

内蒙古吉尔嘎郎图早古生代岩体成因 ——年代学、地球化学及Nd-Hf同位素制约

杨泽黎, 王树庆, 胡晓佳, 赵华雷, 李承东, 辛后田, 孙立新
YANG Zeli, WANG Shuqing, HU Xiaojia, ZHAO HuaLei, LI Chengdong,
XIN Houtian, SUN Lixin

天津地质矿产研究所, 天津300170

Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources, Tianjin 300170, China

摘要:兴蒙造山带北缘断续分布的早古生代岩浆岩带,对古生代构造格局恢复及造山带演化研究具有重要意义。阿巴嘎旗北部吉尔嘎郎图岩体位于该岩浆岩带中段,为带内最大的早古生代复式侵入体。LA-ICP-MS锆石U-Pb定年表明,吉尔嘎郎图岩体早期花岗闪长岩单元成岩年龄为455.0~495.6Ma。在主量元素组成上,岩体SiO₂含量中等(59.49%~68.22%),贫铁、镁,K₂O/Na₂O值(0.64~0.85)小于1,A/CNK=0.96~1.09,整体具有亚碱、弱过铝特征。稀土及微量元素方面,岩体富Cs、Rb、Th、U、Pb,亏损Ba、Sr、P及高场强元素Nb、Ta等,稀土元素总量中等,具有弱负Eu异常($\delta Eu=0.52\sim 0.82$)。Sr-Nd-Hf同位素分析结果显示,岩体具有亏损的同位素组成, ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_i=0.7053~0.7034, $\epsilon_{Nd}(t)$ =0.39~4.29, 2件Hf同位素样品 $\epsilon_{Hf}(t)$ 均为正值,分别为 $\epsilon_{Hf}(t)=7.6\sim 10.8$ 和 $\epsilon_{Hf}(t)=3.7\sim 7.9$ 。岩石地球化学、年代学及Sr-Nd-Hf同位素综合分析表明,吉尔嘎郎图岩体是早古生代古亚洲洋沿苏左旗—锡林浩特一线向北俯冲背景下,遭受了俯冲板片析出流体交代作用影响的新生地壳部分熔融的产物,后期由于弧后拉张、贺根山洋盆打开与主体岛弧带分离,最终随着古亚洲洋的整体闭合,形成了与俯冲带彼此分隔的格局。

关键词:早古生代;锆石U-Pb定年;Nd-Hf同位素;岛弧岩浆岩;兴蒙造山带;新生地壳

中图分类号:P534.4;P597 **文献标志码:**A **文章编号:**1671-2552(2017)08-1369-16

Yang Z L, Wang S Q, Hu X J, Zhao H L, Li C D, Xin H T, Sun L X. Petrogenesis of the Early Paleozoic Jiergalangtu pluton in Inner Mongolia: Constraints from geochronology, geochemistry and Nd-Hf isotopes. *Geological Bulletin of China*, 2017, 36 (8):1369-1384

Abstract: Early Paleozoic granites are distributed on the northern margin of Xingmeng orogenic belt discretely, and the genesis of these granites has important implications for the reconstruction of regional Paleozoic tectonic setting and orogenic evolution. Jiergalangtu pluton outcropped in northern Abag Banner and located in the middle of the early Paleozoic granite belt is the biggest composite pluton in the granite belt. Zircon LA-ICP-MS U-Pb dating shows that the early stage of the pluton was emplaced during 455.0~495.6Ma. Geochemically, the Jiergalangtu granites show moderate SiO₂ values (59.49%~68.22%) and depletion of magnesium and iron, with K₂O/Na₂O ratios less than 1 (0.64~0.85) and A/CNK values being 0.96~1.09; in addition, most of the samples present subalkaline and weak per-aluminous signature. The trace element data of these rocks display enrichment of Cs, Rb, Th, U, Pb and depletion of Ba, Sr, P and HFSE such as Nb, Ta, the pluton exhibits indistinct negative europium anomalies ($\delta Eu=0.04\sim 0.25$)

收稿日期:2016-12-09;修订日期:2017-01-01

资助项目:中国地质调查局项目《二连—东乌旗成矿带西乌旗和白乃庙地区地质矿产调查》(编号:DD20160041)、《华北重大岩浆事件及其成矿作用和构造背景综合研究》(编号:1212014121079)、《兴蒙造山带中段古生代花岗岩的组成、性质、时代和成矿作用研究》(编号:1212011121079)

作者简介:杨泽黎(1989-),男,硕士,助理工程师,从事岩石学、地球化学研究及地质调查工作。E-mail:yzlnju@163.com

通讯作者:王树庆(1983-),男,硕士,高级工程师,从事岩石学、地球化学及地质调查和侵入岩研究工作。E-mail:89617984@qq.com

with moderate total REE content. Jiergalangtu pluton shows depleted isotopic compositions, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.7053\sim 0.7034$, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)=0.39\sim 4.29$, and both samples for Hf isotopic analysis have positive $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values, being 7.6~10.8 and 3.7~7.9 respectively. Integrated geochemical, geochronology and Sr-Nd-Hf isotopic data suggest that the Jiergalangtu granites were generated in early Paleozoic and resulted from the subduction of Paleo-Asian Ocean along Sunid-Xilinhot. The granites were formed by partial melting of juvenile crust which was modified by subduction slab fluids. The back-arc extension and opening of Hegenshan Ocean possibly resulted in the separation of Jiergalangtu pluton from predominant Sunid-Xilinhot island arc. Along with the closure of Paleo-Asian Ocean, the pluton ultimately occurred on the northern margin of Xingmeng orogenic belt and was separated from the subduction zone by Hegenshan ophiolite complex.

Key words: Early Paleozoic; zircon U-Pb dating; Nd-Hf isotopic compositions; arc magmatic rocks; Xingmeng orogeny; juvenile crust

中亚造山带是全球最大的增生造山带,也是世界范围内显生宙地壳增生与改造最显著的地区^[1-4]。自新元古代亚洲洋裂解以来,中亚造山带经历了陆缘增生、后碰撞和陆内造山作用3个阶段,在区域内形成了分布面积超过500000km²的巨大岩浆岩带^[5-9]。同时,在地壳增生和改造过程中,伴随多期次、多类型的壳幔相互作用,中亚造山带内形成了铜、金、铀等一系列重要金属成矿区^[10],因此其地质演化历史一直是地学界关注的焦点。作为中亚造山带东段的重要组成部分,兴蒙造山带由众多微陆块、岛弧、增生楔、蛇绿岩(洋壳残片)等构成,记录了古亚洲洋俯冲及西伯利亚和华北板块碰撞拼合等重要信息^[11-15],正确认识兴蒙造山带各地质体的时空分布及成因演化,对于恢复该地区的构造格局及地质历史具有重要意义。

现有研究表明,兴蒙造山带中段分布有南、北2条早古生代岛弧岩浆岩带,代表了早古生代古亚洲洋向南北两侧的双向俯冲^[11,13,15]。北带主要分布于苏尼特左旗—锡林浩特一线,包括苏左旗白音宝力道岛弧型侵入岩^[13,16-17]、锡林浩特乌兰敖包岛弧侵入岩^[18]等,形成时代介于464~490Ma之间;南带展布于巴特敖包—白乃庙—温都尔庙—正镶白旗一线,形成时代为440~490Ma^[11,13,19-20]。除以上2条相对集中分布的岩浆岩带外,在北部中蒙边境地区也有部分早古生代岩浆岩存在,主要出露在阿巴嘎旗北部的吉尔嘎郎图、东乌旗马勒格黑敖包、朝不楞、乌拉盖等地,同时伴生同期多宝山组火山岩^[21]。前人对该岩浆岩带及其地质构造背景研究较少,目前仅有阿巴嘎旗北部格日敖包二长花岗岩体^[22]、朝不楞以西巴润布尔嘎斯台辉长岩体^[23]等少量报道,制约了对早古生代兴蒙造山带构造演化历史的认识。针对这一问题,本次研究选取区内规模最大的早古生

代吉尔嘎郎图复式岩体作为研究对象,通过系统的岩石学、年代学及地球化学研究,阐明岩体的源区特征及成因演化,并与周边区域进行对比,探讨岩体形成的大地构造背景,进而为该地区早古生代构造演化提供约束。

1 地质背景及岩石学特征

吉尔嘎郎图岩体位于阿巴嘎旗北部边境地区,大地构造位置属于西伯利亚板块南缘的乌里雅斯太活动陆缘^[11],区内出露地层为奥陶系多宝山组、志留系卧都河组、泥盆系泥鳅河组、上石炭统宝力高庙组等,被新生代阿巴嘎玄武岩和第四系覆盖(图1)。其中,多宝山组分布于研究区西南部,主要由黄绿色粉砂质细砂岩、灰绿色泥质粉砂岩夹玄武安山岩组成,属弧后盆地沉积组合;卧都河组和泥鳅河组呈北东向展布于研究区东侧,为滨海相的沉积建造,与下伏岩体呈角度不整合接触;宝力高庙组角度不整合于泥鳅河组之上,为一套陆相沉积的中酸性火山碎屑岩组合^[22]。

根据岩相学特征及侵入关系,将吉尔嘎郎图岩体划分为早期花岗闪长岩和晚期二长花岗岩2个岩石单元,空间上花岗闪长岩单元位于边部,被核部的后期二长花岗岩体侵入,两者均发育球状风化,变质变形程度不高(图1)。此外,花岗闪长岩体中还有少量岩株状产出的英云闪长岩,与花岗闪长岩体呈渐变接触,英云闪长岩及花岗闪长岩中均可见暗色闪长质包体(图2-a、c)。赵利刚等^[22]对二长花岗岩进行了较详细的研究,因此本次工作着重对更早期的花岗闪长岩及英云闪长岩2类岩体进行讨论。

花岗闪长岩呈灰白色,块状构造,中细粒花岗岩结构,矿物粒度2~4mm,主要矿物成分为斜长石

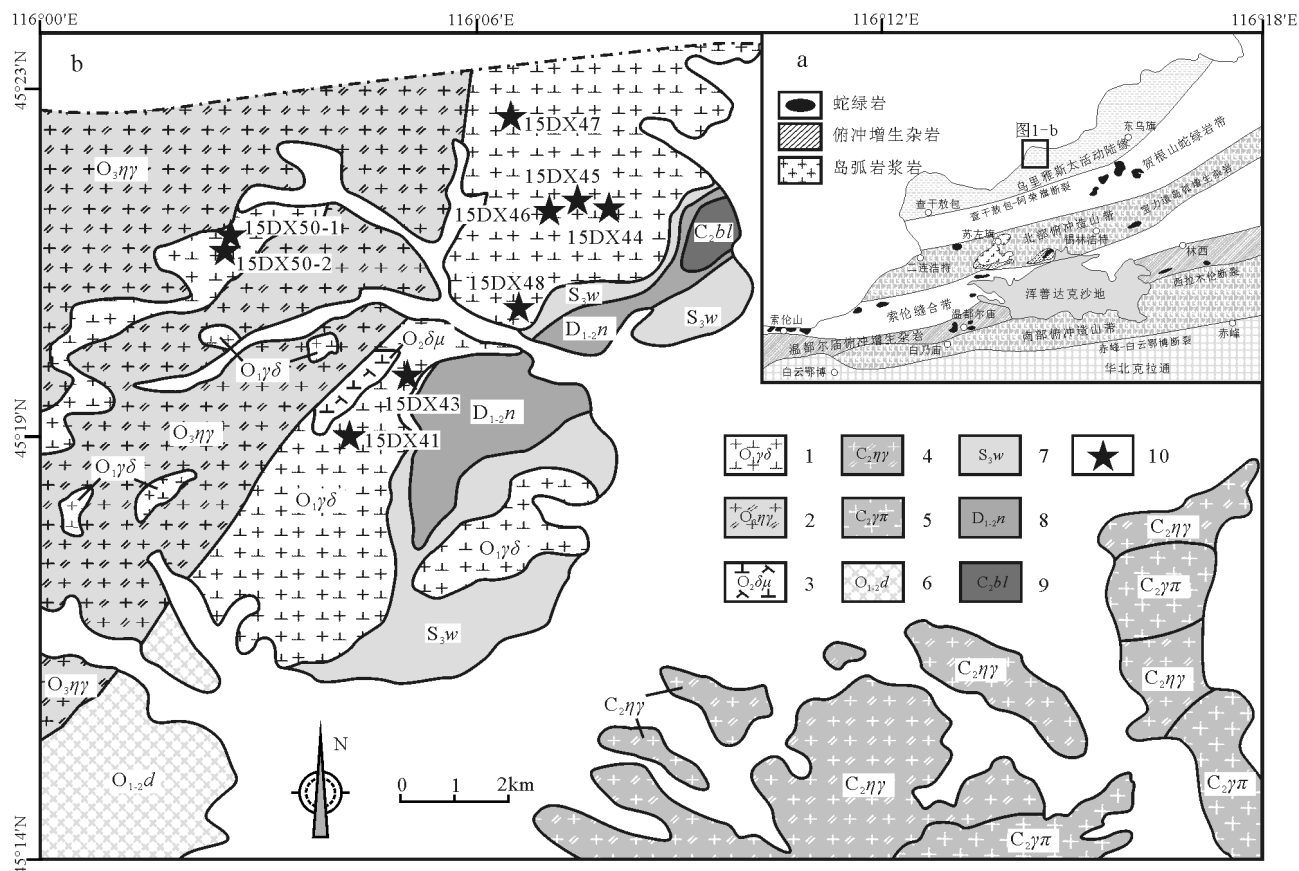
图1 吉尔嘎郎图岩体构造位置^[11,24](a)及地质简图^①(b)

Fig. 1 Tectonic location (a) and geological sketch map of the Jiergalangtu pluton (b)
 1—早古生代花岗闪长岩; 2—早古生代二长花岗岩; 3—早古生代闪长玢岩; 4—晚古生代二长花岗岩;
 5—晚古生代花岗斑岩; 6—多宝山组; 7—卧都河组; 8—泥鳅河组; 9—宝力高庙组; 10—采样位置

(50%~55%)、钾长石(15%)、石英(20%)、黑云母(10%)、角闪石(5%)等,副矿物为锆石、磷灰石、榍石等。其中,斜长石呈半自形板状,杂乱分布,部分帘石化,可见环带构造,鉴定显示为中长石;钾长石和石英呈星散状分布于斜长石之间,钾长石表面泥化;角闪石呈短柱状,多色性明显;黑云母呈叶片状,常见绿泥石化(图2-b)。

英云闪长岩在地表呈北东向长条状散布,可见零星露头,块状构造,中粒花岗结构,粒度2~5mm,矿物成分为斜长石(50%~60%)、石英(25%)、黑云母(15%)、角闪石(5%),另有少量钾长石。斜长石呈半自形板条状,具聚片双晶及环带构造,部分核部绢云母化,少量高岭土化、帘石化;石英呈填隙状分布其间,可见轻微波状消光;角闪石多色性明显,局部被黑云母穿插状交代(图2-d)。

2 分析方法

考虑到成因及侵入期次的相关性,本次研究主要选取吉尔嘎郎图岩体英云闪长岩、花岗闪长岩,进行年代学、地球化学和Sr-Nd-Hf同位素组成测定。

2.1 锆石U-Pb测年及Hf同位素分析

将新鲜岩石样品破碎至80目,然后经水粗淘、强磁分选、电磁分选和酒精细淘后,在实体显微镜下手工挑选出锆石,将待测锆石颗粒用环氧树脂制靶,然后磨至锆石颗粒的一半并抛光,阴极发光(CL)照相在北京铅年领航科技有限公司的日本电子JSM-6510型扫描电镜上进行。锆石原位U-Pb年龄测试及原位Hf同位素测试在天津地质矿产研究所同位素实验室利用激光剥蚀多接收器电感耦

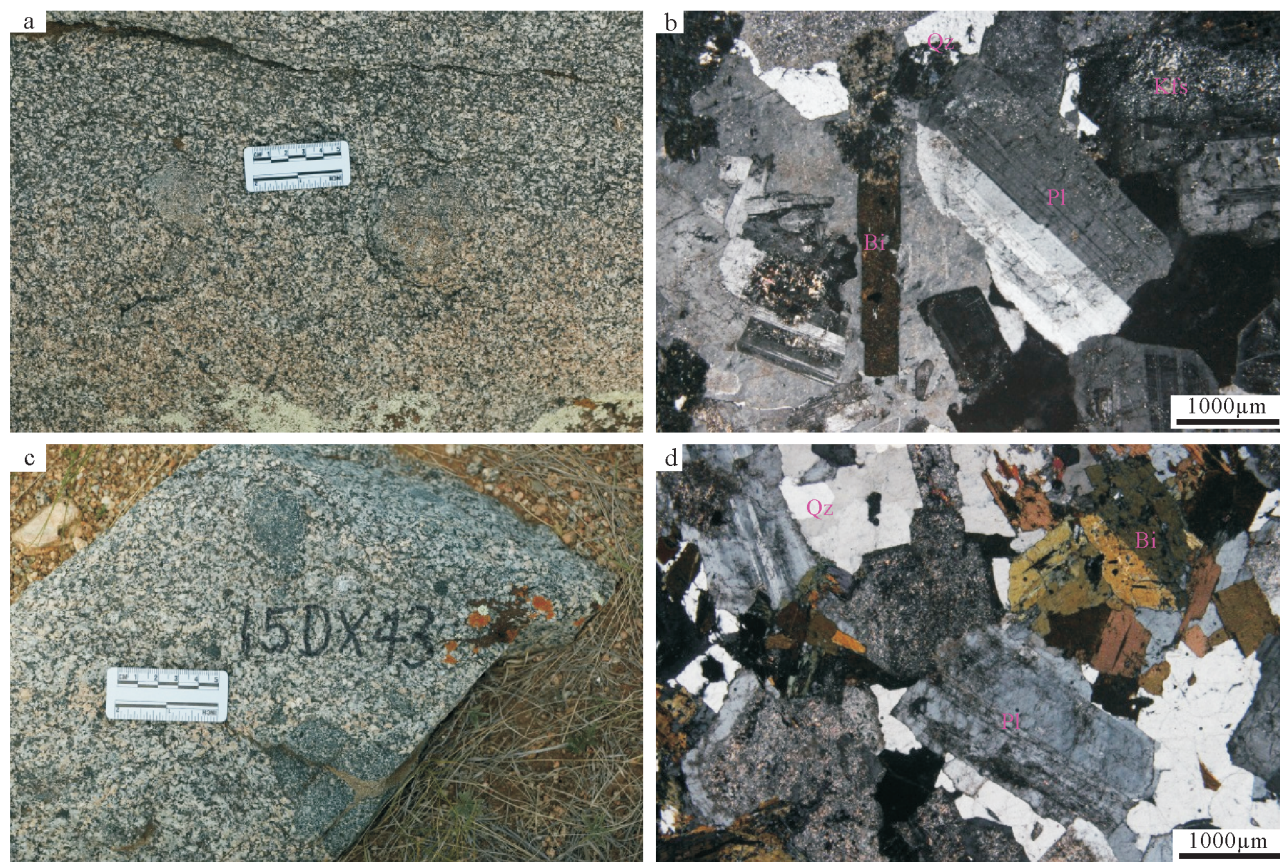


图2 吉尔嘎郎图岩体野外及岩性岩相学显微照片

Fig. 2 Field outcrop and microphotographs of the Jiergalangtu pluton

a、b—花岗闪长岩；c、d—英云闪长岩；Qz—石英；Pl—斜长石；Kfs—钾长石；Bi—黑云母

合等离子体质谱仪(LA-MC-ICPMS)完成,将NEW WAVE 193-FXA_rF准分子激光器与Thermo Fisher公司的Neptune多接收器电感耦合等离子体质谱仪联接,采用氦气为剥蚀物质的载气。锆石U-Pb年龄测定使用的激光束斑直径为35 μm,剥蚀时间为30s,采用美国国家标准技术研究院研制的人工合成硅酸盐标准参考物质NIST610,并利用澳大利亚锆石标样GEMOC/GJ-1(²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb年龄为608.5±1.5Ma^[25])及标准锆石91500(²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb年龄为1065±0.4Ma^[26])作为内、外标进行元素分馏校正;对分析数据的离线处理采用软件ICPMSData-Cal 9.2^[27-28]完成,U-Pb年龄谐和图绘制和年龄加权平均值计算采用Isoplot/Ex_ver3^[29]软件。锆石原位微区Hf同位素分析使用与U-Pb年龄测定相同的激光器与质谱仪,在原年龄测定点位置或附近进行,测试以GJ-1作为外标,具体仪器配置和实验

流程参见耿建珍等^[30],Hf同位素数据处理同样采用ICPMSDataCal 9.2程序完成^[27]。

2.2 全岩元素及Sr-Nd同位素分析

全岩地球化学元素及Sr-Nd同位素分析均在天津地质矿产研究所实验室完成。野外采集新鲜无蚀变的岩石样品,首先用水将样品表面冲洗干净并晾干,机械破碎至200目后送实验室分析。主量元素在样品制成熔片后通过X射线荧光光谱法(XRF)测试,相对误差在元素丰度大于1.0%时约为1%,元素丰度小于1.0%时约为10%;FeO采用氢氟酸、硫酸溶样、重铬酸钾滴定容量法,分析误差优于2%,微量元素使用ICP-MS测试,样品测定值和推荐值的相对误差小于10%,且绝大多数值在5%以内。

Sr、Nd同位素比值测试均采用Triton热电离子质谱进行测定,取200目全岩样品粉末,用HF+HClO₄+HNO₃溶解。利用AG50W×12强酸性阳离

子交换树脂分离 Rb、Sr 得到总稀土元素,然后采用 HEHEHP 树脂(P507)技术分离纯化 Nd,全流程空白稳定在 $\text{Sm}=3.0\times 10^{-11}\text{g}$; $\text{Nd}=5.4\times 10^{-11}\text{g}$ 。Sr 的质谱标准样 NBS987 的结果为 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710245\pm 30$, LRIG 质谱标准样的结果为 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512202\pm 30$, 国家一级标准 Sm-Nd 岩石样 GBS04419 的结果是: $\text{Sm}=3.017\times 10^{-6}$ 、 $\text{Nd}=10.066\times 10^{-6}$ 、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512739\pm 5$ 。标准岩石样 BCR-2 的结果是: $\text{Rb}=46.5\pm 0.93\times 10^{-6}$ 、 $\text{Sr}=336.00\pm 6.72\times 10^{-6}$ 、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.704958\pm 30$, Sr 分馏的内校正因子采用 $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=8.375209$ 、 $\text{Sm}=6.70\times 10^{-6}\pm 0.14\times 10^{-6}$ 、 $\text{Nd}=28.00\times 10^{-6}\pm 0.56\times 10^{-6}$ 、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512633\pm 30$ 。Nd 分馏的内校正因子采用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ 。

3 测试结果

3.1 锆石 U-Pb 年龄

本次研究分别选取了 2 件花岗闪长岩和 1 件英云闪长岩样品进行锆石测年。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果列于表 1, 代表性锆石颗粒的 CL 图像及测定点位和相应的 U-Pb 年龄谐和图见图 3。

2 件花岗闪长岩样品的锆石多为淡黄色-浅褐色, 透明-半透明, 均呈棱柱状自形晶, 长径主要变化于 $50\sim 130\mu\text{m}$ 之间, 长宽比介于 1.5~3 之间。CL 图像显示, 大部分锆石内部结构均匀, 具有较清晰的韵律振荡环带结构(图 3-a、b), 结合两者 Th/U 值均大于 0.1(0.47~0.67)的特点, 表明它们应为典型的岩浆结晶锆石^[31]。剔除落在谐和线以外的 Pb 丢失的测点后, 本次对 2 件样品分别获得 13 个和 16 个有效测试点数据。在 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 谐和图上, 这些数据点均投影在谐和线上或附近(图 3-c、d), 其中样品 15DX44 锆石年龄的谐和度略好于样品 15DX41。样品 15DX41 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄变化于 478~507Ma 之间, 年龄加权平均值为 $495.6\pm 6.2\text{Ma}$ (MSWD=3.9, 2σ), 为晚寒武世岩浆作用的产物; 样品 15DX44 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄变化于 472~486Ma 之间, 年龄加权平均值为 $479.1\pm 2.7\text{Ma}$ (MSWD=0.59, 2σ), 形成于早奥陶世。

英云闪长岩样品 15DX50 中锆石呈自形长柱状, 淡黄色半透明, 长宽比为 1.5~4, 颗粒变化于 $70\sim 130\mu\text{m}$ 之间, CL 图像中可见细密的振荡环带, 少量颗粒可见继承核(图 3-f), 同时所有测点的

Th/U 值均大于 0.1(0.15~0.67), 显示典型的岩浆锆石成因^[31]。共获得 12 个有效测点数据, 在 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 谐和图上, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄变化于 453~461Ma 之间, 年龄加权平均值为 $455.0\pm 3.0\text{Ma}$ (MSWD=0.22, 2σ), 表明岩体形成时代为晚奥陶世(图 3-e)。

3.2 主量元素

表 2 列出了吉尔嘎郎图岩体英云闪长岩及花岗闪长岩典型样品的主量元素分析结果及相关参数。从表中数据可以看出, 2 类侵入岩具有相似的地球化学特征, 具体可归纳为: ① SiO_2 含量中等, 除 1 个样品 SiO_2 含量较低外(59.49%), 其余样品含量变化于 62.80%~68.22% 之间; ② 全碱含量相对偏低, $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ 值分别为 6.15%~7.77% 和 6.01%~7.49%, 碱度率指数(A.R.)分别为 1.88~2.27 和 1.84~2.53, 在 A.R.- SiO_2 图解(图 4-a)上, 样品点均投影在钙碱性区; ③ 整体 K 含量不高, 所有样品 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值均小于 1(0.64~0.85), 在 SiO_2 - K_2O 图中均被划分为高钾钙碱性系列(图 4-b); ④ 弱过铝质, 样品的 A/CNK 值为 0.96~1.09, 在 A/CNK-A/NK 图解(图 4-c)上, 样品点落于亚碱弱过铝质区域; ⑤ CaO 含量中等(1.99%~4.23%), 除样品 15DX43 外, 其余样品的镁铁质及 TiO_2 、 P_2O_5 含量均较低。

3.3 微量及稀土元素

表 2 列出了英云闪长岩及花岗闪长岩样品微量及稀土元素分析结果, 图 5-a 为原始地幔标准化的微量元素蛛网图, 图 5-b 为球粒陨石标准化稀土元素配分曲线。数据显示, 2 类花岗岩微量元素特征基本一致, 均富集 Cs、Rb、Th、U 等元素, 贫 Ba、Sr、P, 同时 Nb、Ta、Ti 等高场强元素也显著亏损, 具有类似俯冲带岩石的特征^[37]。稀土元素组成上, 2 类岩体的稀土元素含量差别不大, 稀土元素总量(ΣREE)中等, ΣREE 范围为 $137.76\times 10^{-6}\sim 157.57\times 10^{-6}$, 但英云闪长岩重稀土元素含量变化更显著。在球粒陨石标准化稀土元素配分模式图中, 样品均具有轻稀土元素富集的配分模式, LREE/HREE 值为 3.67~7.03, 其中轻稀土元素分馏程度较重稀土元素明显, $(\text{La}/\text{Sm})_N$ 和 $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ 值分别为 1.46~3.08 和 1.23~1.53。此外, 岩体还具有较弱的负 Eu 异常($\delta\text{Eu}=0.52\sim 0.82$), 结合 Sr 亏损的特征, 暗示岩浆演化过程可能经历了一定程度的斜长石分离结晶。

表1 吉尔嘎郎图岩体LA-ICP-MS 锆石U-Th-Pb 定年结果

Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Th-Pb dating
results of the Jiergalangtu granite pluton

点号	含量/ 10^{-6}			同位素比值						表面年龄/Ma			
	Pb	U	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ
样品:15DX41; 岩性:花岗闪长岩													
15DX41-01	12	138	0.48	0.6772	0.0235	0.08183	0.00086	0.06002	0.00202	507	5	525	18
15DX41-03	18	207	0.58	0.6672	0.0190	0.08043	0.00084	0.06016	0.00162	499	5	519	15
15DX41-04	19	240	0.47	0.6311	0.0249	0.07689	0.00082	0.05953	0.00220	478	5	497	20
15DX41-05	16	179	0.52	0.6713	0.0172	0.08243	0.00088	0.05906	0.00146	511	5	522	13
15DX41-06	14	162	0.53	0.6656	0.0171	0.08161	0.00088	0.05915	0.00147	506	5	518	13
15DX41-07	29	346	0.65	0.6295	0.0242	0.07763	0.00080	0.05881	0.00223	482	5	496	19
15DX41-08	28	325	0.54	0.6336	0.0164	0.07951	0.00081	0.05780	0.00141	493	5	498	13
15DX41-09	27	296	0.67	0.6709	0.0191	0.08061	0.00091	0.06036	0.00150	500	6	521	15
15DX41-10	27	299	0.67	0.6657	0.0184	0.08110	0.00084	0.05953	0.00157	503	5	518	14
15DX41-11	24	280	0.61	0.6343	0.0165	0.07817	0.00080	0.05885	0.00148	485	5	499	13
15DX41-12	31	356	0.64	0.6618	0.0170	0.08116	0.00085	0.05914	0.00140	503	5	516	13
15DX41-15	20	231	0.60	0.6529	0.0158	0.08004	0.00082	0.05916	0.00138	496	5	510	12
15DX41-17	25	289	0.63	0.6490	0.0247	0.07872	0.00085	0.05980	0.00218	488	5	508	19
样品:15DX44; 岩性:花岗闪长岩													
15DX44-02	12	145	0.59	0.6153	0.0150	0.07662	0.00087	0.05824	0.00137	476	5	487	12
15DX44-03	12	141	0.54	0.6145	0.0182	0.07695	0.00083	0.05792	0.00165	478	5	486	14
15DX44-04	10	123	0.60	0.6147	0.0263	0.07756	0.00087	0.05748	0.00243	482	5	487	21
15DX44-05	11	136	0.56	0.6213	0.0164	0.07822	0.00087	0.05761	0.00148	485	5	491	13
15DX44-06	15	177	0.56	0.6214	0.0208	0.07827	0.00084	0.05758	0.00189	486	5	491	16
15DX44-07	12	153	0.52	0.6182	0.0315	0.07695	0.00083	0.05826	0.00291	478	5	489	25
15DX44-08	18	220	0.63	0.6174	0.0132	0.07775	0.00089	0.05759	0.00113	483	6	488	10
15DX44-09	17	206	0.62	0.6223	0.0262	0.07767	0.00097	0.05811	0.00228	482	6	491	21
15DX44-10	14	169	0.56	0.6243	0.0160	0.07746	0.00086	0.05846	0.00138	481	5	493	13
15DX44-11	15	178	0.58	0.6111	0.0137	0.07764	0.00083	0.05709	0.00121	482	5	484	11
15DX44-13	17	213	0.64	0.6129	0.0243	0.07630	0.00087	0.05826	0.00194	474	5	485	19
15DX44-15	12	156	0.63	0.6095	0.0180	0.07595	0.00086	0.05820	0.00164	472	5	483	14
15DX44-16	13	161	0.57	0.6094	0.0137	0.07722	0.00087	0.05724	0.00122	480	5	483	11
15DX44-17	16	211	0.52	0.5988	0.0149	0.07661	0.00082	0.05669	0.00136	476	5	476	12
15DX44-18	20	259	0.54	0.6007	0.0136	0.07657	0.00092	0.05690	0.00118	476	6	478	11
15DX44-19	19	244	0.54	0.6049	0.0180	0.07631	0.00118	0.05749	0.00156	474	7	480	14
样品:15DX50; 岩性:英云闪长岩													
15DX50-02	15	205	0.23	0.5702	0.0115	0.07343	0.00081	0.05631	0.00104	457	5	458	9
15DX50-06	9	131	0.17	0.5776	0.0217	0.07356	0.00081	0.05694	0.00215	458	5	463	17
15DX50-07	18	229	0.67	0.5708	0.0239	0.07318	0.00183	0.05658	0.00185	455	11	459	19
15DX50-08	12	163	0.42	0.5655	0.0245	0.07276	0.00082	0.05637	0.00225	453	5	455	20
15DX50-09	19	266	0.26	0.5804	0.0183	0.07407	0.00081	0.05684	0.00172	461	5	465	15
15DX50-10	25	334	0.43	0.5715	0.0101	0.07311	0.00083	0.05670	0.00089	455	5	459	8
15DX50-11	9	121	0.48	0.5697	0.0165	0.07279	0.00080	0.05676	0.00160	453	5	458	13
15DX50-12	26	374	0.15	0.5675	0.0107	0.07299	0.00084	0.05639	0.00099	454	5	456	9
15DX50-13	22	290	0.43	0.5680	0.0245	0.07323	0.00091	0.05625	0.00238	456	6	457	20
15DX50-14	22	303	0.47	0.5717	0.0106	0.07289	0.00082	0.05688	0.00100	454	5	459	9
15DX50-15	18	253	0.33	0.5703	0.0131	0.07300	0.00078	0.05666	0.00120	454	5	458	11
15DX50-16	22	294	0.42	0.5761	0.0099	0.07272	0.00079	0.05745	0.00091	453	5	462	8

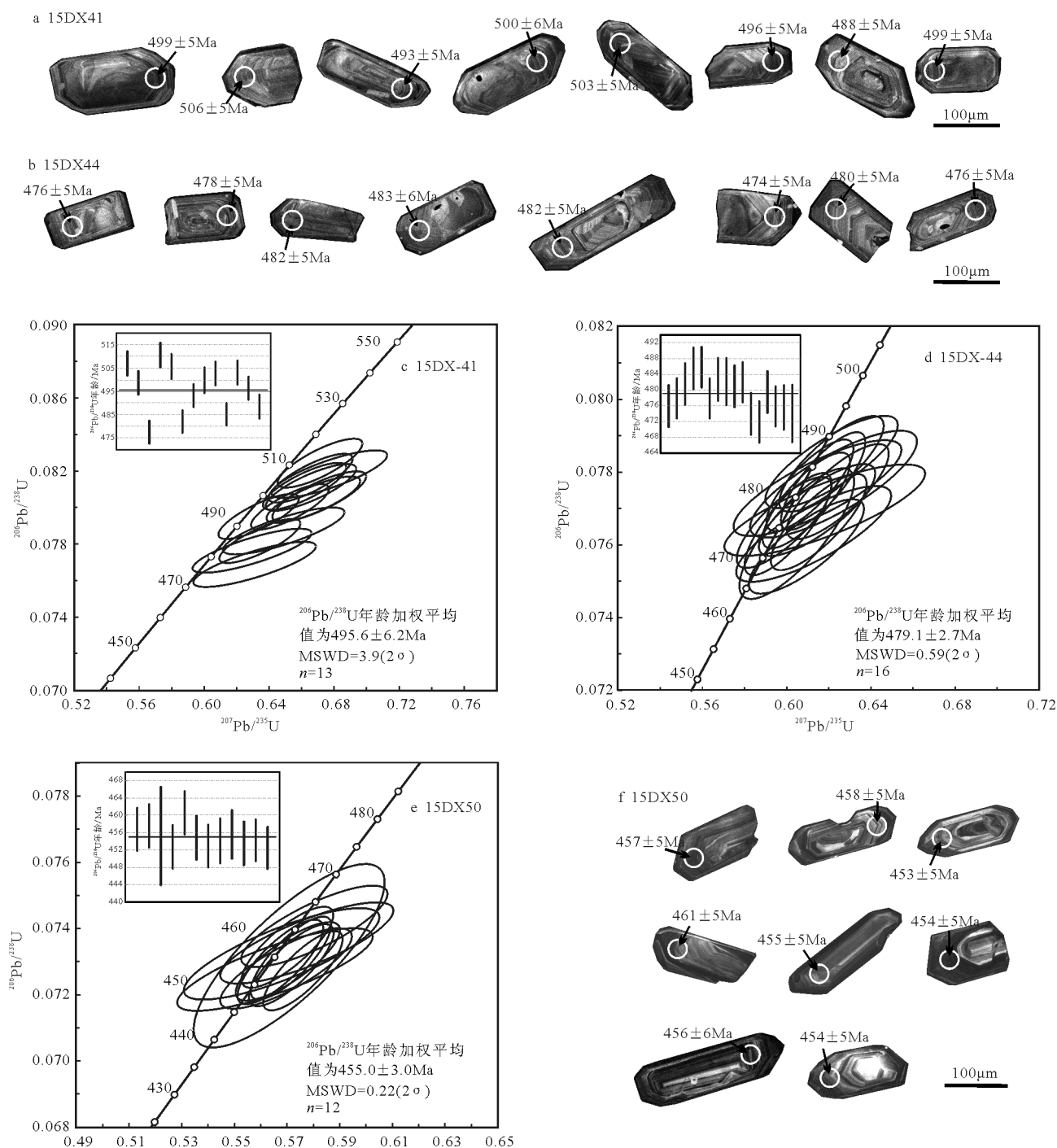


图3 吉尔嘎郎图岩体被测试锆石阴极发光(CL)图像、LA-ICP-MS分析点位及U-Pb 谐和图

Fig. 3 CL images, localities of the points for LA-ICP-MS measurements and U-Pb concordia diagrams of zircons from the Jiergalangtu pluton

3.4 Sr-Nd-Hf同位素

表3列出了吉尔嘎郎图岩体代表性样品的Sr、Nd同位素组成及根据年龄计算的有关参数。本次研究共获得7件样品的同位素数据。由表中数

据可以看出,吉尔嘎郎图岩体的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7053 \sim 0.7034$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = 0.512079 \sim 0.512465$, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = 0.39 \sim 4.29$, 相应的二阶段Nd模式年龄 $T_{2\text{DM}} = 0.91 \sim 1.12\text{Ga}$ 。总体看,吉尔嘎郎图岩体具有亏损的同位

表2 吉尔嘎郎图岩体主量、微量和稀土元素含量

Table 2 Major, trace and rare earth element concentrations of the Jiergalangtu pluton

样号	15DX43	15DX50-1	15DX50-2	15DX41	15DX44	15DX45	15DX46	15DX47	15DX48
岩性	英云闪长岩			花岗闪长岩					
SiO ₂	59.49	68.22	64.43	62.80	66.27	65.68	65.68	65.13	64.92
TiO ₂	1.56	0.64	0.69	0.84	0.69	0.70	0.75	0.75	0.73
Al ₂ O ₃	15.88	14.92	17.07	16.05	15.19	15.18	15.33	15.48	15.30
Fe ₂ O ₃	3.09	1.68	1.73	1.84	2.39	2.52	2.11	1.69	2.99
FeO	5.00	2.54	2.79	3.63	2.08	2.52	2.69	3.02	2.01
MnO	0.14	0.07	0.08	0.10	0.08	0.10	0.09	0.05	0.09
MgO	2.77	1.28	1.36	2.26	1.46	1.74	1.62	1.67	1.62
CaO	4.23	2.63	2.89	4.20	2.11	1.99	2.01	2.73	3.12
Na ₂ O	3.73	3.80	4.26	3.66	4.04	4.16	4.25	3.93	3.79
K ₂ O	2.42	2.44	3.51	2.35	3.45	3.28	3.08	3.01	3.09
P ₂ O ₅	0.18	0.52	0.36	0.19	0.17	0.16	0.18	0.18	0.17
LOI	0.95	1.91	0.96	1.68	1.83	1.68	1.92	2.02	1.95
ALK	6.15	6.24	7.77	6.01	7.49	7.44	7.33	6.94	6.88
A.R.	1.88	2.10	2.27	1.84	2.53	2.53	2.46	2.23	2.19
A/CNK	0.96	1.09	1.06	0.99	1.07	1.08	1.10	1.05	1.00
A/NK	1.81	1.68	1.58	1.87	1.46	1.46	1.48	1.59	1.60
Sc	27.70	15.60	17.30	17.50	17.90	19.00	18.70	17.70	18.00
V	243	60	64	105	72	76	80	79	80
Cr	22.90	17.30	19.10	32.50	18.60	21.00	20.60	21.60	26.30
Co	18.60	7.66	8.21	13.40	8.53	8.98	9.28	9.57	9.50
Ni	29.10	9.68	11.40	20.40	11.70	12.20	12.10	12.70	13.20
Cu	59.70	15.20	18.80	25.40	17.90	118.00	21.30	152.00	20.40
Zn	92.00	58.60	61.30	61.60	55.30	148.00	61.90	46.20	60.10
Ga	19.90	19.70	20.70	18.90	18.20	19.20	18.70	19.00	18.50
Cs	7.08	5.94	5.80	4.59	3.67	7.49	4.20	3.82	5.41
Rb	123	111	145	86	140	136	118	124	140
Ba	238	288	562	240	443	547	393	412	350
Th	6.37	11.20	8.04	11.90	10.60	10.10	9.58	10.30	11.10
U	1.07	1.70	1.31	0.97	1.97	1.58	1.64	1.80	1.32
Nb	19.40	11.60	12.10	10.50	11.90	11.20	12.90	12.30	12.10
Ta	1.08	0.69	0.71	0.62	0.80	0.74	0.82	0.77	0.82
Pb	13.10	17.80	19.10	15.10	21.60	83.60	16.50	13.70	17.20
Sr	206	157	183	245	197	296	156	193	205
Nd	30.00	29.20	26.30	32.90	27.20	29.30	27.80	28.50	30.20
Zr	223	324	316	260	234	256	264	259	277
Hf	5.70	8.32	7.56	6.55	6.26	6.82	6.80	6.71	7.23
La	17.90	27.50	23.90	32.30	23.80	26.70	23.40	24.90	26.50
Ce	44.70	66.00	57.60	52.80	56.40	63.20	53.70	57.80	55.40
Pr	6.64	7.38	6.53	8.53	6.75	7.42	6.82	7.14	7.58
Sm	7.70	5.97	5.36	6.59	5.85	6.26	6.03	6.11	6.67

续表 2

样号	15DX43	15DX50-1	15DX50-2	15DX41	15DX44	15DX45	15DX46	15DX47	15DX48
岩性	英云闪长岩			花岗闪长岩					
Eu	1.34	1.25	1.42	1.37	1.21	1.40	1.24	1.26	1.27
Gd	8.00	5.98	5.18	6.56	6.20	6.50	6.00	6.67	6.97
Tb	1.38	0.93	0.75	1.04	0.98	1.03	1.02	1.05	1.07
Dy	8.26	5.18	3.79	6.03	5.68	5.78	5.89	6.02	6.21
Y	44.90	28.80	21.70	33.80	32.90	32.00	34.60	34.20	35.80
Ho	1.70	1.06	0.76	1.22	1.21	1.19	1.23	1.23	1.30
Er	4.46	2.94	2.38	3.37	3.34	3.30	3.50	3.43	3.57
Tm	0.65	0.46	0.46	0.51	0.52	0.53	0.54	0.53	0.56
Yb	4.38	3.22	3.41	3.45	3.64	3.48	3.78	3.75	3.91
Lu	0.65	0.50	0.50	0.53	0.56	0.54	0.57	0.57	0.60
Σ REE	137.76	157.57	138.34	157.20	143.34	156.63	141.52	148.96	151.81
(La/Yb) _N	2.76	5.76	4.73	6.31	4.41	5.17	4.17	4.48	4.57
(La/Sm) _N	1.46	2.90	2.80	3.08	2.56	2.68	2.44	2.56	2.50
(Gd/Yb) _N	1.47	1.50	1.23	1.53	1.37	1.51	1.28	1.44	1.44
δ Eu	0.52	0.64	0.82	0.64	0.61	0.67	0.63	0.60	0.57

注:主量元素含量单位为%,微量和稀土元素为 10^{-6}

素组成,二阶段模式年龄集中于中元古代末期, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值近似于白音宝力道岛弧岩浆岩($-1.92 \sim 5.38^{[13]}$ 及本次研究未发表数据)和乌拉盖辉长岩($2.71 \sim 4.17$,本次研究未发表数据),略低于多宝山岛弧火成岩($5.24 \sim 5.77^{[38]}$),在 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 图解(图6-a)中,样品点落于地幔趋势线附近,以上特征表明,岩体中有较多地幔物质加入。

本次研究对已做锆石 U-Pb 定年的 2 件花岗闪长岩样品进行了锆石原位 Hf 同位素分析,表 5 列出了测试结果及根据年龄计算的有关参数。由表中数据可以看出,所有测点的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值均小于 0.002,说明锆石在形成后具有很少的放

射性成因 Hf 的积累,其中样品 15DX41 锆石的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值变化于 0.282696~0.282787 之间,相应的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 7.6~10.8,二阶段 Hf 模式年龄 $T_{\text{DM2}}(\text{Hf})$ 为 0.87~1.16Ga(图 7-a、b);样品 15DX44 锆石的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值变化于 0.282598~0.282713 之间, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 3.7~7.9, $T_{\text{DM2}}(\text{Hf})$ 为 1.12~1.49Ga(图 7-c、d)。2 件样品 Hf 同位素组成的共同特点是 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化范围较小,且均具有亏损的同位素组成,二阶段模式年龄集中于中—新元古代,在 $t - \epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 关系图上,样品点均落在球粒陨石演化线之(图 6-b)上,明确指示有幔源或初生地壳组分参与成岩。

表 3 吉尔嘎郎图岩体 Sr-Nd 同位素组成

Table 3 Sr-Nd isotopic compositions of the Jiergalangtu pluton

样品	年龄/Ma	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	I_{Sr}	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	I_{Nd}	ϵ_{Nd}	T_{DM2}/Ga
英云闪长岩									
15DX43	455	1.729026	0.716229	0.705024	0.155079	0.512617	0.512465	0.39	0.91
花岗闪长岩									
15DX41	496	1.018378	0.711614	0.704416	0.126671	0.512518	0.512106	2.10	1.05
15DX44	479	2.058181	0.717598	0.703551	0.136012	0.512527	0.512100	1.55	1.08
15DX45	479	1.330244	0.714350	0.705271	0.135113	0.512503	0.512079	1.14	1.12
15DX46	479	2.190845	0.718361	0.703409	0.137171	0.512671	0.512241	4.29	0.86
15DX47	479	1.860551	0.716545	0.703847	0.135577	0.512528	0.512103	1.60	1.08
15DX48	479	1.977821	0.717384	0.703885	0.139672	0.512529	0.512091	1.37	1.10

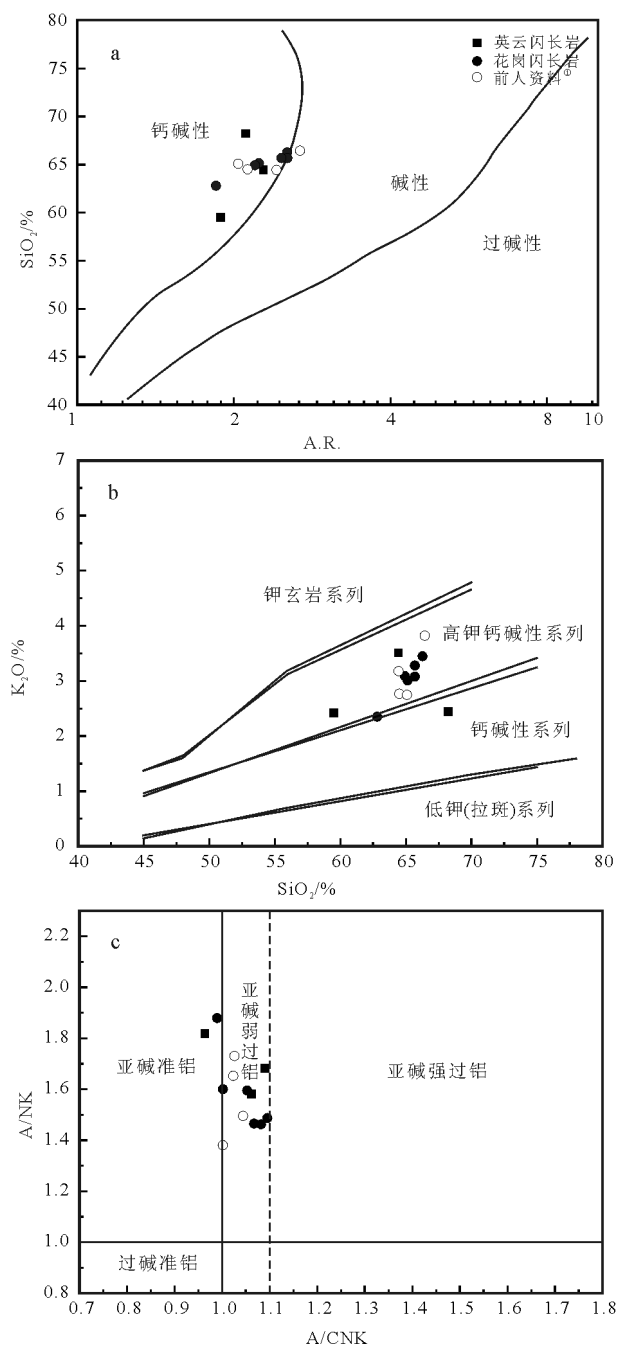


图4 吉尔嘎郎图岩体主量元素关系图

Fig. 4 Major element variation diagrams of Jiergalangtu pluton
a—SiO₂-A.R. 关系图^[32]; b—SiO₂-K₂O 关系图^[33];
c—A/CNK-A/NK 关系图^[34]

4 讨论

4.1 岩体成因

兴蒙造山带在早古生代经历了一系列大洋俯

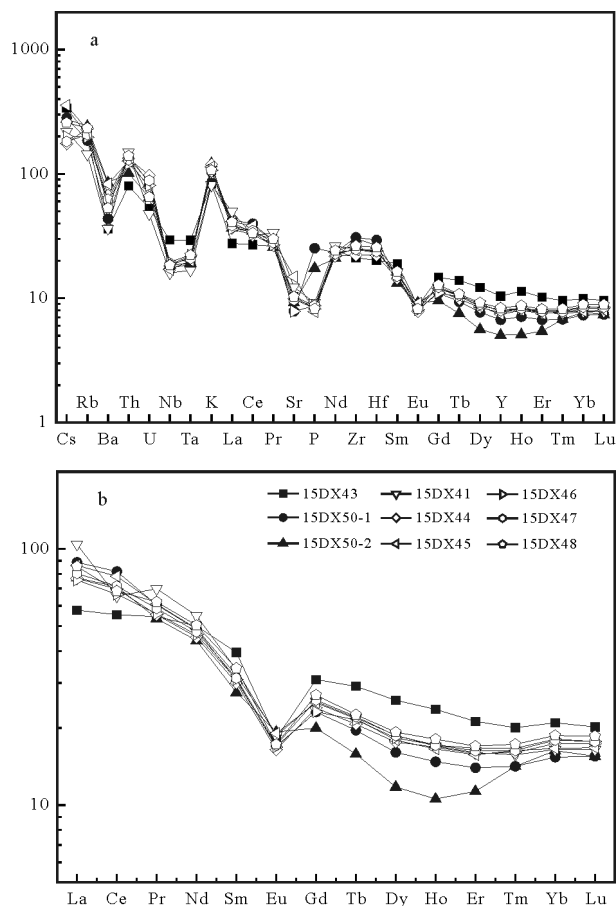
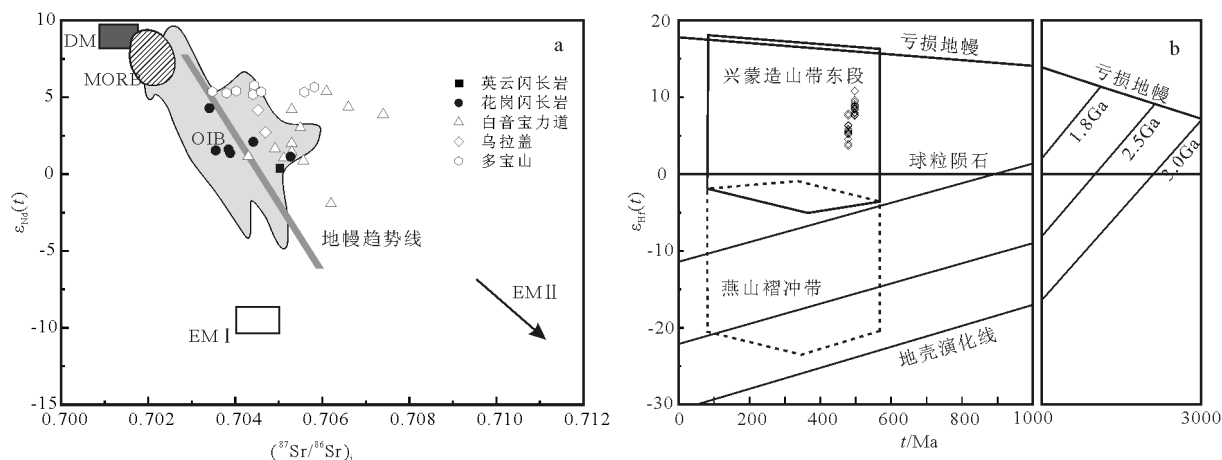


图5 吉尔嘎郎图岩体微量元素原始地幔标准化蛛网图(a)
及稀土元素球粒陨石标准化配分曲线(b)
(原始地幔标准化值据参考文献[35], 球粒陨石
标准化值据参考文献[36])

Fig. 5 Primitive mantle-normalized trace element
spidergrams (a) and chondrite-normalized REE
patterns (b) for the Jiergalangtu pluton

冲、地壳增生、多块体碰撞拼合、后造山伸展拉张等构造事件,形成了数条俯冲增生型构造-岩浆岩带^[15],具体到吉尔嘎郎图岩体,其北部蒙古境内存在多期次、多块体拼合的蒙古岛弧带^[5,7,42],南部为古亚洲洋沿苏左旗-锡林浩特向北俯冲形成的岛弧侵入岩带^[13,24]。地球化学数据显示,吉尔嘎郎图岩体花岗闪长岩和英云闪长岩均属于高钾钙碱性系列,同时,Rb、Th、U、K等大离子亲石元素较富集,而Nb、Ta等高场强元素显著亏损,具有岛弧岩浆岩特征;另一方面,在Pearce构造判别图及Rb-Ta-Hf图解(图8-a、b)中,岩体所有样品点均落于火山弧花岗岩区域,在微量元素Ta/Yb-Th/Yb和Nb/Yb-

图 6 吉尔嘎郎图岩体 $I_{\text{Sr}} - \varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 关系图(a)和 $t - \varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 关系图(b)

(白音宝力道数据据参考文献[13]和本次研究未发数据; 乌拉盖数据据本次研究未发数据;

多宝山数据据参考文献[38]; 兴蒙造山带东段及燕山褶皱带据参考文献[39-41])

Fig. 6 $I_{\text{Sr}} - \varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ diagram (a) and $t - \varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ plot (b) of the Jiergalangtu pluton

DM—亏损地幔; OIB—洋岛玄武岩; MORB—洋中脊玄武岩; EM I — I 型富集地幔; EM II — II 型富集地幔

Th/Yb 判别图解(图 8-c、d)中, 样品也具有主动大陆边缘环境特点, 以上特征表明, 吉尔嘎郎图 2 类岩性与周边早古生代岩浆岩类似, 为俯冲环境下活动

大陆边缘弧岩浆作用的产物。

过去多数学者认为, 俯冲弧岩浆岩来源于俯冲过程中地幔楔或其上部陆壳的部分熔融, 然而

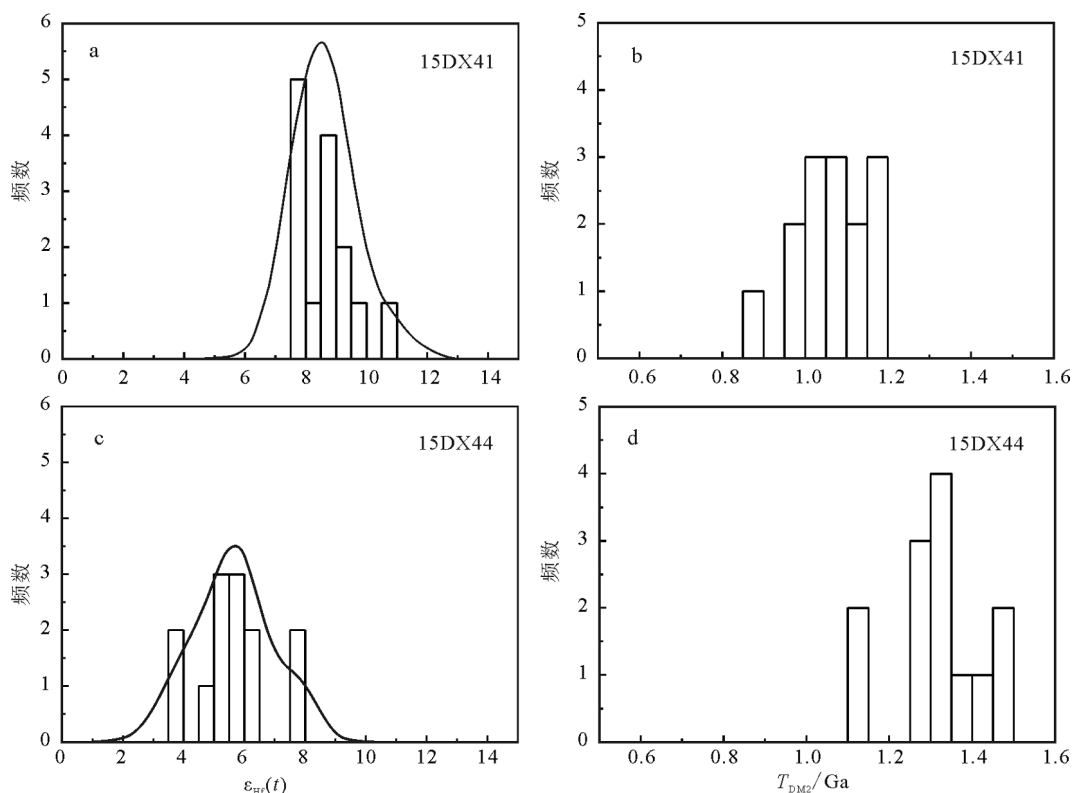
图 7 吉尔嘎郎图岩体锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值和二阶段 Hf 模式年龄(T_{DM2})频数分布直方图Fig. 7 Histograms of zircon $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values and two-stage Hf model ages (T_{DM2}) for the Jiergalangtu pluton

表4 吉尔嘎郎图岩体锆石 Hf 同位素分析结果

Table 4 Zircon Hf isotopic compositions of the Jiergalangtu pluton

点号	年龄/Ma	¹⁷⁶ Yb/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	2σ	(¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf) _i	ε _{Hf} (t)	2σ	T _{DM2} /Ma	f _{LW} Hf
样号:15DX41;岩性:花岗闪长岩										
1	496	0.043114	0.001060	0.282787	0.000021	0.282778	10.8	0.7	867	-0.97
2	496	0.042802	0.001037	0.282696	0.000023	0.282687	7.6	0.8	1157	-0.97
3	496	0.039795	0.000977	0.282696	0.000019	0.282687	7.6	0.7	1157	-0.97
4	496	0.043458	0.001064	0.282754	0.000021	0.282744	9.6	0.7	974	-0.97
5	496	0.054542	0.001314	0.282708	0.000022	0.282696	7.9	0.8	1127	-0.96
6	496	0.063863	0.001545	0.282735	0.000018	0.282720	8.8	0.6	1050	-0.95
7	496	0.047100	0.001158	0.282720	0.000020	0.282710	8.4	0.7	1083	-0.97
8	496	0.044092	0.001094	0.282732	0.000018	0.282722	8.8	0.6	1045	-0.97
9	496	0.042020	0.001041	0.282738	0.000020	0.282728	9.0	0.7	1025	-0.97
10	496	0.032544	0.000879	0.282744	0.000018	0.282736	9.3	0.6	1000	-0.97
11	496	0.041902	0.001155	0.282709	0.000019	0.282698	8.0	0.7	1120	-0.97
12	496	0.042077	0.001107	0.282723	0.000017	0.282713	8.5	0.6	1073	-0.97
13	496	0.051465	0.001314	0.282728	0.000027	0.282716	8.6	0.9	1064	-0.96
14	496	0.034851	0.000871	0.282697	0.000019	0.282689	7.6	0.7	1150	-0.97
样号:15DX44;岩性:花岗闪长岩										
1	479	0.038740	0.000941	0.282654	0.000019	0.282646	5.7	0.7	1310	-0.97
2	479	0.041968	0.001031	0.282649	0.000019	0.282639	5.5	0.7	1330	-0.97
3	479	0.053168	0.001273	0.282625	0.000021	0.282613	4.6	0.7	1413	-0.96
4	479	0.045373	0.001100	0.282644	0.000025	0.282634	5.3	0.9	1346	-0.97
5	479	0.062300	0.001467	0.282644	0.000026	0.282631	5.2	0.9	1358	-0.96
6	479	0.034609	0.000838	0.282670	0.000020	0.282663	6.3	0.7	1256	-0.97
7	479	0.040315	0.000981	0.282645	0.000024	0.282636	5.4	0.8	1341	-0.97
8	479	0.041025	0.000976	0.282598	0.000022	0.282589	3.7	0.8	1491	-0.97
9	479	0.043097	0.001049	0.282709	0.000020	0.282700	7.6	0.7	1138	-0.97
10	479	0.046036	0.001094	0.282605	0.000023	0.282595	3.9	0.8	1472	-0.97
11	479	0.036262	0.000951	0.282660	0.000019	0.282651	5.9	0.7	1292	-0.97
12	479	0.035780	0.000908	0.282713	0.000019	0.282705	7.9	0.7	1120	-0.97
13	479	0.035579	0.000907	0.282672	0.000020	0.282663	6.4	0.7	1253	-0.97

近年来的研究表明,俯冲洋壳熔融也可以形成岛弧岩浆^[47-49],因而对岛弧岩浆源区还需进一步判别。一般而言,俯冲洋壳熔融物质常具有埃达克岩特征^[47],而吉尔嘎郎图岩体Y含量较高($21.7\times10^{-6}\sim44.9\times10^{-6}$),Sr/Y值较低(4.59~9.25),轻、重稀土元素分异程度不强, $(La/Yb)_N=2.76\sim6.31$,明显有别于埃达克岩高Sr低Y、轻重稀土元素强烈分异的特点,在埃达克岩判别图中,样品点均落在经典岛弧岩石区域(图略),这些特征表明,其并非洋壳熔融的产物;另一方面,地幔楔熔融通常产生玄武岩或高镁安山岩,很难直接形成中酸性岩浆^[50],同时,岩体周边也没有大面积基性岩浆出露,缺乏幔源物质分异成岩的条件,因此,吉尔嘎郎图岩体也不太可能来源于地幔楔。排除以上成因后笔者认

为,岩体更可能来自于地幔楔之上下部地壳的熔融。不过在同位素组成上,吉尔嘎郎图岩体具有明显亏损的特点, $\epsilon_{Nd}(t)=0.39\sim4.29$,在Sr-Nd同位素图解上落在OIB区域,在 $t-\epsilon_{Hf}(t)$ 图解上靠近亏损地幔,这些特征与兴蒙造山带古生代巨量的花岗岩一致^[1-2],表明其与兴蒙造山带此类岩石一样,都是新生基性下地壳熔融的产物。另外值得注意的是,吉尔嘎郎图岩体的Nb/U值为6.04~18.13,明显低于下地壳的估算值($Nb/U\approx25^{[51]}$),考虑到俯冲板片脱水熔融过程中,LILE集中于脱水流体而HFSE更多存在于残留矿物(金红石或钛铁矿),导致流体常具有低的Nb/U值(约0.22^[52]),同时Nb/U值一般很难因部分熔融程度或岩浆分离结晶作用而改变,因此,吉尔嘎郎图岩体偏低的Nb/U值

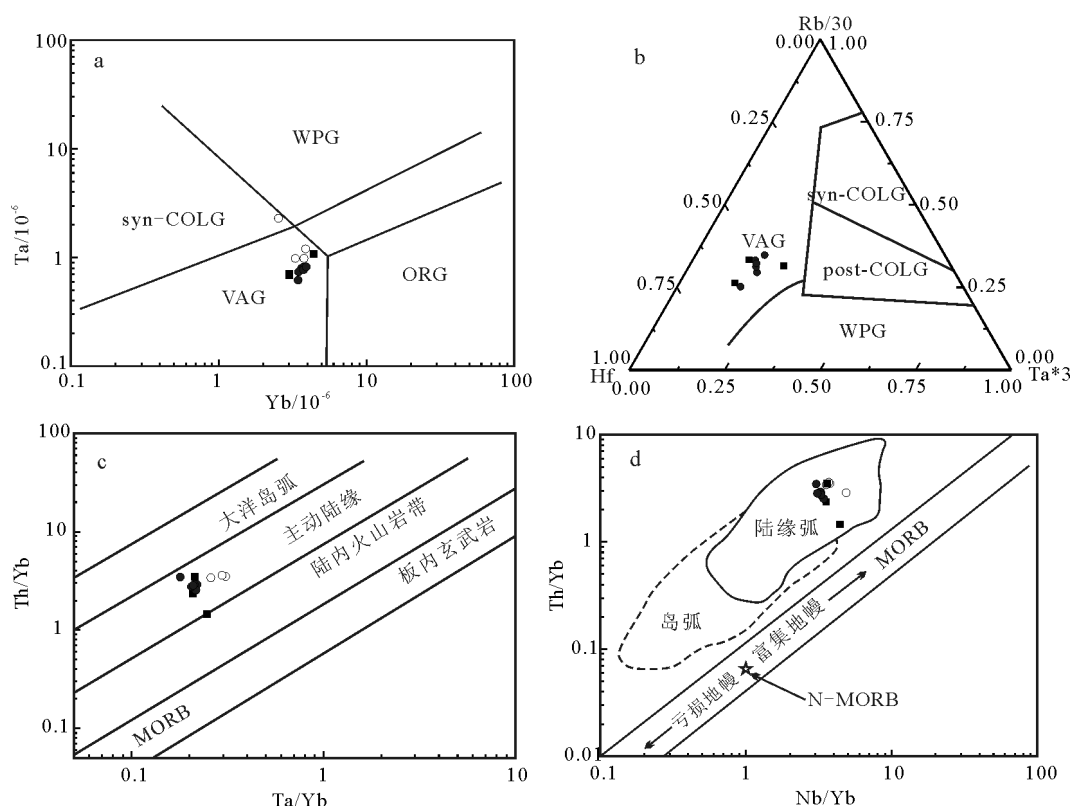


图8 吉尔嘎郎图岩体构造判别图解(图例同图4)

Fig. 8 Tectonic discrimination diagrams of the Jiergalangtu pluton

a—Yb-Ta图解^[43]; b—Rb/30-Hf-Ta*3图解^[44]; c—Ta/Yb-Th/Yb图解^[45]; d—Nb/Yb-Th/Yb图解^[46]

syn-/post-COLG—同/后碰撞花岗岩; WPG—板内花岗岩; VAG—火山弧花岗岩;

ORG—洋脊花岗岩; MORB—洋中脊玄武岩

显示,其源区可能还遭受了俯冲板片析出流体交代作用的影响。

4.2 构造背景

蒙古南部在新元古代—早古生代期间经历了一系列大规模的俯冲-增生作用,在中蒙交界地区形成蒙古岛弧-岩浆岩带,岛弧带向西可延伸至蒙古西部湖区(Lake Zone),向东与头道桥-嘎仙-新林蛇绿岩带相连,吉尔嘎郎图岩体在构造位置上属于蒙古岛弧南缘在中国境内的延伸^[5,7,42,53]。此外,从岩石地球化学特征看,吉尔嘎郎图岩体属于高钾钙碱性系列,为岛弧环境下受俯冲板片流体交代影响的新生下地壳熔融的产物,因此,对于该岩体所代表的俯冲岩浆弧,如仅考虑所处构造位置,则很有可能为新元古代—早古生代蒙古岛弧的产物,Xu等^[53]在对二连浩特北部查干敖包地区奥陶纪乌宾敖包组碎屑锆石的研究中,识别来自于蒙古岛弧的组分,似乎也暗示该区域与蒙古岛弧存在物质上的联系。

然而,进一步的分析显示,尽管吉尔嘎郎图岩体在构造位置上与蒙古岛弧相近,但其形成可能与蒙古岛弧无关,主要证据为:虽然蒙古南部存在一系列俯冲增生作用,但现有研究表明,与蒙古岛弧配套的蛇绿岩多形成于新元古代—寒武纪,如岛弧带西段Bayankhongor蛇绿岩带形成时代为654~535Ma^[54]、Khantaishi蛇绿岩为约568Ma^[55]、Banyannur蛇绿岩约为571Ma^[6]、Tsakhir Uul榴辉岩约为545Ma^[56]、Baga Bogd岛弧约为500Ma^[57]、岛弧带东段头道桥蓝片岩形成时代约为511Ma^[58]、新林蛇绿岩为510~539Ma、嘎仙蛇绿岩约为630Ma^[59],同时,葛文春等^[60]、武广等^[61]在黑龙江北部洛古河和塔河地区后碰撞花岗岩体中获得了517~504Ma和494~480Ma的锆石U-Pb年龄数据,限定了俯冲结束的时间。这些年龄明显早于吉尔嘎郎图岩体的形成时代,表明吉尔嘎郎图侵入岩的形成与蒙古岛弧无关。

如前所述,除北部的蒙古岛弧外,吉尔嘎郎图

岩体南部苏左旗—锡林浩特—西乌旗一带还存在一条早古生代岛弧岩浆岩带(活动时代介于496~416Ma之间,其中洋—陆俯冲阶段为496~461Ma),代表了古亚洲洋向北的俯冲碰撞^[13,17-18,24],而本文数据显示吉尔嘎郎图岩体形成时间为495.6~455.0Ma,与苏左旗—西乌旗岛弧岩浆作用时期一致,另一方面,前人对研究区周边部分早古生代岩体成因的研究也倾向与该岛弧带有关,并认为这些岩浆岩与南侧的多宝山组岛弧火山岩构成了弧盆体系,整体产出环境为弧后盆地^[22-23]。因此推测,吉尔嘎郎图岩体可能也是古亚洲洋在早古生代向北俯冲的产物。然而问题在于,区域内包括吉尔嘎郎图岩体在内的早古生代岩浆岩在空间位置上与苏左旗—西乌旗岛弧带相隔较远,两者之间被晚古生代贺根山蛇绿岩带分隔,而此前的研究中也缺乏对岩体与苏左—西乌旗俯冲带关系的探讨。

对于研究区域的构造演化,Miao等^[62]认为,早奥陶世由于古亚洲洋的向北俯冲导致了苏左旗地区白音宝力道岛弧岩浆岩的形成,随后在晚石炭世由于俯冲板片后撤和弧后拉张作用的影响,贺根山洋在白音宝力道弧后打开,洋盆最终于早—中二叠世关闭形成贺根山蛇绿岩带;Eizenhöfer等^[42]借助兴蒙造山带古生代地层中碎屑锆石年代与Hf同位素对比分析也提出了类似看法,认为早石炭世蒙古岛弧和苏左—西乌旗俯冲碰撞带发生拼合,随后俯冲的古亚洲洋板片后撤,蒙古岛弧与俯冲带在晚石炭世重新分离形成贺根山洋,贺根山洋之后在中—晚二叠世闭合形成残留蛇绿岩;Xu等^[53]对贺根山蛇绿岩带以北查干敖包地区古生代地层的研究显示,从早古生代至晚古生代,地层中来自苏左—西乌旗俯冲带的碎屑锆石成分迅速减少,不仅明确了早古生代该地区与俯冲带在物质与空间上相关,也从侧面证明了贺根山洋在晚古生代的打开及乌里雅斯太陆缘区与苏左—西乌旗俯冲带的分离。尽管当前对于贺根山洋的形成时代和具体演化仍有争论^[63-64],但总体而言,洋盆张开时限晚于吉尔嘎郎图岩体应无疑问。综上所述,笔者认为,吉尔嘎郎图岩体应为早古生代古亚洲洋向北俯冲形成的岩浆弧的一部分,可能为离俯冲带较远的岩浆弧或弧后盆地,后期受贺根山洋打开的影响与岛弧主体分离,最终随着贺根山洋的逐渐消亡,形成现有格局。事实上,从地球化学数据看,吉尔嘎郎图岩体

属高钾钙碱性系列的岛弧岩石,而苏左旗与同时代的白音宝力道岛弧岩浆岩多为钙碱性系列,并且部分具有埃达克岩特点^[13,17],也符合在SiO₂含量相同的条件下,岛弧带从洋向陆K₂O含量和K₂O/Na₂O值增加的特征^[45],即早古生代白音宝力道弧岩浆岩与吉尔嘎郎图侵入岩不同的地球化学特点正反映了两者之间的空间关系——前者相对更加靠近岛弧,钾质含量较低,后者钾含量更高,形成于近陆一侧。

5 结 论

(1) 锆石U—Pb定年结果表明,吉尔嘎郎图岩体花岗闪长岩形成时代为479.1±2.7~495.6±6.2Ma,英云闪长岩形成时代为455.0±3.0Ma,为一套形成于晚寒武世—晚奥陶世的高钾钙碱性岛弧型岩浆岩。

(2) 岩石地球化学及Sr—Nd—Hf同位素分析显示,吉尔嘎郎图岩体源岩为中亚造山带显生宙地壳增生背景下形成的新生基性下地壳,同时遭受了来自俯冲板片析出流体交代作用的影响。

(3) 吉尔嘎郎图岩体属于早古生代古亚洲洋沿苏左旗—锡林浩特一线北向俯冲形成的岩浆弧的一部分,晚古生代由于弧后拉张、贺根山洋盆打开的影响与主体岛弧带脱离,最终随着古亚洲洋的逐渐闭合、贺根山洋盆消失,形成了与俯冲带彼此分隔的格局。

致谢:实验测试中得到中国地质调查局天津地质调查中心李国占、刘文刚工程师的帮助和支持,论文写作得到中国地质调查局天津地质调查中心李惠民研究员的指导,在此表示由衷感谢。

参考文献

- [1] Wu F Y, Jahn B M, Wilde S, et al. Phanerozoic Crustal Growth: U—Pb and Sr—Nd Isotopic Evidence from the Granites in Northeastern China[J]. *Tectonophysics*, 2000, 328(1/2): 89–113.
- [2] Jahn B M, Capdevila R, Liu D Y, et al. Sources of Phanerozoic granitoids in the transect Bayanhongor—Ulaan Baatar, Mongolia: geochemical and Nd isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2004, 23(5): 629–653.
- [3] Hong D W, Zhang J S, Wang T, et al. Continental Crustal Growth and the Supercontinental Cycle: Evidence from the Central Asian Orogenic Belt[J]. *Journal of Asian Earth Science*, 2004, 23: 799–813.
- [4] Wang T, Jahn B M, Kovach P V, et al. Nd—Sr Isotopic Mapping of the Chinese Altai and Implications for Continental Growth in the

- Central Asian Orogenic Belt[J]. *Lithos*, 2009, 110(1/4): 359–372.
- [5] Badarch G, Cunningham W D, Windley B F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2002, 21(1): 87–110.
- [6] Khain E V, Bibikova E V, Salnikova E B, et al. The Palaeo-Asian Ocean in the Neoproterozoic and Early Palaeozoic: New Geochronologic Data and Palaeotectonic Reconstructions[J]. *Precambrian Research*, 2003, 122(1/4): 329–358.
- [7] Windley B F, Alexeev D, Xiao W, et al. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt[J]. *Journal of the Geological Society, London*, 2007, 164(12): 31–47.
- [8] Kröner A, Windley B F, Badarch G. Accretionary Growth and Crust-formation in the Central Asian Orogenic Belt and Comparison with the Arabian-Nubian Shield[J]. *Geological Society of America Memoir*, 2007, 200: 181–209.
- [9] Kröner A, Kovach V, Belousova E, et al. Reassessment of Continental Growth during the Accretionary History of the Central Asian Orogenic Belt[J]. *Gondwana Research*, 2014, 25(1): 103–125.
- [10] 肖文交, 舒良树, 高俊, 等. 中亚造山带大陆动力学过程与成矿作用[J]. *新疆地质*, 2008, 26(1): 4–8.
- [11] Xiao W J, Windley B F, Hao J, et al. Accretion Leading to Collision and the Permian Solonker Suture, Inner Mongolia, China: Termination of the Central Asian Orogenic Belt[J]. *Tectonics*, 2003, 22(6): 1069–1090.
- [12] 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*, 2006, 26(3/4): 207–224.
- [13] Jian P, Liu D Y, Kröner A, et al. Time scale of the early to mid-Paleozoic orogenic cycle of the longlived Central Asian Orogenic Belt, Inner Mongolia of China: implications for continental growth[J]. *Lithos*, 2008, 101(3/4): 233–259.
- [14] 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.
- [15] Xu B, Charvet J, Chen Y, et al. Middle Paleozoic convergent orogenic belts in western Inner Mongolia (China): framework, kinematics, geochronology and implications for tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt[J]. *Gondwana Research*, 2013, 23(4): 1342–1364.
- [16] 陈斌, 赵国春, Wilde S. 内蒙古苏尼特左旗南两类花岗岩同位素年代学及其构造意义[J]. *地质论评*, 2001, 47(4): 361–367.
- [17] 石玉若, 刘敦一, 张旗, 等. 内蒙古苏左旗白音宝力道 Adakite 质岩类成因探讨及其 SHRIMP 年代学研究[J]. *岩石学报*, 2005, 21(1): 143–150.
- [18] 王树庆, 辛后田, 胡晓佳, 等. 内蒙古乌兰敖包图早古生代侵入岩年代学、地球化学特征及地质意义[J]. *中国地质大学学报-地球科学*, 2016, 41(4): 555–569.
- [19] Zhang W, Jian P, Kröner A, et al. Magmatic and metamorphic development of an early to mid-Paleozoic continental margin arc in the southernmost Central Asian Orogenic Belt, Inner Mongolia, China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2013, 72(4): 63–74.
- [20] 秦亚, 梁一鸿, 邢济麟, 等. 内蒙古正镶白旗地区早古生代 O 型埃达克岩的厘定及其意义[J]. *地学前缘*, 2013, 20(5): 106–114.
- [21] 杨文麟, 骆满生, 王成刚, 等. 兴蒙造山系新元古代—古生代沉积盆地演化[J]. *地球科学-中国地质大学学报*, 2014, 39(8): 1155–1168.
- [22] 赵利刚, 冉焱, 张庆红, 等. 内蒙古阿巴嘎旗奥陶纪岩体的发现及地质意义[J]. *世界地质*, 2012, 31(3): 451–461.
- [23] 李红英, 周志广, 李鹏举, 等. 内蒙古东乌珠穆沁旗晚奥陶世辉长岩地球化学特征及其地质意义[J]. *地质论评*, 2016, 62(2): 300–316.
- [24] Li Y L, Zhou H W, Brouwer F M, et al. Early Paleozoic to middle Triassic bivergent accretion in the Central Asian Orogenic Belt: insights from zircon U–Pb dating of ductile shear zones in central Inner Mongolia, China[J]. *Lithos*, 2014, 205(9): 84–111.
- [25] Jackson S E, Pearson N J, Griffin W L, et al. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS) to in situ U–Pb zircon geochronology[J]. *Chemical Geology*, 2004, 211: 47–69.
- [26] 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.
- [27] Liu Y S, Gao S, Hu Z C, et al. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U–Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons of mantle xenoliths[J]. *Journal of Petrology*, 2010, 51(1/2): 537–571.
- [28] Liu Y S, Hu Z C, Gao S, et al. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard[J]. *Chemical Geology*, 2008, 257(1/2): 34–43.
- [29] Ludwig K R. User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel[M]. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 2003, 4: 1–71.
- [30] 耿建珍, 李怀坤, 张健, 等. 锆石 Hf 同位素组成的 LA-MC-ICP-MS 测定[J]. *地质通报*, 2011, 30(10): 1508–1513.
- [31] Corfu F, Hancher J M, Hoskin P W O, et al. Atlas of zircon textures[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2003, 53(1): 469–500.
- [32] Wright J B. A simple alkalinity ratio and its application to questions of nonorogenic granite genesis[J]. *Geological Magazine*, 1969, 106(4): 370–384.
- [33] Le Maitre R W, Bateman P, Dudek A, et al. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms[M]. Oxford: Blackwell, 1989.
- [34] Maniar P, Piccoli P. Tectonic discrimination of granitoids[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1989, 101: 635–643.
- [35] McDonough W F, Sun S S. The composition of the Earth[J]. *Chemical Geology*, 1995, 120: 223–253.
- [36] Boynton W V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies[C]//Henderson P. Rare Earth Elements Geochemistry. Am-

- sterdam: Elsevier, 1984: 63–144.
- [37] Condie K C. Geochemistry and tectonic setting of early Proterozoic supercrustal rocks in the south-western United States[J]. *Journal of Geology*, 1986, 94: 845–864.
- [38] Wu G, Chen Y, Sun F, et al. Geochronology, geochemistry, and Sr–Nd–Hf isotopes of the early Paleozoic igneous rocks in the Duobaoshan area, NE China, and their geological significance[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2015, 97: 229–250.
- [39] Yang J H, Wu F Y, Shao J A, et al. Constraints on the Timing of Uplift of the Yanshan Fold and Thrust Belt, North China[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, 246(3/4): 336–352.
- [40] Xiao W J, Zhang L C, Qin K Z, et al. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the eastern Tianshan (China): implications for the continental growth of Central Asia[J]. *Am. J. Sci.*, 2004, 304: 370–395.
- [41] Chen B, Jahn B M, Tian W. Evolution of the Solonker suture zone: constraints from zircon U–Pb ages, Hf isotopic ratios and whole-rock Nd–Sr isotope compositions of subduction and collision-related magmas and forearc sediments[J]. *J. Asian Earth Sci.*, 2009, 34: 245–257.
- [42] Eizenhöfer P R, Zhao G, Sun M, et al. Geochronological and Hf isotopic variability of detrital zircons in Paleozoic strata across the accretionary collision zone between the North China craton and Mongolian arcs and tectonic implications[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 2015, 65(4): 487–508.
- [43] Pearce J A, Harris N 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.
- [44] Harris N B W, Pearce J A, Tindle A G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism[C]// Coward M P, Reis A C. *Collision tectonics. Spec. Publ. Grol. Soc. Lond.*, 1986, 19: 67–81.
- [45] Gorton M P, Schandl E V. From Continents to Island Arcs: A Geochemical Index of Tectonic Setting for Arc-related and Within-plate Felsic to Intermediate Volcanic Rocks[J]. *Canadian Mineralogist*, 2000, 38(5): 1065–1073.
- [46] Pearce J A, Peate D W. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magma[J]. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1995, 23: 251–285.
- [47] 张旗, 许继峰, 王焰, 等. 埃达克岩的多样性[J]. *地质通报*, 2004, 23(Z2): 959–965.
- [48] 张宏飞, 徐旺春, 郭建秋, 等. 冈底斯南缘变形花岗岩锆石 U–Pb 年龄和 Hf 同位素组成: 新特提斯洋早侏罗世俯冲作用的证据[J]. *岩石学报*, 2007, 23(6): 1347–1353.
- [49] 邓晋福, 冯艳芳, 狄永军, 等. 岩浆弧火成岩构造组合与洋陆转换[J]. *地质论评*, 2015, 61(3): 473–484.
- [50] Hirose K. Melting experiments on lherzolite KLB–1 under hydrous conditions and generation of high-magnesian andesitic melts[J]. *Geology*, 1997, 25(1): 42–44.
- [51] Rudnick R L, Gao S. Composition of the continental crust[C]// Holland H D, Turekian K K. *The Crust. Treatise on Geochemistry* 3. Elsevier–Pergamon, Oxford, 2003: 1–64.
- [52] Ayers J. Trace element modeling of aqueous fluid–peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zones[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1998, 132: 390–404.
- [53] Xu B, Zhao G C, Li J H, et al. Ages and Hf isotopes of detrital zircons from Paleozoic strata in the Chagan Obo Temple area, Inner Mongolia: implications for the evolution of the Central Asian Orogenic Belt[J]. *Gondwana Research*, 2016, 43: 149–163.
- [54] Jian P, Kröner A, Windley B F, et al. Zircon ages of the Bayankhongor ophiolite mélange and associated rocks: time constraints on Neoproterozoic to Cambrian accretionary and collisional orogenesis in central Mongolia[J]. *Precambrian Research*, 2010, 177(1): 162–180.
- [55] Gibsher A S, Khain E V, Kotov A B, et al. Late Vendian age of the Han-Taishiri ophiolitic complex in western Mongolia[J]. *Russ. Geol. Geophys.*, 2001, 42: 1110–1117.
- [56] Štípská P, Schulmann K, Lehmann J, et al. Early Cambrian eclogites in SW Mongolia: evidence that the Palaeo-Asian Ocean suture extends further east than expected[J]. *J. Metamorph. Geol.*, 2010, 28: 915–933.
- [57] Demoux A, Kröner A, Liu D Y, et al. Precambrian crystalline basement in southern Mongolia as revealed by SHRIMP zircon dating[J]. *Int. J. Earth Sci.*, 2009, 98: 1365–1380.
- [58] Zhou J B, Wang B, Wilde S A, et al. Geochemistry and U–Pb zircon dating of the Toudaoqiao blueschists in the Great Xing'an Range, northeast China, and tectonic implications[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2015, 97: 197–210.
- [59] 冯志强. 大兴安岭北段古生代构造–岩浆演化[D]. 吉林大学博士学位论文, 2015.
- [60] 葛文春, 吴福元, 周长勇, 等. 大兴安岭北部塔河花岗岩体的时代及对额尔古纳地块构造归属的制约[J]. *科学通报*, 2005, 50(12): 1239–1247.
- [61] 武广, 孙丰月, 赵财胜, 等. 额尔古纳地块北缘早古生代后碰撞花岗岩的发现及其地质意义[J]. *科学通报*, 2005, 50(20): 2278–2288.
- [62] Miao L C, Fan W M, Liu D Y, et al. Geochronology and geochemistry of the Hegenshan ophiolitic complex: implications for late-stage tectonic evolution of the Inner Mongolia–Daxinganling Orogenic Belt, China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2008, 32(5/6): 348–370.
- [63] Jian P, Kröner A, Windley B F, et al. Carboniferous and Cretaceous mafic–ultramafic massifs in Inner Mongolia (China): a SHRIMP zircon and geochemical study of the previously presumed integral “Hegenshan ophiolite” [J]. *Lithos*, 2012, 142/143: 48–66.
- [64] 黄波, 付冬, 李树才, 等. 内蒙古贺根山蛇绿岩形成时代及构造启示[J]. *岩石学报*, 2016, 32(1): 158–176.
- ① 天津华北地质勘查局. 1:5 万查干楚鲁廷阿查 6 幅区域地质调查报告. 2012.