耦合等离子质谱法 (ICP-MS), 分析精度和准确度优于 10%。

样品 DS214-1 和 DS220-1 的 SHRIMP 锆石 U-

Pb 年龄测试过程中，锆石的分选在国土资源部东北矿产资源监督检测中心完成。将样品破碎至 100 μm 左右，采用磁法和重液分选后，在双目镜下手工挑纯，要求锆石颗粒粒径大于 50 μm (大于 1 000 颗)；制靶、阴极发光 (CL) 图像在北京锆年领航科技有限公司完成，将锆石与数粒标准锆石 (TEMORA) 置于环氧树脂中，研磨至锆石颗粒露出中心 (一半)，暴露其新鲜面后制靶^[19]，进行抛光、显微照相、超声波处理和镀金；锆石反射光和阴极发光 (CL) 照相以及 SHRIMP 锆石 U-Pb 同位素分析和测年在北京离子探针中心完成。测试标样使用 SL13 (572 Ma) 标定所测样品中锆石 U、Th、Pb 含量，使用标样 TEMORA (417 Ma) 进行元素之间的分馏校正。使用 ISOPLOT 和 Squid 程序进行实验数据处理和谐和图绘制，置信度为 95%。

3 测试结果和分析

锡林浩特东部地区花岗岩锆石 CL 图像如图 3 所示，锆石 U-Pb 测年数据和主量元素化学分析结果见表 1 和表 2。

3.1 锆石 SHRIMP 年代学

锡林浩特东部地区花岗岩锆石 CL 图像 (图 3) 显示锆石具有较好的晶形，整体呈自形柱状、长柱状，长宽比较大，多数为 2:1 ~ 3:1。部分晶棱和晶锥不完整，锆石呈环带结构，发育明显的岩浆震荡环带，而参与加权年龄计算的锆石 Th/U 比值分别介于 0.33 ~ 0.56 (DS214 均值 0.42)、0.22 ~ 0.46 (DS220-1 均值 0.34)，比值均大于 0.1 (表 1)，为典型的岩浆成因锆石。

对花岗岩样品 DS214-1 中 92 颗锆石进行了 15 个点的测年 (图 3(a))，15 个锆石颗粒分析数据投影点均落在谐和线上或附近 (图 4(a))，²⁰⁶Pb/²³⁸U 表面年龄介于 132.5 ~ 143.8 Ma 之间，其加权平

均年龄为 (139.1 ± 1.7) Ma (MSWD = 1.11)。对花岗岩样品 DS220-1 中 109 颗锆石进行了 15 个点的测年 (图 3(b))，采用其中 9 个锆石颗粒分析数据，投影点均落在谐和线上或附近 (图 4(b))，²⁰⁶Pb/²³⁸U 表面年龄介于 131.5 ~ 138.4 Ma 之间，其加权平均年龄为 (134.7 ± 1.7) Ma (MSWD = 0.63)。按照国际地层委员会 (ICS) 划定的年代地层，结合区域地质资料，以上两组花岗岩的加权年龄数据可作为岩体的结晶年龄，形成时代应归属早白垩世。

3.2 主量元素

花岗岩样品 SiO₂ 含量相对集中 (表 2)，介于 69.96% ~ 75.96% (均值 72.34%)，在岩浆岩 - 火山岩系统全碱 - 硅 (TAS) 分类图 (图 5(a)) 中，样品全部落于花岗岩区内，仅样品 P5YQ06 在花岗岩闪长岩与花岗岩界线上，样品均位于 Ir-Irvine 分界线下方，表明各类岩石为亚碱性系列，与野外、镜下鉴定及岩石类型基本一致。

岩石样品显著贫镁，铁相对镁较富，FeO^T / (FeO^T + MgO) 为 0.84 ~ 0.97。相对富碱，其 K₂O + Na₂O 值介于 7.00% ~ 9.11% (均值 8.19%)，与兴蒙造山带区段内岩石的值 (8.60%) 较接近^[20]，低于华北克拉通区段内碱性岩的平均碱量 (10.53%)。Al₂O₃ 含量较高，变化范围为 11.89% ~ 14.49% (均值为 13.18%)，A/CNK 值为 0.98 ~ 1.19，平均值 1.06，大于 1，样品表现为弱过铝质花岗岩^[21] (DS220-1-1 为准铝质)，具有林西地区 A 型花岗岩特征^[22]；指数 KN/A (均值 0.83) < 1，表明样品属于碱性岩石。在 A/CNK - KN/A 图解 (图 5(b)) 中反映上述特征。同时，样品 AR 值为 2.19 ~ 3.91 (均值 2.98)，样品为碱性岩。K₂O 含量较高，在 4.13% ~ 5.29% 之间 (均值 4.74%)，根据 K₂O - SiO₂ 判别图解 (图 5(c)) 推测，样品落

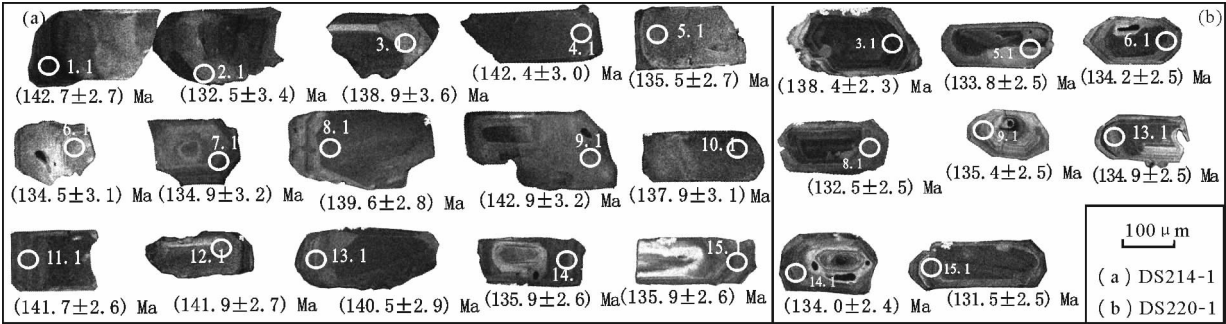


图 3 锡林浩特东部地区花岗岩锆石阴极发光 (CL) 图像及测试位置

Fig. 3 Cathodoluminescence (CL) images of representative zircons and measuring position of the granites in eastern Xilin Hot

表 1 锡林浩特东部地区花岗岩锆石 U-Pb 测年数据
Table 1 SHRIMP U-Pb dating of zircons in the granites in eastern Xilin Hot

测点号	²⁰⁶ Pb _c / 10 ⁻⁶	U/ 10 ⁻⁶	Th/ 10 ⁻⁶	²⁰⁶ Pb [*] / ²³² Th/ 10 ⁻⁶ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb [*] / ²³⁵ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ
DS214-1-1. 1	1. 60	360	138	7. 03 0. 40	0. 022 4	0. 000 2	0. 153 0	0. 001 8	0. 062 4	0. 000 3	142. 7	2. 7	180	420
DS214-1-2. 1	2. 29	303	115	5. 55 0. 39	0. 020 8	0. 000 3	0. 143 0	0. 003 1	0. 068 2	0. 001 3	132. 5	3. 4	194	710
DS214-1-3. 1	2. 82	148	53	2. 87 0. 37	0. 021 9	0. 000 3	0. 164 0	0. 003 3	0. 076 7	0. 000 9	138. 9	3. 6	387	730
DS214-1-4. 1	3. 24	384	179	7. 50 0. 48	0. 022 0	0. 000 3	0. 112 0	0. 003 0	0. 063 2	0. 000 3	142. 4	3. 0	-554	810
DS214-1-5. 1	1. 76	375	159	6. 95 0. 44	0. 021 2	0. 000 2	0. 137 0	0. 001 8	0. 060 9	0. 000 8	135. 5	2. 7	42	420
DS214-1-6. 1	1. 89	162	81	3. 05 0. 51	0. 021 5	0. 000 3	0. 195 0	0. 002 5	0. 080 3	0. 000 5	134. 5	3. 1	794	530
DS214-1-7. 1	3. 24	126	42	2. 41 0. 34	0. 021 5	0. 000 3	0. 181 0	0. 002 3	0. 086 6	0. 000 7	134. 9	3. 2	646	480
DS214-1-8. 1	0. 58	242	131	4. 65 0. 56	0. 022 3	0. 000 2	0. 190 0	0. 001 7	0. 066 5	0. 000 4	139. 6	2. 8	670	370
DS214-1-9. 1	2. 13	159	51	3. 16 0. 33	0. 022 6	0. 000 2	0. 178 0	0. 001 8	0. 073 7	0. 000 7	142. 9	3. 2	488	390
DS214-1-10. 1	3. 05	302	148	5. 75 0. 50	0. 021 5	0. 000 3	0. 127 0	0. 002 9	0. 067 2	0. 000 8	137. 9	3. 1	-182	710
DS214-1-11. 1	1. 80	492	190	9. 51 0. 40	0. 022 1	0. 000 2	0. 132 0	0. 002 0	0. 057 7	0. 000 3	141. 7	2. 6	-154	490
DS214-1-12. 1	2. 61	341	133	6. 63 0. 40	0. 022 0	0. 000 2	0. 122 0	0. 002 6	0. 061 1	0. 000 3	141. 9	2. 7	-341	660
DS214-1-13. 1	2. 83	321	135	6. 15 0. 43	0. 021 6	0. 000 2	0. 102 0	0. 003 1	0. 057 2	0. 000 9	140. 5	2. 9	-772	860
DS214-1-14. 1	1. 83	434	167	8. 02 0. 40	0. 021 1	0. 000 2	0. 122 0	0. 002 0	0. 056 5	0. 000 4	135. 9	2. 6	-234	500
DS214-1-15. 1	1. 70	522	172	10. 2 0. 34	0. 022 4	0. 000 2	0. 139 0	0. 001 4	0. 058 6	0. 000 3	143. 8	2. 6	-53	330
DS220-1-3. 1	0. 08	2035	530	38. 1 0. 27	0. 021 8	0. 000 2	0. 152 6	0. 000 3	0. 051 5	0. 000 2	138. 4	2. 3	235	47
DS220-1-5. 1	0. 53	442	173	8. 09 0. 40	0. 021 2	0. 000 2	0. 168 0	0. 000 8	0. 061 5	0. 000 6	133. 8	2. 5	506	170
DS220-1-6. 1	-	544	194	9. 90 0. 37	0. 021 2	0. 000 2	0. 162 7	0. 000 6	0. 054 2	0. 000 6	134. 2	2. 5	438	130
DS220-1-8. 1	2. 03	364	104	6. 62 0. 29	0. 020 7	0. 000 2	0. 136 0	0. 001 3	0. 063 9	0. 000 3	132. 5	2. 5	86	300
DS220-1-9. 1	1. 56	475	146	8. 76 0. 32	0. 021 1	0. 000 2	0. 132 0	0. 001 4	0. 057 8	0. 000 3	135. 4	2. 5	-40	330
DS220-1-13. 1	1. 49	487	124	8. 96 0. 26	0. 021 1	0. 000 2	0. 138 0	0. 001 3	0. 059 4	0. 000 4	134. 9	2. 5	75	310
DS220-1-14. 1	1. 53	533	116	9. 69 0. 22	0. 020 8	0. 000 2	0. 122 0	0. 001 3	0. 054 6	0. 000 3	134. 0	2. 4	-203	320
DS220-1-15. 1	2. 56	804	346	14. 8 0. 45	0. 020 9	0. 000 2	0. 167 0	0. 001 5	0. 078 3	0. 000 8	131. 5	2. 5	534	320
DS220-1-16. 1	2. 47	600	222	11. 1 0. 38	0. 021 0	0. 000 2	0. 139 0	0. 001 3	0. 067 5	0. 000 3	134. 3	2. 4	89	310

注：Pb_c和 Pb^{*} 分别表示普通 Pb 和放射性 Pb；应用实测²⁰⁴Pb 校正锆石中的普通 Pb；误差为 1σ，误差为末尾数。

表 2 锡林浩特东部地区花岗岩主量元素化学分析结果 (w_B/%)
Table 2 Petrochemical analysis and characteristic parameters of granites in eastern Xilin Hot(%)

岩性	样号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	烧失 量	总 量	A/ CNK	KN/ A	K ₂ O/ Na ₂ O	K ₂ O + Na ₂ O	AR
正长花岗岩	DS214-1-1	71. 83	0. 29	14. 08	2. 80	0. 72	0. 02	0. 27	0. 23	5. 29	3. 81	0. 08	1. 07	100. 480	1. 12	0. 86	1. 39	9. 11	3. 28
正长花岗岩	DS214-1-2	71. 16	0. 31	13. 91	3. 69	1. 08	0. 03	0. 22	0. 36	5. 15	3. 87	0. 09	1. 05	100. 930	1. 10	0. 87	1. 33	9. 03	3. 37
花岗岩	DS220-1-1	70. 78	0. 26	14. 35	2. 96	2. 02	0. 05	0. 32	1. 34	4. 69	4. 31	0. 07	0. 72	101. 870	0. 98	0. 86	1. 09	9. 00	3. 43
花岗岩	DS220-1-2	70. 89	0. 28	14. 49	2. 95	2. 20	0. 05	0. 35	1. 19	4. 59	4. 14	0. 07	0. 69	101. 890	1. 03	0. 82	1. 11	8. 74	3. 24
花岗斑岩	P4YQ01	72. 32	0. 45	13. 00	2. 07	1. 41	0. 063	0. 46	1. 17	4. 78	2. 83	0. 14	1. 03	99. 723	1. 08	0. 76	1. 69	7. 61	2. 33
花岗斑岩	P4YQ12	70. 69	0. 46	13. 58	2. 16	1. 46	0. 069	0. 64	1. 75	4. 13	3. 41	0. 36	1. 21	99. 919	1. 02	0. 75	1. 21	7. 54	2. 60
花岗斑岩	P5YQ06	69. 96	0. 52	12. 73	2. 01	1. 77	0. 11	0. 59	1. 85	4. 28	2. 72	0. 61	2. 37	99. 520	1. 02	0. 72	1. 57	7. 00	2. 19
花岗斑岩	P5YQ07	71. 21	0. 39	13. 52	2. 08	1. 29	0. 062	0. 35	1. 18	5. 20	2. 97	0. 23	1. 23	99. 712	1. 06	0. 78	1. 75	8. 17	2. 36
花岗斑岩	P3YQ1	75. 87	0. 1	11. 89	1. 41	1. 47	0. 04	0. 09	0. 32	4. 73	3. 4	0. 04	0. 60	99. 960	1. 04	0. 91	1. 39	8. 13	3. 51
花岗斑岩	P3YQ2	75. 49	0. 12	12. 21	1. 53	1. 06	0. 03	0. 12	0. 28	4. 60	3. 7	0. 04	0. 75	99. 930	1. 05	0. 91	1. 24	8. 30	3. 91
花岗斑岩	P3YQ3	75. 96	0. 08	12. 00	1. 37	0. 84	0. 03	0. 16	0. 29	4. 68	3. 4	0. 04	1. 18	100. 030	1. 06	0. 90	1. 38	8. 08	3. 48
花岗斑岩	P10YQ1	75. 48	0. 02	12. 38	1. 77	0. 57	0. 02	0. 25	0. 34	4. 70	2. 83	0. 07	1. 38	99. 810	1. 19	0. 79	1. 66	7. 53	2. 60
平均值		72. 34	0. 29	13. 30	2. 31	1. 31	0. 05	0. 34	0. 91	4. 74	3. 45	0. 16	1. 15	100. 34	1. 06	0. 82	1. 40	8. 19	1. 22

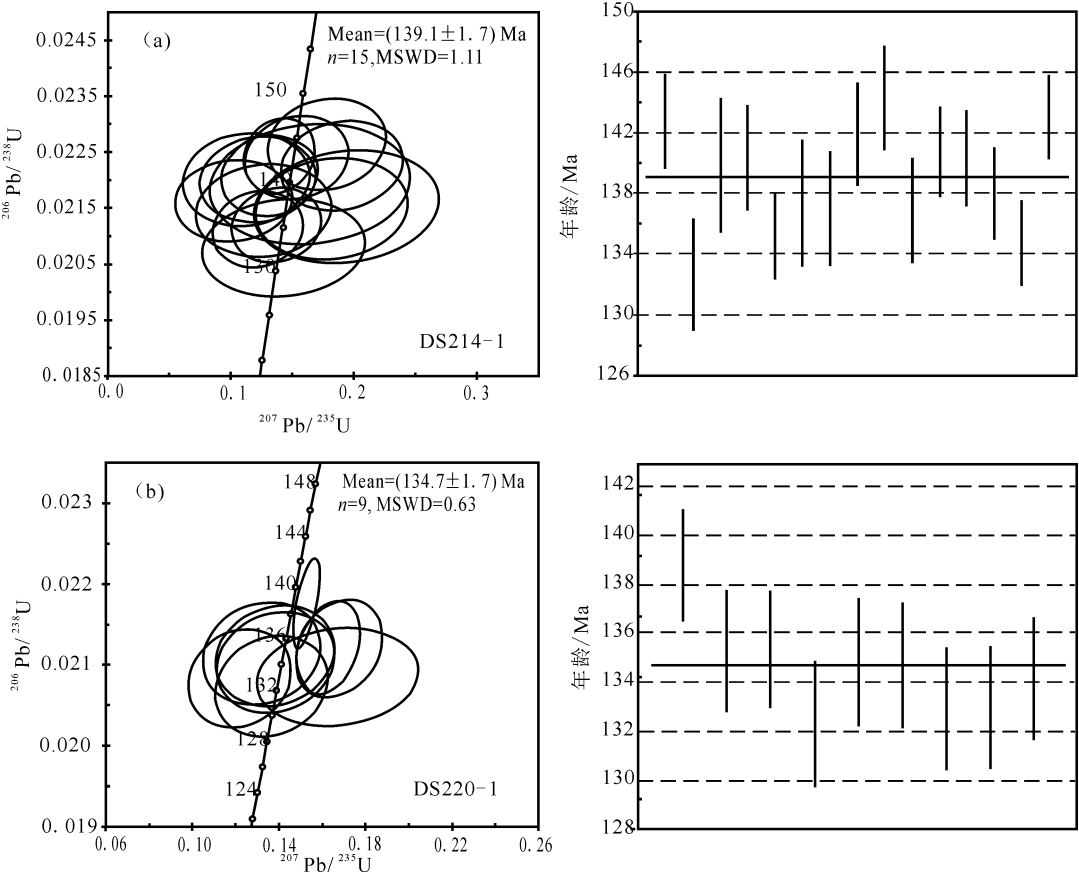


图 4 锡林浩特地区花岗岩锆石 U-Pb 谐和曲线图

Fig. 4 Zircon U-Pb concordia diagrams of granites in eastern Xilin Hot

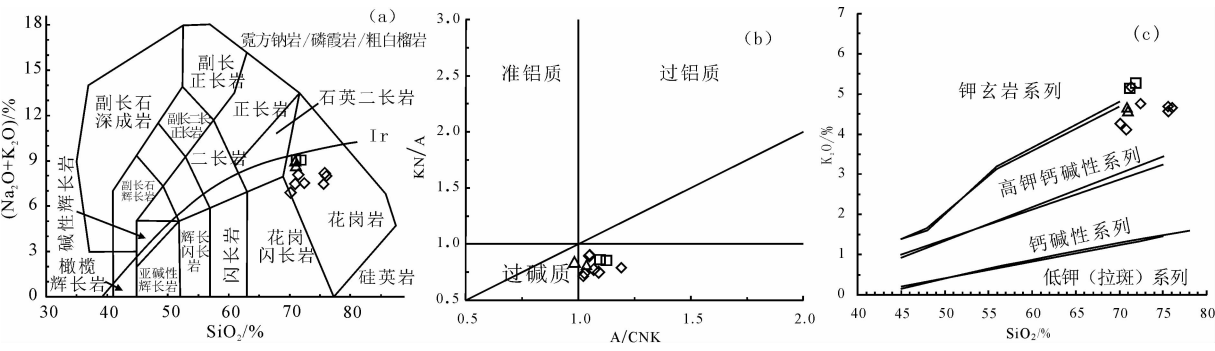


图 5 岩浆岩-火山岩系统全碱-硅(TAS)(a)、A/CNK-KN/A(b)和 K₂O-SiO₂图解(c)

Fig. 5 TAS classification of igneous or volcanic rock system(a), A/CNK-KN/A(b) and K₂O-SiO₂(c) diagrams

入钾玄岩系列和高钾钙-碱性系列界线附近，并趋向于后者，总体表现为高钾钙-碱性特征。

3.3 稀土元素

样品稀土元素总量在 $122.90 \times 10^{-6} \sim 368.77 \times 10^{-6}$ (260.45×10^{-6}) 之间，LREE/HREE 值为 $5.71 \sim 14.36$ ，均值 9.33 (表 3)，稀土配分模式为轻稀土富集型 (图 6)，与兴蒙花岗岩稀土配分模式一致。轻稀土含量高，变化较大 ($104.59 \times 10^{-6} \sim 340.42 \times 10^{-6}$)。其中，毛登牧场花岗岩轻稀土

元素含量最高；重稀土元素亏损，相对变化小 ($17.33 \times 10^{-6} \sim 33.01 \times 10^{-6}$)。 (La/Yb)_N 值介于 $4.26 \sim 21.26$ (均值 11.93)，说明熔融作用发生在中下地壳。 δEu 值在 $0.10 \sim 0.50$ 之间 (均值 $0.36 < 1$)，具明显的负 Eu 异常，可以推测在岩体演化过程中斜长石结晶分异作用强烈。样品中 Ce 具弱的正异常 (除 DS214-1-1)。P4XT02—P4XT12 轻重稀土比值小于 DS214-1-1、DS214-1-2，同时比值又大于 DS220-1-1、DS220-1-2，负铈异常明显，这显

表 3 锡林浩特东部地区花岗岩稀土元素含量及参数($w_B/10^{-6}$)

Table 3 Rare earth element abundance and characteristic parameters of granites in eastern Xilin Hot(10^{-6})

样号	岩性	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
DS214-1-1	正长花岗岩	22.45	92.93	5.74	22.50	4.96	0.82	4.84	0.87	5.56	1.22	3.37
DS214-1-2	正长花岗岩	51.57	125.80	13.21	51.82	10.84	1.17	9.56	1.54	8.78	1.83	4.79
DS220-1-1	花岗岩	54.55	110.70	11.41	40.95	6.89	1.05	6.13	0.80	4.23	0.85	2.35
DS220-1-2	花岗岩	59.81	125.10	12.27	43.56	6.99	1.08	6.39	0.79	3.96	0.81	2.20
P4XT02	花岗斑岩	81.20	147.00	17.90	65.80	11.20	1.28	9.46	1.34	6.48	1.19	3.2
P4XT11	花岗斑岩	71.00	152.00	17.10	63.40	10.90	1.17	9.18	1.39	6.98	1.32	3.61
P4XT12	花岗斑岩	83.10	158.00	18.40	68.20	11.60	1.12	9.82	1.46	7.40	1.40	3.81
P3YQ1	花岗斑岩	40.20	77.80	10.60	47.90	10.20	0.31	7.26	1.17	6.71	1.19	3.47
P3YQ2	花岗斑岩	43.80	99.68	11.00	47.70	9.80	0.41	7.42	1.25	7.64	1.42	4.21
P10YQ1	花岗斑岩	27.70	42.00	6.39	23.70	3.92	0.88	2.84	0.86	4.94	1.47	2.99

样号	岩性	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	LREE	HREE	LREE/HREE	(La/Yb) _N	δEu	δCe
DS214-1-1	正长花岗岩	0.65	3.78	0.52	32.05	170.21	149.39	20.82	7.17	4.26	0.50	1.96
DS214-1-2	正长花岗岩	0.87	4.96	0.69	49.28	287.42	254.41	33.01	7.71	7.46	0.34	1.15
DS220-1-1	花岗岩	0.44	2.61	0.37	23.87	243.32	225.54	17.78	12.69	14.97	0.48	1.03
DS220-1-2	花岗岩	0.41	2.44	0.34	22.17	266.12	248.80	17.33	14.36	17.59	0.49	1.07
P4XT02	花岗斑岩	0.44	2.74	0.47	30.40	349.70	324.38	25.32	12.81	21.26	0.37	0.90
P4XT11	花岗斑岩	0.52	3.13	0.54	33.20	342.24	315.57	26.67	11.83	16.27	0.35	1.04
P4XT12	花岗斑岩	0.55	3.34	0.57	37.90	368.77	340.42	28.35	12.01	17.85	0.31	0.95
P3YQ1	花岗斑岩	1.08	3.78	0.87	25.90	212.54	187.01	25.53	7.33	7.63	0.10	0.90
P3YQ2	花岗斑岩	1.16	4.73	1.05	32.90	241.27	212.39	28.88	7.35	6.64	0.14	1.08
P10YQ1	花岗斑岩	0.82	3.67	0.72	20.50	122.90	104.59	18.31	5.71	5.41	0.77	0.75

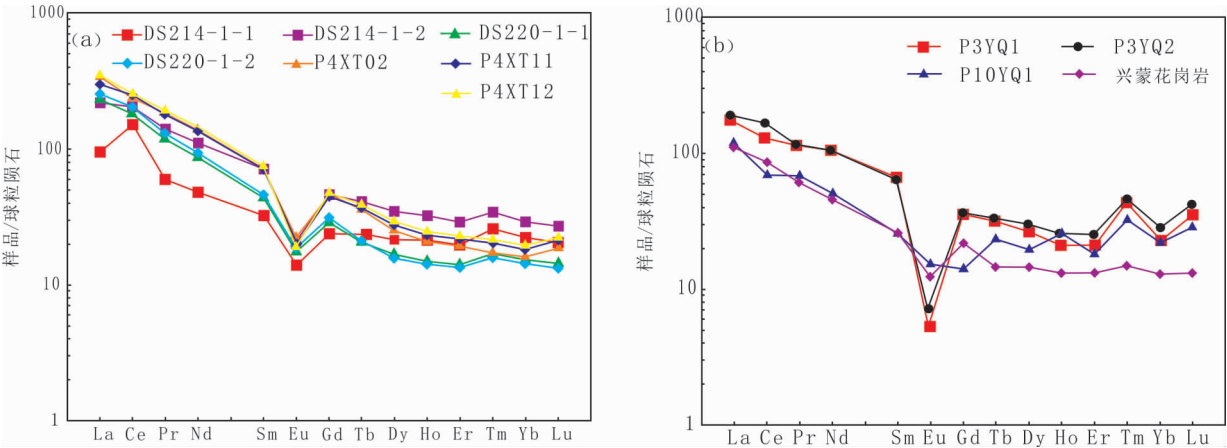


图 6 锡林浩特东部地区花岗岩稀土元素球粒陨石标准化配分曲线图

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns of granites in eastern Xilin Hot

示了壳幔混合岩浆成因特征(图 6(a)); P10YQ1 轻重稀土比值小于 P3YQ1、P3YQ2,但是轻重稀土比值小的 P10YQ1 负铕异常比 P3YQ1、P3YQ2 明显,这显示为壳源重熔岩浆成因特征(图 6(b))。Eu/Sm 均值介于 0.03~0.22,也指示样品壳幔混合到壳源重熔的源区特点^[23]。

3.4 微量元素

样品微量元素结果(表 4)及微量元素原始地

幔标准化蛛网图(图 7)表明,锡林浩特东部地区花岗岩样品大离子亲石元素相对富集(Th、U、K),与样品富集铁、铝元素的特征一致^[24]; LREE 相对富集,略亏损 HREE;样品均明显亏损 Nb、Ba、Sr、P、Ti,表明岩浆在演化过程中存在金红石、磷灰石以及钛铁矿的残留或分离结晶^[25],与兴蒙造山带典型 A 型花岗岩微量元素特征相似^[26]。同时,蛛网图中部分元素含量也存在

表 4 锡林浩特东部地区花岗岩微量元素分析结果($w_B/10^{-6}$)

Table 4 Trace elements abundance of granites in eastern Xilin Hot(10^{-6})

样号	岩性	Rb	Ba	Th	U	Ta	Nb	Sr	Nd	Zr	Hf
DS214-1-1	正长花岗岩	23.19	104.39	13.56	3.11	26.045	5.64	178.53	22.50	17.00	0.68
DS214-1-2	正长花岗岩	23.84	105.19	16.08	4.49	32.290	6.42	177.11	51.82	18.32	0.35
DS220-1-1	花岗岩	20.12	216.81	14.39	3.99	36.460	6.50	175.67	40.95	9.84	0.90
DS220-1-2	花岗岩	20.34	225.70	13.41	3.83	34.930	6.51	170.50	43.56	9.43	0.55
P3YQ1	花岗斑岩	340.00	183.00	27.20	2.33	2.310	25.20	55.50	47.90	187.00	6.50
P3YQ2	花岗斑岩	299.00	164.00	24.50	2.26	1.760	20.70	37.40	47.70	167.00	6.20
P10YQ1	花岗斑岩	227.00	253.00	20.46	0.36	1.550	10.70	51.60	23.70	191.00	6.30

注：样品 P3YQ1—P10YQ1 引自朱伟^[29]，2011。

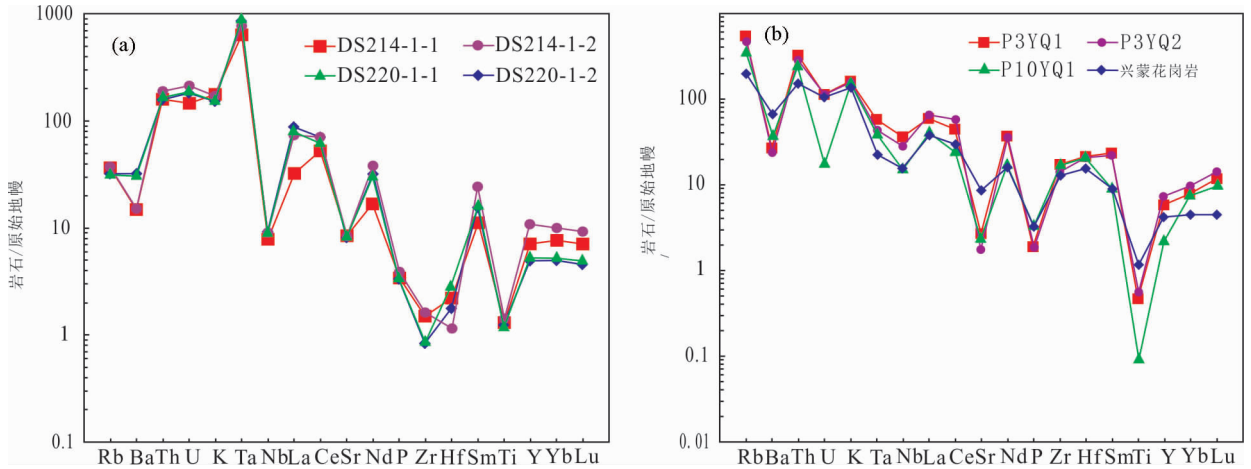


图 7 锡林浩特东部地区花岗岩微量元素原始地幔标准化蛛网图

Fig. 7 Primitive mantle-normalized trace elements distribution patterns of granites in eastern Xilin Hot

明显差异：DS214-1-1、DS214-1-2、DS220-1-1、DS220-1-2 样品规律一致(图 7(a))，呈现亏损 Rb、Zr、Hf 元素，强烈富集 Ta 元素的特征，表明花岗岩在成岩压力高、深度大的环境下^[27]经历了强烈的结晶分异作用，推测花岗岩形成于地幔岩浆底侵加热下地壳岩石熔融而引起的壳幔混合作用，类似于小东沟钼矿花岗岩体成因^[28]，与稀土元素球粒陨石标准化配分曲线图(图 6(a))所反映的特征一致。另外，样品 P3YQ1、P3YQ2、P10YQ1(图 7(b))的蛛网图与兴蒙花岗岩的曲线基本一致，表明其为壳源成因花岗岩。

4 讨论

4.1 成岩年代

锡林浩特地区处于大兴安岭南段，是重要的成岩成矿地带^[29-32]，其晚中生代岩浆活动高峰期的界线一直备受关注。葛文春等^[33]在 2000 年和邵济安等^[34]在 2001 年对大兴安岭中南段晚中生代火山—深成岩的研究总结其活动高潮在 150 ~ 120

Ma。张连昌等^[35]2010 年通过对西拉木伦成矿带岩体的年代学研究将成岩成矿作用分为 3 期，即 260 ~ 220 Ma、180 ~ 150 Ma 和 140 ~ 120 Ma。李可等^[8]2012 年在二连盆地晚中生代中酸性火山岩的研究工作基础上，将成岩主体时代进一步限定在 144 ~ 130 Ma 之间。由此可见，学者对该地区晚中生代岩浆活动时限的认识基本一致，认为主要成岩成矿作用发生在早白垩世期间。其中，孔维琼等^[36]2010 年获得乌花敖包石英斑岩锆石年龄为 (139.2 ± 3.4) Ma，细粒花岗岩测年结果为 (133.6 ± 3.3) Ma。孙成杰^[37]2012 年对查干沐沦花岗岩锆石测年为 (137.1 ± 1.2) Ma 和 (136.1 ± 2.3) Ma。朱伟^[29]2011 年从克什克腾旗地区官地嘎查石板沟中粗粒黑云母正长花岗岩岩体中测得的年龄为 (138.4 ± 3.2) Ma，时代也为早白垩世。张学斌等^[38]2015 年和李可等^[8]2012 年对该区域中酸性火山岩测试年龄分别为 (137.10 ± 1.2) Ma 和 (144.20 ± 1.4) Ma，表明锡林浩特东部地区侵入岩与喷出岩活动具有时空关联性。本次研究通过

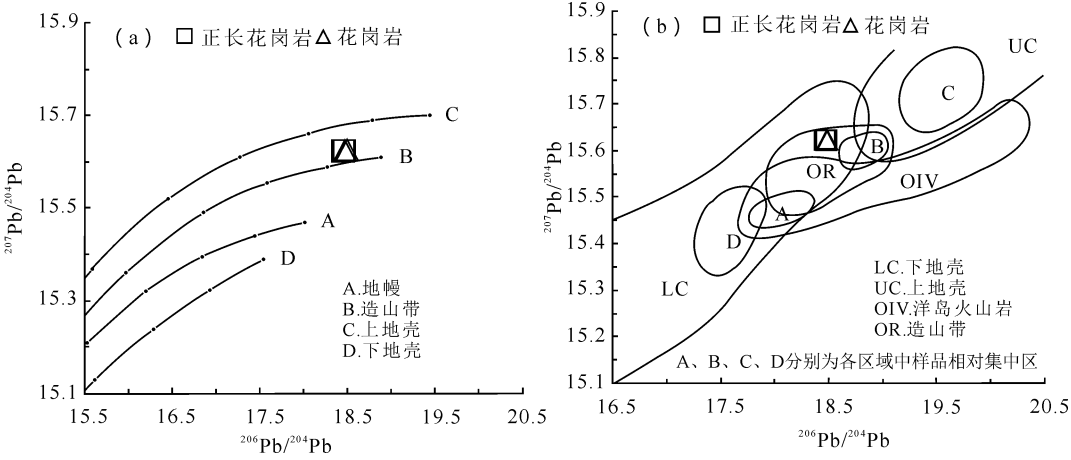


图 8 铅同位素模式(a)和构造判别图(b)(底图据 Zartman R E 和 Doe B R, 1981)

Fig. 8 Diagrams for lead isotope pattern(a) and tectonic environments(b) (base map after Zartman R E and Doe B R, 1981)

高精度的 SHRIMP 锆石 U-Pb 测年, 获得锡林浩特东部地区花岗岩体的形成时代为正长花岗岩 (139.1 ± 1.7) Ma (图 4(a)) 和花岗岩 (134.7 ± 1.7) Ma (图 4(b))。按照国际地层委员会(ICS)规定的侏罗纪与白垩纪的年龄界限(145 Ma), 参考上述年龄数据和花岗岩分布规律, 确定本次花岗岩体成岩时期应属早白垩世早期。表明该地区晚中生代早白垩世早期存在一期岩浆侵位活动。

4.2 成因类型及岩浆源区

中酸性岩浆岩的成因主要与来源于地壳物质的部分熔融、地幔岩浆分离结晶作用或者与地壳物质的混合、混染作用等有关^[39-40]。有学者对我国华北克拉通北缘、东北及大兴安岭地区中生代花岗岩的研究认为, 绝大多数为 A 型花岗岩, 少数为 I 型^[41]。本次花岗岩中以碱性长石和石英为主要造岩矿物, 暗色矿物含有少量的角闪石和黑云母, 主要元素以高硅、富碱、相对低铝为特征, 样品投点在 TAS 分类图(图 5(a))上落于花岗岩区域, 属亚碱性岩系列。花岗岩相对富集大离子亲石元素(Th、U、K), 而明显亏损 Nb、Ba、Sr、P、Ti 等元素; 轻稀土元素富集, 重稀土元素亏损, Eu 的负异常显著, 该特征是原生岩浆在上升的过程中, 斜长石残留的地壳物质部分熔融的结果^[42-43]。岩石学和地球化学特征表明其属于 A 型花岗岩, 与大兴安岭南段 A 型花岗岩特征相似。同时, 花岗岩具有高的 $\text{FeO}^{\text{T}}/(\text{FeO}^{\text{T}} + \text{MgO})$ 比值, 因此样品属于还原型 A 型花岗岩。

目前对 A 型花岗岩的岩浆源区存在多种观点, 可归纳为 3 类。幔源型包括幔源碱性岩浆分异^[44-46]、幔源拉斑质岩浆极度分异或底侵的拉斑

玄武岩低度部分熔融^[47]、地幔岩石重熔分异。壳源型指下地壳岩石经部分熔融抽取了 I 型花岗质岩浆后, 富 F 的麻粒岩质残留物再次部分熔融^[48]、地壳火成岩直接熔融^[49]; 壳幔混合型包括幔源碱性岩浆与地壳物质相互作用生成正长岩岩浆源区, 正长岩岩浆进一步分异或与地壳物质混染^[50]、地幔岩浆底侵加热下地壳岩石熔融^[47, 49]、幔源、壳源岩浆的混合作用^[51]。花岗岩样品的铅同位素数据点高度集中分布在造山带铅演化曲线和上地壳铅演化曲线范围内或接近造山带铅演化曲线(图 8), 表明花岗岩的铅为幔、壳混合源铅。本区花岗岩 Ti 含量相对较低, Ti/Y 值介于 11.64 ~ 72.47, 均值为 40.33, < 100, 但从花岗斑岩(P3YQ1—P10YQ1)向正长花岗岩(DS214-1-1)有逐渐增大的趋势; 同时正长花岗岩向花岗岩演化过程中, K_2O 和 Y 值略有减小, 也表明样品花岗岩存在壳幔混合现象。根据花岗岩成岩时代的讨论, 可知正长花岗岩成岩年代(139.1 ± 1.7) Ma 早于花岗岩成岩年龄(134.1 ± 1.7) Ma。在 5 Ma 演化期间, 两类花岗岩 Th/U 值由 3.97 减小到 3.56, 逐渐接近地壳 Th/U 值(3.41)而背离地幔 Th/U 值(5.77), 表明岩体演化过程中幔源岩浆成分降低; 其中 Ta($29.17 \times 10^{-6} \sim 35.70 \times 10^{-6}$)、Nb($6.03 \times 10^{-6} \sim 6.50 \times 10^{-6}$)、Hf($0.52 \times 10^{-6} \sim 0.72 \times 10^{-6}$)的演变也体现这一规律(表 4)。在岩石系列 $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$ 构造环境判别图(图 9(a))中, 样品全部落入 A 型花岗岩区域。同时在 Y/Nb - Ce/Nb 图(图 9(b))上, 样品基本分布在 A2 型区域边界以及 A1 的交界区域, 指示研究区样品成岩岩浆起源存在从壳幔混合来源向壳源演化的特

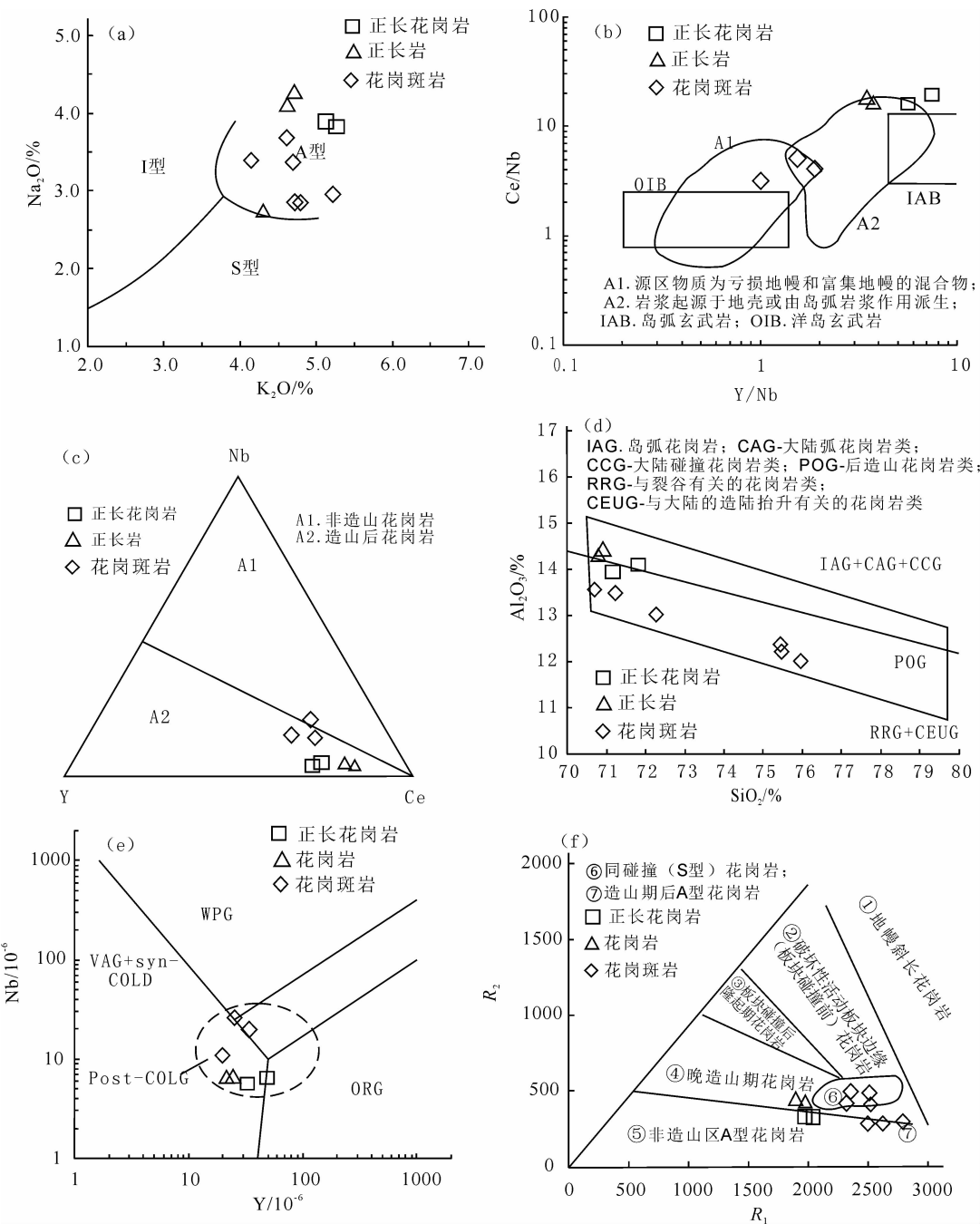


图 9 锡林浩特东部地区花岗岩岩浆来源及构造环境判别图

Fig. 9 Discrimination diagrams for the source and tectonic environments of granites in eastern Xilin Hot

(a) 岩石系列 K_2O - Na_2O 构造环境判别图解; (b) 不同构造环境中 A 型花岗岩的 Y/Nb - Ce/Nb 图; (c) 花岗岩 Nb - Y - Ce 构造环境判别图; (d) SiO_2 - Al_2O_3 构造环境判别图解; (e) Y - Nb 构造环境判别图; (f) R_1 - R_2 花岗岩成因分类图解

征。其壳幔混合的成因可能是西伯利亚和华北板块之间一系列微陆块碰撞造山作用，使地壳增厚引起重力垮塌，导致地幔物质上涌与地壳混合的结果。

4.3 构造背景

LOISELLE 和 WONES^[52] 在 1979 年对 A 型花岗岩的定义是出现于非造山环境的、碱性和无

水特征的花岗岩岩石，后经研究将构造环境扩展到造山后环境^[53]。目前对 A 型花岗岩构造环境的研究结论较为一致，认为其主要形成于非造山岩石圈伸张或造山后环境，分别对应花岗岩类型为 A1 和 A2^[46]。A 型花岗岩的地质特征、地球化学特征和侵位时间能为研究区域构造演化环境以及起止时限提供有利依据^[54]。关于主量元素方面，

在 $K_2O - Na_2O$ 图解(图 9(a))中,全部样品均落入 A 型花岗岩区,表明本次研究锡林浩特东部地区早白垩世岩体为 A 型花岗岩系列; $SiO_2 - Al_2O_3$ 构造环境判别图解(图 9(d))表明该区岩体为后造山花岗岩类。微量元素方面,在 $Y/Nb - Ce/Nb$ 图解(图 9(b))中,样品投点显示具有从壳幔混合来源向壳源演化的特征。在 $Nb - Y - Ce$ 构造环境判别图解(图 9(c))样品投点大部分落入 A2 型区域,表现为造山后花岗岩特征。同时, $Y - Nb$ 图解(图 9(e))中,花岗岩样品落入后碰撞花岗岩的范围内,指示张性的构造环境。 $R_1 - R_2$ 图解(图 9(f))中样品集中在⑦号区域范围内及周围,总体表现为造山期后 A 型花岗岩的特征。结合岩体成岩年龄,可以推测在锡林浩特东部地区在 $(134.7 \pm 1.7) \sim (139.1 \pm 1.7)$ Ma 期间构造环境已经处于造山后岩石圈伸展作用阶段。

张连昌等^[35]2010 年将锡林浩特区域构造演化过程分为碰撞造山后期(晚二叠世—中三叠世)、陆内伸张(中晚侏罗世)和岩石圈大规模减薄(早白垩世)3 个阶段。刘翠等^[5]2011 年认为 A 型花岗岩往往标志着造山事件的结束,并总结研究区域印支期造山在晚三叠世末期结束,于早侏罗世进入燕山造山旋回,并在早白垩世晚期进入造山后的伸展阶段。王涛等^[55]2007 年经过系统研究,推测区域内的晚中生代花岗岩是由岩石圈拆沉、大规模伸展作用所引起的。综上所述,学者对该地区晚中生代处于伸展构造阶段的观点较为一致,但对控制晚中生代地壳伸展构造背景的机制存在不同的认识:(1)地幔柱模式,由于大兴安岭南北部火山岩年龄差异的现象^[51]与该模式矛盾,未得到学者普遍认可;(2)古亚洲洋最后消亡的后造山环境模式,该模式未能证明后碰撞阶段延续到了晚中生代;(3)蒙古—鄂霍茨克洋俯冲作用影响模式,认为造山带碰撞造山作用结束于中晚侏罗世,其后的碰撞伸展可能是导致锡林浩特地区地壳伸展的主要原因^[38];(4)古太平洋板块西向俯冲模式,虽然李锦轶等^[56]2004 年及张旗^[57]2013 年讨论认为其向西俯冲对中国东部中生代岩浆活动影响有限,但也有不少学者认为古太平洋的俯冲与华北板块北缘白垩世碱性花岗岩的形成有成因联系^[58]。

目前,争论的焦点主要集中在古亚洲洋板块碰撞闭合造山发生在中生代(志留纪—泥盆纪)还是晚古生代末—中生代初(二叠纪—三叠纪)。

其中,徐备等^[59]论证了锡林浩特—苏尼特左旗南—二道井一带的中古生代俯冲—碰撞造山带,将其演化分为俯冲时期(500 ~ 400 Ma)和碰撞时期(400 ~ 320 Ma),认为古亚洲洋在晚泥盆世拼合。他按照古亚洲洋早古生代闭合、晚古生代伸展的观点建立了兴蒙造山带早、晚古生代的构造单元,并在研究沉积环境和古地磁证据后认为,华北板块与古亚洲洋内的几个陆块最晚在晚石炭世已成为统一块体,代表古亚洲洋的闭合。晚古生代伸展实例不具普适性,也没有讨论伸展作用之后的挤压过程^[60]。王荃等^[61]认为,早石炭世到早二叠世,华北陆台与西伯利亚板块沿二连浩特—贺根山—贺根山蛇绿岩为西伯利亚与华北之间的主洋盆,洋盆的最后关闭可能是晚二叠世。XIAO W 等^[62]提出西伯利亚、塔里木和华北克拉通于晚二叠世和三叠纪之间沿南天山—索伦缝合带碰撞拼合。潘桂棠等^[13]基于中国大地构造编图和研究认为古亚洲洋最终于中二叠世末闭合,晚三叠世进入陆块汇聚碰撞。兴蒙构造岩浆亚省早—中三叠世($T_1 - T_2$)才发育含白云母花岗岩组合标志的陆—陆碰撞阶段,晚三叠世(T_3)则广泛发育典型的晶洞花岗岩^[1]与过碱性花岗岩组合,表明已进入后造山阶段^[63]。张连昌等^[35]综合区域构造演化和年代学资料认为,古生代华北板块和西伯利亚板块之间经历了古亚洲洋于石炭纪—二叠纪晚期闭合,形成华北—蒙古(额尔古纳)联合板块。三叠纪期间华北—蒙古板块与西伯利亚板块南缘之间被蒙古—鄂霍茨克洋分割。

综上所述,研究区花岗岩样品的年龄结果及地球化学特征表明锡林浩特东部地区在早白垩世期间,即 $(134.7 \pm 1.7) \sim (139.1 \pm 1.7)$ Ma,处于造山后岩石圈伸展作用阶段。其成因机制推测为:在晚古生代末—中生代初期间古亚洲洋闭合后形成蒙古—鄂霍茨克洋;随后在该洋两侧板块碰撞造山后期,增厚的地壳发生重力垮塌,使区域构造环境由挤压转变为伸展,同时可能存在古太平洋板块西向俯冲的影响。

5 结 论

通过对锡林浩特东部地区晚中生代花岗岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 测年和地球化学特征研究,可以初步得到以下结论。

(1)锡林浩特地区本次年龄测试结果为:正长

花岗岩形成年龄为 (139.1 ± 1.7) Ma, 花岗岩形成年龄为 (134.7 ± 1.7) Ma。结合前人测年数据, 表明该地区晚中生代早白垩世早期存在一期岩浆侵位活动。

(2) 锡林浩特地区花岗岩属高钾 - 钙碱性系列, 为 A 型花岗岩。岩石地球化学特征反映其岩浆源区具有壳幔混合岩浆到壳源重熔岩浆演化的特征。

(3) 锡林浩特东部地区花岗岩具有典型的 A2 型造山后花岗岩地球化学特征, 说明早白垩世期间该地区处于伸展构造环境。其成因可能是晚古生代末 - 中生代初期间古亚洲洋闭合引起的一系列板块碰撞作用(包括蒙古 - 鄂霍次克洋闭合)使造山后期地壳逐渐增厚并发生重力垮塌, 导致构造环境由挤压转变为伸展, 同时受古太平洋板块西向俯冲的影响。

致谢: 成文过程中, 中化地质矿山总局地质研究院杨立朋、梁中朋给予了热情帮助; 审稿人提出了中肯的建议; 在此一并致谢。

参考文献:

[1] 施光海, 苗来成, 张福勤, 等. 内蒙古锡林浩特 A 型花岗岩的时代及区域构造意义 [J]. 科学通报, 2004, 49(4): 384 - 389.

[2] 刘建峰, 迟效国, 张兴洲, 等. 内蒙古西乌旗南部石炭纪石英闪长岩地球化学特征及其构造意义 [J]. 地质学报, 2009, 83(3): 365 - 376.

[3] 陈斌, 马星华, 刘安坤, 等. 锡林浩特杂岩和蓝片岩的锆石 U-Pb 年代学及其对索伦缝合带演化的意义 [J]. 岩石学报, 2009, 25(12): 3123 - 3129.

[4] 王新宇, 侯青叶, 王瑾, 等. 内蒙古维拉斯托矿床花岗岩类 SHRIMP 年代学及 Hf 同位素研究 [J]. 现代地质, 2013, 27(1): 67 - 78.

[5] 刘翠, 邓晋福, 许立权, 等. 大兴安岭 - 小兴安岭地区中生代岩浆 - 构造 - 钼成矿地质事件序列的初步框架 [J]. 地质前缘, 2011, 18(3): 166 - 178.

[6] 罗飞, 罗照华, 李达靖, 等. 内蒙古中部白垩纪碱性花岗岩的发现及意义 [J]. 现代地质, 1995, 9(2): 203 - 211.

[7] 罗照华, 邓晋福, 罗飞, 等. 内蒙古中部深成侵入岩谱系单位及构造岩浆活动初探——以苏尼特左旗等 8 幅 1:5 万区域地质调查为例 [J]. 现代地质, 1995, 9(2): 189 - 202.

[8] 李可, 张志诚, 李建峰, 等. 内蒙古西乌珠穆沁旗地区中生代酸性火山岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄和地球化学特征 [J]. 地质通报, 2012, 31(5): 671 - 685.

[9] 周振华, 吕林素, 杨永军, 等. 内蒙古黄岗锡铁矿区早白垩世 A 型花岗岩成因: 锆石 U-Pb 年代学和岩石地球化学制约 [J]. 岩石学报, 2010, 26(12): 3521 - 3537.

[10] 毛景文, 谢桂青, 张作衡, 等. 中国北方中生代大规模成

矿作用的期次及其地球动力学背景 [J]. 岩石学报, 2005, 21(1): 171 - 190.

[11] 李忠, 刘少峰, 张金芳, 等. 燕山典型盆地充填序列及迁移特征: 对中生代构造转折的响应 [J]. 中国科学: 地球科学, 2003, 33(10): 931 - 940.

[12] 张克信, 潘桂棠, 何卫红, 等. 中国构造 - 地层大区划分新方案 [J]. 地球科学——中国地质大学学报, 2015, 40(2): 206 - 233.

[13] 潘桂棠, 肖庆辉, 陆松年, 等. 中国大地构造单元划分 [J]. 中国地质, 2009, 36(1): 1 - 28.

[14] 徐备, 刘树文, 王长秋, 等. 内蒙古西北部宝音图群 Sm-Nd 和 Rb-Sr 地质年代学研究 [J]. 地质论评, 2000, 46(1): 86 - 90.

[15] 杜理科, 葛梦春. 内蒙古锡林浩特宝音图群斜长角闪岩原岩恢复的地球化学示踪 [J]. 新疆地质, 2010, 28(2): 200 - 203.

[16] 孙立新, 赵凤清, 王惠初, 等. 内蒙古狼山地区宝音图地块变质基底的锆石 U-Pb 年龄及构造意义 [J]. 地质学报, 2013, 87(2): 197 - 207.

[17] 李承东, 冉晔, 赵利刚, 等. 温都尔庙群锆石的 LA-MC-ICPMS U-Pb 年龄及构造意义 [J]. 岩石学报, 2012, 28(11): 3706 - 3714.

[18] 孙立新, 任邦方, 赵凤清, 等. 内蒙古锡林浩特地块中元古代花岗岩麻岩的锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素特征 [J]. 地质通报, 2013, 32(2/3): 327 - 340.

[19] 宋彪. 用 SHRIMP 测定锆石 U-Pb 年龄的工作方法 [J]. 地质通报, 2015, 34(10): 1777 - 1788.

[20] 蔡剑辉, 阎国翰, 许保良, 等. 太行山 - 大兴安岭东麓晚中生代碱性侵入岩岩石地球化学特征及其意义 [J]. 地球学报, 2006, 27(5): 447 - 459.

[21] CHAPPELLI B W, WHITEA J R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt [J]. Earth & Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 1992, 83: 1 - 26.

[22] 刘伟, 潘小菲, 谢烈文, 等. 大兴安岭南段林西地区花岗岩类的源岩: 地壳生长的时代和方式 [J]. 岩石学报, 2007, 23(2): 441 - 460.

[23] 杨增海, 王建平, 刘家军, 等. 内蒙古苏尼特左旗乌日尼图钨钼矿床同位素地球化学特征 [J]. 现代地质, 2013, 27(1): 13 - 23.

[24] 肖荣阁, 费红彩, 王安建, 等. 白云鄂博含矿碱性火山岩建造及其地球化学 [J]. 地质学报, 2012, 86(5): 735 - 752.

[25] 杨德彬, 许文良, 裴福萍, 等. 蚌埠隆起区古元古代钾长花岗岩的成因: 岩石地球化学、锆石 U-Pb 年代学与 Hf 同位素的制约 [J]. 地球科学——中国地质大学学报, 2009, 34(1): 148 - 164.

[26] 张旗, 冉晔, 李承东. A 型花岗岩的实质是什么? [J]. 岩石矿物学杂志, 2012, 31(4): 621 - 626.

[27] 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.

[28] 覃锋, 刘建明, 曾庆栋, 等. 内蒙古小东沟斑岩型钼矿床的成矿时代及成矿物质来源 [J]. 现代地质, 2008, 22(2):

173–180.

- [29] 朱伟. 内蒙古克什克腾旗晚中生代花岗岩地质特征及其构造意义 [D]. 太原: 太原理工大学, 2011: 1–84.
- [30] 杨帆, 肖荣阁, 李娜, 等. 内蒙古宝音图钨矿床花岗岩稀土元素地球化学特征及花岗岩成因 [J]. 现代地质, 2013, 27(4): 831–840.
- [31] 赵云, 王建平, 杨增海, 等. 内蒙古白乃庙铜矿床稳定同位素地球化学特征及其地质意义 [J]. 现代地质, 2014, 28(6): 1103–1111.
- [32] 张晓静, 张连昌, 靳新娣, 等. 内蒙古半拉山钨矿含矿斑岩 U-Pb 年龄和地球化学及其地质意义 [J]. 岩石学报, 2010, 26(5): 1411–1422.
- [33] 葛文春, 林强, 孙德有, 等. 大兴安岭中生代两类流纹岩成因的地球化学研究 [J]. 地球科学——中国地质大学学报, 2000, 25(2): 172–178.
- [34] 邵济安, 刘福田, 陈辉, 等. 大兴安岭–燕山晚中生代岩浆活动与俯冲作用关系 [J]. 地质学报, 2001, 75(1): 56–63.
- [35] 张连昌, 吴华英, 相鹏, 等. 中生代复杂构造体系的成矿过程与成矿作用——以华北大陆北缘西拉木伦钨铜多金属成矿带为例 [J]. 岩石学报, 2010, 26(5): 1351–1362.
- [36] 孔维琼, 刘翠, 邓晋福, 等. 内蒙古二连浩特地区乌花敖包钨矿区石英斑岩的锆石 U-Pb 年代学特征及对钨成矿时代的约束 [J]. 矿床地质, 2010, 19(5): 123–135.
- [37] 孙成杰. 内蒙古巴林右旗查干沐沦花岗岩锆石 U-Pb 年龄及其地质意义 [D]. 石家庄: 石家庄经济学院, 2012: 1–49.
- [38] 张学斌, 周长红, 来林, 等. 锡林浩特东部早白垩世白音高老组岩石地球化学特征、LA-MC-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄及地质意义 [J]. 地质与勘探, 2015, 51(2): 290–302.
- [39] 程天赦, 杨文静, 王登红, 等. 内蒙古锡林浩特毛登牧场大石寨组细碧–角斑岩系地球化学特征、锆石 U-Pb 年龄及地质意义 [J]. 现代地质, 2013, 27(3): 525–536.
- [40] 张旗, 王焰, 潘国强, 等. 花岗岩源岩问题——关于花岗岩研究的思考之四 [J]. 岩石学报, 2008, 24(6): 1193–1204.
- [41] 陈志广, 张连昌, 吴华英, 等. 内蒙古西拉木伦成矿带碾子沟钨矿区 A 型花岗岩地球化学和构造背景 [J]. 岩石学报, 2008, 24(4): 879–889.
- [42] GREEN T H. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system [J]. Chemical Geology, 1995, 120(s 3/4): 347–359.
- [43] 张旗, 潘国强, 李承东, 等. 花岗岩结晶分离作用问题——关于花岗岩研究的思考之二 [J]. 岩石学报, 2007, 23(6): 1239–1251.
- [44] PEARCE J A, HARRIS B W, TINDLE A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks [J]. Journal of Petrology, 1984, 25(4): 956–983.
- [45] EBY G N. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis [J]. Lithos, 1990, 26(1/2): 115–134.
- [46] EBY G N. Chemical subdivision of A-type granitoids; Petrogenesis and tectonic implications [J]. Geology, 1992, 20(7): 641.
- [47] FROST C D, FROST B R. Reduced rapakivi-type granites: The tholeiite connection [J]. Geology, 1997, 25(7): 647.
- [48] WHALEN J B, CURRIE K L, CHAPPLLE B W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis [J]. Contributions to Mineralogy & Petrology, 1987, 95(4): 407–419.
- [49] CREASER R A, PRICE R C, WORMOLD R J. A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model [J]. Geology, 1991, 19(2): 163.
- [50] LITVINOVSKY B A, JAHN Bor-ming, ZANVILEVICH A W, et al. Petrogenesis of syenite-granite suites from the Bryansky Complex (Transbaikalia, Russia): implications for the origin of A-type granitoid magmas [J]. Chemical Geology, 2002, 189(s 1/2): 105–133.
- [51] YANG J H, WU F Y, CHUNG S L, et al. A hybrid origin for the Qianshan A-type granite, northeast China: Geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic evidence [J]. Lithos, 2006, 89: 89–106.
- [52] LOISELLE M C, WONES D R. Characteristics and origin of anorogenic granites [J]. Geological Society of America Bulletin (Abstracts with Program), 1979, 11: 468.
- [53] 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.
- [54] 黄丁伶, 朱洛婷, 侯青叶, 等. 内蒙古维拉斯托矿区花岗岩类地球化学特征及其构造意义 [J]. 现代地质, 2014, 28(6): 1122–1137.
- [55] 王涛, 郑亚东, 张进江, 等. 华北克拉通中生代伸展构造研究的几个问题及其在岩石圈减薄研究中的意义 [J]. 地质通报, 2007, 26(9): 1154–1166.
- [56] 李锦轶, 杨天南, 陈文, 等. 中国东部东海地区超高压变质岩构造变形事件的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年与超高压变质岩折返过程的重建 [J]. 地质学报, 2004, 78(1): 97–108.
- [57] 张旗. 中国东部中生代岩浆活动与太平洋板块向西俯冲有关吗? [J]. 岩石矿物学杂志, 2013, 32(1): 113–128.
- [58] JAHN B M, LITVINOVSKY B A, ZANVILEVICH A N, et al. Peralkaline granitoid magmatism in the Mongolian-Transbaikalian Belt: Evolution, petrogenesis and tectonic significance [J]. Lithos, 2009, 113: 521–539.
- [59] 徐备, 陈斌. 内蒙古北部华北板块与西伯利亚板块之间中古生代造山带的结构及演化 [J]. 中国科学: 地球科学, 1997, 27(6): 227–232.
- [60] 徐备, 赵盼, 鲍庆中, 等. 兴蒙造山带前中生代构造单元划分初探 [J]. 岩石学报, 2014, 30(7): 1841–1857.
- [61] 王荃, 刘雪亚, 李锦轶. 中国内蒙古中部的古板块构造 [J]. 中国地质科学院院报, 1991(1): 1–15.
- [62] XIAO Wenjiao, HUANG Baochun. A review of the western part of the Altai: A key to understanding the architecture of accretionary orogens [J]. Gondwana Research, 2010, 12(1): 253–273.
- [63] 邓晋福, 冯艳芳, 狄永军, 等. 古亚洲构造域侵入岩时空演化框架 [J]. 地质论评, 2015, 61(11): 1211–1224.