阿尔金造山带帕夏拉依档岩体锆石 U-Pb 年代学、地球化学特征及地质意义

张若愚[1)]，曾忠诚[1)]，朱伟鹏[2)]，陈宁[1)]，赵江林[1)]，
李琦[1)]，王秦伟[1)]，饶静文[1)]

1)陕西省地质调查中心，西安，710068；2)太原理工大学矿业工程学院，太原，030024

内容提要： 出露于阿尔金造山带帕夏拉依档沟一带的帕夏拉依档岩体主要岩性为二长花岗岩、偶含斑黑云母二长花岗岩和正长花岗岩。二长花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年结果显示其形成年龄 460.1±3.9Ma，表明帕夏拉依档岩体形成于中—晚奥陶世。地球化学结果显示，常量元素具有富硅（SiO_2 = 72.08% ~ 72.27%）、富铝（Al_2O_3 = 14.10% ~ 14.79%，A/CNK = 1.06 ~ 1.18）、富钾（K_2O = 5.55% ~ 6.33%，K_2O/Na_2O = 1.95 ~ 2.21），低钛（TiO_2 = 0.19% ~ 0.23%）、贫铁（TFeO = 1.48% ~ 1.79%）、贫镁（MgO = 0.22% ~ 0.28%）的特点，为弱过铝质花岗岩系列，具典型的高钾钙碱性特征。稀土元素总量较高（165.58×10^{-6} ~ 229.86×10^{-6}），轻稀土元素相对富集、重稀土元素亏损，有右倾型特征和明显的负 Eu 异常（δEu = 0.11 ~ 0.17）。Ba、Sr、Ti 等具负异常，Rb、Th、U、K 等大离子亲石元素具正异常，Rb/Sr 比值高（9.05 ~ 12.57），显示 S 型花岗岩特征。结合原岩判别图解，推断其源区物质主要来源于上地壳变泥质沉积岩类。结合区域资料，认为帕夏拉依档岩体形成于挤压体制向拉张体制转换的构造环境，属后碰撞花岗岩类，表明在中—晚奥陶世阿中地块和和柴达木地块间阿尔金造山带已由挤压碰撞阶段转为伸展后碰撞阶段。

关键词：阿尔金山南缘；帕夏拉依档岩体；锆石 U-Pb 年代学；二长花岗岩；岩石成因

阿尔金造山带位于青藏高原北部边缘，为亚洲大陆内部巨型的 NEE 向断裂体系，断裂的东北端切割祁连造山带及阿拉善地块，西南端插入昆仑造山带，把塔里木地块和柴达木地块分隔开来，是中—新生代以来强烈活动的左行走滑断裂带（许志琴等，1999；刘良等，1999）。

关于阿尔金造山带构造单元的划分和归属，还存在很大的争议，不同的学者提出了不同的划分方案。刘良等（1999）认为阿尔金造山带由北向南可依次划分为阿北变质地体、红柳沟—拉配泉蛇绿构造混杂岩带、米兰河—金雁山地块和南阿尔金俯冲—碰撞杂岩带，其中南阿尔金俯冲—碰撞杂岩带可进一步划分为高压—超高压变质带和阿帕—茫崖蛇绿混杂岩带两部分；许志琴等（1999）认为阿尔金造山带由北向南可依次划分为敦煌地块、北阿尔金俯冲杂岩带、中阿尔金地块和西南阿尔金俯冲—碰撞杂岩带；李荣社等（2008）认为阿尔金造山带由北向南可依次划分为阿北微地块、红柳沟—拉配泉早古生代结合带、米兰河—金雁山阿中微地块、江尕勒萨依—巴什瓦克（高压超高压）新元古—早古生代结合带、阿南地块和阿帕—茫崖早古生代结合带；潘桂棠等（2009）将阿尔金造山带自北向南划分为阿北—敦煌陆块、红柳沟—拉配泉结合带、阿中陆块、苏吾什杰结合带和阿南陆块。崔军文等（2011）将阿尔金造山带按岩石的变质程度和构造岩石组合特征自北而南依次划分为北阿尔金地体、阿尔金地体和南阿尔金地体；校培喜等（2012）在《阿尔金—东昆仑西段成矿带基础地质综合研究报告》[1]将阿尔金造山带自北向南划分为红柳沟—拉配泉（蛇绿）构造混杂岩带、阿中地块、阿帕—茫崖（蛇绿）构造混杂岩带。本文研究区位于阿尔金造山带南缘，根据校培喜等（2012）最新的划分方案，以阿尔金南缘主断裂为界，可进一步划分为阿中地块和阿帕—茫崖（蛇绿）构造混杂岩带，而本文所研究的帕夏拉依档岩体均出露于阿中地块。

近十多年来，阿尔金造山带南缘一直是地质学

注：本文为中国地质调查局项目（编号：12120114081901、1212011120533）的成果。
收稿日期：2015-07-25；改回日期：2016-07-28；责任编辑：章雨旭。Doi：10.16509/j.georeview.2016.05.013
作者简介：张若愚，男，1990 年生。助理工程师。主要从事区域地质调查工作。Email：guyuexuanci@163.com。通讯作者：曾忠诚，男，1983 年生，工程师。主要从事区域地质调查及构造地质学方面的研究。Email：113191186@qq.com。

家研究的热点,研究表明沿阿尔金造山带南缘断续存在一条早古生代的高压—超高压变质岩带,并确定这些高压—超高压岩石的原岩的形成时代多为青白口纪(1000 ~ 719Ma),变质时代为晚寒武世—早奥陶世(509 ~ 486Ma),退变质时代为晚奥陶世(约450Ma)。阿尔金造山带南缘在约 500Ma 时期发生了以超高压岩石为代表的陆壳深俯冲—碰撞事件,同时在约 450Ma 发生了陆壳深俯冲/折返事件(刘良,2015),出露的早古生代花岗岩可能是这一构造演化事件的岩浆响应(曹玉亭等,2010;康磊等,2013)。然而,由于交通不便、海拔高和自然条件恶劣,阿尔金造山带南缘早古生代花岗岩的研究程度总体较低,相关研究只针对部分单个岩体开展,如:鱼目泉花岗质岩体,LA-ICP-MS 同位素测年结果显示其形成年龄为 496.9 ± 1.9Ma,与南阿尔金山大陆深俯冲超高压变质岩的峰期变质年龄相一致,反映该时期南阿尔金造山带总体上处于地壳相互叠覆增厚的陆—陆碰撞造山作用阶段(孙吉明等,2012);塔特勒克布拉克复式花岗岩体,LA-ICP-MS 同位素测年结果显示其形成年龄分别为 451 ± 1.7Ma 和 462 ± 2Ma,该岩体形成于俯冲碰撞造山后抬升阶段,对应于区内深俯冲陆壳的折返时代(曹玉亭等,2010;康磊等,2013);茫崖镇北石英闪长岩和阿卡龙山花岗岩的锆石 SHRIMP U-Pb 定年结果显示其形成年龄分别为 466 ± 5Ma 和 469 ± 6Ma,二者均具有岛弧火成岩的地球化学属性,其形成可能与洋壳的俯冲作用有关(吴才来,2014);玉苏普阿勒克塔格岩体,其中花岗细晶岩和寄主花岗岩的形成时代分别为 406Ma 和 424Ma,表明阿尔金南缘在早古生代末期存在造山后伸展背景下的幔源岩浆底侵作用(王超,2008)。可见早古生代花岗岩形成的构造环境存在争议,是洋壳的俯冲阶段,还是俯冲碰撞造山后抬升阶段?

因此,本文选取尚未有报道的阿尔金造山带南缘早古生代帕夏拉依档岩体作为研究对象,在结合野外考察和岩相学的基础上,对该岩体中二长花岗岩进行微区 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年和详细的地球化学研究,以期确定其形成时代、岩石成因及构造环境,同时对阿尔金造山带南缘早古生代构造演化过程的理解提供新的证据。

1 区域地质背景及岩石学特征

研究区大地构造位置位于阿尔金造山带,以阿尔金南缘主断裂为界,可进一步划分为阿中地块和阿南蛇绿构造混杂岩带两个二级构造单元。

在地层方面,阿中地块出露地层主要为下元古界阿尔金岩群和青白口系索尔库里群,其中阿尔金岩群属变质结晶基底,为一套浅海相碎屑岩—火山岩—碳酸盐岩建造,可进一步划分为 a 岩组和 b 岩组;索尔库里群属结晶基底之上的变质过渡基底,为陆块边缘裂陷海盆碎屑岩—火山岩—碳酸盐岩建造,可进一步划分为平洼沟组和冰沟南组。阿南蛇绿构造混杂岩带主要由奥陶纪蛇绿岩、蛇绿岩上覆岩系、外来岩片等构造块体和变形基质两部分组成,块体有蛇纹石化橄榄岩、辉长岩、玄武岩、硅质岩、黑云斜长片麻岩、石英片岩、白云质大理岩、砂岩、含砾砂岩等,基质主要由构造片岩、强劈化糜棱岩化细砂岩、板岩、凝灰岩等组成。中—新生代沉积盆地上叠于阿中地块和阿南蛇绿构造混杂岩带之上,沉积地层分别为侏罗系大煤沟组、新近系油砂山组和第四系地层。在侵入岩方面,中—新元古代侵入岩主要为青白口纪亚干布阳片麻岩(原岩为英云闪长岩)、盖里克片麻岩(原岩为花岗闪长岩)和片麻状花岗岩;早古生代侵入岩主要为中—晚奥陶世帕夏拉依档岩体和晚奥陶—早志留世玉苏普阿勒克塔格岩体。

本文所研究的帕夏拉依档岩体,主要出露于阿中地块,分布于亚家谱—帕夏拉依档一带,岩体呈不规则状或长透镜状,与下元古界阿尔金岩群和青白口纪盖里克片麻岩等围岩均为清楚的侵入接触关系(图 2a),岩体中可见大量围岩的捕掳体,还可见少量暗色闪长质包体(图 2b)。根据本次调查,并结合野外相互接触关系,可将该岩体从早到晚依次划分为二长花岗岩、偶含斑黑云二长花岗岩和正长花岗岩等三个侵入体。主要岩石学特征如下:细粒黑云母二长花岗岩:岩石呈浅灰色、肉红色,具细粒花岗结构、块状构造,矿物成分为微斜长石(35% ~ 40%)、斜长石(30% ~35%)、石英(20% ~25%)、黑云母(5% ~10%),副矿物为榍石、黄铁矿、磷灰石、锆石、方铅矿、黄铜矿、白铅矿、电气石、独居石等。

偶含斑黑云二长花岗岩:岩石呈浅灰—灰白色,具似斑状结构,基质具中细粒花岗结构,块状构造,矿物成分为微斜长石(30% ~35%)、斜长石(30% ~35%)、石英(20% ~25%)、黑云母(5% ~10%)、白云母(5% ~10%),斜长石发育聚片双晶和卡式双晶,常在微斜长石中呈交代残留体。副矿物为榍石、磷灰石、锆石等。

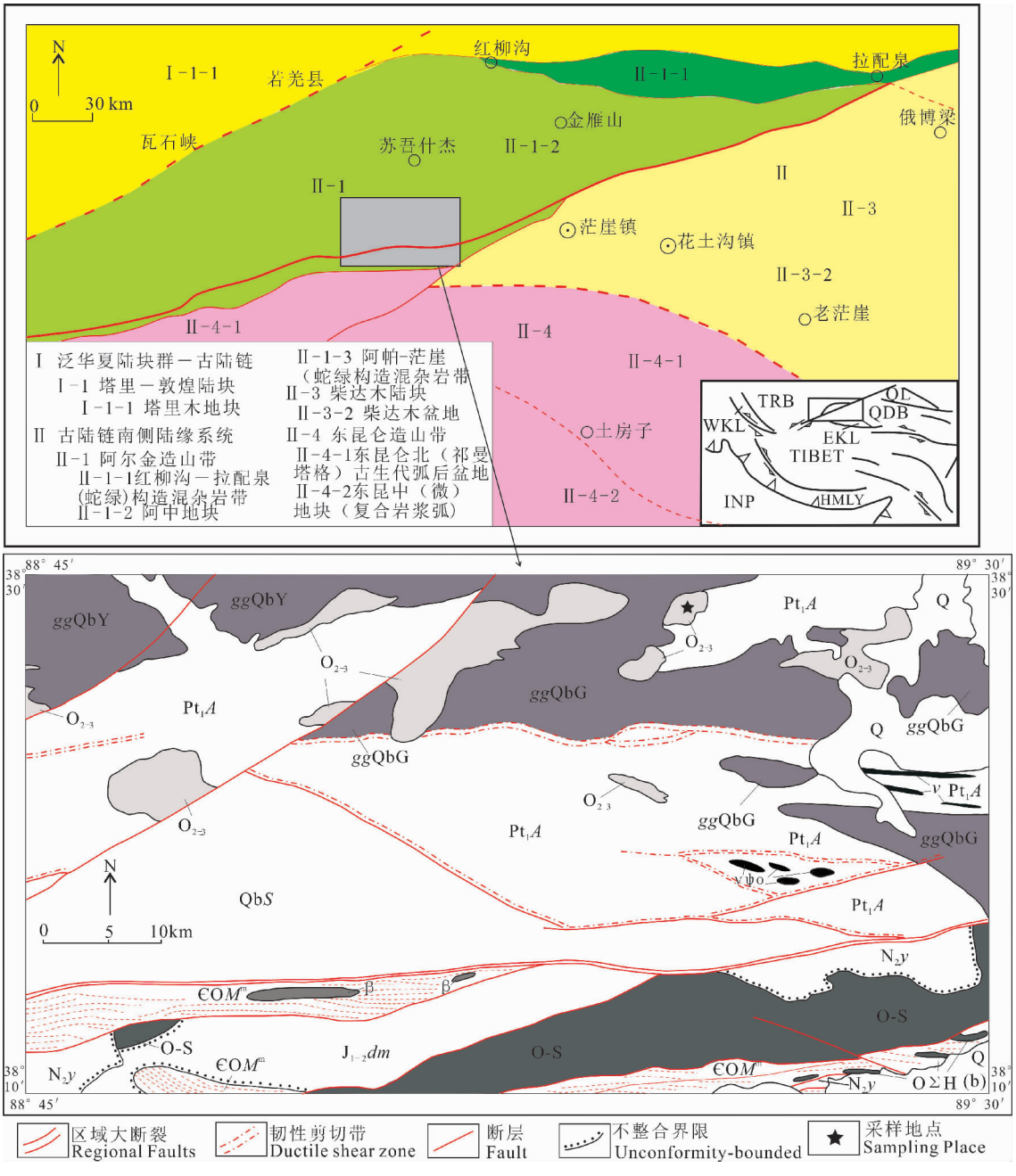


图 1 阿尔金造山带地质构造图(a)及研究区地质简图(b,据 1∶ 25 万苏吾什杰幅区调修编❷)

Fig. 1 Geological and tectonic map of Alty Tagh(a)and geological sketch map of study area(b)

TRB—塔里木盆地;QL—祁连山;QDB—柴达木盆地;WKL—西昆仑;EKL—东昆仑;HMLY—喜马拉雅山;INP—印度板块;I—阿北变质地块;II—红柳沟—拉配泉混杂岩带;III—米兰河—金雁山地块;IV—阿尔金南缘俯冲碰撞杂岩带;Q—第四系;N_2y—新近系油砂山组;$J_{1-2}dm$—侏罗系大煤沟组;∈OMm—奥陶纪茫崖蛇绿混杂岩;QbS—青白口系索尔库里群;Pt_1A—古元古代阿尔金岩群;O—S—玉苏普阿勒塔格岩体;O_{2-3}—帕夏拉依档岩体;ggQbY—亚干布阳片麻岩;ggQbG—盖里克片麻岩;OΣH—超基性岩块体;β—玄武岩块体;ν—辉长岩脉;νψo—斜长角闪岩

TRB—Traim Basin; QL—Qilian Mountains; QDB—Qaidam Basin; WKL—Western Kunlun Mountains; EKL—Eastern Kunlun Mountains; HMLY—Himalaya Mountains; INP—Indian Plate; I—North Altyn Tagh Archean complex; II—North Altyn Tagh subduction—collision complex; III—Milanhe—Jinyanshan block; IV—South Altyn Tagh subduction—collision complex; Q—Quaternary; N_2y—Neogene Youshashan Formation; $J_{1-2}dm$—Jurassic Dameigou Formation; ∈OMm —Ordovician Mengya ophiolite melange; QbS—Qingbaikou system Suorkuli group; Pt_1A—Palaeoproterozoic Altgn tagh rock group; O—S—Yusupualeke Tagh plutons; O_{2-3}—Pashalayidang plutons; ggQbY —Yaganbuyang syenogranite; ggQbG—Gailike plutons; OΣH—Ultrabasic rock block; β—Bsaltic Block; ν—Gabbro Vein; νψo—Amphibolite

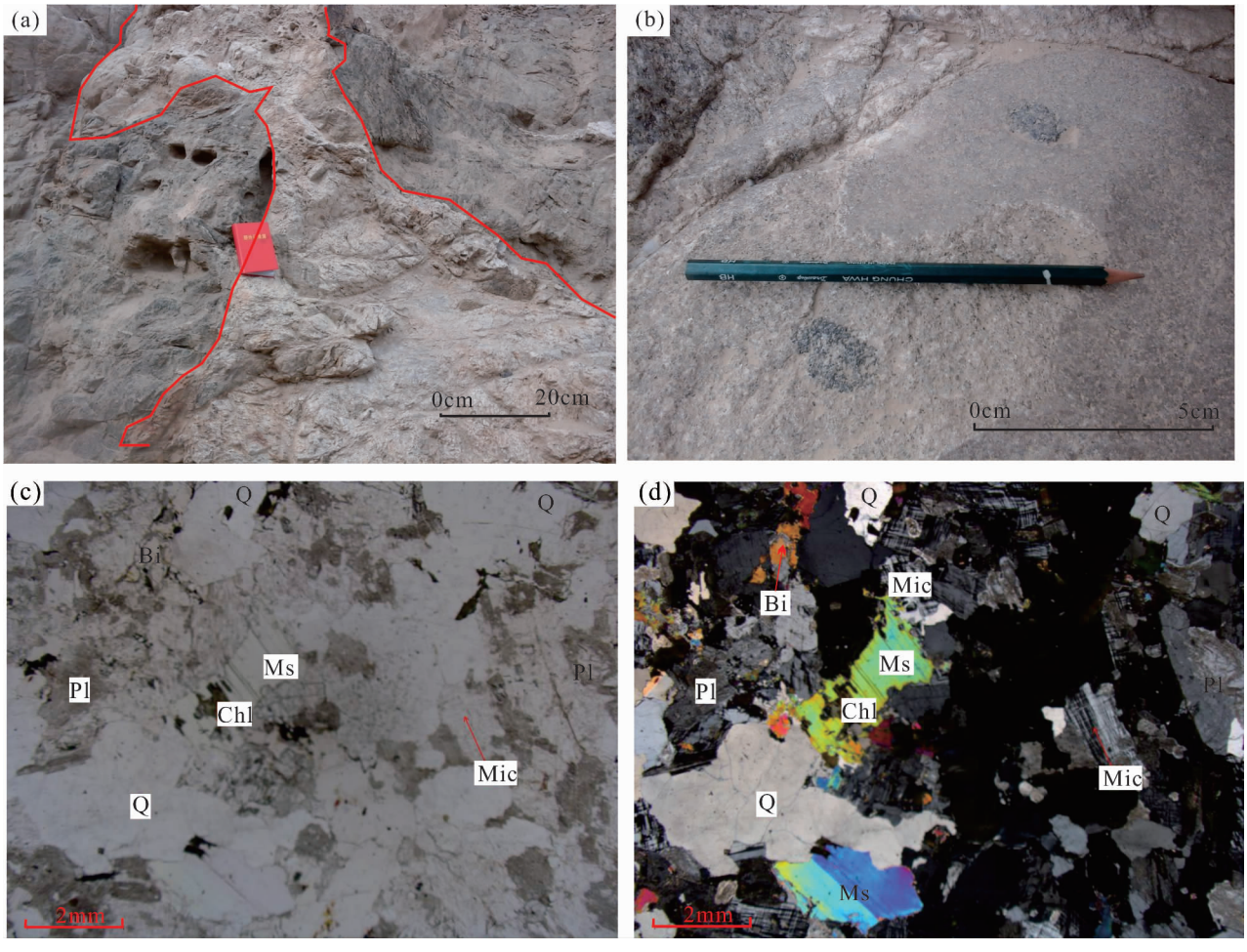


图 2 阿尔金造山带南缘帕夏拉依档岩体野外及显微结构照片

Fig. 2 the outcrop and microstructure photos of the Paxialayidang plutons on the southern margin of the Altyn Orogenic Belt

(a) 侵入接触关系;(b)二长花岗岩中闪长质包体;(c)单偏光照片;(d)正交偏光照片。Pl—斜长石;Mic—微斜长石;Q—石英;Chl—绿泥石;Ms—白云母;Bi—黑云母

(a) intrusive contact relationships;(b) dioritic enclosure in the adamellite;(c) microstructure photos of plane polarized light;(d) microstructure photos of perpendicular polarized light. Pl—plagioclase;Mic—microcline;Q—quartz;Chl—chlorite;Ms—muscovite;Bi—biotite

正长花岗岩:岩石呈肉红色,具有花岗结构、文象结构、嵌晶结构、环带结构,块状构造。主要由微斜长石 50%、条纹长石 5%、斜长石 15%、石英 25%、白云母 2% 等组成。副矿物为磷灰石、锆石,微量分布在其它矿物粒间。

2 分析方法

2.1 锆石 U-Pb 同位素分析方法

在帕夏拉依档岩体中采集锆石 U-Pb 定年样品 1 件,样品编号为 PM004-12,岩性为二长花岗岩,测年样品采样点坐标:N38°28′30″,E89°16′5″,高程 3480m。采集样品约 15kg,在核工业二〇三研究所采用常规方法进行粉碎,并用浮选和电磁选方法进行分选,然后在西北大学大陆动力学国家重点实验室双目镜下挑选出晶形和透明度较好的锆石颗粒,将它们粘贴在环氧树脂表面,待环氧树脂充分固化后,再对其进行抛光至锆石内部暴露。在西北大学大陆动力学国家重点实验室进行反射光、透射光和阴极发光显微照相,锆石的 CL 图像分析在装有英国 Gatan 公司生产的 Mono CL3 + 阴极发光装置系统的电子显微扫描电镜上完成。通过对反射光、透射光和阴极发光图像分析,选择吸收程度均匀和形态明显不同的区域进行分析。锆石微量元素分析在西北大学大陆动力学国家重点实验室的 LA-ICP-MS 仪器上用标准测定程序进行。分析仪器为美国 Agilent 公司生产的 Agilent7500a 型四极杆质谱仪和

德国 Microlas 公司生产的 Geolas200M 型激光剥蚀系统,激光器为 193 nm 深紫外 ArF 准分子激光器,激光波长为 193nm,束斑为 30μm,频率为 8Hz,能量为 70mJ,采样方式为单点剥蚀,每个分析点的气体背景采集时间为 30s,信号采集时间为 40s;用美国国家标准人工合成硅酸盐玻璃标准参考物质 NIST SRM 610 进行仪器最佳化调试,数据采集选用质量峰采点的跳峰方式,每完成 6 个待测样品测定,插入测标样一次。锆石年龄计算采用标准锆石 91500 作为外标,元素含量采用美国国家标准物质局人工合成硅酸盐玻璃 NISTSRM610 作为外标,29Si 作为内标元素进行校正。数据采集处理采用 GLITTER (Version4.0,Mcquaire University),并采用 Andersen 软件(Anderson,2002)对测试数据进行普通铅校正,年龄计算及谐和图绘制采用 ISOPLOT(3.0 版)软件(Ludwig,2003)完成。详细的实验原理和流程及仪器参见 Yuan et al.(2008)。

2.2　元素分析方法

常量、稀土、微量元素检测分析由核工业二〇三研究所分析测试中心完成。FeO 采用容量法分析,依据标准 GB/T14506.14-2010;其余主量元素、TFe_2O_3 和微量元素中 P、Ba、V、Cr、Rb、Sr、Zr、Sc 均采用 XRF 法分析,使用仪器为荷兰帕纳科公司制造的 Axios X 射线光谱仪,依据标准 GB/T14506.28-2010;所有稀土元素及微量元素中 Co、Ni、Nb、Hf、Ta、Th、U 采用 ICP-MS 法分析,使用仪器为 Thermo Fisher Scientific 公司制造的 XSERIES2 型 ICP-MS,依据标准 GB/T14506.30-2010;Fe_2O_3 值通过计算得出,计算公式为 $TFe_2O_3 = Fe_2O_3 + FeO \times 1.1113$。主量元素分析数据中烧失量值介于 1.46% ~2.24% 之间,总量在 99.49% ~99.66% 之间,满足精度标准要求;主量元素分析误差小于 1%,微量元素和稀土元素分析精度优于 5%。

3　锆石 CL 图像特征及 LA-ICP-MS U-Pb 定年结果

用于锆石 U-Pb 同位素测定的样品采自帕夏拉依档岩体中二长花岗岩(PM004/12-1),样品中的锆石自形程度较好,颜色为玫瑰色、浅玫瑰色,个别晶体颜色近于无色,金刚光泽,透明—半透明,个别锆石不透明。浑圆度为棱角—次棱角状,个别晶体呈次浑圆状,大部分呈长柱状,长度为 80 ~250μm,长宽比为 2∶1 ~4∶1。锆石内部结构清楚,从 CL 图(图 3)中可以看出,锆石形态明显可以分为两类,一类锆石颗粒较小,发育老的增生核,沿着增生核边部发育细密的震荡环带结构;另一类锆石内部结构简单,发育明暗相间的条带,同样显示岩浆锆石的特征。

对二长花岗岩样品 PM004/12-1 的 24 粒锆石进行了 24 个分析点测试,其分析结果见表 1。锆石的

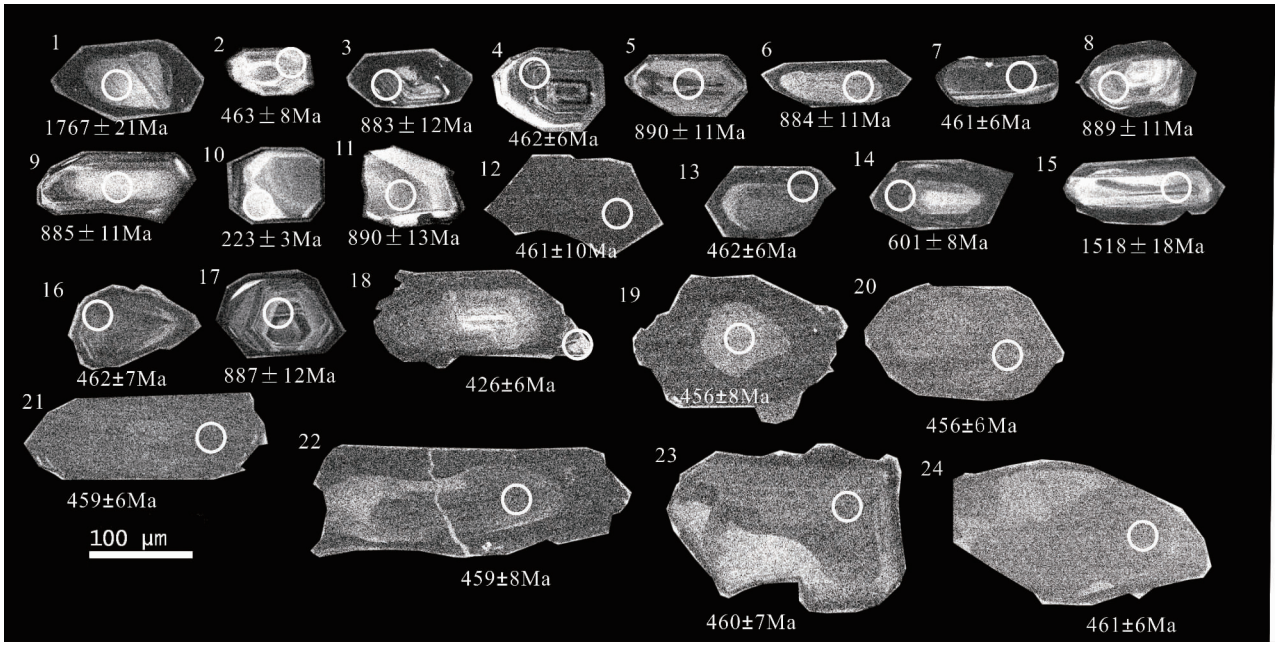


图 3 阿尔金山帕夏拉依档岩体中典型锆石的 CL 图像及 U-Pb 年龄值

Fig. 3 Representative zircon CL image and U-Pb ages of Paxialayidang plutons on Altyn Tagh

表 1 阿尔金造山带南缘帕夏拉依档岩体(样品 PM004-12)锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素分析结果

Table 1 LA-ICP-MS Zircon U-Pb isotopic analysis of Paxialayidang plutons(sample PM004-12)on the southern margin of the Altyn Orogenic Belt

测点	^{232}Th ($\times10^{-6}$)	^{238}U ($\times10^{-6}$)	Th/U	Pb^{*} ($\times10^{-6}$)	同位素比值								年龄(Ma)								谐和度(%)
					$\frac{n(^{207}Pb)}{n(^{206}Pb)}$		$\frac{n(^{207}Pb)}{n(^{235}U)}$		$\frac{n(^{206}Pb)}{n(^{238}U)}$		$\frac{n(^{208}Pb)}{n(^{232}Th)}$		$\frac{n(^{207}Pb)}{n(^{206}Pb)}$		$\frac{n(^{207}Pb)}{n(^{235}U)}$		$\frac{n(^{206}Pb)}{n(^{238}U)}$		$\frac{n(^{208}Pb)}{n(^{232}Th)}$		
					测值	±1σ	测值	±1σ	测值	±1σ	测值	±1σ	测值	±1σ	测值	±1σ	测值	±1σ	测值	±1σ	
1	104.24	200.07	0.52	69.6	0.10596	0.00345	4.60772	0.07572	0.31534	0.0042	0.09306	0.00136	1731	59	1751	14	1767	21	1799	25	99.08
2	46.84	84.74	0.55	30.3	0.05623	0.00362	0.57722	0.03288	0.07443	0.00139	0.02378	0.00079	461	138	463	21	463	8	475	16	99.98
3	576.85	2280.85	0.25	643.2	0.07584	0.0028	1.53489	0.03643	0.14676	0.00208	0.03627	0.00078	1091	72	945	15	883	12	720	15	106.99
4	225.45	419.67	0.54	147.4	0.05646	0.00235	0.5779	0.01749	0.07423	0.00107	0.02367	0.00047	470	90	463	11	462	6	473	9	100.32
5	122.99	359.43	0.34	109.3	0.07092	0.00238	1.44836	0.02639	0.1481	0.00196	0.0276	0.0005	955	67	909	11	890	11	550	10	102.12
6	115.08	415.32	0.28	119.7	0.06663	0.00222	1.35112	0.02407	0.14705	0.00194	0.04079	0.00067	826	68	868	10	884	11	808	13	98.15
7	44.68	701.49	0.06	165.8	0.05709	0.00219	0.58299	0.0151	0.07406	0.00103	0.01599	0.00086	494	83	466	10	461	6	321	17	101.26
8	95.47	341.67	0.28	98.7	0.07037	0.00244	1.43464	0.02928	0.14785	0.00201	0.04598	0.00088	939	70	904	12	889	11	909	17	101.64
9	145.43	349.42	0.42	112.5	0.07075	0.0025	1.43608	0.03091	0.14720	0.00203	0.04601	0.00084	950	71	904	13	885	11	909	16	102.14
10	159.91	225.45	0.71	88.7	0.06502	0.00314	0.31507	0.01217	0.03514	0.00055	0.01297	0.00028	775	99	278	9	223	3	260	6	124.93
11	89.7	146.21	0.61	54.3	0.07014	0.00306	1.43206	0.0473	0.14806	0.00234	0.04689	0.00106	933	87	902	20	890	13	926	21	101.38
12	12.76	48324.26	0.00	10682.7	0.05714	0.00441	0.5845	0.04127	0.07418	0.00163	0.9332	6.4657	496	162	467	26	461	10			101.30
13	82.85	569.23	0.15	145.8	0.05646	0.00198	0.57821	0.01224	0.07428	0.001	0.02364	0.00053	470	77	463	8	462	6	472	11	100.30
14	690.03	915.55	0.75	369	0.07683	0.00247	1.03552	0.01673	0.09775	0.00128	0.01126	0.00016	1117	63	722	8	601	8	226	3	120.04
15	334.68	263.15	1.27	139.5	0.09817	0.00316	3.59242	0.05872	0.26543	0.00354	0.07503	0.00096	1590	59	1548	13	1518	18	1462	18	102.00
16	752.82	710.93	1.06	339.1	0.05633	0.00243	0.57728	0.01876	0.07434	0.00111	0.00775	0.00016	465	94	463	12	462	7	156	3	100.11
17	227.17	355.31	0.64	133.6	0.11107	0.0039	2.25964	0.04815	0.14757	0.00212	0.07307	0.00123	1817	62	1200	15	887	12	1425	23	135.22
18	311.97	865.29	0.36	266.6	0.08262	0.00289	0.7776	0.01642	0.06827	0.00094	0.01858	0.0004	1260	67	584	9	426	6	372	8	137.21
19	149.44	367.74	0.41	117.5	0.0555	0.00345	0.56031	0.03068	0.07323	0.00137	0.02348	0.00092	432	133	452	20	456	8	469	18	99.14
20	232.25	1075.3	0.22	293.7	0.05497	0.00211	0.55584	0.01461	0.07335	0.00103	0.02199	0.00054	411	83	449	10	456	6	440	11	98.36
21	27.95	2084.63	0.01	467.4	0.05615	0.00183	0.57061	0.00985	0.07372	0.00097	0.03129	0.00212	458	71	458	6	459	6	623	41	99.98
22	322.29	843.71	0.38	264.3	0.057	0.0031	0.58032	0.02666	0.07385	0.00127	0.0211	0.00073	491	116	465	17	459	8	422	15	101.18
23	246.41	845.31	0.29	246.4	0.05535	0.00294	0.56401	0.02516	0.07393	0.00124	0.02158	0.00082	426	114	454	16	460	7	432	16	98.76
24	325.07	614.12	0.53	214.3	0.05677	0.00231	0.58023	0.01712	0.07416	0.00108	0.02247	0.00046	482	88	465	11	461	6	449	9	100.74

Th、U 含量分别为 12.76×10^{-6} ~ 752.8×10^{-6}、84.74×10^{-6} ~ 48324×10^{-6},大部分 Th/U 比值大于 0.4,平均为 0.46,显示岩浆锆石特征(Rutatto,2002)。除点 1、10、14、15 和 18 外,剩下的 19 个测点的数据明显组成 2 个年龄密集区(图 4),其中一组 7 个测点(测点 3、5、6、8、9、11、17),位于锆石的核部,$^{206}Pb/^{238}U$年龄值集中在 883 ± 12 ~ 890 ± 11Ma 左右,而本次工作还在其围岩(盖里克片麻岩)中获得 886.5 ± 5.0Ma 的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄(李琦等,2015),说明该组年龄值与围岩的时代基本一致,为捕获围岩锆石年龄。另一组 12 个测点(2、4、7、12、13、16、19、20、21、22、23、24),位于明暗相间的条带微区,$^{206}Pb/^{238}U$年龄值集中在 456 ± 8 ~ 463 ± 8Ma,加权平均值为 460.1 ± 3.9Ma,MSWD = 0.11,所以 460.1 ± 3.9Ma 的年龄值可以代表帕夏拉依档岩体的侵位年龄。另外,测点 1 和 15 的$^{206}Pb/^{238}U$年龄值分别为 1767Ma 和 1518Ma,打点位置位于其残留核部,应为继承锆石年龄;测点 14 的位置介于锆石核部和环带之间,$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄值为 601Ma,为混合年龄,无实际地质意义;测点 18 和 10 均位于锆石的白色蚀变边上,$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄值分别为 425Ma 和 223Ma,代表该岩体分别经历了晚志留世和晚三叠世的热事件改造。

国外学者在帕夏拉依档岩体二长花岗岩中获得 ^{40}Ar-^{39}Ar同位素年龄为 453.4 ± 8.7Ma(Sobel and Arnand,1999),前人还在帕夏拉依档岩体单颗粒锆石 U-Pb 同位素年龄测定出年龄为 465.0 ± 2.9Ma(1∶25 万苏吾什杰幅区域地质调查报告❷)。因此,本文用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法测得的 460.1 ± 3.9Ma 年龄与前人在邻区该岩体中测得的年龄在误差范围内基本一致,进一步说明帕夏拉依档岩体形成的时代为中—晚奥陶世。

4　岩石地球化学

帕夏拉依档岩体二长花岗岩的常量、微量及稀土元素测试结果见表 2。

4.1　常量元素

帕夏拉依档岩体 SiO_2 含量较高(平均 72.18%),变化范围不大(72.08% ~ 72.27%),属于酸性岩浆岩;富钾(K_2O = 5.55% ~ 6.33%,平均 5.98%;K_2O/Na_2O = 1.95 ~ 2.21);富碱($K_2O + Na_2O$ = 8.40% ~ 9.20%,平均 8.85%);低 P_2O_5(0.12% ~ 0.14%,平均 0.13%)、Na_2O(2.85% ~ 2.90%,平均值 2.87%)、MgO(0.22% ~ 0.28%,平均值 0.24%)、CaO(0.89% ~ 1.04%,平均值 0.94%)和 TiO_2(0.19% ~ 0.23%,平均值 0.21%)含量的特征。TFeO 含量在 1.48% ~ 1.79% 之间,平均值为 1.66%;岩石铝含量较高(Al_2O_3 = 14.10% ~ 14.79%,平均 14.52%),铝饱和指数(A/CNK)介于 1.06 ~ 1.18 之间,A/NK > 1,在 A/CNK—A/NK 图解上样品全部落入过铝质花岗岩区域(图 5b),为过铝质系列;岩石的碱度率指数 AR 为 3.26 ~ 4.16,具有富铝的特点;里特曼指数 σ 为 2.42 ~ 2.89,平均值 2.69,小于 3.3,岩石中 K_2O 含

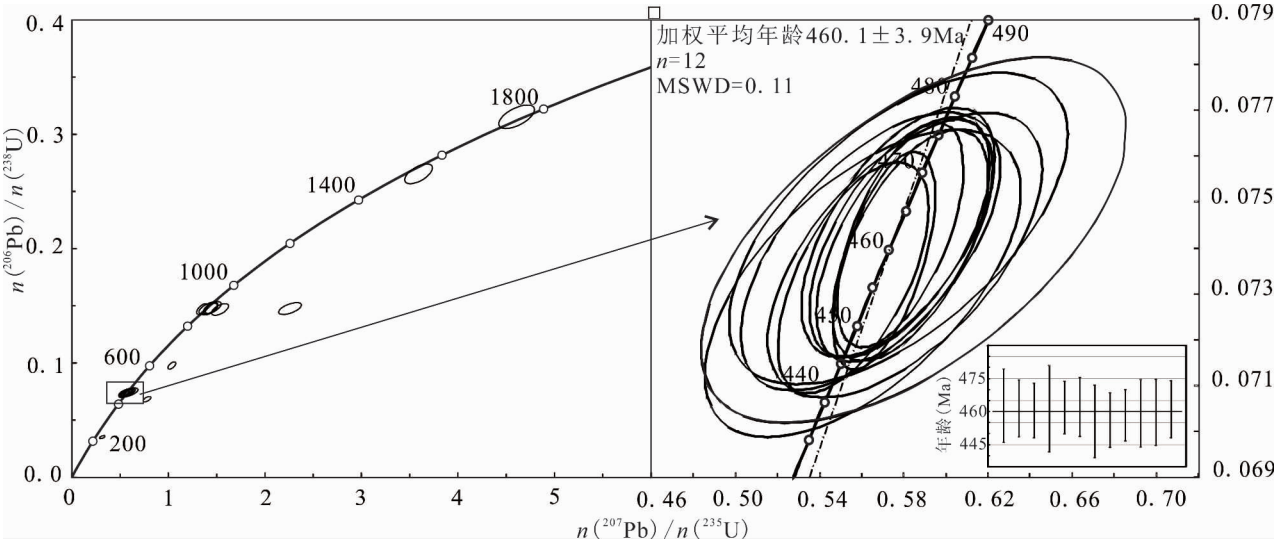


图 4 阿尔金造山带南缘帕夏拉依档岩体 LA-ICP-MS U-Pb 年龄谐和图

Fig. 4 LA-ICP-MS zircon U-Pb concordia diagram for Paxialayidang plutons on the southern margin of the Altyn Orogenic Belt

表 2 阿尔金造山带南缘帕夏拉依档岩体常量元素(%)、微量元素($\times 10^{-6}$)分析结果

Table 2 Major element(%) and trace element($\times 10^{-6}$) from Paxialayidang plutons on the southern margin of the Altyn Orogenic Belt

样号	PM004/12-1	PM004/14-1	PM004/20-1	PM004/24-1	PM004/27-1	样号	PM004/12-1	PM004/14-1	PM004/20-1	PM004/24-1	PM004/27-1
SiO_2	72.27	72.08	72.24	72.14	72.18	Yb	1.16	1.14	1.07	1.31	0.95
TiO_2	0.19	0.20	0.23	0.22	0.20	Lu	0.13	0.14	0.13	0.15	0.12
Al_2O_3	14.10	14.55	14.67	14.49	14.79	Y	17.80	17.30	17.20	20.70	16.80
Fe_2O_3	0.71	0.60	0.64	0.56	0.38	∑REE	178.78	182.95	191.26	246.56	178.24
FeO	0.84	1.13	1.21	1.23	1.27	LREE	165.58	169.72	178.04	229.86	165.90
MnO	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	HREE	13.20	13.23	13.22	16.70	12.34
MgO	0.22	0.23	0.24	0.28	0.23	LREE/HREE	12.54	12.83	13.47	13.76	13.44
CaO	0.92	0.90	0.94	0.89	1.04	δEu	0.14	0.15	0.14	0.11	0.17
Na_2O	2.87	2.88	2.86	2.90	2.85	δCe	1.02	1.06	1.00	1.02	1.04
K_2O	6.33	5.89	6.11	6.01	5.55	$(La/Yb)_N$	20.69	21.17	26.53	25.73	25.12
P_2O_5	0.14	0.12	0.13	0.12	0.13	$(La/Sm)_N$	3.08	2.80	3.23	3.20	3.25
烧失量	1.21	1.35	1.08	0.93	1.17	$(Gd/Yb)_N$	4.13	4.24	4.62	4.88	4.90
Total	99.83	99.96	100.39	99.81	99.83	Cu	10.50	8.90	9.30	10.00	8.30
σ	2.89	2.64	2.75	2.72	2.42	Pb	37.10	38.70	19.50	40.90	38.30
K_2O/Na_2O	2.21	2.05	2.14	2.07	1.95	Zn	47.10	79.30	83.10	94.50	80.50
AR	4.16	3.63	3.70	3.75	3.26	Co	1.45	1.38	1.47	1.59	1.13
SI	2.01	2.14	2.17	2.55	2.24	Ni	2.03	2.14	2.58	3.30	1.73
FL	90.91	90.69	90.51	90.92	88.98	Cr	4.30	4.00	3.90	3.70	3.80
MF	87.55	88.27	88.52	86.49	87.76	V	1.60	3.60	3.80	3.70	4.00
R_1	2267.89	2348.80	2311.19	2315.31	2447.16	Ga	24.90	26.70	27.20	27.50	27.20
R_2	385.93	393.11	400.24	393.35	412.80	Sr	59.90	48.70	50.30	49.90	42.90
AIK	0.82	0.76	0.77	0.78	0.72	Ba	159.10	100.40	114.00	137.40	95.60
A/NKC	1.06	1.14	1.13	1.12	1.18	Rb	542.00	530.00	529.00	505.80	539.30
$K_2O + Na_2O$	9.20	8.77	8.97	8.91	8.40	Nb	35.30	36.70	37.80	33.90	38.10
Na_2O/K_2O	0.45	0.49	0.47	0.48	0.51	Ta	10.70	15.70	14.60	12.40	20.00
m/f	0.26	0.24	0.23	0.28	0.25	Zr	106.40	107.00	113.50	115.70	96.20
La	35.60	35.80	42.10	50.00	35.40	Hf	3.65	3.67	3.46	3.88	3.37
Ce	78.70	82.30	85.60	109.80	80.10	U	5.55	6.01	5.59	4.21	7.29
Pr	9.31	9.33	9.30	12.90	9.29	Th	29.10	36.70	35.60	55.20	37.60
Nd	34.40	33.90	32.50	47.00	33.90	Ag	0.35	0.30	0.34	0.30	0.28
Sm	7.26	8.04	8.21	9.82	6.86	Au	2.06	1.80	2.03	2.41	1.47
Eu	0.31	0.35	0.33	0.34	0.35	Cs	32.20	26.70	23.90	25.30	24.70
Gd	5.94	5.99	6.13	7.93	5.77	$Mg^{\#}$	20.995	19.713	19.326	22.324	20.29
Tb	0.68	0.73	0.67	0.81	0.66	Rb/Sr	9.05	10.88	10.52	10.14	12.57
Dy	3.31	3.25	3.28	4.10	2.99	K/Rb	96.95	92.26	95.88	98.64	85.43
Ho	0.47	0.44	0.50	0.59	0.44	Ba/Sr	2.66	2.06	2.27	2.75	2.23
Er	1.34	1.37	1.28	1.64	1.26	Th/Ta	2.72	2.34	2.44	4.45	1.88
Tm	0.17	0.17	0.16	0.17	0.15	K	52548.41	48895.75	50722.08	49891.93	46073.25

注：$Mg^{\#} = 100 \times \frac{n(MgO)}{n(MgO)+n(TFeO)}$；$AR = \frac{Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O}{Al_2O_3 + CaO - Na_2O - K_2O}$；$A/CNK = \frac{n(Al_2O_3)}{n(CaO)+n(Na_2O)+n(K_2O)}$；

$A/NK = \frac{n(Al_2O_3)}{n(Na_2O)+n(K_2O)}$；$\sigma = \frac{[w(Na_2O)+w(K_2O)]^2}{w(SiO_2)-43\%}$。

量较高，在 SiO_2—K_2O 图解(图 5a)上表现出钾玄岩系列岩石特征，暗示了原始岩浆富钾，花岗岩源岩具有壳源的特点，说明岩石属铝和硅过饱和类型。上述特征表明阿尔金帕夏拉依档岩体具有富硅、铝、钾，贫铁、镁的特点，总体显示了过铝钾(碱)质花岗岩的特征。

4.2 稀土元素和微量元素特征

帕夏拉依档岩体稀土总量 ∑REE = 178.24 × 10^{-6} ~ 246.56 × 10^{-6}，平均为 195.56 × 10^{-6}，其中轻稀土总量 ∑LREE 为 165.58 × 10^{-6} ~ 229.86 ×

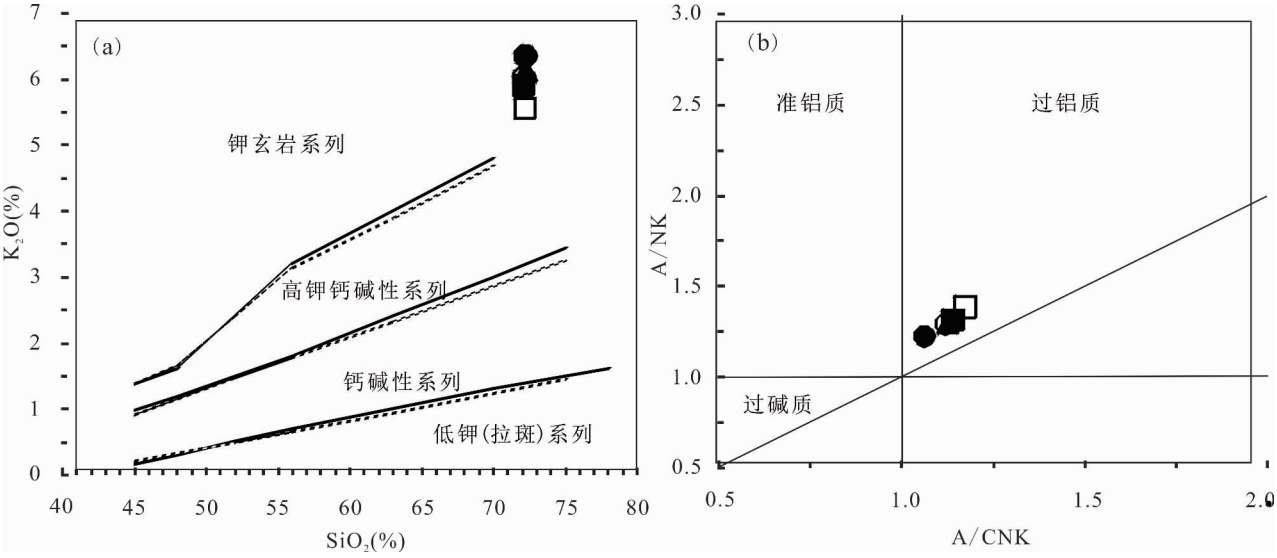


图 5 阿尔金山南缘帕夏拉依档岩体二长花岗岩:(a) SiO_2—K_2O 图解(底图据 Rickwood,1989);(b)A /CNK—A /NK 图解(底图据 Maniar and Piccoli,1989)

Fig. 5 SiO_2—K_2O diagramand(a, after Rickwood,1989) and A /CNK—A /NK diagramand (b, after Maniar and Piccoli,1989) of the Paxialayidang plutons adamellite on the southern margin of the Altyn Orogenic Belt

10^{-6},重稀土总量∑HREE 为 $12.34\times10^{-6}\sim16.70\times10^{-6}$,轻重稀土比值较高(∑LREE/∑HREE = 12.54 ~ 13.76,平均值为 13.21)。轻稀土元素相对富集且分异相对较弱[$(La/Sm)_N$ = 2.80 ~ 3.25],重稀土元素相对亏损且发生分异[$(Ga/Yb)_N$ = 4.13 ~ 4.90],轻重稀土元素分异明显[$(La/Yb)_N$ = 20.69 ~ 26.53];δEu = 0.11 ~ 0.17,平均值为 0.14,显示明显的负 Eu 异常,暗示岩浆在形成过程中可能存在斜长石的分离结晶作用或部分熔融过程中源区有斜长石的残留。球粒陨石标准化稀土配分曲线显示

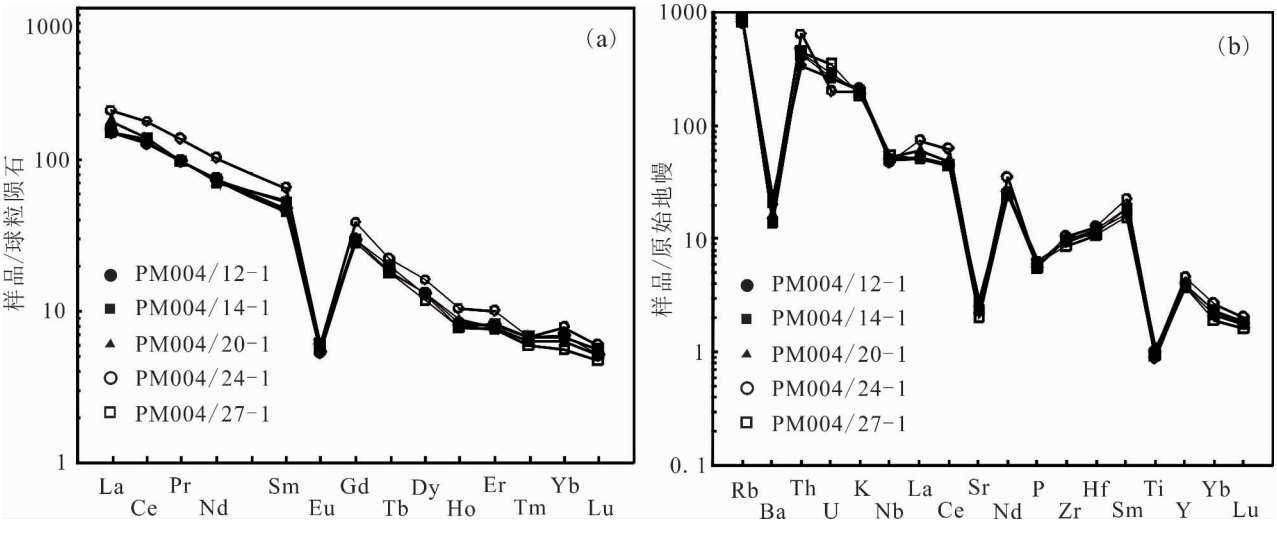


图 6 阿尔金造山带南缘帕夏拉依档岩体球粒陨石标准化稀土元素配分图 (a,标准化值据 Sun and McDonough,1989);原始地幔标准化微量元素蛛网图(b,标准化值据 Sun and McDonough,1989)

Fig. 6 Chondrite-normalized REE distribution patterns(a, after Sun and McDonough,1989) and primitive mantle-normalized trace element patterns(b ,after Sun and McDonough,1989) of the Paxialayidang plutons on the southern margin of the Altyn Orogenic Belt

有轻稀土富集、重稀土亏损的右倾型分布模式(图6a),指示出其为壳源型花岗岩。

在微量元素原始地幔标准化蛛网图上(图6b),帕夏拉依档岩体富集 Rb、Th、U、K 等大离子亲石元素(LILE)和 La、Ce、Nd 等轻稀土元素,Ba、Sr、Ti 明显亏损;具有明显的 Ba 和 Sr 负异常,Zr 和 Hf 无明显分异,Ba、Sr 亏损和负 Eu 异常,充分指示了成岩过程中存在斜长石、磷灰石、钛铁矿等的分离结晶作用。从中微量元素的总体特征显示出与上地壳的明显相似性。

5 讨论

5.1 岩石成因

在本文研究区缺乏与帕夏拉依档岩体同时代大面积的基性岩浆的出露,且岩石 Cr、Ni 含量很低,分别为 $3.7\times10^{-6}\sim4.3\times10^{-6}$(平均为 3.94×10^{-6})和 $1.73\times10^{-6}\sim3.30\times10^{-6}$(平均为 2.36×10^{-6}),表明其由富集的幔源岩浆受到地壳混染形成的可能性很小(Riley et al.,2001)。$Mg^{\#}$ 指数 19.33 ~ 22.32,明显小于玄武岩熔融实验熔体成分的 $Mg^{\#}$ 值(Rapp et al.,1995),地壳部分熔融形成的熔体不管熔融程度如何,形成的岩石均具有较低的 $Mg^{\#}$(< 40)。以上特征也均说明帕夏拉依档岩体与地壳物质部分熔融有关。另一方面,在 ACF 图解(图7)中,样品全部投影在 S 型花岗岩区域。S 型花岗岩岩浆起源于大陆地壳中的沉积的源岩,Rb/Sr 比值能灵敏地记录源区物质的性质,当 Rb/Sr < 0.9 时,为 I 型花岗岩;Rb/Sr > 0.9 时,为 S 型花岗岩(王德滋等,1993)。本文二长花岗岩 Rb/Sr = 9.05 ~ 12.57,显示 S 型花岗岩特征。因此,帕夏拉依档岩体属于 S 型花岗岩,是地壳物质熔融有关的产物(Chappell et al.,1974)。

实验岩石学研究表明,地壳中碎屑沉积岩类部分熔融形成偏酸性的过铝质花岗岩类,泥砂质沉积岩类部分熔融可能形成强富铝和富钾质的花岗岩(Sylvester,1998;Barbarin,1999)。帕夏拉依档岩体具有铝过饱和(A/CNK = 1.06 ~ 1.18)且富钾(K_2O = 5.55% ~ 6.33%,平均 5.98%)岩石的特点。与造山带碰撞有关的过铝质花岗岩的源区具有多样性,而源岩的性质往往能反映它们形成时的构造环境。CaO/Na_2O 比值是判断源区成分的一个极其重要的指标,当 CaO/Na_2O 比值 < 0.5 时暗示源区为泥质岩,当 CaO/Na_2O 比值介于 0.3 ~ 1.5 之间时则源区为变杂砂岩或火成岩,而且角闪岩部分熔融而成的偏中性熔体(花岗闪长岩、石英闪长岩等)会具有略高的 CaO/Na_2O 比值(Jung,2007)。帕夏拉依档岩体的 CaO/Na_2O 比值介于 0.31 ~ 0.36 之间(平均值为 0.33),暗示源区为泥质岩。结合源岩判别图,在 C/MF—A/MF 判别图中(图8a),样品点主要落入变泥质岩部分熔融区。在 Rb/Ba—Rb/Sr 图解(图8b)中,样品点构成了一定的线性关系,而且全部分布在粘土岩源区,表明其源区主要为地壳泥质岩沉积物。

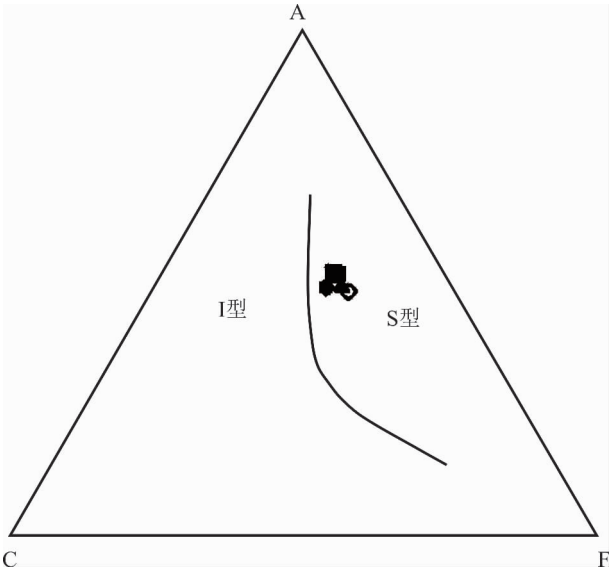


图7 帕夏拉依档岩体 ACF 图解

Fig. 7 ACF diagram of Paxialayidang plutons

该时期岩浆岩以高温低压岩浆活动为特征,并发育基性—超基性岩浆岩和花岗岩,这与板片拆离后同折返阶段的岩浆岩组合和岩石成因一致(Davies and von Blanckenbury,1995)。由于上地壳主要由密度较小的长英质岩石组成,而下地壳主要由密度较大的镁铁质岩石组成,因此在板片拆离和地壳折返过程中,下地壳岩石往往不能发生抬升折返(张宏飞等,2001;李曙光等,2004,2005),因而造成阿尔金南缘该阶段发生以上地壳物质为主的减压熔融作用。因此,帕夏拉依档岩体是上地壳变质泥质岩系部分熔融的产物。

5.2 构造环境

帕夏拉依档岩体单个岩体形态巨大,岩石新鲜,变质变形较弱,具后碰撞伸展环境岩体的特征。区域上,该阶段时代明显晚于陆—陆碰撞深俯冲时限(472 ~ 497Ma),并与高压麻粒岩相的退变质年代 455Ma 基本同期,显示该阶段俯冲板片可能已经拆

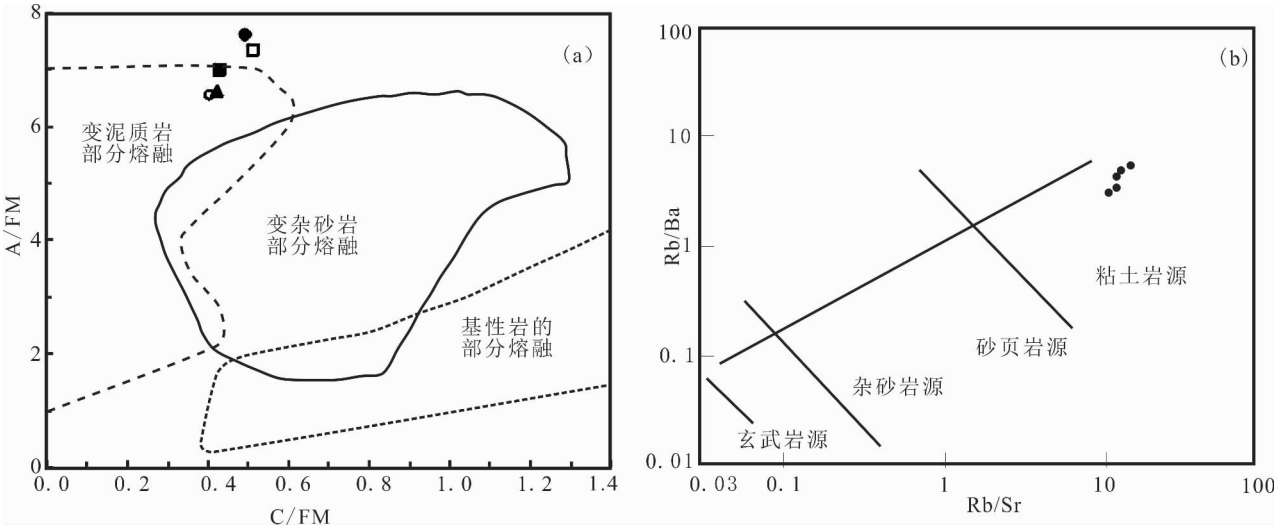


图 8 阿尔金造山带南缘帕夏拉依档岩体的 A/MF—C/MF 图解(a,底图据 Alther et al. , 2000)和 Rb/Ba—Rb/Sr 图解(b,底图据 Sylvester,1998)

Fig. 8 Diagrams of AFM—CFM (a,after Alther et al. , 2000) and Rb/Ba—Rb/Sr (b,after Sylvester, 1998) of Paxialayidang plutons on the southern margin of the Altyn Orogenic Belt

离,导致了物质折返(刘良等,2007,2015)。

帕夏拉依档岩体铝饱和指数(A/CNK)介于 1.06 ~ 1.18 之间,稀土总量∑REE 高,轻稀土富集,Eu 强烈负异常,反映其岩浆来源于地壳增厚重熔作用,高钾钙碱性和钾玄岩火成岩系列被认为是大陆碰撞造山带的典型组合。在构造环境判别(Y + Nb)—Rb 图解(图 9a)中,样品落入同碰撞花岗岩区域,在(Yb + Ta)—Rb 图解(图 9b)中,样品落入同碰撞花岗岩和板内花岗岩相交区域;在 R_1—R_2 图解中,样品落入同碰撞花岗岩且靠近造山后花岗岩区域(图 10a);在 Hf—Rb/30—Ta × 3 三角判别图解中,1 件样品落入同碰撞与碰撞后界限上,其余样品均投到碰撞后花岗岩区域(图 10b);在花岗岩的主要元素判别图(Maniar et al. ,1989)SiO_2—TFeO/

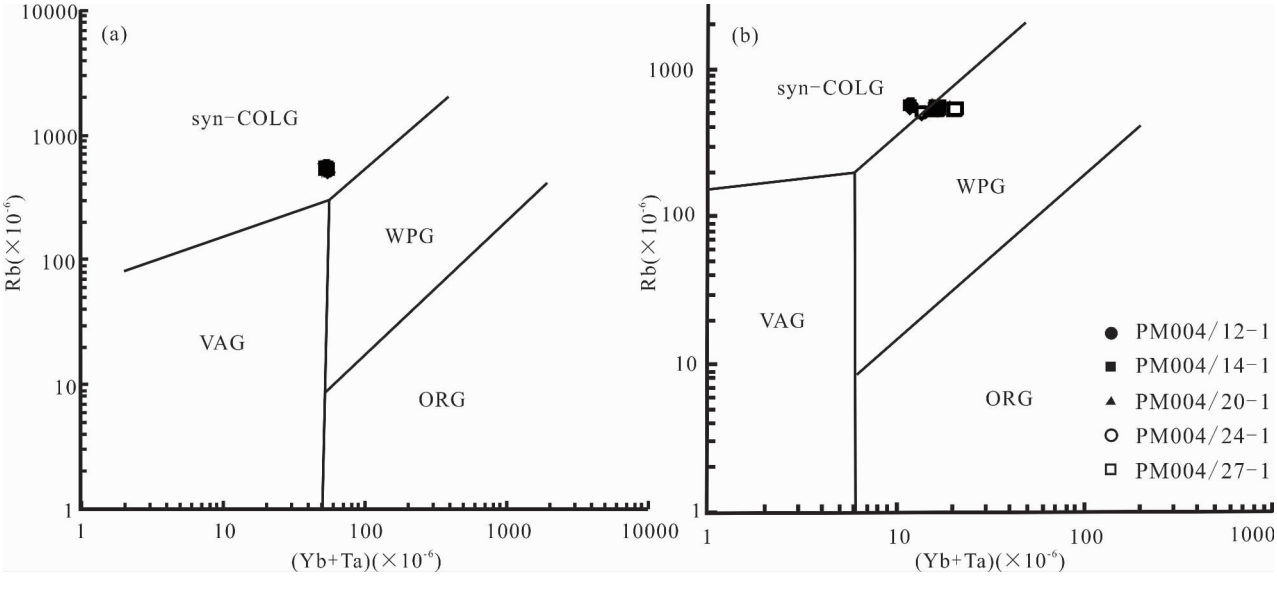


图 9 阿尔金造山带南缘帕夏拉依档岩体微量元素构造环境判别图解

(a 底图据 Pearce et al. , 1984;b 底图据 Pearce et al. , 1986)

Fig. 9 Diagrams of the tectonic setting of major elements for Paxialayidang plutons on the southern margin of the Altyn Orogenic Belt (a and b after Pearce et al. , 1984,1986)

ORG—洋中脊花岗岩;VAG—火山弧花岗岩;WPG—板内花岗岩;syn-COLG—同碰撞花岗岩

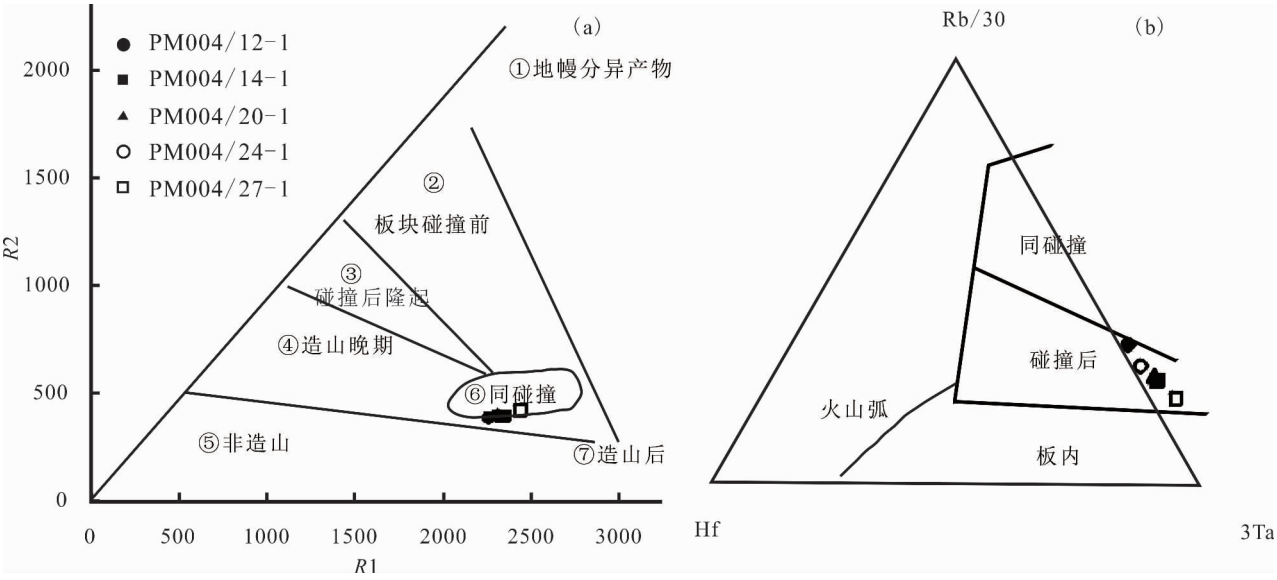


图 10 阿尔金造山带南缘帕夏拉依档岩体 *R*1—*R*2 构造环境判别图解(a,底图据 Batchelor and Bowden,1985)和花岗岩 Hf—Rb/30—Ta×3 三角判别图解(b,底图据 Harris 等,1986)

Fig. 10 *R*1—*R*2(a, after Batchelor and Bowden,1985) and Hf—Rb/30—Ta×3(b, after Harris et al. ,1986) discrimination diagrams for Paxialayidang plutons on the southern margin of the Altyn Orogenic Belt

(TFeO + MgO)图解(图 11a)和 SiO_2—Al_2O_3 图解(图 11b)上,样品均全部落入 POG 类,为造山花岗岩类,与 Pearce 等(1984)的花岗岩类构造环境分类相比较,LAG,CAG 与火山弧花岗岩(VAG)相当,CCG,POG 与碰撞花岗岩(COLG)相当,OP 相当于洋脊花岗岩(ORG)。花岗岩类的微量元素和稀土元素表现为富集大离子亲石元素(LILE)和 La、Ce、Nd 等轻稀土元素,亏损 Nb、Ta、Ti 等高场强元素,也具备碰撞花岗岩的特征;综上所述,帕夏拉依档岩体具有同碰撞向后碰撞环境过渡的特征,其形成于挤压体制向拉张体制转换的构造环境,属后碰撞花岗岩类。

5.3 对阿尔金造山带南缘构造演化的制约

本文二长花岗岩中获得了一组捕获围岩锆石年

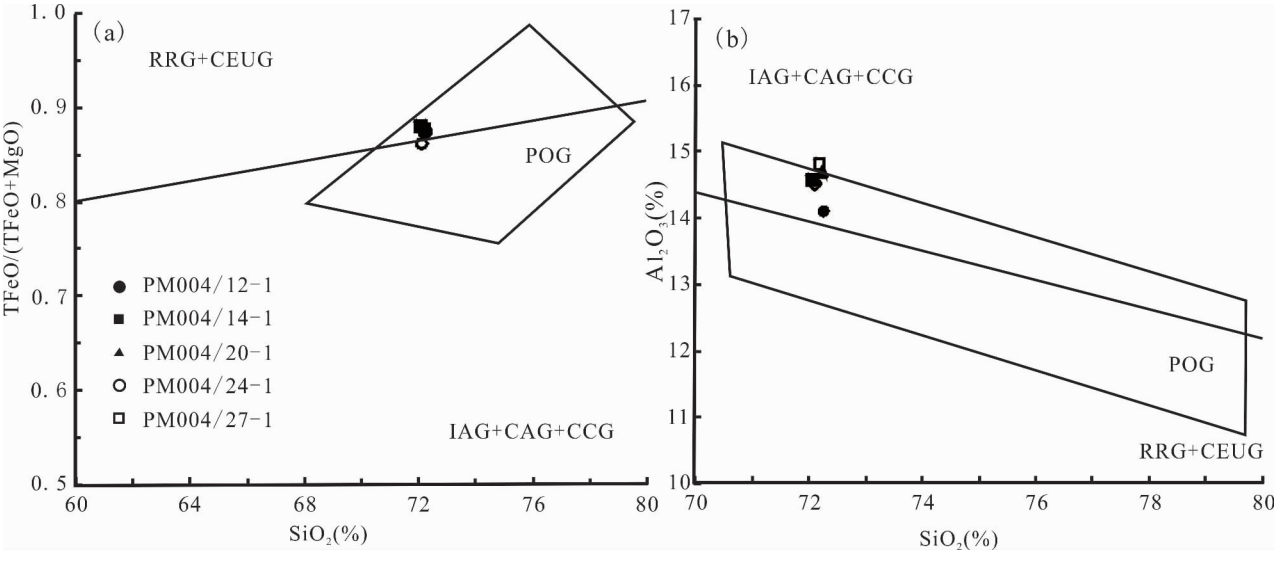


图 11 阿尔金造山带南缘帕夏拉依档岩体的构造环境主要元素判别图(底图据 Maniar et al. , 1989)

Fig. 11 Diagrams of the tectonic setting of trace elements for Paxialayidang plutons on the southern margin of the Altyn Orogenic Belt(after Maniar et al. , 1989)

龄,$^{206}Pb/^{238}U$年龄值集中在 883 ± 12 ~ 890 ± 11Ma。本次工作还对其围岩(盖里克片麻岩)开展了岩石学、年代学和地球化学方面的研究,研究表明其围岩主要为一套花岗质片麻岩,形成时代为 886.5 ± 5Ma,属同碰撞花岗岩类,可能对应于新元古代的 Rodinia 超大陆汇聚事件(李琦等,2015)。而近几年在阿尔金地区发现了较多关于超大陆汇聚事件的记录,覃小锋等(2006)认为阿尔金地区发育大量的 800 ~ 1274Ma 花岗岩可能是 Rodinia 超大陆汇聚事件在此地的反应。王超等(2006)在阿尔金南缘江尕勒萨依一带(测区西侧)榴辉岩的围岩中得到花岗质片麻岩为碰撞型花岗岩,原岩形成于新元古代早期,加权平均年龄为 923 ± 13Ma,认为塔里木、柴达木以及祁连等陆块作为 Rodinia 超大陆的一部分在新元古代早起曾发生过汇聚碰撞作用。刘永顺等(2009)认为阿尔金造山带中 1000 ~ 800 Ma 之间的花岗质片麻岩的岩石地球特征与同碰撞花岗岩相似,是新元古代大规模碰撞造山运动的反映,也是全球 Rodinia 超大陆汇聚事件在本区的具体表现。

王立社等(2015)认为阿尔金中段环形山也发育 S 型花岗岩(加权平均年龄 928 ± 9Ma)是由于在同碰撞汇聚构造地质背景下地壳杂砂岩部分熔融上侵形成的岩体(王立社等,2015)。所以,本文所获得的 883 ± 12 ~ 890 ± 11 Ma 的捕获锆石年龄信息,可能也是新元古代的 Rodinia 超大陆汇聚事件的响应,说明塔里木、柴达木板块之间的阿尔金造山带在新元古代早期曾经存在板块的汇聚碰撞。

本文帕夏拉依档岩体中二长花岗岩的形成时代为 460.1 ± 3.9Ma,属早古生代中—晚奥陶世。构造环境分析表明,该岩体具有同碰撞向后碰撞环境过渡的特征,其形成于挤压体制向拉张体制转换的构造环境,属后碰撞花岗岩类。在区域上,阿尔金南缘超高压岩石的峰期变质时代为 504 ~ 486Ma(刘良等,2007),变质峰期与该阶段花岗岩的侵位时代(501 ~ 496Ma)基本一致,该阶段发生了碰撞造山作用,导致"南阿尔金洋盆"闭合。同时在约 450Ma 发生了陆壳深俯冲/折返事件。俯冲陆壳发生板片断离并开始折返,构造由碰撞挤压转换为伸展体制,导致高压—超高压变质岩石在 462 ~ 451Ma 发生退变质作用,并产生同折返或后碰撞花岗岩。碰撞后伸展阶段,高压—超高压变质岩石进一步发生角闪岩相退变质作用,并产生 426 ~ 385Ma 的花岗质岩浆作用(刘良等,2015)。

曹玉婷等(2010,阿尔金南缘塔特勒克布拉克花岗岩的地球化学特征、锆石 U-Pb 定年及 Hf 同位素组成)获得塔特勒克布拉克二长花岗岩的形成年龄为 462 ± 2Ma,推断该岩石可能形成于碰撞造山后抬升初期,在俯冲碰撞造山后应力释放的初级阶段,陆壳物质由于压力的降低而发生部分熔融的产物。杨文强等(2012)将南阿尔金俯冲碰撞杂岩带中早古生代花岗质岩浆活动初步分为三期:第一期形成时代约为 500Ma,形成于陆壳深俯冲引起的陆—陆碰撞造山、地壳加厚阶段,与超高压变质作用同时期;第二期形成时代为 466 ~ 451Ma,形成于深俯冲陆壳断离后的伸展背景,与超高压岩石退变质作用基本同时期; 第三期时代为 426 ~ 385Ma,形成于造山期后的伸展背景。康磊等(2013)在塔特勒克布拉克复式花岗质岩体中的片麻状花岗岩获得该岩石的结晶年龄为 451.0 ± 1.7Ma,而与超高压岩石的高压麻粒岩相退变质时代基本一致,其形成可能是陆壳深俯冲/折返构造过程的岩浆作用响应,构造背景为碰撞造山后的应力释放的伸展背景。刘良等(2015)认为,南阿尔金俯冲碰撞杂岩带早古生代存在 517 Ma,501 ~ 496 Ma,462 ~ 451 Ma 和 426 ~ 385 Ma 四个期次的花岗质岩浆岩。其中,约 517 Ma 高锶低钇中酸性岩(aidakite)解释为先期俯冲洋壳部分熔融的产物,500Ma 高锶低钇花岗岩认为是形成于陆壳深俯冲导致地壳加厚背景下的下地壳部分熔融,450Ma 花岗岩产生于由陆壳俯冲碰撞挤压向伸展抬升转换过程中应力释放导致的中上地壳物质部分熔融,420 ~ 385 Ma 花岗岩形成于造山后的伸展减薄阶段。本此工作中,在玉素普阿勒塔格岩体中获得 443.7 ± 2.3Ma(未发表)的年龄,属后碰撞伸展阶段。

结合本文和前人研究成果,本文将阿尔金造山带南缘早古生代俯冲碰撞杂岩带的构造演化过程划分为 3 个阶段:① 碰撞造山的陆—陆深俯冲阶段,在 504 ~ 472 Ma 形成了阿尔金南缘广泛分布的高压—超高压变质岩石及少量的陆壳型高锶低钇中酸性岩石(aidakite);② 469 ~ 443 Ma,具板片拆离后同折返岩浆岩特征,属于初始后碰撞伸展的地壳折返阶段,本文帕夏拉依档岩体即是在该阶段侵位。③ 424 ~ 385 Ma,后碰撞伸展阶段。

6　结论

(1)阿尔金造山带南缘帕夏拉依档岩体中二长花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年结果表明,其形成年龄为 460.1 ± 3.9Ma,表明其形成于中—晚奥陶

世。所获得的 883 ± 12 ~ 890 ± 11Ma 的捕获锆石年龄信息,可能也是新元古代的 Rodinia 超大陆汇聚事件的响应,说明阿中地块、柴达木板块之间在新元古代早期曾经存在板块的汇聚碰撞。

(2)地球化学特征表明,常量元素具有富硅、富铝、富钾,低钛、贫铁、贫镁的特点,为弱过铝质花岗岩系列,具典型的高钾钙碱性特征。稀土元素总量较高,轻稀土元素相对富集、重稀土元素亏损,有右倾型特征和明显的负 Eu 异常。Ba、Sr、Ti 等具负异常,Rb、Th、U、K 等大离子亲石元素具正异常,Rb/Sr 比值高(9.05 ~ 12.57),显示 S 型花岗岩特征。推断其源区物质主要来源于上地壳变泥质沉积岩类。

(3)结合区域资料,认为帕夏拉依档岩体形成于挤压体制向拉张体制转换的构造环境,对应于深俯冲陆壳的折返和超高压岩石高压麻粒岩相退变质阶段,进一步表明在中—晚奥陶世阿中地块和柴达木地块间阿尔金造山带已由挤压碰撞阶段转为伸展后碰撞阶段。

注 释 / Notes

❶ 西安地质调查中心. 2012. 阿尔金—东昆仑西段成矿带基础地质综合研究报告

❷ 西安地质调查中心. 2003. 1: 250000 苏吾什杰幅区域地质调查报告.

参 考 文 献 / References

(The literature whose publishing year followed by a "&" is in Chinese with English abstract; the literature whose publishing year followed by a "#" is in Chinese without English abstract)

曹玉亭,刘良,王超,杨文强,朱小辉. 2010. 阿尔金南缘塔特勒克布拉克花岗岩的地球化学特征、锆石 U-Pb 定年及 Hf 同位素组成. 岩石学报,26(11): 3259 ~ 3271.

崔军文. 2011. 南阿尔金断裂的韧性剪切作用时代及其构造意义. 岩石学报,27(11):3422 ~ 3434

康磊,刘良,曹玉亭,王超,杨文强,梁莎. 2013. 阿尔金南缘塔特勒克布拉克复式花岗质岩体东段片麻状花岗岩的地球化学特征、锆石 U-Pb 定年及其地质意义. 岩石学报,29(9): 3039 ~ 3048.

李琦,曾忠诚,陈宁,赵江林,张若愚,易鹏飞,高海峰,毕政家. 2015. 阿尔金南缘新元古代盖里克片麻岩年代学、地球化学特征及其构造意义. 现代地质,29(6):1271 ~ 1283.

李荣社,计文化,杨永成, 等. 2008. 昆仑山及邻区地质. 北京:地质出版社,384 ~ 388.

李曙光,李秋立,侯振辉,杨蔚,王莹. 2005. 大别山超高压变质岩的冷却史及折返机制. 岩石学报,21(04):1117 ~ 1124.

李曙光. 2004. 大别山超高压变质岩折返机制与华北—华南陆块碰撞过程. 地学前缘,11(3): 63 ~ 70.

刘良,车自成,王焰,罗金海,陈丹玲. 1999. 阿尔金高压变质岩带的特征及其构造意义. 岩石学报,15(1):57 ~ 64.

刘良,陈丹玲,张安达,孙勇,王焰,杨家喜,罗金海. 2005. 阿尔金超高压(>7GPa)片麻状(含)钾长石辉石岩——石榴子石出熔单斜辉石的证据. 中国科学(D 缉),35(2): 105 ~ 114.

刘良,张安达,陈丹玲,杨家喜,罗金海,王超. 2007. 阿尔金江尕勒萨依榴辉岩和围岩锆石 LA-ICP-MS 微区原位定年及其地质意义. 地学前缘,14(1): 98 ~ 107

刘良,陈丹玲,王超,张成立. 2009. 阿尔金、柴北缘与北秦岭高压—超高压岩石年代学研究进展及其构造地质意义. 西北大学学报(自然科学版),39(3): 472 ~ 479.

刘良,康磊,曹玉亭,杨文强. 2015. 南阿尔金早古生代俯冲碰撞过程中的花岗质岩浆作用. 中国科学:地球科学,45: 1126 ~ 1137.

刘永顺,于海峰,辛后田,陆松年,修群业,李铨. 2009. 阿尔金山地区构造单元划分和前寒武纪重要地质事件. 地质通报,28(10): 1430 ~ 1438.

路远发. 2004. GeoKit:一个用 VBA 构建的地球化学工具软件包. 地球化学,5 :459 ~ 464.

潘桂棠,肖庆辉,陆松年,邓晋福,冯益民,张克信,张智勇,王方国,邢光福,郝国杰,冯艳芳. 2009. 中国大地构造单元划分. 中国地质,36(1):1 ~ 28.

覃小锋,李江,陆济璞,许华,胡贵昂,周府生,李乾. 2006. 阿尔金碰撞造山带西段的构造特征. 地质通报,25(1 ~ 2):104 ~ 112.

孙吉明,马中平,唐卓,李向民. 2012. 阿尔金南缘鱼目泉岩浆混合花岗岩 LA-ICP-MS 测年与构造意义. 地质学报,86(2):247 ~ 257.

王超,刘良,车自成,陈丹玲,张安达,罗金海. 2006. 阿尔金南缘榴辉岩带中花岗片麻岩的时代及构造环境探讨. 高校地质学报,12(1):74 ~ 82.

王超,刘良,张安达,杨文强,曹玉亭. 2008. 阿尔金造山带南缘岩浆混合作用:玉苏普阿勒塔格岩体岩石学和地球化学证件. 岩石学报,24(12):2809 ~ 2819.

王德滋,刘昌实,沈渭洲,陈繁荣. 1993. 桐庐 I 型和相山 S 型两类碎斑熔岩对比. 岩石学报,9(1): 44 ~ 54.

王立社,张巍,段星星,龙晓平,马中平,宋忠宝,孙吉明. 2015. 阿尔金环形山花岗片麻岩同位素年龄及成因研究. 岩石学报,31(1): 119 ~ 132.

吴才来,郜源红,雷敏,秦海鹏,刘春花,李名则, Frost B R,Wooden J L,2014. 南阿尔金茫崖地区花岗岩类锆石 SHRIMP U-Pb 定年、Lu-Hf 同位素特征及岩石成因. 岩石学报, 30(8): 2297 ~ 2323.

吴元保,郑永飞. 2004. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约. 科学通报,49(16):1589 ~ 1604.

校培喜,王永和,张汉文,潘长利,孙南一. 2001. 阿尔金山中段高压—超高压带(含菱镁矿)石榴子石二辉橄榄岩的发现及其地质意义. 西北地质,34(4):67 ~ 74.

许志琴,杨经绥,张建新,姜枚,李海兵,崔军文. 1999. 阿尔金断裂两侧构造单元的对比及岩石圈剪切机制. 地质学报,73 (3): 193 ~ 205.

杨文强,刘良,丁海波,校培喜,曹玉亭,康磊. 2012. 南阿尔金迪木那里克花岗岩地球化学、锆石 U-Pb 年代学与 Hf 同位素特征及其构造地质意义. 岩石学报,28(12): 4139 ~ 4150.

袁洪林,吴福元,高山. 2003. 东北地区新生代侵入体的锆石激光探针 U-Pb 测定与稀土元素成分分析. 科学通报,48(14): 1511 ~ 1520.

张安达,刘良,陈丹玲,王焰,罗金海. 2004. 阿尔金超高压花岗质片麻岩中锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义. 科学通报,49(22): 2335 ~ 2341.

张宏飞,高山,张本仁,钟增球,贾望鲁,王林森. 2001. 大别山地壳结构的 Pb 同位素地球化学示踪. 地球化学,30(4):395 ~ 407.

Alther R,Holl A,Hegner E. 2000. High-potassium,calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges(France)and northern Schwarzwald(Germany). Lithos,50: 51 ~ 73.

Anderson T. Correction of common Pb in U-Pb analyses that do not report

^{204}Pb . Chemcal Geology,2002,192(1 ~ 2): 59 ~ 79.

BarBarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. Lithos,46: 605 ~ 626.

Batchelor R A,Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multication. Chemical Geology,48(1): 43 ~ 55.

Cao Yuting, Liu Liang, Wang Chao, Yang Wenqiang and Zhu Xiaohui. 2010&. Geochemical, zircon U-Pb dating and Hf isotope compositions studies for Tatelekebulake granite in South A ltyn Tagh. Acta Petrologica Sinica,26(11): 3259 ~ 3271.

Chapell B W and White A J R. 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geology,8: 173 ~ 174.

Cui Junwen. 2011&. Ductile shearing age of the south Altun fault and its tectonic implications. Acta Petrologica Sinica, 27 (11) :3422 ~ 3434

Davies J H and Von Blanckenburg. 1995. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. Earth and Panetary Science Letters , 129(1 ~ 4): 85 ~ 102.

Harris N B W, Pearce J A and Tindle A G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In:Coward M P and Reis A C. eds. Collision Tectonics. Spec. Publ. Geol. Soc. Lond. , 19: 67 ~ 81.

Hoskin P W O and Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. Reviews in Mineralogy and Geochemistry,53(1) : 27 ~ 62.

Jung S,P fander J. 2007. A. Source composition and melting temperatures of orogenic granitoid: constraints from CaO/Na_2O, Al_2O_3/TiO_2 and accessory mineral saturation thermometry. European Journal of Mineralogy,19:859 ~ 870.

Kang Lie, Liu Liang, Cao Yuting, Wang Chao, Yang Wenqiang, Liang Sha. 2013&. Geochemistry, zircon U-Pb age and its geological significance of the gneissic granite from the eastern segment of the Tatelekebulake composite granite in the south Altyn Tagh. Acta Petrologica Sinica,29(9):3039 ~ 3048.

Li Qi, Zeng Zhongcheng, Chen Ning, Zhao Jianglin, Zhang Ruoyu, YI Pengfei, Gao Haifeng, Bi Zhengjia. 2015&. Zircon U-Pb Ages, Geochemical Characteristics and Tectonic Implications of Neoproterozoic Gailike Gneiss in the South Altyn Tagh. Geoscience, 29(6):1271 ~ 1283.

Li Rongshe, Ji Wenhua, Yang Yongcheng. 2008. Geologic of Kunlun Mountains and its adjacent area. Beijing: Geological Publishing House,384 ~ 388. Li Shuguang. 2004&. Exhumation mechanism of the ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Dabie mountains and continental collision process between the North and South China blocks. Earth Science Frontiers,11(3): 63 ~ 70.

Li Shuguang, Li QiuLi, Hou Zhenhui, Yang Wei and Wang Ying. 2005&. Cooling history and exhumation mechanism of the ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Dabie mountains, central China. Acta Petrologica Sinica,21(4):1117 ~ 1124.

Liu Liang, Che Zicheng, Wang Yan, Luo Jinhai and Chen Danling. 1999&. The petrological characters and geotectonic setting of high-pressure metamorphic rock belts in Altun Mountains. Acta Petrologica Sinica,15(1): 57 ~ 64.

Liu Liang,Chen Danling,Zhang Anda,Sun Yong,Wang Yan,Yang Jiaxi, Luo Jinhai. 2005&. UHP (> 7 GPa) gneissic K-feldspar pyroxenite——evidence from clinopyroxene exsolutions in garnet. Scicence in China (Series D),35(2): 105 ~ 114.

Liu Liang,Zhang Anda,Chen Danling,Yang Jiaxi,Lao Jinhai and Wang Chao. 2007&. Implications based on LA-ICP-MS zircon U-Pb ages of eclogite and its country rock from Jianggalesayi area, Altyn Tagh. Earth Science Frontiers, 14 (1) : 98 ~ 107.

Liu Liang,Wang Chao,Chen Danling,Zhang Anda and Liou JG. 2009. Petrology and geochronology of HP—UHP rocks from the South Altyn Tagh,northwestern China. Journal of Asian Earth Sciences,35 (3 ~ 4) :232 ~ 244.

Liu Liang, Chen Danling, Wang Chao, Zhang Chenglin. 2009&. New progress on geochronology of high-pressure/ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the South Altyn Tagh,the North Qaidam and the North Qinling orogenic, NW China and their geological significance. Journal of Northwest University (Natural Science Edition), 39(3) : 472 ~ 479.

Liu Liang, Kang Lei, Cao Yuting, Yang Wenqiang. 2015&. Early Paleozoic granitic magmatism related to the processes from subduction to collision in South Altyn, NW China. Science China: Earth Sciences,58: 1513 ~ 1522.

Liu Yongshun, Yu Haifeng, Xin Houtian, Lu Songnian, Xiu Qunye, Li Quan. 2009&. Tectonic units division and Precambrian significant geological events in Altyn Tagh Mountain, China. Geological Bulletin of China,28(10):1430 ~ 1438

Ludwig K R. 2003. Isoplot/Exversion 2. 49. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel . Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication . 1a: 1 ~ 56.

Lu Yuanfa. 2004&. GeoKit:A Geochemical toolkit for Microsoft Execl. Geochemica,5 :459 ~ 464.

Maniar P D,Piccoli P M. 1989. Tectionic discrimination in of granitoids. Geol. Soc. Am. Bull. , (1) : 635 ~ 643.

Pan Guitang,Xiao Qinghui,Lu Songnian,Deng Jinfu,Feng Yimin,Zhang Kexin,Zhang Zhiyong,Wang Fangguo,Xing Guangfu,Hao Guojie, Feng Yanfan. 2009&. Subdivision of tectonic units in China. Geology in China,36(1):1 ~ 28.

Pearce J A,Harris N B L,Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of the granitic rocks. Journal of Petrology,25 : 956 ~ 983.

Pearce J A, Deng W M. 1988. The ophiolites of the Tibet geotraverse, Lhasa to Golmud (1985) and Lhasa to Kathmandu (1986). London: Philosophical Transactions of the Royal society, A327: 215 ~ 238.

Qin Xiaofeng,Li Jiang,Lu Jipu,Xu Hua,Hu Guiang,Zhou Fusheng,Li Qian. 2006&. Tectonic evolution of the westen segment of the Altyn Tagh collisional orogen, Northwet China. Geological Bulletin of China, 25(1 ~ 2):104 ~ 112.

Rapp R P and Watson E B. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8 ~ 32 Kbar: implication for continental growth and crust—mantle recycling. Journal of Petrology,36 : 891 ~ 931.

Rickwood P C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides for major and minor element. Lithos,22 : 246 ~ 263.

Rubatto D. 2002. Zircon trace element geochemistry: Paritioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. Chemcal Geology,184 : 123 ~ 138.

Sobel E R and Arnand N. 1999. A possible middle Paleozoic suture in the Altyn Tagh,NW China,Tectonics,18(1).

Sun Jiming,Ma Zhongping,Tang Zhuo,Li Xiangmin. 2012&. LA-ICP-MS Zircon Dating of the Yumuquan Magma Mixing Granite in the Southern Altyn Tagh and Its Tectonic Significance. Acta Geologica Sinica, 86(2):247 ~ 257.

Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Sunders A D, Norry M J. Magmatism in the Ocean Basins. London: Geological Society Special Publication, 42: 313 ~ 345.

Sylvester P J. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. Lithos, 45: 29 ~ 44.

Wang Chao, Liu Liang, Che Zicheng, Chen Danling, Zhang Anda, Luo Jinhai. 2006&. U-Pb Geochronology and Tectonic Setting of the Granitic Gneiss in Jianggaleisayi Eclogite Belt, the Southern Edge of Altyn Tagh. Geological Journal of China Universities, 12(1): 74 ~ 82.

Wang Chao, Liu Liang, Zhang Anda, Yang Wenqiang, Cao Yuting. 2008&. Geochemistry and petrography of Early Paleozoic Yusupuleke Tagh rapakivi-textured granite complex, South Altyn: An example for magma mixing. Acta Petrologica Sinica, 24(12): 2809 ~ 2819

Wang Lishe, Zhang Wei, Duan Xingxing, Long Xiaoping, Ma Zhongping, Song Zhongbao, Sun, Jiming. 2015&. Isotopic age and genesis of the monzogranitic gneiss at the Huanxingshan in middle Altyn Tagh. Acta Petrologica Sinica, 31(1): 119 ~ 132.

Wang Zide, Liu Changshi, Shen Weizhou, Chen Fanrong. 1993&. The contrast between tonglu I-type and xiangshan S-type clastoporphyritic lava. Acta Petrologica Sinica, 9(1): 44 ~ 54.

Wu Cailai, Gao Yuanhong, Lei Min, Qin Haipeng, Liu Chunhua, Li Mingze, Frost B R, Wooden J L. 2014&. Zircon SHRIMP U-Pb dating, Lu-Hf isotopic characteristics and petrogenesis of the Palaeozoic granites in Mangya area, southern Altun, NW China. Acta Petrologica Sinica, 30(8): 2297 ~ 2323.

Wu Yuanbao, Zheng Yongfei. 2004&. Zircon minerageny and its restriction on interpretion of U-Pb age. Chinese Science Bulletin, 49(16): 1589 ~ 1604.

Xiao Peixi, Wang Yonghe, Zhang Hanwen, Pan Changli, Sun Nanyi. 2001&. The discovery of magnesite-bearing garnet lherzolite of high—ultrahigh pressure belt and its geological significance in the middle section of Altgn Tagh. Northwestern Geology, 34(4): 67 ~ 74.

Xu Zhiqin, Yang Jingsui, Zhang Jianxin, Jiang Mei, Li Haibing, Cui Junwen. 1999&. A comparsion between the tectonic units on the two sides of the Altun sinistral strike-slip fault and the mechanism of lithospheric shearing. Acta Geologica Sinica, 73(3): 193 ~ 205.

Yang Wenqiang, Liu Liang, Jing Haibo, Xiao Peixi, Kang Lei. 2012&. Geochemistry, geochronology and zircon Hf isotopes of the Dimunalike granite in South Altyn Tagn and its geological significance. Acta Petrologica Sinica, 28(12): 4139 ~ 4150

Yuan Honglin, Wu Fuyuan, Gao Shan. 2003&. Cenozoic intrusive laser probe zircon U-Pb and rare earth element composition analysis Determination in Northeast. Science Bulletin, 48(14): 1511 ~ 1520.

Zhang Anda, Liu Liang, Chen Danling, Wang Yan and Luo Jinhai. 2004&. SHRIMP U-Pb dating of zircons and its geological significance from UHP granitoid gneiss in Altyn Tagh. Chinese Science Bulletin, 49(23): 2527 ~ 2532.

Zhang Hongfei, Gao Shan, Zhang Benren, Zhong Zengqiu, Jia Wanglu, Wang Linsen. 2001&. Pb isotopic study on crustal structure of Dabie Mountains, central China. Geochimica, 30(4): 395 ~ 407.

LA-ICP-MS Zircon U-Pb Dating, Geochemical Features and Their Geological Implications of Paxialayidang Plutons on the Southern Margin of Altyn Tagh

ZHANG Ruoyu[1)], ZENG Zhongcheng[1)], ZHU Weipeng[2)], CHEN Ning[1)], ZHAO Jianglin[1)], LI Qi[1)], WANG Qinwei[1)], RAO Jingwen[1)]

1) *Shaanxi Center of Geological Survey, Xi'an*, 710068;

2) *College of Mining Technology, Taiyuan University of Technology, Taiyuan*, 030024

Abstract: The Paxialayidang plutons are located from the Paxialayidang ditch on South Altyn Tagh. The granitic rocks are mainly composed of monzonitic and porphyritic monzonitic. The U-Pb dating of zircons from the Paxialayidang plutons using LA-ICP-MS yields a group age of 460.1 ± 3.9Ma, indicating the crystallized-age of the plutons in Middle—Late Ordovician epoch. The geochemical analysis shows that major element characterized by high SiO_2(72.08% ~ 72.27%), Al_2O_3(14.10% ~ 14.79%), A/CNK = 1.06 ~ 1.18 and K_2O(5.55% ~ 6.33%) contents; low TiO_2(0.19% ~ 0.23%), MgO(0.22% ~ 0.28%) and TFeO(1.48% ~ 1.79%) contents, which suggest that syenogranite belong to the typical high-K calc-alkaline series with weakly peraluminous. In addition, they are enriched in total REE contents ($165.58 \times 10^{-6} \sim 229.86 \times 10^{-6}$). The samples are enriched in LREE (light rare earth elements) and depleted in HREE (heavyrare earth elements) with Eu anomalies (δEu = 0.11 ~ 0.17). The chondrite normalized REE pattern curve shows right-sloping type. The syenogranitees are riched in large ion lithophile elements of Rb, Th, K, U and depleted in high field strength elements of Ba, Sr, Ti and Rb/Sr value (9.05 ~ 12.57), with the characteristics of S-type granite, combining with the diagrams for discriminating compositions of original rocks, indicate the rock is forned by the partial melting of meta pelitic

sedimentary rock from lower crust. Combined with the dataes of regional geological characteristics, the Paxialayidang plutons were formed in the transitional tectonic setting from the compressional to extensional segimes, belonging to the post-collisional granites. It shows that Altyn Tagh orogenic belt between blocks on both sides of Azhong Block with Qaidam Block suggests that it entered into transformation period from compression to extension during Middle—Late Ordovician epoch.

Keywords: The South Altyn Tagh; Paxialayidang plutons; LA-ICP-MS zircon U-Pb dating; adamellite; petrogenesis

Acknowledgements: This research was financially supported by the project from China Geological Survey (Grant No. 12120114081901, 1212011120533).

First author: ZHANG Ruoyu, Male, born in 1990, Assistant Engineer. Mainly engaged in the study of regional geological survey. Email:guyuexuanci@163.com

Corresponding author: ZENG Zhongcheng, Male, born in 1983, Engineer. Mainly engaged in the study of regional geological survey and structural geology. Email:113191186@qq.com

Manuscript received on: 2015-07-25; Accepted on: 2016-07-28; Edited by: ZHANG Yuxu.

Doi: 10.16509/j.georeview.2016.05.013