

doi:10.12097/j.issn.1671-2552.2023.12.004

东昆仑昆中缝合带的活化:来自石炭纪花岗岩的证据

董越¹,刘畅^{2*},曹伟伟³,关力伟³,段星星³,刘珉³

DONG Yue¹, LIU Chang^{2*}, CAO Weiwei³, GUAN Liwei³, DUAN Xingxing³, LIU Min³

1. 中国地质调查局廊坊自然资源综合调查中心,河北 廊坊 065000;

2. 核工业北京地质研究院,北京 100029;

3. 中国地质调查局乌鲁木齐自然资源综合调查中心,新疆 乌鲁木齐 830057

1. Langfang Center for General Survey of Natural Resources, CGS, Langfang 065000, Hebei, China;

2. Beijing Research Institute of Uranium Geology, Beijing 100029, China;

3. Urumqi Comprehensive Survey Center on Natural Resources, China Geological Survey, Urumqi 830057, Xinjiang, China

摘要:在东昆仑西段工作程度较低的阿克苏河地区,首次识别出石炭纪侵入岩浆活动。阿克苏复式岩体位于昆中断裂带西段,锆石 LA-ICP-MS 定年显示,花岗闪长斑岩结晶年龄为 361 ± 2.4 Ma,二长花岗岩结晶年龄为 357.5 ± 2.8 Ma,花岗闪长岩结晶年龄为 354 ± 4.3 Ma,代表这些岩体侵位于晚泥盆世—早石炭世(临近昆中缝合带西部),该阶段岩浆事件此前未见公开报道。主量元素分析显示,这套花岗闪长斑岩、二长花岗岩和花岗闪长岩具有富 Si、Al、K 的特征,为高钾钙碱性过铝质系列;微量和稀土元素分析显示,岩石具有轻、重稀土元素分馏和轻稀土元素富集及负 Eu 异常特征,富集大离子亲石元素(LILE)Th、U、Rb、K;亏损高场强元素(HFSE)Nb、P、Ti等。铷同位素分析显示, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值为 $0.70612 \sim 0.71009$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为 $-7.1 \sim -5.1$, T_{DM2} 为 $1.51 \sim 1.69$ Ga。综合岩石-矿物特征和地球化学分析,这些岩石应该属于 I 型花岗岩,主要为受幔源岩浆作用后地壳物质重熔的结果,指示东昆仑昆中缝合带在石炭纪处于拉张裂解的状态。结合区域岩相学和岩石学资料,推断这一裂解事件应该为古特提斯洋俯冲引起的弧后盆地初始扩张,并将前人认为的古特提斯洋俯冲开启时间为二叠纪提前到石炭纪。

关键词:花岗岩;地壳重熔;断裂活化;阿克苏河;东昆仑;早石炭世;地质调查工程

中图分类号:P534.45;P588.12⁺1 **文献标志码:**A **文章编号:**1671-2552(2023)12-2060-24

Dong Y, Liu C, Cao W W, Guan L W, Duan X X, Liu M. Activation of the Central Kunlun Suture Zone, East Kunlun: Evidence from Carboniferous granites. *Geological Bulletin of China*, 2023, 42(12): 2060-2083

Abstract: In this publication, we identified Carboniferous intrusions for the first time in the Aksu River area, which has been relatively poorly explored in the western part of the East Kunlun. The Aksu acidic complex is located in the west section of the Central Kunlun fault zone. Zircon LA-ICP-MS dating results reveal that the granodiorite porphyry was crystallized at 361 ± 2.4 Ma, the monzogranite at 357.5 ± 2.8 Ma, and the granodiorite at 354 ± 4.3 Ma, indicating that these rocks were intruded during Late Devonian to Early Carboniferous (close to the west of Central Kunlun Suture Zone) and this stage of the magmatic event has not previously been publicly reported. Analysis of major elements classifies these rocks as belonging to the high potassium calc-alkaline to calc-alkaline and

收稿日期:2021-11-05;修订日期:2022-05-23

资助项目:中国地质调查局项目《新疆且末县阿克苏河一带(J45E015010、J45E016009、J45E016010)1:5万区域地质矿产调查》(编号:DD2016007907)、中国核工业地质局地勘费项目《川藏地区雅安-林芝段铀多金属资源评价研究》(编号:地GT2201)

作者简介:董越(1988-),男,高级工程师,矿物学、岩石学、矿床学专业。E-mail:305940186@qq.com

*通信作者:刘畅(1992-),男,高级工程师,矿物学、岩石学、矿床学专业。E-mail:wlc120@163.com

peraluminous series. Trace and rare earth elements indicate that all rocks are enriched in large ion lithophile elements (such as Th, U, Rb, K), light rare earth elements and depleted in high field strength elements (such as Nb, P, Ti). These granites have high initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70612~0.71009), low whole-rock $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values (-7.1~-5.1) and relative ancient T_{DM2} model ages ranging from 1.51 Ga to 1.69 Ga, which is comparable to the composition of enriched mantle or crust in the East Kunlun Orogen. Mineralogical and geochemical analyses indicate that the rocks are I-type granites, formed by remelting of crustal material, suggesting that the Central Kunlun Suture Zone underwent extensional setting during the Carboniferous. Combined with the regional geology and available geochronological data, we propose that this extensional event should be the result of the initial expansion of a back-arc basin caused by subduction of the Paleo-Tethys Ocean, which also places the time of initial subduction of the Paleo-Tethys Ocean in the Carboniferous rather than the Permian.

Key words: granite; crustal remelting; fracture reactivation; Aksu River; East Kunlun; Early Carboniferous; geological survey engineering

东昆仑造山带位于青藏高原北部(殷鸿福等, 1998; 刘成东等, 2003), 其东部与西秦岭相连, 北部与柴达木盆地相接, 西部被阿尔金断裂所切割, 南部以昆南断裂(昆南缝合带)为界。由北向南, 该造山带被昆北断裂(昆北缝合带)和昆中断裂(昆中缝合带)分成 3 个单元, 分别为祁漫塔格地体、昆北地体和昆南地体(Dong et al., 2018)(图 1)。区内昆中缝合带和昆南缝合带被认为分别是原特提斯洋(元古宙—志留纪)和古特提斯洋(石炭纪—二叠纪)闭合形成(Chen et al., 2001; 刘战庆等, 2011; 李瑞保等, 2018), 而昆北缝合带形成于原特提斯洋俯冲导致的弧后盆地闭合(Dong et al., 2019)。造山带内中酸性侵入体大面积分布, 这些岩浆岩的侵位时间集中于奥陶纪—泥盆纪和二叠纪—三叠纪 2 个阶段, 分别对应原特提斯洋和古特提斯洋的演化过程, 2 个阶段的侵入体均以早期的花岗闪长岩为主, 演变为晚期的二长花岗岩、正长花岗岩, 代表了大洋由俯冲、闭合碰撞, 至后碰撞伸展的演化过程(刘彬等, 2013; Huang et al., 2014; Xiong et al., 2014; Zhang et al., 2014; 马昌前等, 2015; Chen et al., 2020; 李积清等, 2022)。

前人研究认为, 整个东昆仑地区缺失石炭纪中酸性侵入体(Dong et al., 2018), 并把这一现象解释为石炭纪东昆仑地区处于古特提斯洋扩张阶段, 因此中酸性岩浆活动弱, 昆南缝合带分布的石炭纪蛇绿岩也为这一观点提供了证据(Chen et al., 2001; 刘战庆等, 2011)。然而, 笔者在东昆仑西部阿克苏地区开展地质调查时发现了石炭纪花岗岩复式岩基, 该岩基分布于昆中缝合带附近, 表明东昆仑地区中部在石炭纪存在较强烈的岩浆活动, 这也得到了石炭纪浩特洛洼组、哈拉郭勒组和托库孜达坂群中存在中酸性火山岩的支持。关于该岩基的成因及石炭纪中酸性岩浆事件的构造背景研究仍有值得进

一步工作的需要, 以提高东昆仑地区构造演化格局的认识。

本文基于阿克苏河岩基详细的岩相学、锆石 U-Pb 年代学、岩石地球化学和 Sr-Nd 同位素地球化学研究, 以期揭示该岩浆侵位的结晶时间、岩石成因及成岩构造背景, 从而为东昆仑地区构造演化格架提供重要限定信息。

1 区域地质背景

东昆仑地区基底主要为元古宙金水口群和长城系小庙组变质岩, 包括角闪岩、麻粒岩、片麻岩、大理岩和片岩等深变质岩(陈能松等, 1998)。基底被奥陶纪—志留纪纳赤台群浅变质岩系覆盖(陈有炘等, 2013, 2014), 此外造山带还分布有泥盆纪火山—碎屑沉积岩(陆露等, 2010; 张耀玲等, 2010)、石炭纪—三叠纪碳酸盐岩、碎屑岩和火山岩, 以及少量中生代地层(武若晨等, 2017)。值得注意的是, 东昆仑东部沟里地区的石炭纪浩特洛洼组和哈拉郭勒组海相碳酸盐地层及东昆仑西部石炭纪托库孜达坂群浅海相碎屑岩、火山岩和灰岩地层分布于昆中断裂带附近, 可能指示昆中断裂带在石炭纪存在洋盆(武若晨等, 2017)。造山带中岩浆岩分布较广, 以三叠纪岩浆岩体量最大, 其次还存在较多元古宙和奥陶纪—泥盆纪侵入体(马昌前等, 2015)。

研究区位于东昆仑造山带西段昆中断裂带附近, 紧邻西部的阿尔金断裂(图 1)。区内构造以北东向断裂构造为主, 控制了区内地层岩浆岩的分布。区内主要地层包括古元古代变质岩、石炭纪托库孜达坂群、三叠纪鄂拉山组、侏罗纪大煤沟组和采石岭组、白垩纪犬牙沟组。研究区侵入岩较发育, 主要为石炭纪花岗闪长岩、二长花岗岩、安山玢岩和奥陶纪花岗闪长岩和二长花岗岩(图 2)。本次研究所采集的样品即为石炭纪岩体。

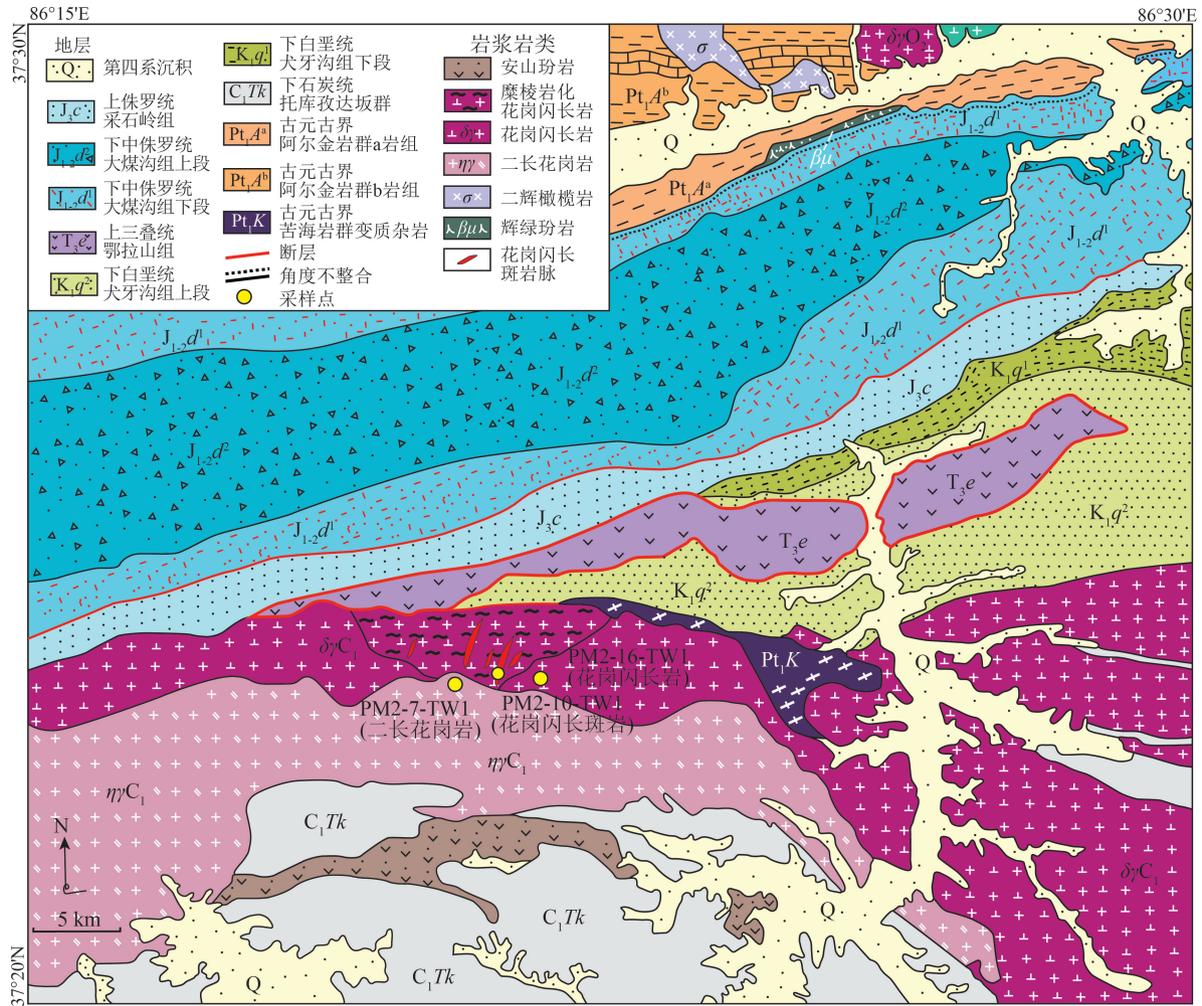


图 2 东昆仑阿克苏河地区地质简图及岩浆岩分布

Fig. 2 Geological map and the distribution of magmatic rocks of Aksu River area in the East Kunlun orogenic belt

2 样品采集及岩石学特征

阿克苏岩体位于昆中断裂带西段,昆北(祁漫塔格)弧后盆地与昆南增生楔杂岩接壤处(潘桂棠等,2002),该岩体在研究区内近东西走向(图2),向东北方向凸起,呈狭长的带状展布,在图示区域(图2)只出露该侵入岩体的一部分,后期经历了一系列北东向强烈的断裂构造活动,使这一带岩体片理、片麻理发育,走向亦大致平行于断裂走向,局部岩石具糜棱岩化现象。研究区岩体岩性主要由糜棱岩化花岗闪长岩、花岗闪长斑岩、二长花岗岩和花岗闪长岩组成,面积超 200 km²。初步的野外分析表明,该区泥盆纪—石炭纪岩浆活动至少可分为 3 期:第一期糜棱岩化花岗闪长岩,位于研究区中

部,北侧与白垩系犬牙沟组(图2, K₁q²)断层接触,南侧与二长花岗岩呈侵入接触(二长花岗岩侵入至糜棱岩化花岗闪长岩中),局部受断裂影响,岩体发生糜棱岩化;第二期花岗闪长斑岩,主要以岩脉形式侵入于第一期的糜棱岩化花岗闪长岩中,分布于研究区中部偏南,少数地区可见与第三期石炭纪花岗闪长岩、二长花岗岩呈侵入接触关系;第三期二长花岗岩和花岗闪长岩,位于研究区中南部,受构造线控制,岩体展布与其相同,与第一期糜棱岩化花岗闪长岩呈侵入接触,南侧与石炭系托库孜达坂群(C₁Tk)呈侵入接触。本次研究共采集了第二期和第三期岩石样品 7 件,其中花岗闪长斑岩 2 件,二长花岗岩 2 件,花岗闪长岩 3 件。

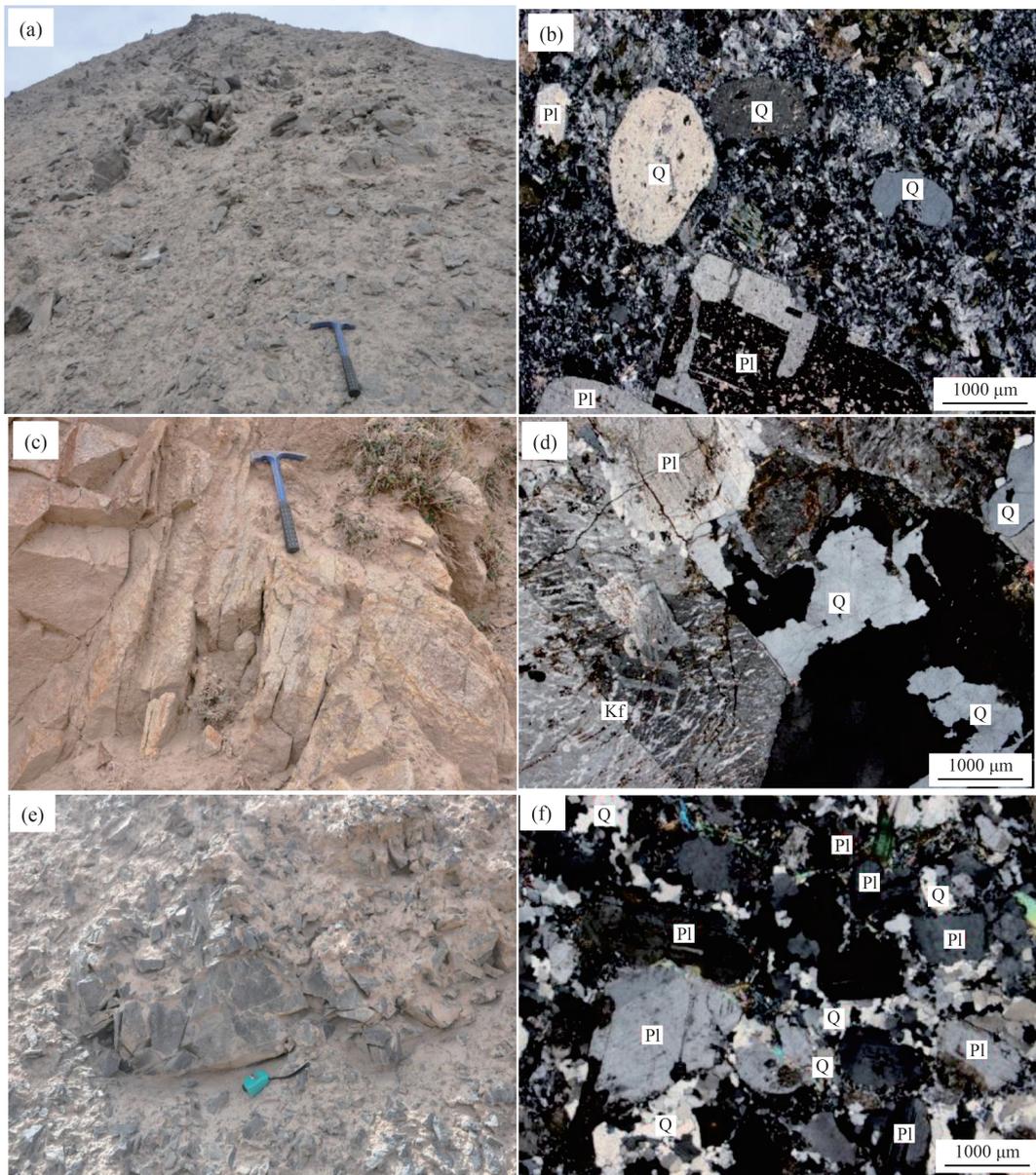
花岗闪长斑岩(图版 I-a、b),斑状-基质微文

象、微粒结构,块状构造。斑晶由石英(5%)、斜长石(25%~30%)、暗色矿物假象(5%)组成,粒度一般在0.2~6.5 mm之间。斜长石呈半自形板状,主要以聚斑状产出,少数零星散布;石英呈熔圆状、他形粒状,星散分布,具斑边文象结构,粒内波状消光;暗色矿物多被绿泥石及少量碳酸盐交代呈假象,星散分布。基质由长英质(60%)、暗色矿物假象(1%~5%)组成,粒度一般小于0.2 mm。大部分钾长石、石英呈微文象共生,有的集合体似球粒,杂乱分布,局部见微晶板条状斜长石,嵌布在文象集

合体内;部分长石、石英呈微粒状,相对不规则堆状聚集或似填隙状分布于文象集合体间。副矿物主要由不透明矿物和磷灰石组成。次生矿物组合为绢云母、碳酸盐矿物、绿泥石。暗色矿物蚀变特征推测为角闪石、黑云母的假象(图版I-a,b)。

二长花岗岩(图版I-c,d),细中粒花岗结构,块状构造。岩石主要由斜长石(35%~40%)、钾长石(25%~35%)、石英(25%~30%)、黑云母和白云母(5%)组成。粒度一般为2~5 mm,杂乱分布,斜长石呈半自形板状,可见不同程度的绢云母化、白云

图版 I Plate I



a.地表花岗闪长斑岩露头;b.花岗闪长斑岩样品显微镜下照片;c.二长花岗岩野外露头;d.二长花岗岩样品显微镜下照片;e.花岗闪长岩野外露头;f.花岗闪长岩样品显微镜下照片。Kf—钾长石;Pl—斜长石;Q—石英

母化,有微弱环带结构,聚片双晶明显;钾长石呈半自形板状,可见轻微高岭土化,简单双晶;石英呈他形粒状,以集合体状分布于长石间,颗粒间以齿状镶嵌,粒度一般为 0.3~2 mm,部分为 2~3.5 mm,可见波状消光。白云母、黑云母呈叶片状,星散分布,片径一般为 0.2~1.5 mm,可见波状消光,其中大部分黑云母被绿泥石、白云母交代呈假象,少残留。副矿物有不透明矿物、磷灰石。次生矿物组合为绢云母、白云母、高岭土、碳酸盐、萤石、铁质(图版 I -d)。

花岗闪长岩(图版 I -e、f),中细粒花岗结构,块状构造,局部糜棱结构明显。岩石主要由斜长石(55%~60%)、钾长石(10%)、石英(25%)、黑云母和白云母(5%~10%)组成。镜下具有明显的定向构造,矿物粒径一般在 0.3~2 mm 之间,斜长石和钾长石杂乱分布,斜长石多为半自形板状,具不均匀绢云母化、黝帘石化,多数表面显脏,局部隐约见环带结构;钾长石为微斜长石,半自形板状,轻微高岭土化,局部粒内见斜长石包体;石英粒度一般小于 0.3 mm,少数在 0.3~1 mm 之间,且已变为透镜状、条纹状细粒变晶集合体,分布于长石之间,颗粒间以齿状镶嵌,为糜棱岩化作用后期重结晶形成,具波状消光;黑云母呈叶片状,相对聚集断续线纹状分布,片径在 0.2~1.1 mm 之间;白云母为叶片状,零星分布,部分交代黑云母,片径 0.2~0.4 mm,具波状消光。副矿物主要为不透明矿物。次生矿物组合为绢云母、黝帘石、高岭土、绿泥石(图版 I -f)。

3 测试方法

3.1 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年

锆石 U-Pb 同位素测年样品由河北省廊坊市区域地质调查研究所进行锆石挑选、制靶和阴极发光照相。其中锆石挑选通过标准重矿物分离技术分选完成。全岩样品经破碎、淘洗和磁选后,分离出锆石颗粒,然后在双目镜下仔细挑选表面平整光洁且具不同长宽比例、不同柱锥面特征、不同颜色的锆石颗粒用于制靶,并对其进行抛光,直到样品露出一个光洁的平面。锆石样品靶制作完成后,进行阴极发光(CL)照相,作为同位素分析时的选点依据。锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测年在中国科学院壳幔物质与环境重点实验室完成。原始数据用 LaDating 及 LaTecal 两个宏文件处理,普通 Pb 通过 Com-Pb-corr #3-18 校正。采用 Isoplot 3.0 程序

(Ludwig, 2003) 进行锆石年龄加权平均值计算及谐和曲线绘制,采用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄,其加权平均值的误差类型为 2σ ,置信度为 95%。

3.2 全岩主量和微量元素分析

将采集样品经过光学显微镜观察,挑选出用于全岩地球化学分析的样品。对所要分析的样品进行预处理。岩石粉末样品送至中国地质科学院国家地质实验测试中心分析。主量元素分析所使用的仪器为 PW4400 型 X 射线荧光光谱仪。分析步骤如下:常规的 10 项分析(如 SiO_2 、 TiO_2 、 MgO 等)在偏硼酸中溶解,用 5% 质量分数的 HNO_3 提取,用 X 射线荧光光谱仪测定。 Fe_2O_3 用容量滴定法测定, K_2O 用原子吸收法测定,按照国家标准规范,主量元素的分析误差一般控制在 1.5% 以内。样品烧失量(LOI)的测定采用马沸炉加热烧失法:用电子天平称取 1 g 样品粉末放入坩埚内,加热灼烧至 1000℃ 恒温 1 h,待温度降到一定程度后放入干燥器中冷却,再称重。加热灼烧前后的重量差即为样品的烧失量,精度优于 5%。精密密度控制方面,相对偏差小于 5%,准确度控制相对误差小于 2%。

微量和稀土元素分析在电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS, Agilent 7900)上完成。实验流程如下:称取 2 份试样,一份试样用 1.5 mL HNO_3 和 1.5 mL HF 在 195℃ 条件下消解 48 h,在 120℃ 条件下蒸干除 Si。蒸至近干后的样品用稀盐酸溶解定容,再用 ICP-MS 进行分析。另一份试样加入到 $\text{LiBO}_2/\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ 熔剂中,混合均匀,在 1025℃ 以上的熔炉中熔化。熔液冷却后,用硝酸、盐酸和氢氟酸定容,再用 ICP-MS 分析。根据样品的实际情况和消解效果,综合取值即是最后的检测结果。

3.3 Sr-Nd 同位素分析

全岩 Sr-Nd 同位素分离提取在北京大学地球与空间科学学院造山带与地壳演化教育部重点实验室进行。首先准确称量实验要求的全岩粉末(小于 200 目)50~100 mg,使用纯化 HF-HClO_4 溶样,并在电热板上 120℃ 加热,蒸干样品溶液,之后加入纯化 HCl 使用 Rb-Sr、Sm-Nd 交换柱(AG50W * 12, 200~400 目)进行分离提纯和元素提取;在国家地质实验测试中心利用 TIMS 完成元素比值测定,测试仪器型号为 MAT-262,数据以 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ 和 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 进行分馏修正,国际标样 NBS987 的实测值为 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710250 \pm 2(2\sigma)$ 。

4 分析结果

4.1 锆石 U-Pb 年龄

本次研究在采样点(坐标:北纬 37°22′23″、东经 86°21′35″)采得花岗闪长斑岩样品 PM2-10-TW1, 锆石阴极发光图(图 3)显示, 锆石晶体多为短柱状, 长柱状样品较少, 长宽比均介于 2:1~5:1 之间, 部分呈浑圆状, CL 图中大部分锆石发育岩浆特征的韵律环带, 极个别锆石岩浆韵律环带模糊不清, 具核边双层结构, 表面发育溶蚀凹坑。在该样品上共选取 30 个测点, 测试结果见表 1, 花岗闪长斑岩样品 PM2-10-TW1 Th/U 值范围为 0.14~0.71, 显示为岩浆锆石。其中 4(2033±37 Ma)、8(659±8 Ma)、21(2487±44 Ma) 3 个测点具鲜明的核边双层结构, 测点位于锆石核部。其余 27 个点的²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄介于 358~366 Ma 之间, 比较集中。在²⁰⁶Pb/²³⁸U-²⁰⁷Pb/²³⁵U 年龄谐和图(图 4)上, 各样品点均投影在谐和线上及其附近, 其年龄加权平均值为 361±2.4 Ma ($n=26$, MSWD=0.18), 该年龄代表了阿克苏河花岗闪长斑岩的结晶年龄, 指示该岩体为晚泥盆世晚期岩浆活动的产物。

二长花岗岩样品 PM2-7-TW1(坐标:北纬 37°22′23″、东经 86°21′28″), 锆石颗粒晶形总体较好, 存在颗粒破碎现象。锆石多为短柱状, 长宽比为 1.5:1~3:1, 呈浑圆状, 根据阴极发光(CL)图(图 3), 锆石大致分为 2 类, 第一类锆石由核、边结构组成, 核、边均发育岩浆成因的韵律环带, 环带清晰, 应为岩浆锆石; 第二类锆石透明度较差, 就有明显的核幔结构, 发育有岩浆韵律环带, 有溶蚀凹坑, 为继承锆石或捕获锆石。本次工作在该样品中选取了 28 个点进行 U-Pb 测试, 测试结果见表 1, 多数锆石 Th/U 值范围在 0.3~0.6 之间, 指示为岩浆锆石。由 CL 图像可知, 测点中 1~8、10~13、15、17、19、20、22~28 为岩浆锆石, 其²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄集中在 345~366 Ma 之间, 年龄加权平均值为 357.5±2.8 Ma ($n=17$, MSWD=1.5)(图 4), 代表二长花岗岩的成岩年龄, 其余年龄较分散, 可能是由于大部分锆石属于捕获锆石, 测试中一般将它们的测点选在锆石核部, 其锆石年龄分别落在 612±10 Ma、801±13 Ma、1928±36 Ma 附近。

花岗闪长岩样品 PM2-16-TW1(坐标:北纬 37°22′46″、东经 86°22′23″), 锆石阴极发光图像显示, 锆石为灰黑色—淡白色, 呈自形—半自形长柱

状、方柱状, 长轴多为 80~200 μm, 长宽比为 1:1~5:1, 部分样品溶蚀结构明显, 但多数 CL 图像具有振荡环带(图 3), 指示岩浆成因, 此外在锆石核部还可见少量的继承锆石。根据锆石晶体阴极发光图(图 3), 锆石大致分为 2 类, 第一类锆石由核、边结构组成, 核、边均发育岩浆成因的韵律环带, 环带清晰, 应为岩浆锆石; 第二类锆石透明度较差, 发育模糊的岩浆韵律环带, 有溶蚀凹坑, 为继承锆石或捕获锆石。本次工作在该样品中选取了 21 个点进行年龄测试, 测试结果见表 1, Th/U 值范围为 0.2~0.50, 显示岩浆锆石特征(赵振华, 2010)。由图 3 可知, 测点中 6、7、11、18、19、21 为代表岩浆结晶锆石, 其²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄集中在 351±6~356±5 Ma 之间, 年龄加权平均值为 354±4.3 Ma ($n=6$, MSWD=0.118), 代表了花岗闪长岩的成岩年龄, 其余年龄较为分散, 测点一般选在锆石核部, 该类锆石测试年龄分别落在 643±11~657±13 Ma、673±11 Ma、780±9 Ma、854±13 Ma、998±21 Ma、1059±17 Ma、1694±20 Ma、1906±17 Ma、2029±22 Ma、2077±18 Ma, 该类锆石在形态上有一定的磨圆度, 同时发生了一定的变质重结晶作用, 应该是继承锆石。

4.2 全岩地球化学

4.2.1 全岩主量元素分析结果

全岩主量元素测试数据列于表 2。花岗闪长斑岩硅含量较高(图 5-a、b), SiO₂ 含量为 71.33%~71.44%, Al₂O₃ 含量为 13.59%~13.97%, CaO 含量为 0.87%~1.16%, K₂O 含量为 3.38%~3.54%, Na₂O 含量为 4.17%~4.33%, TiO₂ 含量为 0.31%~0.32%, MnO 含量为 0.07%~0.08%, MgO 含量为 0.81%~0.83%, TFeO 的值为 2.81%~2.95%, ALK(Na₂O+K₂O)含量为 7.74%~7.98%(图 5-d)。岩石分异指数 DI 为 86.7~87.18。研究区花岗闪长斑岩里特曼指数(σ)介于 1.99~2.16 之间, 平均值为 2.08(表 3), 结合岩浆岩 SiO₂-K₂O 图解(图 5-c)可知, 该区花岗闪长斑岩属于高钾钙碱性系列。A/CNK 值为 1.07~1.12, A/CNK-A/NK 判别图解(图 5-e)表明, 花岗闪长斑岩为过铝质—强过铝质花岗岩。

二长花岗岩硅含量较高(图 5-a、b), SiO₂ 含量为 76.23%~77.53%, Al₂O₃ 含量为 12.37%~12.66%。CaO 含量为 0.50%~0.89%, K₂O 含量为 3.72%~4.17%, Na₂O 含量为 3.45%~3.56%, TiO₂ 含量为 0.04%, MnO 含量为 0.02%~0.03%, 平均值为 0.03%,



图3 东昆仑阿克苏河侵入体锆石阴极发光 (CL) 图像及锆石U-Pb年龄值 (白色圆圈代表测点位置, 圈中数字为分析点号, 编号同表1, 锆石下方年龄为²⁰⁶Pb/²³⁸U表面年龄)

Fig. 3 Representative CL images of zircon grains from the Aksu River intrusive rocks of the East Kunlun

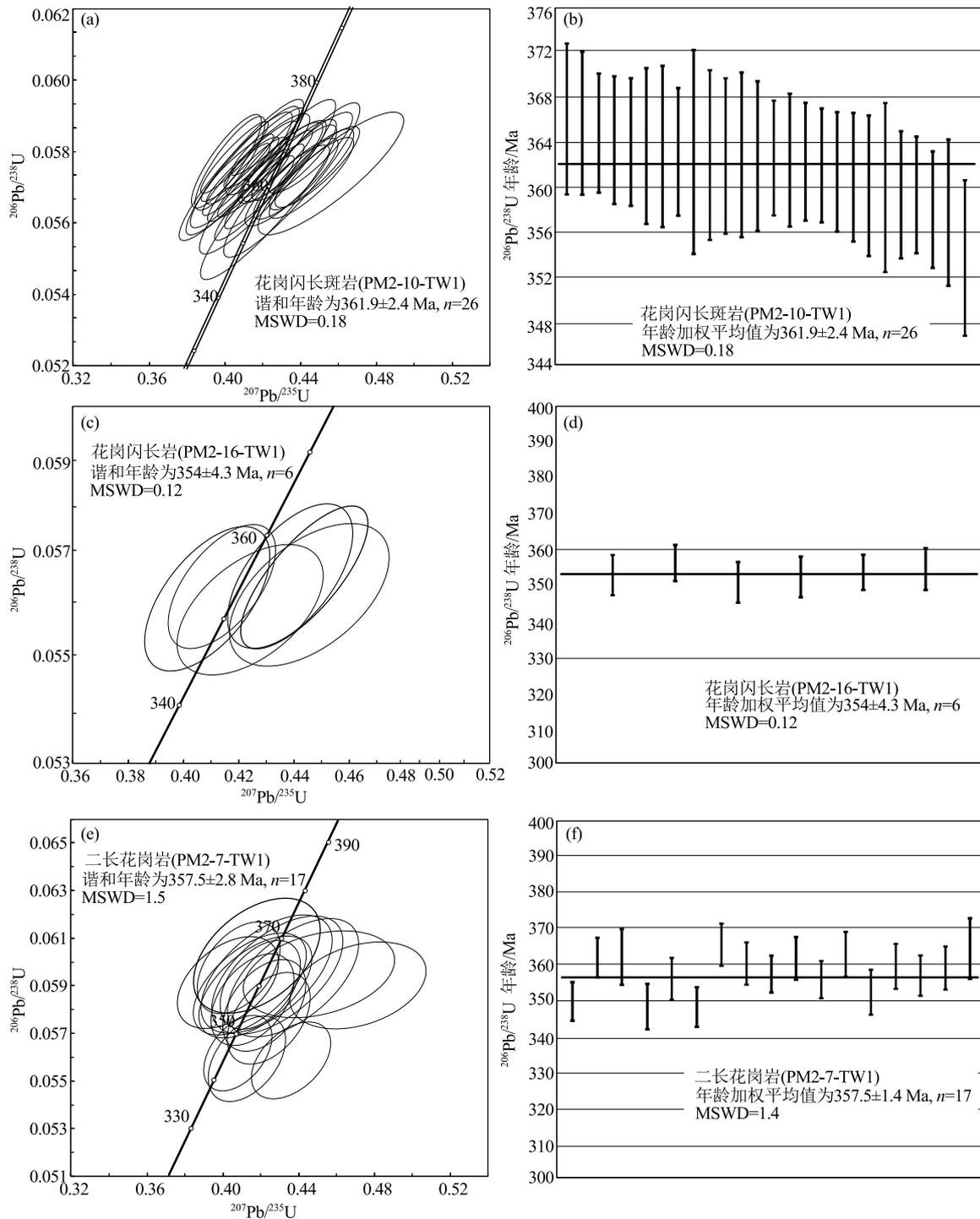


图4 东昆仑阿克苏河侵入体锆石 U-Pb 谐和年龄图和加权平均年龄直方图

Fig. 4 Zircon U-Pb concordia images and weighted mean histogram diagrams of Aksu River intrusion

MgO 含量为 0.17%~0.18%, TFeO 的值为 0.73%~0.86%, ALK (Na₂O+K₂O) 含量为 7.27%~7.84%。岩石分异指数 DI 值为 93.04~94.12。研究区二长花岗岩里特曼指数 (σ) 介于 1.48~1.79 之间, 结合

岩浆岩 SiO₂-K₂O 图解 (图 5-c) 可知, 二长花岗岩属于高钾钙碱性系列, A/CNK 值为 1.05~1.16, A/CNK-A/NK 判别图解 (图 5-e) 表明, 二长花岗岩为过铝质—强过铝质花岗岩。

表 1 阿克苏河侵入体锆石 LA-ICP-MS U-Th-Pb 同位素测试结果
Table 1 Zircon LA-ICP-MS U-Th-Pb dating results of Aksu River intrusion

点号	同位素比值								年龄/Ma					
	$^{232}\text{Th}/$	$^{207}\text{Pb}/$	σ	$^{207}\text{Pb}/$	σ	$^{206}\text{Pb}/$	σ	<i>Rho</i>	$^{207}\text{Pb}/$	σ	$^{207}\text{Pb}/$	σ	$^{206}\text{Pb}/$	σ
	^{238}U	^{206}Pb		^{235}U		^{238}U			^{206}Pb		^{235}U		^{238}U	
花岗岩长斑岩(37°22'23"N,86°21'35"E)														
PM2-10-TW1-1	0.29	0.051	0.0019	0.4004	0.0143	0.0574	0.0008	0.39	239	87	342	10.4	359	5.1
PM2-10-TW1-2	0.33	0.053	0.0021	0.4145	0.0161	0.0571	0.0011	0.5	328	88.9	352	11.6	358	6.5
PM2-10-TW1-3	0.14	0.0568	0.0016	0.5771	0.015	0.0738	0.001	0.52	487	56.5	463	9.6	459	5.7
PM2-10-TW1-4	1.08	0.1246	0.0026	6.2138	0.1358	0.3612	0.0047	0.6	2033	37	2006	19.2	1988	22.3
PM2-10-TW1-5	0.71	0.0543	0.0021	0.4319	0.0165	0.0581	0.0009	0.41	389	85.2	364	11.7	364	5.7
PM2-10-TW1-6	0.54	0.0535	0.0021	0.4182	0.0155	0.0571	0.0008	0.38	350	90.7	355	11.1	358	5.1
PM2-10-TW1-7	0.27	0.0568	0.0018	0.4519	0.0148	0.0578	0.0008	0.42	483	72.2	379	10.3	362	5.1
PM2-10-TW1-8	1.10	0.0615	0.0019	0.9172	0.0296	0.1076	0.0014	0.4	657	66.7	661	15.7	659	8.1
PM2-10-TW1-9	0.06	0.0511	0.0019	0.4035	0.0148	0.0579	0.0011	0.52	256	83.3	344	10.7	363	6.6
PM2-10-TW1-10	0.45	0.0555	0.0021	0.4371	0.016	0.0574	0.0009	0.43	435	86.1	368	11.3	360	5.4
PM2-10-TW1-11	0.43	0.0545	0.0027	0.4174	0.0198	0.0564	0.0011	0.41	394	113	354	14.2	354	6.9
PM2-10-TW1-12	0.39	0.0543	0.0019	0.4355	0.0154	0.0581	0.0009	0.44	383	77.8	367	10.9	364	5.7
PM2-10-TW1-13	0.28	0.0513	0.0025	0.4034	0.0189	0.0575	0.001	0.37	254	80.5	344	13.7	360	6.2
PM2-10-TW1-14	0.14	0.0528	0.0017	0.423	0.0135	0.0578	0.0009	0.49	317	74.1	358	9.6	362	5.2
PM2-10-TW1-15	0.26	0.0501	0.0019	0.3999	0.0141	0.0579	0.0012	0.59	198	90.7	342	10.2	363	7.3
PM2-10-TW1-16	0.30	0.0527	0.0023	0.4222	0.0183	0.0581	0.0011	0.44	322	98.1	358	13	364	6.9
PM2-10-TW1-17	0.42	0.0576	0.0036	0.4618	0.0275	0.0579	0.0012	0.35	522	141.6	386	19.1	363	7.5
PM2-10-TW1-18	0.33	0.0551	0.0023	0.4391	0.0173	0.0576	0.0009	0.4	417	92.6	370	12.2	361	5.7
PM2-10-TW1-19	0.19	0.0527	0.002	0.4207	0.0143	0.0582	0.0009	0.45	317	85.2	357	10.2	365	5.3
PM2-10-TW1-20	0.38	0.0559	0.0022	0.4492	0.0166	0.058	0.0012	0.56	456	116.7	377	11.6	364	7.1
PM2-10-TW1-21	0.15	0.1629	0.0043	7.4011	0.3113	0.3163	0.0095	0.71	2487	44.4	2161	37.7	1771	46.6
PM2-10-TW1-22	0.35	0.0547	0.0036	0.4281	0.0249	0.058	0.0015	0.44	398	141.7	362	17.7	363	9.1
PM2-10-TW1-23	0.37	0.0522	0.0021	0.416	0.0162	0.0577	0.0009	0.4	300	94.4	353	11.6	361	5.3
PM2-10-TW1-24	0.52	0.0528	0.0022	0.4216	0.0169	0.0584	0.001	0.43	317	94.4	357	12.1	366	6.4
PM2-10-TW1-25	0.36	0.0549	0.0034	0.4328	0.0211	0.0579	0.0011	0.39	409	138.9	365	15	363	6.8
PM2-10-TW1-26	0.25	0.0558	0.0022	0.4513	0.0185	0.0584	0.0011	0.46	456	88.9	378	13	366	6.7
PM2-10-TW1-27	0.27	0.0511	0.0017	0.4089	0.0132	0.0579	0.0008	0.43	256	77.8	348	9.5	363	5
PM2-10-TW1-28	0.56	0.0565	0.0021	0.4527	0.0168	0.058	0.0009	0.42	478	83.3	379	11.8	363	5.6
PM2-10-TW1-29	0.13	0.0534	0.0022	0.426	0.0168	0.0578	0.001	0.44	346	92.6	360	12	363	5.9
PM2-10-TW1-30	0.48	0.0568	0.0038	0.4374	0.0249	0.0574	0.0012	0.37	483	150.9	368	17.6	360	7.5
花岗岩长岩(37°22'46"N,86°22'23"E)														
PM2-16-TW1-1	0.90	0.1248	0.0028	6.3756	0.1611	0.3695	0.0056	0.6	2028	38.9	2029	22.2	2027	26.4
PM2-16-TW1-2	0.66	0.0664	0.0014	1.1776	0.0258	0.1286	0.0016	0.57	820	42.6	790	12	780	9.2
PM2-16-TW1-3	0.73	0.1158	0.0021	5.5322	0.1092	0.3453	0.0039	0.57	1894	33.3	1906	17	1912	18.7
PM2-16-TW1-4	0.59	0.0692	0.0016	1.3537	0.0348	0.1416	0.0023	0.63	906	46.3	869	15	854	13.2
PM2-16-TW1-5	1.21	0.0612	0.0024	0.9235	0.0364	0.11	0.0018	0.42	656	83.3	664	19.2	673	10.7
PM2-16-TW1-6	0.40	0.057	0.0023	0.4395	0.0173	0.0563	0.0009	0.41	500	88.9	370	12.2	353	5.5
PM2-16-TW1-7	0.61	0.0553	0.0014	0.4356	0.0121	0.0568	0.0008	0.51	433	57.4	367	8.5	356	5
PM2-16-TW1-8	0.52	0.0624	0.0031	0.9189	0.0433	0.1072	0.0022	0.44	687	107.4	662	22.9	657	12.9
PM2-16-TW1-9	0.09	0.0602	0.0015	0.8803	0.0234	0.1057	0.0016	0.57	609	55.5	641	12.6	647	9.4

续表 1

点号	同位素比值								年龄/Ma					
	$^{232}\text{Th}/$ ^{238}U	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	σ	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	σ	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	σ	<i>Rho</i>	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	σ	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	σ	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	σ
PM2-16-TW1-10	1.09	0.1116	0.0027	4.3053	0.1064	0.2777	0.0039	0.57	1826	42.4	1694	20.4	1580	19.9
PM2-16-TW1-11	0.37	0.0545	0.002	0.4204	0.0153	0.0559	0.0009	0.44	394	85.2	356	11	351	5.6
PM2-16-TW1-12	0.72	0.0647	0.0033	0.9418	0.0345	0.1049	0.002	0.52	765	112	674	18.1	643	11.4
PM2-16-TW1-13	0.45	0.0698	0.0034	1.5918	0.0782	0.1657	0.0039	0.48	921	101.1	967	30.6	988	21.4
PM2-16-TW1-14	0.35	0.0961	0.0025	2.2282	0.0615	0.1657	0.0025	0.55	1550	48.3	1190	19.4	989	13.9
PM2-16-TW1-15	0.34	0.0732	0.002	1.8365	0.0488	0.1794	0.0026	0.55	1020	53.7	1059	17.5	1064	14.2
PM2-16-TW1-16	0.53	0.0728	0.0024	1.6725	0.0554	0.1651	0.0027	0.49	1009	68.5	998	21.1	985	14.7
PM2-16-TW1-17	0.78	0.1258	0.0026	6.7305	0.1392	0.3819	0.0048	0.61	2040	37	2077	18.3	2085	22.3
PM2-16-TW1-18	0.44	0.0516	0.0017	0.4069	0.0139	0.0562	0.0009	0.47	333	74.1	347	10	353	5.6
PM2-16-TW1-19	0.21	0.052	0.0014	0.4115	0.0118	0.0564	0.0008	0.49	283	61.1	350	8.5	354	5
PM2-16-TW1-20	0.53	0.058	0.0016	0.8603	0.0274	0.1054	0.0021	0.63	532	59.3	630	15	646	12.2
PM2-16-TW1-21	0.53	0.0555	0.0018	0.4386	0.0136	0.0566	0.0009	0.51	432	65.7	369	9.6	355	5.7
二长花岗岩(37°22'23"N、86°21'28"E)														
PM2-7-TW1-1	0.56	0.0537	0.002	0.4118	0.0147	0.0551	0.0009	0.46	367	85.2	350	10.6	346	5.3
PM2-7-TW1-2	0.40	0.0621	0.0028	0.4563	0.0225	0.0524	0.0013	0.5	680	91.7	382	15.7	329	7.7
PM2-7-TW1-3	0.47	0.0531	0.0024	0.4257	0.019	0.0579	0.0009	0.35	345	103.7	360	13.5	363	5.5
PM2-7-TW1-4	0.41	0.0562	0.0034	0.4465	0.025	0.058	0.0013	0.4	457	133.3	375	17.6	363	7.7
PM2-7-TW1-5	0.40	0.0546	0.0017	0.4191	0.0143	0.0549	0.001	0.53	394	66.7	355	10.2	344	6.2
PM2-7-TW1-6	0.43	0.0542	0.0021	0.4297	0.017	0.057	0.0009	0.4	389	82.4	363	12.1	357	5.8
PM2-7-TW1-7	0.44	0.059	0.0024	0.4451	0.0164	0.0548	0.0009	0.45	565	87	374	11.5	344	5.4
PM2-7-TW1-8	0.34	0.0557	0.0019	0.4503	0.0153	0.0585	0.0009	0.45	439	78.7	378	10.7	366	5.7
PM2-7-TW1-9	0.75	0.0675	0.003	1.2458	0.0585	0.1323	0.0023	0.37	854	89.8	822	26.5	801	13.1
PM2-7-TW1-10	0.43	0.0536	0.0016	0.4282	0.0135	0.0577	0.0009	0.49	354	68.5	362	9.6	361	5.7
PM2-7-TW1-11	0.34	0.0597	0.0025	0.4368	0.0189	0.053	0.0008	0.35	591	90.7	368	13.4	333	5.1
PM2-7-TW1-12	0.43	0.0537	0.0017	0.4253	0.0137	0.0572	0.0008	0.43	361	72.2	360	9.7	358	5.1
PM2-7-TW1-13	0.33	0.0584	0.0043	0.4614	0.0316	0.0579	0.001	0.25	546	161.1	385	21.9	363	5.9
PM2-7-TW1-14	0.40	0.0611	0.0022	0.8435	0.0312	0.0997	0.0018	0.49	643	75.9	621	17.2	613	10.6
PM2-7-TW1-15	0.41	0.0519	0.002	0.4359	0.0163	0.0614	0.001	0.44	280	88.9	367	11.5	384	6.1
PM2-7-TW1-16	0.59	0.1181	0.0023	4.2078	0.0949	0.255	0.0034	0.59	1928	36.3	1676	18.5	1464	17.3
PM2-7-TW1-17	0.46	0.0521	0.0018	0.4092	0.0137	0.0569	0.0008	0.42	300	79.6	348	9.9	357	5
PM2-7-TW1-18	0.06	0.0586	0.0018	0.5142	0.0156	0.0632	0.0011	0.57	550	66.7	421	10.5	395	6.6
PM2-7-TW1-19	0.11	0.0512	0.0013	0.3848	0.0094	0.0539	0.0007	0.53	250	59.3	331	6.9	338	4.1
PM2-7-TW1-20	0.28	0.0522	0.0021	0.4144	0.0156	0.0581	0.001	0.46	300	92.6	352	11.2	364	6.2
PM2-7-TW1-21	0.30	0.0493	0.0023	0.4873	0.0245	0.0711	0.0015	0.42	161	138.9	403	16.7	443	9
PM2-7-TW1-22	0.59	0.0556	0.0024	0.432	0.018	0.0563	0.001	0.43	439	93.5	365	12.8	353	6.4
PM2-7-TW1-23	0.53	0.0513	0.0031	0.4063	0.0205	0.0575	0.001	0.34	254	138.9	346	14.8	361	6.2
PM2-7-TW1-24	0.44	0.0516	0.0019	0.4064	0.0144	0.0571	0.0009	0.44	333	82.4	346	10.4	358	5.6
PM2-7-TW1-25	0.52	0.0495	0.0017	0.3729	0.0127	0.0541	0.0008	0.43	172	75	322	9.4	340	5
PM2-7-TW1-26	0.43	0.0602	0.0039	0.4861	0.0279	0.0574	0.001	0.3	613	140.7	402	19.1	360	5.9
PM2-7-TW1-27	0.59	0.0521	0.003	0.4248	0.0263	0.0583	0.0014	0.39	300	131.5	359	18.8	365	8.3
PM2-7-TW1-28	0.19	0.0718	0.0025	0.5879	0.0202	0.0588	0.001	0.49	989	72.2	470	12.9	369	6.3

注:*Rho*代表误差相关系数, $Rho = (\sigma_{6/38} / ^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}) / (\sigma_{7/35} / ^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U})$

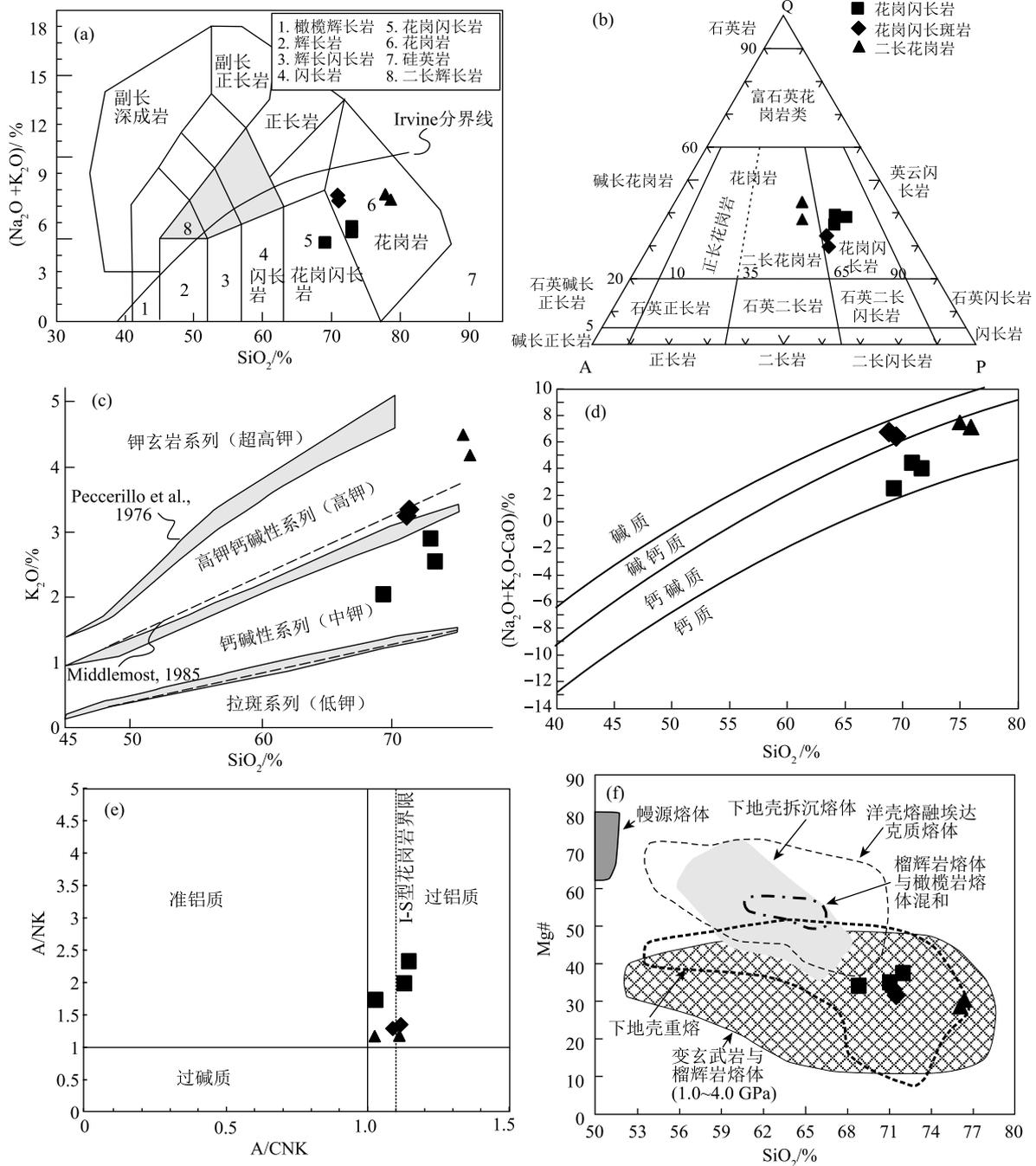


图 5 阿克苏河侵入体地球化学分类图解

Fig. 5 Geochemical classification diagrams of Aksu River intrusion

a—岩体 SiO₂-(Na₂O+K₂O) 图解 (Irvine 分界线, 上方为碱性, 下方为亚碱性, 据 Middlemost, 1985, 1994 修改); b—侵入岩 Q-A-P 分类图解;
c—SiO₂-K₂O 图解 (据 Peccerillo et al., 1976; Middlemost, 1985); d—岩体样品碱-钙指数 (据 Frost, 2001 修改); e—A/CNK-A/NK 铝饱和
指数图解 (A/CNK=Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O); A/NK=Al₂O₃/(Na₂O+K₂O)); f—SiO₂-Mg[#]图解 (据 Wang et al., 2006 修改)

花岗闪长岩 SiO₂ 含量为 69.2%~72.54%, Al₂O₃ 含量为 13.8%~14.78%, CaO 含量为 2.28%~2.77%, K₂O 含量为 2.03%~2.83%, Na₂O 含量为

3.23%~3.48%, TiO₂ 含量为 0.25%~0.44%, MnO 含量为 0.04%~0.07%, MgO 含量为 0.71%~1.19%, TFeO 的值为 2.00%~3.54%, ALK (Na₂O+

K_2O)的含量为 5.26%~6.31% (图 5-d)。分异指数 DI 值为 74.08~81.23 (表 3),说明该区岩浆经历了分离结晶作用。研究区花岗闪长岩里特曼指数(σ)介于 0.63~0.85 之间,结合岩浆岩 SiO_2-K_2O 图解可知,花岗闪长岩属于钙碱性系列(图 5-c); A/CNK 值为 1.24~1.30, $A/CNK-A/NK$ 判别图解(图 5-e)表明花岗闪长岩为强过铝质花岗岩。

4.2.2 全岩微量和稀土元素分析结果

全岩微量和稀土元素测试数据列于表 2。花岗闪长斑岩轻稀土元素相对富集,重稀土元素相对亏损,轻、重稀土元素分馏程度较高,表现为右倾曲线(图 6-a), ΣREE 值为 $148.86 \times 10^{-6} \sim 152.83 \times 10^{-6}$,平均值为 150.85×10^{-6} , $(La/Yb)_N$ 值在 9.05~9.32 之间, $(La/Lu)_N$ 值在 8.60~9.07 之间, $(Ce/Yb)_N$ 值在 7.15~7.18 之间,具有明显的负 Eu 异常($\delta Eu = 0.53 \sim 0.61$); $(La/Sm)_N$ 值在 3.75~3.82 之间, $(Gd/Lu)_N$ 值在 1.51~1.60 之间。微量元素中大离子亲石元素 K、Sr 相对亏损,高场强元素 P、Ti 相对亏损。

二长花岗岩球粒陨石标准化稀土元素配分曲线呈低缓右倾 V 谷型(图 6-a),轻、重稀土元素分馏不明显,曲线整体平缓, ΣREE 值为 $88.83 \times 10^{-6} \sim 109.22 \times 10^{-6}$,平均值为 99.03×10^{-6} , $(La/Yb)_N$ 值在 2.12~2.41 之间, $(La/Lu)_N$ 值在 2.13~2.50 之间, $(Ce/Yb)_N$ 值在 0.89~1.04 之间,具有强烈的负 Eu

异常($\delta Eu = 0.08$); $(La/Sm)_N$ 值在 1.95~2.04 之间, $(Gd/Lu)_N$ 值在 1.83~2.11 之间。微量元素中大离子亲石元素 K、Ba、Sr 相对亏损,高场强元素 Th、P、Ti、Zr 相对亏损,其余元素均相对富集。

花岗闪长岩球粒陨石标准化稀土元素配分曲线趋势大体一致(图 6-a),富集轻稀土元素(LREE),轻、重稀土元素含量比值(LREE/HREE)介于 4.93~11.40 之间, $(La/Yb)_N$ 值介于 13.72~14.26 之间。该岩石具有明显的负 Eu 异常($\delta Eu = 0.66 \sim 0.75$),可能与斜长石的分离结晶有关。微量元素原始地幔标准化曲线(图 6-b)总体上显示岩石富集大离子亲石元素(LILE,Rb、Th、U 和 K),亏损高场强元素(HFSE),Pb 具有较高的正异常,Ba、Nb、Sr、P 和 Ti 等元素明显负异常,暗示岩浆演化过程中可能经历一定程度的分离结晶作用。

4.3 全岩 Sr-Nd 同位素地球化学

对东昆仑阿克苏河岩体 3 个花岗岩样品进行了 Sr-Nd 同位素测定,同位素计算采用本次测定的各自锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄,测试及分析结果列于表 4 和图 7。结果显示,3 个样品的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值为 0.715145~0.774857,依据样品形成年龄计算得到锶同位素初始值($^{87}Sr/^{86}Sr$)_i = 0.70612~0.71009。3 个样品 Sm-Nd 同位素分析结果显示, $\epsilon_{Nd}(t) = -7.1 \sim -5.1$,二阶段模式年龄(T_{DM2})为 1.51~1.69 Ga。

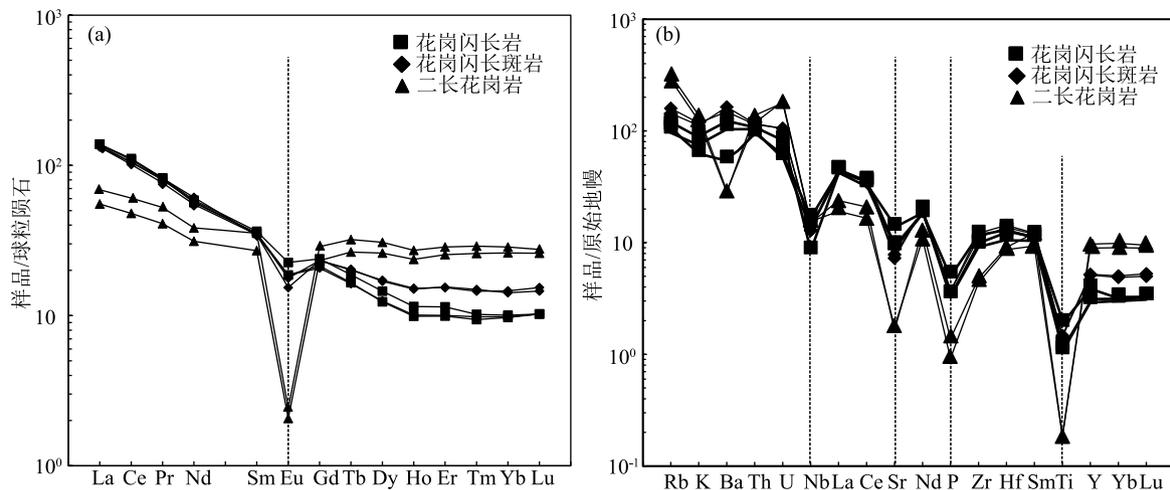


图 6 阿克苏河侵入体球粒陨石标准化稀土元素配分图(a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b)

(球粒陨石和原始地幔数据据 Sun et al., 1989)

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns(a) and primitive mantle-normalized trace elements spider diagrams(b) for the Aksu River intrusion

表 2 阿克苏河侵入体主量、微量及稀土元素分析结果

Table 2 Major, trace and rare earth element compositions of the Aksu River intrusion

元素	PM2-10-TW1	PM2-10-YQ1	PM2-16-TW1	PM2-16-YQ2	PM2-16-YQ3	PM2-7-TW1	PM2-9-YQ1
	花岗闪长斑岩		花岗闪长岩			二长花岗岩	
SiO ₂	71.44	71.33	72.54	72.35	69.2	77.53	76.23
TiO ₂	0.32	0.31	0.27	0.25	0.44	0.04	0.04
Al ₂ O ₃	13.97	13.59	14.24	13.8	14.78	12.37	12.66
Fe ₂ O ₃	0.75	0.67	0.47	0.45	0.84	0.18	0.24
FeO	2.1	2.28	1.92	1.6	2.78	0.56	0.63
MnO	0.07	0.08	0.06	0.04	0.07	0.02	0.03
MgO	0.83	0.81	0.73	0.71	1.19	0.17	0.18
CaO	1.16	0.87	2.28	2.57	2.77	0.5	0.89
K ₂ O	3.54	3.38	2.54	2.83	2.03	3.72	4.17
Na ₂ O	4.33	4.17	3.41	3.48	3.23	3.45	3.56
P ₂ O ₅	0.08	0.08	0.08	0.08	0.12	0.03	0.02
烧失量	1.58	1.48	0.87	1.15	1.56	0.89	1.21
Mg [#]	35	34	36	39	38	30	28
A/CNK	1.07	1.12	1.14	1.02	1.18	1.16	1.05
A/NK	1.28	1.30	1.71	1.58	1.98	1.28	1.23
Rb	101	90.8	69.3	80.6	74.5	182	201
Ba	1035	1146	806	898	413	197	203
Th	9.73	9.88	9.84	9.55	8.75	11.7	10
U	2.21	2.2	1.33	1.85	1.41	3.74	3.85
K	119.23	115.03	85.59	95.73	69.17	125.32	140.36
Ta	0.7	0.67	1.03	0.9	1.11	1.63	1.49
Nb	9.26	9.17	11.1	6.47	12.7	10.7	11
La	31.3	31.3	32.3	32.8	32.7	16.3	13.1
Ce	64.1	62	64	66.5	67.9	37	29.3
Sr	153	165	214	208	311	34.5	37.2
Nd	26.9	25.7	28.6	26.4	27.4	17.9	14.6
P	3.73	3.77	3.73	3.74	5.66	1.4	0.93
Zr	136	124	114	117	141	53.7	49.4
Hf	4.42	4.23	3.65	4.07	4.4	2.8	2.67
Sm	5.39	5.29	5.22	5.4	5.56	5.41	4.14
Ti	1.5	1.47	1.26	1.17	2.08	0.19	0.19
Y	23.7	23.3	14.8	15.4	18.9	44.2	40.7
Yb	2.48	2.41	1.67	1.65	1.71	4.86	4.44
Lu	0.39	0.37	0.26	0.26	0.26	0.7	0.66
La	31.3	31.3	32.3	32.8	32.7	16.3	13.1
Ce	64.1	62	64	66.5	67.9	37	29.3

续表 2

元素	PM2-10-TW1	PM2-10-YQ1	PM2-16-TW1	PM2-16-YQ2	PM2-16-YQ3	PM2-7-TW1	PM2-9-YQ1
	花岗闪长斑岩		花岗闪长岩			二长花岗岩	
Pr	7.59	7.26	7.77	7.78	7.84	4.98	3.88
Nd	26.9	25.7	28.6	26.4	27.4	17.9	14.6
Sm	5.39	5.29	5.22	5.4	5.56	5.41	4.14
Eu	1.03	0.89	1.08	1.08	1.31	0.14	0.12
Gd	4.77	4.78	4.26	4.4	4.9	5.91	4.77
Tb	0.75	0.76	0.61	0.62	0.7	1.2	0.99
Dy	4.36	4.3	3.18	3.14	3.69	7.81	6.62
Ho	0.86	0.85	0.57	0.56	0.65	1.54	1.34
Er	2.54	2.57	1.66	1.64	1.89	4.73	4.21
Tm	0.37	0.38	0.25	0.24	0.26	0.74	0.66
Yb	2.48	2.41	1.67	1.65	1.71	4.86	4.44
Lu	0.39	0.37	0.26	0.26	0.26	0.7	0.66
Y	23.7	23.3	14.8	15.4	18.9	44.2	40.7
ΣREE	152.83	148.86	151.43	152.47	156.77	109.22	88.83
δEu	0.61	0.53	0.68	0.66	0.75	0.08	0.08
T _{Zr} /°C	793	789	789	783	809	728	713

注: 主量元素含量单位为%, 微量和稀土元素含量单位为 10⁻⁶; A/CNK = molar [Al₂O₃ / (CaO + Na₂O + K₂O)]; A/NK = molar [Al₂O₃ / (Na₂O + K₂O)]; δEu = Eu_N / (Sm_N * Gd_N)^{1/2}; T_{Ti-in-zircon} (°C) = (4800 ± 86) / ((5.711 ± 0.072) - log α_{SiO₂} + log α_{TiO₂} - log (Ti-in-zircon))

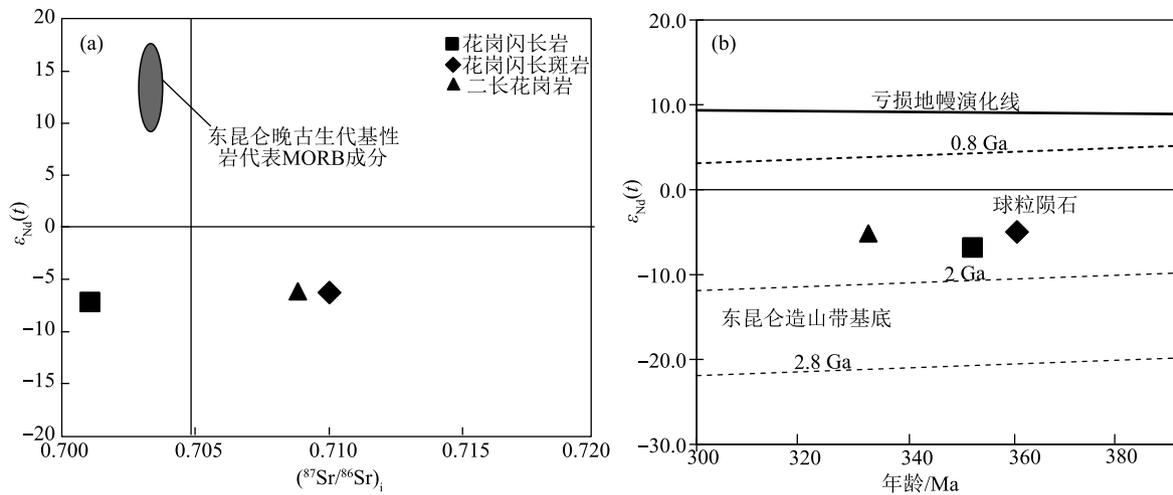


图 7 东昆仑西段阿克苏河侵入体全岩 Sr-Nd 同位素组成图解

Fig. 7 Sr-Nd isotopic compositions of Aksu River intrusion from the East Kunlun Orogenic belt

a—阿克苏河花岗质岩石样品 (87Sr/86Sr)_i-ε_{Nd}(t) 图解; b—阿克苏河花岗质岩石样品年龄-ε_{Nd}(t) 图解

表 3 阿克苏河侵入体标准矿物计算结果
Table 3 Mineral composition of Aksu River intrusion

样品号	PM2-10-TW1	PM2-10-YQ1	PM2-16-TW1	PM2-16-YQ2	PM2-16-YQ3	PM2-7-TW1	PM2-9-YQ1
石英(Q)	28.35	30.80	37.09	34.84	35.24	42.16	37.31
斜长石(P)	43.40	41.09	40.99	42.90	42.66	32.23	34.99
钙长石(An)	5.18	3.81	10.74	12.13	13.24	2.23	4.16
钠长石(Ab)	38.22	37.29	30.25	30.77	29.42	30.00	30.83
正长石(Or)	22.33	21.60	16.11	17.89	13.21	23.12	25.81
刚玉(C)	0.75	1.17	1.33	0.37	1.79	1.24	0.48
紫苏辉石(Hy)	4.38	4.54	3.78	3.37	5.99	1.08	1.23
钛铁矿(Il)	0.35	0.34	0.30	0.27	0.50	0.04	0.04
磁铁矿(Mt)	0.28	0.30	0.24	0.20	0.37	0.07	0.08
磷灰石(Ap)	0.16	0.16	0.16	0.16	0.25	0.06	0.04
合计	100	100	100	100	100	100	100
分异指数(DI)	94.07	93.50	94.19	95.63	91.11	97.51	98.12
密度/(g·cc ⁻¹)	2.69	2.70	2.71	2.69	2.75	2.65	2.65
液相密度	2.40	2.40	2.41	2.41	2.44	2.35	2.36
干粘度	0.92	0.95	1.02	1.02	0.90	1.29	1.19
湿粘度	0.69	0.70	0.75	0.74	0.69	0.83	0.80
液相线温度	801.26	789.57	780.42	778.71	827.88	688.14	713.40
A/CNK	1.09	1.14	1.16	1.04	1.21	1.17	1.06

表 4 阿克苏河侵入体 Sr-Nd 同位素分析结果
Table 4 Sr-Nd isotopic data of Aksu River intrusion

样品号	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2σ	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2σ	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	ε _{Nd} (0)	ε _{Nd} (t)	T _{DM2} /Ma
PM2-7-TW1	14.516	0.774857	0.000022	0.70899	0.1735	0.512324	0.000007	0.511918	-6.1	-5.1	1521
PM2-10-TW1	1.8995	0.71988	0.000018	0.71009	0.1190	0.512142	0.000007	0.511860	-9.7	-6.1	1606
PM2-16-TW1	1.0037	0.715145	0.000019	0.70068	0.1121	0.512078	0.000007	0.511821	-10.9	-7.1	1681

5 讨论

5.1 泥盆纪末期—石炭纪中酸性岩浆事件

本文获得的东昆仑西段地区阿克苏岩体的锆石 LA-ICP-MS 定年结果显示,花岗闪长斑岩结晶年龄为 361±2.4 Ma,二长花岗岩结晶年龄为 357.5±2.8 Ma,花岗闪长岩结晶年龄为 354±4.3 Ma,代表这些岩体侵位于晚泥盆世—早石炭世。前人的年代学研究结果显示,东昆仑西段的岩浆活动以二叠纪—中三叠世(300~220 Ma)的花岗质岩浆活动为主(图 1、图 8),而晚泥盆世—早石炭世阶段岩浆事件此前未见公开报道。东昆仑已发表的晚泥盆

世—早石炭世岩浆岩主要分布于东段(Dong et al., 2018),以晚泥盆世的小岩株或复式岩基为主。已有的资料表明,东昆仑地区自泥盆纪晚期与原特提斯洋演化相关的中酸性岩浆活动结束后(陈静等, 2013;刘彬等, 2013;王冠等, 2013; Zhang et al., 2014;Xin et al., 2018;王艺龙等, 2018),直到二叠纪才开始新一轮与古特提斯洋演化相关的中酸性岩浆活动(图 8, 270~220 Ma)(Dong et al., 2018)。尽管在区内已取得一定研究成果,但岩浆活动进入石炭纪以后,区内并未有形成具体规模的侵入岩体的报道。本文在阿克苏河地区获得的 3 个花岗岩样品的锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄(361 Ma、357 Ma、

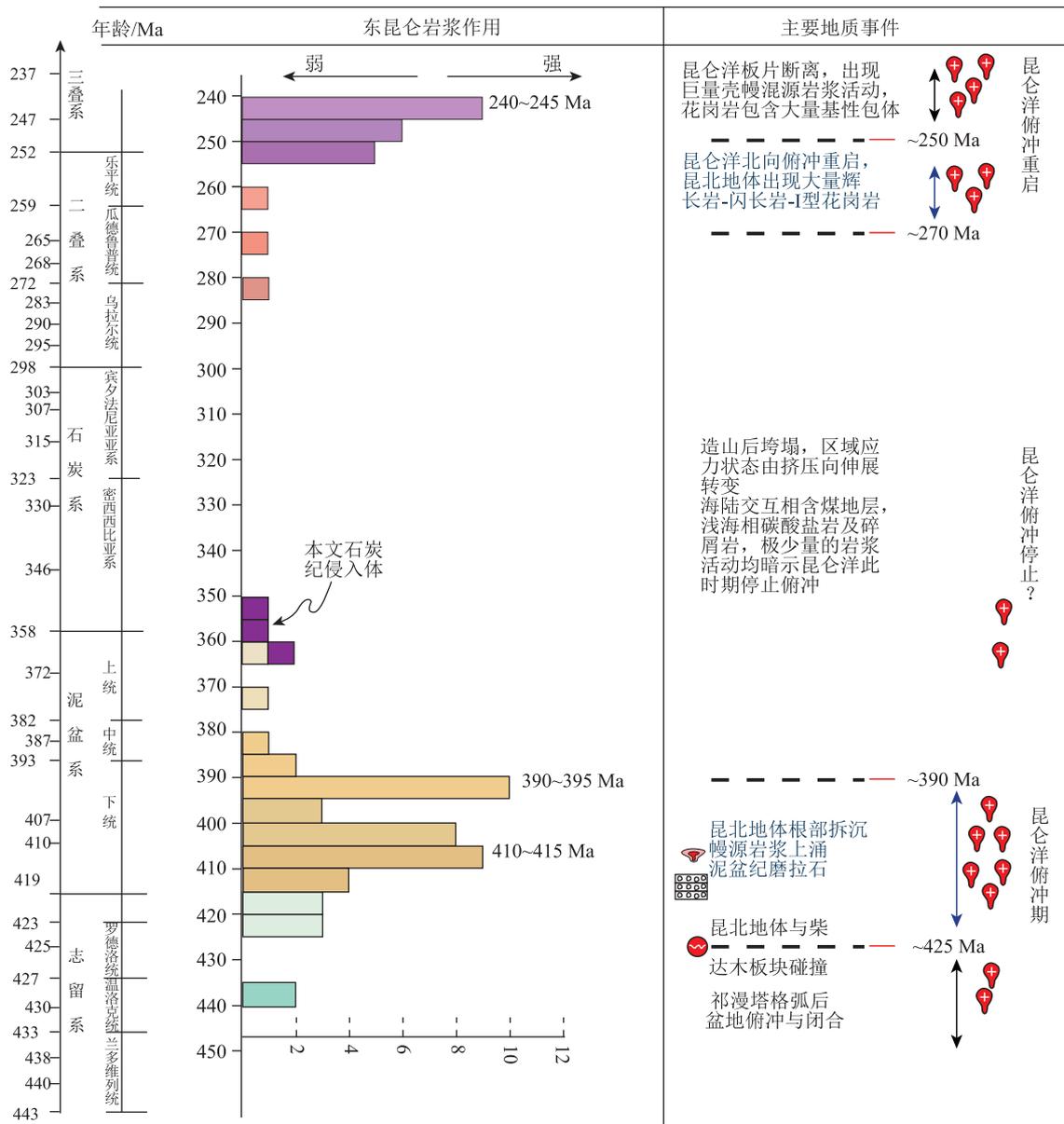


图8 东昆仑区域岩浆岩年龄分布直方图及主要地质事件(据 Dong et al., 2018 修改)

Fig. 8 Histogram of magmatic rock ages and main geological events in the East Kunlun region

354 Ma), 与郝娜娜等(2014, 380 Ma)、湛宏伟等(2006, 403~394 Ma)在阿克苏河地区以北获得的晚泥盆世花岗质侵入体的锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄相比更年轻(图9)。这些锆石 U-Pb 年龄数据表明, 360~350 Ma, 在东昆仑西段昆中缝合带附近发生了晚泥盆世—早石炭世花岗岩类的侵位。非常重要的是, 该岩体规模超过了 100 km², 显示这一中酸性岩浆事件较强烈。这一发现打破了目前整个东昆仑地区缺失大规模石炭纪中酸性岩浆活动的

观点(Dong et al., 2018), 而深入研究该时期岩石成因及其地质意义, 可以为研究东昆仑西部晚古生代造山旋回及其构造背景提供更多的线索和依据。

5.2 岩石成因类型

东昆仑地区泥盆纪的岩浆活动一般理解为与晚古生代原特提斯洋俯冲—闭合过程有关的幔源物质底侵的产物(莫宣学等, 2007), 对东昆仑阿克苏地区以北的中—晚泥盆世花岗岩类也存在类似解释(郝娜娜等, 2014), 而晚泥盆世—早石炭世阿克

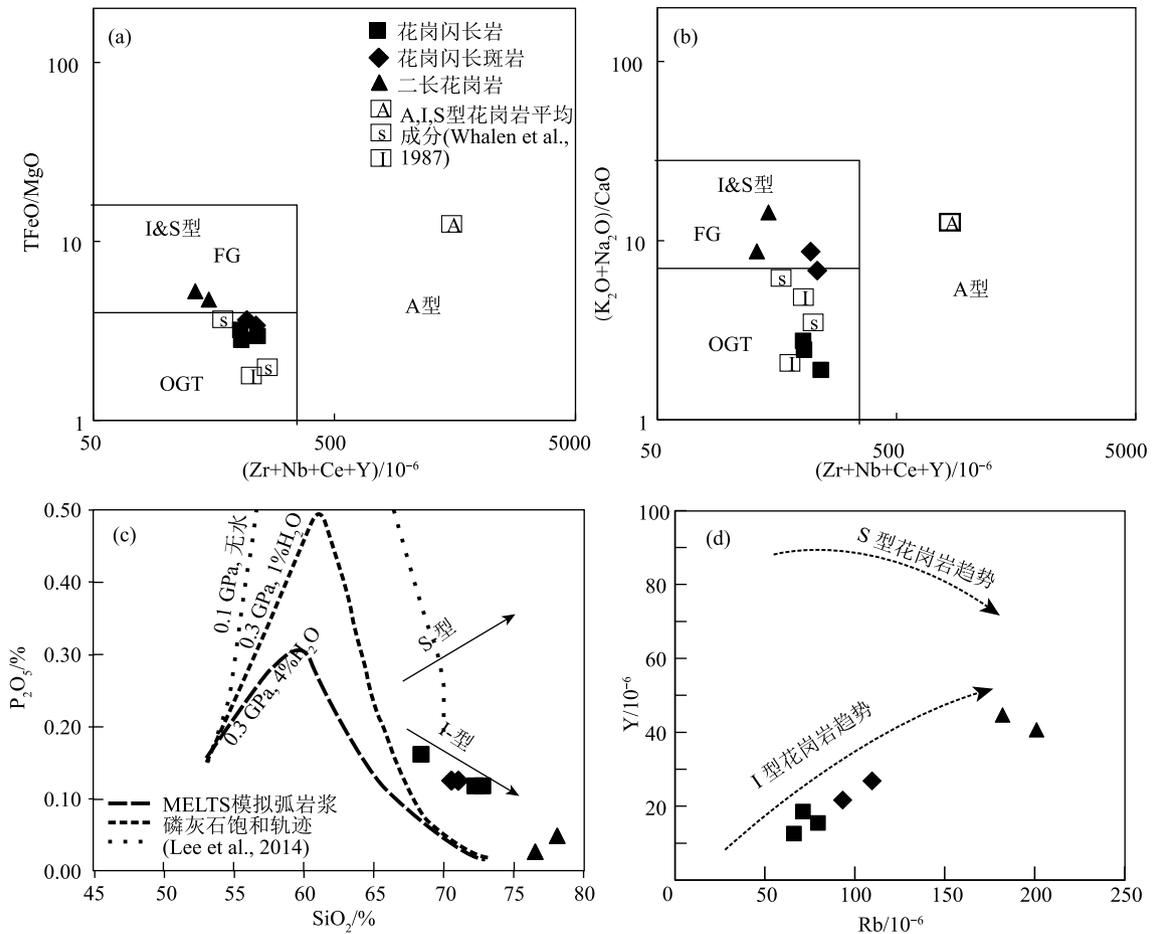


图 9 阿克苏河侵入体成因类型判别图解

Fig. 9 Discrimination diagrams for Aksu River intrusion

a、b—岩石成因类型地球化学判别图解(据 Whalen et al., 1987 修改); c—SiO₂-P₂O₅ 图解(据 Lee et al., 2014 修改);

d—Rb-Y 地球化学图解(据朱弟成等, 2009 修改)

苏河岩体很可能是东昆仑海西期少有的岩浆活动记录,因此,准确认识这些花岗岩类的成因类型及其形成过程,对研究该地区晚古生代构造背景非常重要。

花岗岩通常划分为 I、A、S、M 四种类型。M 型花岗岩一般与蛇绿岩套空间共生,且多为斜长花岗岩,显然与阿克苏河花岗岩的特征不符。除 M 型花岗岩外,自然界中花岗岩的成因类型主要为 I 型、S 型和 A 型,而对这 3 类花岗岩的判定已有大量文献论述,从矿物学特征看,角闪石、过铝质矿物(如堇青石)和碱性镁铁质矿物的出现被认为是判断上述 3 类花岗岩最重要且有效的标志(吴福元等,2007)。此外,一系列地球化学图解在判别上述不同类型花岗岩中也得到广泛应用,可是由于一些高硅花岗岩的分异程度高,它们的矿物组成和化学组成都接近低共熔花岗岩,导致分异的 I 型、S 型和 A 型花岗岩

在化学组成上部分重叠,因此,正确划分花岗岩的类型往往需要结合各方面特征予以综合判定。

前述地球化学分析数据显示,阿克苏河岩体为准铝质—弱过铝质岩石(A/CNK<1.2,图 5-e),尽管 CIPW 标准矿物(表 3)中出现少量刚玉分子(刚玉含量小于 1.8),但镜下副矿物中未见铝过饱和矿物(如原生白云母、堇青石等),明显不同于强烈富铝的 S 型花岗岩。此外,在准铝质—弱过铝质岩浆中,磷灰石的溶解度很低,并在岩浆分异过程中随 SiO₂ 的增加而降低;而在强过铝质岩浆中,磷灰石溶解度变化趋势与此相反。磷灰石在 I 型和 S 型花岗岩浆中这种结晶分异作用的差异性,可以用于区分 I 型和 S 型花岗岩类。阿克苏河岩体 3 类岩石 SiO₂-P₂O₅ 的特征与 I 型花岗岩演化趋势一致,这种趋势还可以得到 Y-Rb 图解所表现出的相关趋势

的支持(图9-d),因为富Y矿物不会在准铝质—弱过铝质I型岩浆演化的早期阶段结晶出来,从而引起I型花岗岩的Y含量高,而Rb自身属于分异过程中强不相容元素,因而随着Rb含量升高,I型花岗质熔体中Rb与Y含量呈现正相关,但在S型花岗岩中却显示出相反的趋势。值得注意的是,二长花岗岩岩体的 TFeO/MgO 较高(3.3~7.5), $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ 较高(3.3~7.5),与东昆仑西段古生代S型花岗岩相似(王增振等,2014;施彬等,2016;Zheng et al.,2018),在 TFeO/MgO 和 $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}-(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ 图解上主要位于高分异的钙碱性花岗岩区域,平均值与典型S型花岗岩成分接近(图9-a,b),可能暗示其源岩性质不同于另2类岩石。阿克苏河岩体的地质及地球化学特征排除了它们属于S型花岗岩的可能,因此,这些岩体的成因类型或为A型,或为分异的I型。

从岩相学特征看,岩体的组成矿物主要为石英、斜长石,并含钾长石、条纹长石,部分镜下照片可见少量铁镁质矿物,主要为黑云母,未出现碱性铁镁质矿物(如钠闪石—钠铁闪石、霓石—霓辉石等),从地球化学特征看,岩石表现为高硅、富碱、准铝—弱过铝、碱钙质—钙碱质(图5),贫镁、铁,Rb/Sr值高,K/Rb值低,富Cs、Rb、Th、U、Pb,贫Ba、Sr、P、Ti、Eu。相对偏低的高场强元素含量($\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$)、较低的 $10000\times\text{Ga}/\text{Al}$ 值,均低于A型花岗岩的下限值(Whalen et al.,1987)(图9)。这些岩体的锆石饱和温度变化于 $730\sim 810^\circ\text{C}$ 之间(表2),显著低于典型的A型花岗岩,较低的成岩温度亦不支持它们为A型花岗岩。这些岩体具高的 SiO_2 含量(最高达77%)、全碱含量($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}=7.1\%\sim 8.6\%$)和中等的 TFeO/MgO 值(3.3~7.5),表明它们经历了高程度结晶分异。因此,综合地质地球化学特征,指示这些岩体应属于高分异的I型花岗岩,说明在晚泥盆世—早石炭世,东昆仑西段阿克苏河地区仍然发育 $360\sim 350\text{Ma}$ 的I型花岗质岩浆活动。

5.3 岩石成因

本文的数据显示,阿克苏侵入体高的 SiO_2 、 $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ 含量及较低的 $\text{Mg}^\#$ 值(17~39)暗示该岩体不太可能直接来源于地幔。样品的Nd同位素均显示较富集的特征(表3;图8),对应的地壳模式年龄($T_{\text{DM}2}$)为 $1.51\sim 1.69\text{Ga}$ (表3),对这种数据最直接的解释是它们的源区含有来源于古老地壳

的物质(Sylvester,1998)。此外,已有研究显示,东昆仑地区古老基底物质可能为古—中元古代岩系(王国灿等,2004;任军虎等,2010),如昆北地体基底为金水口群(王国灿等,2004)。阿克苏河岩体花岗闪长岩中继承锆石年龄多集中在 $1000\sim 2300\text{Ma}$,这些继承锆石普遍发生一定的变质和重结晶作用,在昆北地体其他地区花岗质侵入体中也发现了古—中元古代的继承锆石(陆露等,2013),这些证据都暗示该时期的古老基底物质可能参与了成岩作用。

阿克苏岩体地球化学特征显示为钙碱性—高钾钙碱性、准铝质—弱过铝质I型花岗岩,一般认为,(高钾)钙碱性I型花岗岩形成模式包括:①幔源分异的基性岩浆底侵,导致下地壳物质发生部分熔融(Chappell et al.,1988;Karshi et al.,2010),岩浆上侵过程中可能发生一定程度的分离结晶作用或同化混染过程;②地幔源岩部分熔融,熔体在侵入地壳过程中发生分异(Hawkesworth et al.,1993);③古老地壳物质受后期热扰动发生熔融,阿克苏岩体 SiO_2 含量变化范围大($69.2\%\sim 77.5\%$)和相对低的 $\text{Mg}^\#$ (28~39),这些特征均表明它们不可能与原生幔源岩浆处于平衡,与此同时,阿克苏岩体Nd同位素组成位于古老基底演化线与亏损地幔演化线之间,此类同位素示踪指示研究岩体不可能单纯起源于区内古—中元古代基底变质岩的部分熔融,而是成岩过程中应有幔源组分的参与。根据 $\text{Yb}-\text{La}/\text{Yb}$ 、 $\text{La}-\text{La}/\text{Sm}$ 和 $\text{Yb}-\text{Tb}/\text{Yb}$ 图解(图10)中不同元素分布程度的变化范围和部分熔融或分离结晶过程中不相容元素自身性质的不同趋势,花岗闪长质样品 La/Yb 与Yb含量、 La/Sm 与La含量、 Ta/Yb 与Yb含量呈现负相关,暗示源区不均一,而二长花岗岩样品呈分离结晶趋势。这些相关性表明,在阿克苏岩体中发现的花岗闪长质样品,其地球化学和同位素变化受源岩成分特征和不同熔融程度的控制,而二长花岗岩样品受控于明显的分离结晶作用。

本文获得的阿克苏河岩体中花岗闪长岩和花岗闪长斑岩富集的Nd同位素比值($\epsilon_{\text{Nd}}(t)=-7.1\sim -5.1$),明显高于同时期东昆仑中元古代($T=2\text{Ga}$)原始陆壳演化线($\epsilon_{\text{Nd}}(360\text{Ma})\approx -9$,图8),而它们熔融过程中不均一的变化趋势(图10),表明阿克苏岩体中花岗闪长岩和花岗闪长斑岩源岩物质不太可能只含有变质基性火成岩物质。本文花岗闪长岩样品和二长花岗岩均表现出较高的钾含量和弱

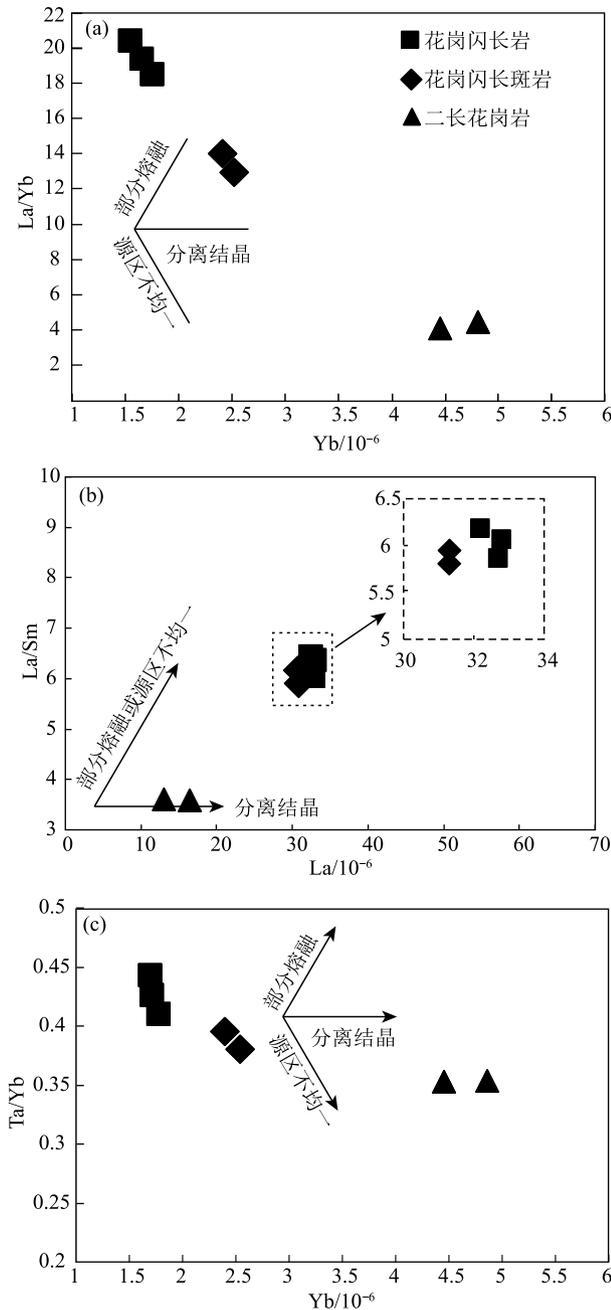


图 10 阿克苏河侵入体 Yb-La/Yb(a)、La-La/Sm(b) 和 Yb-Tb/Yb(c) 判别图解

Fig. 10 La-La/Sm(a), Yb-La/Yb(b) and Yb-Tb/Yb(c) diagrams of Aksu River intrusion

过铝质等特征,而高钾钙碱性 I 型花岗质岩浆作用需要源区具有较多的 K_2O 含量 (Roberts et al., 1993),因而壳内典型的沉积物很可能是本文阿克苏岩体源岩的一种组成成分。并且,近年基于锆石 U-Pb 年龄、锆石 Hf-O 同位素的研究发现,地壳重熔过程源区含有沉积物的贡献也将引起岩浆成分

向 I 型花岗质岩浆特征的演变,甚至受幔源岩浆改造的沉积物重熔也可以形成 I 型花岗岩 (Sylvester, 1998; Zhu et al., 2020)。Sylvester (1998) 结合实验成果,得出了不同类型花岗岩 (I 型和 S 型) 源区成分具有杂砂岩、泥质岩和变质火成岩 (角闪岩) 等不同源岩的重要结论,并提出了使用 CaO/Na_2O 值 (该比值取决于源岩中斜长石和粘土含量,杂砂岩中富斜长石而泥质岩中富粘土) 和 $Rb/Sr-Rb/Ba$ 关系图解来区分源岩性质 (Icenhower et al., 1996)。主量和微量元素比值上,二长花岗岩均显示与富粘土源区或泥岩熔体具有紧密的成分相似性 (图 11),很多研究资料亦支持富含沉积物的源岩熔融多与钾质岩浆形成具有紧密的成因关系,而花岗闪长岩和花岗闪长斑岩源岩从以杂砂岩为主向角闪岩或玄武岩熔体过渡 (图 12),这与它们地球化学特征显示的源区不均一的演化趋势一致。

阿克苏岩体的花岗闪长质样品在微量元素蛛网图上的特征是明显的负 Nb、Ti 等高场强元素异常 (图 6-b),并富集 LILEs 和 LREEs,类似地壳熔体。然而,这些特征并不总是与源自地壳的熔体有关,也可能暗示交代地幔岩石圈的部分熔融,在熔融之前被流体或熔体交代 (Hawkesworth et al., 1993)。而这对于阿克苏岩体而言最有可能的是,幔源岩浆来自于次大陆岩石圈地幔源 (SCLM) 被富含 LREEs 和 LILEs 的流体诱发熔融,这些特征与板片脱水诱发地幔楔橄榄岩熔融产生的熔体化学富集相同,并且花岗闪长质岩石样品及二长花岗岩样品在构造环境判别图中均具有典型的岛弧岩浆属性 (图 12),因而阿克苏岩体这些特征可能继承于幔源岩浆自身属性。

显然,二长花岗岩具有与花岗闪长质岩浆明显不同的元素、同位素地球化学特征 (图 7、图 8)。如果仅仅是上述幔源物质与占优势的壳源物质混合形成的母岩浆,难以解释现今观察到的二长花岗岩全岩主量和微量元素地球化学特征。二长花岗岩具有最高的硅含量,明显亏损 Ba、Nb、Sr、P、Ti 和 Eu 等地球化学特征,指示其母岩浆又经历了显著的分离结晶作用。例如, Nb、Ta、和 Ti 的亏损指示富钛矿物相 (如钛铁矿和/或金红石) 的分离,而 P 的强烈亏损表明发生了磷灰石的分离结晶, Eu 的亏损与斜长石和/或钾长石的分离结晶作用有关, Sr 和 Ba 的强烈亏损进一步支持斜长石和钾长石的分离结

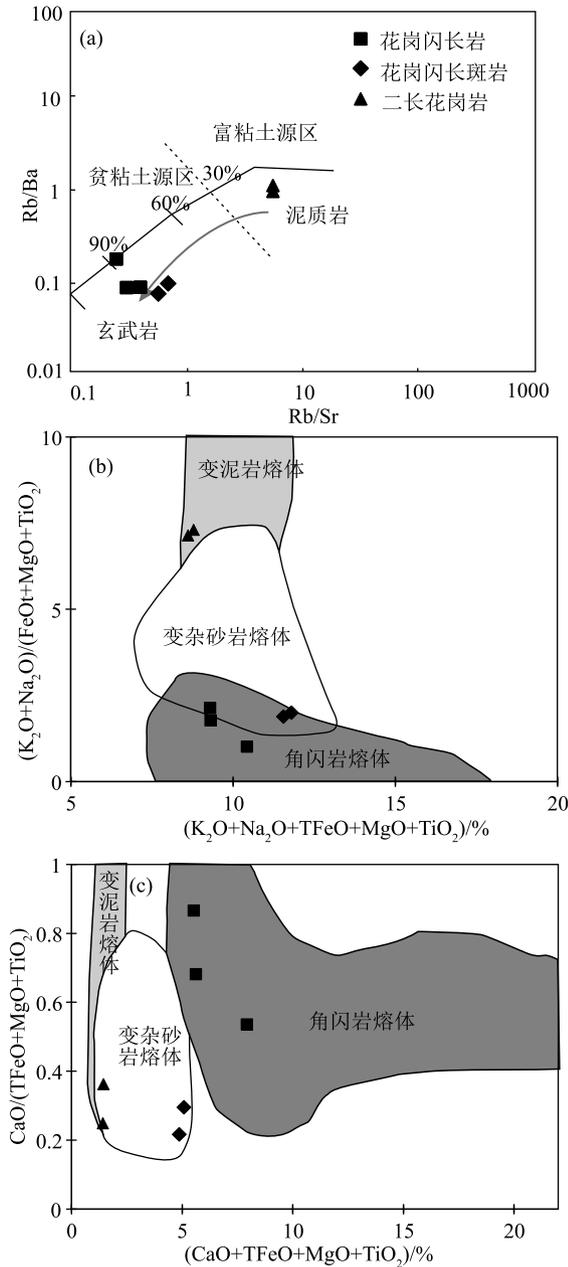


图 11 阿克苏河侵入体物质来源判别图解

Fig. 11 Source discrimination diagrams of Aksu River intrusion

晶作用。因此,二长花岗岩很可能是幔源岩浆诱发古老地壳物质重熔并与壳源熔体混合形成母岩浆,再经历高程度分离结晶作用形成的。

5.4 地质意义

前人研究表明,东昆仑地区从前寒武纪—三叠纪经历了原特提斯洋和古特提斯洋相关的 2 期洋陆

转化过程(Meng et al., 2013; 贾丽辉等, 2014; 祁生胜等, 2014; Song et al., 2018)。大量研究表明,昆中缝合带附近存在一条志留纪—泥盆纪高压—超高压变质带(Meng et al., 2013; 孟繁聪等, 2014; 贾丽辉等, 2014; 祁生胜等, 2014; 祁晓鹏等, 2016; 熊富浩等, 2016; Song et al., 2018; 国显正等, 2018), 且东昆仑地区存在大量中晚志留世—泥盆纪 A 型花岗岩, 这些岩石记录被认为是原特提斯洋在中、晚志留世已经完成闭合, 并在中晚志留世—泥盆纪处于造山后伸展阶段的证据(刘彬等, 2013; 田广阔等, 2016; Chen et al., 2020)。在泥盆纪 A 型花岗岩侵位的末期(晚泥盆世), 东昆仑地区与后碰撞伸展相关的岩浆活动已经大大减弱, 区内大规模的侵入岩体少见, 仅见少量的侵位于早期花岗岩及变质地层中的基性脉岩和花岗岩报道。例如, 任二锋等(2012)在研究区北部测得的辉长岩锆石 U-Pb 年龄为 380.3 ± 1.5 Ma, 郝娜娜等(2014)在祁漫塔格雅克登塔格地区报道了晚泥盆世花岗闪长岩年龄为 380.5 ± 0.9 Ma。此后, 直到约 360 Ma 才再次出现本文报道的阿克苏河侵入岩, 这些研究表明, 与后碰撞相关的岩浆活动在 380 Ma 之前已经基本停止, 阿克苏河侵入岩不太可能是原特提斯洋相关的后碰撞伸展岩浆的延续。

昆南缝合带蛇绿岩的年代学研究表明(Chen et al., 2001), 东昆仑地区古特提斯洋(昆仑洋)在石炭纪处于扩张阶段, 但与古特提斯洋俯冲相关的岩浆岩直到二叠纪才出现(Xiong et al., 2012, 2013), 并在三叠纪达到顶峰(Xiong et al., 2014; Huang et al., 2016), 石炭纪似乎是东昆仑中酸性侵入岩浆活动的一个静默期。基于此, 前人大多认为古特提斯洋的俯冲在二叠纪才开始(Xiong et al., 2012; 2013), 然而本次研究报道的阿克苏侵入体出现在石炭纪, 并且面积达到了岩基的规模, 表明石炭纪的东昆仑造山带并非前人研究的那样缺少中酸性岩浆侵入活动。需要注意的是, 区域地质调查资料显示, 呈带状分布于昆中缝合带附近的石炭纪地层中普遍存在中酸性火山岩, 如英安岩、流纹岩、火山碎屑岩等, 进一步表明昆中缝合带在石炭纪确实存在较强的中酸性岩浆活动(陈国超, 2011; 2014), 而本文的研究成果很可能只是未来在东昆仑西段发现更多石炭纪(350~300 Ma)弧岩浆侵入活动的一个开端。另外, 本次研究表明, 晚泥盆世—早石炭世阿

阿克苏岩体主要为一套花岗闪长岩、二长花岗岩为主的岩石组合,微量元素地球化学特征显示了典型的陆缘弧岩石组合特征(图 7-b、图 12)。这些岩相和地球化学特征明显区别于后碰撞伸展阶段的 A 型花岗岩或正长花岗岩,而与俯冲环境具有壳—幔混源特征的岩浆特征相似。据此推测,阿克苏岩体可能为古特提斯洋俯冲的产物,古特提斯洋的俯冲开启很可能大大早于前人认为的早二叠世。有趣的是,从区域岩相古地理看,沿昆中缝合带分布带状的石炭纪海相碳酸盐地层,如东昆仑东部沟里地区的石炭纪浩特洛洼组和哈拉郭勒组海相碳酸盐地层及东昆仑西部石炭纪托库孜达坂群浅海相碎屑岩、火山岩和灰岩地层(陈国超, 2011; 李瑞保等, 2012), 这些特征表明石炭纪昆中断裂带附近应该存在洋盆。结合古特提斯洋(昆南缝合带)北向俯冲特征和昆中和昆南缝合带的空间关系,推测石炭纪昆中缝合带的洋盆应该为古特提斯洋俯冲相关的弧后盆地。虽然前人没有提及昆中断裂带附近存在石炭纪的弧后盆地,但是前人针对东昆仑东部坑得弄舍地区二叠纪辉长岩的研究认为,东昆中缝

合带在二叠纪发育有弧后盆地(Zhao et al., 2020), 这一弧后盆地应该是石炭纪弧后盆地的延续。

综上,虽然不能完全排除原特提斯洋相关的后碰撞一直延续到石炭纪的可能,但综合岩浆岩和地层岩相古地理证据,笔者更倾向于昆中缝合带在石炭纪昆中洋俯冲过程中发生了活化裂解,导致深部物质上涌加热地壳,形成了阿克苏中酸性岩体及同时代的中酸性火山岩,不过这种活化裂解可能受限于昆中缝合带不同地区发育的规模和性质差异,以及深部古老地壳物质成分参与程度不同的影响,导致形成了不同类型的中酸性岩浆岩。此后,裂解作用持续进行,直到二叠纪演化成为以辉长岩出现为标志的较成熟的弧后盆地。

6 结 论

(1) 本文首次在东昆仑地区发现晚泥盆世—早石炭世阿克苏河侵入体,岩性主要为花岗斑岩、二长花岗岩和花岗闪长岩。花岗闪长斑岩为晚泥盆世岩浆活动的产物,二长花岗岩和花岗闪长岩是早石炭世岩浆活动的产物。

(2) 岩相学和地球化学特征显示,岩石为幔源岩浆诱发古老地壳物质重熔并与壳源熔体混合,再经历高程度分离结晶作用形成。

(3) 阿克苏河侵入体形成于昆中断裂活化扩张阶段,暗示古特提斯洋俯冲在石炭纪已经开启。

致谢:感谢项目实施过程中,中国地质调查局乌鲁木齐自然资源综合调查中心何峻岭等同志付出的艰辛劳动;感谢国家地质实验测试中心同位素分析研究室相关人员在样品测试期间的悉心指导;感谢审稿专家对本文提出的宝贵修改意见。

参考文献

- Chappell B W, Stephens W E. Origin of infracrustal (I - type) granite magmas [J]. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 1988, 79 (2/3): 71-86.
- Chappell B W. Aluminium saturation in I- and S-

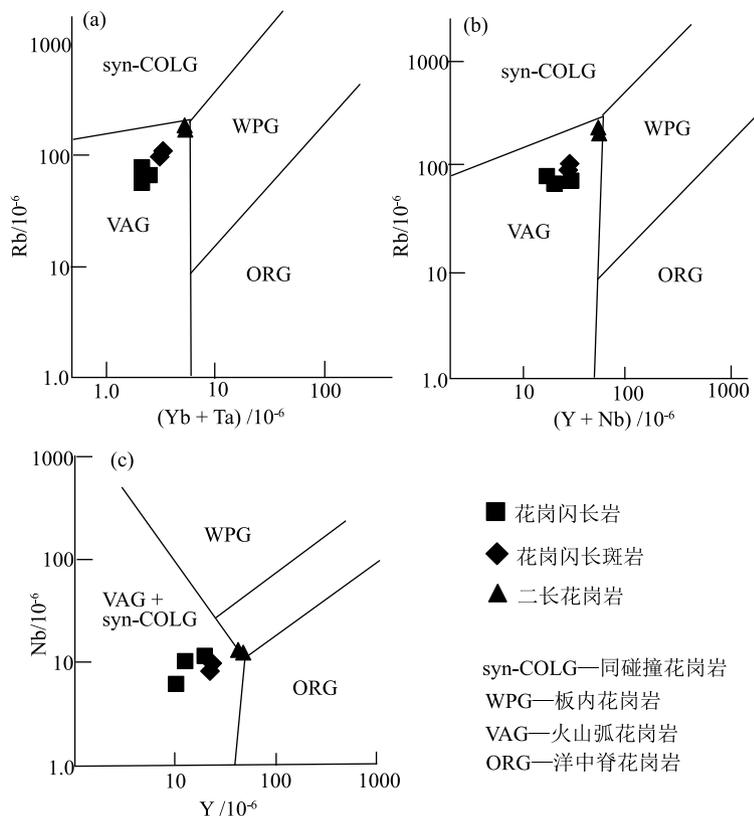


图 12 阿克苏河侵入体构造环境判别图(底图据 Pearce et al., 1984)

Fig. 12 Tectonic discrimination diagrams of Aksu River intrusion

- type granites and the characterization of fractionated haplogranites[J]. *Lithos*, 1999, 46(3): 535–551.
- Chen J, Fu L, Wei J, et al. Proto–Tethys magmatic evolution along northern Gondwana: Insights from Late Silurian–Middle Devonian A–type magmatism, East Kunlun Orogen, Northern Tibetan Plateau, China[J]. *Lithos*, 2020, 356/357: 105304.
- Chen L, Sun Y, Pei X Z, et al. Northernmost Paleo–Tethyan oceanic basin in Tibet: geochronological evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age dating of Dur'ngoi ophiolite[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2001, 46: 1203–1205.
- Dong Y, He D, Sun S, et al. Subduction and accretionary tectonics of the East Kunlun orogen, western segment of the Central China Orogenic System[J]. *Earth–Science Reviews*, 2018, 186: 231–261.
- Dong Y, Sun S, Liu X, et al. Geochronology and geochemistry of the Yazidaban ophiolitic mélange in Qimantagh: constraints on the Early Paleozoic back–arc basin of the East Kunlun Orogen, northern Tibetan Plateau[J]. *Journal of the Geological Society*, 2019, 176(2): 306–322.
- Frost B R. A geochemical classification for granitic rocks[J]. *Journal of Petrology*, 2001, 42(11): 2033–2048.
- Hawkesworth C, Gallagher K, Herot J, et al. Mantle and slab contributions in arc magmas[J]. *Annual Review of Earth Planetary Sciences*, 1993, 21: 175–2004.
- Huang H, Niu Y L, Nowell G, et al. Geochemical constraints on the petrogenesis of granitoids in the East Kunlun Orogenic belt, northern Tibetan Plateau: implications for continental crust growth through syn–collisional felsic magmatism[J]. *Chemical Geology*, 2014, 370: 1–18.
- Huang H, Niu Y, Mo X. Syn–collisional granitoids in the Qilian Block on the Northern Tibetan Plateau: A long–lasting magmatism since continental collision through slab steepening[J]. *Lithos*, 2016, 246/247: 99–109.
- Icenhower J, Longdon D. Experimental partitioning of Rb, Cs, Sr, and Ba between alkali feldspar and peraluminous melt [J]. *American Mineralogist*, 1996, 81: 719–734.
- Karsli O, Dokuz A, Uysal I, et al. Relative contributions of crust and mantle to generation of Campanian high–K calc–alkaline I–type granitoids in a subduction setting, with special reference to the Harsit Pluton, Eastern Turkey[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2010, 160: 467–487.
- Lee C T A, Bachmann O. How important is the role of crystal fractionation in making intermediate magmas? Insights from Zr and P systematics[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, 393: 266–274.
- Ludwig K R. ISOPLOT 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft excel[M]. Berkeley, 2003.
- Meng F C, Zhang J X, Cui M H. Discovery of Early Paleozoic eclogite from the East Kunlun, Western China and its tectonic significance[J]. *Gondwana Research*, 2013, 23(2): 825–836.
- Middlemost E A K. Magmas and magmatic rocks: an introduction to igneous petrology[M]. London: Longman, 1985: 1–266.
- Middlemost E A K. Naming materials in the magma/igneous rock system[J]. *Earth–Science Reviews*, 1994, 37(3/4): 215–224.
- Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. *Journal of Petrology*, 1984, 25(4): 956–983.
- Peccerillo R, Taylor S R. Geochemistry of Eocene calc–alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1976, 58: 63–81.
- Roberts M, Clemens J. Origin of high–potassium, calc–alkaline, I–type granitoids[J]. *Geology*, 1993, 21: 825–828.
- Song S, Bi H, Qi S, et al. HP–UHP metamorphic belt in the East Kunlun Orogen: final closure of the Proto–Tethys Ocean and formation of the Pan–North–China Continent[J]. *Journal of Petrology*, 2018, 59(11): 2043–2060.
- Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 1989, 42(1): 313–345.
- Sylvester P J. Post–collisional strongly peraluminous granites[J]. *Lithos*, 1998, 45(1/4): 29–44.
- Wang Q, Xu J, Jian P, et al. Petrogenesis of Adakitic Porphyries in an Extensional Tectonic Setting, Dexing, South China: Implications for the Genesis of Porphyry Copper Mineralization[J]. *Journal of Petrology*, 2006, 47(1): 119–144.
- Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. A–type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1987, 95(4): 407–419.
- Xin W, Sun F, Li L, et al. The Wulogongou metaluminous A 2 –type granites in the Eastern Kunlun Orogenic Belt, NW China: Rejuvenation of subduction–related felsic crust and implications for post–collision extension[J]. *Lithos*, 2018, 312/313: 108–127.
- Xiong F H, Ma C Q, Zhang J Y, et al. The origin of mafic microgranular enclaves and their host granodiorites from East Kunlun, Northern Qinghai–Tibet Plateau: implications for magma mixing during subduction of Paleo–Tethyan lithosphere [J]. *Mineralogy and Petrology*, 2012, 104(3/4): 211–224.
- Xiong F H, Ma C Q, Hong J A, et al. Multi–style modification of subcontinental lithospheric mantle during a Tethys orogeny: evidence from Permo–Triassic mafic dike swarms in Northern Tibetan Plateau[J]. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 2013, 87(supp): 274–276.
- Xiong F H, Ma C Q, Zhang J Y, et al. Reworking of old continental lithosphere: an important crustal evolution mechanism in orogenic belts, as evidenced by Triassic I–type granitoids in the East Kunlun orogen, Northern Tibetan Plateau[J]. *Journal of the Geological Society*, 2014, 171(6): 847–863.
- Zhang J Y, Ma C Q, Xiong F H, et al. Early Paleozoic high–Mg diorite–granodiorite in the eastern Kunlun Orogen, western China: Response to continental collision and slab break–off [J]. *Lithos*, 2014, 210/211: 129–146.
- Zhao X, Wei J, Fu L, et al. Multi–stage crustal melting from Late Permian back–arc extension through Middle Triassic continental collision to Late Triassic post–collisional extension in the East Kunlun Orogen[J]. *Lithos*, 2020, 360/361: 105446.
- Zheng Z, Chen Y, Deng X, et al. Origin of the Bashierxi monzogranite, Qiman Tagh, East Kunlun Orogen, NW China: A magmatic response to

- the evolution of the Proto-Tethys Ocean [J]. *Lithos*, 2018, 296/299 (Supplement C): 181-194.
- Zhu Z, Campbell I H, Allen C M, et al. S-type granites: Their origin and distribution through time as determined from detrital zircons [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2020, 536: 116140.
- 陈国超. 东昆仑南缘印支期花岗岩岩石成因及其地质意义 [D]. 长安大学硕士学位论文, 2011.
- 陈国超. 东昆仑造山带(东段)晚古生代—早中生代花岗岩质岩石特征、成因及地质意义 [D]. 长安大学博士学位论文, 2014.
- 谌宏伟, 罗照华, 莫宣学, 等. 东昆仑喀雅克登塔格杂岩体的 SHRIMP 年龄及其地质意义 [J]. *岩石矿物学杂志*, 2006, 25(1): 25-32.
- 陈静, 谢智勇, 李彬, 等. 东昆仑拉陵灶火地区泥盆纪侵入岩成因及其地质意义 [J]. *矿物岩石*, 2013, 33(2): 26-34.
- 陈能松, 朱杰, 游振东, 等. 中央山系大别、东秦岭和东昆仑造山带最古老岩系变质过程对比 [J]. *地球科学*, 1998, 23(5): 15-20.
- 陈有炘, 裴先治, 李瑞保, 等. 东昆仑东段纳赤台岩群变火山岩锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及其构造意义 [J]. *地学前缘*, 2013, 20(6): 240-254.
- 陈有炘, 裴先治, 李瑞保, 等. 东昆仑东段纳赤台岩群变沉积岩地球化学特征及构造意义 [J]. *现代地质*, 2014, 28(3): 489-500.
- 国显正, 贾群子, 李金超, 等. 东昆仑高压变质带榴辉岩、榴闪岩年代学、地球化学及其地质意义 [J]. *地球科学*, 2018, 43(12): 1-23.
- 郝娜娜, 袁万明, 曹建辉, 等. 东昆仑喀雅克登塔格晚泥盆世花岗岩的发现与地质意义 [J]. *西北地质*, 2014, 47(1): 107-115.
- 贾丽辉, 孟繁聪, 冯惠彬. 榴辉岩相峰期流体活动: 来自东昆仑榴辉岩石英脉的证据 [J]. *岩石学报*, 2014, 30(8): 2339-2350.
- 李积清, 王秉璋, 王涛, 等. 东昆仑黑刺沟金矿区晚奥陶世花岗岩的成因: 锆石 U-Pb 年龄、岩石地球化学和 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素制约 [J]. *地质通报*, 2022, 41(12): 2173-2185.
- 李瑞保, 裴先治, 李佐臣, 等. 东昆仑东段晚古生代—中生代若干不整合面特征及其对重大构造事件的响应 [J]. *地学前缘*, 2012, 19(5): 244-254.
- 李瑞保, 裴先治, 李佐臣, 等. 东昆仑构造混杂岩带清泉沟弧前玄武岩地质、地球化学特征及构造环境 [J]. *地球科学*, 2018, 43(12): 4521-4535.
- 刘彬, 马昌前, 郭盼, 等. 东昆仑中泥盆世 A 型花岗岩的确定及其构造意义 [J]. *地球科学(中国地质大学学报)*, 2013, 38(5): 947-962.
- 刘成东, 周肃, 莫宣学, 等. 东昆仑造山带后碰撞花岗岩岩石地球化学和 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素年代学约束 [J]. *华东地质学院学报*, 2003, (4): 301-305.
- 刘战庆, 裴先治, 李瑞保, 等. 东昆仑南缘阿尼玛卿构造带布青山地区二期蛇绿岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及其构造意义 [J]. *地质学报*, 2011, 85(2): 185-194.
- 陆露, 吴珍汉, 胡道功, 等. 东昆仑托牛山组流纹岩锆石 U-Pb 年龄及构造意义 [J]. *岩石学报*, 2010, 26(4): 1150-1158.
- 陆露, 张延林, 吴珍汉, 等. 东昆仑早古生代花岗岩锆石 U-Pb 年龄及其地质意义 [J]. *地球学报*, 2013, 34(4): 447-454.
- 马昌前, 熊富浩, 尹焯, 等. 造山带岩浆作用的强度和旋回性: 以东昆仑古特提斯花岗岩类岩基为例 [J]. *岩石学报*, 2015, 31(12): 3555-3568.
- 孟繁聪, 崔美慧, 贾丽辉, 等. 东昆仑榴辉岩的原岩性质 [C]//中国地球科学联合学术年会, 2014: 2.
- 莫宣学, 罗照华, 邓晋福, 等. 东昆仑造山带花岗岩及地壳生长 [J]. *高校地质学报*, 2007, 13(3): 403-414.
- 潘桂棠, 丁俊, 王立全, 庄育勋, 等. 青藏高原区域地质调查重要新进展 [J]. *地质通报*, 2002, 21(11): 787-793.
- 祁生胜, 宋述光, 史连昌, 等. 东昆仑西段夏日哈木-苏海图早古生代榴辉岩的发现及意义 [J]. *岩石学报*, 2014, 30(11): 3345-3356.
- 祁晓鹏, 范显刚, 杨杰, 等. 东昆仑东段浪木日上游早古生代榴辉岩的发现及其意义 [J]. *地质通报*, 2016, 35(11): 1771-1783.
- 任军虎, 柳益群, 周鼎武, 等. 东昆仑小庙基性岩脉地球化学及 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年 [J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 2010, 40(4): 859-868.
- 施彬, 朱云海, 钟增球, 等. 东昆仑黑海地区加里东期过铝质花岗岩岩石学、地球化学特征及地质意义 [J]. *地球科学*, 2016, 41(1): 35-54.
- 田广阔, 孟繁聪, 范亚洲, 等. 东昆仑早古生代造山后花岗岩的特征——以大干沟花岗岩为例 [J]. *岩石矿物学杂志*, 2016, 35(3): 371-390.
- 王冠, 孙丰月, 李碧乐, 等. 东昆仑夏日哈木矿区早泥盆世正长花岗岩锆石 U-Pb 年代学、地球化学及其动力学意义 [J]. *大地构造与成矿学*, 2013, 37(4): 685-697.
- 王国灿, 王青海, 简平, 等. 东昆仑前寒武纪基底变质岩系的锆石 SHRIMP 年龄及其构造意义 [J]. *地学前缘*, 2004, 11(4): 481-490.
- 王艺龙, 李艳军, 魏俊浩, 等. 东昆仑五龙沟地区晚志留世 A 型花岗岩成因: U-Pb 年代学、地球化学、Nd 及 Hf 同位素制约 [J]. *地球科学*, 2018, (4): 1219-1236.
- 王增振, 韩宝福, 丰成友, 等. 新疆白干湖地区花岗岩年代学、地球化学研究及其构造意义 [J]. *岩石矿物学杂志*, 2014, 33(4): 597-616.
- 吴福元, 李献华, 杨进辉, 等. 花岗岩成因研究的若干问题 [J]. *岩石学报*, 2007, 23(6): 1217-1238.
- 武若晨, 顾雪祥, 章永梅, 等. 东昆仑造山带早古生代—早中生代构造演化的沉积地球化学记录 [J]. *现代地质*, 2017, 31(4): 716-733.
- 熊富浩, 马昌前. 东昆仑中部原特提斯洋壳深俯冲事件的岩石学证据 [R]. 成都: 20162.
- 殷鸿福, 张克信. 中央造山带的演化及其特点 [J]. *地球科学*, 1998, (5): 3-5.
- 张耀玲, 胡道功, 石玉若, 等. 东昆仑造山带托牛山组火山岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其构造意义 [J]. *地质通报*, 2010, 29(11): 1614-1618.
- 赵振华. 副矿物微量元素地球化学特征在成岩成矿作用研究中的应用 [J]. *地学前缘*, 2010, (1): 267-286.
- 朱弟成, 莫宣学, 王立全, 等. 西藏冈底斯东部察隅高分异 I 型花岗岩的成因: 锆石 U-Pb 年代学、地球化学和 Sr-Nd-Hf 同位素约束 [J]. *中国科学: 地球科学*, 2009, 39(7): 833-848.