

东昆仑早泥盆世碰撞造山的侵入岩证据

赵振明¹⁾, 马华东²⁾, 王秉璋³⁾, 拜永山³⁾, 李荣社¹⁾, 计文化¹⁾

1) 中国地质调查局西安地质矿产研究所, 西安, 710054;

2) 新疆维吾尔自治区地质调查院, 乌鲁木齐, 830011; 3) 青海省地质调查院, 西宁, 810012

内容提要:东昆仑昆中断裂带及其附近茶德尔塔格西、阿尔格山北、塔鹤托坂日、喀雅克登塔格地区的早泥盆世侵入岩, 受昆中断裂长期活动影响, 岩石变形强烈, 岩体在平面上呈不规则透镜状, 沿昆中断裂近东西向分布。岩石地球化学特征属于亚碱性、高钾和低钾钙碱系列, 介于偏铝质和过铝质之间; 在 R_1-R_2 岩石类型分类图中位于闪长岩、英云闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩区; 在微量元素标准化图中, 具有 Rb、Th、Ba 富集, 高强场元素 Nb、Ta 明显亏损的特点; 在稀土元素球粒陨石标准化图中, LREE 富集, HREE 亏损, 曲线表现出明显的较为平滑的斜率相似的一组曲线, 均属强烈右倾负斜率轻稀土富集型, 整体分配模式具有火山弧花岗岩的特征。通过构造环境的综合判断, 本文研究的东昆仑早泥盆世侵入岩属于后碰撞造山花岗岩, 物质来源, 壳幔相互作用的产物, 从而确立了加里东晚期东昆仑碰撞造山的构造过程。

关键词:东昆仑; 早泥盆世; 侵入岩; 碰撞造山

东昆仑“昆中断裂带”的构造属性不少的研究者已经进行了大量的研究工作, 姜春发等(2000)认为东昆仑昆中带加里东期花岗岩属碰撞花岗岩, 反映了加里东期古洋壳由南向北的俯冲消减过程; 王国灿等(1999)认为东昆仑昆中断裂带多期蛇绿岩分别与新元古代早期、加里东末期和海西期的3次碰撞缝合事件相匹配; 罗照华等(1999)认为东昆仑古生代—早中生代岩浆弧是不同阶段形成的造山岩浆弧; 边千韬等(2002)认为晚奥陶世—志留纪(约440~400Ma)秦岭、祁连、昆仑多岛洋闭合阶段形成一个包含若干条缝合带和若干微地块的体系, 是中央造山带的基础; 郝杰等(2003)对东昆仑阿牙克库木湖北边的阿牙克岩体中的角闪石时代测定, $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 坪年龄为 $420 \pm 4\text{Ma}$, 等时年龄为 $416 \pm 21\text{Ma}$, 认为早古生代末期东昆仑从挤压构造体系转化为伸展构造体系; 郝杰等(2005)认为阿其库勒湖南蛇绿岩可能形成于前泥盆纪; 朱云海等(2005)对东昆仑诺木洪地区玄武岩岩片中的锆石 SHRIMP U-Pb 测定年龄为 $419 \pm 5\text{Ma}$, 变火山岩岩片年龄为 $401 \pm 6\text{Ma}$, 并认为东昆仑地区存在早古生代的洋陆

转换, 玄武岩代表大洋拉张环境, 变火山岩代表挤压的俯冲碰撞环境; 谌宏伟等(2006)对东昆仑祁漫塔格山东南部杂岩体中的辉长岩和二长花岗岩锆石测年结果为 $403.3 \pm 7.2\text{Ma}$ 和 $394 \pm 13\text{Ma}$ 。

1 东昆仑早泥盆世侵入岩研究的意义

到目前为止, 加里东末期, 早泥盆世 400~416Ma 时期的陆内碰撞造山, 在秦岭造山带(胡健民等, 2004; 田伟等, 2005; 张智勇等, 2005)、祁连山(樊光明等, 2007)、柴达木盆地北缘(吴才来等, 2007)、阿尔金山(戚学祥等, 2005)地区都有所表现, 在阿尔泰造山带(王涛等, 2007; 童英等, 2007)、天山造山带(杨天南等, 2006)已得到研究证实, 但是, 在东昆仑地区该时期的构造演化研究的很少, 发生在该时期的后碰撞花岗岩研究报道的也较少, 制约了对东昆仑造山带构造演化的全面了解, 同时也制约了对该地区大型矿床, 如金矿和铜矿形成机制的研究, 已有研究结果证明, 在花岗岩侵入体的结晶分异时期, 金元素和其它金属元素形成富集(Mustard R, et al., 2006)。

注: 本文为中国地质调查局“青藏高原北部空白区基础地质综合研究”项目(编号 200313000010、1212010510110), “1: 25 万鲸鱼湖幅(J45C004004)”项目(编号 19991300009191), “1: 25 万布喀达坂峰幅(J46C004001)”项目(编号 200113000059), “1: 25 万库郎米其提幅(J46C003001)”项目(编号 200113000058), 青藏高原前寒武纪地质古生代构造—古地理综合研究项目(编号 1212010610102)的成果。

收稿日期: 2007-06-06; 改回日期: 2007-10-12; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 赵振明, 男, 1965 年生。硕士, 从事构造和环境方面的工作。通讯地址: 710054, 西安市友谊东路 438 号; 电话 029-87821954;

Email: xazzhenming@cgs.gov.cn, xazzhenming@163.com。

东昆仑泥盆纪地层分布很少,仅有小范围分布的布拉克巴什组(D₂b)、卡拉楚卡组(D₁k 阿其库勒湖南卡拉楚卡山)出露,而泥盆纪的侵入岩又是少之又少。国土资源大调查结束后,为东昆仑造山带的构造演化提供了大量的资料,在东昆仑昆中断裂带的西部布拉克巴什组(D₂b)及其附近地区发现了早泥盆世侵入岩,出露于茶德尔塔格西、阿尔格山北、塔鹤托坂日、喀雅克登塔格(图 1),本文重点对其产出的构造位置以及岩石化学特征(表 1)进行研究,以探讨东昆仑加里东末期的碰撞造山过程,此外,为探讨该地区已发现和新发现的各种矿床的形成机制、找矿部署提供依据。

2 研究区同期火山岩概述

鲸鱼湖地区的火山岩,所在地区的构造环境在晚古生代随着大陆边缘由稳定转变为活动类型,火山活动也随之增强,塔鹤托坂日地区火山活动较为强烈,火山岩以厚度不等的夹层状、透镜状等形式产出,火山岩一般夹于海相地层之中,属海相火山岩。

火山岩主体赋存于布拉克巴什组(D₂b)下岩段中,上岩段中有少量分布。在布拉克巴什组下段灰岩夹层中荣获蜂巢珊瑚(*Favosites* sp.)等早—中泥盆世化石,由此将该套火山岩喷发时代确定为早

中—泥盆世。

岩石类型主要有:玄武岩、玄武安山岩、安山质凝灰岩、英安质凝灰岩、流纹质凝灰岩、沉凝灰岩等,以安山质岩石居多,英安质和流纹质岩石出露极少。

火山岩以爆发相的火山碎屑岩为主,次为溢流相的熔岩,火山喷发强度较大,具多次喷发的特征,火山岩横向变化大,向东火山岩减少并以溢流相岩石为主,不同相的火山岩和陆源碎屑岩构成多个火山喷发韵律,具明显的喷发—沉积、喷发—溢流的韵律性变化,反映火山活动方式为多次脉动式喷发,间夹强弱变化,总体具由基性向中性向酸性的演化趋势。向东在哈夏克河上游,仅见有三层火山岩,透镜状产出,为溢流相的玄武岩、玄武安山岩,具溢流—沉积的火山活动特点。在贝勒克勒克湖北西,见有两层火山岩,从下到上为玄武岩、流纹质凝灰岩,分别呈薄层状和透镜状产出,显示溢流—沉积—爆发—沉积的火山活动特征。

鲸鱼湖地区和布喀达坂峰北地区的早—中泥盆世火山岩,根据国土资源大调查的工作成果,其微量元素中,大离子亲石元素、活动性元素富集,稀土元素分析表明,稀土总量高,轻稀土富集。火山岩岩浆应是地壳物质熔融形成。

火山岩的形成与构造环境分析,火山岩分布在

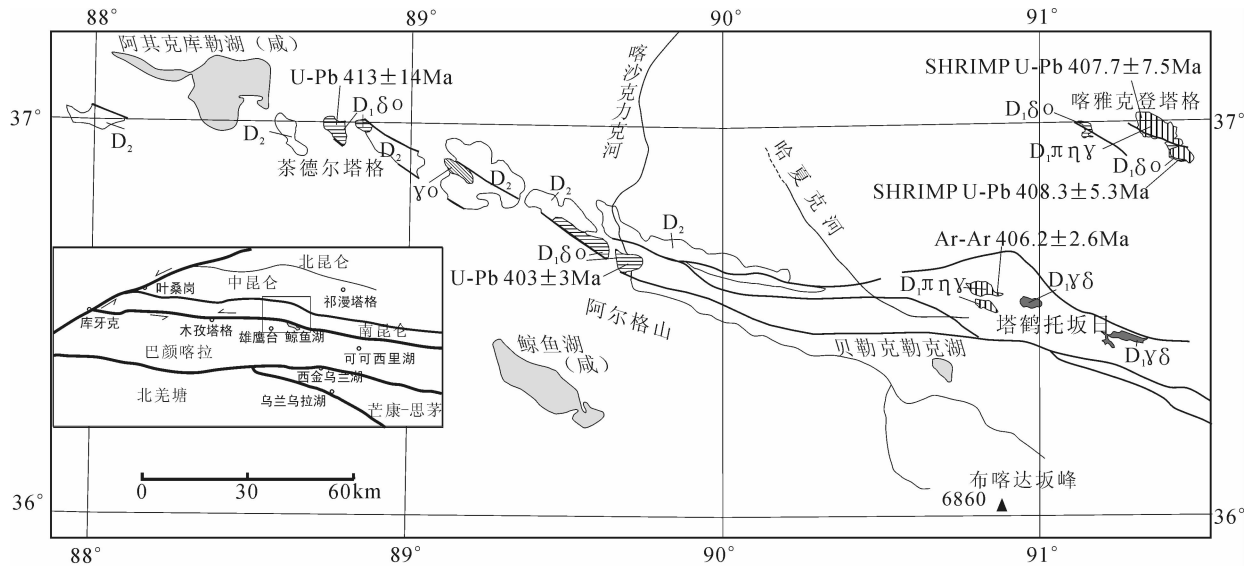


图 1 东昆仑地区侵入岩及其同位素年代图

Fig. 1 The map of the intrusive rocks in the east Kunlun area

D₂—中泥盆统; γ₀—大九坝蛇绿岩(斜长花岗岩); D₁δ₀—早泥盆世石英闪长岩; D₁γδ—早泥盆世花岗岩; D₁πγγ—早泥盆世斑状二长花岗岩
D₂— Middle Devonian; γ₀— Dajiuba Ophiolite (plagioclase granite); D₁δ₀— Early Devonian quartz diorite; D₁γδ— Early Devonian granodiorite; D₁πγγ— Early Devonian porphyritic monzonitic granite

中昆仑陆块之上,晚古生代该陆块是阿尔格山晚古生代陆缘残余海盆的基底,因此它应是挤压环境下陆内火山岩。在构造判别图解中,反映出造山带环境下火山岩的特征,表明岩石的化学成分与过渡型陆壳相似。玄武岩和玄武安山岩多数落在岛弧钙碱性玄武岩区。综合岩石地球化学特征和构造判别图解的投影结果,并结合相伴产出的沉积岩特征以及区域地质特征,早—中泥盆世火山岩应形成于陆内造山环境。

3 侵入岩地质概况

3.1 鲸鱼湖地区侵入岩

鲸鱼湖地区侵入岩极不发育,呈岩株状零星分布,主要出露在大九坝(石炭纪)、阿尔格山北(早泥盆世)、茶德尔塔格西(早泥盆世)及花海滩北(鲸鱼湖北西,二叠纪—三叠纪,图中未表示)等处,出露总面积约 280km²。阿尔格山北及茶德尔塔格西为石英闪长岩,花海滩北东为花岗闪长岩、二长花岗岩,其中阿尔格山北石英闪长岩岩体最大,长约 30km,宽 1~4km,西窄东宽,面积约 90km²,呈 NW—SE 向延伸。茶德尔塔格西石英闪长岩岩体由四个小岩体组成,面积约 30km²,它与阿尔塔山北岩体在同一走向上的 NW 端,花海滩北东岩体呈孤立小岩体,长 6km,宽 2km,面积 12km²,总面积 132km²。

阿尔格山北岩体及茶德尔塔格西岩体受走向 NW,向南倾逆断层控制,断层倾角 60°~70°,岩性单一,以石英闪长岩为主,普遍发生糜棱岩化作用。唯在阿尔格山北岩体西端出现暗灰绿色强阳起石化细晶闪长岩。花海滩北东岩体虽小,但岩石单元较复杂,由石英闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩组成,主体岩石为二长花岗岩,各单元间为脉动式接触。岩石蚀变较弱,未发生糜棱岩化。依据其接触关系,岩石由老至新为石英闪长岩—花岗闪长岩—二长花岗岩。

3.2 布喀达坂峰地区侵入岩

布喀达坂峰北地区泥盆纪岩浆活动十分强烈,侵入岩发育,但早泥盆世侵入岩较少,并以岩石类型复杂多样,群居性强,成带性好,分布面积广泛而构成该区域侵入岩主体。多以岩基形式产出,部分呈岩株状,呈北西向、近东西向展布。时间上,早泥盆世、中泥盆世、晚泥盆世等不同时期的侵入岩均有不同规模的产出,并且各时期侵入岩受控于不同的构造动力学背景,产出的构造位置不同,从而在空间上

构成该区域两条主要的构造岩浆岩亚带。

3.2.1 塔鹤托坂日侵入岩

位于贝勒克勒克湖北,北西西向顺着昆中带分布,长约 150km,南北宽约 20~10km。赋存于东昆南活动陆缘带北部边缘,北以昆中断裂或早古生代构造蛇绿混杂岩带为界毗邻东昆中微陆块,南界大部分为新生代盆地覆盖。昆中断裂对该构造—岩浆岩带具有明显的控制作用,其走向与昆中断裂一致,同时,各时代侵入体受昆中断裂长期活动影响均有不同程度的构造变形,部分岩石具强烈的糜棱岩化。侵入活动发生在早泥盆世、晚泥盆世两个时期,以晚泥盆世侵入岩分布最为广泛,产出于岩浆岩带西段,早泥盆世侵入岩呈岩株状,出露少量,分布于岩浆岩带中段和东段,共解体出 27 个侵入体。

早泥盆世侵入岩,分布于塔鹤托坂日及其东、西一带,岩株状沿昆中断裂近东西向断续展布,由 5 个侵入体组成,岩性分别为:灰色中细粒片麻状花岗闪长岩、灰白色中细粒斑状二长花岗岩,不同侵入体,多呈不规则透镜状,长轴方向近东西向。围岩为古元古代金水口岩群、早古生代纳赤台群,侵入接触关系清楚,界面不平整,围岩中接触变质作用强烈,岩体边部见有较多的棱角状围岩捕虏体。塔鹤托坂日花岗闪长岩,受昆中断裂长期活动改造普遍发育片麻状构造,岩石变形强烈,多数以糜棱岩化花岗岩、眼球状花岗质糜棱岩的面貌出现,面理总体北东倾向,倾角较缓,各种构造形迹综合反映具右行斜冲的运动学特点。

3.2.2 喀雅克登塔格侵入岩

北西向展布于布喀达坂峰东北部祁漫塔格山一带,赋存于东昆中微陆块中。侵入活动发生在早泥盆世、中泥盆世两个时期,以早泥盆世侵入岩出露最为广泛,共解体出 9 个侵入体。早泥盆世以岩基形式产出,部分呈岩株状,向北向东顺延出图,总体呈北西向展布,形态不规则。由 8 个侵入体组成,从早到晚分别划分为中细粒石英闪长岩单元、中粒斑状二长花岗岩单元,后者出露面积最大。与围岩古元古代金水口岩群及早古生代滩间山群呈侵入接触关系,并被早侏罗世及中泥盆世岩体侵入。围岩中有岩枝沿裂隙贯入,常见棱角状围岩捕虏体。两单元间呈涌动接触关系,发育宽约 5~10m 的过渡带,带内岩石成分、结构不均一,中细粒结构、不等粒结构及似斑状结构并存,普遍发育斑杂状构造、定向构造。侵入体中普遍发育暗色包体,发育程度不均一,从边部到内部包体数量明显减少。同时岩石结构也

显示出从岩体边部到内部由不均匀到均匀的变化特点。

4 侵入岩的时代

茶德尔塔格西和阿尔格山北的侵入岩,岩体与围岩之间形成热接触变质带,内接触带为混染岩,见铜矿化,外接触带见矽卡岩化。锆石送中国科学院地质与地球物理研究所测试,采用铀—铅同位素年龄测定方法,实验室建议年龄值,阿尔格山北为 U-Pb 403±3Ma,茶德尔塔格西 U-Pb 413±14Ma,该岩体侵入地层时代为早泥盆世(表 1)。

塔鹤托坂日岩体,该项工作中,在哈夏克里克北似斑状二长花岗岩单元中,以黑云母为测试对象采用单矿物 ⁴⁰Ar-³⁹Ar 法测年,获得了单矿物黑云母 406.2±2.6Ma 的坪年龄和 407±31Ma 的等时线年龄,综合围岩时代,将其侵位时代归属早泥盆世(表 1)。

喀雅克登塔格岩体,该项工作中,与中国地质大学(北京)罗照华教授合作对两单元岩石采用锆离子探针法测年,获得了满意而可信的结果。在石英闪长岩单元中获得了锆石 407.7±7.5Ma 的年龄值,在似斑状二长花岗岩单元中获得了锆石 408.3±5.3Ma 的年龄值,两年龄一致,侵位时代为早泥盆世(表 1)。

此外,在 1:25 万库郎米其提幅(J46C003001)范围内的祁漫塔格山北侧,东沟侵入岩(D₁ηγ)为中粗粒黑云母二长花岗岩,对其中单颗粒锆石送天津地质矿产研究所实验测试室测试,时代为 U-Pb 410.2±1.9Ma(表 1)。

5 侵入岩的地球化学特征

5.1 主量元素特征

研究区侵入岩化学成分分析结果见表 2,其中

SiO₂ = 55.39% ~ 70.37%, Al₂O₃ = 13.43% ~ 17.18%, Na₂O = 2.62% ~ 3.94%, K₂O = 1.13% ~ 4.64%, Na₂O/K₂O = 0.62 ~ 2.96, CaO = 1.58% ~ 6.94%, MgO = 0.78% ~ 6.51%, 里特曼指数 σ 值 1.1~3.0, 小于 3.3, 为钙碱性岩。本区侵入岩属亚碱性(图 2a)、高钾和中钾钙碱系列(图 2b,c), 介于偏铝质和过铝质之间(图 2d), 在 R₁—R₂ 岩石类型分类图中(图 3)位于闪长岩、英云闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩区。

5.2 微量、稀土元素特征

研究区微量元素 Sr = 87×10⁻⁶ ~ 596×10⁻⁶, 3 个样品大于 400×10⁻⁶, 8 个样品介于 300×10⁻⁶ ~ 400×10⁻⁶, 其余 4 个样品 = 87×10⁻⁶ ~ 298×10⁻⁶, δSr = 0.10 ~ 1.35, Sr/Y = 2 ~ 35, Y = 10.58×10⁻⁶ ~ 56.14×10⁻⁶; 在原始地幔微量元素标准化图中(图 4 左), 具有 Rb、Th、Ba 富集, 高强度场元素 Nb、Ta 明显亏损的特点, 整体分配模式具有火山弧花岗岩的特征, 在大陆地壳微量元素标准化图中(图 4 右), 大多元素的比值接近于 1。

稀土元素 ΣREE = 60.23×10⁻⁶ ~ 320.22×10⁻⁶, La/Yb = 7 ~ 16, δEu = 0.35 ~ 0.94, LREE 富集, HREE 亏损, 稀土分配曲线(图 5)呈现明显的较为平滑的斜率相似的近于平行的一组曲线, 均属强烈右倾负斜率轻稀土富集型, 4 个样品具有明显的铕负异常, 其余 8 个样品铕负异常不明显, 轻重稀土分馏明显, 具中等到强的负铕异常, 显示经历了结晶分异过程, 同时各曲线近于平行, 反映出同源岩浆演化的特点。

6 侵入岩物源的判别

从以下几个方面来判断本文研究区侵入岩的物质来源(1) 微量元素标准化图, 在原始地幔微量元

表 1 东昆仑早泥盆世侵入岩时代表

Table 1 The ages of intrusive rock during Early Devonian in East Kunlun

资助本文的工作项目	位置	岩 性	方法	年龄(Ma)	测试单位	测试对象	备注
1:25 万 鲸鱼湖幅	茶德尔塔格西 阿尔格山北	英云闪长岩	U-Pb	413±14	中国科学院地质与地球物理研究所	锆石	
		英云闪长岩	U-Pb	403±3	中国科学院地质与地球物理研究所	锆石	
1:25 万 布喀达坂峰幅	塔鹤托坂日	花岗闪长岩	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar	406.2±2.6 407±31	中国地质大学(北京)地学实验中心	单矿物 黑云母	坪年龄 等时线年龄
	喀雅克登塔格	石英闪长岩 二长花岗岩	SHRIMP U-Pb	407.7±7.5 408.3±5.3	中国地质大学(北京)地学实验中心	锆石	
1:25 万 库郎米其提幅	祁漫塔格山 北侧东沟	二长花岗岩	U-Pb	410.2±1.9	天津地质矿产研究所	锆石	图 1 范围北 (未表示)

注:上述工作项目属于“青藏高原北部空白区基础地质调查与研究”实施项目(编号 1212010310101),由西安地质矿产研究所负责实施。

表 2 东昆仑早泥盆世侵入岩岩石地球化学数据表
Table 2 The data of geochemistry of intrusive rock during Early Devonian in East Kunlun

样号	11-6	1556	12-3	12-4	12-5	12-6	12-61	12-7	12-10	5215	6103	3105	3208	3209	5094
位置	茶德尔塔格西		阿尔格山北							塔鹤托坂日		喀雅克登塔格			
岩石 名称	英云 闪长岩	英云 闪长岩	花岗 闪长岩	石英 闪长岩	英云 闪长岩	英云 闪长岩	石英 闪长岩	英云 闪长岩	英云 闪长岩	花岗 闪长岩	花岗 闪长岩	石英 闪长岩	石英 闪长岩	英云 闪长岩	二长 花岗岩
SiO ₂	60.34	61.10	66.97	58.21	63.62	63.25	55.97	64.93	64.93	67.98	67.96	59.94	55.39	60.71	70.37
TiO ₂	0.51	0.41	0.61	0.83	0.65	0.48	1.10	0.49	0.49	0.76	0.54	0.73	1.63	1.19	0.36
Al ₂ O ₃	17.18	15.65	15.57	15.48	15.55	16.43	14.38	15.89	15.74	13.56	14.32	14.84	15.91	15.82	13.43
Fe ₂ O ₃	2.35	1.56	1.42	2.69	1.97	1.58	3.22	1.89	1.52	2.22	0.88	1.80	1.86	1.74	1.48
FeO	2.65	2.65	2.05	3.25	2.55	2.63	5.65	1.72	2.10	2.73	2.98	3.73	7.04	5.82	2.60
MnO	0.17	0.13	0.12	0.19	0.14	0.14	0.30	0.12	0.12	0.084	0.05	0.086	0.14	0.13	0.07
MgO	4.88	3.77	2.02	2.72	2.94	2.30	5.64	1.83	2.18	1.64	1.52	6.51	4.02	1.63	0.78
CaO	3.68	4.84	3.94	5.49	4.19	5.29	5.77	4.93	4.46	2.82	2.64	4.53	6.94	4.06	1.58
Na ₂ O	3.55	3.42	3.42	3.80	3.50	3.94	3.26	3.94	3.76	2.62	2.69	3.15	2.96	3.49	2.93
K ₂ O	1.38	1.50	1.64	1.75	1.90	1.33	1.13	1.46	1.33	4.26	3.73	2.95	1.95	3.83	4.64
P ₂ O ₅	0.16	0.09	0.10	0.19	0.15	0.12	0.24	0.10	0.09	0.26	0.24	0.12	0.43	0.36	0.16
LOI	1.92	3.78	2.02	3.47	2.30	1.77	3.13	2.23	2.49	1.25	2.12	1.80	1.58	0.99	1.78
Total	98.77	98.90	99.88	98.07	99.46	99.26	99.79	99.53	99.21	100.18	99.67	100.19	99.85	99.77	100.18
Mg [#]	64.8	62.6	52.2	46.3	55.0	50.5	54.3	49.1	53.1	38.4	42.0	68.7	45.4	28.4	26.3
Na ₂ O/K ₂ O	2.57	2.28	2.09	2.17	1.84	2.96	2.88	2.70	2.83	0.62	0.72	1.07	1.52	0.91	0.63
σ	1.4	1.3	1.1	2.0	1.4	1.4	1.5	1.3	1.2	1.9	1.7	2.2	1.9	3.0	2.1
Cr										29	40	217.2	43.6	5.0	7.5
Ni										22.5	22.3	64.3	31.3	6.8	4.5
Co										10.8	10.5	19.6	21.0	10.7	5.1
Sc										11.1	11.1	13.8	23.4	16.8	6.4
Rb	32.8	27.6	52.3	46.8	42.9	27.0	26.6	45.1	40.5	195	152.8	127	85.9	144	267
Ba	337	255	334	425	379	328	244	426	355	580	865	591	386	1550	343
Sr	415	338	407	337	323	354	338	350	340	148	164	596	383	298	87
Ta	0.37	1.00	1.46	1.37	1.41	1.24	1.76	1.17	0.82	0.5	1.1	1.2	1.5	1.6	2.3
Nb	5.3	7.2	10.1	10.9	10.1	9.5	20.1	9.7	12.3	14.7	14.2	9.4	21.6	24.5	17.2
Hf	5.3	3.1	6.2	5.2	4.7	3.9	8.3	3.9	4.3	7.1	5.0	3.9	7.9	12.4	7.1
Zr	129	84.9	202	165	120	133	248	125	130	281	219	140	481	644	245
Y	13.58	10.58	18.64	13.12	12.25	14.90	29.26	11.88	12.61	32.96	19.94	17.03	56.17	42.79	37.08
Th	4.3	4.9	9.8	10.9	10.3	6.6	17.7	9.7	5.6	14.7	18.6	18.1	5.3	7.1	35.9
δSr	1.29	1.35	0.87	0.81	1.27	1.19	0.48	1.16	1.29	0.24	0.29	1.05	0.28	0.30	0.10
Sr/Y	31	32	22	26	26	24	12	29	27	4	8	35	7	7	2
La	12.82	8.43	27.72	22.65	15.79	18.67	41.71	18.25	15.83	27.91	27.25	26.80	54.19	39.55	37.64
Ce	24.39	18.79	41.59	39.95	23.71	23.33	59.66	26.40	23.99	61.37	54.72	57.56	122.90	87.26	83.53
Pr	4.61	4.60	6.08	5.97	3.53	4.42	9.13	4.74	3.86	7.60	7.01	6.89	17.46	12.72	10.44
Nd	19.05	15.12	23.15	18.64	11.95	17.15	37.71	15.42	12.76	26.23	24.95	22.92	66.33	50.01	37.23
Sm	4.00	3.49	4.74	3.63	2.38	3.44	6.79	2.98	2.84	5.97	5.46	4.91	13.87	11.77	8.62
Eu	1.10	0.82	1.17	0.93	0.73	0.97	1.39	0.85	0.85	1.14	1.43	1.11	2.64	3.11	0.94
Gd	3.70	2.85	4.61	3.33	2.39	3.42	7.00	2.70	2.83	6.12	4.84	3.99	12.62	10.20	7.52
Tb	0.63	0.43	0.71	0.53	0.38	0.52	1.07	0.44	0.46	0.96	0.76	0.62	1.91	1.77	1.24
Dy	2.89	2.18	3.75	2.59	2.15	2.91	5.96	2.36	2.58	5.84	4.23	3.16	11.10	10.02	6.89
Ho	0.55	0.52	0.78	0.58	0.46	0.62	1.21	0.49	0.53	1.16	0.83	0.62	2.49	1.94	1.42
Er	1.61	1.37	2.16	1.56	1.29	1.71	3.23	1.26	1.45	3.3	2.04	1.76	6.65	4.94	4.02
Tm	0.26	0.22	0.33	0.25	0.20	0.27	0.50	0.21	0.23	0.52	0.28	0.27	1.00	0.68	0.58
Yb	1.43	1.19	1.92	1.46	1.23	1.6	3.00	1.21	1.34	3.32	1.69	1.70	6.18	4.18	3.87
Lu	0.24	0.22	0.34	0.27	0.22	0.28	0.49	0.22	0.24	0.50	0.23	0.26	0.88	0.59	0.54
ΣREE	77.28	60.23	119.05	102.34	66.41	79.31	178.85	77.53	69.79	151.94	135.72	132.57	320.22	238.74	204.48
δEu	0.87	0.78	0.77	0.82	0.94	0.87	0.62	0.91	0.92	0.58	0.85	0.76	0.61	0.86	0.35
La/Yb	9	7	14	16	13	12	14	15	12	8	16	16	9	9	10

注:测试单位:茶德尔塔格西、阿尔格山北地区硅酸盐、定量光谱、稀土由新疆地质矿产勘查局测试中心测试(常规方法、X 荧光法);塔鹤托坂日、喀雅克登塔格地区硅酸盐由青海省岩矿测试中心测试(常规方法),定量光谱、稀土由武汉岩矿测试中心测试(ICP-MS 方法)。Mg[#] = 100×n(Mg²⁺) / [n(Mg²⁺) + n(TFe²⁺)]; TFeO=FeO+0.9×Fe₂O₃。表中空白处为未测试项目。

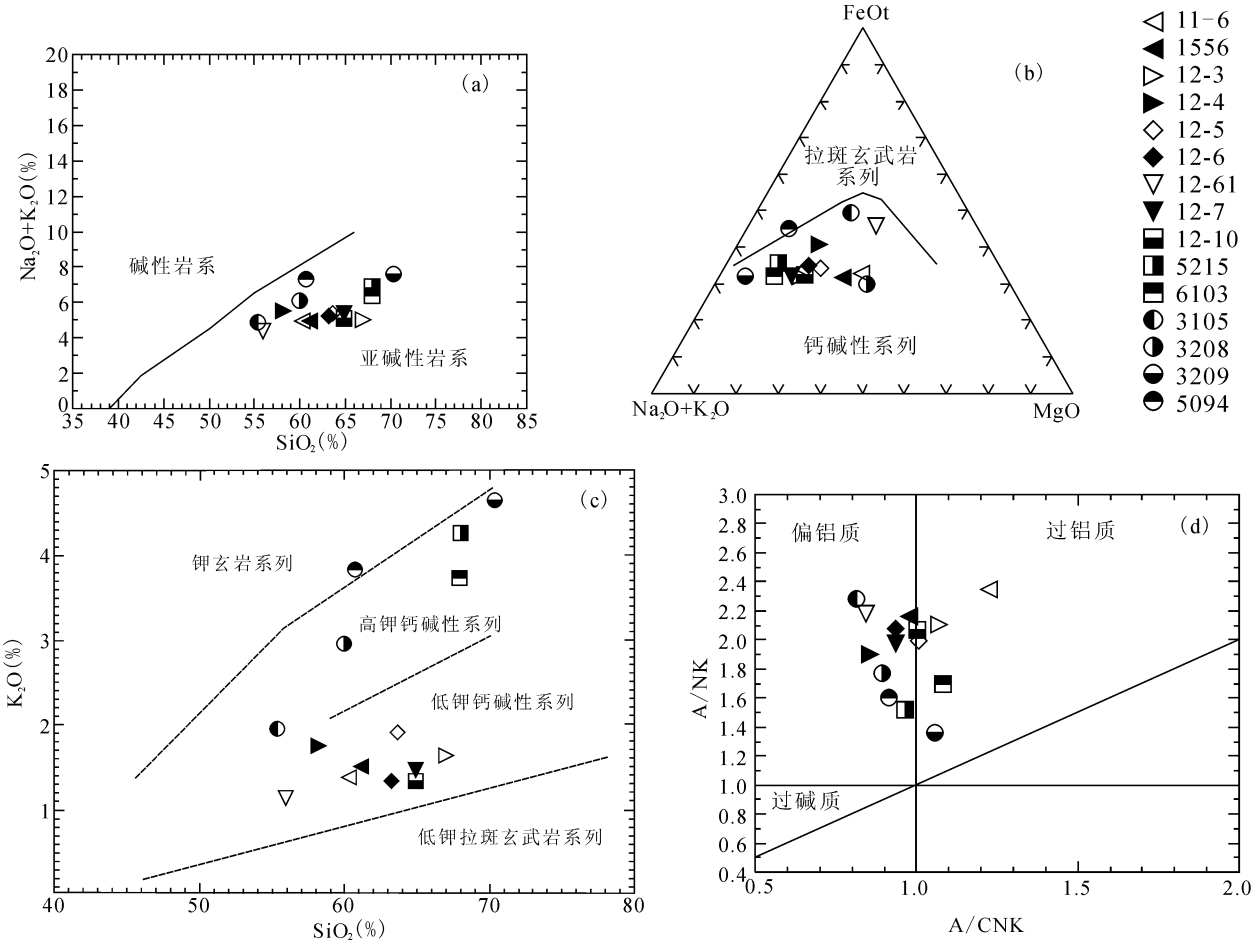


图 2 (Na₂O+K₂O)—SiO₂ 图解(a); (Na₂O+K₂O)—FeO_T—MgO 图解(b);
K₂O—SiO₂ 图解(c); ANK—ACNK 图解(d)
Fig. 2 Na₂O+K₂O—SiO₂ diagram(a); (Na₂O+K₂O)—FeO_T—MgO diagram(b);
K₂O—SiO₂ diagram(c); ANK—ACNK diagram(d)

a、b 底图据 Irvine 等, 1971; c 底图据 Castro 等, 1999 ; d 底图据 Maniar 等, 1989
the original map of (a) and (b) from Irvine et al. ,1971; (c) from Castro et al. ,1999 ; (d) from Maniar et al. ,1989

素标准化图中(图 4 左),具有 Rb、Th、Ba 富集,高强度元素 HFSE 如 Nb、Ta 明显亏损的特点,分配模式具有火山弧花岗岩的特征,表明物质来源具有地幔的成分;在大陆地壳微量元素标准化图中(图 4 右),大多元素的比值接近于 1,说明物质来源具有地壳的成分。稀土元素总量很低,ΣREE=60.23×10⁻⁶~320.22×10⁻⁶, La/Yb=7~16, δEu=0.35~0.94 负异常,暗示物源具有上地幔的源区,(2) δSr 与 δEu 值的判断,研究区微量元素 Sr=87×10⁻⁶~596×10⁻⁶,总体很低,δSr=0.10~1.35,5 个样品为正异常,10 个样品为负异常。邓晋福等(2004)认为花岗岩石中锶的负异常有两种可能,一种源区长石矿物的分离,另一种是源区锶含量低(下地壳锶含量低),具负钕异常的中酸性火成岩形成于

陆壳,并认为东昆仑存在幔源岩浆的底侵作用,两方面表明物质来源具有壳幔混合的成分。(3) Mg[#] 值的判断,研究区 Mg[#]=26.3~68.7,3 个样品分别为 38.4、28.4、26.3,其余大于 40,为高 Mg[#] 钾质侵入岩,而青藏高原高 Mg[#] 钾质岩本身具有壳幔混合的特征(迟效果等,2006)。

(4) I 型花岗岩物源,研究区侵入岩投点主要落在 I 型花岗岩区(图 6)。关于 I 型花岗岩,肖庆辉等(2002)研究花岗岩成因类型时,认为 I 型花岗岩物源来自火成岩或下地壳,高钾钙碱性花岗岩在碰撞结束时特别丰富。Barbarin(1999)指出富钾的钙碱性花岗岩(高钾—低钙)其物源为混合源(壳+地幔)。王涛等(2007)指出阿尔泰造山带花岗岩主要为 I 型花岗岩,具有古老地壳和年轻幔源组分,区域

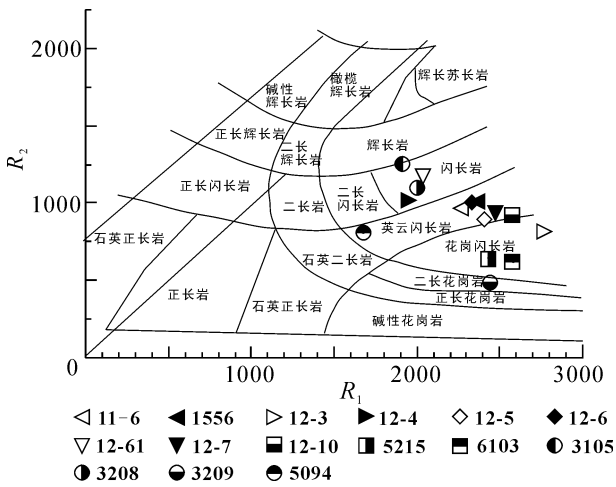


图 3 $R_1 - R_2$ 图

Fig. 3 $R_1 - R_2$ diagrams

底图据 De la Roche 等, 1980

the original map from De la Roche et al., 1980

变形作用在大约距今 410Ma 时期达到最强。此外, 对澳大利亚东部 I 型花岗岩最新的研究结果表明 (Eiler, 2007; Kemp, et al., 2007), 其物质来源于地幔和大陆地壳。

以上特征表明, 岩石具壳幔成因, 岩浆的形成应与幔源岩浆的底侵作用有关, 但幔源成分加入较少, 这些特点表明该超单元形成于造山后造山带伸展崩塌的初期阶段, 此时地壳较厚, 幔源岩浆无法大规模上侵, 在造成壳源物质熔融的同时少量掺入其中。

从该超单元产出的构造位置及区域地质特征分析, 它的形成在空间上和时间上都应与北部祁漫塔格加里东造山带的造山作用有关, 是祁漫塔格加里东造山带在经历了造山作用后, 向造山后伸展崩塌阶段转变时期的产物。

7 侵入岩构造环境判别

7.1 区域地质构造背景对构造环境的判断

中昆仑微陆块, 它是昆仑结合带中相对稳定的块体, 有古老的变质基底, 基底之上发育两套相对代表稳定环境的沉积盖层。基底由前寒武纪变质基底的长城系小庙群组成, 岩性为石英片岩、黑云母斜长片岩等夹大理岩; 盖层分别是中上志留统一中泥盆统一套碳酸盐岩夹碎屑岩地层和中下二叠统碎屑岩、碳酸盐岩沉积地层, 沉积地层中少夹或基本不夹火山岩, 阿其克库勒湖一带见两套盖层间呈角度不整合接触, 它们所代表的大地构造环境为陆缘海盆地, 滨浅海相与碳酸盐岩台地相。

基底和盖层之间在构造组合样式, 变质变形上截然不同, 基底变质相达高绿片岩相—低角闪岩相, 变质地层的原始面理已被后期面理置换, 但后期面理又经过构造叠加改造, 代表中深构造层次的韧性流变构造极发育, 最具代表的是片理褶皱为紧闭, 顺层掩卧等形式, 总体呈穹隆状产出, 是在早期岩浆侵位中由热隆伸展作用形成; 盖层中以发育脆性断层为主要特征, 褶皱构造不发育仅见少量中常—宽缓褶皱, 沿区域深大断裂有局部的韧性变形带, 沉积盖

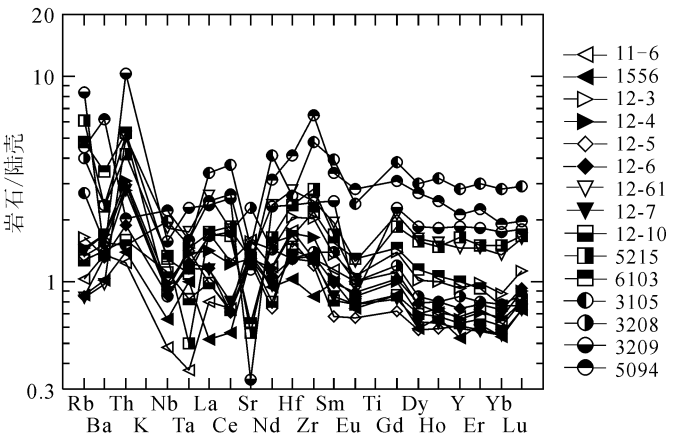
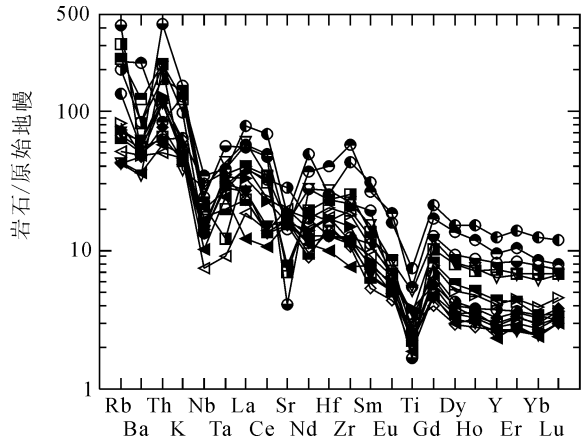


图 4 微量元素标准化图

Fig. 4 Normalized Traces element patterns

原始地幔标准化值据 Sun and McDonough, 1989; 大陆地壳标准化值据 Weaver and Tarney, 1984

the data for primary-mantle-normalizing from Sun and McDonough, 1989; the data for continental-crust-normalizing from Weaver and Tarney, 1984

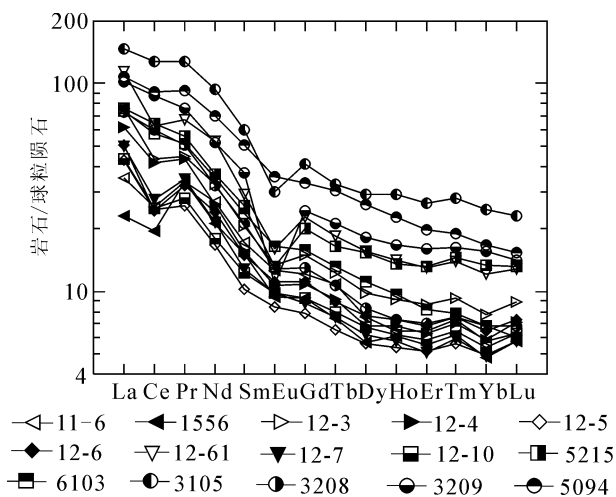
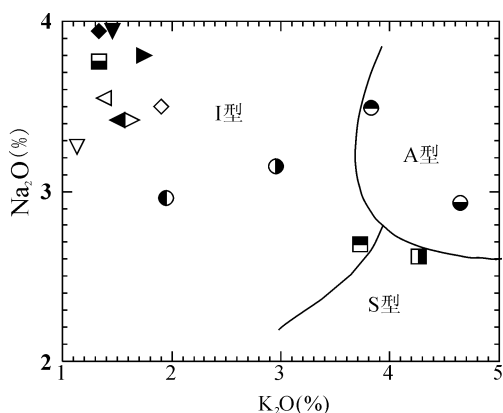


图 5 稀土元素标准化图

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns

球粒陨石标准化值据 Boynton, 1984

the data for chondrite-normalizing from Boynton, 1984

图 6 花岗岩的 Na_2O — K_2O 图解(图例同图 5)Fig. 6 Na_2O — K_2O diagrams for granites

(legends the same to fig. 5)

底图据 Collins 等, 1982

original map from Collins et al., 1982

层仅有轻微变质或基本不变质。晚古生代酸性岩体在中昆仑微陆块中主要分布于茶德尔塔格、花海滩北等地, 呈岩株状产出。

塔鹤托坂日超单元各单元均以岩株形式产出, 早期塔鹤托坂日单元受昆中断裂长期活动影响, 岩石变形强烈, 各侵入体空间群居性较好, 受昆中断裂控制明显, 部分岩石具强烈的糜棱岩化, 平面上呈不规则透镜状近东西向展布。早期单元岩石多已变形成为构造岩, 其间残留有大型围岩捕虏体或顶垂体。晚期单元岩体内部定向组构不发育, 未见同期岩脉产出, 与围岩侵入界线清楚, 不规则, 内接触带见有大量棱角状围岩捕虏体, 该单元兼有被动就位条件下以岩墙扩张和顶蚀方式侵位的双重特征。喀雅克登超单元各单元岩石在结构和成分上差别较大, 喀雅克登超单元属高钾钙碱性系列偏铝质—过铝质岩石, 包体特征显示曾经有幔源物质的参与而经历了岩浆混合作用过程。

上述区域地质资料表明, 研究区侵入岩为后碰撞环境。

7.2 I 型花岗岩形成的构造环境

研究区侵入岩投点主要落在 I 型花岗岩区(图 6)。关于 I 型花岗岩形成的构造环境, Pitcher (1982, 1993) 认为洋闭合后的隆升环境形成(加里东型)I 型花岗岩(见邓晋福等, 2004 中文简化方案); 王涛等(2007)认为花岗岩可视为一种很好的构造标志体, 伴随各期构造运动的始终, 糜棱状花岗岩具有

高钾花岗岩和钾玄岩岩石系列特点, 显示造山后及板内拉张构造环境, 并研究认为 S 型花岗岩—I 型花岗岩—A 型花岗岩的演化分别对应碰撞(挤压)—后碰撞(松弛抬升)—后碰撞或后造山的构造动力学过程。

7.3 高钾钙碱性花岗岩形成的构造环境

研究区侵入岩属高一中钾钙碱性花岗岩, 为偏铝质—过铝质。侯增谦等(2006)研究青藏高原新生代碰撞造山带时, 指出后碰撞岩浆作用形成钾质—超钾质火山岩、钾质埃达克岩、钾质钙碱性花岗岩与淡色花岗岩, 与成矿具有重要关系, 高钾钙碱性花岗岩形成于后碰撞地壳挤压向伸展转化的环境中, 后碰撞环境发育“双峰”岩石组合和过铝—强过铝花岗岩。邓晋福等(2004)认为陆内碰撞造山与 Liegeois (1998) 的 post-collisional period 是一致的, 发育高钾钙碱性系列的造山带是一个加厚的陆壳, 高钾钙碱性和钾玄岩火成岩系列是大陆碰撞造山带的典型组合, 钙碱性—高钾钙碱性花岗岩常常出现在挤压机制向拉张机制转化的过程中, 韩宝福(2007)认为后碰撞花岗岩类主元素特征以中—高钾钙碱性系列为主。在花岗岩的类型与构造环境的判别中, Barbarin(1999)指出富钾的钙碱性花岗岩(高钾—低钙)地球动力学环境为: 构造体系转换环境。

7.4 构造环境判别图

在 Rb — $(\text{Y}+\text{Nb})$ 图解中(图 7)落入火山弧花岗岩(VAG)和板内花岗岩区(WPG); 同时, 15 个样品全部落入 Pearce(1996)圈定后碰撞花岗岩(Post-

COLG)区,显示壳源重熔型花岗岩的特征。关于 Pearce(1996)圈定的后碰撞花岗岩(Post-COLG)范围,赵振华(2007)赞成这一划分并对岩石微量元素构造环境判别图解使用的有关问题作了详细讨论。

综合以上 4 个方面构造环境的综合判别,本文研究的东昆仑早泥盆世侵入岩属于后碰撞造山花岗岩,从而确定了加里东晚期东昆仑碰撞造山的构造过程。

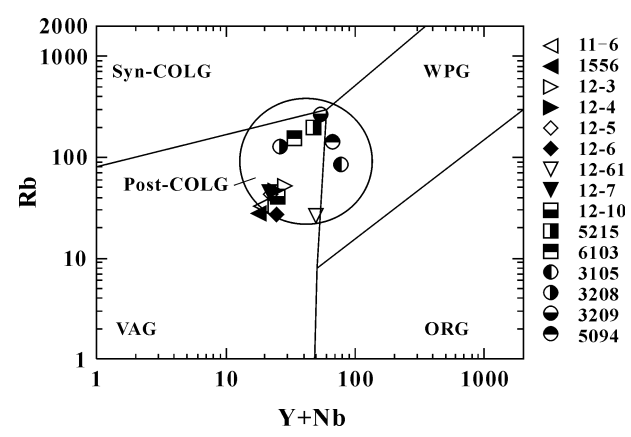


图 7 花岗岩的 Rb—(Y+Nb)构造环境判别图
Fig. 7 Rb—(Y+Nb) tectonic setting determination diagrams for granites
底图据 Pearce 等,1984;Pearce,1996
original map from Pearce et al., 1984;Pearce,1996)

8 结论

东昆仑早泥盆世侵入岩属亚碱性、高钾和低钾钙碱系列,介于偏铝质和过铝质之间,在 R_1 — R_2 岩石类型分类图中位于闪长岩、英云闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩区。在原始地幔微量元素标准化图中,具有 Rb、Th、Ba 富集,高强度元素 Nb、Ta 明显亏损的特点,整体分配模式具有火山弧花岗岩的特征,在大陆地壳微量元素标准化图中,大多元素的比值接近于大陆地壳,岩石具壳幔成因。稀土元素球粒陨石标准化图中,LREE 富集,HREE 亏损,稀土分配曲线属强烈右倾负斜率轻稀土富集型。通过构造环境的综合判断,东昆仑早泥盆世侵入岩属于后碰撞造山花岗岩。

致谢:本文在成文过程中得到了西安地质矿产研究所李行研究员、徐学义研究员、夏祖春研究员的悉心指导,陈隽璐高级工程师给予了一定的帮助,中国地质大学(北京)罗照华教授和本刊副主编周新民教授分别审查了初稿和第二稿并提出了重要的修改

意见,在此一并表示感谢!

参 考 文 献 / References

边千韬,赵大升,叶正仁,常承法,罗小全,高山林. 2002. 初论昆祁秦缝合带. 地球学报,23(6):501~508.

湛宏伟,罗照华,莫宣学,张雪亭,王瑾,王秉璋. 2006. 东昆仑喀雅克登塔格杂岩体的 SHRIMP 年龄及其地质意义. 岩石矿物学杂志,25(1):25~32.

迟效果,董春艳,刘建峰,金巍,李才,刘森,黎广荣. 2006. 青藏高原高 Mg[#] 和低 Mg[#] 两类钾质—超钾质火山岩及其源区性质. 岩石学报,22(3):595~602.

邓晋福,罗照华,苏尚国,等. 2004. 岩浆成因、构造环境与成矿作用. 北京:地质出版社,1~381.

樊光明,雷东宁. 2007. 祁连山东南段加里东造山期构造变形年代的精确限定及其意义. 地球科学,32(1):39~44.

韩宝福. 2007. 后碰撞花岗岩的多样性及其构造环境判别的复杂性. 地学前缘,14(3):64~72.

郝杰,刘小汉,桑海清. 2003. 新疆东昆仑阿牙克岩体地球化学与 ⁴⁰Ar/³⁹Ar 年代学研究及其大地构造意义. 岩石学报,19(3):517~522.

郝杰,刘小汉,王二七,胡霏琴,兰朝利. 2005. 新疆东昆仑阿其库勒湖蛇绿岩的确定. 自然科学进展,15(9):1070~1079.

侯增谦,曲晓明,杨竹森,孟祥金,李振清,杨志明,郑邦平,郑有业,聂风军,高永丰,江思宏,李光明. 2006. 青藏高原碰撞造山带:Ⅲ. 后碰撞伸展成矿作用. 矿床地质,25(6):629~651.

胡健民,赵国春,马国良,张森琦,高殿松. 2004. 秦岭造山带武当地区古生代伸展构造. 地质科学,39(3):305~309.

姜春发,王宗起,李锦铁,等. 2000. 中央造山带开合构造. 北京:地质出版社.

罗照华,邓晋福,曹永清,郭正府,莫宣学. 1999. 青海省东昆仑地区古生代—早中生代火山活动与区域构造演化. 现代地质,13(1):51~56.

戚学祥,吴才来,李海兵. 2005. 北阿尔金喀孜萨依花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其构造意义. 岩石学报,21(3):859~866.

田伟,魏春景. 2005. 北秦岭造山带加里东期低 Al-TTD 系列:岩石特征、成因模拟及地质意义. 中国科学(D辑),35(3):215~224.

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.

王国灿,张天平,梁斌,陈能松,朱云海,朱杰. 1999. 东昆仑造山带昆中复合蛇绿混杂岩带及“东昆中断裂带”地质含义. 地球科学,24(2):129~133.

王涛,王晓霞,郑亚东,洪大卫,王新社. 2007. 花岗岩构造研究及花岗岩构造动力议. 地质科学,42(1):91~113.

吴才来,邵源红,吴锁平,陈其龙,Wooden J L, Mazadab F K, Mattinson C. 2007. 柴达木盆地北缘大柴旦地区古生代花岗岩锆石 SHRIMP 定年. 岩石学报,23(8):1861~1875.

肖庆辉,邓晋福,马大铨,等. 2002. 花岗岩研究思维与方法. 北京:地质出版社,1~294.

杨天南,李锦铁,孙桂华,王彦斌. 2006. 中天山早泥盆世陆弧:来自花岗岩质糜棱岩地球化学及 SHRIMP-U/PB 定年的证据. 岩石学报,22(1):41~48.

张智勇,张克信,朱云海,王瑾. 2005. 昆秦接合部志留—泥盆纪侵入岩及其构造环境. 地球科学,30(2):159~167.

赵振华. 2007. 关于岩石元素构造环境判别图解使用的有关问题. 大地构造与成矿学,31(1):92~103.

- 朱云海,林启祥,贾春兴,王国灿. 2005. 东昆仑造山带早古生代火山岩锆石 SHRIMP 年龄及其地质意义. 中国科学(D 辑), 35(12): 1112~1119.
- Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environment. *Lithos*, 46:605~625.
- Boynton W V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. In: Henderson P. ed. Rare earth element geochemistry. Elsevier, 66~144.
- Castro A, Patino Douce A E, Corretge L C, De La Rosa J D, El-Blad M, El-Hmidi H. 1999. Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: an experimental test of granite petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135:255~276.
- Collins W J, Beams S D, White A J R, Chappell B W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80: 189~200.
- De la Roche H, Leterrier J, Grande Claude P, Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1-R_2 diagrams and major element analyses—its relationships and current nomenclature. *Chemical Geology*, 29:183~210.
- Eiler J M. 2007. On the Origins of Granites. *Science*, 315(5814): 951~952.
- Irvine T N, Baragar W R A. 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8:523~548.
- Kemp A I S, Hawkesworth C J, Foster G L, Paterson B A, Woodhead J D, Hergt J M, Gray C M, Whitehouse M J. 2007. Magmatic and Crustal Differentiation History of Granitic Rocks from Hf—O Isotopes in Zircon. *Science*, 315(5814): 980~983.
- Liegeois J P, Navez J, Hertogen J. 1998. contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralpine granitoids, The use of sliding normalization. *Lithos*, 45:1~28.
- Maniar P D, Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101:635~643.
- Mustard R, Ulrich T, Kamenetsky V S, Mernagh T. 2006. Gold and metal enrichment in natural granitic melts during fractional crystallization. *Geology*, 34(2): 85~88.
- Pearce A E. 1996. Source and setting of granitic rocks. *Episodes*, 19: 120~125.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D and Norry M J (Editors). *Magmatism in the ocean Basins*. Geological Society Special Publication, London, 42: 313~345.
- Weaver B L, Tarney J. 1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, 310, 575~577.

The Evidence of Intrusive Rocks about Collision-orogeny during Early Devonian in Eastern Kunlun Area

ZHAO Zhenming¹⁾, MA Huadong²⁾, WANG Bingzhang³⁾, BAI Yongshan³⁾, LI Rongshe¹⁾, JI Wenhua¹⁾

1) *Xi'an Institute of geology and Mineral Resources, Xi'an, 710054;*

2) *Xinjiang Institute of Geological Survey, Urumqi, 830011;*

3) *Qinghai Institute of Geological Survey, Xining, 810012*

Abstract: The Early Devonian intrusive rocks in central Kunlun fault and its adjacence area in east Kunlun is effected by central Kunlun fault activity, deformed strong, showed irregularly lens- shaped in horizontal plane, distributed approximately west—east direction along the central Kunlun fault. In litho-geochemistry, the intrusive rocks have characteristics of subalkaline, high-K—low-K calc-alkaline,, metaluminous—peraluminous. In R_1-R_2 diagrams they plot in the areas of black granite, tonalite, granodiorte, and monzogranite. In normalized traces element patterns, they are enriched in Rb, Th, Ba, deeply depleted in HFSE (Nb, Ta). In chondrite-normalized REE patterns, they are enriched in LREE, depleted in HREE, the curves behave right inclined, and have volcano-arc granitic characters. Based on regional geological data and tectonic setting diagrams of granites, the Early Devonian intrusive rocks studied in this paper are post- collision-orogenic granites, the material resources originated from interaction of crust—mantle. It is concluded that the collision-orogenic movement had taken place in east Kunlun during late Caledonian orogeny.

Keywords: East Kunlun; Early Devonian; intrusive rock; collision-orogeny movement

