

新疆阿尔泰蒙库同造山斜长花岗岩年代学、地球化学及其地质意义

杨富全¹⁾, 毛景文¹⁾, 闫升好¹⁾, 刘锋¹⁾, 柴凤梅²⁾, 周刚³⁾, 刘国仁³⁾, 何立新³⁾, 耿新霞¹⁾, 代军治¹⁾

1) 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京, 100037; 2) 新疆大学地质勘查与工程学院, 乌鲁木齐, 830046; 3) 新疆地质矿产勘探开发局第四地质大队, 新疆阿尔泰, 836500

内容提要:对新疆阿尔泰蒙库铁矿斜长花岗岩体进行了锆石 SHRIMP-U-Pb 年龄测定, 获得了 400 ± 6 Ma (MSDW=1.3) 的生成年龄, 与 1 号矿体北部黑云母花岗岩年龄相似(锆石 SHRIMP-U-Pb 年龄 404 ± 8 Ma), 表明岩体侵位时代为早泥盆世早期。这些岩体侵入到康布铁堡组中, 限定康布铁堡组时代大于 404 Ma。同时蒙库铁矿的形成与岩浆热液活动有关, 也限定铁矿成矿时代略晚于 404~400 Ma。蒙库斜长花岗岩具有高硅, 富钠, Th、La、Ce、Nd、LREE 元素相对富集, 贫钾, Nb、Ta、Sr、P、Ti 具有明显负异常和中等负锆异常($\delta\text{Eu}=0.38\sim0.50$)的特点。 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=6.36\sim13.3$, 属低钾(拉斑玄武质)系列。铝过饱和指数为 $1.03\sim1.09$, 为微过铝质。 $I_{\text{Sr}}=0.70438\sim0.70986$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=1.04\sim2.17$, 表明蒙库岩体物源以幔源物质为主, 有少量壳源物质的混入。结合区域地质资料, 认为蒙库岩体形成于活动大陆边缘的陆弧环境, 处于拉张环境中。

关键词: 斜长花岗岩; 锆石 SHRIMP-U-Pb 年龄; 地球化学; 蒙库; 阿尔泰

阿尔泰造山带是由一系列大陆块体、岛弧和增生杂岩构成的增生型造山带, 是中亚造山带的重要组成部分(Sengör et al., 1993; Xiao et al., 2004), 经历了古生代地壳双向增生和中新生代陆内造山作用(肖序常等, 1992; 何国琦等, 1994)。阿尔泰造山带花岗岩类广泛分布, 花岗质片麻岩和片麻状花岗岩类占中国阿尔泰的 70%(Windley et al., 2002), 前人对其进行了大量的研究工作, 认为花岗岩类具有多时代、多类型、多成因、多来源, 形成于多种构造环境(王广耀等, 1983; 芮行健等, 1984; 邹天人等, 1988; 刘伟, 1990; 岳永君等, 1990; 赵振华等, 1993; 王中刚等, 1998; 袁峰等, 2001; 王登红等, 2002)。近年来许多学者(Windley et al., 2002; 袁超等, 2005; 王涛等, 2005; 童英等, 2005, 2006; 2007; Sun et al., 2006; Wang et al., 2006; Zhang et al., 2006; 曾乔松等, 2007; 周刚等, 2007a, b; Yuan et al., 2007)利用锆石 SHRIMP-U-Pb 法和锆石 LA-ICPMS U-Pb 法精确测定了阿尔泰花岗岩类的形成时代。统计结果显示古生代岩浆侵入活动存在 4 个峰值: 460 Ma、408 Ma、375 Ma 和 265 Ma (Wang et al.,

2006; 曾乔松等, 2007), 特别是早—中古生代花岗岩类分布广泛, 多数形成于 400 Ma 左右, 这些最新成果大大促进了对阿尔泰造山带大地构造环境、构造演化、造山作用和陆壳增生的研究。

蒙库大型铁矿床位于阿尔泰南缘, 于 1953 年被发现, 目前探明铁储量 1.1×10^8 t, 远景储量超过 2.1×10^8 t^①, 成为新疆目前规模最大的铁矿, 现由八一钢铁集团和紫金矿业分别开发。铁矿床赋存于上志留统康布铁堡组一套变质火山-沉积岩系中, 矿体直接围岩为矽卡岩、变粒岩、浅粒岩、斜长角闪岩、大理岩。在近矿围岩中识别出片麻状黑云母花岗岩和片麻状斜长花岗岩, 矿区南部出露蒙库片麻状斜长花岗岩岩株, 已有研究表明蒙库铁矿的形成与岩浆侵入活动有关(杨富全等, 2007; 徐林刚等, 2007)。由于蒙库矿区的花岗岩类、地层和矿床一直没有年龄资料, 同时也缺乏高质量的地球化学测试数据, 因此限制了对成矿时代、成因类型、成矿作用和成矿环境的认识。本次重点对蒙库片麻状斜长花岗岩进行岩石学、岩石地球化学及锆石 SHRIMP-U-Pb 定年, 以期研究

注: 本文为国家自然科学基金项目(编号 40672065)、“十一五”国家科技支撑计划重点项目(编号 2006BAB07B02-01)、国家重点基础研究发展计划项目(编号 2007CB411302)和国土资源大调查项目(编号 1212010561506)资助的成果。

收稿日期: 2007-11-27; 改回日期: 2008-03-22; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 杨富全, 男, 1968 年生。博士, 研究员, 主要从事金属矿床及岩浆岩岩石学的研究工作。电话: 010-68999075; Email: fuquanyang@163.com。

阿尔泰造山带花岗岩的成因类型、构造-岩浆热事件、成矿作用及地球动力学背景提供依据。

1 区域地质背景

阿尔泰造山带位于中亚造山带的西南部,呈北西—南东向横贯于中、俄、哈、蒙四国,全长约 2000 km,在中国境内约 500 km。在大地构造上,中国阿尔泰包括西伯利亚板块的北阿尔泰早古生代陆缘活动带、南阿尔泰晚古生代活动陆缘,前者进一步分为诺尔特泥盆纪—石炭纪上叠火山—沉积盆地、喀纳斯—可可托海古生代岩浆弧,后者进一步分为克兰泥盆纪—石炭纪弧后盆地、卡尔巴—纳雷姆石炭纪—二叠纪岩浆弧和西卡尔巴石炭纪弧前盆地。以

额尔齐斯—布尔根板块缝合带为界,以南属哈萨克斯坦—准噶尔板块(何国琦等,2004)。

北部诺尔特一带主要由中晚泥盆世—早石炭世火山—沉积岩组成(图 1),S 型花岗岩侵入时代主要为志留纪、泥盆纪,少数二叠纪—侏罗纪(袁峰等,2001)。中阿尔泰即喀纳斯—可可托海一带主要为早古生代深变质岩系,出露地层主要有震旦纪至中奥陶世的浅变质巨厚陆源复理石建造(哈巴河群)、晚奥陶世的火山—磨拉石及陆源碎屑建造(东锡勒科组、白哈巴组),中—晚志留世变砂岩(库鲁姆提组)。花岗岩类广泛分布,主要为片麻状黑云母二长花岗岩、片麻状黑云母花岗岩、片麻状斜长花岗岩、黑云母花岗岩、二云母花岗岩等,时代以晚志留世到

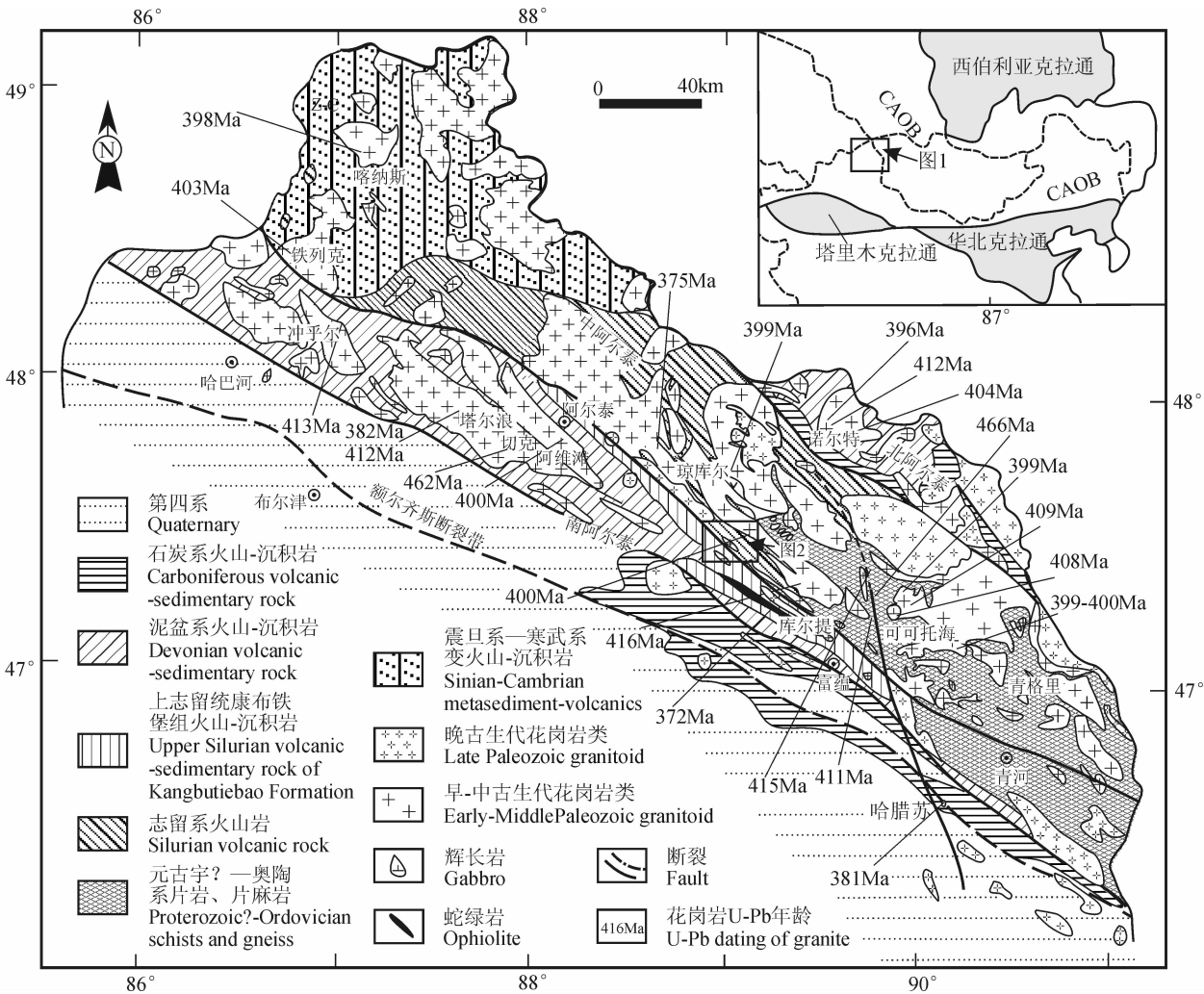


图 1 阿尔泰造山带区域地质及花岗岩类分布略图(据 Wang et al., 2006;童英等,2007 修改)

Fig. 1 Geological and granitoid sketch map of the Altay orogen (modified from Wang et al., 2006; Tong et al., 2007)
早—中古生代花岗岩年龄数据转引自王中刚等,1998;袁峰等,2001;王登红等,2002;Windley et al., 2002; Zhang et al., 2003;袁超等, 2005;童英等,2005, 2007;Wang et al., 2006;Zhang et al., 2006;Yuan et al., 2007;曾乔松等,2007;本文
Ages from Early-Middle Paleozoic granites after Wang et al., 1998; Yuan et al., 2001; Wang et al., 2002; Windley et al., 2002; Zhang et al., 2003; Yuan et al., 2005; Tong et al., 2005, 2007; Wang et al., 2006; Zhang et al., 2006; Yuan et al., 2007; Zeng et al., 2007; This paper

早泥盆世为主,少数岩体形成于三叠纪,如可可托海一带的60号山岩体(224 Ma,栾世伟等,1995)。

南阿尔泰主要由上志留统康布铁堡组(前人认为是早泥盆世,本文将其时代定为晚志留世,见讨论部分)和中泥盆世(?)阿尔泰组火山-沉积岩系组成,其次是石炭纪火山-沉积岩系。康布铁堡组和阿尔泰组海相火山岩主要分布在NW向三个斜列的火山沉积盆地中,从NW至SE依次为冲乎尔盆地、克兰盆地和麦兹盆地,与火山岩系有关的铜、铅、锌、铁矿床主要分布在上述盆地中。花岗岩类以早泥盆世为主,岩性为片麻状斜长花岗岩、片麻状花岗岩、片麻状花岗闪长岩、片麻状英云闪长岩等;其次是晚石炭世(如阿舍勒岩体, 318 ± 6 Ma, Yuan et al., 2007)、二叠纪(如喇嘛昭、塔克什肯口岸、富蕴县南、玛因鄂博等, 275~286 Ma, 王涛等, 2005; 童英等, 2006; 周刚等, 2007a, b); 少数岩体时代为奥陶纪(如切木尔切克, 462 ± 10 Ma, Wang et al., 2006)、三叠纪(如将军山, 245 Ma, 王中刚等, 1998)和侏罗纪(如尚可兰, 181~177 Ma, 王登红等, 2002)。

2 岩体地质概况及岩石学

蒙库一带出露地层主要为下古生界哈巴河群、中—上志留统库鲁姆提群、上志留统康布铁堡组和中泥盆统(?)阿勒泰组(图2)。哈巴河群为混合岩、石英片岩,其时代存在很大争议,有震旦纪、寒武世—早奥陶世、震旦纪—中奥陶世、中奥陶世—早泥盆世之争(王登红等, 2002; Windley et al., 2002; Chen and Jahn, 2002; 李会军等, 2006; 袁超等, 2007)。库鲁姆提群下部为片麻岩、混合岩、变粒岩、硅线黑云母堇青石英片岩、绿泥石片岩、二云母片岩夹大理岩。康布铁堡组为一套变质火山-沉积岩系,下部由片麻岩、片岩、变粒岩、浅粒岩、大理岩组成,上部为变质凝灰质砂岩、石英砂岩、含砾砂岩、粉砂岩夹大理岩透镜体。阿勒泰组为浅海相复理石建造,岩石组合为变质含砾砂岩、变质钙质砂岩和变凝灰质砂岩互层,底部夹大理岩。

蒙库一带侵入岩发育,主要沿北西向构造线分布,岩性主要为片麻状似斑状黑云母花岗岩、片麻状黑云母花岗岩、片麻状斜长花岗岩,少数角闪斜长花岗岩、二云母花岗岩、白云母花岗岩、斜长角闪岩、辉长苏长岩、辉长辉绿岩。其中蒙库北部琼库尔岩基规模最大,面积达 450 km^2 ,其岩性为片麻状似斑状黑云母花岗岩,部分片麻状黑云母花岗岩,岩体侵入最新地层为志留系片岩和板岩。琼库尔片麻状似斑

状黑云母花岗岩锆石 SHRIMP-U-Pb 年龄为 399 ± 4 Ma(童英等, 2007)。

蒙库铁矿赋矿地层为上志留统康布铁堡组下亚组变质火山沉积-正常沉积组合,岩性为角闪斜长片麻岩、变粒岩、斜长角闪岩、黑云角闪片岩、浅粒岩夹大理岩(图3)。矿区地层中出露多条片麻状斜长花岗岩脉。目前共发现了40余个矿体,其中1号、18号和盲3号规模较大。矿区西段1-6号矿体的赋矿围岩以角闪斜长变粒岩、浅粒岩为主。1号矿体北侧近矿围岩为片麻状黑云母花岗岩。矿体内及边部见石榴石和绿帘石等矽卡岩残留体和大理岩团块。矿区东段7-22号矿体的围岩主要为矽卡岩、角闪斜长变粒岩,其次是浅粒岩、大理岩,9号矿体北部近矿围岩为片麻状斜长花岗岩脉。矿体形态复杂,呈似层状、透镜状、囊状,矿体膨大收缩、分枝复合、尖灭常见。矿石类型可划分为石榴石磁铁矿型、钙铁辉石磁铁矿型、块状磁铁矿型、石英角闪磁铁矿型、角闪辉石磁铁矿型。

蒙库岩体位于蒙库铁矿区西南,为一沿北西向构造线展布的小岩株,岩体长约11 km,最宽处1 km,平面呈透镜状,出露面积约 10 km^2 (图2)。岩体侵入上志留统康布铁堡组变质石英砂岩、变粒岩、浅粒岩中,侵入界线清楚。见多条岩枝侵入到康布铁堡组中。岩体中面理和线理发育,石英和黑云母定向排列。

蒙库岩体主要岩性为片麻状斜长花岗岩,细粒结构、磷片花岗变晶结构,片麻状构造,黑云母长轴定向,集合体呈片麻状构造。主要矿物成分为斜长石(70%~75%)、石英(20%~25%)、黑云母(5%~10%),局部见白云母。斜长石主要呈他形粒状,部分为半自形板状,粒径一般为0.1~2 mm,少数达4 mm,矿物略显定向性。石英呈他形粒状,粒间镶嵌状,粒径为0.1~3 mm,粒内波状消光和带状消光,矿物具有定向排列。黑云母呈褐色、绿褐色,叶片状,片径0.1~2 mm,长轴定向排列,局部见白云母交代黑云母。副矿物为磷灰石、锆石、绿帘石等。

3 样品及测试方法

定年样品为片麻状斜长花岗岩,样品编号为MY-1,采自蒙库铁矿9号矿体西南约1 km(图3),样品坐标为东经 $89^{\circ}00'04''$,北纬 $47^{\circ}31'08''$ 。单矿物锆石样品靶和锆石阴极发光照相在北京离子探针中心完成。锆石 U-Pb 同位素分析在北京离子探针中心的 SHRIMP-II 上完成,详细的分析原理和流程

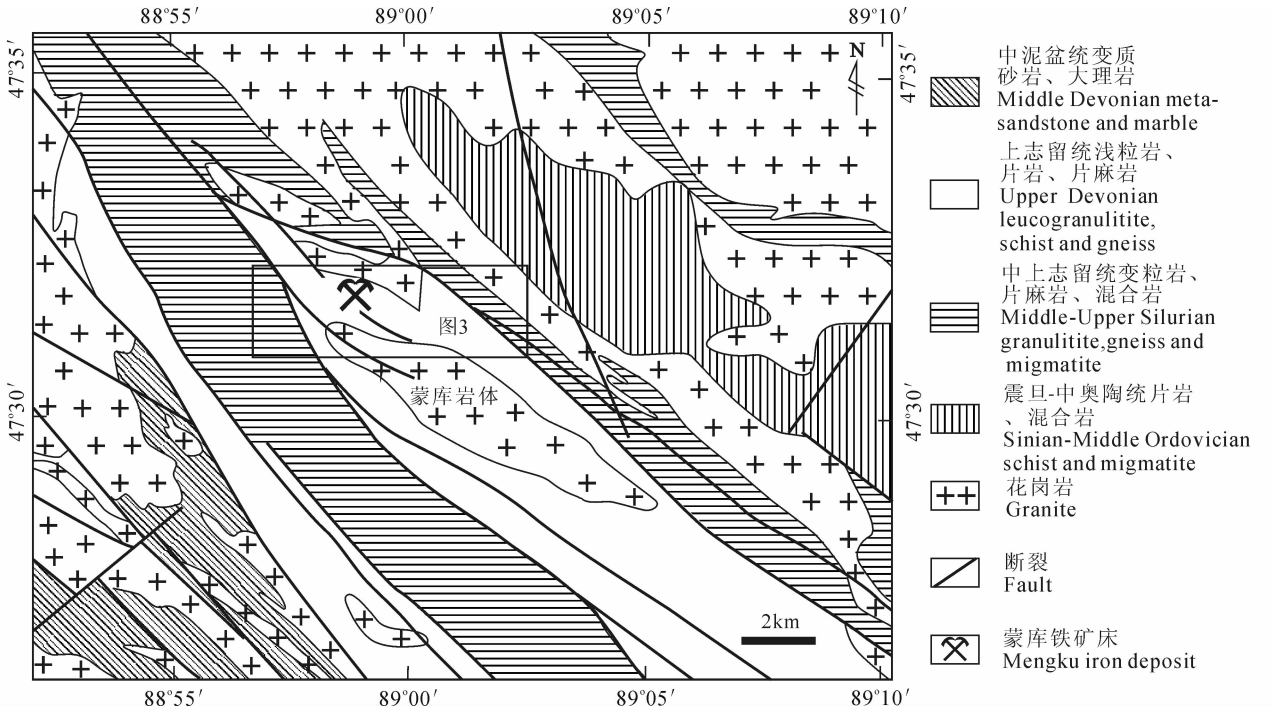


图 2 蒙库岩体地质略图(据新疆维吾尔自治区地质局修改,1978^②,1979^③)

Fig. 2 Geological sketch map of the Mengku pluton

(Modified from Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development of Xinjiang, 1978^②, 1979^③)

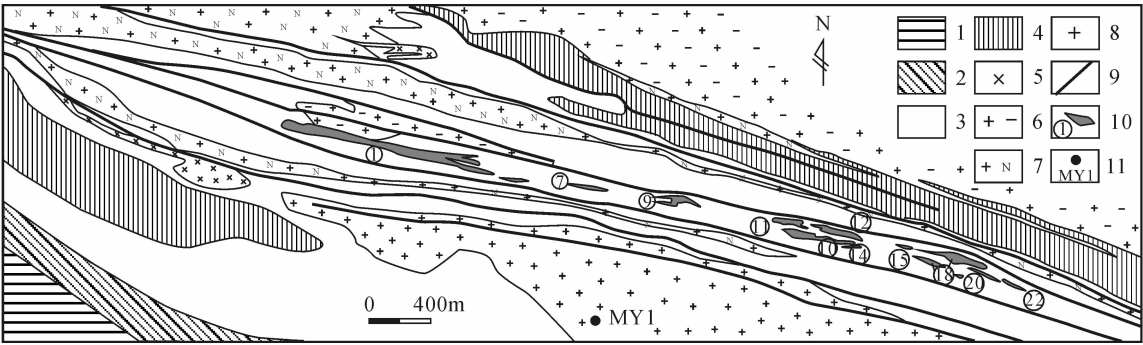


图 3 蒙库铁矿矿区地质图(据李建国等,2005^④修改)

Fig. 3 Geological map of the Mengku iron ore district (modified from Li Jianguo et al., 2005^④)

1—中泥盆统(?)阿勒泰组变质砂岩、大理岩;2—上志留统康布铁堡上亚组变质凝灰质砂岩、变质砂岩、浅粒岩;3—下泥盆统康布铁堡下亚组大理岩、变质砂岩、角闪变粒岩、浅粒岩、片麻岩;4—上志留统松克木群片岩夹斜长角闪岩;5—斜长角闪岩脉;6—片麻状黑云母花岗岩;7—角闪斜长花岗岩;8—片麻状斜长花岗岩;9—断层;10—铁矿体及编号;11—年龄采样点及编号

1—Middle Devonian (?) meta-sandstone and marble of Altay Formation; 2—Upper Silurian meta-tuffaceous sandstone, meta-sandstone and leucogranulite of Upper Kangbutiebao Formation; 3—Upper Silurian marble, meta-sandstone, hornblende granulite, leucogranulite and gneiss of Lower Kangbutiebao Formation; 4—Upper Silurian schist and amphibolite of Songkemu Formation; 5—amphibolite dyke; 6—gneissic biotite granite; 7—hornblende plagiogranite; 8—gneissic plagiogranite; 9—fault; 10—orebody and its number; 11—collection location of the age sample and its number

参见 Williams and Claesson(1987)的相关文献,仪器工作调节和分析方法详见宋彪等(2002)的相关文献。测试中应用 RSES 参考锆石 TEM(417 Ma)进行元素分馏校正。每测定 3 个样品点,测定一次标

准锆石。数据处理采用 Ludwig 的 Isoplot 软件,普通铅根据实测²⁰⁴Pb校正,年龄值选用²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄。

薄片鉴定后选择 8 件新鲜和有代表性的样品

进行地球化学分析。样品由河北省地质矿产勘查开发局区域地质调查研究所用无污染法破碎、磨碎(>200 目)制成分析样品。主量、稀土和微量元素分析在国家地质实验测试中心测定,氧化物用 X 荧光光谱仪 3080E 测试,执行标准分别为:Na₂O、MgO、Al₂O₃、SiO₂、P₂O₅、K₂O、CaO、TiO₂、MnO、Fe₂O₃,按 GB/T14506.28-1993 标准;FeO 按 GB/T14506.14-1993 标准;H₂O⁺按 GB/T14506.2-1993 标准;CO₂按 GB9835-1988 标准;LOI 按 LY/T1253-1999 标准。稀土元素和微量元素用等离子质谱 X-series 分析,执行标准为 DZ/T 0223-2001。

Sm、Nd、Rb 和 Sr 同位素含量在中国科学院地质与地球物理研究所固体同位素地球化学实验室完成,测量仪器为德国 Finnigan 公司 MAT262 热电离质谱计,分析流程见 Chen 等(1990)。Nd 和 Sr 同位素比值测定分别采用¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0.7219 和⁸⁶Sr/⁸⁸Sr=0.1194 进行质量分馏校正。分析流程空白实验本底:Sm 和 Nd 为<1×10⁻¹¹g,Rb 和 Sr <8×10⁻¹¹g。测试时采用的标样测定结果及误差为:Sr 国际标样 NBS987 测定值⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.710246±12(2σ);Nd 同位素国际标样 Jndi-1 的测定值¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0.512109±11(2σ)。

4 测试结果

4.1 年代学

蒙库斜长花岗岩样品 MY1 的锆石形态复杂,

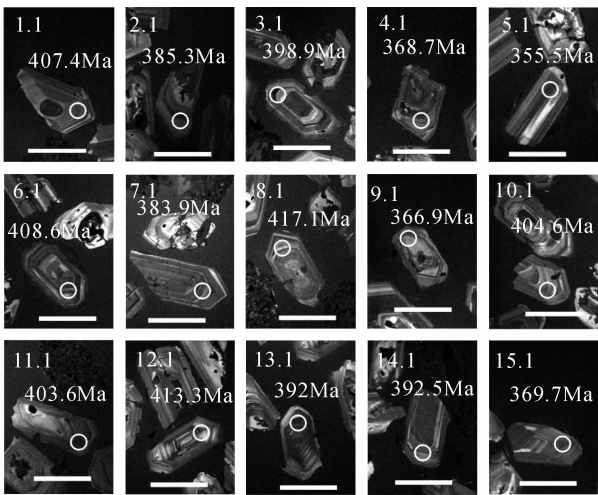


图 4 蒙库岩体中代表性锆石的阴极发光图
(图中比例尺为 100μm)
Fig. 4 Cathode light images of representative zircon from the Mengku pluton (Scale in figure is 100μm)

以短柱状为主,长度变化于 50~280μm,集中在 120~170μm,长宽比多数在 1:1~3:1。阴极发光图像显示锆石具有较典型的岩浆振荡环带结构(生长环带),应为岩浆成因(图 4)。部分锆石内部含暗色包裹体。通过透射光、反射光和阴极发光研究,选择了 15 颗锆石进行了 15 次 SHRIMP-U-Pb 分析,锆石 SHRIMP-U-Pb 年龄分析结果列于表 1。

锆石 U 含量变化于 186~707μg/g,Th 含量 82~571μg/g,Th/U 比值为 0.30~1.08,大于 0.1,表明了锆石为岩浆成因(Belousovaetal.,2002)。15

表 1 蒙库花岗岩锆石 SHRIMP-U-Pb 年龄分析结果
Table 1 SHRIMP-U-Pb data of zircon from the Mengku granite pluton

点号	U (μg/g)	Th (μg/g)	²³² Th/ ²³⁸ U	Pb* (μg/g)	²⁰⁶ Pb _c (%)	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±%	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (Ma)	±1σ
1.1	398	241	0.63	22.5	0.68	0.0652	2.5	0.477	4.9	0.0530	4.2	407.4	9.7
2.1	460	260	0.58	24.4	0.09	0.0616	2.4	0.496	3.4	0.0583	2.4	385.3	9.0
3.1	574	490	0.88	31.7	0.64	0.0638	2.4	0.477	4.3	0.0542	3.6	398.9	9.2
4.1	647	397	0.63	32.8	0.32	0.0589	2.4	0.467	3.6	0.0576	2.7	368.7	8.5
5.1	528	156	0.30	25.8	0.46	0.0567	2.5	0.442	5.1	0.0566	4.5	355.5	8.6
6.1	442	231	0.54	24.9	0.40	0.0654	2.4	0.523	3.8	0.0579	2.9	408.6	9.4
7.1	781	404	0.53	41.3	0.31	0.0614	2.4	0.478	3.4	0.0565	2.5	383.9	8.8
8.1	495	301	0.63	28.7	0.75	0.0668	3.0	0.483	5.5	0.0524	4.7	417.1	12.1
9.1	186	82	0.45	9.43	0.46	0.0586	2.8	0.485	7.2	0.0601	6.6	366.9	9.9
10.1	293	266	0.94	16.5	0.87	0.0648	2.5	0.474	6.4	0.0530	5.9	404.6	9.8
11.1	707	564	0.82	39.4	0.27	0.0646	2.4	0.488	3.4	0.0547	2.5	403.6	9.2
12.1	504	511	1.05	28.9	0.88	0.0662	2.5	0.487	6.2	0.0533	5.7	413.3	9.8
13.1	547	571	1.08	29.6	0.26	0.0627	2.4	0.484	3.6	0.0560	2.7	392	9.1
14.1	258	193	0.77	14.0	0.71	0.0628	2.5	0.492	4.9	0.0569	4.2	392.5	9.5
15.1	231	123	0.55	11.9	1.20	0.0590	2.9	0.429	8.5	0.0528	8	369.7	10.5

注:²⁰⁶Pb_c(%)指普通中²⁰⁶Pb 占总²⁰⁶Pb 的百分比,Pb* 表示放射成因 Pb。

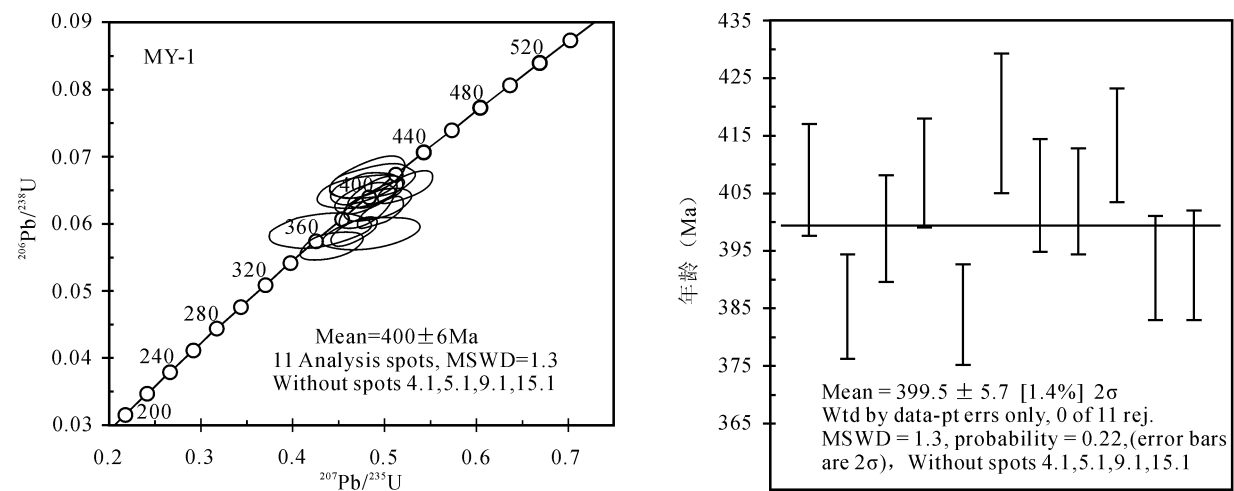


图 5 蒙库花岗岩锆石 SHRIMP-U-Pb 年龄谐和图
Fig. 5 Zircon SHRIMP-U-Pb concordia diagrams of the Mengku granite

个测点中有 4 个点(4.1、5.1、9.1 和 15.1)年龄偏低, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 355.5~369.7 Ma,其原因可能是放射铅丢失导致年龄数据偏低。其余 11 个点基本给出一致的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄,为 383.9~417.1 Ma。在锆石 SHRIMP-U-Pb 年龄谐和图上成群分布(图 5),11 颗锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 400 ± 6 Ma (MSDW=1.3),代表岩体的形成时代。

4.2 主量元素

岩石化学分析结果(表 2)显示,蒙库片麻状斜长花岗岩具有高硅($\text{SiO}_2 = 76.93\% \sim 78.63\%$),富钠($\text{Na}_2\text{O} = 4.12\% \sim 6.65\%$),贫钾($\text{K}_2\text{O} = 0.5\% \sim 0.95\%$)的特点。 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 6.36 \sim 13.3$,在 SiO_2 - K_2O 图解上(图略)样品点分布在低钾(拉斑玄武质)系列。岩石具有中等的 Al_2O_3 含量,变化于 $12.05\% \sim 12.68\%$ 。铝过饱和指数 $[\text{A}/\text{CNK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{摩尔比}]$ 均大于 1,变化于 $1.03 \sim 1.09$, $[\text{A}/\text{NK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{摩尔比}]$ 为 $1.08 \sim 1.69$,在 A/CNK-A/NK 图解中,位于过铝质区(图 6)。

在哈克尔变异图解中(图略),花岗岩的 SiO_2 与其余氧化物之间显示线性关系,随 SiO_2 含量增加 K_2O 、 Na_2O 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ 、 MgO 降低,而 SiO_2 与 Al_2O_3 、 CaO 呈正相关关系。

4.3 微量元素

片麻状斜长花岗岩稀土总量较高,变化于 $(133.65 \sim 249.81) \times 10^{-6}$,平均 195.4×10^{-6} 。 $\text{LREE}/\text{HREE} = 4.23 \sim 5.55$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 3.29 \sim 4.83$, $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 2.47 \sim 2.87$, $\delta\text{Eu} = 0.38 \sim 0.50$ 。在稀土配分模式图上,呈明显的右倾,轻稀土富集,重稀土亏损,具有中等负铕异常(图 7)。负铕异常

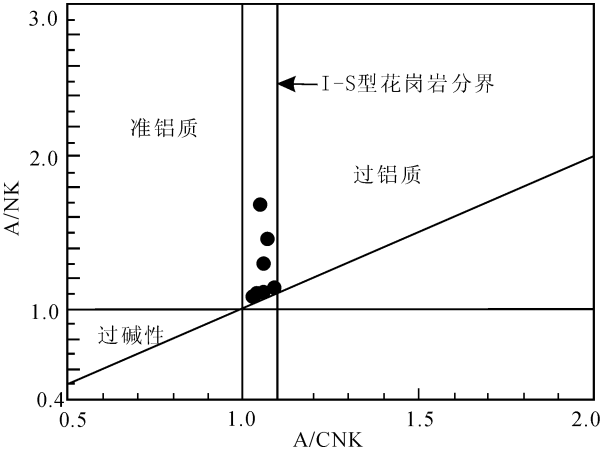


图 6 蒙库花岗岩体 A/CNK-A/NK 图解
(据 Peccerillo and Taylor, 1976)

Fig. 6 A/CNK-A/NK diagrams of the Mengku granite plutons(after Peccerillo and Taylor, 1976)

表明岩浆曾发生过斜长石分离结晶。

微量元素含量(表 2)表明,岩体具有低 Rb ($12 \times 10^{-6} \sim 21.7 \times 10^{-6}$)、Ba ($55.5 \times 10^{-6} \sim 331 \times 10^{-6}$)、Sr ($53.2 \times 10^{-6} \sim 200 \times 10^{-6}$) 和 Rb/Sr ($0.09 \sim 0.34$),中等含量 Nb ($7.38 \times 10^{-6} \sim 12.7 \times 10^{-6}$) 和 Zr ($152 \times 10^{-6} \sim 243 \times 10^{-6}$),相对高的 Th ($10.5 \times 10^{-6} \sim 13.9 \times 10^{-6}$)。原始地幔标准化蛛网图(图 8)显示, Th、La、Ce、Nd 元素相对富集, Ba、Nb、Ta、Sr、P、Ti 元素亏损,具有明显的负异常。

4.4 Sr、Nd 同位素

蒙库岩体 Sr、Nd 同位素分析结果列于表 3。Sr 含量较高,为 $46.19 \times 10^{-6} \sim 208.28 \times 10^{-6}$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比值变化于 $0.245 \sim 1.252$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 比值变

表 2 蒙库岩体主量元素(%)、稀土元素($\times 10^{-6}$)和微量元素($\times 10^{-6}$)化学成分

Table 2 Chemical compositions of major elements (%), trance elements ($\times 10^{-6}$) and rare earth elements ($\times 10^{-6}$) of the Mengku pluton

样号	MY-1	MY-2	MY-3	MY-4	MY-5	MY-6	MY-7	MY-8
SiO ₂	77.67	77.41	77.20	77.65	76.93	78.39	78.63	77.77
TiO ₂	0.15	0.17	0.17	0.16	0.18	0.17	0.15	0.15
Al ₂ O ₃	12.32	12.46	12.11	12.68	12.05	12.15	12.34	12.37
FeO	0.74	0.70	0.40	0.77	1.17	0.70	0.77	1.08
Fe ₂ O ₃	0.65	0.79	1.72	0.31	0.89	0.24	0.29	0.52
MnO	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.04	0.04	0.06
CaO	0.31	0.31	0.36	0.31	0.36	2.43	1.70	1.20
MgO	0.37	0.38	0.49	0.85	0.49	0.49	0.42	0.58
K ₂ O	0.50	0.52	0.95	0.68	0.95	0.52	0.58	0.78
Na ₂ O	6.65	6.63	6.04	6.41	6.04	4.12	4.80	5.31
P ₂ O ₅	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03
H ₂ O ⁺	0.32	0.27	0.28	0.20	0.30	0.32	0.28	0.28
CO ₂	0.23	0.23	0.14	0.14	0.23	0.23	0.23	0.14
LOI	0.14	0.06	0.10	0.16	0.16	0.14	0.11	0.07
Total	100.10	99.97	100.01	100.36	99.79	99.96	100.36	100.34
K ₂ O+Na ₂ O	7.15	7.15	6.99	7.09	6.99	4.64	5.38	6.09
Na ₂ O/ K ₂ O	13.3	12.75	6.36	9.43	6.36	7.92	8.28	6.81
A/CNK	1.03	1.06	1.04	1.09	1.04	1.05	1.07	1.06
A/NK	1.08	1.11	1.10	1.14	1.10	1.69	1.46	1.30
AR	3.61	3.54	3.55	3.40	3.58	1.93	2.24	2.63
La	35.4	34.2	32.0	39.5	44.8	27.2	29.4	21.9
Ce	78.2	78.9	70.6	86.2	99.0	62.4	73.6	53.6
Pr	9.53	9.41	8.62	10.2	11.5	7.28	8.27	6.14
Nd	38.1	37.9	34.7	39.8	45.3	28.5	32.6	23.5
Sm	8.63	8.71	8.09	8.78	9.82	6.49	7.44	5.15
Eu	1.25	1.23	1.12	1.14	1.28	1.05	1.14	0.74
Gd	8.97	8.83	8.39	8.72	9.7	6.19	7.51	4.92
Tb	1.66	1.64	1.52	1.53	1.66	1.12	1.38	0.88
Dy	10.8	10.1	9.76	9.63	10.1	7.33	9.26	5.81
Ho	2.33	2.05	2.07	2.01	2.08	1.56	1.96	1.23
Er	7.28	6.48	6.43	6.32	6.45	4.95	6.03	4.01
Tm	1.05	0.98	0.97	0.93	0.92	0.73	0.9	0.62
Yb	7.05	6.42	6.55	6.28	6.26	4.88	5.98	4.41
Lu	1.08	0.98	0.98	0.96	0.94	0.69	0.9	0.74
ΣREE	211.33	207.83	191.8	222	249.81	160.37	186.37	133.65
LR/HR	4.25	4.55	4.23	5.10	5.55	4.84	4.49	4.91
(La/Sm) _N	2.58	2.47	2.49	2.83	2.87	2.64	2.49	2.68
(Gd/Yb) _N	1.03	1.11	1.03	1.12	1.25	1.02	1.01	0.9
(La/Yb) _N	3.39	3.59	3.29	4.24	4.83	3.76	3.31	3.35
δEu	0.43	0.42	0.38	0.39	0.40	0.50	0.46	0.44
Sr	65.9	67.9	55.1	53.2	65.2	200	153	123
Rb	12.0	12.5	15.8	17.9	20.5	17.6	15.0	21.7
Ba	80.7	88.1	137	55.5	284	162	251	331
Th	11.7	10.9	12.2	10.6	10.5	11.6	10.7	13.9
U	0.99	1.10	1.26	1.07	1.15	1.23	1.02	1.38
Cr	4.11	3.37	4.41	2.90	2.22	7.19	4.19	4.63
Ta	0.95	0.99	1.06	0.81	0.94	0.97	0.70	0.92
Nb	11.4	11.8	12.7	9.81	11.8	10.2	7.38	9.96
Zr	194	220	207	221	243	220	199	152
Hf	5.34	6.20	5.86	6.36	6.28	6.28	5.69	4.69
Cu	5.52	0.93	1.40	16.6	1.25	2.61	4.75	8.74
Pb	2.88	2.35	2.38	2.11	2.13	2.88	3.46	3.38
Zn	12.6	11.3	12.6	11.6	13.6	36.7	35.9	50.8
Mo	0.15	0.14	0.18	0.11	0.14	0.18	0.18	0.15
V	6.76	6.71	6.43	7.10	6.48	8.17	8.86	7.63
Ni	3.38	0.78	0.64	0.88	0.58	2.76	2.27	2.02
Y	73.5	64.6	62.8	62.0	61.9	46.9	60.2	36.6
Co	0.74	0.85	1.69	1.26	0.86	2.98	2.35	3.23
Ga	18.4	17.9	18.0	18.4	18.0	14.5	16.3	14.6
Sc	6.86	7.48	7.11	7.10	8.16	7.55	6.81	5.74
Sr/Y	0.90	1.05	0.88	0.86	1.05	4.26	2.54	3.36
Rb/Sr	0.18	0.18	0.29	0.34	0.31	0.09	0.10	0.18

表 3 蒙库岩体 Sr、Nd 同位素组成

Table 3 Sr and Nd isotopic compositions of the Mengku pluton

样号	Rb ($\times 10^{-6}$)	Sr ($\times 10^{-6}$)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	I_{Sr}	Sm ($\times 10^{-6}$)	Nd ($\times 10^{-6}$)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	t_{DM} (Ga)
MY-1	12.58	74.77	0.487	0.710245	12	0.707471	9.13	42.80	0.1289	0.512542	13	-0.34	1.59	1.09
MY-2	13.85	76.32	0.525	0.710372	14	0.707382	7.66	35.05	0.1321	0.512580	15	-0.33	2.17	1.06
MY-3	17.16	64.13	0.775	0.712116	13	0.707701	8.53	38.89	0.1325	0.512574	13	-0.33	2.03	1.08
MY-4	19.98	46.19	1.252	0.711509	12	0.704377	8.05	39.62	0.1229	0.512541	9	-0.38	1.88	1.02
MY-5	24.16	76.61	0.913	0.713176	13	0.707975	9.15	45.02	0.1229	0.512528	12	-0.38	1.63	1.04
MY-6	17.64	208.28	0.245	0.710588	14	0.709192	6.65	30.67	0.1310	0.512566	13	-0.33	1.95	1.08
MY-7	17.09	168.23	0.294	0.710853	13	0.709178	7.06	33.82	0.1263	0.512563	13	-0.36	2.14	1.02
MY-8	22.78	132.51	0.498	0.712692	13	0.709855	4.67	22.57	0.1252	0.512504	13	-0.36	1.04	1.11

注： $\epsilon_{\text{Nd}} = [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{s}} / ((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} - 1) \times 10000$ ； $f_{\text{Sm}/\text{Nd}} = ((^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{s}} / ((^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} - 1)$ ，其中下角 s 为样品，计算过程中所用常数： $\lambda_{\text{Sm}} = 6.54 \times 10^{-12}$ ； $\lambda_{\text{Rb}} = 1.42 \times 10^{-11}$ ； $((^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.1967$ ； $((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$ ；计算所采用的年龄为 400Ma；模式年龄为一阶段模式年龄： $t_{\text{DM}} = 1 / \lambda_{\text{Sm}} \times \ln \{ 1 + [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{s}} - 0.51315] / [((^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{s}} - 0.2137)] \}$

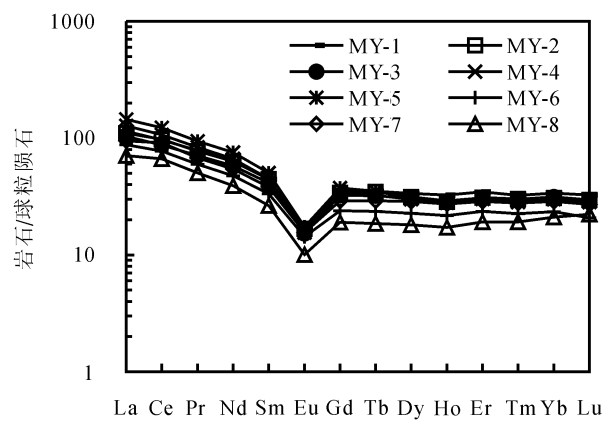


图 7 蒙库岩体稀土元素球粒陨石标准化曲线
(球粒陨石据 Boynton, 1984)

Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns of the Mengku pluton (Chondrite content from Boynton, 1984)

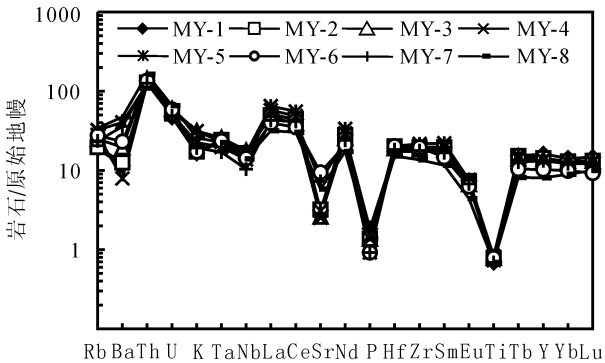


图 8 蒙库岩体微量元素蛛网图
(原始地幔数据取自 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 8 Primitive mantle-normalized trace element spiderdiagrams for the Mengku pluton (normalizing factors after Sun and McDonough, 1989)

化于 0.1229~0.1325， $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值为 0.512504~0.51258。以本次新测定的锆石 U-Pb 年龄 400Ma 作为岩体形成年龄， $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值变化范围较大，除 1 件样品为 0.70438，其他的变化于 0.707382~0.70986， $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 >0 ，介于 1.04~2.17 之间。岩体的 Sm/Nd 分馏程度相对较小， $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$ 变化于 -0.33~-0.38，落在 -0.2~-0.6 之间，在地壳 Sm/Nd 范围内，因此 Nd 同位素模式年龄可按一阶段模式计算 (Jahn et al., 2000)。 t_{DM} 为 1.02~1.11 Ga，为中元古代晚期。

5 讨论

5.1 蒙库岩体形成时代及其对地层和成矿时代的限制

尽管蒙库铁矿床是新疆目前储量最大的铁矿，矿区及外围花岗岩类广泛分布，但由于岩体普遍发

生区域变形变质作用，一些顺地层侵入的岩脉被认为是上志留统康布铁堡组浅粒岩。另外前人多认为蒙库铁矿是有海相火山岩型、火山喷流沉积型 (VMS)、火山喷流沉积+热液改造型矿床 (王登红等, 2002; 李嘉兴等, 2003; Wang et al., 2003; 仇仲学, 2003; 胡兴平, 2004)，因此，对于花岗岩类的研究十分薄弱，缺乏年龄资料。前人主要根据岩体特征及岩体与地层的接触关系确定岩体成岩时代，如 1:20 万大桥幅将蒙库岩体划为海西中期，1:20 万阿勒泰幅认为是海西晚期; Wang et al. (2003) 认为矿区东北部出露的片麻状花岗岩为海西早期，蒙库岩体等其他花岗岩类为海西晚期; 李建国等 (2005[●]) 将蒙库岩体划为海西中期，矿区其他花岗岩类划为海西晚期。

本次对蒙库片麻状斜长花岗岩锆石 SHRIMP-U-Pb 年龄进行了测定，给出了 400 ± 6 Ma (MSDW

=1.3)的成岩年龄,可以代表岩体的侵位时代,为早泥盆世早期或志留纪末期岩体。同时,在蒙库矿区1号矿体北部近矿围岩中识别出片麻状黑云母花岗岩,前人将其划入康布铁堡组下亚组浅粒岩,我们测定锆石 SHRIMP-U-Pb 年龄为 404 ± 8 Ma(徐林刚,待刊)。这两个年龄和矿区北西 14 km 处琼库尔片麻状黑云母花岗岩岩基时代一致(锆石 SHRIMP-U-Pb 年龄 399 ± 4 Ma,童英等,2007)。测定1号矿体北东 1.5 km 处片麻状黑云母花岗岩(1:20 万大桥幅将其划为海西中期)锆石 SHRIMP-U-Pb 年龄为 378 ± 7 Ma(徐林刚,待刊)。从野外观察和前人资料分析,蒙库矿区及外围岩体岩石类型基本上是黑云母花岗岩和斜长花岗岩,尽管前人将它们划为海西早期、中期和晚期,但本次及童英等(2007)精确的年龄数据表明,这些岩体是早—中泥盆世岩浆活动的产物。

近年来许多学者(Windley et al., 2002;袁超等,2005;王涛等,2005;童英等,2005,2006;2007;Sun et al., 2006;Wang et al., 2006;Zhang et al., 2006;曾乔松等,2007;周刚等,2007a, b;Yuan et al., 2007)利用锆石 SHRIMP-U-Pb 法和锆石 LA-ICPMS U-Pb 法精确测定了阿尔泰花岗岩类的形成时代。识别出大量晚志留世到早—中泥盆世花岗岩,时代集中在 $416 \sim 372$ Ma(图1),在 400 Ma 左右出现峰值,这些花岗岩在北阿尔泰、中阿尔泰和南阿尔泰广泛分布。北阿尔泰诺尔特花岗岩时代变化于 $412 \sim 396$ Ma。中阿尔泰从北西沿构造线向南东由喀纳斯(398 ± 5 Ma,童英等,2007)、乌利奇(375 ± 4 Ma, Wang et al., 2006)、铁列克(403 ± 5 Ma,童英等,2005),到琼库尔(399 ± 4 Ma,童英等,2007)、库尔提(416 ± 5 Ma, Wang et al., 2006),再到可可托海($399 \sim 415$ Ma,赵振华等,1993;王中刚等,1998;Windley et al., 2002; Wang et al., 2006;Yuan et al., 2007)、青格里(420 Ma,王登红等,2002)岩体等,其岩体时代主要集中在 $409 \sim 398$ Ma。

南阿尔泰从北西沿构造线向南东由冲乎尔盆地北(413 ± 4 Ma,曾乔松等,2007)、塔尔浪($382 \sim 412$ Ma, Yuan et al., 2007)、阿维滩(400 ± 6 Ma, Wang et al., 2006),到蒙库一带($404 \sim 400$ Ma,本文)、库尔提(372 Ma, Zhang et al., 2003),再到希勒克特哈腊苏和喀腊萨依岩体($376 \sim 381$ Ma, Zhang et al., 2006)。岩体锆石 U-Pb 年龄变化于 $413 \sim 372$ Ma,主要在 400 Ma 左右。早—中泥盆世花岗岩分布范围广、多沿区域构造线分布、出露面积大、岩石

类型主要为花岗岩和花岗闪长岩,少量斜长花岗岩、闪长岩、辉长岩,具有长英质-中性-镁铁质共存的特点,岩体经历了区域变形作用,片麻状构造不同程度发育,是阿尔泰花岗岩类主要成岩时期,也是阿尔泰造山作用的鼎盛时期,由此可见,早—中泥盆世岩浆作用在中亚造山带演化中起着十分重要的作用。

康布铁堡组广泛分布于阿尔泰南缘冲乎尔、克兰和麦兹火山盆地中,为一套变质火山-沉积岩系。该组是铜、铅、锌、铁、金矿床的赋矿层位,已发现了可可塔勒大型铅锌矿床、蒙库大型铁矿床、铁木尔特中型铅锌矿床、克因布拉克中型铜锌矿、阿巴宫小型铁矿、阿巴宫铅锌矿、萨热阔布金矿等一大批矿床(点)。新疆维吾尔自治区地质矿产局(1978)根据康布铁堡一带地层中发现的腕足类 *Atypa cf. reticularis* 和珊瑚 *Pachyfavosites sp.* 等化石确定康布铁堡组时代为早泥盆世, Wang et al. (2006)推测其时代是晚志留世—早泥盆世,但同位素年代学的研究十分薄弱。吴志亮等(1996)、于学元等(1993)利用 Rb-Sr、Sm-Nd、锆石 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 法测定地层时代小于 374 ± 7.5 Ma,并小于侵入该地层花岗岩的年龄,这些年龄可能代表变质热事件年龄。张进红等(2000)获得克兰盆地变流纹岩中单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 407 ± 9.2 Ma,认为康布铁堡组时代为早泥盆世,但从作者同时分析的其它锆石颗粒的年龄结果看,锆石成因复杂,年龄不集中,得出多组年龄,因此,康布铁堡组还缺乏高精度同位素年代学资料。根据前人资料和本次野外调查,认为蒙库岩体侵入到康布铁堡组中,在1号矿体北部近矿围岩中识别出的片麻状黑云母花岗岩与康布铁堡组也呈侵入关系。本次获得的片麻状斜长花岗岩和片麻状黑云母花岗岩锆石 SHRIMP-U-Pb 年龄分别为 400 ± 6 Ma 和 404 ± 8 Ma,二者在误差范围内一致,均代表岩体侵入年龄,限定了康布铁堡组时代早于 404 Ma。我们对阿巴宫铁矿区康布铁堡组的变质流纹岩进行了锆石 SHRIMP-U-Pb 年龄测定,获得 412 Ma 的精确年龄,因此,将康布铁堡组时代定为晚志留世(另文发表)。

蒙库铁矿体内及围岩中发育大量矽卡岩,铁矿的形成与矽卡岩有关,这些矽卡岩是由灰岩及火山岩与岩浆热液交代形成,有部分矽卡岩可能是岩浆矽卡岩(另文发表)。蒙库岩体及其岩脉在矿区中广泛分布,1号、9号矿体北部近矿围岩中为片麻状黑云母花岗岩和片麻状斜长花岗岩,特别是1号矿体北部片麻状黑云母花岗岩中黄铁矿化十分发育。矽

卡岩矿物的流体包裹体及同位素,岩石、矿石稀土特征,均表明铁矿的形成与岩浆热液活动有关。400 ± 6 Ma 和 404 ± 8 Ma 的岩体侵入时代提供了成矿时代的下限,即铁成矿时代略晚于 404~400 Ma,属早泥盆世早期成矿。

5.2 岩体的物质来源

蒙库岩体与蒙库铁矿变粒岩和黄铁矿相比, I_{Sr} 相近(岩体平均 0.707891,矿床平均 0.707906), $\epsilon_{Nd}(t)$ 值偏低(矿床 $\epsilon_{Nd}(t) = +4.3 \sim +5.4$, 万博和张连昌, 2006), 在 $I_{Sr} - \epsilon_{Nd}(t)$ 关系图上(图 9), 他们均位于第一象限, 接近 OIB 区。蒙库岩体与蒙库铁矿 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值均低于同时代亏损地幔库的值(库尔提蛇绿岩中辉长岩 $\epsilon_{Nd}(400) = +8$, Xu et al., 2003)。同时岩体具有钨负异常, Nb、Ta、Sr、P、Ti 等元素亏损, Th、La 等元素相对富集, 又反映出岩体具有部分陆壳熔融成因(Wang et al., 2006; 童英等, 2007)。高的 I_{Sr} (0.707382~0.70986) 也暗示出岩体形成过程中有地壳物质的参与, 因此, 蒙库岩体物源以幔源物质为主, 有少量壳源物质的混入。这与前人(Wang et al., 2006; 童英等, 2007)利用 Sr 和 Nd 同位素资料得出新疆阿尔泰早—中生代花岗岩类的物源为老陆壳和新生幔源物质混合的结论基本一致。与可可托海、琼库尔、喀纳斯、切木尔切克、乌利奇等岩体相比, 蒙库岩体 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值相对较高, 表明壳源物质所占比例较小。

5.3 岩体形成的构造环境探讨

前人对阿尔泰泥盆纪构造环境存在不同认识, 有大陆边缘裂谷环境(韩宝福和何国琦, 1991; 陈毓川等, 1996; 王京彬等, 1998)、与俯冲有关的岛弧或弧后盆地环境(牛贺才等, 1999; Windley et al., 2002; Xu et al., 2003; Xiao et al., 2004; 万博和张连昌等, 2006; 陈汉林等, 2006; 单强等, 2007; 周刚等, 2007c)、活动大陆边缘的陆弧环境(Wang et al., 2006; 童英等, 2007; 丛峰等, 2007)、活动大陆边缘的伸展环境(Yuan et al., 2007)。上述观点的共同之处是, 近年来多数学者(Windley et al., 2002; Xu et al., 2003; Xiao et al., 2004; Wang et al., 2006; 牛贺才等, 2006; 童英等, 2007; 丛峰等, 2007; Yuan et al., 2007; 单强等, 2007)认同阿尔泰晚志留世—泥盆纪处于活动大陆边缘, 岩浆活动与板块俯冲有关。

蒙库岩体地球化学特征与阿尔泰库尔提蛇绿岩中斜长花岗岩十分相似, 后者的 $SiO_2 = 75.66\% \sim 78.80\%$, $Na_2O = 4.56\% \sim 6.86\%$, $K_2O = 0.41\% \sim$

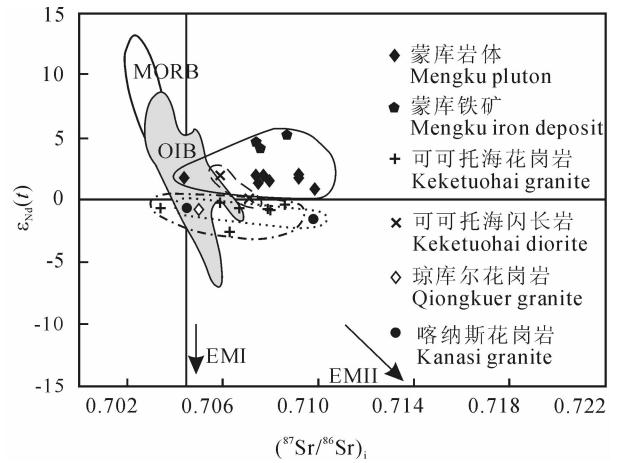


图 9 蒙库岩体 $I_{Sr} - \epsilon_{Nd}(t)$ 关系图

Fig. 9 I_{Sr} versus $\epsilon_{Nd}(t)$ diagram for Mengku pluton MORB, EMI, EMII 引自 Zindler and Hart, 1986; 蒙库铁矿资料据万博和张连昌, 2006; 琼库尔和喀纳斯花岗岩据童英等, 2007; 可可托海闪长岩据 Wang et al., 2006; 可可托海花岗岩据赵振华等, 1993; Chen et al., 2002; Wang et al., 2006; MORB—大洋中脊玄武岩; OIB—大洋岛弧玄武岩; EM I—富集地幔类型 I; EM II—富集地幔类型 II Data from MORB, EMI, EMII after Zindler and Hart, 1986; Mengku iron deposit after Wan and Zhang, 2006; Qiongkuer and Kanasi granite plutons after Tong et al., 2007; Keketuohai diorite after Wang et al., 2006; Keketuohai granite after Zhao et al., 1993; Chen et al., 2002; Wang et al., 2006; MORB—mid-ocean ridge basalts; OIB—ocean island basalts; EM I—enriched mantle type I; EM II—enriched mantle type II

1.00%, $Al_2O_3 = 11.67\% \sim 13.29\%$ 。Zhang et al. (2003)认为库尔提斜长花岗岩是剪切成因, 是洋壳运移过程中辉长岩经低角度剪切变形形成的角闪岩部分熔融产物。斜长花岗岩锆石 SHRIMP-U-Pb 年龄为 372 ± 19 Ma, 代表库尔提弧后盆地的扩张时代, 并认为库尔提蛇绿岩是大洋板块向北俯冲引发的弧后扩张的产物(许继峰等, 2001)。蒙库岩体除侵入时间略早外, 地球化学特征相似, 反映二者具有相似的构造背景, 均形成于拉张环境中。

在洋脊花岗岩标准化蛛网图解(图 10)上, 蒙库斜长花岗岩与典型的大陆弧花岗岩类(Chile)和库尔提蛇绿岩套中的斜长花岗岩相似, 而与洋脊花岗岩类(Troodos)有明显的区别。因此, 从地球化学分析, 蒙库岩体形成于大陆弧环境, 而不是洋脊环境。在 Nb-Y 和 Rb-(Y+Nb)图解(图 11)中, 样品点落在板内、火山弧与洋脊花岗岩三者交汇处, 靠近洋脊花岗岩, 表明蒙库斜长花岗岩可能是板块俯冲过程中, 洋壳中铁镁质岩石熔融形成的。

牛贺才等(2006)对阿尔泰地区康布铁堡组玄武

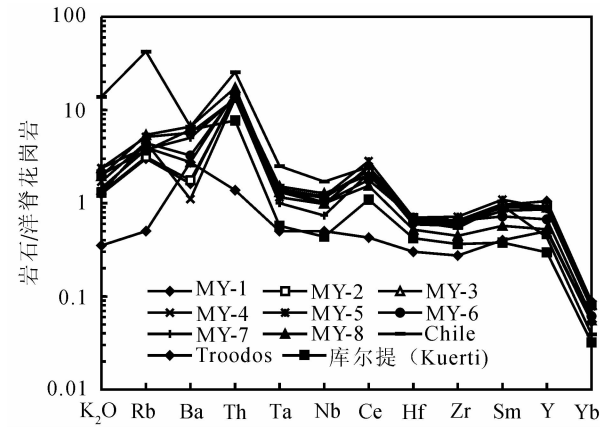


图 10 蒙库岩体洋脊花岗岩标准化蛛网图(洋脊花岗岩、Chile、Troodos 数据据 Pearce et al. , 1984; 库尔提斜长花岗岩据 Zhang et al. , 2003)

Fig. 10 Ocean Ridge Granite-normalized incompatible element spiderdiagrams for the Mengku pluton (Ocean Ridge Granite, Chile and Troodos from Pearce et al. , 1984; Kuerti plagiogranite from Zhang et al. , 2003)

岩、英安岩和流纹岩地球化学进行了研究,认为这套火山岩的形成环境是活动大陆边缘环境,是板块俯冲形成的一系列拉张断陷盆地。丛峰等(2007)也对康布铁堡组流纹岩地球化学进行了研究,提出流纹岩形成于陆缘火山弧环境。单强等(2007)对麦兹和克兰盆地康布铁堡组中高钾高硅熔结凝灰岩进行了研究,认为形成于活动大陆边缘的岛弧构造环境。

综上所述,我们认为蒙库斜长花岗岩具有俯冲带花岗岩类的地球化学特征,形成于与板块俯冲作用有关的活动大陆边缘的陆弧环境,处于拉张环境中。

结合 Wang et al. (2006)等前人的研究成果,将蒙库一带的构造演化与成矿概述如下:在早中奥陶世(500~460 Ma)古亚洲洋板块开始向北俯冲到阿尔泰微大陆之下,形成 500 Ma 火山岩。460~400 Ma 沿大陆边缘形成大陆弧,伴有切木切克花岗岩、库尔提花岗岩、冲乎尔斜长花岗岩等的侵入。早于 404 Ma,由于板块的俯冲作用在麦兹、克兰和冲乎尔形成一系列陆缘拉张断陷盆地,在其中形成了康布铁堡组以流纹岩为主,含少量玄武岩的火山熔岩、火山碎屑岩和正常沉积岩组合,同时形成了以可可塔勒为代表的 VMS 型铅锌矿床。在康布铁堡组火山-沉积岩形成后不久,即 400 Ma 左右整个阿尔泰发生了最强烈的与俯冲有关岩浆侵入活动,蒙库一带有蒙库斜长花岗岩、1 号矿体北黑云母花岗岩、琼库尔黑云母花岗岩等。在岩体、岩脉与康布铁堡组

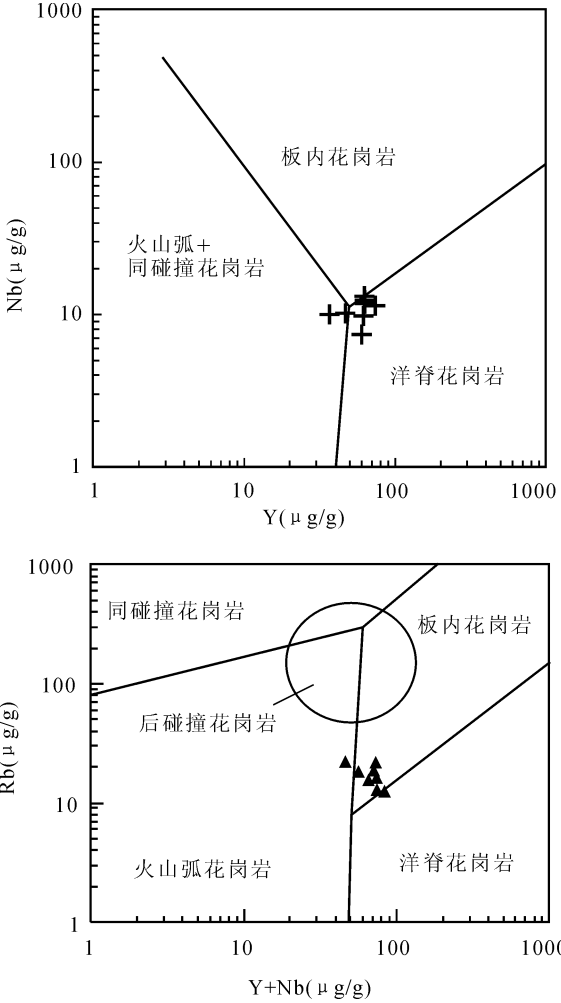


图 11 蒙库花岗岩的 Nb-Y 和 Rb-(Y+Nb)图解 (据 Pearce et al. , 1984; Pearce, 1996)

Fig. 11 Nb-Y and Rb-Y+Nb diagrams of the Mengku granite pluton(after Pearce et al. , 1984; Pearce, 1996)

火山岩、灰岩接触带附近,形成了交代矽卡岩和少量岩浆矽卡岩,伴随矽卡岩的退化蚀变作用形成了以蒙库为代表的磁铁矿矿床(图 12)。在岩体侵入及成矿后,发生了区域变形作用,岩体中片麻状构造发育,矽卡岩及矿体也发生了变形。在蒙库矿区及附近与俯冲有关的花岗岩持续到 378 ± 7 Ma(如 1 号矿体北东 1.5km 处片麻状黑云母花岗岩)。

6 结论

(1) 蒙库矿区片麻状斜长花岗岩锆石 SHRIMP-U-Pb 年龄为 400 ± 6 Ma, 与 1 号矿体北部近矿围岩中片麻状黑云母花岗岩年龄相似(锆石 SHRIMP-U-Pb 年龄 404 ± 8 Ma), 均为早泥盆世早期侵入体。结合前人花岗岩类年龄资料,认为在蒙库一带乃至整个阿尔泰造山带 400 Ma 左右是阿

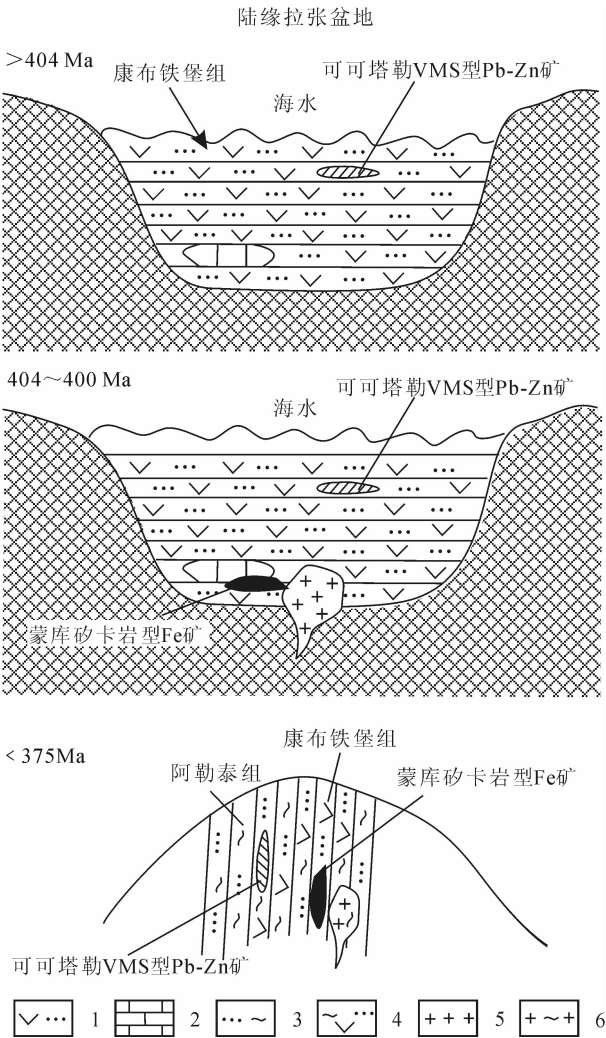


图 12 蒙库铁矿床成矿模式图

Fig. 12 Model of iron mineralization in the Mengku iron deposit

1—火山-沉积岩系;2—碳酸盐岩;3—变质沉积岩系;
4—变质火山-沉积岩系;5—花岗岩;6—片麻状花岗岩

1—volcano-sedimentary rocks; 2—carbonate rock;
3—metasedimentary rocks; 4—metavolcano-sedimentary rocks;
5—granite; 6—gneissic granite

尔泰造山花岗岩形成的高峰期。

(2) 蒙库岩体及 1 号矿体北部近矿围岩中的片麻状黑云母花岗岩均侵入到康布铁堡组, 限定了康布铁堡组时代早于 404 Ma。蒙库铁矿体内及围岩中发育大量矽卡岩, 铁矿的形成与矽卡岩有关, 而矽卡岩的形成与矿区岩浆侵入活动有关, 400 和 404 Ma 的岩体侵入时代提供了成矿时代的下限, 即铁成矿时代略晚于 404~400 Ma, 属早泥盆早期成矿。

(3) 蒙库岩体具有高硅 ($\text{SiO}_2 = 76.93\% \sim$

78.63%), 富钠 ($\text{Na}_2\text{O} = 4.12\% \sim 6.65\%$), 贫钾 ($\text{K}_2\text{O} = 0.5\% \sim 0.95\%$) 的特点。 $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O} = 6.36 \sim 13.3$, 属低钾 (拉斑玄武质) 系列。铝过饱和指数均大于 1, 为微过铝质。轻稀土富集, 轻重稀土内部分馏明显, 具有中等负钕异常。Th、La、Ce、Nd 元素相对富集, Nb、Ta、Sr、P、Ti 元素亏损, 具有明显的负异常, 与典型大陆弧花岗岩的地球化学特征一致。 $I_{\text{Sr}} = 0.70438 \sim 0.70986$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = 1.04 \sim 2.17$, 表明蒙库岩体物源以幔源物质为主, 有少量壳源物质的混入。

(4) 区域地质背景和地球化学特征表明蒙库岩体具有俯冲带花岗岩类特征, 形成于与板块俯冲作用有关的活动大陆边缘的陆弧环境, 处于拉张环境中。

致谢:野外工作中得到新疆地质矿产勘探开发局第四地质大队李建国工程师、查小玲工程师的大力支持和帮助; 得到了新疆富蕴县八钢蒙库铁矿采选分厂黄成林厂长的支持; 锆石样品制靶、SHRIMP-U-Pb 测年工作得到北京离子探针中心的陶华、张维等老师的帮助; Sm、Nd、Rb 和 Sr 同位素测试由中国科学院地质与地球物理研究所固体同位素地球化学实验室李潮峰和储著银老师完成, 在此一并致以衷心的感谢。

注 释

- ① 李建国, 尚海军, 陈新杰, 等. 2005. 新疆富蕴县蒙库铁矿床西段浅部勘探地质报告.
- ② 新疆维吾尔自治区地质矿产局. 1978. 阿勒泰幅 1:20 万区域地质调查报告.
- ③ 新疆维吾尔自治区地质矿产局. 1979. 大桥幅 1:20 万区域地质调查报告.

参 考 文 献

陈汉林, 杨树锋, 厉子龙, 肖文交, 李继亮, 董传万, 余星. 2006. 阿尔泰晚古生代早期长英质火山岩的地球化学特征及构造背景. 地质学报, 80(1): 38~42.

陈毓川, 叶庆同, 冯京, 等. 1996. 阿舍勒铜锌成矿带成矿条件与成矿预测. 北京: 地质出版社, 33~145.

仇仲学. 2003. 新疆富蕴县蒙库铁矿床地质特征与成因分析. 地质找矿论丛, 18(增刊): 110~114.

丛峰, 唐红峰, 苏玉平. 2007. 阿尔泰南缘泥盆纪流纹岩的地球化学和大地构造背景. 大地构造与成矿学, 31(3): 359~364.

单强, 牛贺才, 于学元, 曾乔松. 2007. 新疆北部阿尔泰南缘晚古生代高钾高硅熔结凝灰岩的地球化学、岩浆成因及构造背景. 岩石学报, 23(7): 1721~1729.

韩宝福, 何国琦. 1991. 阿尔泰山南缘泥盆纪火山岩带的大地构造性质. 新疆地质科学, 3: 89~100.

何国琦,成守德,徐新,李锦轶,郝杰. 2004. 中国新疆及邻区大地构造图(1:2500000)说明书. 北京:地质出版社,1~65.

何国琦,李茂松,刘德权,等. 1994. 中国新疆古生代地壳演化及成矿. 乌鲁木齐:新疆人民出版社,香港:香港文化教育出版社,1~437.

胡兴平. 2004. 新疆富蕴县蒙库铁矿区地质特征及成因浅析. 新疆有色金属,1:2~5,8.

李会军,何国琦,吴泰然,吴波. 2006. 阿尔泰—蒙古微大陆的确定及其意义. 岩石学报,22(5):1369~1379.

李嘉兴,姜俊,胡兴平,康吉昌,尹意求. 2003. 新疆富蕴县蒙库铁矿床地质特征及成因分析. 新疆地质,21(3):307~311.

刘伟. 1990. 中国阿尔泰地区花岗岩的时代及成因特征. 大地构造与成矿学,14(1):44~56.

栾世伟,毛玉元,范良明,巫晓兵,林金辉. 1995. 可可托海地区稀有金属成矿与找矿. 成都:成都科技大学出版社,272.

牛贺才,许继峰,于学元,陈繁荣,郑作平. 1999. 新疆阿尔泰富镁火山岩系的发现及其地质意义. 科学通报,109:1002~1004.

牛贺才,于学元,许继峰,单强,陈繁荣,张海洋,郑作平. 2006. 中国新疆阿尔泰晚古生代火山作用及成矿. 北京:地质出版社,1~184.

芮行健,吴玉金. 1984. 中国阿尔泰花岗岩的成因. 见:徐克勤主编. 花岗岩地质及其与成矿的关系国际学术会议论文集. 南京:江苏科学技术出版社,281~291.

宋彪,张玉海,万渝生. 2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制样、年龄测定及有关现象讨论. 地质论评,48(增刊):26~30.

童英,王涛,Kovach,洪大卫,韩宝福. 2006. 阿尔泰中蒙边界塔克什肯口岸后造山富碱侵入岩体的形成时代、成因及其地壳生长意义. 岩石学报,22(5):1267~1278.

童英,王涛,洪大卫,代雅建,韩宝福,柳晓明. 2007. 中国阿尔泰北部山区早泥盆世花岗岩的年龄、成因及构造意义. 岩石学报,23(8):1933~1944.

童英,王涛,洪大卫,柳晓明,韩宝福. 2005. 阿尔泰造山带西段同造山铁列克花岗岩体锆石 U-Pb 年龄及其构造意义. 地球学报,26(增刊):74~77.

万博,张连昌. 2006. 新疆阿尔泰南缘泥盆纪多金属成矿带 Sr-Nd-Pb 同位素地球化学与构造背景探讨. 岩石学报,22(1):145~152.

王登红,陈毓川,徐志刚,李天德,傅旭杰. 2002. 阿尔泰成矿省的成矿系列及成矿规律. 北京:原子能出版社,1~493.

王广耀,许培春. 1983. 新疆阿尔泰地区岩浆岩的特征及其与成矿的关系. 西北地质,(1):8~21.

王京彬,秦克章,吴志亮,胡剑辉,邓吉牛. 1998. 阿尔泰山南缘火山喷流沉积型铅锌矿床. 北京:地质出版社,1~210.

王涛,洪大卫,童英,韩宝福,石玉若. 2005. 中国阿尔泰造山带后造山喇嘛昭花岗岩体锆石 SHRIMP 年龄、成因及陆壳垂向生长意义. 岩石学报,21(3):640~650.

王中刚,赵振华,邹天人,等. 1998. 阿尔泰花岗岩类地球化学. 北京:科学出版社,1~152.

吴志亮,李峰. 1996. 热水沉积成岩成矿作用—以阿尔泰泥盆纪火山盆地为例. 北京:地质出版社,45~46.

肖序常,汤耀达,冯益民,等. 1992. 新疆北部及邻区大地构造. 北京:地质出版社,1~169.

徐林刚,毛景文,杨富全,叶会寿,郑建民,李建国,蔡永彪,查小玲,高建京. 2007. 新疆蒙库铁矿床矽卡岩矿物学特征及其意义. 矿床地质,26(4):455~463.

许继峰,陈繁荣,于学元,牛贺才,郑作平. 2001. 新疆北部阿尔泰地区库尔提蛇绿岩:古弧后盆地系统的产物. 岩石矿物学杂志,20(3):344~352.

杨富全,毛景文,徐林刚,张岩,刘锋,黄成林,周刚,刘国仁,代军治. 2007. 新疆蒙库铁矿床稀土元素地球化学及对铁成矿作用的指示. 岩石学报,23(10):2443~2456.

于学元,梅厚钧,杨学昌,王俊达. 1993. 额尔齐斯火山岩及构造演化. 见:涂光炽主编. 新疆北部固体地球科学进展. 北京:科学出版社,194.

袁超,孙敏,龙晓平,夏小平,肖文交,李献华,林寿发,蔡克大. 2007. 阿尔泰哈巴河群的沉积时代及其构造背景. 岩石学报,23(7):1635~1644.

袁超,孙敏,肖文交,等. 2005. 阿尔泰山南缘花岗岩的锆石 U-Pb 年代学及其地球化学特征. 2005 年全国岩石学与地球动力学研讨会论文摘要,418.

袁峰,周涛发,岳书仑. 2001. 阿尔泰诺尔特地区花岗岩形成时代及成因类型. 新疆地质,19(4):292~296.

岳永君,王式洗,何国琦. 1990. 中国阿尔泰造山带中花岗岩类的成因类型及其在地壳演化中的意义. 新疆地质科学,(2):72~85.

曾乔松,陈广浩,王核,单强. 2007. 阿尔泰冲乎尔盆地花岗岩体的锆石 SHRIMP-U-Pb 定年及其构造意义. 岩石学报,23(8):1921~1932.

张建中,冯秉寰. 1987. 新疆阿尔泰阿巴宫—蒙库海相火山岩与铁矿的成生关系及成矿地质特征. 中国地质科学院西安地质研究所所刊,20:89~180.

张进红,王京彬,丁汝福. 2000. 阿尔泰造山带康布铁堡组变质火山岩锆石特征和铀—铅年龄. 中国地质,19(3):281~287.

赵振华,王中刚,邹天人,等. 1993. 阿尔泰花岗岩类 REE 及 O、Pb、Sr、Nd 同位素组成及成岩模型. 见:涂光炽主编. 新疆北部固体地球科学新进展. 北京:科学出版社,239~266.

周刚,秦纪华,张招崇,张立武,应立娟,阿合买提·加尼木汗,毛伟民,何斌,邓江,蔡永彪. 2007c. 新疆富蕴县苏普特—带双峰式火山岩的发现及其地质意义. 地质论评,53(3):337~348.

周刚,张招崇,罗世宾,何斌,王祥,应立娟,赵华,李爱红,贺永康. 2007a. 新疆阿尔泰山南缘玛因鄂博高温型强过铝花岗岩:年龄、地球化学特征及其地质意义. 岩石学报,23(8):1909~1920.

周刚,张招崇,王新昆,王祥,罗世宾,何斌,张小林. 2007b. 新疆玛因鄂博断裂带中花岗质糜棱岩锆石 U-Pb SHRIMP 和黑云母 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄及意义. 地质学报,81(3):359~369.

邹天人,曹惠志,吴柏青. 1988. 新疆阿尔泰造山花岗岩和非造山花岗岩及其判别标志. 地质学报,62(3):228~234.

Belousova E A, Griffin W L, O Reilly S Y, et al. 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. Contributions to Mineralogy and Petrology, 143:602~622.

Boynton W V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P, ed. Rare Earth Element Geochemistry. New York: Elsevier, 63~114.

Chen B, Jahn B M. 2002. Geochemical and isotopic studies of the sedimentary and granitic rocks of the Altai orogen of northwest China and their tectonic implications. Geological Magazine, 139

(1):1~13.

- Chen F, Hegner E, Todt W. 2000. Zircon ages, Nd isotopic and chemical compositions of orthogneisses from the Black Forest, Germany-evidence for a Cambrian magmatic arc. *International Journal of Earth Sciences*, 88:791~802.
- Cong F, Tang HF, Su YP. 2007. Geochemistry and tectonic setting of Devonian rhyolites in southern Altay, Xinjiang, Northwest China. *Geotectonica et Metallogenia*, 31(3): 359~364.
- Jahn B M, Wu F, Hong D. 2000. Important crustal growth in the Phanerozoic: Isotopic evidence of granitoids from east-central Asia. *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet Sci.)*, 109(1):5~20.
- Pearce J A, Harris N B L, Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956~983.
- Pearce J A. 1996. Sources and setting of granitic rock. *Episode*, 23: 120~125.
- Pecceirillo R, Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58:63~81.
- Sengör A M C, Natalin B A, Burtman V S. 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, 364(22): 299~307.
- Sun M, Yuan C, Xiao W J, Long X P, Xia X, Han C, Lin S F. 2006. Granitic gneisses and gneissic granites from the Central Terrane of the Chinese Altai Orogen: Zircon ages and tectonic significance. *Eos Trans. AGU*, 87(36), West. Pac. Geophys. Meet. Suppl., Abstract V25A-06.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society Special Publication*, 42: 313~345.
- Wang T, Hong D W, Jahn B M, Tong Y, Wang Y B, Han B F, Wang X X. 2006. Timing, petrogenesis, and setting of Paleozoic synorogenic intrusions from the Altai Mountains, Northwest China: implications for the tectonic evolution of an accretionary orogen. *The Journal of Geology*, 114:735~751.
- Wang Y W, Wang J B, Wang S L, Ding R F, Wang L J. 2003. Geology of the Mengku iron deposit, Xinjiang, China-a metamorphosed VMS? In: Mao J W, Goldfarb R J, Seltmann R, Wang D H, Xiao W J, Hart C (Eds). *Tectonic evolution and metallogeny of the Chinese Altay and Tianshan. Proceedings volume of the International Symposium of the IGCP-473 project in Urumqi and guidebook of the field excursion in Xinjiang, China: August 9~21, 2003*. London: Centre for Russian and Central Asian Mineral Studies, Natural History Museum, 181~200.
- Williams I S, Claesson S. 1987. Isotope evidence for the Precambrian province and Caledonian metamorphism of high grade paragneiss from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides, II. Ion microprobe zircon U-Th-Pb. *Contributions to Mineralogy Petrology*, 97:205~217.
- Windley B F, Kroener A, Guo J, Qu G, Li Y, Zhang C. 2002. Neoproterozoic to Paleozoic geology of the Altai Orogen, NW China: new zircon age data and tectonic evolution. *Journal of Geology*, 110(6): 719~737.
- Xiao W J, Windley B F, Badarch G, Sun S, Li J, Qin K, Wang Z. 2004. Palaeozoic accretionary and convergent tectonics of the southern Altaids: implications for the growth of Central Asia. *Journal of the Geological Society, London*, 161:339~342.
- Xu J F, Castillo P R, Chen F R, Niu H C, Yu X Y, Zheng Z P. 2003. Geochemistry of late Paleozoic mafic igneous rocks from the Kuerti area, Xinjiang, northwest China: implications for backarc mantle evolution. *Chem. Geol.* 193:137~154.
- Yuan C, Sun M, Xiao W J, Li X H, Chen H L, Lin S F, Xi X P, Long X P. 2007. Accretionary orogenesis of the Chinese Altai: Insights from Paleozoic granitoids. *Chemical Geology* 242:22~39.
- Zhang H X, Niu H C, Terada K, Yu X Y, Sato H, Ito J. 2003. Zircon SHRIMP-U-Pb dating on plagiogranite from Kuerti ophiolite in Altay, north Xinjiang. *China Sci. Bull.* 48:2231~2235.
- Zhang Z C, Yan S H, Chen B L, Zhou G, He Y K, Chai F M, He L X, Wan Y S. 2006. SHRIMP zircon U-Pb dating for subduction-related granitic rocks in the northern part of east Junggar, Xinjiang. *Chinese Science Bulletin*, 51(8): 952~962.
- Zindler, Hart. 1986. Chemical geodynamics, *Annual Review of Earth Planet Science*, 14:493~571.

Geochronology, Geochemistry and Geological Implications of the
Mengku Synorogenic Plagiogranite Pluton in Altay, Xinjiang

YANG Fuquan¹⁾, MAO Jingwen¹⁾, YAN Shenghao¹⁾, LIU Feng¹⁾, CHAI Fengmei²⁾,
ZHOU Gang³⁾, LIU Guoren³⁾, HE Lixin³⁾, GENG Xinxia¹⁾, DAI Junzhi¹⁾

1) *Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037;* 2) *School of Geoexploration and Engineering, Xinjiang University, Urumqi, Xinjiang, 830046;* 3) *No. 4 Geological Party of the Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Altay, Xinjiang, 836500*

Abstract

SHRIMP-U-Pb zircon dating on the Mengku plagiogranite pluton in the Mengku iron deposit district in Xinjiang shows that it was formed at 400 ± 6 Ma (MSDW=1.3). This age is similar to that of biotite granite at the north part of the No. 1 orebody (SHRIMP-U-Pb dating is 404 ± 8 Ma), indicating that they were formed at the beginning of the Early Devonian. These plutons intrude into the Kangbutiebao Formation, showing that Kangbutiebao Formation could have been much earlier than 404 Ma. The Mengku iron deposit is related to magmatic hydrothermal activity, and the ages of the plutons shows that iron mineralization formed in slightly later than 404~400 Ma. Geochemically, the Mengku plagiogranite is enriched in silica, Na, Th, La, Ce, Nd and LREE, is depleted in K with negative anomaly in Nb, Ta, Sr, P, Ti and moderate Eu negative anomaly ($\delta\text{Eu}=0.38\sim0.50$). The $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ratios are 6.36 to 13.3, indicating low-K series, and samples fall in the tholeiitic field in the $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ diagram. The A/CNK ratios range from 1.03 to 1.09, indicating that the pluton is weakly peraluminous. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratios range from 0.70438 to 0.70986. The $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values of 1.04 to 2.17 indicate that the sources of the plagiogranite was mainly derived from mantle-derived components, with limited assimilation of old crustal material. In combination with previous studies, we concluded that the Mengku pluton was formed in a continental arc and under an active extensional continental margin setting.

Key words: Plagiogranite; zircon SHRIMP-U-Pb dating; geochemistry; Mengku; Altay