新疆阿尔泰南缘萨尔布拉克铁矿区花岗岩年代学及地球化学研究

刘锋[1)]，杨富全[1)]，李延河[1)]，郭正林[2)]，柴凤梅[1,3)]，耿新霞[1)]，张志欣[1)]

1）中国地质科学院矿产资源研究所，北京，100037；

2）新疆维吾尔自治区有色地质勘查局706队，新疆阿尔泰，836500；

3）新疆大学资源与环境学院，乌鲁木齐，830046

内容提要：本文对新疆阿尔泰南缘萨尔布拉克铁矿区花岗岩体进行了锆石SHRIMP U-Pb年龄测定，获得岩体形成时代为410±4 Ma(MSDW=0.88)，是晚志留世—早泥盆世岩浆活动产物。岩体的年龄限定它侵入的地层时代大于410 Ma，为前泥盆系而不是前人认为的中泥盆统；同时限定萨尔布拉克矽卡岩型铁矿的形成时代略晚于410 Ma，为晚志留世末期—早泥盆世早期成矿。萨尔布拉克花岗岩具有富硅、偏碱性，LREE富集且分馏明显，HREE亏损且分馏不明显，中等负铕异常(δEu=0.35～0.47)，微量元素Th、U、La、Ce、Nd、Zr、Hf相对富集，Nb、Ta、Sr、P、Ti相对亏损，具明显负异常的特点。Na_2O/K_2O集中于1附近，属于钙碱性—高钾钙碱性系列。铝过饱和指数变化于1.07～1.14，为过铝质。其微量元素地球化学特征与蒙库岩体(400～404 Ma)具有很好的相似性，表明萨尔布拉克花岗岩形成于与板块俯冲有关的活动大陆边缘的陆缘弧环境中，可能是洋壳铁镁质岩石在板块俯冲过程中熔融形成，且加入了陆壳物质。

关键词：花岗岩；锆石SHRIMP U-Pb年龄；地球化学；萨尔布拉克；阿尔泰南缘

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)。其中花岗岩类广泛分布，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)，形成时代主要为古生代(Zou et al.，1989；岳永君等，1990；刘伟，1990；赵振华等，1993；何国琦等，1994；王中刚等，1998；Chen et al.，2002)。研究结果显示古生代岩浆侵入活动存在四个峰值：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。

新疆阿尔泰南缘分布有一部分沿区域构造线呈线性展布的小岩体群，如富蕴南线性小岩体群，形成于早二叠世，属于后造山花岗岩(童英等，2006)。福海县境内的萨尔布拉克村一带也分布一些与之貌似的线性小岩体群。它们均被划入海西中晚期岩浆活动产物，侵入于中泥盆统(?)的阿勒泰镇组(新疆维吾尔自治区地质矿产局，1978[1])中；而Wang等(2006)认为该区域存在很多元古宙—奥陶纪时期的老地层(陆壳残片)。沿岩体与地层(灰岩或大理岩化灰岩)的接触带以及岩体内透镜状的地层捕掳体与岩体接触带常有小的铁矿体(床)呈串珠状产出，断续延伸超过10 km。从这些铁矿床(点)的矿床地质特征判断其均属于典型的接触交代矽卡岩型铁矿。由于铁矿床规模不大，前人未对岩体及矿床进行研究，对于矿床的形成时代、成因和构造背景还不清楚。本文对萨尔布拉克铁矿区的岩体进行年代学和地球化学研究，不仅可以确定岩体形成时代、限定萨尔布拉克铁矿床的成矿时代、为区域地层的时代厘定提供依据，也能为研究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。

注：本文为国家重点基础研究发展计划项目(编号2007CB411302)、中央级公益性科研院所基本科研业务费专项资金项目(编号K0811)、国家自然科学基金项目(编号40672065)、“十一五”国家科技支撑计划项目(编号2006BAB07B02-01、05)和国土资源大调查项目(编号1212010786006)联合资助成果。

收稿日期：2009-02-20；改回日期：2009-08-03；责任编辑：周健。

作者简介：刘锋，男，1968年生。博士生，高级工程师，主要从事金属矿床及同位素地球化学的研究工作。电话：010－68999096；Email：lf128743@163.com。

1 区域地质背景

中国境内阿尔泰位于西伯利亚板块(何国琦等,2004)(图 1)。北部诺尔特泥盆纪—石炭纪上叠火山-沉积盆地位于红山嘴-诺尔特断裂以北一带,主要由中晚泥盆世—早石炭世火山-沉积岩组成,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)。中部喀纳斯-可可托海古生代岩浆弧位于红山嘴-诺尔特断裂与阿巴宫断裂、巴寨断裂之间,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。时代以早泥盆世为主,少数中奥陶世岩体(如阿巴宫岩体,462.5 Ma;刘锋等,2008)。

南阿尔泰主要由上志留统—下泥盆统康布铁堡组(柴凤梅等,2008)和中泥盆统阿勒泰镇组变质火山-沉积岩系组成,其次是石炭纪火山-沉积岩系。康布铁堡组、阿勒泰镇组和中泥盆统阿舍勒组海相火山岩主要分布在 4 个 NW 向斜列的火山沉积盆地中,从 NW 至 SE 依次为阿舍勒盆地、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、金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、二叠纪;少数岩体形成于中奥陶世(切木切克岩体,462 Ma;Wang et al., 2006)和侏罗纪。

2 岩体地质概况及岩石学

萨尔布拉克铁矿区线性小岩体群位于新疆阿勒泰市南东约 50 km 的萨尔布拉克村一带。大地构造上属西伯利亚板块的南阿尔泰晚古生代活动陆缘的南阿尔泰的克兰泥盆纪—石炭纪弧后盆地(图 1)。岩体侵入地层为前泥盆系(见下文)。岩性为变质程度较浅的变砂岩、浅粒岩、灰黑色片岩、千枚岩夹大理岩化灰岩透镜体,少量片麻岩。岩体岩性为灰色、肉红色细粒含黑云母二长花岗岩、含二云母二长花岗岩,岩石普遍具似片麻状构造,显示受到构造变形作用影响,但变形程度较弱。岩体均呈小的线状体沿区域构造线方向展布,形成线性小岩枝群(图 2)。铁矿体即产于岩体与大理岩化灰岩透镜体或捕

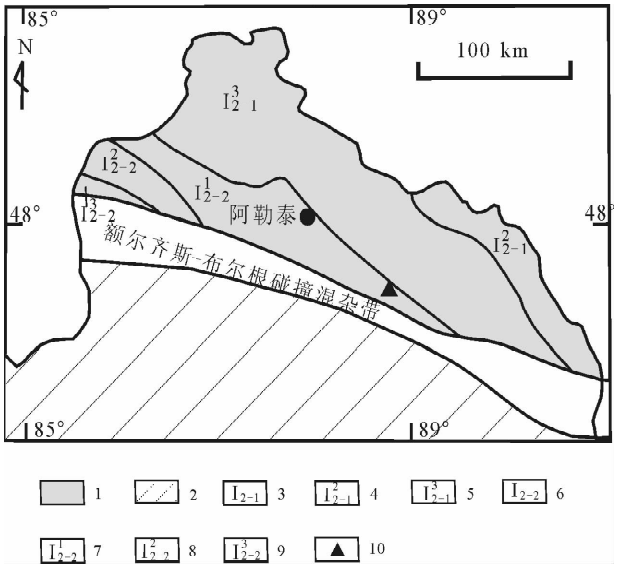

图 1 中国阿尔泰区域地质构造单元图
(据何国琦等,2004 修改)

Fig. 1 The regional tectonic units for Altay orogen in China (modified from He Guoqi et al., 2004)

1—西伯利亚板块;2—哈萨克斯坦-准噶尔板块;3—北阿尔泰早古生代陆缘活动带;4—诺尔特泥盆纪—石炭纪上叠火山-沉积盆地;5—喀纳斯-可可托海古生代岩浆弧;6—南阿尔泰晚古生代活动陆缘;7—克兰早泥盆世—石炭纪弧后盆地;8—卡尔巴-纳雷姆石炭纪—二叠纪岩浆弧;9—西卡尔巴石炭纪弧前盆地;10—萨尔布拉克铁矿及岩体位置

1—Sinerian Sayan block; 2—Kazakhstan-Junggar block; 3—Early Paleozoic active belt of continental edge in North Altaid; 4—Nurter Devonian—Carboniferous volcanic sedimentary basin; 5—Kanas-Keketuohai Paleozoic Magma-arc; 6—Late Paleozoic active belt of continental edge in Southern Altaid; 7—Kelan Devonian—Carboniferous back-arc basin; 8—Kerba-Naleimu Carboniferous—Permian magma-arc; 9—Xikaerba Carboniferous fore-arc basin; 10—the location of Serbulak iron deposit and plutons

掳体的接触带,呈串珠状分布。

定年样品为变质细中粒含白云母黑云母花岗岩:灰白—浅肉红色,变余细中粒花岗结构,似片麻状构造;主要矿物有微斜长石(40%~45%)、斜长石(30%)、石英(20%~25%)、黑云母(10%)和少量白云母,磁铁矿、锆石为副矿物,局部见次生矿物绢云母、绿泥石。微斜长石呈他行粒状、半自形板状杂乱分布,具格子双晶,大小 0.5~3 mm,局部交代斜长石,见包有黑云母和细粒斜长石。斜长石呈他行粒状—近半自形板状杂乱分布,具环带构造,表现为内外消光不一致;大小 0.5~3 mm,局部轻微绢云母化,有些被微斜长石交代,见交代蠕英、净边和蚕蚀结构。石英呈他行粒状,分布于长石间,大小 0.4~3 mm,粒

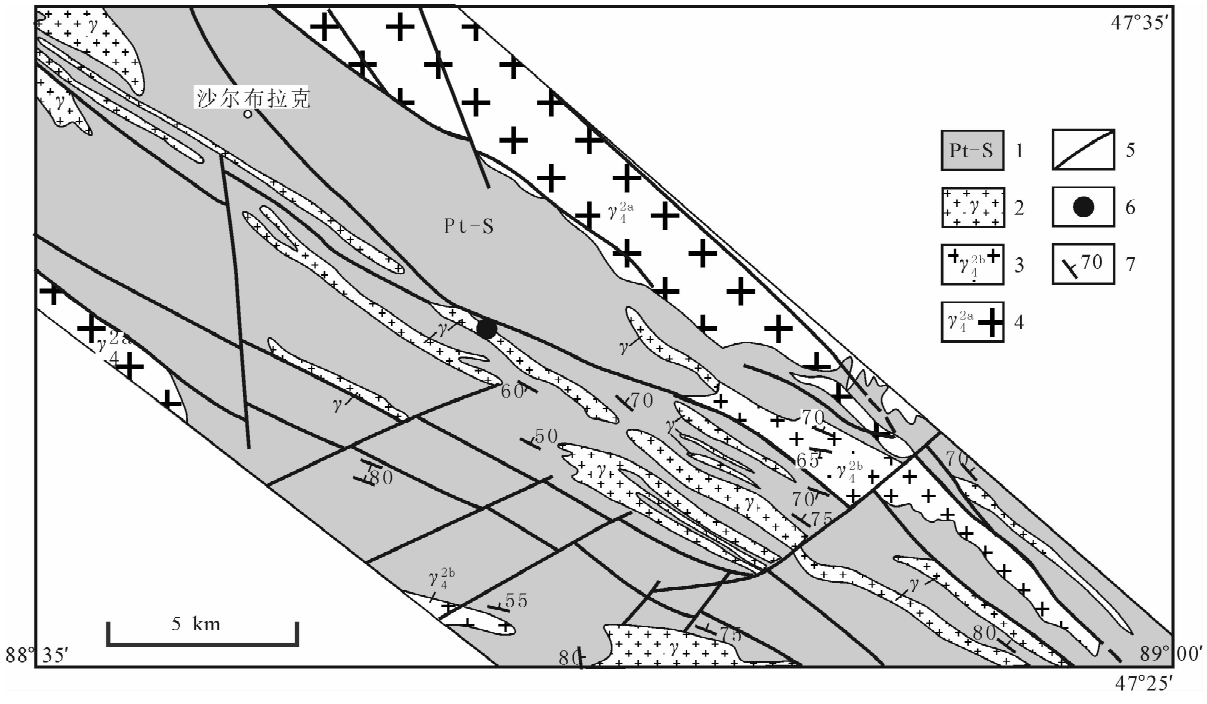

图 2　萨尔布拉克一带地质图(据阿勒泰幅 1∶20 万地质图编绘,1978)

Fig. 2　The geological graphics in Serbulak area (modified from 1/200000 scale Aletay geological map)

1—元古宙—志留纪地层;2—似片麻状线性花岗岩;3—花岗斑岩;4—中粒黑云母花岗岩;5—断层;6—铁矿位置;7—产状

1—Proterozoic—Silurian;2—the linear gneissoid-granite;3—granite-porphyry;4—the medium-grained biotite granite;5—fault;6—the location of the iron deposit;7—attitude

内波状消光。黑云母、白云母呈鳞片状,直径 0.15～0.7 mm,星散状分布;黑云母褐黄色,多色性、吸收性明显,白云母细长片状,常见穿切黑云母。

3　样品及分析方法

测年样品采自铁矿体附近岩体,坐标为:N47°29′25″ E88°44′42″。沿串珠状铁矿体附近的岩体不同部位采集新鲜未蚀变的 10 件具有代表性样品,进行岩石地球化学分析。

锆石单矿物的挑选、岩石化学样品破碎由河北省廊坊市科大技术服务公司完成。锆石样品靶的制作和锆石阴极发光照相在北京离子探针中心进行。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、标定样品的 U、Th、Pb 含量。普通铅根据实测的^{204}Pb 进行校正。年龄计算和图解使用 SQUID (1.02)和 ISOPLOT 程序(Ludwig,1999)。同位素比值误差为 1σ,加权平均年龄具 95%的置信度。年龄值选用^{206}Pb/^{238}U 年龄。

岩石化学主量、微量稀土元素的分析由中国科学院地质与地球物理研究所测试中心完成。主量元素分析仪器为 XRF-1500 型 X 荧光光谱仪;微量稀土元素用 Finnigan MAT 公司制造的 ICP-Ms ELEMENT 分析。

4　测试结果

4.1　年代学

所采样品中锆石颗粒在透反射光下大多为无色或浅黄褐色,半透明;部分颗粒破碎,颗粒边部稍有磨圆,表面常见裂纹,晶体内常见暗色不透明包裹体;锆石晶体大小 180～300 μm,一般 200～250 μm,长宽比 2∶1～3∶1,一般自形程度较好,呈柱状、板状或短柱状,少量细长柱状,表面较光滑;也有些锆石表面粗糙,裂纹较多。阴极发光图像显示(图 3),样品中的锆石晶体内部均发育较好的振荡环带结构,是典型的岩浆成因锆石。通过透射光、反射光和阴极发光图像研究,在样品中选择了 15 颗锆石进行了 15 次 SHRIMP U-Pb 分析,年龄分析结果列于表 1。

萨尔布拉克铁矿区花岗岩体中锆石 U 含量变化于 110×10^{-6}～932×10^{-6},Th 含量 55×10^{-6}～356×10^{-6},Th/U比值为0.10～0.66,且Th、U之

表 1 萨尔布拉克花岗岩锆石 U-Pb SHRIMP 测年数据

Table 1 U-Pb SHRIMP zircon data of Serbulak granite

点号	U ($\times10^{-6}$)	Th ($\times10^{-6}$)	$^{232}Th/^{238}U$	$^{206}Pb^*$ ($\times10^{-6}$)	$^{206}Pb_c$(%)	$^{206}Pb^*/^{238}U$	±%	$^{207}Pb^*/^{235}U$	±%	$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±%	$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄(Ma)	±1σ
SEB-26-1.1	932	356	0.39	51.8	0.20	0.06	1.7	0.48	2.3	0.05	1.6	403.0	6.6
SEB-26-2.1	594	192	0.33	33.9	0.54	0.07	1.7	0.51	4.2	0.06	3.8	412.1	7.0
SEB-26-3.1	512	191	0.39	29.6	0.45	0.07	1.8	0.52	5.4	0.06	5.1	418.0	7.2
SEB-26-4.1	255	87	0.35	15.0	1.33	0.07	1.9	0.51	7.8	0.05	7.6	421.0	7.8
SEB-26-5.1	406	200	0.51	23.0	0.54	0.07	1.8	0.50	3.7	0.06	3.2	409.0	7.1
SEB-26-6.1	587	208	0.37	33.7	0.73	0.07	1.7	0.50	6.5	0.05	6.2	414.2	7.2
SEB-26-7.1	202	74	0.38	11.5	1.00	0.07	1.9	0.53	6.6	0.06	6.3	410.5	7.8
SEB-26-8.1	338	170	0.52	19.2	0.80	0.07	1.8	0.51	5.0	0.06	4.7	408.8	7.3
SEB-26-9.1	281	141	0.52	16.3	1.05	0.07	1.8	0.53	7.6	0.06	7.3	416.4	7.6
SEB-26-10.1	285	184	0.66	15.8	1.36	0.06	1.8	0.44	8.0	0.05	7.7	398.3	7.3
SEB-26-12.1	411	181	0.45	22.9	0.89	0.06	1.8	0.47	4.6	0.05	4.3	402.0	7.2
SEB-26-12.1	110	55	0.51	6.2	2.26	0.07	2.1	0.52	16.7	0.06	16.6	398.0	9.1
SEB-26-13.1	157	74	0.49	9.0	1.97	0.07	2.0	0.54	12.2	0.06	12.0	409.4	8.2
SEB-26-14.1	709	67	0.10	29.3	0.41	0.05	1.7	0.36	4.8	0.06	4.5	301.2	5.2
SEB-26-15.1	229	96	0.43	13.2	0.99	0.07	1.9	0.50	6.0	0.05	5.6	415.4	7.7

注：$^{206}Pb_c$(%)指普通^{206}Pb 占总^{206}Pb 中的百分比，Pb* 表示放射成因 Pb。

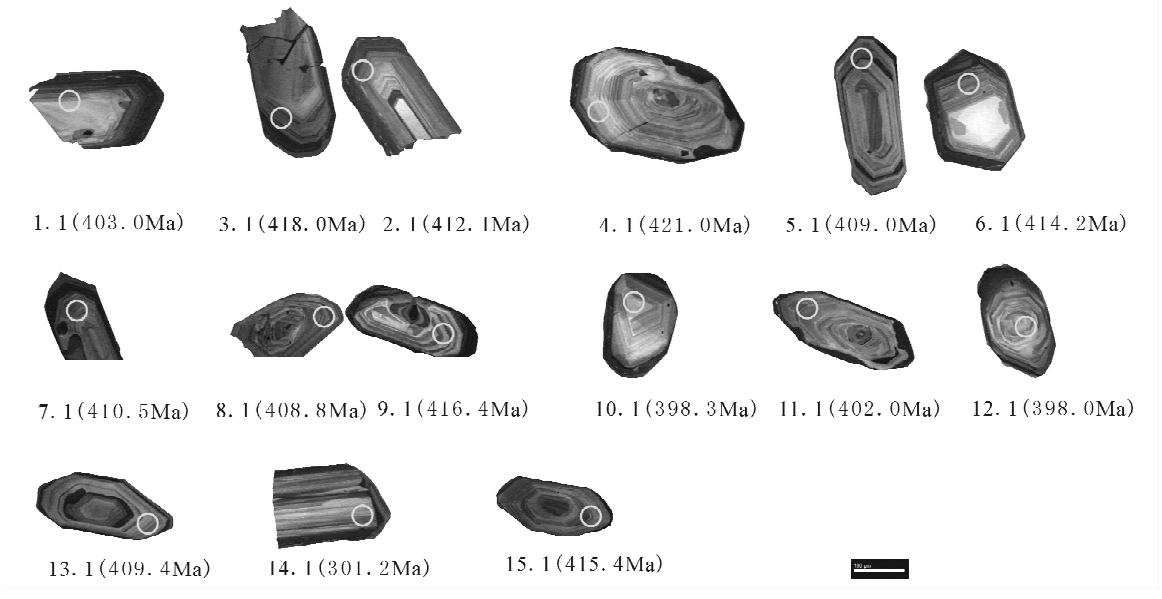

图 3 萨尔布拉克花岗岩中锆石的阴极发光图(图中比例尺为 100 μm)

Fig. 3 Cathode light images of the zircons from Serbulak granite (Scale in figure is 100 μm)

间正相关性良好，表明了锆石为岩浆成因(Claesson et al.，2000；Belousova et al.，2002)。14 个测点都位于谐和线上或附近，有 1 个点(14.1)偏离其他成群分布的测点较远，年龄也偏低，$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 301.2 Ma。其原因可能是放射性成因铅丢失导致年龄数据偏低，因此该年龄不参加年龄计算。14 个点在锆石 SHRIMP U-Pb 年龄谐和图上集中成群分布(图 4)，基本给出一致的$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄，集中在 398.0～421.0 Ma。14 个测点的$^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为 410±4 Ma (MSDW=0.88)，即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，萨尔布拉克花岗岩体各主量成分含量均变化不大；具有较高的 SiO_2 (73.14%～74.83%)、偏碱性(Na_2O+K_2O=5.78%～7.40%)特征；在 SiO_2/K_2O 图解上(图略)，样品点集中于钙碱性系列向高钾钙碱性系列过渡区域。Na_2O、K_2O 成分接近，Na_2O/K_2O=0.83～1.63，多

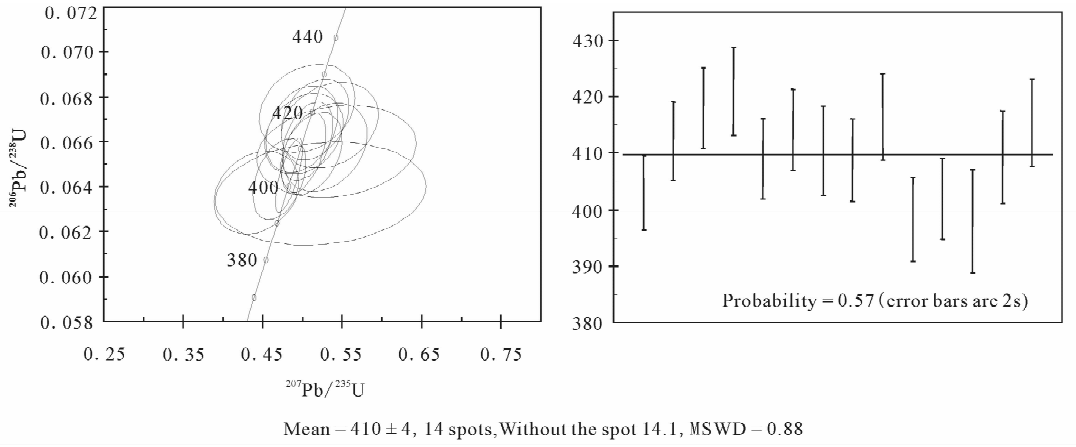

图 4　萨尔布拉克花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄谐和图

Fig. 4　Zircon SHRIMP U-Pb concordia diagrams of Serbulak granite

集中于 1 附近。岩石具有中等的 Al_2O_3 含量,变化于 13.70%～14.34%。铝过饱和指数[A/CNK = $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$摩尔比]均大于 1,变化于 1.07～1.14,[A/NK = $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$摩尔比]为 1.36～1.67,在 ACNK-ANK 图解中,位于过铝质—强过铝质分界附近(图 5)。

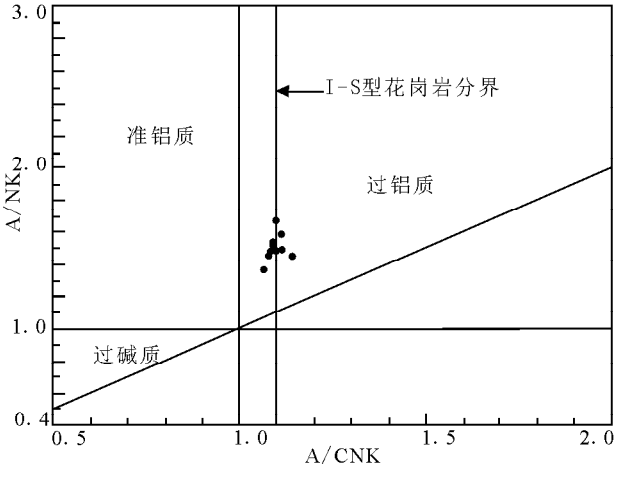

图 5　萨尔布拉克花岗岩体 A/CNK-A/NK 图解
(据 Peccerillo and Taylor, 1976)

Fig. 5　A/CNK-A/NK diagrams of Serbulak granite
(after Peccerillo and Taylor, 1976)

4.3　稀土及微量元素

萨尔布拉克花岗岩体稀土元素总量高,变化于 206.91×10^{-6}～371.95×10^{-6} 之间,LREE/HREE = 6.76～8.78,$(La/Yb)_N$ = 5.04～7.51,表明轻稀土中等富集,重稀土亏损。$(La/Sm)_N$ = 3.72～4.38,$(Gd/Yb)_N$ = 1.27～1.79,显示轻、重稀土元素各自分馏特征不同,轻稀土元素分馏明显强于重稀土元素,重稀土元素分馏不明显。δEu = 0.35～0.47,表现出显著铕的负异常特征,可能是由于成岩母岩浆曾经发生过较强的斜长石分离结晶作用或者部分熔融过程中有斜长石的残留。在稀土元素球粒陨石标准化分布模式图解(图 6a)上,各样品配分曲线型式一致,均呈明显的右倾,表明它们为同源产物;轻稀土富集,重稀土亏损,具有中等负铕异常明显的"V"字型;轻稀土具一定的斜率,而重稀土很平缓。

由微量元素含量(表 2)和原始地幔标准化蛛网图(图 6b)显示,岩体微量元素含量一般相对原始地幔值高出十到一百多倍。Ti 含量很低,接近于原始地幔值;Ta、Nb、Sr、P 含量相对较低,分别为 0.26×10^{-6}～0.66×10^{-6}、4.12×10^{-6}～11.13×10^{-6}、113.69×10^{-6}～164.35×10^{-6}、258×10^{-6}～353×10^{-6};亲石元素 Th、U 等含量较高,分别为 26.59×10^{-6}～45.82×10^{-6}、3.10×10^{-6}～4.29×10^{-6};高场强元素 Zr、Hf、La、Ce 等相对较为富集,变化于 187.97×10^{-6}～318.51×10^{-6}、6.10×10^{-6}～10.90×10^{-6}、42.71×10^{-6}～78.04×10^{-6}、83.27×10^{-6}～150.36×10^{-6}。各样品在原始地幔标准化蛛网图上表现出近乎一致的分布模式,Th、U、La、Ce、Nd、Zr、Hf 元素相对正异常,Ba、Nb、Ta、Sr、P、Ti 元素相对亏损,具有明显的负异常。

5　讨论

5.1　萨尔布拉克岩体形成时代及其对地层和成矿时代的限制

萨尔布拉克铁矿区附近花岗岩出露广泛,特别是一些线状分布的小花岗岩体。它们与萨尔布拉克

表 2 萨尔布拉克岩体主量元素(%)、稀土元素($\times10^{-6}$)和微量元素($\times10^{-6}$)化学成分

Table 2 Chemical compositions of major elements (%), trance elements ($\times10^{-6}$) and rare earth elements ($\times10^{-6}$) of the Serbulak pluton

样号	SEB-10	SEB-11	SEB-12	SEB-13	SEB-14	SEB-15	SEB-16	SEB-17	SEB-18	SEB-19
SiO_2	73.81	73.14	73.39	73.23	74.83	74.03	73.89	73.32	73.32	74.27
TiO_2	0.14	0.25	0.27	0.28	0.26	0.18	0.24	0.25	0.18	0.17
Al_2O_3	14.14	14.18	14.34	13.70	13.83	14.34	14.15	14.25	14.34	14.24
TFe_2O_3	2.20	2.07	2.18	2.23	1.72	1.46	1.77	1.92	1.58	1.81
FeO	0.98	1.16	1.18	1.48	1.17	1.01	1.11	1.37	1.14	1.12
MnO	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02
MgO	0.66	0.62	0.61	1.07	0.91	0.73	0.88	1.00	0.67	0.49
CaO	2.06	1.86	1.99	1.68	2.37	2.01	1.41	2.08	1.86	1.56
Na_2O	3.70	3.44	3.52	3.14	3.58	3.53	3.76	3.56	3.41	4.41
K_2O	2.90	3.57	3.43	3.76	2.19	3.43	3.33	2.89	3.95	2.99
P_2O_5	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07
LOI	0.52	0.60	0.20	0.54	0.30	0.28	0.56	0.44	0.68	0.20
TOTAL	100.22	99.81	100.01	99.74	100.10	100.10	100.08	99.82	100.09	100.24
A/CNK	1.09	1.10	1.09	1.11	1.10	1.09	1.14	1.11	1.08	1.07
A/NK	1.53	1.49	1.51	1.48	1.67	1.51	1.44	1.58	1.45	1.36
Na_2O+K_2O	6.61	7.00	6.95	6.90	5.78	6.96	7.10	6.46	7.35	7.40
Li	6.85	6.16	6.08	8.52	0.06	7.89	7.44	1.54	6.79	10.64
Be	1.57	1.26	0.83	0.73	0.81	1.47	0.78	1.60	0.89	0.55
Sc	4.95	5.38	4.55	8.43	6.44	6.56	7.57	6.65	5.54	4.73
V	15.67	28.55	26.05	24.57	24.31	15.96	20.55	21.00	16.30	18.28
Cr	6.79	6.05	5.52	2.94	3.31	7.36	129.04	3.12	2.09	2.71
Co	1.88	3.09	2.77	3.61	3.44	2.32	3.92	3.02	1.87	1.95
Ni	3.78	4.33	1.57	1.83	1.70	4.74	90.81	3.01	0.60	0.50
Cu	1.61	8.46	6.48	1.69	1.89	1.43	5.15	3.69	3.26	1.92
Zn	25.29	29.49	28.04	30.00	26.14	22.94	91.28	25.65	24.14	28.83
Ga	18.68	19.22	19.24	19.44	19.12	19.12	18.65	18.73	18.02	17.32
Rb	67.97	83.80	79.05	106.18	66.25	80.74	84.81	76.73	97.01	57.22
Sr	131.98	164.35	164.30	140.73	139.90	148.64	156.36	134.60	142.69	113.69
Y	47.22	42.48	41.46	40.03	64.70	43.36	52.44	53.26	45.16	41.24
Zr	248.05	251.88	258.27	271.72	318.51	250.75	275.05	284.66	237.40	187.97
Nb	5.59	6.57	6.53	11.13	10.07	9.16	9.17	9.01	8.58	4.12
Cs	1.77	1.94	1.76	2.05	1.77	1.86	2.11	2.00	1.63	1.05
Ba	634.08	652.74	640.87	774.69	375.64	770.34	774.99	536.15	768.46	359.51
La	54.05	66.74	64.09	61.58	78.04	61.30	74.74	66.53	61.63	42.71
Ce	106.96	126.19	121.09	121.62	150.36	119.86	148.13	131.99	123.47	83.27
Pr	12.60	14.40	13.90	14.20	17.17	14.06	17.02	15.64	14.58	9.73
Nd	48.13	53.61	51.98	53.46	66.82	54.17	65.72	61.10	55.64	36.64
Sm	9.21	9.84	9.75	9.60	12.40	10.47	12.46	11.48	10.69	6.94
Eu	1.30	1.38	1.42	1.48	1.43	1.43	1.41	1.47	1.46	0.98
Gd	9.32	9.23	8.89	9.20	12.49	9.56	11.80	11.49	10.29	6.77
Tb	1.36	1.41	1.36	1.35	1.91	1.43	1.74	1.72	1.56	1.18
Dy	8.61	8.03	7.97	7.73	12.20	8.36	10.36	10.28	9.16	7.10
Ho	1.87	1.67	1.61	1.61	2.56	1.76	2.21	2.21	1.85	1.57
Er	5.25	4.59	4.51	4.40	7.23	4.82	5.98	5.95	5.00	4.29
Tm	0.77	0.67	0.70	0.64	1.10	0.71	0.87	0.88	0.72	0.67
Yb	5.09	4.75	4.68	4.25	7.14	4.69	5.83	5.94	4.80	4.40
Lu	0.79	0.72	0.71	0.67	1.10	0.72	0.93	0.91	0.73	0.69
ΣREE	265.29	303.23	292.66	291.78	371.95	293.33	359.21	327.59	301.56	206.91
LREE	232.24	272.15	262.22	261.94	326.23	261.29	319.49	288.20	267.45	180.26
HREE	33.05	31.08	30.43	29.84	45.73	32.04	39.72	39.39	34.11	26.66
LREE/HREE	7.03	8.76	8.62	8.78	7.13	8.15	8.04	7.32	7.84	6.76
La_N/Yb_N	5.63	7.26	7.09	7.51	5.66	6.90	6.64	6.01	6.99	5.04
δEu	0.42	0.44	0.46	0.47	0.35	0.43	0.35	0.39	0.42	0.43
Hf	7.76	7.54	7.93	8.41	10.91	8.49	9.68	9.34	7.59	6.10
Ta	0.37	0.48	0.42	0.55	0.52	0.66	0.55	0.51	0.48	0.26
Tl	0.33	0.38	0.37	0.48	0.33	0.39	0.42	0.38	0.45	0.30
Pb	14.14	18.35	18.23	15.13	12.67	16.02	22.78	14.34	17.13	22.44
Bi	0.15	0.10	0.06	0.03	0.05	0.21	0.08	0.06	0.06	0.03
Th	33.39	36.58	37.93	28.49	45.82	38.24	45.25	38.05	36.29	26.59
U	3.11	3.10	3.11	3.38	4.29	4.13	3.41	4.23	3.95	3.30

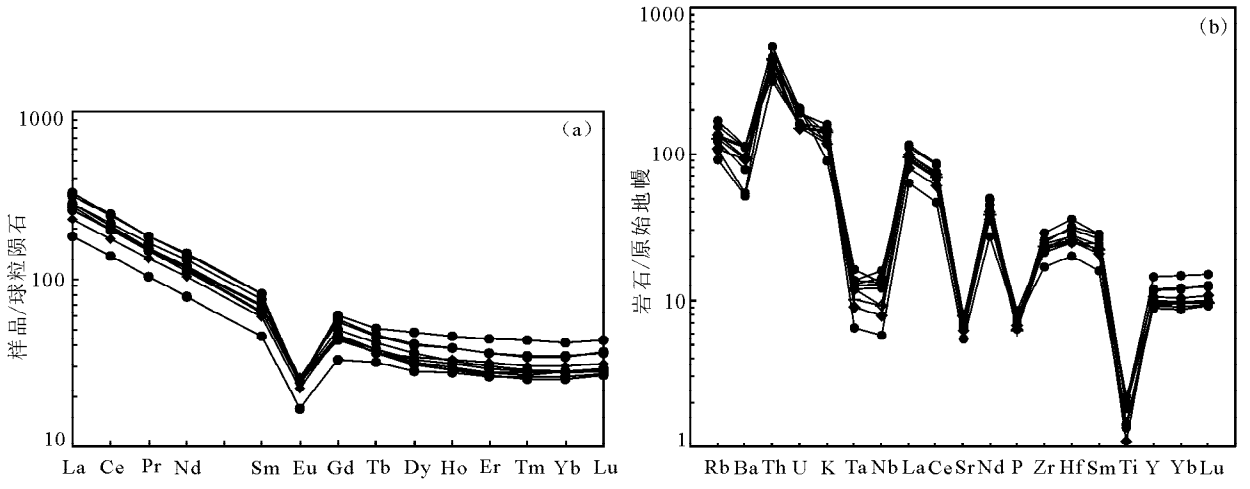

图 6　萨尔布拉克花岗岩稀土球粒陨石标准化图解(a)和微量元素原始地幔标准化蛛网图(b)
(球粒陨石、原始地幔数据取自 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 6　Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element spider diagrams of Serbulak granite (b) (chondrite and primitive mantle content from Sun and McDonough, 1989)

矽卡岩铁矿床的形成有密切成因关联,但对其研究十分薄弱,缺乏年龄等资料。前人(新疆维吾尔自治区地质矿产局,1978❶)根据岩体特征及岩体与地层的接触关系将这些线性花岗岩体划为海西中晚期,侵入于被认为是中泥盆统的阿勒泰镇组。

本次对萨尔布拉克铁矿附近线性似片麻状花岗岩中的锆石进行了 SHRIMP U-Pb 年龄测定,给出 410±4 Ma (MSDW=0.88)的成岩年龄,可以代表岩体的侵位时代,为志留纪末期—早泥盆世早期岩体。显然,这一年龄远大于前人认为的海西中晚期侵入时代。萨尔布拉克岩体侵入于周围的地层中,限定地层应该先于该岩体形成;由此,岩体侵入的地层形成时代应该早于 410 Ma,属于前泥盆纪地层,而不是前人认为的中泥盆统。Wang 等(2006)认为本区区域上普遍存在老的陆壳残片,本区地层是否为陆壳残片? 其精确时代确定有待进一步研究。萨尔布拉克铁矿为典型的接触交代型矽卡岩矿床,铁矿的形成与该岩体有直接的成因联系,因此,铁矿床形成于岩体侵入期或略晚于侵入期,即岩体形成年龄 410 Ma 是铁成矿时代的下限,为晚志留世末期—早泥盆世早期成矿。

大量的锆石 SHRIMP U-Pb 法和锆石 LA-ICPMS U-Pb 法测得的花岗岩类的成岩时代及其研究表明,阿尔泰南缘分布的许多同造山花岗岩类形成于晚志留世—早泥盆世早期,和本区线性花岗岩属于同时代产物。如铁列克岩体(403 Ma,童英等,2005)、喀纳斯岩体(398 Ma)、琼库尔岩体(399 Ma)(童英等, 2007)、冲乎尔盆地北岩体(413 Ma,曾乔松等,2007)、阿舍勒岩体(413 Ma)、塔尔浪岩体(412 Ma)(Yuan et al., 2007)、阿维滩岩体(400 Ma)、库尔提岩体(416 Ma)、可可托海岩体(399 Ma、409 Ma)(Wang et al., 2006)、蒙库岩体(400～404 Ma,杨富全等,2008)。同时阿尔泰南缘分布的康布铁堡组中大量的酸性火山岩(变质流纹岩)也形成于晚志留世—早泥盆世(412.6 Ma,柴凤梅,2008)。这些花岗岩类和酸性火山岩分布范围很广,多沿区域构造线分布,均经历了区域变形作用,片麻状构造或矿物定向构造不同程度发育,表明阿尔泰南缘在晚志留世—早泥盆世早期岩浆、构造活动非常发育,阿尔泰造山作用强烈,410 Ma 左右处于顶峰时期。因此,这一时期岩浆作用在中亚造山带演化中扮演着非常重要的角色。

阿尔泰南缘古生代岩浆活动频繁,同时也伴随着强烈的构造变形作用。本区西部的阿巴宫花岗岩体(462.5 Ma,刘锋等,2008)具有很强的片麻状构造,岩石学特征表明岩体就位后不久即发生强烈的区域构造变形作用。本区的萨尔布拉克岩体变形程度明显弱于阿巴宫岩体,表明本区在 462～410 Ma 左右经历了一期由强到弱的区域构造变形作用。这与 Wang 等(2006)对阿尔泰南缘区域构造变形期的认识相一致。杨富全等(2008)在研究了蒙库岩体和蒙库铁矿后认为,蒙库岩体侵入及铁矿成矿后不久,区域上又发生强烈的构造变形作用。岩体中片麻状构造发育,矽卡岩及矿体也发生了较强变形即是最

有力的证据。由此可见,阿尔泰南缘大量的 410～400 Ma 左右形成的花岗岩类不是形成于构造变形最强烈时期,而是在构造变形作用由强变弱或者由弱转强时期侵入就位。

5.2 岩体形成的构造环境探讨

花岗岩侵入体的形成受构造环境的影响和控制,具体表现在矿物组合、主量元素、微量及稀土元素有不同的组合、变化特征,尤其花岗岩中的稀土及微量元素特征明显受其成岩的构造环境制约。研究表明,较高的 Th/Ta 值可以反映俯冲带岩浆作用(Rogers and Hawkesworth, 1989);萨尔布拉克花岗岩 Th/Ta 值极高,达到 51.4～101.5,暗示萨尔布拉克岩体的形成与俯冲带有关。该岩体中 Sr、Ti、Ba、P、Nb、Ta 等明显的负异常和 Th、U、La、Zr、Hf 等的正异常则与造山带弧岩浆作用形成的钙碱性系列岩石特征相符(Wilson, 1989; Rollinson, 1993),而且反映岩体可能涉及陆壳熔融成因(Wang et al., 2006)。通常板内环境下形成的酸性岩类表现为 LREE 强烈的富集,整体配分曲线为陡右倾,而弧环境下形成的酸性岩类 HREE 表现为平坦型,LREE 从弱亏损到富集,Eu 负异常(王中刚等,1989)。因此,萨尔布拉克岩体的稀土配分型式反映岩体形成可能与弧环境有关。

目前,前人对阿尔泰造山带构造演化有多种认识,但多数对其晚志留世—泥盆纪时期的构造环境存在共识,即阿尔泰晚志留世—泥盆纪处于活动大陆边缘,岩浆活动与板块俯冲有关(Windley et al., 2002; Xu et al., 2003; Xiao et al., 2004; Wang et al., 2006;牛贺才等,2006; Yuan et al., 2007;杨富全等,2008)。

杨富全等(2008)将蒙库岩体(404 Ma)与阿尔泰库尔提蛇绿岩中斜长花岗岩、典型大陆弧花岗岩类(Chile)以及洋脊花岗岩类(Troodos)进行对比研究,发现蒙库岩体岩石地球化学特征与库尔提蛇绿岩中的斜长花岗岩以及典型大陆弧花岗岩类较为相似,而与洋脊花岗岩类有明显区别,认为蒙库岩体形成于早泥盆世早期与板块俯冲作用有关的活动大陆边缘的陆弧环境,是在板块俯冲过程中洋壳的铁镁质岩石熔融形成的。其同位素特征也显示物源以幔源物质为主,有少量陆壳物质的混入,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—中古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。

对比可以看出,萨尔布拉克岩体和蒙库岩体主量成分基本相似,K 含量有差别。蒙库岩体低 K,萨尔布拉克岩体相对高 K,其余变化不大。这可能是由于各自壳源成分或所占比例不同导致的。二者稀土元素分布曲线型式、微量元素原始地幔标准化蛛网图曲线分布型式特征具有很好的相似性:轻稀土富集,有一定斜率,重稀土亏损,曲线很平缓,具有中等负铕异常;Th、U、La、Ce、Nd、Zr、Hf 元素相对正异常,Ba、Nb、Ta、Sr、P、Ti 元素相对亏损,具有明显的负异常。这表明它们应该具有相似的构造背景,形成于与板块俯冲有关的活动大陆边缘的陆弧环境。

萨尔布拉克岩体与蒙库岩体形成时代接近,空间位置相近,形成于相同的与板块俯冲有关的活动大陆边缘的陆弧环境,因此它们相似的地球化学特征可能源于相似的物源条件。在不相容元素洋脊花岗岩标准化蛛网图(图 7)上,萨尔布拉克岩体曲线型式与蒙库岩体较为相似,仅前者 K、Rb、Ba、Th 相对较高,可能反映了该岩体相对蒙库岩体有较多的陆壳成分加入。Nb-Y 和 Ta-Yb 图解(图 8)显示,样品点均落在火山弧和洋脊花岗岩交界附近。以上特征表明萨尔布拉克花岗岩也同样可能是板块俯冲过程中洋壳铁镁质岩石熔融形成,有陆壳成分的加入。

总之,岩石地球化学特征表明,萨尔布拉克花岗岩体具有俯冲带花岗岩类的特征,形成于与板块俯冲有关的活动大陆边缘的陆缘弧环境中,可能是洋

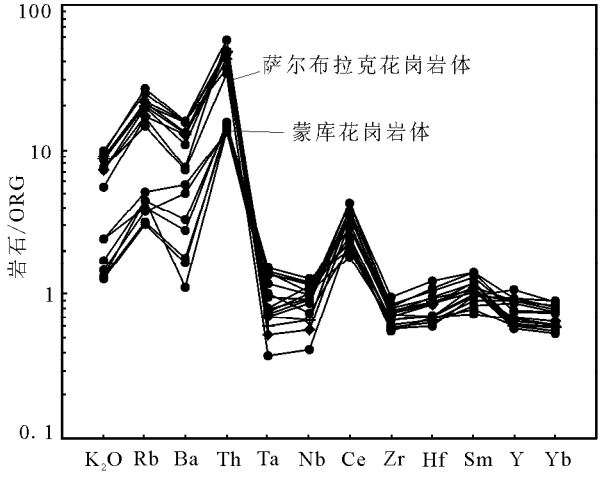

图 7 萨尔布拉克岩体和蒙库岩体不相容元素洋脊花岗岩标准化蛛网图(蒙库岩体数据据杨富全等,2008;洋脊花岗岩据 Pearce et al., 1984)

Fig. 7 Ocean Ridge Granite-normalized incompatible element spiderdiagrams for Serbulak and Mengku plutons (Mengku pluton from Yang Fuquan et al., 2008; Ocean Ridge Granite from Pearce et al., 1984)

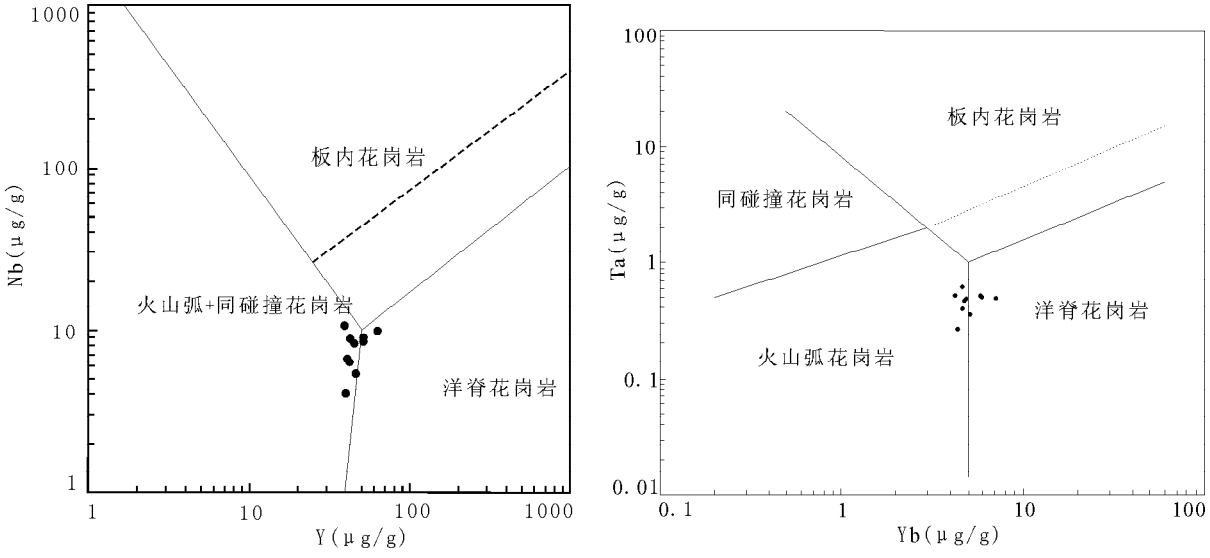

图 8　萨尔布拉克花岗岩的 Nb-Y 和 Ta-Yb 图解(据 Pearce et al. , 1984)

Fig. 8　Nb-Y and Ta-Yb diagrams of Serbulak granite (after Pearce et al. , 1984)

壳铁镁质岩石在板块俯冲过程中熔融形成,且有陆壳物质的加入。

6　结论

(1)萨尔布拉克铁矿区黑云母花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 410 ± 4 Ma(MSDW = 0.88),为志留纪末期—早泥盆世早期岩体,不是前人认为的海西中晚期侵入。岩体侵入的地层形成时代应该早于 410 Ma,属于前泥盆纪地层,不属于前人认为的中泥盆统。与该岩体有直接成因联系的萨尔布拉克铁矿床形成于岩体侵入期或略晚于侵入期,为晚志留世末期—早泥盆世早期成矿。

(2)阿尔泰南缘大量的 410～400 Ma 左右形成的花岗岩类表明阿尔泰南缘在晚志留世—早泥盆世早期岩浆、构造活动非常发育,阿尔泰造山作用非常强烈,410 Ma 左右处于顶峰时期。

(3)萨尔布拉克岩体具有较高的 SiO_2(73.14%～74.83%)、偏碱性($Na_2O + K_2O = 5.78\% \sim 7.40\%$)特征;$Na_2O/K_2O$ 值接近于 1,属于钙碱性系列向高钾钙碱性过渡系列;铝过饱和指数均大于 1,变化于 1.07～1.14,为过铝质。稀土元素总量高,变化于 $206.91\times10^{-6} \sim 371.95\times10^{-6}$ 之间;轻稀土富集,重稀土亏损;轻稀土分馏明显,重稀土分馏不明显,具有中等负铕异常。微量元素 Th、U、La、Ce、Nd、Zr、Hf 相对正异常,Ba、Nb、Ta、Sr、P、Ti 元素相对亏损,具有明显的负异常。

(4)区域地质背景和地球化学特征表明萨尔布拉克花岗岩体具有俯冲带花岗岩类的特征,形成于与板块俯冲有关的活动大陆边缘的陆缘弧环境中,可能是洋壳铁镁质岩石在板块俯冲过程中熔融形成,且有陆壳物质的混入。

致谢:野外工作得到合洋矿业的大力支持和帮助;锆石样品制靶、SHRIMP U-Pb 测年工作得到北京离子探针中心的帮助;岩石化学测试由中国科学院地质与地球物理研究所固体地球化学实验室靳新娣和李禾老师完成,在此一并致以衷心的感谢。

注　释

❶ 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.

参　考　文　献

柴凤梅,毛景文,董连慧,杨富全,刘锋,耿新霞,杨宗喜,黄承科. 2008. 新疆阿尔泰南缘阿巴宫铁矿区康布铁堡组变质火山岩年龄及地质意义. 地质学报,82(11):1592～1601.

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.

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.

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.

刘锋,李延河,毛景文,杨富全,柴凤梅,耿新霞,杨宗喜. 2008. 阿尔泰造山带阿巴宫花岗岩体锆石 SHRIMP 年龄及其地质意义. 地球学报, 29(6): 795～804.

牛贺才,于学元,许继峰,单强,陈繁荣,张海祥,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.

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,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.

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.

王中刚,于学元,赵振华,等.1989.稀土元素地球化学.北京:科学出版社,1～535.

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.

杨富全,毛景文,闫升好,刘锋,柴凤梅,周刚,刘国仁,何立新,耿新霞,代军治.2008.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.地质学报,82(4):485～499.

袁峰,周涛发,岳书仓.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,王式洸,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质岩体的锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其构造意义.岩石学报,23(8):1921～1932.

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.

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.

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.

Claesson S, Vetrin V, Bayanova T, et al. 2000. U-Pb zircon age from a Devonian carbonatite dyke, Kola peninsula, Russia: a record of geological evolution from the Archaean to the Palaeozoic. Lithos, 51(1～2): 95～108.

Ludwig K R. 1999. Isoplot/Ex, version 2.0: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Geochronology Center, Berkeley, Special Publication 1a.

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.

Peccerillo R, Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Tuekey. Contrib. Mineral. Petrol., 58: 63～81.

Rogers G, Hawkesworth C J. 1989. A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge. Earth Planet. Sci. Lett., 91: 271～285.

Rollinson H R. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. New York: Longman Publishing Group, 174～206.

Sengör A M C, Natal'in B A, Burtman V S. 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia. Nature, 364(22): 299～307.

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.

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.

Wilson M. 1989. Igneous Petrogenesis. London: Unwin Hyman Press, 295～323.

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.

Zou T R, Cao H Z, Wu B Q. 1989. Orogenic and anorogenic granitoids of Altay mountains of Xinjiang and their discrimination criteria. Acta Geologica Sinica, 2(1): 45～64.

The Chronology and Geochemistry of the Granite from the Serbulak Iron Deposit in the Southern Margin of Altay, Xingjiang

LIU Feng[1)], YANG Fuquan[1)], LI Yanhe[1)], GUO Zhenglin[2)],
CHAI Fengmei[1,3)], GENG Xinxia[1)], ZHANG Zhixing[1)]

1) *Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing*, 100037;
2) *No. 706 Geological Team of the Xinjiang Nonferrous Geoexploration Bureau, Altay, Xingjiang*, 830065;
3) *School of Resource and Environment, Xinjiang University, Urumqi*, 830046

Abstract

SHRIMP U-Pb zircon dating on the granite from the Serbulak iron deposit district in the southern margin of Altay in Xinxiang shows that it formed at 4104 Ma (MSDW=0.88) equivalent to late Silurian or early Devonian. This age defines that the stratum intruded by the granitic pluton was formed at pre-Devonian more than 410 Ma, rather than previously considered middle-Devonian and the Serbulak skarn iron deposit was formed at the end of late Silurian or the beginning of early Devonian appreciably late than 410 Ma. Geochemically, the Serbulak granite is relatively enriched in silica, alkaline, Th, U, La, Ce, Nd, Zr, Hf and markedly fractionated LREE, is predominantly depleted in Nb, Ta, Sr, P, Ti, weakly fractionated HREE and contains moderate Eu negative anomaly ($\delta Eu=0.35\sim0.47$). All of the Na_2O/K_2O ratios are around 1, indicating calc-alkaline to high K calc-alkaline series. The A/CNK ratios range from 1.07 to 1.14, indicating peraluminous granite. The apparent similarity of geochemical features on trace elements to the Mengku pluton (400～404 Ma) implies that the Serbulak pluton formed in a continental arc setting of active continental margin setting related to the subduction of plate where the mafic rocks from the oceanic crust may melt and the crust material may be trapped.

Key words: granite; zircon SHRIMP U-Pb dating; geochemistry; Serbulak; the southern margin of Altay